



Facultad de Ciencias  
Naturales y Museo



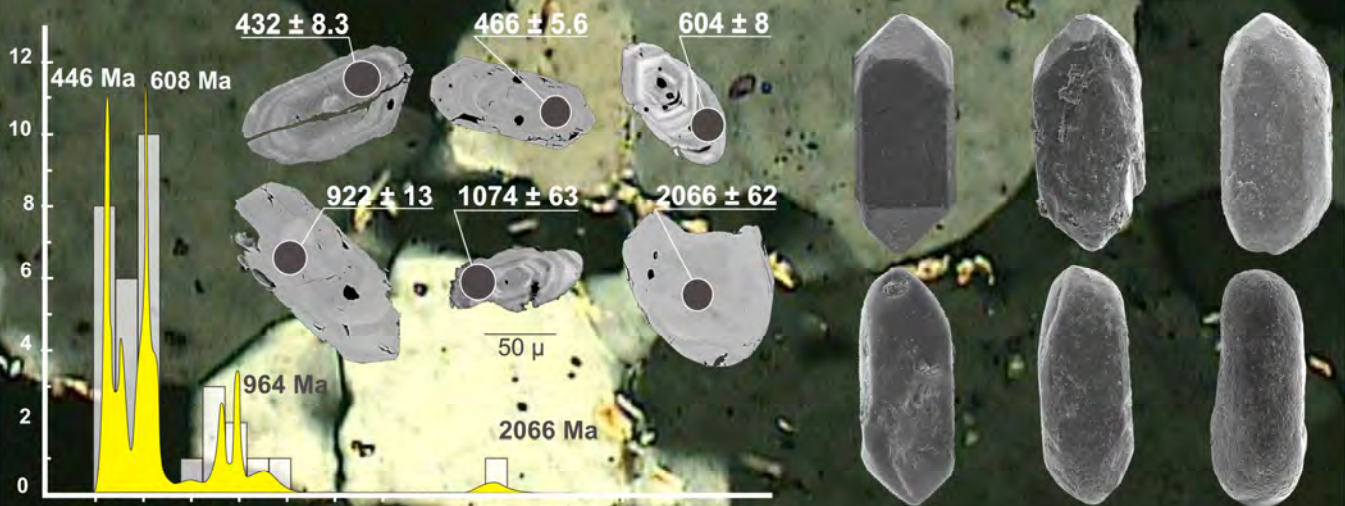
Universidad Nacional  
de La Plata

# ANÁLISIS DE LA PROGEDENCIA E HISTORIA TECTÓNICA DEL PALEOZOICO INFERIOR SEDIMENTARIO DEL SECTOR ORIENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO: CORRELACIONES E IMPLICANCIAS PALEOGEOGRÁFICAS



100µ

Tesista: Lic. Norberto J. Uriz  
Director: Prof. Dr. Carlos A. Cingolani  
Co-Director: Prof. Dr. Moacir J.B. Macambira  
- 2014 -



**Universidad Nacional de La Plata**

**Facultad de Ciencias Naturales y Museo**

**Tesis Doctoral**

**ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA E HISTORIA  
TECTÓNICA DEL PALEOZOICO INFERIOR  
SEDIMENTARIO DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO:  
CORRELACIONES E IMPLICANCIAS  
PALEOGEOGRÁFICAS.**

**Lic. Norberto J. Uriz**

**Director: Prof. Dr. Carlos A. Cingolani  
Co-Director: Prof. Dr. Moacir J. B. Macambira**

**- 2014 -**

**INDICE****RESUMEN (ABSTRACT)**

<b>I. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
A.- UBICACIÓN DEL ÁREA .....	2
B.- OBJETIVOS .....	6
C.- METODOLOGÍAS .....	7
D.- ANTECEDENTES .....	9
<b>II. ÁREA DE ESTUDIO DENTRO DEL CONTEXTO GONDWÁNICO</b> .....	14
A.- PALEOGEOGRAFÍA .....	14
B. RELACIÓN CON EL SISTEMA PLEGADO DEL CABO (SUDÁFRICA) .....	15
B1. SISTEMA PLEGADO DEL CABO.....	15
B1a.- Grupo Table Mountain .....	17
B1b.- Grupo Bokkeveld .....	18
B1c.- Grupo Witteberg .....	18
B2. CORRELACIÓN .....	19
C.- CUENCAS SILÚRICO-DEVÓNICAS SUDAMERICANAS .....	27
D.- LA CUENCA DE CLAROMECÓ Y SU POSIBLE VINCULACIÓN CON LOS DEPOCENTROS DE VENTANA Y SIERRA GRANDE .....	31
<b>III. GEOLOGÍA REGIONAL</b> .....	35
A.- MACIZO NORDPATAGÓNICO .....	35
A1.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....	35
A1a.- Dominio Oriental o Atlántico .....	35
A1b.- Dominio Occidental .....	39
A2.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE (MACIZO NORDPATAGÓNICO) .....	44
A2a.- Reseña estratigráfica e histórica de la Formación Sierra Grande ..	44
A2b.- Características sedimentarias y estructurales .....	45
B.- SIERRA DE LA VENTANA (SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES) .....	49
B1.- MARCO GEOLÓGICO .....	49
B2.- SECUENCIA SEDIMENTARIA PALEOZOICA: RESEÑA ESTRATIGRÁFICA .....	50
B2a.- Grupo Curamalal .....	50
B2b.- Grupo Ventana .....	51
B2c.- Grupo Pillahuincó .....	53
B3.- SÍNTESIS DE LOS MODELOS INTERPRETATIVOS DEL SISTEMA VENTANIA .....	53

<b>IV. RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y ESTUDIO DE LOS MINERALES</b>	
<b>PESADOS</b> .....	56
A.- MUESTREO Y CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES ANALIZADAS .....	56
A1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE .....	56
A2.- GRUPO VENTANA .....	58
B.- ESTUDIO PETROGRÁFICO .....	59
B1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE .....	60
B2.- GRUPO VENTANA .....	66
B3.- SÍNTESIS INTERPRETATIVA DE LA PETROGRAFÍA.....	68
C.- MORFOLOGÍA Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS .....	72
C1.- INTRODUCCIÓN .....	72
C2.- MÉTODOS DE SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS .....	73
C3.- FUNDAMENTOS DEL MÉTODO .....	75
C4.- ANALISIS MORFOLÓGICO Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES .....	76
C4a.- Formación Sierra Grande .....	77
C4b.- Grupo Ventana: Formación Lolén .....	78
C5.- DISCUSIÓN .....	80
<b>V. RESULTADOS: GEOQUÍMICA</b> .....	81
A.- INTRODUCCIÓN .....	81
B.- UNIDADES ESTUDIADAS .....	82
C.- PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS Y MÉTODO ANALÍTICO .....	85
D.- RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LOS ANÁLISIS GEOQUÍMICOS .....	85
D1.- ELEMENTOS MAYORITARIOS Y MINORITARIOS .....	85
D1a.- Formación Sierra Grande .....	85
D1b.- Grupo Ventana .....	86
<i>D1b-I.- Formación Napostá</i> .....	87
<i>D1b-II.- Formación Providencia</i> .....	87
<i>D1b-III.- Formación Lolén</i> .....	88
D1c.- Formación Sierra Grande vs. Grupo Ventana .....	89
D1d.- Composición de la Corteza Continental Superior (CCS) vs. Unidades estudiadas .....	92
D1e.- Clasificación geoquímica de las muestras analizadas .....	98
D1f.- Índice de Alteración Química (CIA - Chemical Index of Alteration) ..	100
D1g.- Aplicación de los elementos mayoritarios al análisis de procedencia .....	103
D2.- ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS .....	106
D2a.- Aplicación de los elementos traza y tierras raras al análisis de procedencia .....	108
D2b.- Geoquímica de elementos traza para la Formación Sierra Grande	

y Grupo Ventana .....	110
• <i>Formación Sierra Grande</i> .....	110
• <i>Formación Napostá</i> .....	111
• <i>Formación Providencia</i> .....	112
• <i>Formación Lolén</i> .....	113
• <i>Formación Sierra Grande vs. Grupo Ventana</i> .....	114
D2c.- Relaciones Th/Sc vs. Zr/Sc .....	118
D2d.- Geoquímica de ETR de la Formación Sierra Grande y el Grupo Ventana .....	121
• <i>Formación Sierra Grande</i> .....	121
• <i>Formación Napostá</i> .....	122
• <i>Formación Providencia</i> .....	122
• <i>Formación Lolén</i> .....	123
• <i>Comparación de los ETR de la Formación Sierra Grande         vs. Grupo Ventana</i> .....	125
D3.- DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS Y PROCEDENCIA .....	126
D3a.- Diagramas La-Th-Sc y Th-Sc-Zr/10 .....	127
D3b.- Diagramas Th-Co-Zr/10 y Th-Hf-Co .....	128
D3c.- Diagrama discriminante Hf vs La/Th .....	129
E.- DISCUSIÓN .....	131
<b>VI. RESULTADOS: GEOLOGÍA ISOTÓPICA</b> .....	138
A.- INTRODUCCIÓN .....	138
B.- UNIDADES ESTUDIADAS .....	139
C.- ANTECEDENTES .....	143
D.- DATACIONES RADIMÉTRICAS U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS .....	146
D1.- MATERIALES Y TÉCNICA ANALÍTICA .....	146
D2.- SISTEMÁTICA U-PB POR LA-ICP-MS Y SHRIMP .....	146
D2a.- LA-ICP-MS .....	147
D2b.- SHRIMP .....	148
D3.- EDADES U-Pb .....	149
D3a.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE .....	149
• <i>Miembro Polke</i> .....	149
• <i>Miembro San Carlos</i> .....	152
• <i>Miembro Herrada</i> .....	155
D3b.- GRUPO VENTANA .....	157
• <i>Formación Napostá</i> .....	157
• <i>Formación Providencia</i> .....	158

• <i>Formación Lolén</i> .....	159
D4.- ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS EDADES .....	161
• <i>Formación Sierra Grande vs. Formación Napostá</i> .....	164
• <i>Formación Sierra Grande vs. Formación Providencia</i> .....	164
• <i>Formación Sierra Grande vs. Formación Lolén</i> .....	165
• <i>Análisis comparativo expresado en forma porcentual</i> .....	166
• <i>Comparación de edades de poblaciones de circones     detríticos (K-S test)</i> .....	173
D5.- PROCEDENCIA .....	177
D6.- COMPARACIONES CON OTRAS UNIDADES .....	179
D6a.- Formación Balcarce (Sistema Tandilia) .....	179
D6b.- Supergrupo Cape (Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica) .....	183
• <i>Formación Napostá vs. Subgrupo Nardouw: Formación         Goudini (región occidental) y Formación Tchando (región         oriental)</i> .....	190
• <i>Formación Providencia vs. Subgrupo Nardouw: Formación         Rietvlei (región occidental) y Formación Kouga (región         oriental)</i> .....	191
• <i>Formación Lolén vs. Subgrupo Nardouw: Formación         Skurweberg (región occidental), Subgrupo Ceres:         Formaciones Gamka y Hex River (región oriental);         Formaciones Hex River y Boplaas (región oriental) y         Subgrupo Traka: Formación Adolphspoot.</i> .....	192
D6c.- Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida) .....	194
E.- ESTUDIOS ISOTÓPICOS Lu-Hf EN CIRCONES DETRÍTICOS .....	202
E1.- INTRODUCCIÓN .....	202
E2.- SISTEMA Lu-Hf: CONCEPTOS GENERALES .....	203
E3.- MATERIALES Y TÉCNICAS ANALÍTICAS .....	205
E4.- UNIDADES ANALIZADAS .....	206
E5.- RESULTADOS .....	207
• <i>Formación Sierra Grande</i> .....	207
• <i>Formación Providencia (Grupo Ventana)</i> .....	207
E6.- DISCUSIÓN .....	210
F.- ISOTOPOS DE Sm-Nd, EDADES MODELO ( $T_{DM}$ ) y $\epsilon Nd$ .....	212
F1.-INTRODUCCIÓN .....	212
F2.- SISTEMA Sm/Nd: CONCEPTOS GENERALES .....	212
F3.- MUESTRAS Y TÉCNICAS ANALÍTICAS .....	218
• <i>Técnica Analítica</i> .....	219
F4.- RESULTADOS DE LAS EDADES MODELO Sm-Nd (roca total) .....	221

• <i>Grupo Ventana</i> .....	222
• <i>Formación Sierra Grande</i> .....	223
F5.- DISCUSIÓN .....	224
<b>VII. ÁREAS DE PROCEDENCIA Y CONSIDERACIONES</b>	
<b>PALEOGEOGRÁFICAS</b> .....	226
A.- INTRODUCCIÓN .....	226
B.- CICLOS OROGÉNICOS REGISTRADOS .....	227
B1.- SUNSÁS o GRENVILLIANO .....	227
B2.- CICLO PAMPEANO-BRASILIANO .....	229
B3.- CICLO FAMATINIANO .....	231
C.- SINTESIS DE LAS PRINCIPALES FUENTES RECONOCIDAS .....	234
C1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE .....	234
C1a.- Miembro Polke .....	234
C1b.- Miembro San Carlos .....	236
C1c.- Miembro Herrada .....	238
C2.- GRUPO VENTANA .....	240
C2a.- Formación Napostá .....	240
C2b.- Formación Providencia .....	242
C2c.- Formación Lolén .....	243
D.- ANALISIS COMPARATIVO DE LAS FUENTES .....	244
E.- PROCEDENCIA .....	248
E1.- PALEOGEOGRAFÍA .....	248
E2.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE .....	249
E3.- GRUPO VENTANA .....	251
F.- UNIDADES CORRELACIONABLES Y PROBABLES FUENTES COMUNES .....	252
F1.- FORMACION BALCARCE (SISTEMA TANDILIA) vs. FORMACIÓN PROVIDENCIA (SISTEMA VENTANIA) y FORMACIÓN SIERRA GRANDE (MACIZO NORDPATAGÓNICO) .....	252
F2.- GRUPOS TABLE MOUNTAIN Y BOKKEVELD (SUDÁFRICA) vs. GRUPO VENTANA y FORMACIÓN SIERRA GRANDE (SUDAMÉRICA) .....	255
F3.- GRUPO CRASHSITE (ANTARTIDA) vs. FORMACIÓN SIERRA GRANDE, GRUPO VENTANA (SUDAMÉRICA) y GRUPOS TABLE MOUNTAIN y BOKKEVELD (SUDÁFRICA) .....	258
G.- CONSIDERACIONES Y PROPUESTA PALEOGEOGRÁFICA .....	261
<b>VIII. CONSIDERACIONES FINALES</b> .....	268
A.- ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MORFOLOGÍA-TIPOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS .....	268
B.- GEOQUÍMICA .....	268

C.- GEOLOGÍA ISOTÓPICA .....	270
C1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE .....	270
C2.- GRUPO VENTANA .....	271
C2a.- Formación Napostá .....	271
C2b.- Formación Providencia .....	271
C2c.- Formación Lolén .....	272
C3.- ANALISIS COMPARATIVO DE LOS RESULTADOS U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS ENTRE LA FORMACIÓN SIERRA GRANDE Y LAS UNIDADES DEL GRUPO VENTANA .....	272
C4.- COMPARACIONES CON OTRAS UNIDADES .....	273
C4a.- Formación Balcarce (Sistema Tandilia) vs. Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana .....	273
C4b.- Supergrupo Cape (Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica) vs. Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana .....	273
o <i>Formación Providencia vs. Subgrupo Nardouw: (regiones             occidental y oriental)</i> .....	273
o <i>Formación Lolén vs. Subgrupo Nardouw: Fm. Skurweberg             (región occidental), Subgrupo Ceres: Fms. Gamka y Hex             River (región oriental); Fms. Hex River y Boplaas (región             oriental) y Subgrupo Traka: Fm. Adolphspoort</i> .....	273
C4c.- Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida) vs. Formación Sierra Grande .....	273
C4d.- Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida) vs. unidades del Grupo Ventana .....	274
C5.- ISOTÓPOS Lu-Hf EN CIRCONES DETRÍTICOS .....	274
C6.- ISOTOPOS DE Sm-Nd, EDADES MODELO (TDM) y $\epsilon$ Nd .....	274
D.- PRINCIPALES FUENTES RECONOCIDAS, ÁREAS DE PROCEDENCIA E IMPLICANCIAS PALEOGEOGRÁFICA .....	275
<b>IX. AGRADECIMIENTOS</b> .....	277
<b>X. BIBLIOGRAFÍA</b> .....	276
<b>ANEXO</b> .....	A1
ANEXO A.- TABLAS DE RESULTADOS U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS POR LAS METODOLOGÍAS LA-ICP-MS Y SHRIMP.....	A1
ANEXO B.- TRABAJOS PUBLICADOS EN JORNADAS, CONGRESOS Y REVISTAS ...	A11



## RESUMEN

Las unidades sedimentarias silicoclásticas silúrico-devónicas conocidas como Formación Sierra Grande y la parte media-superior del Grupo Ventana afloran en la región oriental del Macizo Nordpatagónico y en el Sistema Ventania, en el borde atlántico de Argentina. Ambas secuencias muestran similares características estratigráficas y fueron depositadas en paleoambientes de plataforma marina somera. Contribuciones previas han aportado evidencia de un terreno Patagonia alóctono que se amalgamó a Gondwana durante el Pérmio-Triásico. Otras líneas de investigación apoyan la continuidad de la corteza hacia el sur, donde los eventos pampeanos y famatinianos se extienden hacia el norte de la Patagonia. En cualquier caso, el aporte de detritos a las cuencas eo-mesopaleozoicas se generaron en un contexto tectónico de margen pasivo, debiendo reflejar las fuentes sedimentarias. En la presente tesis, a partir de los estudios mineralógicos, petrográficos, geoquímicos y especialmente isotópicos por las metodologías LA-ICP-MS y SHRIMP para los análisis U-Pb y Lu-Hf en circones detríticos, y Sm-Nd en roca total, se aportan nuevos datos sobre la edad de procedencia sedimentaria de estas unidades. Las principales fuentes de circones detríticos reconocidas para ambas regiones comprenden edades del Cámbrico-Ordovícico y Neoproterozoico, mientras que el Mesoproterozoico se presentó como moda secundaria. Los circones más viejos derivados de fuentes cratónicas con edades mesoarqueanas-paleoproterozoicas se encontraron escasamente registrados. Las edades más jóvenes para la Formación Sierra Grande y la sección media del Grupo Ventana correspondieron a circones del Silúrico, en tanto que para la parte superior del Grupo Ventana (Formación Lolén) se obtuvieron registros del Devónico, alcanzando posiblemente al Carbonífero inferior. Los análisis comparativos y *testeo* estadísticos aplicados (*K-S test*) demuestran que La Formación Sierra Grande comparte similares registros de edades U-Pb de circones detríticos con la sección del Grupo Ventana correspondiente a las formaciones Napostá y Providencia, mientras que la parte alta de la secuencia (Formación Lolén) mostró un cambio importante en la procedencia sedimentaria, con una moda principal de circones detríticos del Mesoproterozoico. En función de los ciclos orogénicos conocidos para el suroeste de América del Sur (Famatiniano, Pampeano-Brasiliano, Mesoproterozoico-'Grenvilliano') y unidades cratónicas que comprenden registros del Paleoproterozoico, Neoarqueano y Mesoarqueano, se pudo determinar que los principales aportes sedimentarios derivan de fuentes con edades correspondientes a los ciclos Pampeano-Brasiliano, Famatiniano y Mesoproterozoico M3 (Grenvilliano), con escasa participación desde áreas con componentes de edades antiguas ('cratónicas'). Las comparaciones con unidades equivalentes a nivel local (Formación Balcarce, Argentina) y regional (Grupos Table Mountain y Bokkeveld, Supergrupo Cape, Sudáfrica) y Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida), muestran elementos comunes de correlación con los diferentes niveles analizados para las secuencias de la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana. A partir de los antecedentes geológicos, geofísicos y paleobiológicos para el sector sur-occidental de Gondwana y los nuevos datos aportados en la

presente Tesis, se favorece el modelo paleogeográfico que involucra la parautoctonía del Terreno Nordpatagónico respecto del sur de Gondwana Occidental. En este caso el Terreno Nordpatagónico, se ubicaría próximo al borde sureste de Sudáfrica durante el Paleozoico temprano (Cámbrico Tardío-Ordovícico Temprano), evolucionando hacia la amalgamación definitiva en el borde austral de Sudamérica hacia el Devónico Tardío-Carbonífero Temprano. Finalmente, se concluye que las cuencas silúrico-devónicas desarrolladas en la región sur de Sudamérica (Grupo Ventana) y en el Terreno Nordpatagónico (Formación Sierra Grande), evolucionaron en un contexto paleogeográfico de margen pasivo donde los aportes detríticos que actuaron en el relleno, derivaron desde fuentes que resultaron comunes a ambas regiones.

## ABSTRACT

The Silurian–Devonian siliciclastic sedimentary units known as Sierra Grande Formation and the upper part of the Ventana Group crop out in the eastern area of the North Patagonian Massif and in the Ventania system, toward the Atlantic border of Argentina. Both sequences show similar stratigraphical characteristics and were deposited in a shallow marine platform paleoenvironment. Previous contributions have provided evidence of an allochthonous Patagonia terrane that amalgamate to Gondwana during the Permian–Triassic. However, other lines of research support a crustal continuity southward, where the Pampean and Famatinian events extend into the northern Patagonia. In either case, the detrital input to the Eo–Mesopaleozoic basins generated along the passive margin tectonic setting should reflect the sedimentary sources. In the present Thesis, based on the mineralogical, petrographical, geochemical and especially isotopic methodologies for LA-ICP-MS and SHRIMP for U-Pb and Lu-Hf analysis of detrital zircons and Sm-Nd whole rock, new data on the age of sedimentary origin of these units are given. The main sources of detrital zircons recognized for both regions include Cambrian-Ordovician and Neoproterozoic ages, while a secondary mode the Mesoproterozoic. The oldest zircons derived from cratonic age sources (Mesoarchean-Paleoproterozoic) were scarce. Younger ages for the Sierra Grande Formation and the lower-medium section of the Ventana Group corresponded to the Silurian zircons, while for the top of the Ventana Group (Lolén Formation) Devonian records were obtained, possibly reaching the Lower Carboniferous. Comparative analysis and statistical test (KS test) show that the Sierra Grande Formation presents similar records of U-Pb ages of detrital zircons in the basal section of the Ventana Group (Napostá and Providencia formations), while the upper part of the sequence (Lolén Formation) showed a significant change in the sedimentary source, with a main mode from Mesoproterozoic detrital zircons. According to the recognized orogenic cycles to southwestern South America (Famatinian, Pampean-Brasiliano, Mesoproterozoic-'Grenvillian'), could be determined that the main sedimentary contributions derived from sources corresponding to the Pampean-Brasiliano, Famatinian and Mesoproterozoic M3 (Grenvillian) cycles, with few contributions from Archean to Paleoproterozoic detritus. Comparisons with locally equivalent units (Balcarce Formation, Argentina) and regional (Table Mountain and

Bokkeveld Groups, Cape Supergroup, South Africa) and Crashsite Group (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antarctica), show common elements in correlation with different levels analyzed sequences for the Sierra Grande Formation and Ventana Group units. Based on geological, geophysical and paleobiological evidence for south-western Gondwana sector and new data produced in this Thesis, a paleogeographic model which involves the parautochthonous North Patagonia Terrane respect of southern Western Gondwana is supported. Thus, the North Patagonia Terrane, would be located near the southeast edge of South Africa during the Early Paleozoic (Late Cambrian-Early Ordovician), evolving into the final amalgamation at the southern edge of South America to the Late Devonian-Early Carboniferous. Finally, is concluded that the Silurian-Devonian basins developed in the southern region of South America (Ventana Group) and the North Patagonia Terrane (Sierra Grande Formation) developed a passive margin in a paleogeographic context where detrital contributions derived from sources that were common to both regions.

## I.- INTRODUCCIÓN

Las coberturas paleozoicas aflorantes en diversos sectores del Macizo Nordpatagónico (parte oriental) y del Cratón del Río de la Plata (extremo sur), se caracterizan por la presencia de sedimentitas silicoclásticas desarrolladas durante una evolución de tipo margen pasivo (Figura I-1). A pesar de su semejanza litológica, su procedencia e historia tectónica tienen aún interrogantes importantes, como por ejemplo si formaron parte de una plataforma silicoclástica común o evolucionaron sobre terrenos tectónicos separados que luego fueron acrecionados.

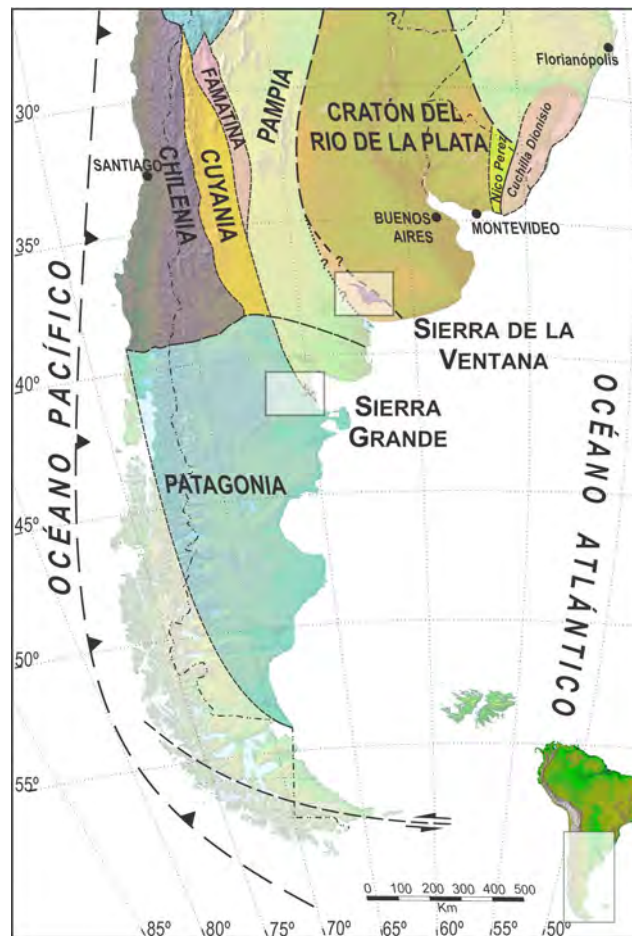
Estas secuencias sedimentarias se habrían desarrollado sobre una plataforma somera de amplia extensión, en un ámbito “intracratónico”, siendo correlacionables con unidades de similar edad presentes en el sistema plegado del Cabo de Sudáfrica, ya reconocido por Du Toit (1937) como parte del llamado “Geosinclinal de Samfrau”. Asimismo guarda una íntima relación con las rocas del archipiélago de Malvinas y las Ellsworth Mountains de Antártida (von Gosen *et al.*, 1990).



**Figura I-1.-** Contexto gondwánico para el Silúrico-Devónico y ubicación del área de estudio en el ámbito de margen pasivo. Basado en Cocks y Torsvik (2002). **CRP:** Cratón del Río de la Plata; **TC:** Terreno Cuyania; **TCH:** Terreno Chileno; **TP:** Terreno Patagónico; **CA:** Cratón de Amazonas.

Cabe destacar que Ramos (1984), en su hipótesis de trabajo propone que la Patagonia habría constituido un terreno alóctono al continente sudamericano, siendo posteriormente acrecionada durante el Pérmico-Triásico, quedando como probable zona de sutura lo que es actualmente la cuenca del río Colorado, en tanto que la Sierra de la Ventana constituiría la “cadena plegada y corrida” y el sector de Tandilia el antepaís sudamericano. En este modelo, la Formación Sierra Grande constituiría una unidad eopaleozoica formada sobre el terreno

Patagonia y por su parte los Grupos Curamalal-Ventana y Formación Balcarce (Sierras Australes y Septentrionales de Buenos Aires respectivamente) sobre el ámbito del Cratón del Río de la Plata. Otros modelos clásicos basados en datos paleomagnéticos (Rapalini, 1998) y posible extensión del orógeno famatiniano, postulan para el Paleozoico Inferior, la continuidad de la corteza continental sudamericana hacia la Patagonia (Dalla Salda *et al.*, 1992a), con lo cual estas cuencas eopaleozoicas deberían reflejar una evolución similar de margen pasivo o eventualmente una parautoctonía (de origen gondwánico) dentro de un proceso de rifting y desplazamientos transcurrentes (Aceñolaza *et al.*, 2002, Rapela, *et al.*, 2003). La Figura I-2 sintetiza la distribución de los terrenos tectónicos y sus mutuas relaciones, como así también la ubicación general de las áreas principales de estudio para comprender el contexto en el cual evolucionaron las cuencas de sedimentación silúrico-devónicas.



**Figura I-2.-** Distribución de los terrenos sudamericanos acrecionados y ubicación de las áreas de estudio. Modificado de Ramos (1988, 1995, 2002, 2009); Rapalini (2005); Pankhurst *et al.* (2006); Tohver *et al.* (2012).

## A.- UBICACIÓN DEL ÁREA

En la región patagónica la unidad objetivo del presente estudio es la Formación Sierra Grande que aflora en las provincias de Río Negro y Chubut, hallándose expuesta saltuariamente en distintas serranías, junto a terrenos correspondientes al basamento ígneo – metamórfico ‘pre-Silúrico’, sobre el cual se asienta en marcada discordancia. Los afloramientos

más importantes se encuentran ubicados aproximadamente a unos 94 km al sur de la localidad de San Antonio Oeste, provincia de Río Negro, con una orientación general NW-SE. Esta unidad ha sido motivo de diversos estudios, especialmente por la importancia económica de sus yacimientos de hierro que se han explotado por la empresa HIPASAM hasta la década de 1980, como así también trabajos estratigráficos, sedimentológicos, composicionales, entre otros. Los asomos más importantes aparecen al sur de la sierra homónima (donde se encuentran los Yacimientos Sur y Este), entre los puestos Polke y Herrada (Yacimiento Norte), próximos a la Loma Alfaro, Loma de Monochio, Punta Sierra y Sierra del Rincón, existiendo asomos menores al oeste de la Sierra Colorada y al sudeste del puesto de Prado (Figura I-3a, b). Este conjunto de sedimentos marinos presenta una potencia máxima de 1100 m según Klammer (1964) y de hasta 2130 m de acuerdo a Zanettini (1981, 1991), contando con información del subsuelo. Este autor, subdividió la unidad en tres miembros sobre la base de caracteres petrográficos y contenido fosilífero: Polke (inferior), San Carlos (medio) y Herrada (superior). En términos generales se compone de cuarcitas, areniscas y pelitas y sus tipos transicionales, apareciendo en menor proporción niveles de conglomerados y areniscas conglomerádicas y dos horizontes ferríferos. Posee también diques de diabasas y rocas clorítico-granatíferas sinsedimentarias, existiendo indicios de participación tufítica en la secuencia (Klammer, 1964). Las cuarcitas, por su dureza, forman crestas sobresalientes (bancos guías) o están interestratificada con areniscas y arcilitas que se repiten frecuentemente de manera rítmica. Para los horizontes mineralizados se realizaron numerosos estudios (Zöllner, 1951; DEMAG, 1963; Zanettini, 1981). Este último autor, determina sobre la base de rasgos litoestratigráficos y estructurales dos horizontes, que fueron denominados Rosales (inferior) y Alfaro (superior), cada uno formado por uno a cuatro estratos o lentes ferríferos, intercalados entre sedimentitas estériles. La fauna de invertebrados marinos que contiene la Formación Sierra Grande está integrada esencialmente por braquiópodos, trilobites, bivalvos, gastrópodos e icnofósiles de tipo *Skolithos* y *Cruziana* (Müller, 1965, Braitsch, 1965; Zanettini, 1981). La presencia de *Clarckea antisiensis* (Müller, 1965) en Loma de los Fósiles determina una edad silúrica media para los depósitos. Manceñido y Damborenea (1984) como resultado de la revisión de la fauna de Loma de los Fósiles, confirman una edad wenlockiana (Zona de Harringtonina) con típicos elementos endémicos del hemisferio sur. Las edades eodévónicas no quedan debidamente comprobadas, como lo sugiere la presencia de *Conularia* cf. *C. quichua*, dado que se halla presente también en el Silúrico del noroeste argentino.

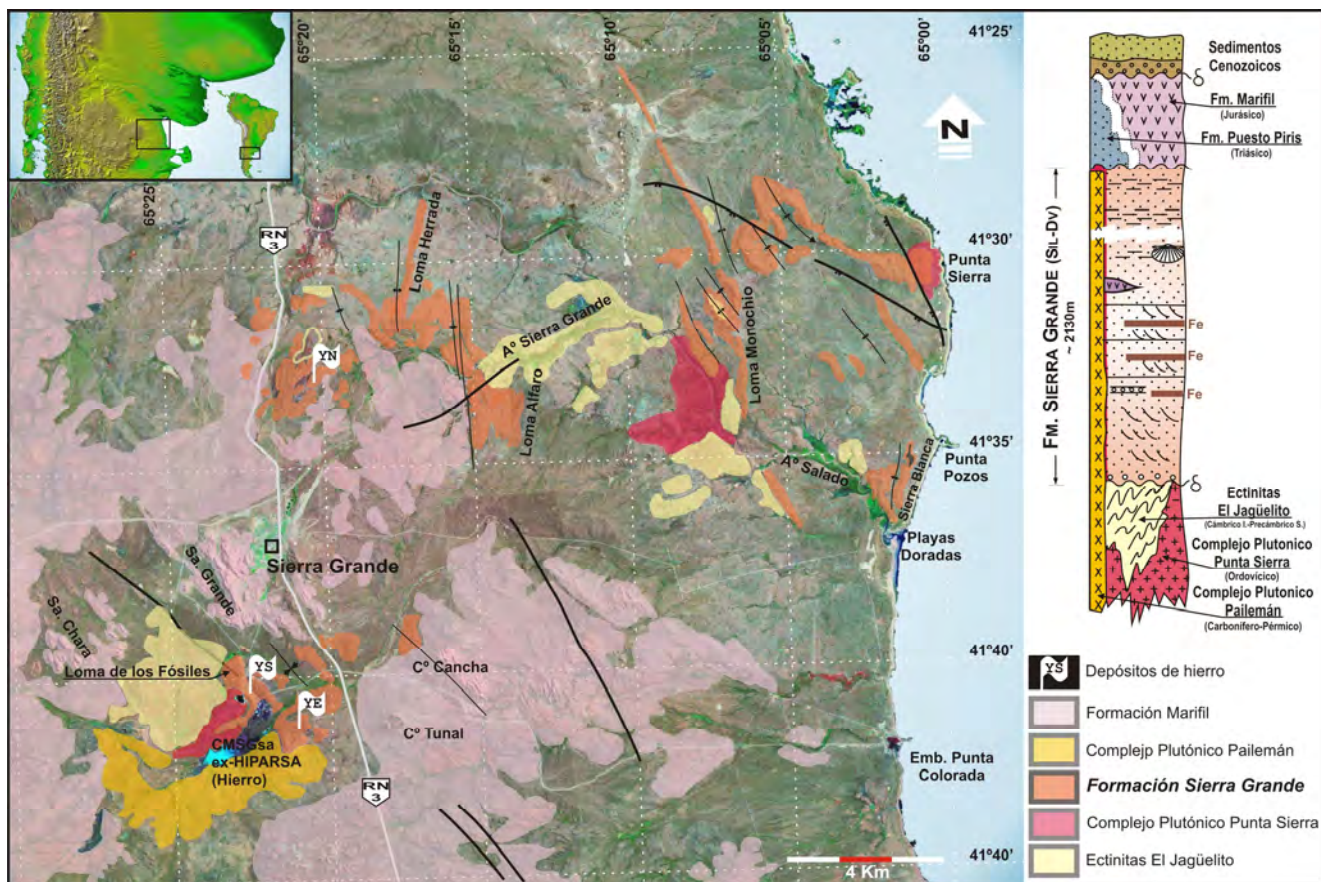


Figura I-3.- a) Imagen satelital resaltando los afloramientos de la Formación Sierra Grande y la geología simplificada en el sector nororiental del comarca nordpatagónica. Basado en la Hoja 41j Sierra Grande, Río Negro, de Alba (1964); Zanettini (1981, 1991). b) Perfil columnar esquemático de la región.

En trabajo de tesis presentado en la Universidad de Munchen, Alemania, Huber Grünberg (1990) ha concretado el estudio morfológico de minerales pesados de la Formación Sierra Grande. En este interesante trabajo, se analizaron también aspectos sedimentológicos, de facies y procedencia sobre la base exclusivamente de aspectos petrográficos de la Formación Sierra Grande, proponiendo un modelo de evolución. Cabe destacar que constituye una buena referencia de base para la prosecución de los estudios de procedencia y correlación con el ámbito bonaerense.

De las características de sus facies sedimentarias y asociaciones de facies, Spalletti *et al.* (1991) han reconocido un modelo de ambiente de sedimentación para la Formación Sierra Grande sugiriendo procesos de acumulación en ambientes marinos abiertos, con buen desarrollo de las zonas poco profundas (*playa-surf* y frente de costa).

Con el breve análisis bibliográfico realizado de la Formación Sierra Grande, resulta claro que se dispone de un importante bagaje de conocimientos sobre geología regional, estratigrafía, bioestratigrafía, sedimentología, paleomagnetismo, entre otros, que constituyen la base fundamental para desarrollar el trabajo propuesto.

Por su parte las Sierras de la Ventana, también conocidas como Sierras Australes (Harrington, 1956), se desarrolla en la parte suroeste de la provincia de Buenos Aires, formando un conjunto de elevaciones que sobresalen de la llanura pampeana circundante,

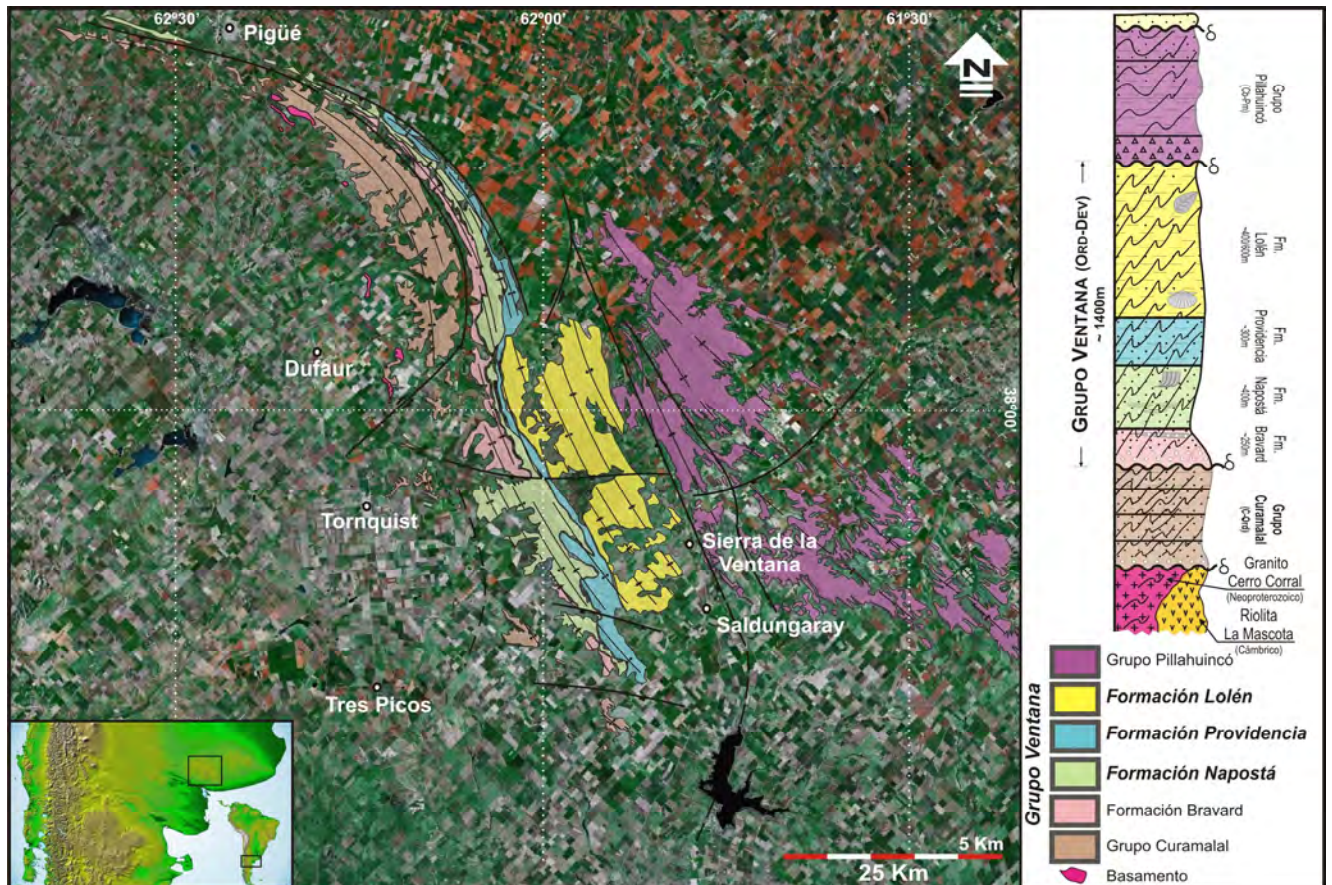
constituyendo una faja plegada que ha sido objeto de numerosos estudios geológicos (Keidel, 1916; Schiller, 1930; Harrington, 1947, entre los pioneros). La extensión aflorante de las Sierras de la Ventana es de aproximadamente 180 km de longitud y 60 km de ancho presentando un diseño alargado en sentido noroeste-sudeste. El sector occidental se halla fuertemente deformado, con intenso plegamiento y fracturación de sus unidades. El sector oriental se encuentra suavemente plegado, continuando dicho plegamiento hacia el este en subsuperficie en la llanura interserrana y la cuenca o antefosa de Claromecó.

Importa señalar que paleogeográficamente la faja “plegada y corrida de Ventana” forma parte de los conceptos pioneros acuñados por Keidel (1916) de “Gondwánides” y du Toit (1937) de “Geosinclinal de SAMFRAU”, y guarda una íntima relación con las rocas del archipiélago de Malvinas, el Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica y las Ellsworth Mountains de Antártida (von Gosen *et al.*, 1990).

Tres Grupos siliciclásticos yacen por encima del basamento precámbrico-cámbrico (Harrington, 1947). El más antiguo fue denominado Grupo Curamalal, de probable edad cámbrico superior?-ordovícico, siendo el de mayor extensión areal. El espesor total oscila entre 1100 y 1250 metros, compuesto predominantemente por areniscas cuarcíticas muy maduras asociadas en menor proporción a materiales conglomerádicos en la base del conjunto y escasos sedimentos arcillosos en la parte media y superior. Dentro de toda esta secuencia Harrington (*op.cit.*) diferenció cuatro Formaciones: La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo.

Se le sobrepone el Grupo Ventana con un considerable espesor de sedimentitas arenosas, asociadas a escasos materiales conglomerádicos en su base y pelítico-limolíticos en su parte media y superior. El grupo se dispone transgresivamente sobre el de Curamalal, mediando entre ambos una discordancia erosiva. El espesor total alcanza los 1250-1400 metros, y al igual que el anterior grupo se han reconocido cuatro unidades litológicas, que de abajo hacia arriba son: Bravard, Napostá, Providencia y Lolén. Por la presencia de icnofósiles como *Daedalus* y *Artrophyucus* fue asignada al Silúrico la Formación Napostá. La Formación Lolén compuesta por areniscas micáceas ricas en feldespatos y pelitas negras contiene la fauna malvinokáfrica del Devónico inferior (Andreis, 1964a), a lo que se agrega el descubrimiento más reciente de plantas fósiles como *Haskinsia* y *Haplostigma* (Cingolani *et al.*, 2002) en los estratos superiores con características de somerización o continentalización (Figura I-4a, b). Continúa finalmente el Grupo Pillahuincó que yace en disconformidad al Grupo Ventana y que sobre la base a su contenido fosilífero pertenece al Carbonífero-Pérmico.





**Figura I-4.- a)** Imagen satelital de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, destacando los grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó, diferenciando las unidades que integran al Grupo Ventana. Basado en las Hojas 33m y 34m Sierra de Curamalal y Sierra de la Ventana respectivamente, Harrington (1947); Suero, 1972; Sellés-Martínez, 2001. **b)** Perfil columnar esquemático de la región.

## B.- OBJETIVOS

Teniendo en consideración la interesante problemática geológica descrita, el propósito principal del trabajo de tesis doctoral, es la determinación de la procedencia de los sedimentos de edad eopaleozoica que afloran en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico y compararla con análisis similares de unidades equivalentes del ámbito bonaerense. De esta forma, se estudiará la naturaleza de las regiones fuente y del ambiente tectónico donde los detritos fueron depositados, mediante el análisis petrográfico, geoquímico, isotópico y del patrón de minerales pesados de las rocas clásticas de la Formación Sierra Grande (Silúrico) en el sector Nordpatagónico y de las unidades equivalentes que componen el Grupo Ventana (Ordovícico-Devónico inferior) de Sierras Australes en el ámbito bonaerense. Principalmente se estudiarán las morfologías de circones (y otros minerales pesados), sus características isotópicas, edad U-Pb y Pb-Pb en monomineral, geoquímica de tierras raras y elementos traza en minerales y roca total. También sobre roca total se realizarán estudios isotópicos de Sm-Nd, como complemento para obtener edades  $T_{DM}$  ('edades modelo') de las rocas fuente y la información sobre residencia crustal del material detrítico.

El trabajo apuntará a responder a los siguientes interrogantes: ¿Cuál es la fuente (o fuentes) de aporte de los materiales detríticos de la Formación Sierra Grande y de las unidades equivalentes del sector austral del cratón del Río de la Plata?. ¿Conformaban parte de una plataforma siliciclástica común dentro de un ambiente de margen pasivo?. ¿Es comparable el patrón de minerales pesados y edades obtenidas a uno y otro lado de la probable sutura?. ¿Se registran variaciones en los patrones de material fuente entre el Silúrico y el Devónico?. ¿Cuál fue la historia tectónica de las cuencas eopaleozoicas?. ¿Qué expresan los análisis respecto a las condiciones paleoambientales que favorecieron la presencia de minerales de Fe en la Formación Sierra Grande?. ¿Registran evidencias de evolución vinculada a un probable *rifting* y desplazamiento transcurrente de bloques en el SW de Gondwana?. ¿Qué correlación puede ahora establecerse con equivalentes como la Formación Puerto Stephens en Malvinas o Table Mountain, Sudáfrica?. ¿Qué modelo paleogeográfico sustenta los datos obtenidos?.

El estudio propuesto, aportará información independiente a los modelos interpretativos acerca de los procesos de evolución cortical, durante el Eopaleozoico en una región importante de nexos entre Patagonia, Pampia y el Cratón del Río de la Plata. Esto permitirá constreñir el ambiente tectónico de formación y paralelamente concretar una verificación de los modelos paleogeográficos disponibles y eventualmente proponer nuevas líneas complementarias de interpretación. Finalmente tendrá una implicancia de interés aplicado para comprender, con nuevos datos, la generación de la cuenca ferrífera de Sierra Grande.

Algunos resultados de esta tesis fueron adelantados y publicados recientemente (Uriz *et al.*, 2011).

## C.- METODOLOGÍA

El plan de trabajo consistió en primera instancia en la recopilación y análisis de la información bibliográfica disponible, como así también, el estudio de la cartografía geológica regional y hojas geológicas particulares del área de interés. La interpretación detallada de imágenes satelitales y fotografías aéreas fue clave para la selección de los sectores donde se desarrollarían los trabajos de campo y la toma de muestras.

De esta forma se programaron y realizaron tres viajes de campo a la comarca nordpatagónica en la provincia de Río Negro y cuatro al sector de Sierra de la Ventana en el sur de la provincia de Buenos Aires, con el objetivo de analizar la estratigrafía y tectónica de los sectores más relevantes. Los muestreos efectuados se llevaron a cabo según las metodologías y técnicas previstas para el tipo de análisis que se aplicarían. Así, para el estudio de minerales pesados, se procedió a la toma de aproximadamente 5 Kg de roca de naturaleza siliciclástica (cuarcítica), de tamaño de grano medio, mientras que para los análisis geoquímicos se colectó la cantidad suficiente de material pelítico para su procesamiento en laboratorio. Para todas las muestras se realizaron preparados en láminas delgadas para estudios petrográficos en gabinete.

La preparación de muestras en laboratorio estuvo principalmente destinada a la obtención de los diferentes marcadores que permitan indicar procedencia sedimentaria de las unidades formacionales. Estas tareas comprendieron los procesos de trituración, molienda, tamizado, elutriación y separación de minerales pesados mediante líquidos densos. Finalmente con la técnica de *hand-picking* se separaron los minerales pesados (especialmente circones) para su posterior análisis. Entre los estudios llevados a cabo la determinación de la tipología y morfología de los circones se realizó con particular detalle, pues permitió discriminar las posibles regiones fuente de los materiales detríticos (basamento metamórfico, granitoides de arco continental, rocas volcánicas, etc.). Esta caracterización previa fue esencial como base para efectuar los posteriores estudios geocronológicos, permitiendo inferir posibles eventos en la datación (edad de metamorfismo, edad de cristalización, etc.) y revelar las posibles fuentes de procedencia de minerales con mayor certeza. Los análisis isotópicos (U-Pb y Lu-Hf) se efectuaron mediante aplicación de la metodología *Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-MC-ICP-MS) desarrolladas en el Laboratorio de Geología Isotópica de la *Universidade Federal de Rio Grande do Sul* (UFRGS), Porto Alegre, Brasil y eventualmente por la metodología *Sensitive High Resolution Ion Microprobe* (SHRIMP) en el Laboratorio de Geología Isotópica de *The Australian National University*, Canberra, Australia.

Por otro lado, se aplicaron otras técnicas y procedimientos de laboratorio tendientes a resolver problemas de procedencia sedimentaria. Los mismos se mencionan en forma detallada a continuación:

**Petrografía sedimentaria:** Se efectuaron estudios petrográficos comparativos entre las secciones delgadas de los diferentes miembros que componen la Formación Sierra Grande y las unidades medias a superiores del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén). Se observaron y analizaron la totalidad de las muestras, poniendo especial énfasis en aquellas de las cuales se procedió a la obtención de minerales pesados para su datación. El estudio microscópico de las muestras seleccionadas consistió en determinar su petrografía, presencia de minerales pesados, condiciones de diagénesis y deformación, reconocimiento de texturas diagnósticas y caracterización de las similitudes y diferencias en los procesos de sedimentación que se desarrollaron en ambas cuencas.

**Microscopio electrónico de barrido (MEB):** Se utilizó este sistema específicamente para el estudio de las morfologías y tipologías de circones, como así también para el reconocimiento de otros minerales pesados (apatitas, turmalinas, monacitas, granates, etc). Se prestó especial atención a las características cristalográficas de estos minerales, intercrecimientos, texturas superficiales, etc. y el grado de abrasión sufrida durante el transporte y depositación de los mismos, para establecer patrones que permitan identificar poblaciones y de esta manera, vincular sus morfologías con procesos comunes de génesis.

**Separación y estudio de minerales pesados:** Constituyó uno de los objetivos primordiales del plan de investigación para efectuar la determinación de la procedencia sedimentaria. El estudio especialmente de circones fue clave, no obstante se realizaron reconocimientos de otros minerales pesados como monacitas, titanitas, granates, turmalinas, apatitas, etc. Los aspectos de variabilidad, concentración, poblaciones, morfología de los minerales pesados y la determinación de edad de algunos de ellos, fueron parámetros esenciales para conocer las regiones fuente de sedimentos y la evolución tecto-sedimentaria.

**Análisis geoquímicos:** Se realizó la determinación de elementos mayoritarios, traza y tierras raras. Se confeccionaron los diagramas según Nesbitt y Young (1982); Taylor y McLennan (1985); Roser y Korsch (1986 y 1988); Bhatia y Crook (1986); McLennan *et al.* (1993) entre otros, para la interpretación de la procedencia sedimentaria y del ambiente tectónico. Asimismo, se realizaron comparaciones con los similares resultados publicados de otras unidades equivalentes dentro del margen gondwánico. Estos análisis se efectuaron en los laboratorios de ACME, Canadá.

**Análisis isotópicos y geocronológicos:** Desde la década del '60 los estudios isotópicos y geocronológicos constituyeron una herramienta fundamental no solo en la determinación de las edades absolutas de las rocas y la sucesión cronológica de eventos, sino también, ha sido aplicado con distintos objetivos por las diferentes disciplinas de las Ciencias de la Tierra. De esta forma, para la determinación de procedencia sedimentaria, entre los métodos isotópicos utilizados en el trabajo de investigación, se efectuaron análisis de la composición isotópica de Nd sobre roca total, cálculo del épsilon Nd y edades modelo ( $T_{DM}$ ), que aportaron información valiosa como indicadores de procedencia y del ambiente tectónico, puesto que no son afectados durante los procesos de sedimentación y diagénesis. Se determinaron las relaciones isotópicas U-Pb en circones detríticos (sistema monocristal) para un promedio de 60 cristales por muestra (en el caso que fue posible), con más de 100 micrones de tamaño. La caracterización isotópica permitió establecer los rangos de edades (modas principales) de los sedimentos que fueron aportados a la cuenca, como así también las edades máximas de sedimentación de las diferentes unidades formacionales. Por otro lado, se determinó la composición del sistema isotópico Lu-Hf para un promedio de 10 circones por muestra de las diferentes formaciones previamente datadas por U-Pb. Esta metodología resulta de gran interés dado que permite descifrar la signatura del magma del cual cristalizaron estos circones (petrogénesis), pudiendo establecer por tanto su tipo de fuente.

## D.- ANTECEDENTES

Cada una de las áreas de estudio cuenta con una extensa bibliografía sobre diferentes aspectos geológicos, siendo bien conocidas ya desde los trabajos pioneros de Keidel (1916), Schiller (1930) y Harrington (1947, 1962), Müller (1965), De Alba (1954, 1962, 1964), entre

otros. Fueron Keidel (1916) y Du Toit (1937) quienes ofrecieron un marco regional tras vincular y correlacionar a estas secuencias sedimentarias silúrico-devónicas, desarrolladas en una plataforma somera, con unidades de similar edad presentes en el sistema plegado del Cabo de Sudáfrica.

Esto motivó, décadas más tarde, a que el territorio patagónico sea estudiado en su amplia extensión por numerosos autores, aplicando diferentes metodologías que condujeron a debatir sobre el origen y evolución del suroeste de Gondwana. En función de esta problemática, diferentes líneas de investigación intentaron dilucidar si estas plataformas compartieron una historia evolutiva común o se habrían desarrollado de manera aislada. Ramos (1984) plantea el modelo en el cual el "Terreno Patagonia" se encontraría desvinculado al borde sur de Gondwana occidental durante el Paleozoico Inferior a Medio (Figura I-5a). Por otro lado, Braccacini (1960), Rapalini (1989), Rapalini y Vilas (1991), Dalla Salda *et al.* (1992a) y Pankhurst *et al.* (2006) postulan en diversas propuestas, la continuidad de la corteza continental sudamericana al menos hasta el sector norte de la Patagonia, debiendo entonces reflejar las fuentes de aporte de detritos a las cuencas eo y mesopaleozoicas, una evolución similar de margen pasivo (Figura I-5b, c). Posteriormente, en una revisión sobre el origen y evolución de la Patagonia, Ramos (2008) propone una variante a su modelo con dos arcos magmáticos: uno occidental que fue activo desde el Devónico hasta el Carbonífero medio, y otro que se traslapó parcialmente en el tiempo y que lleva a la colisión de la Patagonia contra el margen sudoccidental del Gondwana en el Pérmico inferior (fase orogénica gondwánica) (Figura I-5d).

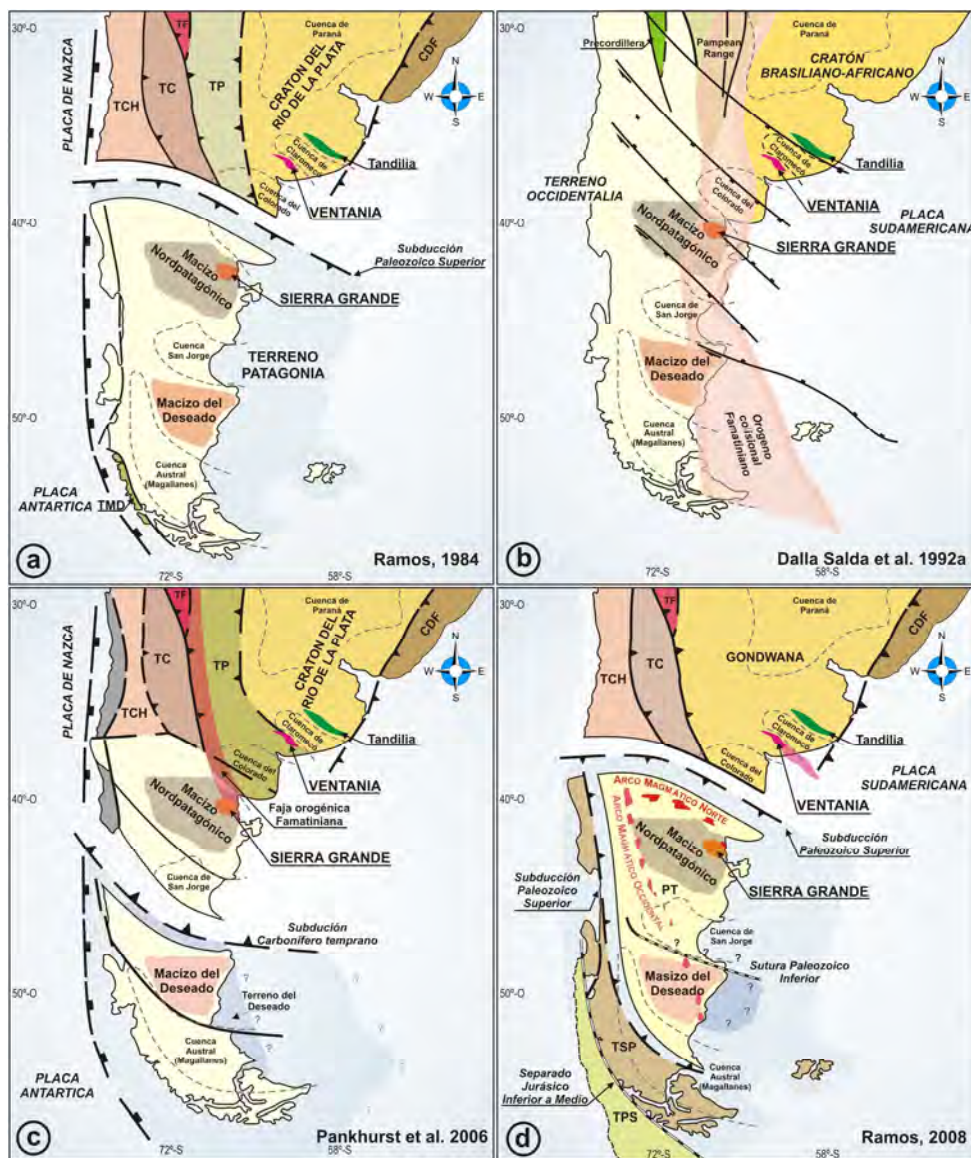


Figura I-5.- Modelos paleogeográficos propuestos a) Ramos, 1984; b) Dalla Salda *et al.*, 1992a; c) Pankhurst *et al.*, 2006; d) Ramos, 2008.

De manera casi contemporánea, surgen otros modelos a considerar, tales como los de Gregori *et al.* (2008), que integra las direcciones de compresión en los movimientos de bloques miloníticos en las áreas de Ventania-Norte de la Patagonia y su comparación con el Cinturón Plegado del Cabo en Sudáfrica. Estos autores concluyeron que las rocas pampeanas y famatinianas que cruzan el supuesto límite entre el Macizo Nordpatagónico y la región central de Argentina, apoyan la presencia de una corteza continental común en ambas áreas (Figura I-6e). Por su parte, Tankard *et al.* (2009) ofrecen una interpretación de la evolución tectónica de las cuencas del Cabo (y Ventania como su contraparte) y Karoo de Sudáfrica desarrolladas en el interior continental como resultado de una subsidencia por movimientos verticales de bloques del basamento rígido, con la intervención de fallas corticales. De esta manera, estos autores arriban a la interpretación que estas cuencas registraron tres episodios de evolución consistentes en levantamiento cortical, subsidencia controlada por fallamiento y largos períodos

de subsidencia regional no acompañada por fallamiento o truncamiento erosivo. Los episodios de subsidencia fueron probablemente el resultado de deflexiones litosféricas debido a flujos del manto. El Paleozoico Inferior de la cuenca del Cabo registra efectos combinados de un *decollment* intra-cortical con buzamiento al norte (sutura del Neoproterozoico) y un “*stepping dextra*” sobre los basamentos del cratón del Río de la Plata y Namaqualand. Después de la orogenia Saldania, se habría generado un conjunto de pequeñas cuencas de rift y su correspondiente cobertura post-rift, en un modelo de relajación cortical *releasing stepover*, resultando análogo a las cuencas transtensionales desarrolladas para los sistemas *pull-apart*. Grandes espesores de rocas cuarcíticas (Ordovícico-Silúrico) y limolitas (Devónico) son atribuidos a subsidencia por debilitamiento reológico y flujo mantélico (Figura I-6f).

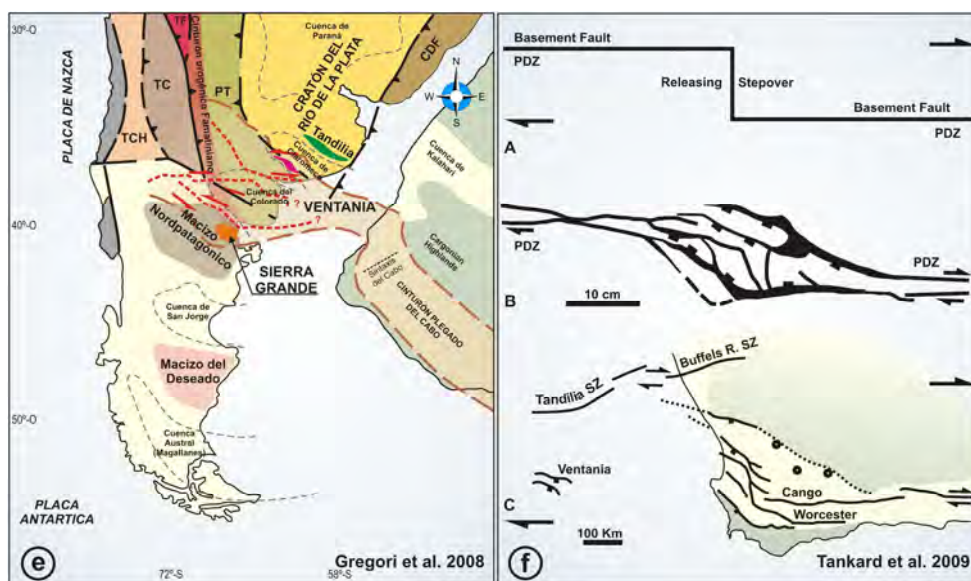


Figura I-6.- Modelos paleogeográficos propuestos e) Gregori *et al.*, 2008; f) Tankard *et al.*, 2009.

Una síntesis de los distintos modelos propuestos se resumen en la contribución de Uriz *et al.* (2011 y referencias). Rapalini *et al.* (2010), analizaron diferentes aspectos del sector centro-norte del Macizo Nordpatagónico mediante el estudio de la magnetofábrica y microestructuras de cuerpos plutónicos del Paleozoico superior, además de aportar datos gravimétricos y geobarométricos tendientes a determinar la deformación existente en diferentes niveles corticales de este sector y realizando una interpretación de los datos aportados por distintos autores. De esta manera, arriban a dos reconstrucciones paleomagnéticas posibles para Patagonia, colocándola en una situación autóctona o parautócona, y fortaleciendo la segunda alternativa respecto a Gondwana. Asimismo, Martínez Dopico *et al.* (2011) basados en el análisis de los parámetros isotópicos de Sm-Nd, postulan que este sector del Macizo Norpatagónico no sería alóctono al Gondwana suroccidental, arribando a un modelo que involucra la parautoctonía. De igual forma, Chernikoff *et al.* (2013) mediante dataciones U-Pb (SHRIMP) y determinaciones isotópicas de Hf en biotitas de paraesquistos y en un ortogneis tonalítico del Complejo Yaminué del extremo norte de Patagonia, evaluaron a este complejo en un contexto más amplio de la evolución tectónica del terreno compuesto de Patagonia,

proponiendo que para el lapso silúrico tardío-devónico temprano (ca. 420-400 Ma), un pequeño océano se habría desarrollado entre el terreno Patagonia (*sensu stricto*) y el cratón del Río de la Plata, es decir, más o menos perpendicular al coetáneo margen austral de Gondwana.

Cada uno de estos modelos y otros que se han propuesto últimamente serán profundizados y discutidos en los siguientes capítulos en función de los datos obtenidos a partir de las metodologías aplicadas en el presente trabajo de tesis doctoral.

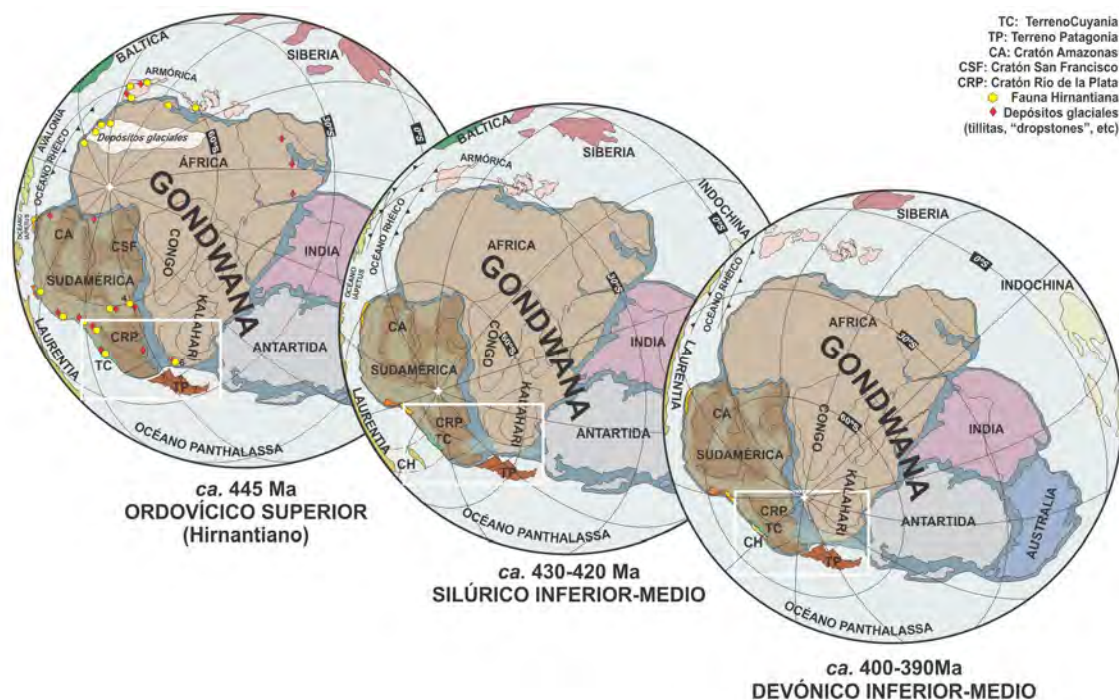


## II.- EL ÁREA DE ESTUDIO DENTRO DEL CONTEXTO GONDWÁNICO

### A.- PALEOGEOGRAFÍA

Hacia el Ordovícico Tardío (Hirnantiano) las evidencias paleomagnéticas y registros de procesos glaciares, como depósitos de diamictitas asociadas a sedimentitas glaciáricas y glacioluviales en el noreste de África y Sudamérica, dan cuenta de la existencia de un extenso campo de hielo que habría cubierto la mayor parte de África y el este de Sudamérica, como lo había propuesto originalmente Wegener (1912, 1915, 1929) y cuyo polo sur estaría ubicado en el centro-oeste de África, próximo a la latitud de Natal-Recife en Brasil (Underwood *et al.*, 1998; Ghienne, 2003; Benedetto, 2010).

Estas condiciones paleoclimáticas, coincidentes con eventos globales de *icehouse* para el Hirnantiano, fueron cambiando paulatinamente debido a una lenta migración de Gondwana hacia el sur. Esta deriva produjo que el norte de Gondwana se ubicara próximo a los 30° de latitud de sur, favoreciendo la fusión de los casquetes polares. Asimismo, la reimplantación de un nuevo periodo de climas cálidos (*greenhouse*), contribuyó a un aumento global del nivel del mar, provocando que los depósitos ordovícicos sean cubiertos en forma erosiva por secuencias silúricas.



**Figura II-1.-** Paleogeografía y ubicación del polo para el Ordovícico Superior (Hirnantiano), Silúrico Inferior-Medio y Devónico Inferior-Medio (basado en Torsvik y Cocks, 2004; Rapalini, 2005; Cocks y Torsvik, 2006; Torsvik *et al.*, 2012). **CRP:** Cratón del Río de la Plata; **CA:** Cratón de Amazonia; **CSF:** Cratón de São Francisco; **TC:** Terreno Cuyania; **CH:** Terreno Chilena; **TP:** Terreno Patagonia.

Para fines del Silúrico y principio del Devónico, el polo sur se habría ubicado en una posición más "austral" sobre el Pacífico sur, próximo a Patagonia, continuando su

desplazamiento en forma oblicua hasta encontrarse en el Devónico Medio-Tardío entre África y Sudamérica o África central (Figura II-1) (McElhinny *et al.*, 2003; Torsvik y Cocks, 2004; Rapalini, 2005; Cocks y Torsvik, 2006; Torsvik *et al.*, 2012). De esta forma, el área de estudio queda ubicada paleogeográficamente en una posición de alta latitud en el supercontinente de Gondwana para el Silúrico-Devónico.

## B.- RELACIÓN CON EL SISTEMA PLEGADO DEL CABO (SUDÁFRICA)

Como ya se ha mencionado, existe una estrecha vinculación entre el borde atlántico de Argentina y el extremo sur de Sudáfrica. Ambas regiones comparten características estratigráficas y estructurales, presentando espesas secuencias sedimentarias paleozoicas que han registrado la evolución de un margen pasivo. De esta forma, es en los estratos del Supergrupo Cape donde se desarrolla mejor la estructuración de faja plegada y fallada, la cual puede ser correlacionada con exposiciones similares en otros fragmentos de Gondwana, en particular Argentina (Cobbald *et al.*, 1991) y Antártida (Craddock *et al.*, 1998).

### B1.- SISTEMA PLEGADO DEL CABO

El Sistema Plegado del Cabo se desarrolla a lo largo del margen occidental, sur y sureste del Cratón de Kalahari, extendiéndose aproximadamente 1300 km por la costa oeste, sur y sureste de Sudáfrica. Se halla caracterizado por presentar rocas meta-sedimentarias del Proterozoico Tardío (basamento pre-Cape), Paleozoico (Supergrupo Cape) y Mesozoico (Supergrupo Karoo). Sus afloramientos definen una estructura que se divide en dos ramas (Figura II-2).

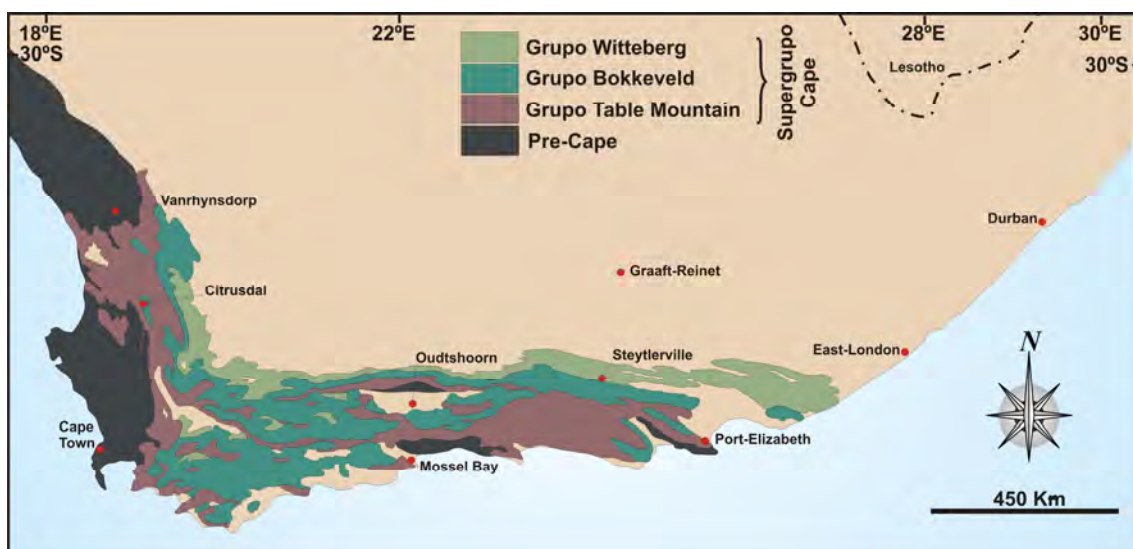


Figura II-2.- Distribución de los afloramientos de los Grupos Table Mountain, Bokkeveld y Witteberg del Supergrupo Cape (basado en Thamm y Johnson, 2006; Fourier, 2010; Booth, 2011).

La rama sur tiene orientaciones predominantes de este a oeste, y la rama nortenoeste constituye la parte occidental de la faja plegada. A unos 100 kilómetros de la Ciudad del Cabo se encuentra la región de sintaxis donde las dos ramas de la faja plegada se encuentran produciendo estructuras de plegamiento de interferencia (de Beer, 1992). Las estructuras plegadas y falladas se desarrollan mejor en los estratos del Supergrupo Cape, y estos pueden ser correlacionados con sucesiones similares en otros fragmentos de Gondwana, en particular, en Argentina el Sistema de Ventania (Cobbold *et al.*, 1991) y en la Antártida las Ellsworth Mountains (Craddock *et al.*, 1998).

El basamento del Supergrupo Cape está constituido por esquistos, gneises, cuarcitas y carbonatos depositados en una plataforma marina la cual fue deformada y metamorfizada durante la Orogenia Saldania (Hälbich, 1992; Gresse *et al.*, 1992; Frimmel *et al.*, 2001) y posteriormente por la Orogenia Cape, afectando también a los Supergrupos Cape y Karoo. El rango de edades obtenida para estas rocas oscilan entre 560-1100Ma (Armstrong *et al.*, 1998; Gresse *et al.*, 2006). Aflora principalmente en la costa occidental del Sistema del Cabo y como pequeños asomos dentro de la faja plegada del Supergrupo Cape (Barnet *et al.*, 1997; Le Roux, 1998). Las unidades que integran el basamento se encuentran reunidas en los Grupos Gamtoos, Kaaimans, Cango Caves/Kansa, Malmesbury/Klipheuwel. Cabe mencionar la presencia de cuerpos graníticos reunidos en la Suite Cape (Da Silva *et al.*, 2000; Scheepers y Armstrong, 2002). De la caracterización de estos cuerpos intrusivos se diferencian los granitos peraluminosos tipo-S (555-540Ma) y los granitos tectónicos finales tipo-I (540–520 Ma) y tipo-A (520–500 Ma), que intruyen a los tipo-S. Sobre estos granitos se desarrolla el Grupo Klipheuwel, transicional al evento Saldania, sucediéndose a los rellenos de sin-rift de la Formación Piekenierskloof de la cuenca del Cape (Rust, 1973; Vos y Tankard, 1981).

Estratigráficamente el Supergrupo Cape está compuesto de base a techo por los Grupos Table Mountain, Bokkeveld y Witteberg, desarrollados en lapso Ordovícico Inferior a Carbonífero Inferior.

Los trabajos de síntesis de Booth (2011) y Tankard *et al.* (2012) ofrecen una detallada descripción de las características litoestratigráficas y estructurales de las unidades que integran las secuencias del Supergrupo Cape, como así también, las actuales interpretaciones tectónicas y geodinámica global del sistema plegado del Cabo.

Entre los modelos propuestos para explicar el origen y evolución del sistema plegado del Cabo, Dewey y Bird (1970) sugirieron un mecanismo colisional aplicando los primeros conceptos sobre la teoría de la tectónica de placas, en tanto que, Winter (1984) interpreta colisión continente-continente. Otros autores solo plantean esquemas que tienen aplicación local, por ejemplo, el plegamiento por gravedad propuesto por Newton (1973), la rotación de microplacas de De Wit y Ransome (1992) y el modelo dúplex de Booth *et al.* (2004), mientras que otros podrían explicar las características regionales de la faja plegada. De esta forma, se pueden citar el de subducción de una placa plana (*flat slab*) propuesto por Lock (1980), el modelo Andino que involucra una zona de subducción normal hacia el sur en el entorno de Gondwana (Johnson, 1991; De Wit y Ransome, 1992), y el modelo transpresional (*strike-slip*)

planteado por Johnston, (2000) y Tankard *et al.* (2009). Finalmente, Tankard *et al.* (2012) amplían su modelo como un orógeno transpresional sinistral vinculado a la reactivación oblicua del sur de la sutura de Namaqua.

Seguidamente se resumen las características principales y edades de cada uno de los Grupos que integran el Supergrupo Cape.

### **B1a.- Grupo Table Mountain**

El Grupo Table Mountain presenta un compleja estratigrafía la cual puede ser resumida en ocho unidades formacionales principales y sus equivalentes faciales según se considere la región occidental u oriental; de base a techo son: Piekensskloof, Graafwater (~Sardinia Bay), Peninsula, Pakhuis, Cedarberg, Goudini, Skurvegberg y Rietvlei (~ Baviaanskloof), reunidas estas tres últimas unidades en el Subgrupo Nardouw (Figura II-3). Todo el grupo se superpone en forma discordante sobre rocas del basamento Precámbrico-Cámbrico del Cratón de Kalahari. Su sedimentación comprende un importante lapso de aproximadamente 80 Ma. Se asume para su base una edad ordovícica temprana, lo que permitió una elevación post-orogénica, así como la deposición del subyacente Grupo Klipheuwel (Rust, 1967; 1973). Las ricas asociaciones faunísticas reconocidas para la Formación Cedarberg post-glacial sugiere una edad hirnantiana (Ordovícico Superior) (Cocks y Fortey, 1986; Theron *et al.*, 1990). Theron *et al.* (1992), proponen una edad lochkoviana-pragiana (Devónico Inferior) para la Formación Rietvlei, unidad superior del Grupo Table Mountain, que resulta ligeramente más antigua que la anterior edad emsiana (Devónico Inferior) atribuida para las asociaciones de braquiópodos de la parte más alta del Subgrupo Nardouw, y más joven que el Grupo Bokkeveld (Theron 1970, 1972). De esta forma, el Grupo Table Mountain implicaría un lapso desde el Ordovícico Inferior al Devónico Inferior.

Mayormente la secuencia consiste en una sucesión continua predominantemente cuarcítica, con escasos niveles pelíticos, correspondiente a ambientes marino-fluviales, con un depósito glacial hirnantiano, compuesta por lutitas y diamictitas hacia la parte media de la secuencia (Young *et al.*, 2000; Thamm y Johnson, 2006). Como excepción litológica se presentan los depósitos de la unidad Cedarberg, que corresponden a una potente unidad arcillosa, la cual contiene una abundante fauna fósil excepcionalmente preservada en la base de la unidad en niveles reconocidos como Miembro Soom Shale, constituyendo un importante *lagerstätten* del Hirnantiano Tardío-Rhuddaniano Temprano (Aldridge *et al.*, 2001). La Formación Cedarberg aflora principalmente en la faja plegada occidental, encontrándose casi ausente en la región oriental y desapareciendo completamente hacia Port Elizabeth. Esta particularidad resulta coincidente con el aumento de espesores y acumulaciones arenosas de la Formación Peninsula hacia las áreas orientales de la faja plegada y corrida del Cabo, siendo esta anomalía reconocida por Tankard *et al.* (1982) como el “problema de las areniscas cuarzosas”. Datos de paleocorrientes revelan que las direcciones de transporte principal han sido de norte a sur (Fourie *et al.*, 2011 y referencias allí indicadas).

### **B1b.- Grupo Bokkeveld**

El Grupo Bokkeveld constituye la sucesión intermedia del tripartito Supergrupo Cape, aflorando a lo largo de la costa oeste, el sur y el este de Sudáfrica. Yace en forma concordante al Grupo Table Mountain pasando en igual relación de continuidad al Grupo Witteberg. El contacto entre el Grupo Table Mountain y del Grupo Bokkeveld representa el registro de una rápida superficie de inundación marina, pero que se ha depositado en forma transicional desde las secuencias maduras de areniscas cuarzosas del Grupo Table Mountain a las arcillitas azules a negras y pelitas de la parte más baja del Grupo Bokkeveld.

El Grupo en su conjunto representa una secuencia de sucesiones deltaicas progradacionales, que coalescen en forma lateral y se apilan producto de las transgresiones tectónicamente controlados en una cuenca epírica sobrecolmatada (Theron, 1972; Tankard *et al.*, 2009). Las paleocorrientes indican que el transporte de sedimentos ha sido predominante de noroeste a sureste. Sin embargo, en la parte suroeste de la cuenca, las direcciones de paleocorrientes muestran una dispersión de sedimentos desde el oeste hacia el este (Fourier *et al.*, 2011).

El Grupo Bokkeveld se subdivide en los Subgrupos Ceres y Bidouw en el parte occidental de la cuenca. Hacia el este, el Subgrupo Traka es equivalente lateral del Subgrupo Bidouw. Cada subgrupo está integrado por varias unidades formacionales que son resumidas en la Figura II-3 (Thamm y Johnson, 2006; Fourier *et al.*, 2011).

La edad del Grupo Bokkeveld está bien delimitada por las asociaciones fósiles que integran la provincia faunística Malvinokáfrica, y las restricciones de edad para las Formaciones Gydo y Karooport (unidades superior e inferior) (Figura II-3). La aparición de *Proboscidina arcei* en la Formación Gydo restringe la edad al Emsiano (Devónico Inferior) (Boucot y Theron, 2004), mientras que la aparición de los braquiópodos terebratulóideos *Rhipidothyris* en la Formación Karooport restringe la edad al Givetiano (Devónico Medio) (Boucot y Theron, 2001).

### **B1c.- Grupo Witteberg**

El Grupo Witteberg corresponde al más joven de los tres Grupos del Supergrupo Cape. Consiste en potentes secuencias cuarzo-arenosas y pelitas ricas en mica, arcillosas, con intercalaciones de limolitas que lo diferencian del infrayacente Grupo Bokkeveld por ser más arenoso. El relleno de esta cuenca registra varios episodios transgresivos y regresivos, con depósitos finamente laminados de fangolitas y secuencias fluvio-deltaicas. Las direcciones de paleocorrientes indican transporte de sedimentos principalmente de áreas fuentes del norte y del este (Thamm y Johnson, 2006).

Hacia la parte superior de la secuencia se registran depósitos de una unidad de origen glacial, la Formación Miller, que fuera correlacionada con depósitos similares reconocidos en Argentina (Desjardins *et al.*, 2009; 2010).



detallarán las principales evidencias correlacionables a un lado y otro del margen atlántico, registradas en diversos trabajos de investigación tendientes a establecer el origen y evolución de las cuencas que involucran a los depósitos silúrico-devónicos del Sistema Plegado del Cabo (Sudáfrica), Sistema de Ventania e Islas Malvinas y las Ellsworth Mountains (Antártida).

Los primeros estudios geocronológicos del basamento se llevaron a cabo aplicando las metodologías K-Ar y Rb-Sr en rocas graníticas y riolíticas (Cingolani y Varela, 1973; Varela y Cingolani, 1976; Varela *et al.*, 1990, y referencias allí). Varela *et al.* (1990) recalcularon estos resultados a partir de las nuevas constantes de decaimiento, obteniendo un rango de edades que abarcan del Neoproterozoico al Devónico, estos resultados se detallan a continuación: 678±30 Ma para la Riolita Cerro del Corral (Rb-Sr, promedio de tres muestras, asumiendo una relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,7090); 613±30 Ma para la dolerita porfirítica del Pan de Azúcar (K-Ar); 594±10 Ma para los granitos de Agua Blanca y Las Lomitas (isócrona Rb-Sr, error de 1 $\sigma$ ); 487±15 Ma para el Granito Cerro Colorado (isócrona Rb-Sr, MSWD = 20, error de 1 $\sigma$ ); 360±21 Ma la Riolita La Mascota-La Ermita (isócrona Rb-Sr, error de 1 $\sigma$ ). No obstante, las edades paleozoicas menores a 500 Ma son discutidas, dado que no hay evidencias de actividad magmática en las secuencias sedimentarias. Los estudios estructurales y metamórficos de von Gosen *et al.* (1990) indican que las edades post-precámbricas obtenidas en la basamento fueron producidas por deformación posterior, calentamiento y la actividad de fluido que abrieron parcialmente los sistemas K-Ar y Rb-Sr. Por otra parte, se destaca que las riolitas que aparecen en el conglomerado basal de la secuencia sedimentaria (Fm La Lola) se consideran derivadas del basamento local (H. Harrington, discusión en Cingolani y Varela, 1973). Más tarde, Rapela *et al.* (2003) establecen la presencia de eventos magmáticos cámbrico inferiores-cámbrico medios comunes en los basamentos cratónicos de Sierra de la Ventana y el Sistema Plegado del Cabo, como así también, evidencias en las Ellsworth Mountains (Antártida), como respuesta a los procesos generados durante el rifting en el margen sur de Gondwana. Para el Sistema Ventania, los rangos de edades que determinan oscilan entre 524-531 Ma para la denominada suite granítica de Sierra de la Ventana, siendo ligeramente menores a las registradas para la suite granítica del Cabo en Sudáfrica, las cuales comprenden 536-547 Ma (Armstrong *et al.*, 1998; Da Silva *et al.*, 2000), aunque presentan las mismas edades modelo de Nd (Mesoproterozoico). Los análisis geoquímicos realizados para el Granito San Mario (524±5 Ma) en Sierra de la Ventana, revelan que se asemejan a ciertas fases identificadas en el Cinturón Plegado del Cabo para granitos de 520-540 Ma (Da Silva *et al.*, 2000; Rapela *et al.*, 2003). Por otro lado, el registro de la riolita peralcalina La Ermita de 509±5 Ma (Cámbrico Medio) en el Sistema Ventania (Rapela *et al.*, 2003), resulta coetánea al evento magmático alcalino identificado en Sudáfrica, donde la intrusión de granitos alcalinos y sienitas de 500-520 Ma (Da Silva *et al.*, 2000) indican condiciones tectonomagmáticas similares y características de rift continentales. Del mismo modo, en la Sierra de las Animas, sur de Uruguay, Bossi *et al.* (1993) identifican rocas traquíticas y riolíticas cámbricas de afinidad alcalina que podrían estar relacionadas al mismo evento de rifting continental (520±26 Ma, Rb-Sr, MSWD = 9:6), en tanto que Sánchez Bettucci y Linares (1996) para diques basálticos, basaltos, sienitas y

microsienitas obtienen edades K/Ar (roca total) similares ( $547\pm 15$  Ma;  $559\pm 15$  Ma), coincidiendo en un origen extensional para este magmatismo. Asimismo, para el mismo intervalo de cristalización que la suite granítica de Sierra de la Ventana, en unidades cámbricas inferiores a medias de las Ellsworth Mountains, se obtuvieron en fragmentos graníticos rangos de edades de cristalización semejantes (525-532 Ma) (Rees *et al.*, 1998; Randall *et al.*, 2000). Estos fragmentos podrían haber derivado de cuerpos graníticos no expuestos en el flanco del rift cámbrico (Curtis, 2001). De esta forma, Rapela *et al.* (2003) interpretan que la correlación de este evento magmático Cámbrico Inferior-Medio implicaría la generación de un rift de gran magnitud que afectó el margen sur de Gondwana involucrando a la faja plegada de Sierra de la Ventana, al cinturón plegado del Cabo, la microplaca de Malvinas y las Ellsworth Mountains en la Antártida.

Gregori *et al.* (2005) identifican a partir de estudios petrográficos y geoquímicos de rocas volcánicas e intrusivas del basamento de Sierra de la Ventana, dos suites magmáticas denominadas como Suite Meyer y Suite Cochenleufú. La Suite Meyer corresponde a intrusivos con una evolución calco-alcalina de sus magmas, representando un evento de subducción-colisión con edades comprendidas entre 700-570 Ma encontrando su correlato en la suite granítica del Cabo, cuya primera y segunda fase de intrusión (600-520 Ma) están relacionadas a la subducción a lo largo de un arco magmático inmaduro (Scheepers, 1995), estando relacionadas la intrusión de las rocas graníticas tipo-S a los eventos ocurridos durante las fases orogénicas finales a postorogénicas. Por otro lado, la Suite Cochenleufú representa a aquellos eventos plutónicos finales, con asociaciones graníticas tipo-A y edades entre 540-470 Ma, cuyo magmatismo se haya vinculado a la extensión postorogénica en cinturones colisionales (Crawford y Windley, 1990; Bonin, 1990). En la suite granítica del Cabo, la fase final de la intrusión (520-500 Ma) está representada por granitoides de tipo-A (Scheepers, 1995), que se consideran granitos alcalinos anorogénicos. Estos granitos están asociados a los procesos de relajación ocurridos durante la liberación de presión en un régimen de tipo *strike-slip*, con un levantamiento asociado y extensión luego de la colisión. De esta forma, resalta la notable similitud entre las suites de Sierra de la Ventana y el cinturón de Saldania, reconociendo en ambos casos, arcos volcánicos primitivos u orógenos colisionales, y proponiendo finalmente como disparador potencial para el emplazamiento de las dos suites, la continua cizalla entre los terrenos Swartland y Tygerberg (Cinturón de Saldania) acrecionados en un régimen transpresivo al terreno Boland (600-630 Ma).

Por su parte, Tankard *et al.* (2012; y referencias) sobre la base de la extensa información bibliográfica y nuevos estudios de sísmica profunda, realizan una detallada síntesis e interpretación de los intrusivos desarrollados durante la orogenia de Saldania como parte de un orógeno mayor (Orógeno de Ross) en el África oriental durante el Neoproterozoico Tardío-Cámbrico Medio, y describen los procesos que generaron los depocentros del Cabo y Karoo, correlacionándolos con las cuencas Ventana y Claromecó para el Este de Sudamérica. De esta forma, en su análisis comparativo vinculan estas cuencas a procesos extensionales, definiendo en primera instancia una fase extensional para el Grupo Table Mountain y su evolución



posterior a la fase extensional que dio origen a los depósitos de los Grupos Bokkeveld y Witteberg.

Para los depósitos del Grupo Table Mountain, la Formación Piekenierskloof se caracteriza por presentar una gran similitud con los registros contemporáneos de la Formación La Lola en las Sierras Australes del sureste de la provincia de Buenos Aires (Argentina). Estos depósitos corresponden a rellenos vinculados a subsidencia controlados por fallamientos, presentándose como espesas secuencias de conglomerados, areniscas y lutitas atribuidas a ambientes fluviales y marino marginal (Zavala *et al.*, 2000). Por encima de estos depósitos se presenta la Formación Graafwater que marca la culminación del rifting ordovícico temprano. Esta unidad presenta gruesos paquetes de areniscas cuarzosas y pelitas, acumulados cuando cesó el hundimiento controlado por el fallamiento, siendo el resultado de una transgresión marina inicial en la cuenca del Cabo. Registra además, evidencias de actividad sísmica durante la deposición, manifestados como diques clásticos asociados a calcos de carga y estructuras de *ball-and-pillow* (Tankard y Hobday, 1977), estructuras de escape de fluidos y flujos de brecha con clastos limosos, lo cual sugiere que no ha sido un margen completamente estable. En la conjugada Sierras Australes, no se presenta su contraparte litológica, registrándose simplemente importantes paquetes de areniscas cuarzosas gruesas de la Formación La Mascota que sobreyacen a los sedimentos de la Formación La Lola, destacándose que la presencia de areniscas cuarzosas supermaduras es particularmente común en el Ordovícico, tal como se registra en el Grupo Curamalal y la parte basal-media del Grupo Ventana.

Cabe resaltar la ausencia en las Sierras Australes de los depósitos que registran el evento glacial hirnantiano (Ordovícico superior), tal como se halla representado en el Grupo Table Mountain por la Formación Cedarberg, Miembro Soom Shale. Pero para Tandilia, Zimmermann y Spalletti (2009) registran edades U-Pb en circones de la Formación Balcarce que resultan ser equivalentes a las identificadas en circones volcánicos del Grupo Bokkeveld (Devónico) en el Oeste de Sudáfrica. La Formación Balcarce constituye una amplia secuencia cuarcítica preservada en superficie en el Sistema Tandilia y registrada en subsuelo, en la cuenca de Claromecó, como Formación San Cayetano (Lesta y Sylwan, 2005). Por otro lado Zimmermann y Spalletti (2009) mencionan la presencia de un depósito de diamictita glacial de edad hirnantiana (Diamictita Sierra del Volcán) interpretada como un miembro de la Formación Balcarce. Finalmente, sobre la base de la relocalización estratigráfica de la diamictita glacial y trazas fósiles, consideran una edad ordovícica-silúrica para la Formación Balcarce, correlacionándola con la Formación Península y la parte superior del Grupo Table Mountain (Subgrupos Windhoek y Nardouw), incluyendo aquí a los depósitos glaciales hirnantianos de la Formación Pakhuis.

El segundo episodio de la gran subsidencia extensional ocurrió durante el Devónico (Emsiano-Frasniano) con la depositación de secuencias lutíticas dominantes del Grupo Bokkeveld y la parte inferior del Grupo Witteberg en una cuenca subcolamada (*under-filled basin*). La fase de subsidencia que generó al Grupo Bokkeveld se caracterizó por la depositación de una importante secuencia sedimentaria de hasta 5200 metros, a cual incluye a

las areniscas inmaduras de la Formación Rietvlei, que marcan el inicio de un rápido hundimiento de la cuenca, conteniendo fósiles que restringen la edad de este episodio al Pragiano-Givetiano (410–385 Ma), perteneciendo a la fauna malvinokáfrica. Una acumulación contemporánea en la Sierras Australes es la Formación Lolén, constituida por una sucesión de areniscas, areniscas cuarzo-feldespáticas y lutitas subordinadas con fósiles de braquiópodos correspondiente a la misma provincia faunística (Andreis, 1964a y b; Siccardi *et al.*, 2012) y cuyos circones detríticos fueron datados por análisis U-Pb en 408-387 Ma, tomando la edad de 387 Ma como edad máxima de sedimentación (Uriz *et al.*, 2011).

Hacia la parte superior del Grupo Bokkeveld e inferior del Grupo Witteberg las condiciones de depositación en ambientes de plataforma poco profundas y sistemas deltaicos persistieron, como lo demuestran las sucesiones de areniscas cuarcíticas y lutitas presentes, pero cuyo contenido fosilífero para el Grupo Witteberg, incluyendo invertebrados marinos, peces y plantas que eran más avanzados que aquellos del Grupo Bokkeveld (Cotter, 2000; Theron y Loock, 1988), registrando secuencias devónicas medias-superiores a carboníferas.

En la Figura II-4 se muestran en forma resumida las principales unidades correlacionables y sus respectivas edades para las secuencias presentes en la cuenca de Ventana-Claromecó (Sudamérica) y en la cuenca del Cape-Karoo (Sudáfrica).

Considerando los eventos orogénicos ocurridos dentro de un panorama gondwánico más amplio, resulta importante destacar el trabajo de Cawood (2005), el cual vincula los orógenos de Ross (Antártida), Tasman/Delamerian (Australia), Tuhua (Nueva Zelanda) y registros en la Cordillera Andina sudamericana, como parte de un evento de acreción mayor conocido como Orógeno Terra Australis, el cual conformó una amplia faja que se extendió de forma continua desde el norte de Sudamérica hasta el norte de Australia, y cuyo inicio queda restringido al Cámbrico Temprano a Medio (520-510 Ma) prolongándose hasta fines del Carbonífero Tardío (300-250 Ma).

En un trabajo reciente, Boger (2011 y referencias allí) manifiesta que si bien el Orógeno Terra Australis es mayormente considerado posterior a la formación de Gondwana, hay evidencias, al menos a nivel local, que la subducción en el margen pacífico de Sudamérica y en la Antártida comenzó antes de su completa formación. Para la región de América del Sur se registra un plutonismo vinculado a subducción datado en 555-525 Ma. Este magmatismo es ligeramente anterior al Orógeno Pampeano y estuvo acompañado por cierta deformación. Por otro lado, en el margen sur-occidental de la Antártida, entre las Transantarctic Mountains y Victoria Land, se reconoce un magmatismo y retrabajamiento del margen oriental de Antártida que temporalmente pueden ser ubicados hacia los 530 Ma. Con el comienzo de este orógeno de acreción de larga duración culmina la sedimentación de margen pasivo a lo largo de la mayor parte del margen pacífico de Gondwana y marca el comienzo generalizado de la deformación y plutonismo de arco sincrónicos. Este proceso añadió gran parte de la corteza que conforma el este de Australia, la Antártida Occidental y el oeste de América del Sur (Cawood, 2005; Cawood *et al.*, 2009; Ramos, 2010).

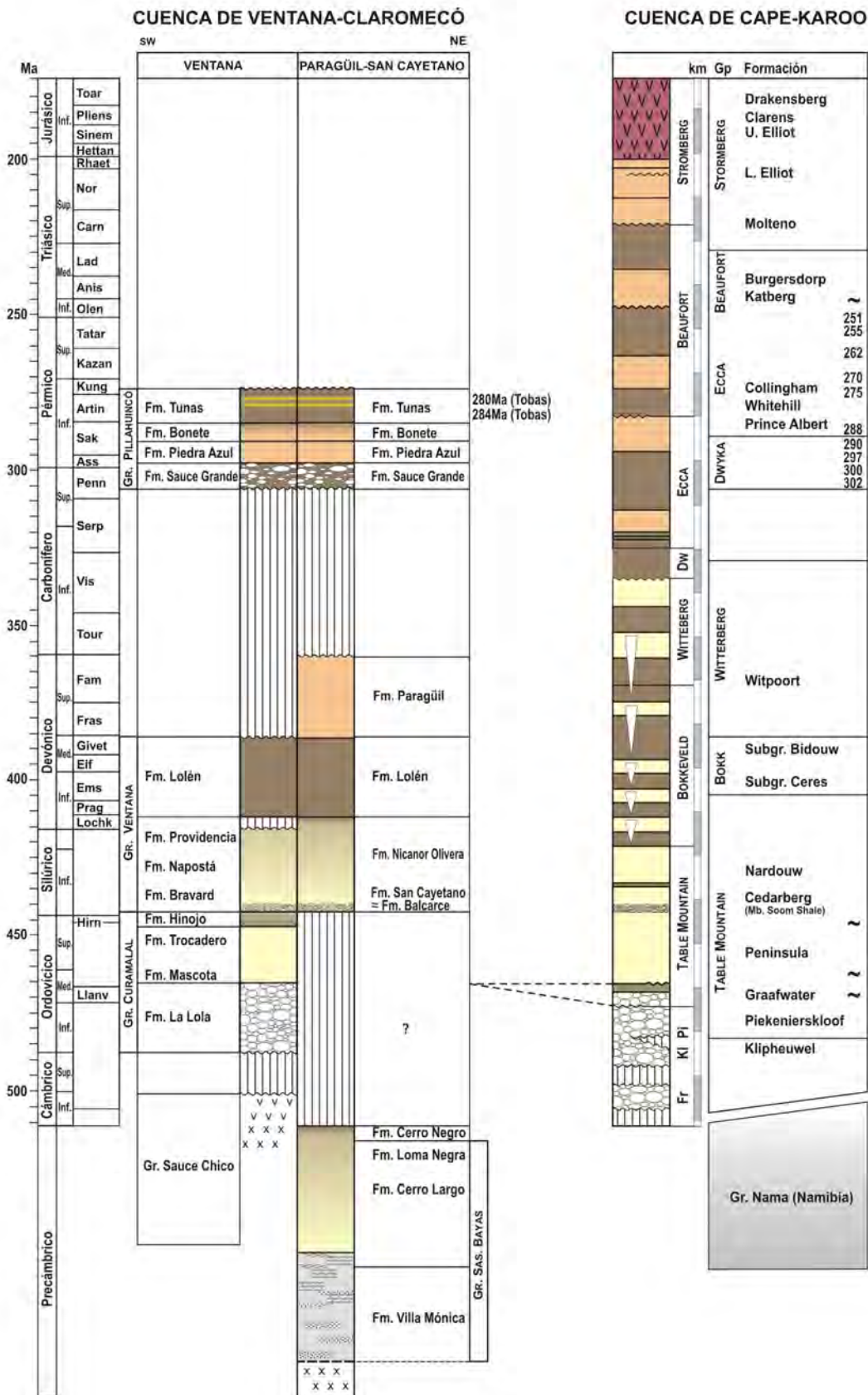
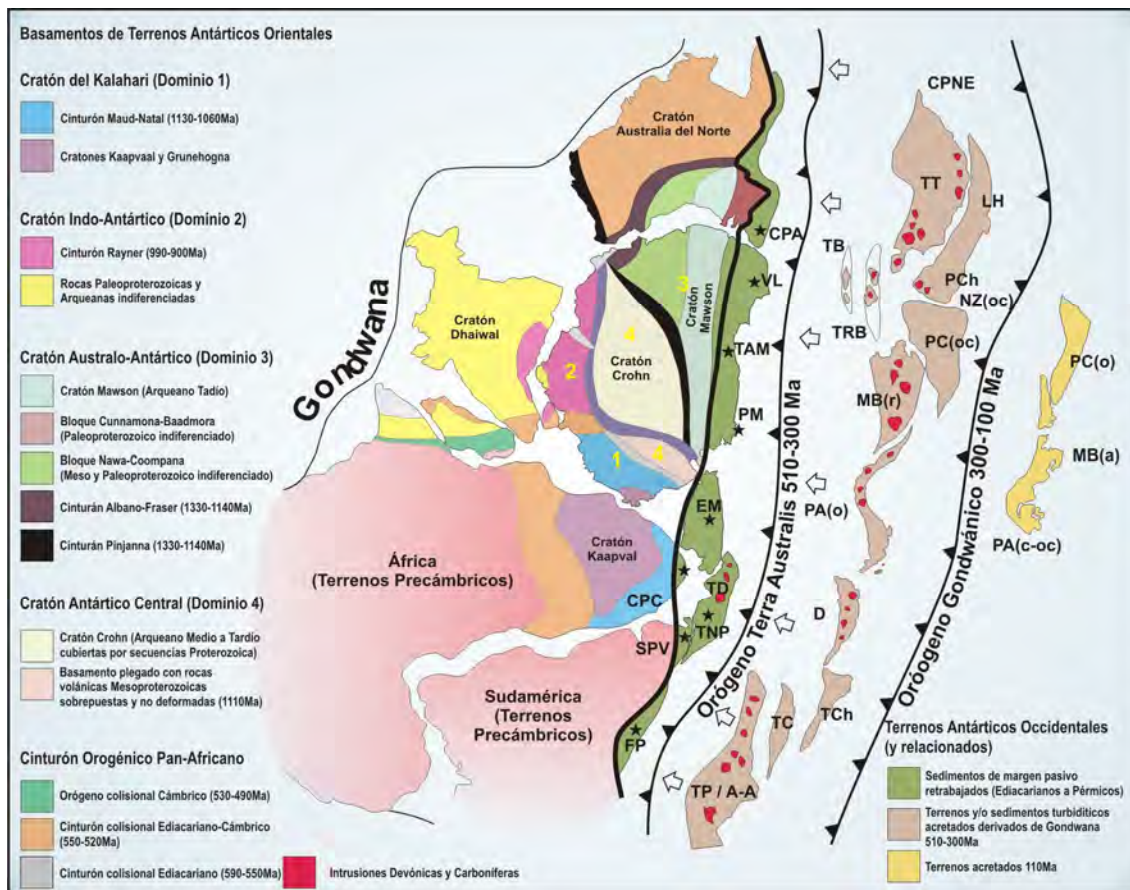


Figura II-4.- Cuadro simplificado mostrando la correlación entre las unidades formacionales de las cuencas de Ventana-Claromecó (Sudamérica) y Cape-Karoo (Sudáfrica) (basado en Tankard *et al.*, 2012; edades de la tobas en la Formación Tunas, López-Gamundi, 2006; Thover *et al.*, 2008; Alessandretti *et al.*, 2013).

Boger (2011) sintetiza los eventos que vinculan a Australia, Antártida y Sudamérica durante el Orógeno Terra Australis (Figura II-5). En la región sur de Australia, se encuentran evidencias del Orógeno Terra Australis (Delamerian), caracterizado por la presencia de rocas sedimentarias retrabajadas del Neoproterozoico Tardío-Cámbrico Temprano. Las deformaciones relacionadas con el orógeno dieron lugar a sistemas de pliegues y fallas con vergencias al oeste, coincidentes con los distintos grados de metamorfismo. La edad para los intrusivos plutónicos sin- y post-tectónico es aproximadamente 515 Ma, lo cual restringe el comienzo de la orogénesis (Foden *et al.*, 2006).



**Figura II-5.-** Orógeno Terra Australis (Tomado de Boger, 2011). Esquema paleogeográfico desde el Cámbrico medio al Carbonífero tardío, mostrando la subducción occidental bajo el margen Pacífico de Gondwana que marca la orogénesis Terra Australis. Las estrellas negras marcan las secuencias de margen pasivo: CPA=Cinturón Plegado Adelaida (Grupos Adelaida y Kanmantoo), CPC=Cinturón Plegado del Cabo, EM=Ellsworth-Whitmore Mountains, TNP=Terreno Nordpatagonico, FP=Formación Puncoviscana, PM=Pensacola Mountains (Formación Hannah Range), SPV=Sistema Plegado de Ventania, TAM=Transantartic Mountains (Grupo Beardmore y Grupo Byrd inferior), VL=Victoria Lands (Grupo Koettlitz). Terrenos acretados desde el Cámbrico tardío hasta el Carbonífero tardío inclusive: PA(o)=Dominio oriental de la Península Antártica, TB=Terreno Bowers, TCh=Terreno Chileña, PCh=Plateau Challenger, NZ(oc)=Dominio occidental de Nueva Zelanda, PC(oc)=Plateau Campbell (Dominio occidental de Nueva Zelanda), TC=Terreno Cuyania, TD=Terreno Deseado, LH=Lord Howe Rise, MB(r) Provincia Ross Marie Byrd Land, CPNE=Cinturón Plegado de New England, TP=A-A=Arequipa-Antofalla, TT=Terreno Tasminide, TRB=Terreno Robertson Bay. Terreno externos: PA(c-oc)=Dominio central y occidental de la Península Antártica, PC(o)=Plateau Campbell (Dominio oriental de Nueva Zelanda), MB(a)=Provincia Amundsen Marie Byrd Lond.

En la Antártida, el Orogéno Terra Australis (Ross) también deformó y metamorfoseó de manera variable el margen pasivo del pre-Gondwana, siendo correlacionable con lo que se encuentra en el sur de Australia producto de la Orogenia Delamerian (Flöttmann *et al.*, 1993, 1994; Finn *et al.*, 1999). Talarico y Kleinschmidt, (2009 y referencias) marcan la distribución sistemática de registros metamórficos de alta y baja presión e indican la presencia de granitoides tipo-S y tipo-I, vinculados a la subducción inicial de la litosfera del paleo-Pacífico bajo el margen oriental de la Antártida. Las primeras fases magmáticas quedan comprendidas aproximadamente hacia los 540-530 Ma, es decir 20 Ma antes que las reconocidas en Australia, pero el pico máximo de emplazamiento plutónico se da en un intervalo entre los 510 y 480 Ma, al igual que lo observado en el sur de Australia. En la región central de las Transantarctic Mountains la deformación comenzó hacia los 540-520 Ma (Goodge *et al.*, 1993) y al mismo tiempo se inicia el plutonismo en la región sur de Victoria Land, donde se menciona la presencia de rocas altamente alcalinas (sienitas nefelínicas y carbonatitas) (Provincia Alcalina Koettlitz Glacier, Cooper *et al.*, 1997) y un magmatismo y sedimentación relacionada al estadio de rift Precámbrico que ha sido documentado por Cook (2007) en el área de Skelton Glacier.

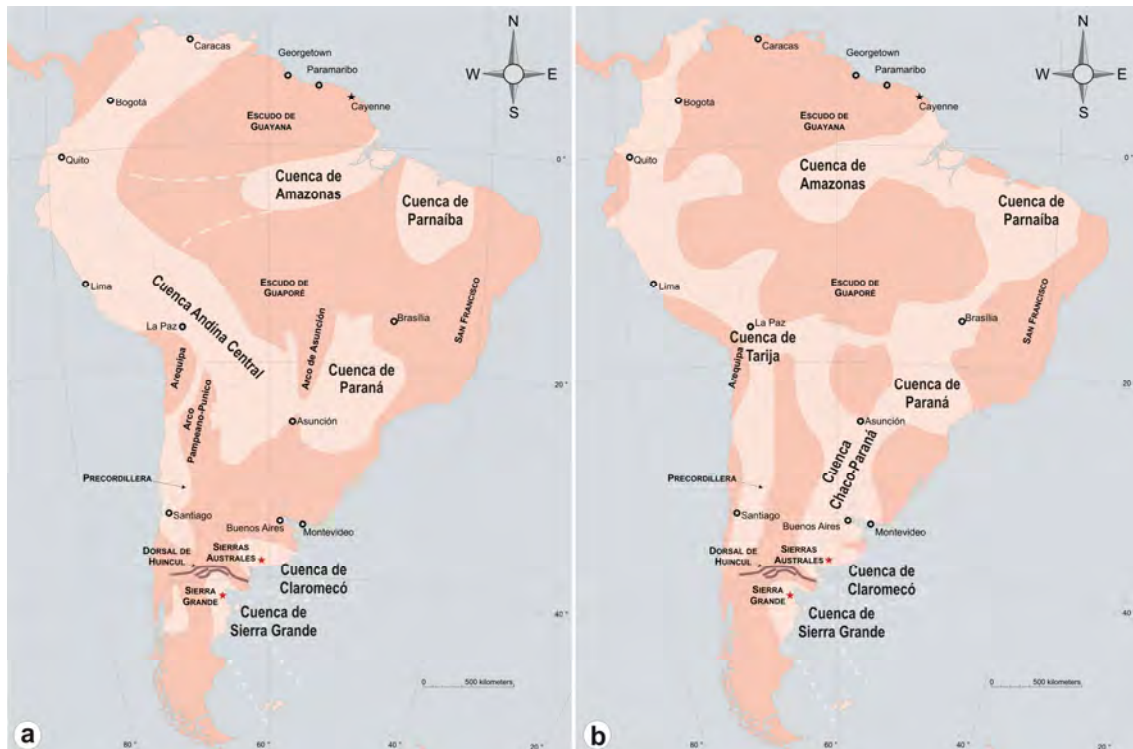
Por otro lado, unidades equivalentes del margen pasivo se encuentran tanto en la cuenca del Cabo en Sudáfrica, en las Ellsworth-Whitmore Mountains de Antártida Occidental y en la Sierra de la Ventana de Sudamérica. Constituyen potentes secuencias volcano-sedimentarias derivadas principalmente de la erosión de fuentes cercanas a África y América del Sur y que temporalmente comprenden desde el Cámbrico Medio al Pérmico (Webers *et al.*, 1992; Curtis *et al.*, 1999; Flowerdew *et al.*, 2007). La evolución de estas regiones está dominada por extensión, subsidencia y emplazamiento localizado de granitoides del Cámbrico Temprano a Medio (550 a 510 Ma) (Rozendaal *et al.*, 1999; Scheepers y Armstrong, 2002; Rapela *et al.*, 2003). En Sierra de la Ventana ocurrió un magmatismo durante la extensión, mientras que en el Cabo una suave deformación acompañó al plutonismo. Este plutonismo no se conoce en las Ellsworth-Whitmore Mountains (Antártida), aunque es común la presencia de un volcanismo cámbrico temprano a medio correlacionable temporalmente con el magmatismo observado en otras regiones (Curtis, 2001; Rapela *et al.*, 2003). Este sector del margen de Gondwana se diferencia así de otras regiones debido a que la continua depositación se superpone con la orogénesis convergente observada en otros lugares. Esto puede sugerir que la depositación de los estratos del Cabo, Ellsworth Whitmore Mountains y la Sierra de la Ventana estaban localizados ya sea en una cuenca de retro arco continental o en un marco donde la subducción no estuvo presente inmediatamente por fuera de esta sección del margen de Gondwana (Curtis, 2001; Rapela *et al.*, 2003). Más allá de esta zona tectónicamente tranquila, la subducción de Terra Australis fue activa a lo largo del resto del margen Precámbrico de América del Sur. Para ese momento, en el borde occidental de los Cratones Amazonas y Río de la Plata, al igual que en el margen australo-antártico, la orogénesis Terra Australis (Pampeana) retrabajó el margen pasivo ediacariano a cámbrico temprano. Para la región central de América del Sur, las turbiditas de la Formación Puncoviscana definen el

margen pasivo (Jezek *et al.*, 1985; Rapela *et al.*, 1998a), las cuales registran el comienzo de la deformación contemporáneamente con las última etapa de la depositación, quedando restringida entre los 525-510 Ma, en base a la presencia de granitos peraluminosos sintectónicos, datos Ar-Ar de ultramilonitas formadas localmente, y una discordancia angular que separa la deformada Formación Puncoviscana de los suprayacentes sedimentos de la plataforma cámbrica media a tardía (<510 Ma) del Grupo Mesón (Rapela *et al.*, 1998a, b; Schwartz *et al.*, 2008). Otros autores, proponen para la Formación Puncoviscana un origen en un ambiente tectónico de margen activo, donde las rocas más antiguas de 530 Ma fueron depositadas en el *trench* asociado al arco pampeano occidental, en tanto que las rocas más jóvenes que 530 Ma fueron depositadas en una cuenca de antepaís sin-colisional (Escayola *et al.*, 2011). La Orogénesis Pampeana posiblemente terminó con la colisión del Terreno Pampeano, que según algunos autores, constituye un bloque continental relativamente grande formado por los macizos Arequipa-Antofalla y las Sierras Pampeanas occidentales (Rapela *et al.*, 1998a, 2007). La colisión en este momento contrasta con otros segmentos del Orógeno Terra Australis que permanecía frente al océano.

### C.- CUENCAS SILÚRICO-DEVÓNICAS SUDAMERICANAS

Durante el Silúrico-Devónico grandes cuencas intracratónicas se desarrollaron en el centro-norte de Sudamérica, mientras que hacia el sector occidental se originaron depocentros estrechamente vinculados al antiguo Océano Panthalásico o Proto-Pacífico. Entre estas cuencas se destacan las de Amazonas y Parnaíba (o Maranhao) en el noreste de Brasil y la de Paraná, desarrollada principalmente al sur de Brasil y este de Paraguay, con extensión, por conexión en subsuelo, con la cuenca de Chaco-Paranense al noreste de Argentina y afloramientos en el centro de Uruguay (Figura II-6).

La cuenca del Amazonas registra una espesa secuencia compuesta por areniscas y pelitas seguida de vaques y cuarcitas silúricas, con pelitas negras intercaladas que presentan nódulos sideríticos y oolitas ferruginosas. Todo el conjunto es referido a la Formación Trombetas. El Devónico corresponde a facies fluviales a deltaicas y pelitas marinas de las formaciones Maecurú, Ereré y Curuá. Las dos primeras unidades son portadoras de una variada fauna marina eifeliana-givetiana (Devónico Medio). En la cuenca de Parnaíba se presentan depósitos del Grupo Serra Grande asignado al Silúrico Temprano-Emsiano, con facies de abanicos deltaicos que pasan a facies de prodelta y plataforma marina abierta. La sucesión continúa con facies marinas de la Formación Pimenteiras de edad eifeliana-givetiana, de estrecha vinculación con los depósitos de la cuenca de Amazonas. Finalmente, hacia el Famenniano se registra la presencia de diamictitas glaciales y pavimentos estriados de la Formación Cabeças (Streel *et al.*, 2000), que denotan la proximidad de la cuenca al paleo-polo en el Devónico Medio-Superior. Depósitos similares se mencionan en la cuenca africana de Accra en Ghana, la cual presenta una estratigrafía muy similar y correlacionable.



**Figura II-6.-** Reconstrucciones paleogeográficas de las cuencas del Silúrico-Devónico en América del Sur **a)** Cuencas silúricas (basado en Benedetto *et al.*, 1992; Rubinstein, 1997); **b)** Cuencas devónicas (modificado de Di Pascuo *et al.*, 2009 y referencias)

Para la cuenca de Paraná, en la región de Paraguay, no se localizaron en afloramientos del Paleozoico inferior sedimentitas de origen glacial, aunque se menciona la presencia de tillitas en datos de perforaciones efectuadas en la localidad de Santa Elena (Figueredo, 1995, en: González Núñez *et al.*, 1998). Sobre estos depósitos del Ordovícico Superior yacen unidades del Grupo Itacurubí, compuestas por las formaciones Eusebio Ayala, Vargas Peñas y Cariy, asignadas al intervalo Llandoveryano (Rhuddaniano-Telychiano) de acuerdo a la fauna de graptolites y trilobites presentes en estas unidades (Uriz *et al.*, 2008a, b; Alfaro *et al.*, 2012; Tortello *et al.*, 2012). Estas secuencias corresponden a ciclos de sedimentación transgresivos-regresivos en una plataforma marina somera. Cabe destacar también que se registran evidencias de glaciación continental en otros sectores de la cuenca de Paraná. En Brasil, en el arco estructural de Ponta Grossa, sub-cuenca Apucarana, la Formación Iapó se halla esencialmente constituida por diamictitas que cubren áreas extensas. La edad máxima de sedimentación obtenida para esta unidad a partir de la isócrona Rb-Sr en roca total es de  $456 \pm 6,4$  Ma (Pereira y Bergamaschi, 2007), la cual ha sido correlacionada con el episodio glacial Silúrico temprano registrado en las cuencas intracratónicas del noreste de Brasil (Cuencas de Amazona y Parnaíba) y la cuenca andina central (Perú, Bolivia, Noroeste Argentino). Por otro lado, se menciona a la Formación Vila María como unidad correlacionable a la Formación Iapó para el sector norte de la cuenca de Paraná. Sobre estas diamictitas se dispone una supersecuencia con potencias de hasta 900 metros, constituida por las formaciones Furnas y Ponta Grossa, cuya edad aceptada es neosilúrica a neodevónica (Milani,

1997; Pereira *et al.*, 1998; Grahn, 1999; Gerrienne *et al.*, 2001; Grahn *et al.*, 2008, 2010). La Formación Furnas se compone de areniscas con niveles conglomerádicos y limolitas, siendo su edad referida al Lochkoviano en base a restos vegetales y palinomorfos. En forma concordante se disponen pelitas de la Formación Ponta Grossa, cuya base también es atribuida al Lochkoviano, mientras que para sus niveles superiores se mencionan edades eifelianas-givetianas. En la región central del Uruguay, el Grupo Durazno registra un ciclo de sedimentación transgresivo-regresivo del Devónico Inferior correspondiente a la porción más austral de la cuenca intracratónica de Paraná. La sedimentación tuvo lugar en una plataforma marina somera siliciclástica de agua fría. La Formación Cerruzuelo en la base, está constituida por areniscas feldespáticas, arcosas y pelitas caoliníticas, siendo una secuencia granodecreciente. Se documentaron icnogéneros y fósiles vegetales. La Formación El Cordobés se compone de arcillas blancas grisáceas caoliníticas depositadas durante la máxima inundación del evento transgresivo. Contiene invertebrados marinos de afinidad malvinokáfrica que definen una edad devónica inferior. La Formación La Paloma es pelítico-arenosa a conglomerádica, granocreciente, que evidencia una somerización de la cuenca, siendo depositada durante la fase regresiva del mar devónico (Méndez-Alzola, 1934, 1948; Terra Arocena y Méndez-Alzola, 1939; Figueiras, 1987, 1991; Bossi y Navarro, 1988; Sprechmann *et al.*, 1993; Gaucher *et al.*, 1996; Bossi *et al.*, 1998; Botella *et al.*, 2003).

Hacia el sur, en el margen oriental atlántico, se encuentran dos cuencas que constituyen facialmente objeto de estudio del presente trabajo de tesis doctoral: 1) la cuenca del Grupo Ventana, constituida por las formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén, en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, cuyo intervalo comprendería el Ordovícico inferior-Devónico medio, formando parte de la cuenca de Claromecó, de mayor amplitud y 2) la cuenca de la Formación Sierra Grande, en la localidad homónima de la provincia de Río Negro, sobre el Macizo Nordpatagónico, abarcando el lapso entre el Silúrico inferior-Devónico inferior. Ambas cuencas se encuentran en estrecha relación geológica, como así también comparten la orientación general de los ejes de sus depocentros (NO-SE). Estas cuencas, al igual que las mencionadas cuencas intracratónicas, se caracterizan por constituir amplias secuencias cuarcíticas desarrolladas en un mar epicontinental. Cabe destacar, que desde los tiempos de Keidel (1916) y Du Toit (1937), se conoce la correlación existente entre estas cuencas y las desarrolladas en Sudáfrica, como contraparte de las cuencas de Cabo, para este intervalo (*Cape Fold Belt*) y del Karoo, para el Paleozoico superior, vinculación que será tratada en el ítem siguiente, al igual que sus características particulares que se desarrollarán en los próximos capítulos.

Por otro lado, en el archipiélago de Islas Malvinas se menciona la existencia de potentes sucesiones de ortocuarcitas de la Formación Puerto Stephens referida al Silúrico y areniscas y pelitas conocidas como Formación Bahía Fox asignadas al Devónico Inferior por el contenido de fauna malvinokáfrica. De esta forma, existe una estrecha relación de estas unidades con las mencionadas para el Grupo Ventana, la Formación Sierra Grande y secuencias equivalentes del Sistema Plegado del Cabo.



Hacia el margen Proto-Pacífico de Gondwana, en Perú, Bolivia y noroeste Argentino se desarrolló la cuenca andina central. De igual forma que en las cuencas intracratónicas, la identificación de diamictitas de origen glacial y la presencia de una superficie erosiva en las proximidades del límite Ordovícico-Silúrico, representa la instalación del ambiente glaciogénico que se habría extendido hasta el Silúrico (Benedetto *et al.*, 1992; Astini, 2002; Díaz-Martínez y Grahn, 2007). Para el noroeste argentino, el pasaje entre Ordovícico-Silúrico a eo-Devónico está representado por las formaciones Zapla y Lipeón. En el Ordovícico tardío de la Formación Zapla se reconocen pavimentos estriados glaciares, cerca de la frontera argentino-boliviana (Martínez, 1998), a la que le sucede una secuencia monótona de areniscas y limolitas de la Formación Lipeón, la cual, cerca de su base presenta niveles hematíticos. Para la región de Oruro-Potosí en Bolivia, Cordillera Oriental, se menciona la Formación Cancañiri integrada por una potente secuencia diamictítica interpretada como verdaderas tillitas depositadas en un ambiente glaci-terrestre y preservada entre depósitos marinos (base y techo) (Schönian *et al.*, 1999; Schönian, 2003). Concordantemente se suceden areniscas micáceas y areniscas cuarcíticas de las formaciones Huanuni y Llallagua. Continúan depósitos de la Formación Uncía, integrada por pelitas oscuras finamente laminadas. Hacia el techo, pasa en forma transicional a la Formación Catavi, compuesta por areniscas micáceas de grano fino con intercalaciones de lutitas. Toda la secuencia supera los 6000 metros de espesor. Hacia la región de Sucre-Tarabuco, en el noreste de la cuenca, sobre la Formación Cancañiri se desarrolla una sucesión pelítica grano y estrato creciente de la Formación Kirusillas, culminando con psamitas de la Formación Tarabuco que contiene una rica fauna del Silúrico Superior vinculada a la fauna afrosudamericana y restos de platas primitivas (*Cooksonia*). Estas cuencas presentan conexiones internas con las cuencas intracratónicas de Paraná a través del Arco de Asunción y con la cuenca de Amazonas principalmente en subsuelo y con pequeños afloramientos en las Sierras Chiquitanas, Bolivia. Para Perú, se menciona en la base de la secuencia a las diamictitas de la Formación San Gabán y sobre éstas yacen depósitos psamíticos que pasan a psamo-pelitas y pizarras negras de la Formación Ananea. Sobre la base de su contenido paleontológico (*Clarkeia antisiensis* y paleomicroplancton) se asigna una edad silúrica tardía. Su límite superior no está bien definido, aunque se admite un pasaje transicional al Devónico (Benedetto, 2010 y referencias allí citadas).

En el centro-oeste de Argentina, se encuentran documentados depósitos silúrico-devónicos en la región de la Precordillera. Esta cuenca habría evolucionado en relación directa con el proceso de acreción del terreno Cuyania al margen occidental de Gondwana, en el Ordovícico medio-tardío, presentando características particulares que la vinculan a un modelo de cuenca de antepaís (Astini, 1992, 1996; Astini *et al.*, 1995). La misma se habría desarrollado sobre una plataforma carbonática cambro-ordovícica que fue "canibalizada" durante el proceso de colisión y sobre unidades predominantemente pelíticas originadas por inundación de la plataforma carbonática, la cual experimentó un arqueamiento flexural debido al evento colisional (Astini *et al.*, 1995). Los depósitos del Silúrico están representados por el Grupo Tucunuco, el cual está integrado por la Formación La Chilca que yace en discordancia angular

sobre los depósitos pelíticos ordovícicos de la Formación Gualcamayo y sobre las calizas de la Formación San Juan. Corresponde a estratos de conglomerados, areniscas y limoarcilitas en su mayor parte originados en una plataforma marina siliciclástica, dominada por tormentas. La secuencia pasa en forma transicional a una espesa secuencia de barras de plataforma marina dominadas por tormentas y oleaje de la Formación Los Espejos, caracterizada por paquetes de pelitas y facies heterolíticas y areniscas bioturbadas. Para el Devónico, se encuentran las secuencias del Grupo Gualilán, compuesto por las formaciones Talacasto y Punta Negra. La Formación Talacasto registra un momento de rápida inundación de la cuenca, reflejada por los depósitos pelíticos de una plataforma fangosa. Esta unidad se asigna al Devónico Inferior por ser portadora de fauna Malvinokáfrica. Continúa la sucesión con areno-pelíticas de la Formación Punta Negra, correspondiente a facies de ambientes turbidíticos, que son el resultado de la última etapa de relleno de la cuenca. Las unidades silúrico-devónicas identificadas se encuentran por tanto fuertemente vinculadas a un margen con importante inestabilidad tectónica, lo cual queda evidenciado en ciertas localidades, como en la Quebrada de Don Braulio (Formación Don Braulio), donde se encuentran sedimentitas pelíticas ordovícicos-silúricas (Hirnantiano superior-Llandoveryano), como respuesta a un rápido ascenso glacio-eustático. Otro caso particular está dado por la presencia de olistolitos de calizas ordovícicas contenidas en secuencias silúricas (Formación Rinconada) desarrolladas en cuencas extensionales que han sido interpretadas como de diversos orígenes por varios autores (von Gosen *et al.*, 1995; Astini, 1996; Benedetto, 2004; Peralta, 2013). A pesar de la intensa actividad registrada durante la evolución de la cuenca silúrico-devónica de la Precordillera, los espesores registrados de estas unidades se encuentran en el orden de 1500 metros.

#### **D.- LA CUENCA DE CLAROMECÓ Y SU POSIBLE VINCULACIÓN CON LOS DEPOCENTROS DE VENTANIA Y SIERRA GRANDE**

Entre los cordones serranos de Tandilia y Ventania se desarrolla una importante depresión reconocida como antefosa de Claromecó por Ramos (1984) y Ramos y Kostadinoff (2005). Las importantes anomalías negativas registradas a través de los estudios gravimétricos realizados por Kostadinoff y Font de Affolter (1982), Kostadinoff (1993), Kostadinoff y Prozzi (1998) y trabajos contemporáneos (Schillizzi y Kostadinoff, 1985; Kostadinoff y Albouy, 1988; Schillizzi *et al.*, 1990) permitieron definir la geometría, la extensión y la arquitectura regional de la cuenca (Figura II-7), la cual presenta un mínimo gravimétrico en el curso del arroyo Claromecó.

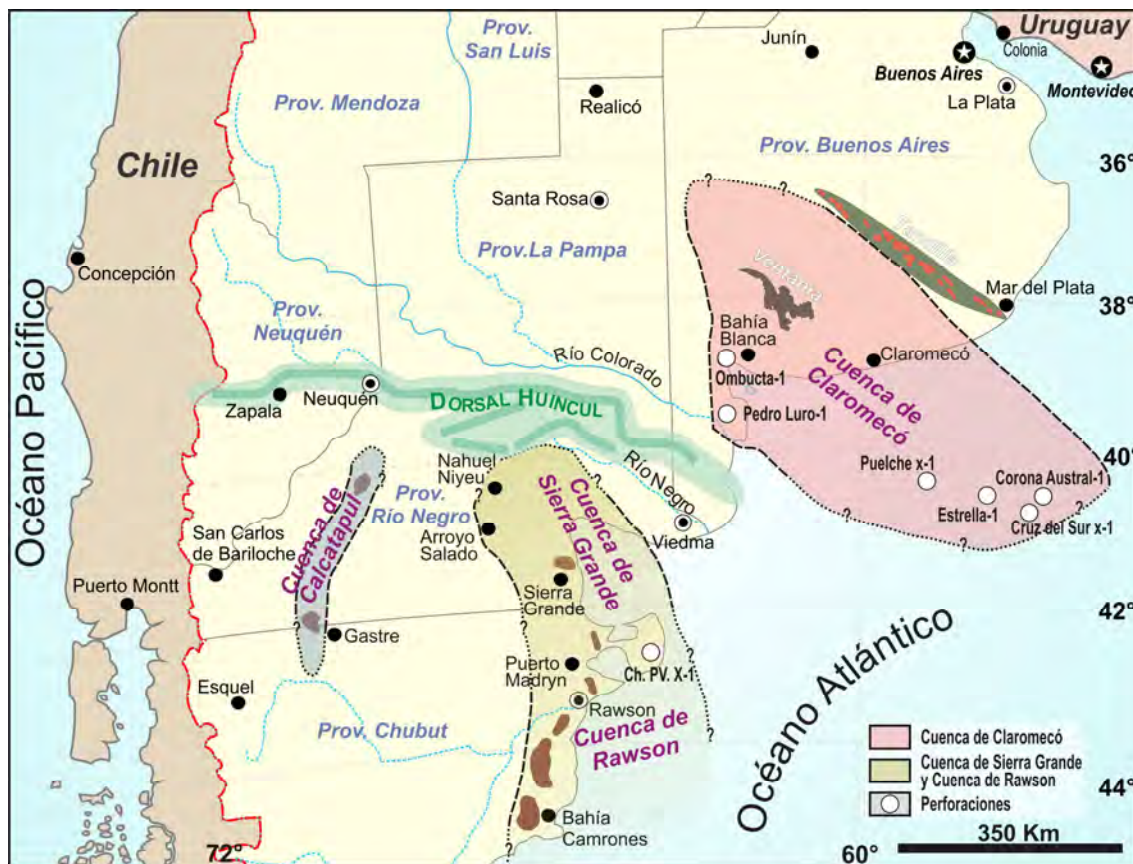


Figura II-7.- Ubicación regional de las cuencas de Claromecó-Ventana, Sierra Grande y otras de la región nordpatagónica de acuerdo a Gregori *et al.* (2008, 2011). Se destaca la relevancia que podría tener la Dorsal de Huincul en la evolución de las cuencas.

Se trata de una cuenca asimétrica, que ha sido rellenada con secuencias del Neoproterozoico y Paleozoico, registrando una potencia de la pila sedimentaria del orden de los 9.000 metros de espesor (Ramos y Kostadinoff, 2005) comprobados por perforaciones. Su forma es oval elongada en sentido noroeste-sureste y se desarrolla totalmente en el subsuelo bonaerense, extendiéndose hacia la plataforma. Solamente se conocen algunos afloramientos de rocas del Paleozoico superior en las localidades de González Chaves, Lumb, De la Garma, Mariano Roldán (Furque, 1965; Llambías y Prozzi, 1975; Morel y Gutiérrez, 2000) donde se registró la presencia plantas como *Malanzania nana* del Carbonífero Superior en los afloramientos de la zona interserrana.

En cuanto a su origen, Rapela *et al.* (2003) describen un proceso de rifting durante el Proterozoico Superior-Cámbrico y un posterior desarrollo de margen pasivo, marcando el inicio de la sedimentación de la cuenca. El margen pasivo eopaleozoico correspondía a una plataforma estable orientada noreste-suroeste que se profundizaba al suroeste. Ramos (1984) y Ramos y Kostadinoff (2005) en el modelo de colisión del terreno Patagonia con Gondwana occidental la describen como "Antefosa de Claromecó".

La estructura gondwánica de la cuenca está caracterizada por corrimientos y plegamiento subordinado con vergencia al noreste, cuya progradación es responsable de los depocentros de la cuenca. Según Selles-Martínez (1989) el modelo transpresivo levógiro

explicaría el plegamiento de Ventania y el desarrollo de la fosa. Esta cuenca evolucionó hasta el Cretácico-Terciario, cuando el domamiento térmico y posterior extensión por el desmembramiento de Gondwana, generaron la formación de la cuenca del Colorado.

De acuerdo a las perforaciones realizadas en San Cayetano y Paragüil (Lesta y Sylwan, 2005) permitieron realizar correlaciones con Tandilia y Ventania. De esta manera, se establece una vinculación directa de las unidades en subsuelo y el Grupo Ventana aflorante en las Sierras Australes, definiéndose como perteneciente a la misma cuenca (Figura II-8).

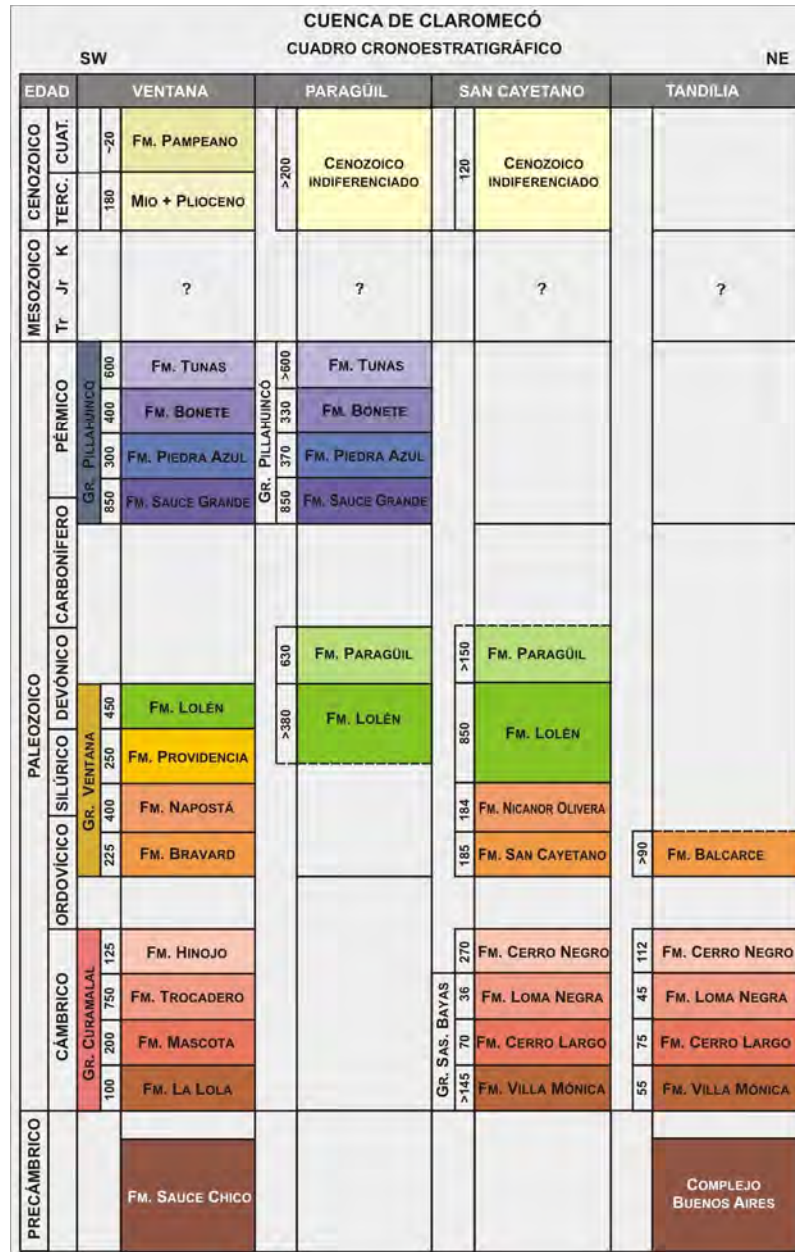


Figura II-8.- Esquema estratigráfico de la cuenca de Claromecó de acuerdo a los pozos perforados en Paragüil y San Cayetano (Lesta y Sylwan, 2005) y sus posibles correlaciones con Tandilia y Ventania.

Por otro lado, Gregori *et al.* (2011) expresan que la Formación Sierra Grande comparte características litológicas y deformacionales con el Grupo Ventana. Según sus estudios e información de pozos en *off-shore* (Puelche x.1, Cruz del Sur x-1, entre otros), perforados en la

cuenca del Colorado, demuestran la existencia de rocas del Paleozoico superior, indicando que la cuenca de Claromecó se extiende hasta los 40°42' de latitud sur. Resulta probable que ambos depocentros marinos conformaron parte de la misma cuenca, hallándose conectados con las cuencas sudafricanas (Gregori *et al.*, 2008; Uriz *et al.*, 2008, 2011). Como resultante de la Orogenia Gondwánica, los movimientos dextrales a lo largo de la zona de la dorsal de Huincul habrían sido los responsables de la separación del depocentro norte (Cuenca de Claromecó) y sur (Cuenca de Sierra Grande) en la comarca nordpatagónica (Gregori *et al.*, 2011). En forma contemporánea, Mosquera y Ramos (2011) plantean un modelo tectónico de faja plegada y corrida de los Gondwánides (Keidel, 1916; Urien y Zambrano, 1996), con una intensa deformación de intraplaca que afectó a las principales cuencas intracratónicas pérmicas del sector austral de América del Sur y África. En función de los estilos estructurales y mecánica de deformación, establecieron una segmentación orogénica de la faja plegada y corrida de los Gondwánides en dos sectores: un segmento phantalásico desde los 24°S hasta los 38°S y otro segmento patagónico desde los 38°S hasta los 52°S, abarcando el ancho de la Patagonia, la plataforma continental argentina, Sudáfrica y Antártida. El sector de pro-cuña se desarrolló a lo largo de la Sierra de Gould y Carapacha y en cuenca Neuquina, según información sísmica, en subsuelo a lo largo del sistema Entre Lomas, mientras que el sector de retrocuña se desarrolló en el subsuelo de la cuenca Austral y en el *plateau* de Las Malvinas. En base a estas consideraciones, estos autores postulan que la deformación de los Gondwánides es consistente con la colisión de la microplaca de Patagonia, probablemente asociada a otros bloques continentales de la región austral, durante el Pérmico inferior.

### III.- GEOLOGÍA REGIONAL

#### A.- MACIZO NORDPATAGÓNICO

##### A1.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Hacia la región extracordillerana de las provincias de Río Negro y Chubut se presenta como unidad morfoestructural relevante el Macizo Nordpatagónico, cuyos límites son al noreste la cuenca del Colorado; al noroeste la cuenca Neuquina y su límite natural el río Limay; al oeste con las cuencas de Collón Cura, Ñirihuau y en parte río Chico; al este con el margen atlántico y la extensión de la plataforma continental argentina y al sur con la cuenca del Golfo San Jorge.

En el Macizo Nordpatagónico se reconocen dos sectores o dominios bien definidos en cuanto a sus particularidades geológicas del basamento y unidades que lo caracterizan: **a)** Dominio Oriental o Atlántico y **b)** Dominio Occidental. La Figura III-1 muestra la geología regional del Macizo mediante una descripción de este a oeste, haciendo hincapié en las principales áreas representativas.

##### A1a.- Dominio Oriental o Atlántico

En el margen atlántico del Macizo Nordpatagónico, en el área de Sierra Grande se reconoce un basamento que recibe la denominación de **Ectinita** o **Formación El Jagüelito** (Ramos, 1975; Giacosa, 1987), cuya litología predominante está representada por filitas cuarzosas, metagrauvas finas, metacuarcitas con lentes de metaconglomerados finos y anfibolitas y esquistos anfibólicos subordinados (Giacosa, 1997, 2001; González *et al.*, 2002) en facies metamórficas de bajo grado (facies de esquistos verdes). La edad de esta unidad queda restringida al Cámbrico temprano de acuerdo a la edad máxima de sedimentación aportada por los datos U-Pb en circones detríticos que dan 535 Ma para una metaarenisca (Pankhurst *et al.*, 2006) y 523 Ma para un metaconglomerado (Naipauer *et al.*, 2010). En trabajos previos, González *et al.* (2002) reconocen una asociación de trazas fósiles constituida por *Chondrites*, *Helminthopsis*, *Planolites* y *Phycodes* que inicialmente ubicaban a las metasedimentitas en el Cámbrico-Tremadociano. La presencia de estos icnofósiles es coherente con las edades U-Pb en circones detríticos obtenidas con posterioridad. Más tarde, el hallazgo de arqueociátidos en bloques de calizas contenidos en los metaconglomerados (González *et al.*, 2011, 2013) permitieron constreñir su edad al Cámbrico temprano. A su vez, esta unidad está intruida por un conjunto de granitoides ordovícicos, recibiendo en este sector la denominación de **Complejo Punta Sierra** (Núñez *et al.*, 1975; Busteros *et al.*, 1998), encontrándose representado por un número de cuerpos dispersos sobre el borde oriental atlántico, entre los que se destacan al Granito Mina HIPARSA (denominación informal, 363±57Ma, Varela *et al.*, 1997, 1998; 476±6 Ma, Pankhurst *et al.*, 2006; 428±29 Ma, Varela *et al.*, 2009), Granito Arroyo Salado (475±6 Ma, Pankhurst *et al.*, 2006; 476±4 Ma, Varela *et al.*,

2009) y Granito Punta Sierra (435±20 Ma, Weber, 1983; 483±22 Ma, Varela *et al.*, 1997, 1998; 476±4 Ma, Pankhurst *et al.*, 2006). Estas edades se resumen en la Tabla III-1.

GRANITO	METODOLOGÍA	EDAD	AUTOR
GRANITO MINA HIPARSA	Rb-Sr isocrona roca total Ri <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr 0,7110 ± 0,0022	363 ± 57 Ma	Varela <i>et al.</i> , 1997; 1998
	Rb-Sr isocrona roca total Ri <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr 0,7088 ± 0,0011	428 ± 29 Ma	Varela <i>et al.</i> , 2009
	U-Pb SHRIMP en circón	476 ± 6 Ma	Pankhurst <i>et al.</i> , 2006
PLUTÓN ARROYO SALADO	Rb-Sr isocrona roca total Ri <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr 0,7081 ± 0,0004	467 ± 16 Ma	Varela <i>et al.</i> , 1998
	U-Pb convencional en circones	476 ± 4 Ma	Varela <i>et al.</i> , 1998
	U-Pb SHRIMP en circón	475 ± 6 Ma	Pankhurst <i>et al.</i> , 2006
GRANITO PUNTA SIERRA	K-Ar en biotita	435 ± 20 Ma	Weber, 1983
	Rb-Sr isocrona roca total Ri <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr 0,7043 ± 0,0013	483 ± 22 Ma	Varela <i>et al.</i> , 1997; 1998
	U-Pb SHRIMP en circón	476 ± 4 Ma	Pankhurst <i>et al.</i> , 2006
PLUTÓN PEÑAS BLANCAS	U-Pb SHRIMP en circón	471 ± 2,8 Ma	García <i>et al.</i> , 2014

Tabla III-1: Edades U-Pb de los cuerpos intrusivos ordovícicos del sector oriental del Macizo Nordpatagónico.

Depósitos marinos someros de la **Formación Sierra Grande** (Harrington, 1962), compuestos esencialmente por cuarcitas y arenitas cuarzosas asignadas al Silúrico superior-Devónico inferior cubren en discordancia a las unidades basamentales, presentando una amplia distribución, con mayor expresión al norte y este de la localidad homónima y extendiéndose hacia el sur en Estancia Giordano (Zanettini, 1981), El Refugio (Cortés, 1979) y también reconociéndose en subsuelo en Península Valdés (Masiuk *et al.*, 1976). Durante el Paleozoico superior, el Macizo Nordpatagónico se vio afectado por el magmatismo gondwánico que generó un arco magmático calcoalcalino con stocks graníticos y granodioríticos asignados al Pérmico, intruyendo a las secuencias mencionadas e imprimiendo un metamorfismo de contacto con “motas” de mineralizaciones neoformadas en las secuencias silicoclásticas y apertura de los sistemas isotópicos que “resetearon” las edades en los cuerpos graníticos ordovícicos (Varela *et al.*, 2009). Estos fueron reunidos bajo la denominación de **Complejo Pailemán** (Giacosa, 1993, Ramos, 1984; Rapela y Caminos, 1987), reconociéndose para este sector la granodiorita **Laguna Medina**, cuya edad U-Pb fue determinada en 291±6 Ma (Varela *et al.*, 2009).

Sucedan en discordancia (o en relación de intrusividad) diferentes unidades sedimentarias y volcánicas mesozoicas como la **Formación Marifil** (Malvicini y Llambías, 1974; Cortés, 1981) de edad jurásica inferior a media y **Formación Puesto Piris** (Nuñez *et al.*, 1975) asignada al Triásico medio a superior. La **Formación Marifil** con una amplia distribución en toda la región centro-oriental del Macizo Nordpatagónico, extendiéndose al norte desde la localidad de Valcheta en la provincia de Río Negro, hasta la región del Dique Ameghino sobre el Río Chubut, su afluente Río Chico y afloramientos en sector de Bahía Camarones y Bustamante sobre la costa atlántica. Las rocas presentes incluyen dacitas y pórfidos dacíticos,

ignimbritas riolíticas, tobas, pórfidos riolíticos y areniscas tobáceas, hallándose en las tobas restos fósiles de flora y crustáceos. La Formación Puesto Piris está constituida por conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas calcáreas y tobas. Completan la estratigrafía de esta región depósitos post-jurásicos indiferenciados y las mesetas basálticas de la **Formación Somún Curá** (Ardolino, 1981), además de los rodados patagónicos pliocenos y los depósitos aluviales y coluviales pleistoceno-holocenos.

Para la región de Mina Gonzalito, el **Complejo Mina Gonzalito** (Gneis Mina Gonzalito, Ramos, 1975; Giacosa, 1987) representa el basamento ígneo-metamórfico de este sector, compuesto esencialmente por esquistos, gneises (paragneises), anfibolitas, calizas cristalinas e intrusivos de granitoides leucocráticos (Granito La Tapera y granito María Teresa). Dataciones U-Pb en circones detríticos arrojaron edades máximas de sedimentación de 540Ma (Cámbrico temprano) y picos de  $472\pm 5$  Ma (Ordovícico temprano) en los anillos de crecimiento de circones correspondientes a la fase de metamorfismo en facies de anfibolitas (SHRIMP, Pankhurst *et al.*, 2006). Varela *et al.* (2011a) por su parte obtienen resultados en circones de ortogneises granodiorítico preorogénicos de  $492\pm 6$  Ma (Cámbrico tardío) interpretados como edad de cristalización y emplazamiento plutónico del protolito ígneo del ortogneis, limitando los procesos de sedimentación, magmatismo y metamorfismo al tiempo Cámbrico tardío-Ordovícico temprano (Ciclo Famatiniano). Asimismo, recientes resultados U-Pb (SHRIMP) obtenidos para el plutón Peñas Blancas establecen una edad de cristalización de  $471\pm 2,8$  Ma, quedando de esta manera incluido dentro del complejo plutónico Punta Sierra (García *et al.*, 2014) (Tabla III-1). Con menor grado metamórfico, ocurre la **Ectinita El Jagüelito** al oeste de la falla homónima. Las rocas predominantes son filitas cuarzosas y metagrauvacas finas, apareciendo aisladamente anfibolitas y esquistos anfibólicos. Intruyendo esta unidad, se menciona la presencia cuerpos granítico-granodioríticos, anteriormente denominados Granito Pailemán (Stipanovic y Methol, 1972) y referidos actualmente al **Complejo Pailemán** (Giacosa, 1993), entre los cuales se pueden mencionar el Granito Arroyo Pailemán, plutón La Laguna, plutón La Verde y Granodiorita Arroyo Tembrao entre otros. Una edad de 264 Ma se registró en muscovitas de diques en el área de Tembrao-Pailemán, la cual avala la edad pérmica para el Granito Pailemán (López de Luchi *et al.*, 2008). Por otro lado, determinaciones isotópicas Rb/Sr sobre roca total indican una edad pérmica inferior tardía ( $268\pm 3$  Ma) para el Granito Arroyo Pailemán (Grecco *et al.*, 1994), mientras que una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  convencional en biotita de una muestra de la Granodiorita Arroyo Tembrao arroja una edad de  $266,1\pm 1,5$  Ma y nuevas edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de biotita del Granito Tapera dan una edad de  $264,4\pm 1,5$  Ma. Finalmente, otras edades se obtuvieron de muestras de biotita del Granito Tapera, dando una edad de  $264,4\pm 1,5$  Ma y en las muscovitas magmáticas del granito foliado María Teresa, resultando del orden de  $261\pm 1,4$  Ma, siendo interpretadas como edad de cristalización (Grecco y Gregori, 2011), mientras que García *et al.* (2014) aportaron una nueva edad de cristalización para el plutón La Verde de  $261,1\pm 2,0$  Ma (U-Pb, SHRIMP). Estos cuerpos, se encuentran intruyendo tanto al Complejo Mina Gonzalito como a la Ectinita El Jagüelito. Sobre un ortogneis granítico del Complejo Mina Gonzalito se obtuvo una isócrona interna Rb-Sr RT-mineral que arrojó una



edad de  $256,8 \pm 1,1$  Ma con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial  $0,712939 \pm 0,000032$ , la cual revela una reapertura del sistema durante el Ciclo Gondwánico (Pérmico tardío).

Las unidades mesozoicas están constituidas por las volcánicas del Jurásico Inferior-Medio de la **Formación Marifil** (Malvicini y Llambías, 1974; Cortés, 1981), que para esta región se presenta en afloramientos constituidos principalmente por ignimbritas riolíticas. Cubren en discordancia un conjunto de sedimentitas marinas y continentales de la **Formación Roca** (Weaver, 1927) que forma parte del **Grupo Malargüe** (Digregorio, 1972; Cazau y Uliana, 1973). La edad de esta unidad es referida al intervalo Maastrichtiano?-Daniano. Presenta una amplia distribución en la provincia, aflorando tanto en la región central y oeste como así también hacia el sur de la misma. Coronan las secuencias estratigráficas los basaltos oligocenos de la **Formación Somún Curá**, conformando las típicas mesetas del borde oriental del macizo.

Hacia el sector centro-noreste del Macizo Nordpatagónico, próximos a la localidad de Valcheta, se registra la **Formación Nahuel Niyeu** (Caminos y Llambías, 1984), que constituye el basamento de este sector. Litológicamente esta es caracterizado por metagrauvascas, metapelitas, lutitas pizarreñas y filitas que presenta un bajo grado metamórfico que aumenta de oeste a este, alcanzando paragénesis en facies esquistos verdes en los sectores orientales (Caminos, 2001). Se le asigna una edad cámbrica (serie 2) de acuerdo a las edades SHRIMP U-Pb obtenidas en circones detríticos, los cuales revelan una edad máxima de sedimentación ca. 515 Ma (Pankhurst *et al.*, 2006), presentando circones más jóvenes de origen magmático de 482 Ma y 490 Ma (Ordovícico inferior). Esta unidad es correlacionable, aunque algo más joven, con la **Formación El Jagüelito** de la región oriental (Busteros *et al.*, 1998, Caminos, 2001). La Formación Nahuel Niyeu se encuentra en contacto tectónico con la Granodiorita Tardugno referida al Cámbrico ( $528,5 \pm 3,5$  Ma; Rapalini *et al.*, 2013) y es intruida por plutonitas de edades y orígenes diversos. Núñez (1975) y Caminos (1983, 2001) reconocen stocks graníticos asignados al Ordovícico, equivalentes a los plutones del **Complejo Punta Sierra** de la región de Sierra Grande (Núñez *et al.*, 1975; *nom. trasl.* Busteros *et al.*, 1998; López de Luchi *et al.*, 2008; Tohver *et al.*, 2008; Gozávez, 2009). Con igual carácter intrusivo se menciona la existencia de granitoides como el Leucogranito Cabeza de Vaca y los Granitoides Yaminué, referidos al Carbonífero Superior. Basei *et al.*, (2002) definen una edad U-Pb de  $300 \pm 6$  Ma para una tonalita al oeste de Puesto Tardugno, que resulta ser coherente con las edades mencionadas para el conjunto de granitoides citados. Otros cuerpos tonalíticos, sin foliación tectónica, se presentan en las proximidades de la localidad de Nahuel Niyeu. Este grupo de plutonitas de edad pérmica se encuentran vinculados al magmatismo gondwánico de esta región, siendo incluidas por Caminos (1983, 2001) en el **Complejo Navarrete** (281-273Ma, Pankhurst *et al.*, 2006, López de Luchi *et al.*, 2010). Otro conjunto de intrusivos más jóvenes, Triásico-Jurásico inferior, caracterizados por leucogranitos asociados a diques de pórfido granítico y pórfido riolítico (Caminos, 2001) se manifiestan en esta región, llegando a tener algunos de estos cuerpos grandes dimensiones, como es el caso del Granito Flores, el cual fue datado por Pankhurst *et al.* (1993) en  $188 \pm 3$  Ma e incluido por Caminos (1983, 2001) en el **Complejo Treneta**. En distintos sectores del área central, próximos a la localidad de

Valcheta, sobre la Formación Nahuel Niyeu aparecen en discordancia afloramientos de sedimentitas marinas asignadas a la **Formación Sierra Grande**. Completan la geología de esta región, depósitos más jóvenes, post Jurásicos, de diferente naturaleza, entre los que se destaca a las volcanitas de la **Formación Marifil**. Afloran entre la localidad de Valcheta y Aguada Cecilio, así como asomos aislados en algunos lugares al sur de Sierra Grande, suprayaciendo en general a las volcanitas jurásicas, sedimentitas del Cretácico superior-Terciario reconocidas como las **Formaciones Arroyo Salado** (Weber, 1983) del Maastrichtiano, **El Fuerte** (Kaasschieter, 1965) y **Arroyo Verde** (Malvicini y Llambías, 1974) del Daniano, representadas por escasos afloramientos sobre el borde oriental y constituida por rocas carbonáticas y siliciclásticas depositadas en un ambiente de *offshore* (Spalletti *et al.*, 1993). De igual manera, en esta región pueden suprayacer secuencias cenozoicas reconocidas como **Formación Patagonia** (Oligo-Mioceno) presente en los alrededores de la laguna de Curicó, al noreste de la localidad de Valcheta; sedimentos gruesos de la **Formación Tehuelches** (Mio-Pleistoceno) distribuidos en el sector nororiental de la comarca y extensos derrames de basáltos olivínicos oligocenos que conforman el *plateau* de la **Formación Somoncurá o Formación Somún Curá** (Ardolino, 1981) que presentan una vasta distribución areal.

#### **A1b.- Dominio Occidental**

Para esta región del macizo, el basamento lo constituye un conjunto de unidades litológicas ígneo-metamórficas, deformadas, más jóvenes que el sector oriental, pudiendo ubicarlo temporalmente en el ciclo gondwánico (Carbonífero-Triásico temprano).

Hacia el sector centro-norte del Macizo Nordpatagónico occidental, las rocas metamórficas del basamento Paleozoico lo constituye la **Formación Colo Niyeu** (Labudía y Bjerg, 1994). La edad de estas rocas metamórficas de bajo grado es incierta; algunos autores las ubican en el Neoproterozoico y otros en el Eopaleozoico. En el área de Los Menucos y adyacencias no existen dataciones radimétricas y dado el estado de conocimiento hasta la fecha, se la ubica en el lapso Proterozoico Superior-Paleozoico inferior. Estas metamorfitas son intruidas por cuerpos granodioríticos pérmicos (Granodiorita Prieto). En el área de La Esperanza, ocurren asociaciones de rocas plutónicas y plutónico-volcánicas de edad pérmica inferior tardío-triásica inferior. Sus mejores exposiciones se encuentran en el borde norte del macizo. Los trabajos de carácter geológico, geoquímico y radimétricos llevados a cabo por Llambías y Rapela (1984), Rapela y Llambías (1985) y Pankhurst *et al.* (1992) permitieron establecer un ordenamiento estratigráfico de los cuerpos intrusivos y volcanitas reunidas dentro de lo que se denominó **batolito de Somuncurá** (Rapela y Kay, 1988). Estos autores reconocen dos asociaciones, la más antigua denominada **Complejo La Esperanza** (Pérmico Inferior tardío-Pérmico Superior) formado principalmente por granodioritas y granitos, y otra más joven conocida como **Complejo Dos Lomas** (Triásico Inferior), integrado por dacitas, riolitas y leucogranitos. Dentro de la primera asociación se incluye a la Granodiorita Prieto

(edad Rb-Sr isócrona roca total  $258\pm 15$  Ma, Pankhurst *et al.*, 1992; edad U-Pb SHRIMP en circones  $258\pm 5$  Ma, Pankhurst *et al.*, 2006), Granito Donosa (edad Rb-Sr isócronas rocas total  $259\pm 16$  Ma, Pankhurst *et al.*, 1992) y Granito Giménez. Para el conjunto de granitoides y volcanitas más jóvenes, se menciona al Granito Calvo (edad Rb-Sr isócrona roca total  $239\pm 4$  Ma, Pankhurst *et al.*, 1992; edad U-Pb SHRIMP en circones  $250\pm 2$  Ma, Pankhurst *et al.*, 2006), Riolita La Esperanza (edad U-Pb SHRIMP en circones  $246\pm 2$  Ma, Pankhurst *et al.*, 2006), Riolita Las Pampas y Dacita Collinao. Sobre el basamento ígneo-metamórfico se dispone el **Grupo Los Menucos** de edad triásica superior-jurásica media (Labudía y Bjerg, 2001), complejo volcánico-sedimentario conformado por la **Formación Vera** y **Formación Sierra Colorada**.

En el sector centro-sur de la región occidental del Macizo Nordpatagónico, en las inmediaciones de la localidad de Comallo y Río Chico, provincia de Río Negro y localidad de Gastre, provincia de Chubut, se reconoce a la **Formación Cushamen** (Volkheimer, 1964), caracterizada litológicamente por filitas, cuarcitas inyectadas, micaesquistos, gneises y rocas metavolcánicas (López de Luchi, 1994; Cerredo y López de Luchi, 1998), con intercalaciones de capas de granitos, pegmatitas y aplitas (Franzese *et al.*, 1992; Márquez *et al.*, 2002). Su edad fue interpretada inicialmente como precámbrica o paleozoica inferior (Volkheimer, 1964; Ravazzoli y Sesana, 1977; Proserpio, 1978a; Nullo, 1979; Volkheimer y Lage, 1981; Llambías *et al.*, 1984; Dalla Salda *et al.*, 1990; López de Luchi y Cerredo, 1996). Más tarde, dataciones Rb-Sr y K-Ar en diferentes rocas de la parte oeste y suroeste del Macizo Nordpatagónico avalaron esta edad (Linares *et al.*, 1988, 1997; Ostera *et al.*, 2001). Sin embargo, Duhart *et al.* (2002) reconoce diamictitas semejantes a las existentes en la cuenca de Esquel conocidas para el Paleozoico superior, siendo luego confirmada la edad del protolito mediante dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos (Hervé *et al.*, 2005), presentando una edad máxima de depositación *ca* 335 Ma (Carbonífero Temprano). Al noroeste de la localidad de Gastre, se menciona la presencia de una unidad con características litológicas diferentes, denominada por Proserpio (1978a, b) como **Formación Calcatapul**. Consiste en una sucesión metamórfica de varias rocas metavolcánicas con delgadas capas de filitas y lentes de metaconglomerados (von Gosen y Loske, 2004, Zaffarana *et al.*, 2010), presentando bajo grado metamórfico y evidencias de metamorfismo dinámico. La edad de la sucesión es aún incierta. Sobre la base de las relaciones geológicas de campo y comparaciones regionales, una edad silúrica?-devónica? parece ser más probable. Por otro lado, von Gosen y Loske (2004) reportan una edad Pérmica de *ca.* 272 Ma (U/Pb en circones, método convencional) para el Granito Yancamil, que intruye a la **Formación Calcatapul**, lo cual restringe su edad. Asimismo, para esta misma localidad, próximo al puesto Gudiño, Proserpio (1978a) describe una secuencia de areniscas finas a medianas, rojizas, ortocuarcíticas, denominadas **Ortocuarcitas Gudiño** o **Formación Gudiño** (Limarino *et al.*, 2000) que las refiere al Paleozoico superior (Pérmico). Cortés *et al.* (1984) y Japas (2001) mencionan una posible correlación con las cuarcitas de la Formación Sierra Grande (Silúrico-Devónico inferior) del ámbito oriental del Macizo Nordpatagónico.

De amplia extensión, se presenta un conjunto importante de cuerpos intrusivos constituidos por tonalitas, granitos, granodioritas, leucogranitos, pegmatitas y migmatitas, deformados y no deformados, asignados a la **Formación Mamil Choique** (Ravazzoli y Sesana, 1977). Posteriormente, se separan aquellos granitos no deformados, considerando únicamente para esta formación a los granitoides dúctilmente deformados y de composición esencialmente granodiorítica. López de Luchi y Cerredo (1997, 2008) lo definen como suite de Granitoides Mamil Choique, describiendo una extensión desde la localidad de Sañicó a la zona de la Laguna del Toro, a lo largo de la margen occidental del Macizo Nordpatagónico. Las edades establecidas mediante U-Pb convencional y dataciones U-Pb SHRIMP en circones revelan que el conjunto de intrusivos quedan comprendidos en el lapso Carbonífero tardío a Pérmico temprano ( $439\pm 10$  Ma, Dalla Salda *et al.*, 1994;  $325\pm 16$  Ma, López de Luchi *et al.*, 1999;  $302\pm 20$  Ma y  $272\pm 2$  Ma, Varela *et al.*, 2005;  $281\pm 2$  Ma, Pankhurst *et al.*, 2006) y edades de enfriamiento K/Ar en muscovita de aproximadamente 265-230 Ma (López de Luchi *et al.*, 2006). Hacia el noroeste, estos cuerpos intrusivos y metamorfitas se relacionan con el **Complejo Colohuincul** de edades devónicas (evento tectono-magmático chánico) y carbonífero-pérmicas (evento tectono-magmático gondwánico), que se extienden hacia la región del norte de la Precordillera Nordpatagónica y Cordillera Nordpatagónica donde se encuentran aflorando granitoides, tonalitas y anfibolitas de edad semejante, como la Tonalita Cerro Curruhuinca,  $390\pm 5$  Ma; Tonalita San Martín de los Andes,  $419\pm 27$  Ma; Granodiorita Lago Gutiérrez,  $226\pm 17$  Ma, Anfibolita Cañadón de la Mosca  $321\pm 2$  Ma (Varela *et al.*, 2005); Diorita Cañadón de la Mosca,  $323\pm 3$  Ma; Granodiorita Cordón del Serrucho,  $330\pm 4$  Ma; Tonalita La Platera,  $329\pm 4$  Ma; Tonalita San Martín,  $401\pm 3$  Ma y Granito Lago Lolog  $395\pm 4$  Ma (Pankhurst *et al.*, 2006). Hacia el sur, afloran de forma aislada dos pequeños cuerpos: Leucogranito La Potranca, en el borde suroeste y Granodiorita Boca de la Zanja, hacia el sureste, próximo a la localidad de Dolavon, ambos de edad pérmica, vinculados al evento tectono-magmático gondwánico. En la Tabla III-2 se resumen las edades U-Pb de los diferentes cuerpos datados para la Formación Mamil Choique e intrusivos del Complejo Colohuincul en el borde occidental y sur del Macizo Nordpatagónico.

Para el sector sur-occidental del Macizo, se presentan cuerpos graníticos y granodioríticos de dimensiones batolíticas que constituyen el batolito de la Patagonia Central, de edad triásica tardía-jurásica temprana, extendiéndose desde el Lago Panguipulli (Chile), hasta Pilcaniyeu y Gastre (Rapela y Kay, 1988). En el región de Gastre, Rapela *et al.* (1992) distinguen dos suites magmáticas: “**Suite Gastre**” o Superunidad Gastre ( $220\pm 3$  Ma, Rb–Sr roca total) y “**Suite Lipetrén**” o Superunidad Lipetrén ( $208\pm 1$  Ma, Rb–Sr roca total). Entre las localidades de Ingeniero Jacobacci y Gastre, afloran extensas secuencias volcánicas, volcanoclásticas e ignimbríticas referidas como **Formación Taquetrén** (Nullo y Proserpio, 1975) y **Formación Garamilla** (Nullo, 1978), datadas en  $242,9\pm 2,5$  Ma y  $188\pm 1,5$  Ma respectivamente (U-Pb SHRIMP; Franzese *et al.*, 2002). A comienzos del Jurásico Medio se registró en la región un importante evento volcánico asociado a las volcanitas jurásicas de la Formación Marifil, con lavas mesosilíceas a básicas de la **Formación Lonco Trapial** (Lesta y

Ferello, 1972), datadas en 173 Ma (K/Ar; Silva Nieto, 2005). En discordancia y con distribución en diferentes depocentros, se presenta la **Formación Cañadón Asfalto** (Stipanovic *et al.*, 1968) constituida por secuencias lacustres a fluviales, asociadas a basaltos y piroclástitas abarcando el intervalo Jurásico Medio a Superior sobre la base de dataciones de los basaltos de la base de la unidad (170±4,4 Ma; Salani, 2007) y tobas de los niveles superiores (147,1±3,3 Ma; Cabaleri *et al.*, 2010a, b). Se apoyan en discordancia los depósitos continentales del **Grupo Chubut** (Lesta, 1968), asignados al Cretácico Superior, compuesto por varias unidades formacionales (Formaciones Los Adobes, Cerro Barcino, Paso del Sapo y Lifipán). Estos depósitos yacen en la región oriental sobre las volcanitas de la Formación Marifil y sobre los depósitos de la Formación Cañadón Asfalto para el sector occidental. Se completa la geología de esta zona con la denominada **serie andesítica extraandina** o **cinturón de Pilcaniyeu** (Rapela y Kay, 1988), correspondiente a un arco volcánico paleoceno-eoceno bimodal calcoalcalino, de composición basáltica hasta riolítica (Rapela *et al.*, 1984).

GRANITOIDE	METODOLOGÍA	UBICACIÓN GEOGRÁFICA	UNIDAD	EDAD		AUTOR
Granodiorita Mamil Choique	U-Pb convencional	WMNP	Fm. Mamil Choique	272,4 ± 2,2 Ma	Pm inf	Varela et al. 2005
Tonalita Río Chico - El Tunnel	U-Pb convencional	WMNP	Fm. Mamil Choique	286 ± 13 Ma	Pm inf	Varela et al. 2005
Leucogranito Cañadón Chacay Huarruca - Río Chico	U-Pb convencional	WMNP	Fm. Mamil Choique	302 ± 39 Ma	Cb sup - Pm	Varela et al. 2005
Gneis Tonalítico Paso Flores	U-Pb convencional	WMNP	Fm. Mamil Choique	273 ± 9,5 Ma	Pm inf	Varela et al. 2005
Granodiorita Comallo	U-Pb convencional	WMNP	Fm. Mamil Choique	281 ± 17 Ma	Pm inf	Varela et al. 2005
Tonalita Loma Miranda	U-Pb convencional	WMNP	Fm. Mamil Choique	279 ± 18 Ma	Pm inf	Varela et al. 2005
Granodiorita Laguna del Toro	U-Pb SHRIMP en circón	WMNP	Fm. Mamil Choique ?	294 ± 3 Ma	Pm inf	Pankhurst et al. 2006
Tonalita Río Chico - "Tunnel"	U-Pb SHRIMP en circón	WMNP	Fm. Mamil Choique ?	295 ± 2 Ma	Pm inf	Pankhurst et al. 2006
Granito Puesto Quinteleu	U-Pb SHRIMP en circón	WMNP	Fm. Mamil Choique ?	281 ± 2	Pm inf	Pankhurst et al. 2006
Granito Piedra del Aguila	U-Pb SHRIMP en circón	NWMNP	Fm. Mamil Choique ?	290 ± Ma	Pm inf	Pankhurst et al. 2006
Granito Boca de Zanja	U-Pb SHRIMP en circón	SEMNP		257 ± 2 Ma	Pm sup	Pankhurst et al. 2006
Leucogranito La Potranca	U-Pb SHRIMP en circón	SWMNP		289 ± 2 Ma	Pm inf	Pankhurst et al. 2007
Granito Paso del Sapo	U-Pb SHRIMP en circón	SWMNP	Fm. Mamil Choique ?	314 ± 2 Ma	Cb medio	Pankhurst et al. 2006
Granito Pichinares	U-Pb SHRIMP en circón	SWMNP	Fm. Mamil Choique ?	318 ± 2 Ma	Cb medio	Pankhurst et al. 2006
Granito Cácares	U-Pb SHRIMP en circón	SWMNP		371 ± 2 ma	Dv sup	Pankhurst et al. 2006
Granito Colán Conhue	U-Pb SHRIMP en circón	SWMNP		394 ± 4 ma	Dv med	Pankhurst et al. 2007
Gmito Collón Cura	U-Pb convencional	NWMNP	Complejo Colohuincul	348 ± 11 Ma	Cb inf	Varela et al. 2005
Leucogranito Ruta237. N de Collón Cura	U-Pb convencional	NWMNP	Complejo Colohuincul	386 ± 5,4 Ma	Dv med	Varela et al. 2005
Ortogneis Granodiorítico - Metadiorita Sañicó	U-Pb convencional	NWMNP	Complejo Colohuincul	425 ± 28 Ma	Sil med	Varela et al. 2005

WMNP: Sector oeste del Macizo Nordpatagónico  
 NWMNP: Sector noroeste del Macizo Nordpatagónico  
 SEMNP: Sector sureste del Macizo Nordpatagónico  
 SWMNP: Sector suroeste del Macizo Nordpatagónico

Tabla III-2: Edades U-Pb de los cuerpos intrusivos en el sector occidental y sur del Macizo Nordpatagónico

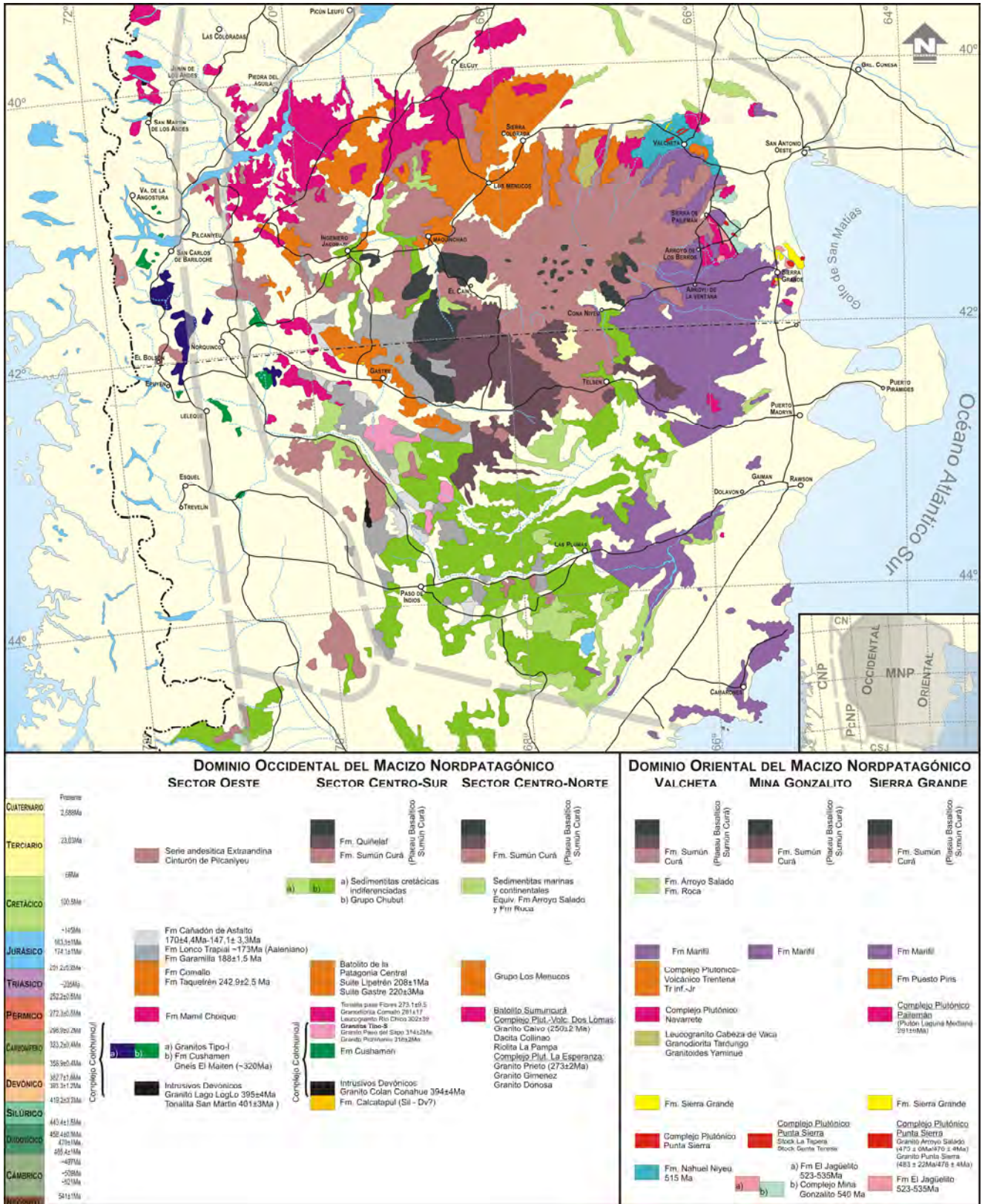


Figura III-1.- Geología regional resumida del Macizo Nordpatagónico (basado en: Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006; Rapalini *et al.*, 2010; Mapa geológico de la provincia de Río Negro, SEGEMAR y mapa geológico de la provincia de Chubut, SEGEMAR)

## A2.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE (MACIZO NORDPATAGÓNICO)

### A2a.- Reseña estratigráfica e histórica de la Formación Sierra Grande

El interés económico-minero de los depósitos de ferríferos presentes en las cuarcitas aflorantes próximas a la localidad de Sierra Grande, motivó desde la década del 40' el estudio geológico de la región y de la **Formación Sierra Grande** en particular. Así surgieron los trabajos pioneros tendientes a comprender la geología de esta unidad (Fernández Lima y Oliveri, 1946; Sgrosso, 1946; Herrera, 1948, 1950; Angelelli, 1948). Posteriormente aparecen las primeras propuestas estratigráficas presentadas en los diferentes estudios de características geológico-económicas generales (Lapidus, 1950; Zöllner, 1950, 1951; Valvano, 1949, 1954, 1957; Arnolds, 1952; de Alba, 1954, 1962, 1964). De esta forma, Valvano (1949) hace referencia para aquellas cuarcitas portadoras de depósitos ferríferos de Sierra Grande como "Complejo Antiguo". Más tarde, de Alba (1954, 1962, 1964) la denomina Formación Ferrífera y Navarro (1962) emplea la designación de Serie Ferrífera para describir los depósitos del Yacimiento Sur, identificando distintos miembros (Cuarcitas de Alegría, Grauvacas de los Fósiles, Horizonte Ferrífero Principal, Grauvacas del Techo y Cuarcitas del Cerro Blanco). La denominación formal de **Formación Sierra Grande** fue empleada inicialmente por Harrington (1962) y utilizada por Müller (1965) a quien posteriormente se le atribuye la nomenclatura, siendo adoptada por otros autores (Stipanivic *et al.*, 1968). Amos (1971) designa con el mismo nombre a la sección inferior, mientras que para la sección superior Cuerda y Baldis (1971) mantienen la denominación utilizada por Navarro (1962) de Formación Cerro Blanco.

Por otro lado, los trabajos geofísicos llevados a cabo por GEOTECNIA (1950), Tornquist (1959) y Zanettini *et al.* (1979) y los informes geológicos de DEMAG (1963) (traducidos por MISIPA, 1971), junto con las publicaciones de Klammer (1964); Müller (1965); Braitsch (1965) y Ávila (1978), permiten caracterizar la unidad bajo otros aspectos geológico-estructurales. En los informes inéditos de DEMAG, se reconoce una sección inferior denominada informalmente como "serie mineralizada" y otra superior, "serie del techo".

Para el sector nororiental Núñez *et al.* (1975), Weber (1983) y Busteros *et al.* (1998) completan la descripción de los afloramientos; mientras que, trabajos de índole regional para el ámbito de Macizo Nordpatagónico, son desarrollados por Stipanivic y Methol (1980), Stipanivic *et al.* (1968), Cortés *et al.* (1984), Ramos y Cortés (1984) y otras contribuciones de variada temática completan los distintos aspectos geológicos de la unidad (Gelós, 1977; Avila, 1980, 1982; Zanettini, 1981; Spalletti *et al.*, 1991; Spalletti, 1993; entre otros).

Finalmente, Zanettini (1981, 1999) sobre la base de estudios de cambios relativos del nivel del mar, características litológicas, estratigráficas y estructurales de detalle, subdivide la **Formación Sierra Grande** en los **Miembros Polke** (inferior), **San Carlos** (medio) y **Herrada** (superior), quedando así constituida la estratigrafía actual de la unidad.

## A2b.- Características sedimentarias y estructurales

La **Formación Sierra Grande** comprende a un conjunto de sedimentitas silicoclásticas donde se reconocen esencialmente areniscas y cuarcitas, con alternancia de secuencias pelíticas, presentando de manera subordinada bancos conglomerádicos, areniscas conglomerádicas y niveles u horizontes con mineralizaciones de hierro. La distribución de sus afloramientos comprende el sector nororiental de Patagonia, en las provincias de Río Negro y Chubut (Figura III-2). Se incluyen también dentro de esta unidad, rocas magmáticas representadas por diabasas y rocas clorítico-granatíferas sinsedimentarias. Sus tonalidades varían de blanco grisáceas a rojizas. Presentan laminación y estratificación fina a gruesa, estratificación entrecruzada y óndulas. El material pelítico, se presenta generalmente interestratificado con las psamitas o constituye secuencias asociadas a los niveles mineralizados. Las facies más gruesas de la secuencia (conglomerados y areniscas conglomerádicas) se presentan en la base de la unidad, aflorantes en el sector oriental, según las interpretaciones de los perfiles publicados por Zanettini (1981, 1999). Spalletti *et al.* (1991) y Spalletti (1993) sugieren que la Formación Sierra Grande se desarrolló en ambiente marino abierto, con buen desarrollo de las zonas de plataforma poco profunda dominada por procesos de olas y tormentas. La acumulación de facies se desarrolló mayormente entre la playa y el frente de costa superior. La sedimentación de mar afuera, estuvo regida por condiciones de buen tiempo y tormenta representadas por facies heterolíticas. La génesis de concentraciones ferríferas en la Formación Sierra Grande, se ha visto favorecida debido a las características ambientales de sedimentación: mar abierto y escasa profundidad, lenta tasa de sedimentación, condiciones paleoclimáticas cálidas y un ascenso general del nivel del mar durante la depositación. El análisis de las estructuras sedimentarias reconocidas en las distintas facies, permitieron identificar las paleocorrientes dominantes; así, las capas con estratificación cruzada muestran una fuerte orientación preferencial hacia el noroeste (NW), mientras que las crestas de óndulas de corriente se orientan con tendencias nor-noreste–sur-suroeste (NNE-SSW) y noreste-suroeste (NE-SW) (Spalletti, 1993). Zanettini (1981, 1999) subdivide la Formación Sierra Grande en los **Miembros Polke** (inferior), **San Carlos** (medio) y **Herrada** (superior), basándose en sus caracteres litológicos, contenido fosilífero y reinterpretaciones mediante estudios de cambios relativos del nivel del mar, los cuales responden a procesos transgresivo-regresivos.

Dadas las características estructurales de la unidad (pliegues cerrados afectados por fallamiento) los espesores suelen ser variables. Para los afloramientos septentrionales (Yacimiento Norte), en el flanco occidental del sinclinal Rosales, la secuencia estratigráfica alcanza 1.243 metros y en el perfil relevado en Loma Alfaro es de 2.130 metros (máxima potencia registrada). En los afloramientos australes (Yacimiento Sur), su espesor alcanza los 1.274 metros. En los afloramientos orientales del sector de Loma Monocchio, su potencia es de 159 metros, mientras que en la Estancia Giordano, la sucesión tiene 367 metros de espesor (Zanettini, 1981, 1999).



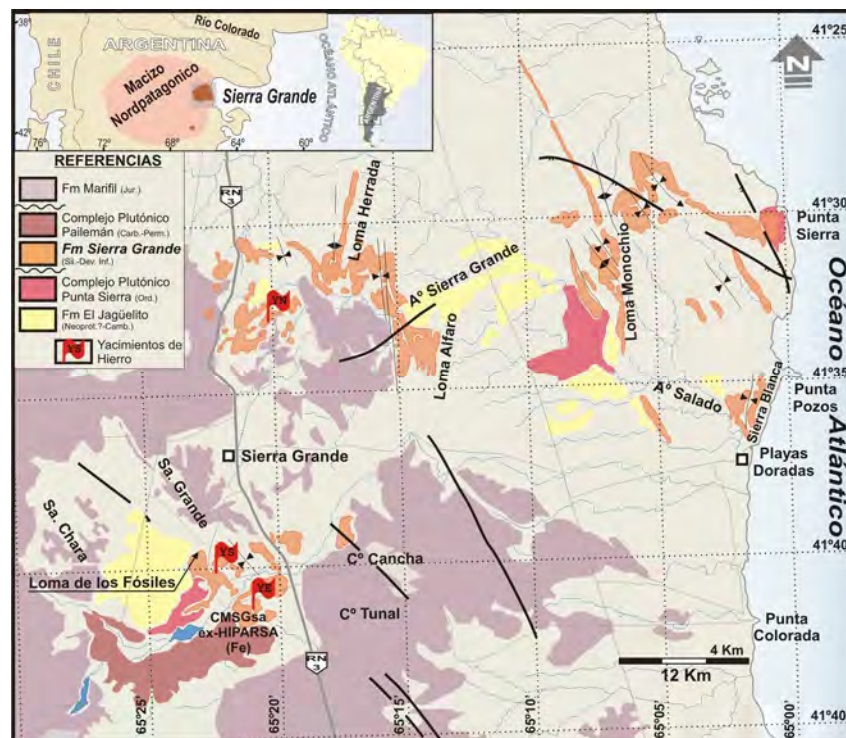


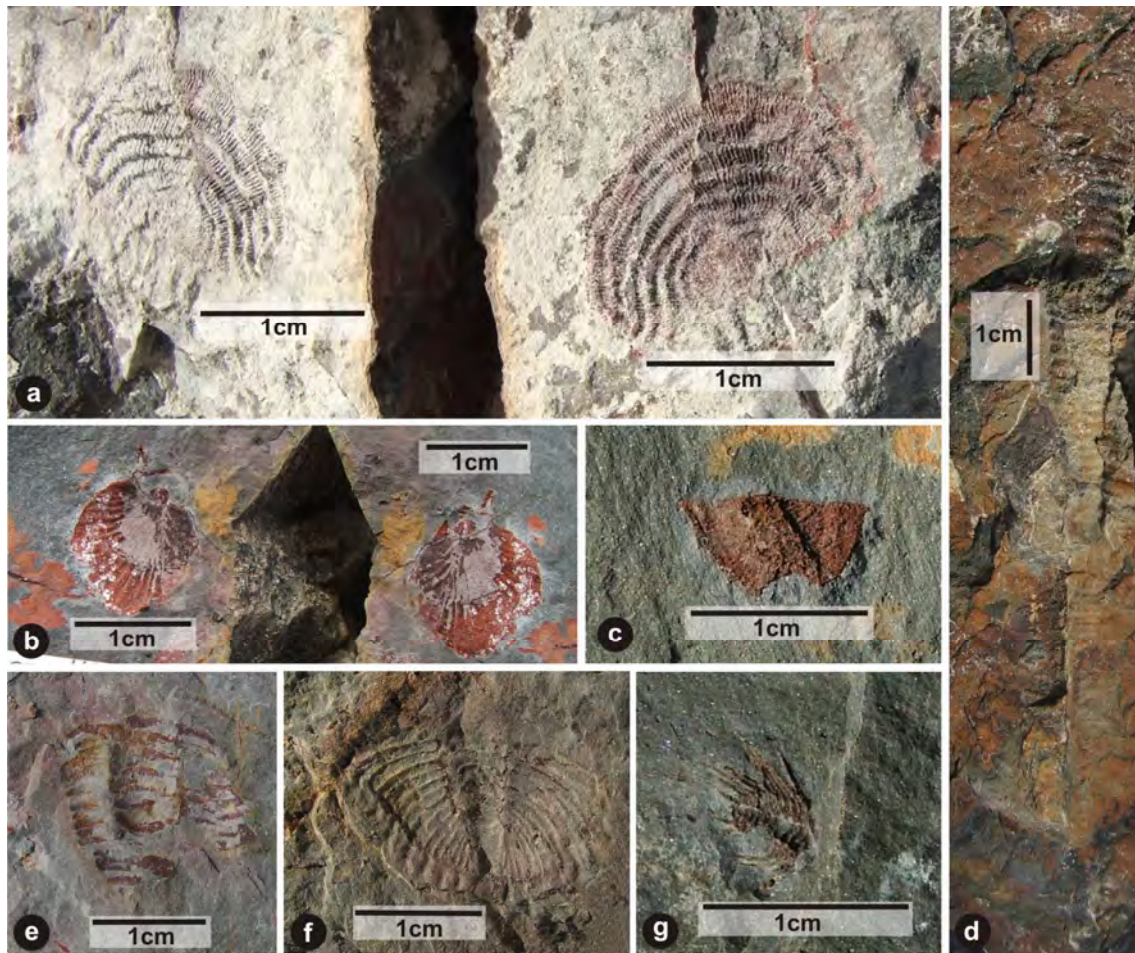
Figura III-2.- Geología general del sector nororiental del Macizo Nordpatagónico (basado en Zanettini, 1981, 1999)

Aflora principalmente en forma dispersa en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, sudeste de la provincia de Río Negro. Otros afloramientos menores se encuentran en el noreste de la provincia de Chubut, próximos a la localidad de Gastre, reconocidos aquí como **Formación Gudiño** (Proserpio, 1978a) y correlacionados con esta unidad (Cortés *et al.*, 1984). También se registran depósitos correlacionables a los de la Formación Sierra Grande entre las localidades de Valcheta y Nahuel Niyeu (Nuñez *et al.*, 1975; Cortés *et al.*, 1984) y próximos a las nacientes del arroyo Salado, borde norte de la meseta de Somuncura (Rincón del Salado). Las exposiciones de la localidad de Valcheta y alrededores son de escaso desarrollo y su potencia de menor espesor. Finalmente, existen reducidas exposiciones en el área del Gran Bajo de Gualicho descritas por Sepúlveda (1983).

El registro de invertebrados marinos (braquiópodos, trilobites, pelecípodos, conuláridos e icnofósiles) provenientes principalmente de la Loma de los Fósiles y el Yacimiento Este, permiten considerar a la unidad de edad silúrica media?-superior–devónica inferior (Manceñido y Damborenea, 1984). La asociación de fauna presente, confirma la existencia de elementos de la Zona de *Harringtonina*, del Wenlockiano, vinculados a componentes endémicos que caracterizan a la Provincia Malvinokáfrica. La presencia de conuláridos sugiere la extensión de la edad hasta el Devónico inferior.

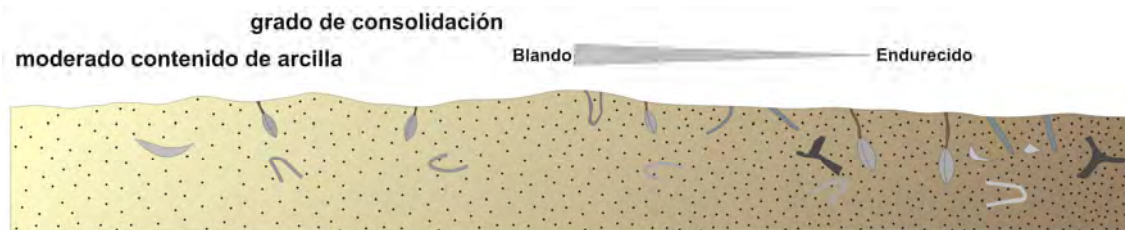
Recientes estudios petrográficos de detalle sobre muestras procedentes del sector de Loma de los Fósiles, permiten describir a la roca original portadora de una diversa fauna como un vaque de grano fino, gris oscuro-verdoso, con fragmentos esqueléticos alterados y con evidencias de recristalización. Un detalle de la diversidad fosilífera registrada se muestra en la Figura III-3, material que se encuentra actualmente en revisión para su determinación

específica como parte de la tesis doctoral del Lic. Aron Siccardi, UNLP y el Dr. Juan J. Rustán (UNCórdoba).



**Figura III-3.-** Trilobites, braquiópodos y cefalópodos. **a)** *Leptaena?*; **b)** *Rhyconellida* indet.; **c)** tentativamente *Strophomenida* indet.; **d)** Gen. *Dawsonoceras?* **e)** *Calymenido?*; **f)** *Dalmanitido?* y **g)** *Odontopleurido?* (Fotos del autor, 2013).

La rica fauna presente en esta localidad se encuentra estrechamente vinculada a un ambiente de sedimentación caracterizado por una composición litológica tipo fangolita (*mudstone*), desarrollada como una plataforma somera fangosa, en la cual se produjo un rápido evento que sepultó vivos a los organismos (Manassero *et al.*, 2014). Asimismo, se reconocen trazas fósiles de excavaciones tubulares, frecuentemente ramificadas y de paredes netas, acompañadas ocasionalmente por otras en *zigzag* restringidas a la interfase de relleno sedimentario interno de caparzones de trilobites. Los rasgos de la *suite* de trazas fósiles registrados en este nivel, se ajustan a una icnofacies de *Glossinfuncites*, que resulta diagnóstica de sustratos firmes (Buatois y Mángano, 2011). Las evidencias de un sustrato firme (en etapas previas a la litificación), son además consistentes con esquemas propuestos para discontinuidades y capas condensadas (McLaughlin *et al.*, 2008). Por las evidencias registradas el depósito localizado en la base del Miembro San Carlos correspondería a un *firmground* simple (Figura III-4), que se caracteriza como en este caso, por presentar poco espesor y una pequeña extensión lateral (1-10 km<sup>2</sup>) sin organismos incrustantes.



**Figura III-4.-** Representación esquemática que ilustra la variación de la actividad orgánica en función del grado de consolidación del sustrato (basado en Goldring y Kazmierczak, 1974). Las condiciones del depósito estudiado se ajustan a un *firmground*, que correspondería al sector derecho del diagrama.

Las edades fijadas a partir del contenido fosilífero resultan coherentes con las dataciones obtenidas para los granitoides famatinianos del Complejo Punta Sierra y equivalentes, constituyendo parte del sustrato donde se asienta esta unidad, como así también, concuerdan con la edad máxima de sedimentación (440 a 428 Ma, Silúrico inferior-medio) obtenida a partir de los estudios geocronológicos adelantados por Uriz *et al.* (2008a y b, 2011).

Estratigráficamente la unidad sobryace en discordancia angular a las metamorfitas cámbricas de la Ectinita El Jagüelito y en discordancia erosiva sobre rocas intrusivas magmáticas de edad paleozoica inferior del Complejo Punta Sierra (Granito Punta Sierra,  $435\pm 20$  Ma, Weber, 1983;  $483\pm 22$  Ma, Varela *et al.*, 1997, 1998;  $476\pm 4$  Ma, Pankhurst *et al.*, 2006 y Granodiorita Arroyo Salado,  $476\pm 4$  Ma, Varela *et al.*, 1998;  $475\pm 6$  Ma, Pankhurst *et al.*, 2006). En los afloramientos del sector austral (Estancia Giordano), el contacto basal se halla cubierto por sedimentos modernos. En las proximidades de la Mina Hiparsa, se encuentran granitoides denominados informalmente como Granito Mina Hiparsa, considerados inicialmente como intrusivos de edad pérmica (Busteros *et al.*, 1998; Halpern *et al.*, 1970 y Varela *et al.*, 1997). Nuevos estudios isotópicos (Pankhurst *et al.*, 2006; Varela *et al.*, 2007, 2008) permitieron reasignar a estos granitos al Ordovícico inferior, formando parte del sustrato de las sedimentitas silúrico-devónicas. Con verdadero carácter intrusivo en la secuencia de la Formación Sierra Grande, se encuentra una granodiorita denominada Granodiorita Laguna Medina por la proximidad a la laguna homónima, que ha sido datada como carbonífera-pérmica (Varela *et al.*, 2008).

A la secuencia sedimentaria silúrica-devónica le suceden en discordancia (y/o intrusión) diferentes unidades mesozoicas como la Formación Puesto Piris (Triásico medio a superior) y Formación Marifil (Jurásico inferior a medio). De igual manera pueden suprayacer secuencias cenozoicas reconocidas como Formación Patagonia (Oligo-Mioceno) y Formación Tehuelches (Mio-Pleistoceno). Asimismo, depósitos holocénicos y derrubios de la misma formación cubren generalmente a la unidad dificultando su observación.

## **B.- SIERRA DE LA VENTANA (SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES)**

### **B1.- MARCO GEOLÓGICO**

En la región sur-occidental de la provincia de Buenos Aires se eleva el sistema serrano conocido como Sierra de la Ventana o Sierras Australes, integrado de oeste a este por las sierras de Curamalal, Ventana y Pillahuincó. Este sistema se manifiesta como un rasgo morfológico positivo de aspecto sigmoidal, de rumbo general NW, que se extiende 180 km de longitud y 60 km de ancho, presentando características geológicas y estructurales particulares, conformando un cinturón plegado y corrido. Keidel (1916) vincula a esta región con Sudáfrica, posteriormente Du Toit (1927, 1937), denominó a esta faja "Geosinclinal de Samfrau", incluyendo en este modelo los afloramientos del sistema plegado del Cabo, Malvinas, los Montes Ellsworth de Antartida y Australia.

Muy próximas al sector occidental de las serranías, se registran en pequeños afloramientos rocas del basamento cristalino reconocidas como Formación Sauce Chico (Cuerda *et al.*, 1975), compuestas principalmente por granitoides y riolitas. Las edades obtenidas para los granitoides permiten asignarlos al Precámbrico superior (650-600Ma por Rb/Sr, Varela, 1973; Cingolani y Varela, 1976), mientras que las riolitas inicialmente arrojaron edades paleozoicas producto del rejuvenecimiento derivado de la intensa deformación, lo cual ocasionó la apertura del sistema isotópico. En épocas más recientes, Gregori *et al.* (2005) y Rapela *et al.* (2007) obtienen edades U-Pb en circones situando a los granitoides del basamento de Ventana en 560 Ma y a las rocas riolíticas en 520 Ma. Sobre este basamento yace una espesa secuencia sedimentaria silicoclástica que compone un completo registro de las cuencas paleozoicas desarrolladas durante todo este lapso, integrando en su conjunto a las denominadas Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, subdivididas en tres sistemas serranos que de oeste a este son: Curamalal, Ventana y Pillahuincó. Cada una de ellos se encuentra conformado por secuencias sedimentarias que pueden ser reunidas en tres grupos, llevando cada uno, la denominación homónima a los sistemas serranos. La Figura III-5 muestra la geología general de esta región.

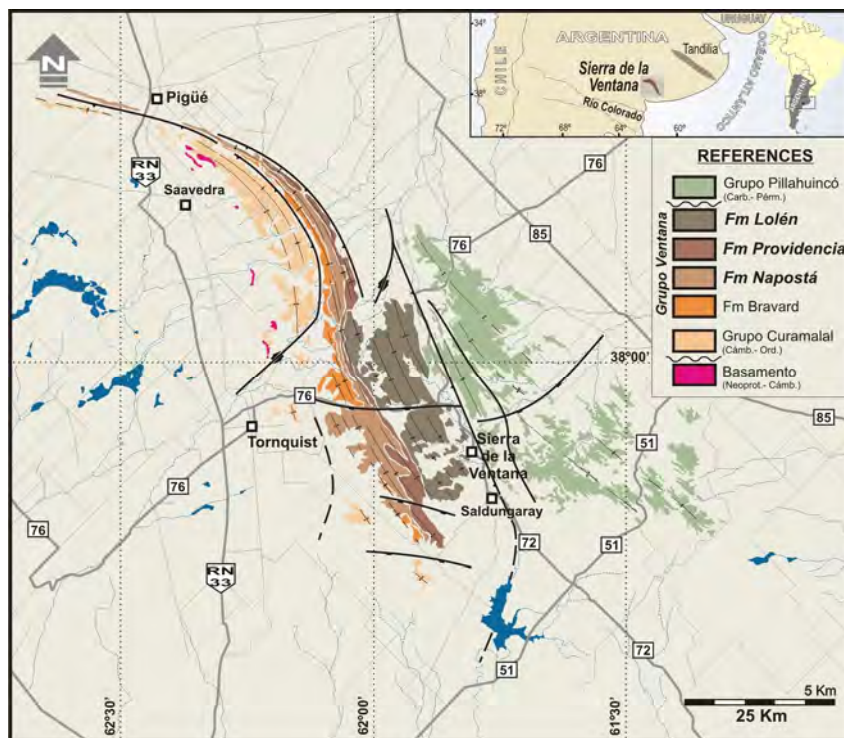


Figura III-5.- Geología general de la región de Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (basado en Harrington, 1947; Suero, 1972; Furque, 1973 y Rossello y Massabie, 1992)

## B2.- SECUENCIA SEDIMENTARIA PALEOZOICA: RESEÑA ESTRATIGRÁFICA

### B2a.- Grupo Curamalal

El Grupo Curamalal (Harrington, 1947) se registra como ciclo sedimentario inferior, compuesto por cuatro unidades que de base a techo son: La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo, alcanzando un espesor c. 1000 metros. Los afloramientos se extienden desde las Sierras de Puan y Pigüé, la Sierra de Curamalal, el Cerro del Chaco y sus prolongaciones hacia el sur en los cerros de San Mario, Tornquist, La Ruina, El Águila, Sombra de Toro, de los Vascos, La Calera, de las Piedritas y el Morro de Dorrego. Algunos autores incluyen en este grupo a los afloramientos sedimentarios de los Cerros Cortapié, Chasicó y Colorado hacia el borde más occidental (Harrington, 1947; Varela *et al.*, 1986), mientras que Kilmurray (1965, 1975) los desvincula y los asigna como Formación Los Chilenos (cambro-ordovícicos). La sucesión se inicia con un potente conglomerado basal (Formación La Lola), con clastos de hasta 50 cm, compuestos esencialmente por cuarcitas, escasas riolitas, pizarras y cuarzo lechoso, siendo llamativa la ausencia de rodados graníticos (Rayces, 1941). Continúa la secuencia con cuarcitas de variada granulometría, intensamente afectadas por cataclisis, escasos lentes arcillosos (formaciones Mascota y Trocadero) y presencia de intercalaciones metapelíticas en la parte superior del grupo (Formación Hinojo). Todo el conjunto ha sido interpretado como sistemas deltaicos (Zavala *et al.*, 2000) que evolucionan a sedimentos

marinos de plataforma, sublitoral hasta nerítico proximal (Andreis y López Gamundí, 1985; Andreis *et al.*, 1989). La edad para el Grupo Curamalal queda comprendida en el lapso Cámbrico inferior?-Ordovícico?.

### **B2b.- Grupo Ventana**

Para el **Grupo Ventana** (Harrington, 1947, 1970), sus afloramientos quedan ampliamente expuestos en el sector central del conjunto serrano, comprendiendo a las sierras de Bravard y Ventana, las cuales, topográficamente presentan las máximas alturas, alcanzando el Cerro Tres Picos los 1239 metros y extendiéndose hacia el Este hasta las inmediaciones del arroyo Sauce Grande, comprendiendo una amplia franja de relieve de menor altitud y aspecto ondulado. Las formaciones reconocidas para este grupo de base a techo son: Bravard, Napostá, Providencia y Lolén, que en su conjunto totalizan aproximadamente unos 1300 metros de espesor. La **Formación Bravard** se encuentra aflorando en el sector más occidental del cordón serrano. La secuencia se halla depositada en forma transgresiva sobre la Formación Hinojo del Grupo Curamalal, sin evidencias de angularidad. Se encuentra constituida casi exclusivamente por psamitas, mayormente ortocuarcíticas y areniscas cuarzo-feldespáticas de grano mediano a grueso y tonalidades amarillentas hasta rojizas. Frecuentemente se observan gradaciones a areniscas guijarrosas y ortoconglomerados oligomícticos (en menor proporción polimícticos). Los niveles psefíticos van desde medianos a gruesos y se presentan como estratos lenticulares. Entre los elementos clásticos dominan las cuarcitas atribuidas al Grupo Curamalal. El espesor estimado para esta unidad es de 250 metros y se asignó tentativamente al Ordovícico. La **Formación Napostá** está compuesta esencialmente por ortocuarcitas y areniscas cuarzosas, de granulometría fina a mediana y tonalidades blancas amarillentas. Corresponden a psamitas con bajo contenido de matriz, clastos redondeados y cemento silíceo dominante. Se disponen en bancos tabulares macizos o con estratificación entrecruzada del tipo tabular planar. Localmente, se han registrado en la base de la unidad, niveles de escaso espesor (10 – 20 cm) de limolitas arcillosas de tonalidades verde oliva. Para todo el conjunto, Harrington (1947, 1972) sugiere un espesor de unos 400 metros. Es de destacar la presencia de niveles bioturbados donde se reconocieron los géneros *Daedalus*, *Corophioides* y *Diplocraterion* (Dimieri y Japas, 1986; Buggisch, 1986, 1987) lo que ha permitido sugerir una edad ordovícica-silúrica inferior (Seilacher *et al.*, 2002) para esta unidad. En la suprayacente **Formación Providencia** hay un aumento en la participación de materiales finos (lutitas, pizarras y hasta filitas) pero aún son dominantes las areniscas (ortocuarcitas) de tonalidades rojizas a rosadas y gris blanquecinas. La estructura maciza predomina sobre la estratificación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo, que tienen una ocurrencia local. Las paleocorrientes registradas muestran orientaciones noreste-sudoeste (NE-SW), sugiriendo que el área de procedencia se encontraba ubicada hacia el noreste de los actuales afloramientos de acuerdo a Reinoso (1968). La unidad posee un espesor de alrededor de 300 metros y se le atribuye una edad silúrica. La **Formación Lolén**, unidad superior del Grupo Ventana, aflora esencialmente

en el sector oriental de suave relieve de la Sierra de la Ventana, comprendiendo una secuencia de 450–600 metros de potencia (Harrington, 1972), integrada por una gran diversidad litológica: ortocuarcitas en forma dominante, arenitas cuarzosas, arenitas feldespáticas y vaques cuarzo-micáceos (Andreis, 1964b; Massabie y Rossello, 1984), también se presentan en la parte inferior niveles de areniscas gruesas hasta guijarrosas y conglomerados finos, que vuelven a aparecer hacia los niveles superiores de la formación (Massabie y Rossello, 1984). Los niveles pelíticos se encuentran distribuidos irregularmente en toda la secuencia y corresponden a pelitas micáceas y pizarras, que afloran en bancos de espesores variables entre 20 a 50 centímetros. Cabe destacar la presencia de niveles fosilíferos en la parte inferior de la unidad, con fauna de braquiópodos preservados en moldes deformados dispuestos en bancos de “coquinas”, registrados originalmente por Keidel (1916), Schiller (1930), Andreis (1964a) y Harrington (1972, 1980 y referencias) cuyas descripciones permiten identificarlos como *Cryptonella* sp. cf. *baini* y *Schellwienella* sp., elementos integrantes de la fauna malvinokáfrica (Devónico inferior). Siccardi *et al.* (2012) citan para estos mismos niveles *Proboscidina* sp., *Scaphiocoelia* sp., *Muttationellidos* indet., bivalvos *Nuculidae*, *Mallettidae* y *Nuculanidae*, gasterópodos y abundantes trazas fósiles, referidos al Devónico inferior. Una vista general de los niveles fosilíferos se detalla en la Figura III-6.



**Figura III-6.- a)** Vista general de los niveles inferiores de la Formación Lolén portadora de los horizontes de coquinas, al sur de la Estancia Manantiales. **b), c) y d)** Detalles de los niveles de coquina y características de yacencia.

Cingolani *et al.* (2002), mencionan el primer registro de plantas fósiles para niveles superiores de la formación, reconociendo los géneros *Haplostigma* sp. y *Haskinsia* cf. *H. colophylla*, sugiriendo una edad devónica media.

### **B2c.- Grupo Pillahuincó**

En el sector más oriental del Sistema Ventania, las serranías se extienden hacia el este desde el arroyo Sauce Grande hasta la localidad de Coronel Pringles y al sudeste en las proximidades de las localidades Las Mostazas y El Pensamiento, comprendiendo un área con suave morfología ondulada, recibiendo la denominación de Sierras de Pillahuincó. Las unidades geológicas reconocidas en estas sierras son en orden ascendente las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas reunidos en el grupo homónimo a las sierras, presentándose sus mejores exposiciones en las Sierras de la Tunas y Pillahuincó (Furque, 1973), pero incluyendo los pequeños asomos serranos dispersos en la planicie pampeana que se extiende en la zona interserrana y las unidades identificadas en subsuelo como pertenecientes a esta secuencia (Monteverde, 1938; Tapia, 1938; Furque, 1965; Llambías y Prozzi, 1975; Morel y Gutiérrez, 2000). Este grupo se apoya en discordancia sobre la Formación Lolén (devónica inferior-media) del Grupo Ventana. La secuencia constituye un registro sedimentario continuo denominado por Andreis *et al.* (1987) como tercer ciclo, el cual registra el evento de glaciación gondwánica del Pérmico Inferior. Litológicamente se reconoce por la presencia de diamictitas, conglomerados, areniscas y escasas pelitas gris verdosas de la Formación Sauce Grande (Harrington, 1972), alcanzando 900 metros de espesor. Le suceden en concordancia 300 metros de areniscas, limolitas y fangolitas azul negruzcas a verdosas y bancos de areniscas finas amarillentas asignadas a la Formación Piedra Azul. Continúa en concordancia la Formación Bonete, con bancos de areniscas moteadas y pelitas bien estratificadas, de colores gris verdosos, depositadas en ambiente litoral a nerítico proximal. Entre su contenido paleobiológico se destaca la presencia de flora de *Glossopteris* y fauna de *Eurydesma* (Harrington, 1955; Rocha-Campos y Carvalho, 1975), que sugieren un ambiente moderadamente restringido, dado su escasa variabilidad. La potencia total alcanzada por esta unidad es de 400 metros y por su flora y fauna fósil contenida se la restringe a una edad sakmariana (Dickins, 1985). Transicionalmente se suceden unos 1000 metros de lutitas y fangolitas moradas a rojizas con intercalaciones verdosas en la parte inferior de la Formación Tunas, conteniendo restos de glossopteridales. Estas tres últimas formaciones corresponden a secuencias marino-continentales (con registro de tobas intercaladas) que tienen lugar en la etapa postglacial de Gondwana.

### **B3.- SÍNTESIS DE LOS MODELOS INTERPRETATIVOS DEL SISTEMA VENTANIA**

Desde el punto de vista estructural, todo el conjunto se encuentra plegado, con pliegues y sistemas de corrimientos vergentes hacia ENE (von Gosen y Buggisch, 1989). La presencia de una estructuración tipo alpina fue descrita por Schiller (1930), el cual los menciona como mantos de sobrecorrimientos. Harrington (1940) coincidió con estas observaciones, pero más tarde concluyó que las sierras constituían un sistema de plegamiento



puro con escasa presencia de fallamiento, destacándolas como un ejemplo mundial de este tipo de plegamiento. De esta forma se sucedieron numerosos modelos estructurales y estratigráficos tendientes a interpretar el origen y evolución de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, desde Harrington (1934, 1936, 1955, 1970, 1972) que desarrolla la división en unidades estratigráficas formales, en ese momento denominadas series, considerando a las sierras como una cadena aulacogénica. Más tarde, los trabajos de Andreis (1964b; 1965); Andreis *et al.* (1971); Burmistrov (1971), Coates (1969); Cingolani y Varela (1973); Cortelezzi y Kilmurray (1969); Iñiguez Rodríguez y Andreis (1971); Kilmurray (1968a y b), Amos y Urien (1968) han permitido avanzar en el conocimiento detallado de diversos aspectos de la geología de las sierras. Posteriormente, Kilmurray (1975) propuso una modificación del esquema estratigráfico que implica, asimismo, una reinterpretación de la estructura, en la que el fallamiento y desmembramiento en bloques adquiere una importancia relevante. Varela (1978) ofreció una interpretación similar sugiriendo que el Grupo Ventana podría ser más antiguo que el Grupo Curamalal y éste correlacionable con el Grupo Pillahuincó (ambos como unidades molásicas orogénicas dentro de una evolución geosinclinal). Ramos (1984) menciona, por primera vez, a las Sierras Australes como una faja plegada y corrida, colocando al Sistema Ventania dentro un contexto geotectónico y geodinámico, presentando un esquema de colisión del terreno Patagonia con Gondwana. Von Gosen *et al.* (1990, 1991) propusieron un modelo con dos eventos deformacionales basados en estudios estructurales detallados y la historia metamórfica. Sellés-Martínez (2001) sostiene que los pliegues son el rasgo principal, asociándose zonas de cizalla dúctil y apareciendo el fallamiento en forma subordinada como resultado tardío del cambio en las propiedades mecánicas del material, mientras que en una faja plegada y corrida típica, los pliegues se desarrollan al mismo tiempo que se produce el desplazamiento como resultado de las necesidades de acomodamiento a la geometría de los planos de falla.

Trabajos como los de Cucchi (1962, 1966) y Japas (1987, 1988) produjeron una abundante y detallada información referida a la fábrica y microfábrica deformacional, cuantificando la deformación finita a través de diferentes métodos y marcadores de deformación, generando diferentes perfiles estructurales. Luego se sumaron las contribuciones de Di Nardo y Dimieri (1985), Leone (1986), Selles Martínez (1986), Massabie y Rossello (1985), Del Pino (1993); von Gosen *et al.* (1990, 1991) y Buggisch (1987), que han precisado los mecanismos de deformación a escala de los granos y los parámetros ambientales que controlaron el proceso, como así también, otros trabajos vinculados a la determinación del grado de deformación, como los aportes de Dimieri y Japas (1986) sobre la deformación de trazas fósiles; Japas *et al.* (1986) en columnas de disyunción de las riolitas de La Mascota; Massabie y Rossello (1985), fajas de microbrechas en el basamento, etc. De esta manera, las mediciones de acortamiento relativo se han calculado entre 52% y 68% con un promedio en el Grupo Ventana de 46%, lo cual resulta un valor no habitual en sistemas de cizallamiento transpresivo.

Por otro lado, los estudios paleomagnéticos como los de Creer *et al.* (1970) y Tomezzoli (1997) permitieron obtener información paleogeográfica, mientras Sellés-Martínez (1996) encaró estudios de la anisotropía de susceptibilidad magnética para caracterizar la deformación interna de las diferentes unidades en relación a su litología y posición estructural. De esta forma, numerosos autores se han referido a las sierras al interpretar la evolución de este sector de Gondwana en contextos mucho más extensos (Martínez, 1980; Forsythe, 1982; y Ramos, 1984, 1996; entre otros). Cobbold *et al.* (1986, 1987, 1991) registran una deformación dúctil y una convergencia oblicua que incluyen tres dominios estructurales diferentes. Japas (1987, 1998, 1999) propuso un modelo aplicando una cizalla sinistral vinculada a transpresión E-W. Sellés Martínez (1986, 1989) y Rossello *et al.* (1997) sugieren también un modelo transpresivo con una fase de deformación principal ocurrida durante la depositación de la Formación Tunas (Kunguriano-Kazaniano), que presenta capas de tobos relacionadas a actividad volcánica explosiva (Lopez Gamundi *et al.*, 1995).

Recientemente Ramos *et al.* (2013), presentaron nuevos estudios isotópicos U-Pb y Lu-Hf de las diferentes secuencias sedimentarias del Sistema Ventania, comparando las características de las fuentes detríticas de los grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó, corroborando los aportes principales desde el cinturón de Tandilia y Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales para las secuencias paleozoicas tempranas (Grupos Curamalal y Ventana) y un cambio en la procedencia, con la participación de aportes diferentes entre los depósitos del Paleozoico temprano del Grupo Ventana y las secuencias paleozoicas tardías del Grupo Pillahuincó. Asimismo, remarcan la similitud y correlación existente con los depósitos paleozoicos del sistema plegado del Cabo, Sudáfrica. Finalmente, proponen un modelo paleogeográfico para el margen austral de Gondwana, durante los lapsos Cámbrico-Ordovícico, Silúrico-Devónico y Paleozoico tardío, basados en el marco tectónico colisional planteado por Pángaro y Ramos (2012).

## IV.- RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y ESTUDIO DE LOS MINERALES PESADOS

### A.- MUESTREO Y CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES ANALIZADAS

El análisis petrográfico se realizó sobre un total de cuarenta y ocho muestras, describiéndose en el presente capítulo solo aquellas que fueron utilizadas para las determinaciones isotópicas U-Pb (SHRIMP e ICP-LA-MS). Así, para la Formación Sierra Grande en la región del Macizo Nordpatagónico, se seleccionaron dos muestras para el Miembro Polke, cinco para el Miembro San Carlos y una para el Miembro Herrada, mientras que para el ámbito de Sierras Australes se estudiaron tres muestras correspondientes al Grupo Ventana, de las cuales una pertenece a los niveles medios-superiores de la Formación Napostá, otra ubicada en la sección superior de la Formación Providencia y finalmente una muestra de la parte alta de la Formación Lolén.

#### A1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE

El **Miembro Polke** constituye la unidad basal de la secuencia. Se encuentra caracterizado por la presencia de bancos cuarcíticos de granulometría mediana a gruesa, areno-conglomerádicos en la base, con escasa participación de niveles pelíticos hacia las secciones superiores. Su composición homogénea lo diferencia del suprayacente Miembro San Carlos. Cabe destacar la escasa participación de concentraciones ferríferas oolíticas que son características en los miembros superiores San Carlos y Herrada (Manassero *et al.*, 2012). En el sector de Mina HIPARSA (Yacimiento Sur) la secuencia se presenta con una importante madurez tanto mineral como textural, correspondiendo a una cuarcita prácticamente monomineral de granulometría uniforme, pasando a fracciones más finas y de características más váquicas hacia el techo del miembro. La muestra analizada de este sector (SGS022 S41°40'12.2"-W65°22'30.8") procede de los niveles basales, constituidos por bancos arenosos a areno-sabulíticos de composición cuarcítica. Hacia el Yacimiento Norte, la parte basal del miembro presenta de manera más notoria bancos conglomerádicos con mayores variaciones granulométricas y texturales, del cual procede la muestra SG-2009-11 (S41°30'00.3"-W65°20'40.4") que se ha analizado en el presente trabajo.

El **Miembro San Carlos** presenta características composicionales heterogéneas, correspondiendo a areniscas cuarzosas de granulometría media a fina, con niveles pelíticos a váquicos. Dentro de esta sección se destaca la presencia de abundante contenido de niveles oolíticos ferruginosos (Horizonte ferrífero Alfaro), como así también la presencia de hematites en la matriz a modo de impregnación de granos y cementación, constituyendo esta característica el principal rasgo diferencial para el reconocimiento de este miembro. Estos niveles con concentraciones ferríferas importantes constituyen verdaderos horizontes de explotación (*ironstones*), los cuales otorgan el relevante interés minero que presenta la

Formación Sierra Grande. Para la sección correspondiente al Yacimiento Norte, se analizó una muestra que se ubica propiamente en los niveles de mayor concentración ferrífera, correspondiente a areniscas ferruginosas del tercio medio de la sección aflorante en este sector (SG-2009-12 S41°30'10.1"-W65°20'24.1"). Hacia la sección del Yacimiento Sur, se estudiaron muestras distribuidas en diferentes niveles del tercio inferior del miembro, por debajo del horizonte mineralizado (Horizonte Alfaro) reconocido para este perfil. La muestra SGLF025 (S41°39'27.6"-W65°22'51.3") corresponde a los niveles basales aflorantes en las proximidades de la denominada Loma de los Fósiles (Figura IV-1). Aquí la unidad se presenta con características más váquicas, vinculándose estos niveles a los pasajes transicionales entre los miembros Polke y San Carlos. Las muestras SGS008 (S41°39'30.8"-W65°22'41.0") y SGS007 (S41°40'03.9"-W65°22'14.7") se ubican inmediatamente por encima de la muestra anterior y se caracterizan por su composición netamente cuarcítica. Cabe resaltar que geográficamente se encuentran localizadas en la región denominada Loma de los Fósiles por la presencia de invertebrados marinos asignados al Silúrico medio - Devónico inferior. Finalmente, una muestra asignada a este miembro (SGPS017 S41°30'03.2"-W65°00'01.9") procede de los niveles aflorantes en el sector de Punta Sierra, donde la secuencia aparece en neta relación de discordancia sobre el granito homónimo de edad ordovícica (ca. 476 Ma), presentándose como niveles conglomerádicos-sabulíticos cuarzo-feldespáticos y escasa participación de micas muscovíticas.

El **Miembro Herrada** presenta características similares al Miembro San Carlos, pero con una menor participación de niveles finos, siendo dominante el desarrollo de bancos cuarcíticos. No obstante la existencia de concentraciones ferríferas da lugar a la formación de los horizontes explotables (Horizonte ferrífero Herrada). Para este miembro se estudió la muestra SGLM013 (S41°31'54.4"-W65°07'43.8") correspondiente a los niveles cuarcíticos aflorantes en la región de Loma de Monochio. Se destaca que particularmente esta muestra ha sido analizada mediante las dos metodologías de datación U-Pb (ICP-LA-MS y SHRIMP), permitiendo de esta forma tener un control de las técnicas utilizadas y los resultados obtenidos.

Las Figura IV-1 detalla la ubicación donde se realizaron los puntos de muestreo para la región de Sierra Grande, provincia de Río Negro.

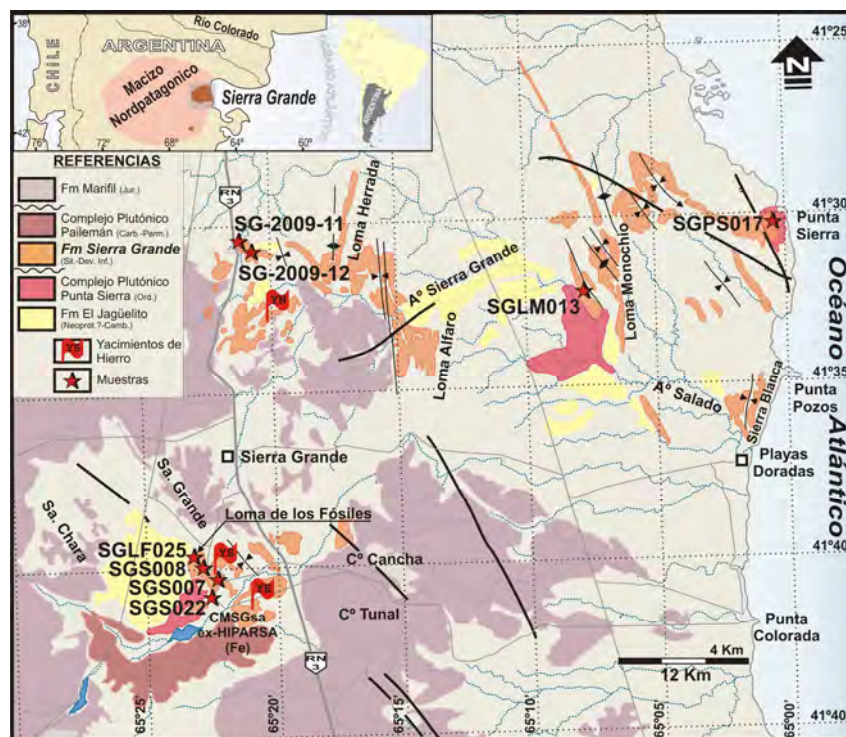


Figura IV-1.- Mapa geológico de la región noreste del Macizo Nordpatagónico mostrando las unidades más relevantes y la ubicación de los puntos de muestreo (basado en Zanettini, 1981; 1999).

## A2.- GRUPO VENTANA

Para la **Formación Napostá** se muestreó un estrato de ortocuarcita de tamaño de grano medio y tonalidades blanquecinas a grisáceas, correspondientes a los niveles medios a superiores de la unidad, aflorantes en las proximidades de los bancos que contienen los icnogéneros ya mencionados (SVN034, S38°04'35.9"-W62°00'08.2"). Esencialmente esta unidad se halla caracterizada por monótonas secuencias de areniscas cuarcíticas con escasa participación de niveles pelíticos limo-arcillosos hacia la base.

La muestra analizada de la **Formación Providencia** corresponde a los niveles superiores de la unidad, próximos a la base de la Formación Lolén (SVP005 S38°04'26.7"-W61°58'51.5"). Corresponde a una psamita predominantemente cuarcítica de granulometría media a fina, de tonalidades rosadas a blanquecinas, en bancos tabulares gruesos y de estructura macizas. Las tonalidades pardas-rojizas a rosadas se deben a la acción secundaria de pigmentaciones producidas por el contenido de óxidos de hierro. Toda la secuencia se halla caracterizada por presentar una mayor participación de componentes más finos tanto hacia la base como en las secciones superiores de la unidad, pudiéndose encontrar intercalaciones de esquistos arcillosos (filitas) de similares tonalidades hasta verdosas.

En la **Formación Lolén** la muestra en estudio procede de la parte superior de esta unidad (SVL002 S38°03'55"-W61°53'17.7") y corresponde a niveles psamo-pelíticos de

tonalidades gris-verdosas, con fuerte fisilidad. La unidad está caracterizada por una variada composición litológica siendo dominantes las areniscas cuarzo-feldespáticas, vaques cuarzo-micáceas, pelitas micáceas y pizarras. Ocasionalmente presentan niveles gruesos que no exceden el tamaño de conglomerados finos a medianos en la parte inferior de la formación.

En las Figura IV-2 se puede observar la ubicación donde fueron tomadas las muestras descriptas para el área de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires.

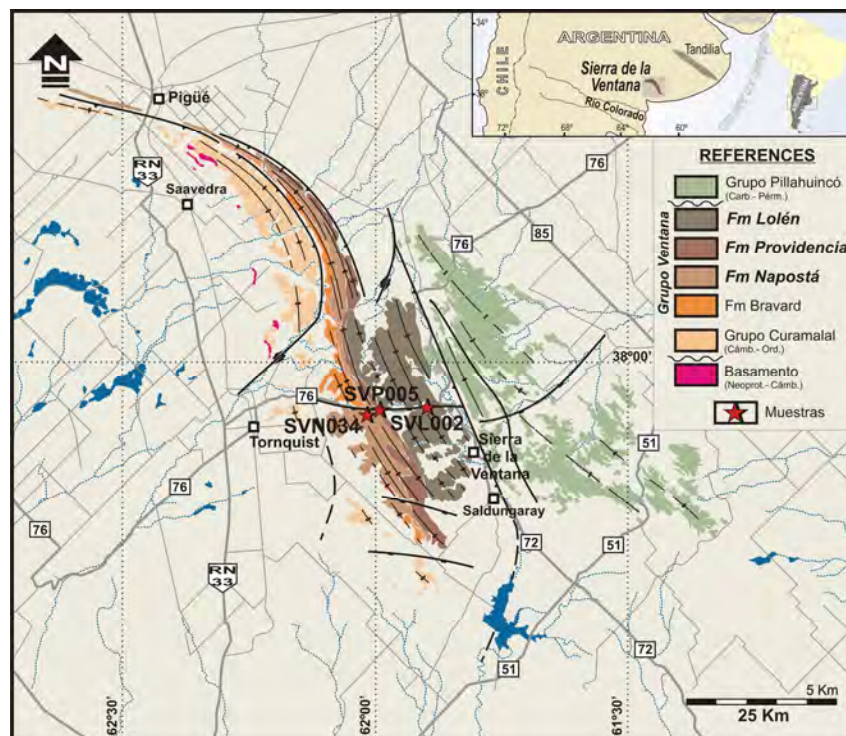


Figura IV-2.- Mapa geológico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, mostrando la localización de los puntos de muestreo (basado en Harrington, 1947; Suero, 1972; Furque, 1973 y Rossello y Massabie, 1992).

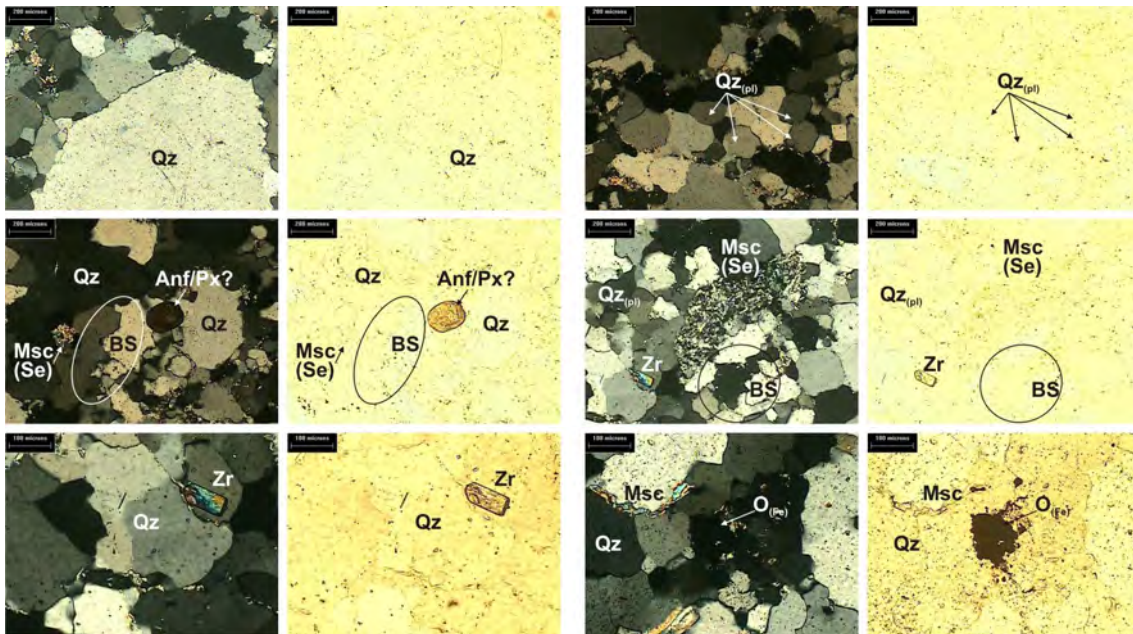
## B.- ESTUDIO PETROGRÁFICO

Se realizaron estudios petrográficos sobre más de 60 muestras colectadas en diferentes niveles de la Formación Sierra Grande y de las unidades que conforman la parte media a superior del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén). En el presente trabajo de tesis, solo se presentarán las descripciones petrográficas de las muestras que fueron seleccionadas para posteriores análisis por las metodologías U-Pb (ICP-LA-MS y SHRIMP). Los estudios de las secciones delgadas permitieron caracterizar su composición mineral y textural, y las particularidades de yacencia de los materiales, como así también las condiciones del grado de compactación y deformación. Por otro lado, se efectuó un análisis comparativo de la petrografía de las muestras correspondientes a cada ámbito, con el objetivo de establecer similitudes y diferencias entre las unidades correlacionable de ambas secuencias sedimentarias.

Las descripciones petrográficas se detallan a continuación, mencionando las muestras en orden estratigráfico (de base a techo) para cada una de las secuencias estudiadas.

**B1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE**

**Muestra SGLF022. Miembro Polke.** Se trata de niveles próximos a la Mina HIPARSA (Yacimiento Ferrífero Sur). Está constituida por cuarzo en más de un 90%, con granos de tamaño variable, los cuales se distribuyen zonalmente, agrupándose en sectores dominados por tamaños de grano finos a medios, otros por granulometrías medias a gruesas y sectores más heterogéneos. La textura general es grano sostén, presentándose en contacto unos con otros, siendo muy escasa la presencia de matriz. Los argilominerales se disponen intersticialmente entre los granos como material cementante. Estos pueden haberse originado por procesos de autigénesis. Es común la presencia de extinción ondulante en la mayoría de los granos de cuarzo de tamaño mayor. Los límites de granos varían desde aserrados a interdigitados, con bordes suturados entre las granulometrías mayores y difusos o rectos para los de menor tamaño. Estas características denotan que la roca ha sido afectada por un leve metamorfismo, lo cual queda representado por el reconocimiento de texturas isótropas granoblásticas y en otros sectores poligonales, pero en ningún caso se observa orientación. Se registra además la ocurrencia de delgadas 'venillas' y finas fracturas rellenas con óxidos ferruginosos, como así también relleno de espacios intersticiales entre los granos. La mineralogía se completa con la presencia de anfíboles redondeados, láminas de micas muscovíticas en escasa participación, clastos subredondeados de características pelíticas, de composición general cuarzo-micácea pero con abundante mica y con un tamaño de grano fino a medio. De manera aislada se encuentran granos de circón redondeados (Figura IV-3).



**Figura IV-3.-** Microfotografía con y sin nicoles cruzados de la muestra SGS022. **Qz**, Cuarzo; **Qz<sub>(pl)</sub>**, Cuarzo con bordes poligonales; **Msc**, Muscovita; **Msc (Se)**, Muscovita-sericita **Zr**, Circón; **O<sub>(Fe)</sub>**, Opacos ferruginosos; **Anf/Px?**, Anfíboles-Piroxenos indiferenciados; **BS**, Bordes suturados/interdigitados.

**Muestra SG-2009-11. Miembro Polke.** Corresponde a niveles conglomerádicos del Miembro Polke, próximo al Yacimiento Ferrífero Norte. Está compuesta por abundantes

fragmentos de cuarzo de variada granulometría, desde muy fina hasta muy gruesa, con formas angulosas a subangulosas. Entre los mismos se reconocen cristales vinculados a fuentes ígneas y otros caracterizados por haber estado sometidos a cierto grado de metamorfismo dada la presencia de componentes con extinción ondulante y fragmentos policristalinos, siendo estos últimos de menor tamaño. La presencia frecuente de granos de cuarzo de tamaño superior a los 2 mm, de formas alargadas, denota la escasa selección granulométrica y su heterogeneidad. En detalle se caracterizan por presentar deformación, extinción ondulante, subgranos que componen granos mayores con bordes suturados y lobulados y en algunos casos rectos. Los componentes de mayor granulometría comúnmente se encuentran rodeados por una matriz argílica, cuarzo-micácea o más específicamente constituida por cuarzo microcristalino y pequeñas escamas de mica blanca (muscovítica o sericitica). La presencia de óxidos ferruginosos no es abundante pero están presentes como partículas de pequeño tamaño de coloración oscura o rojiza, dispersa o concentrada en la matriz, también rellenando microfracturas siguiendo planos definidos dentro de la roca o bien como partículas dispersas sobre los granos de cuarzo. En ocasiones también en forma intersticial entre los granos de cuarzo. La matriz de grano fino puede ser confundida por una pseudo-matriz generada por compresión de granos de cuarzo microcristalino.

Estas observaciones petrográficas coinciden con el análisis de muestra de mano de la roca, definiendo las características composicionales como un conglomerado váquico matriz sostén, en donde la fracción arenosa formaría parte de la matriz de la roca (Figura IV-4).

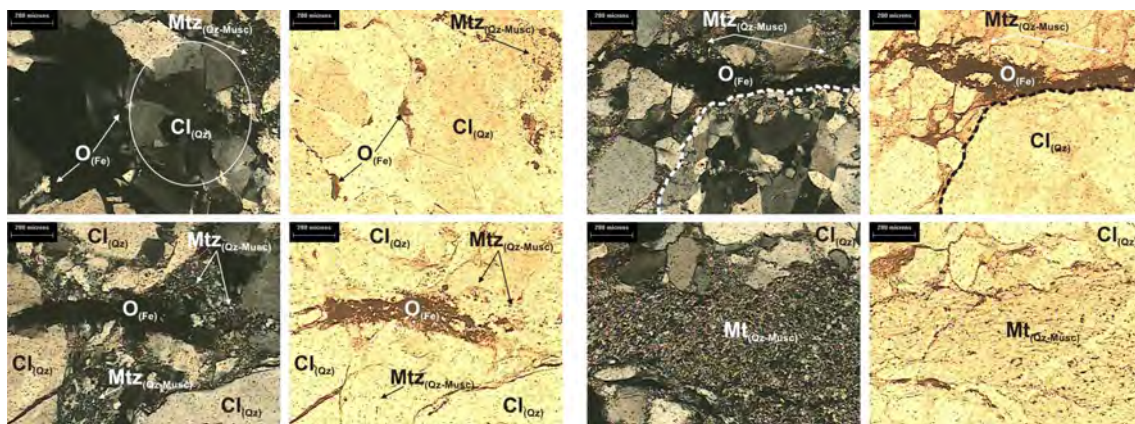
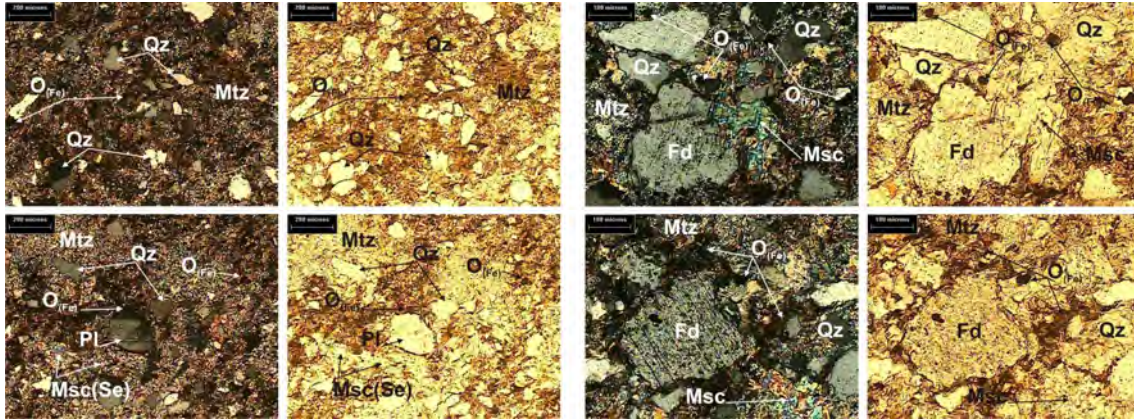


Figura IV-4.-Sección delgada (microfotografía con y sin niclos cruzados) de la muestra SG-2009-11.  $Cl_{(qz)}$ , Clastos cuarcíticos;  $Mtz_{(qz-Musc)}$ , Matriz cuarzo-muscovítica;  $O_{(Fe)}$ , Opacos ferruginosos;

**Muestra SGLF025. Miembro San Carlos.** Pertenece a niveles inferiores del Miembro San Carlos, en el sector de Loma de los Fósiles. Corresponde a una arenisca "sucia" (váquica) de granulometría fina, con abundante matriz pelítico-arcillosa, donde se engloban granos de cuarzo de tamaños medios y formas irregulares, plagioclasas, feldespatos potásicos, láminas de mica muscovítica de pequeñas dimensiones, minerales opacos e importante contenido de óxidos ferruginosos. En observaciones de mayor detalle se puede apreciar la morfología irregular de los granos de cuarzo, con sus bordes crenulados, con muy poco a nulo contacto entre los granos, lo que define una textura matriz sostén. Los fragmentos de plagioclasas se



encuentran alterados a argilominerales y las micas cloritizadas. Entre la matriz y rellenando espacios, se observan abundantes granos de cuarzo pequeños, de formas redondeadas a subredondeadas y material micáceo. La presencia de minerales opacos es moderada, presentándose en fragmentos de pequeñas dimensiones. La matriz es muy fina y se encuentra entremezclada con las pátinas ferruginosas (Figura IV-5).



**Figura IV-5.**-Sección delgada (microfotografía con y sin niclos cruzados) de la muestra SGLF025. **Qz**, Cuarzo; **PI**, Plagioclasa; **Msc**, Muscovita; **Msc (Se)**, Muscovita (Sericita); **Fd**, Feldespatos; **O<sub>(Fe)</sub>**, Opaco; **Mtz**, Matriz.

**Muestra SGS008. Miembro San Carlos.** Pertenece a los niveles inferiores-medios del tercio inferior del Miembro San Carlos para la región sur, en las proximidades de la Mina HIPARSA. Petrográficamente la presencia dominante de cuarzo da cuenta de su naturaleza, caracterizando a una arenisca cuarcítica de variada granulometría, donde el cuarzo presenta formas irregulares y bordes dentados. En las fracciones más gruesas las formas dominantes son subredondeadas. No se observan patrones que definan un diseño o disposición preferencial entre los granos mayores y las fracciones finas, ocupando éstas los intersticios entre los fenoclastos o formando conjuntos de granos. Ciertos granos de cuarzo presentan extinción ondulante. La estructura es clasto sostén encontrándose la matriz prácticamente ausente. Intersticialmente se reconocen minerales como micas (muscovíticas), ocasionalmente flexuradas, alteradas a sericita y otros argilominerales que esporádicamente conforman nidos o bolsones y más frecuentemente rodeando a los granos de cuarzo; minerales opacos, probablemente hematitas; de manera escasa minerales pleocroicos de tonalidades verdosas a verdes claras, forma redondeadas y tamaño de grano medio a fino, asignables a anfíboles y piroxenos (Figura IV-6).

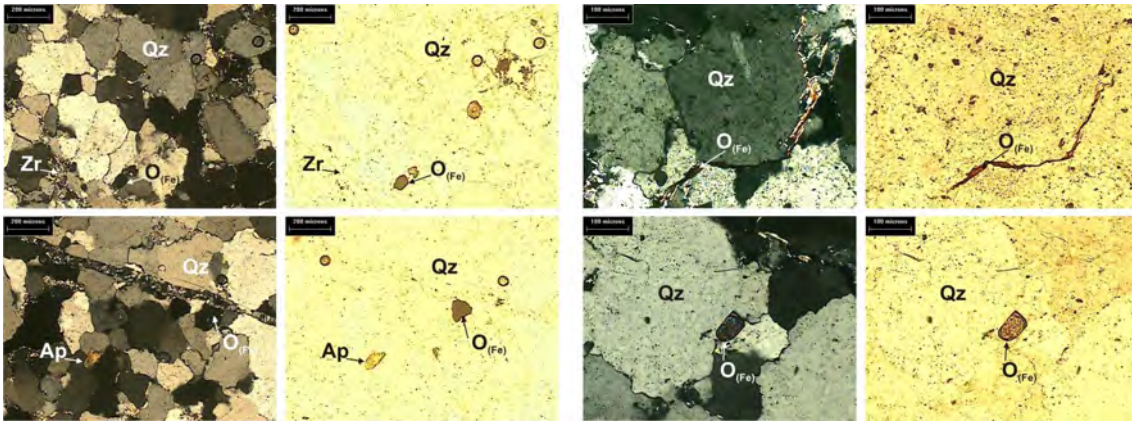


Figura IV-6.-Sección delgada (microfotografía con y sin nicoles cruzados) de la muestra SGS008. **Qz**, Cuarzo; **Msc**, Muscovita; **O<sub>(Fe)</sub>**, Opacos ferruginosos; **Ap**, Apatita; **Zr**, Circón.

**Muestra SGS007. Miembro San Carlos.** Corresponde a niveles medios a superiores del tercio inferior del Miembro San Carlos, en la proximidad del Yacimiento Ferrífero Sur (Mina HIPARSA) y Loma de los Fósiles. Composicionalmente se trata de una cuarcita (prácticamente monomineral), en la que se observan granos de cuarzo que componen tres fracciones bien diferenciadas, siendo la gruesa la predominante, encontrándose los cristales de esta granulometría en contacto entre sí. Las fracciones medias y finas se presentan ocupando las regiones intersticiales. Los granos de cuarzo son equidimensionales, subredondeados y de bordes sinuosos o irregulares. En observación de detalle se aprecian bordes suturados entre los granos de cuarzo mayores lo cual es propio de presión por soterramiento o deformación y recristalización, al igual que la presencia de puntos triples entre los cristales de cuarzo y en ocasiones extinción ondulante. Acompañan en forma subordinada otros minerales tales como micas muscovíticas presentes en sectores como concentraciones o nidos de pequeñas escamas; minerales máficos de anfíboles (hornblenda), piroxenos y olivinas cloritizadas. Se destaca la presencia constante de mineralizaciones a modo de pátinas u ocupando los intersticios entre los granos y relleno de delgadas fisuras de poco desarrollo o continuidad de materiales opacos ferruginosos (hematitas?). En forma accesoria se encuentran presentes granos de circón (Figura IV-7).

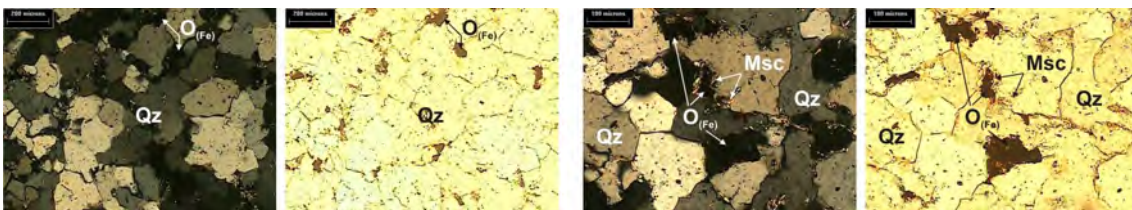


Figura IV-7.-Sección delgada (microfotografía con y sin nicoles cruzados) de la muestra SGS007. **Qz**, Cuarzo; **Msc**, Muscovita; **O<sub>(Fe)</sub>**, Opacos ferruginosos.

**Muestra SG-2009-12. Miembro San Carlos.** La muestra pertenece al horizonte ferrífero del Miembro San Carlos. Se caracteriza por presentar una composición homogénea, constituida fundamentalmente por granos de cuarzo bien seleccionados, de tamaño fino (<0,2 mm) y formas irregulares mayormente angulosas a subangulosas y en menor proporción

levemente redondeados. Algunos de los granos de cuarzo pueden presentar formas elongadas con cierta orientación preferencial de sus ejes mayores. Los fragmentos cuarzosos se encuentran inmersos en un cemento ferruginoso de características hematíticas. Este cemento rodea totalmente a los granos de cuarzo lo cual le da un aspecto textural de matriz sostén, observándose importante concentración del material en planos de debilidad de la roca. Prácticamente no se registran otros componentes minerales, observándose ocasionalmente la ocurrencia de pequeñas láminas de micas muscovíticas, anfíboles o piroxenos de difícil determinación dada su pequeña granulometría. En algunos sectores, la arenisca posee menor cantidad de cemento, con bordes difusos y/o suturados entre los granos de cuarzo. Estimativamente la muestra se compone de un 85-90% de cuarzo y 15-10% de cemento hematítico (Figura IV-8).

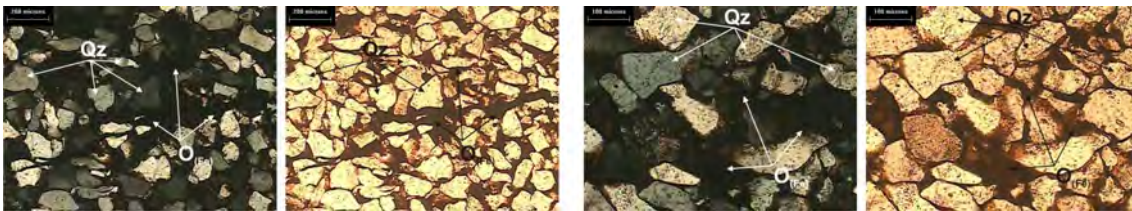


Figura IV-8.-Sección delgada (microfotografía con y sin nicoles cruzados) de la muestra SG-2009-12. Qz, Cuarzo; O<sub>(Fe)</sub>, Opacos ferruginosos.

**Muestra SGPS017. Miembro San Carlos.** La muestra fue tomada de niveles dispuestos discordantemente sobre el Granito Punta Sierra, en el sector oriental de los afloramientos de la Formación Sierra Grande. Macroscópicamente representan niveles conglomerádicos a sabulíticos dispuestos en forma erosiva sobre el granito. Corresponde a una cuarcita de tamaño de grano variable desde muy grueso a fino, con una textura general grano sostén. El cuarzo constituye el mineral dominante en todas las fracciones, presentándose los granos de mayores dimensiones rodeados por cuarzo de tamaños medios y finos. Aparecen granos de cuarzo policristalinos, otros con extinción ondulante y extinción en bandas, lo cual sugiere cierto grado de *stress* y cataclasis; asimismo se pueden observar puntos triples entre cristales de cuarzo y bordes suturados tipo diente de perro, sugiriendo la existencia de episodios de disolución por presión. Completa la mineralogía la presencia escasa de micas muscovíticas, generalmente en láminas pequeñas, que se disponen en forma intersticial entre los granos de cuarzos mayores, fragmentos líticos de composición pelítica y minerales accesorios como circón. También se observa escaso contenido de minerales opacos y pátinas ferruginosas. A modo de relleno entre los granos se observa la presencia de muscovita muy fina (probablemente sericítica) en nidos o rellenando espacios entre granos de cuarzo (Figura IV-9).

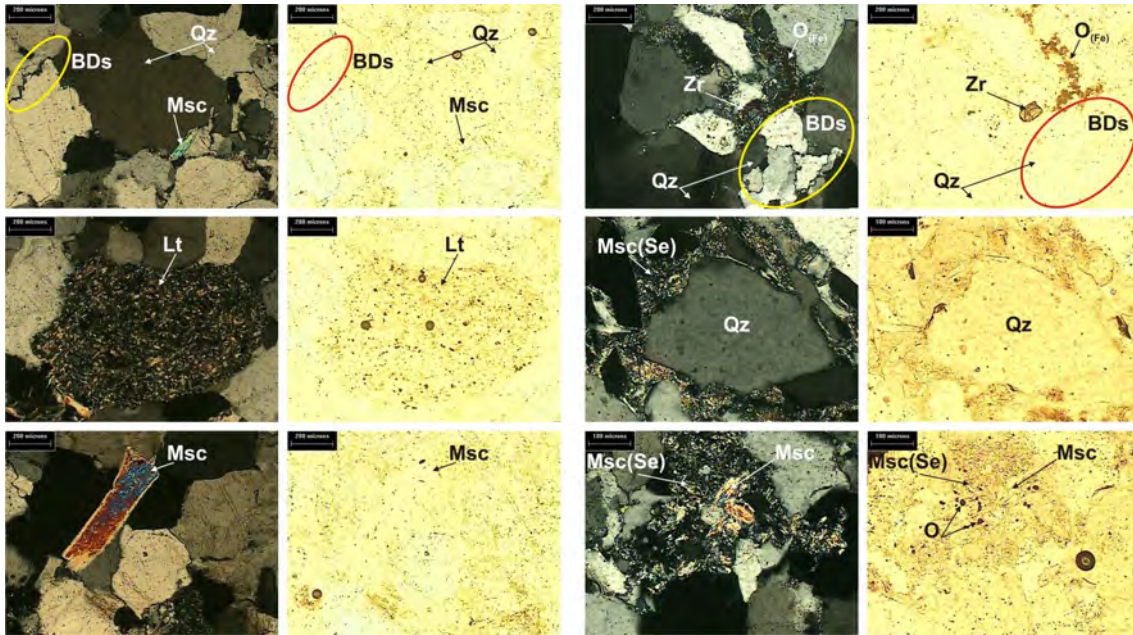
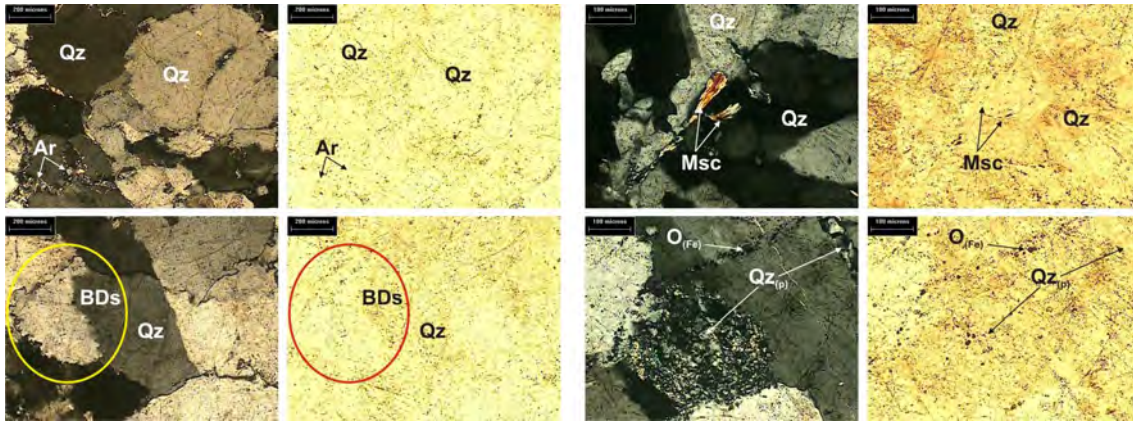


Figura IV-9.-Sección delgada (microfotografía con y sin niclos cruzados) de la muestra SGPS017. **Qz**, Cuarzo; **Msc**, Muscovita; **Zr**, Circón; **O**, Opacos; **Lt**, Litoclastos; **Msc(Se)**, Muscovita (Sericita); **BDs**, Bordes de disolución.

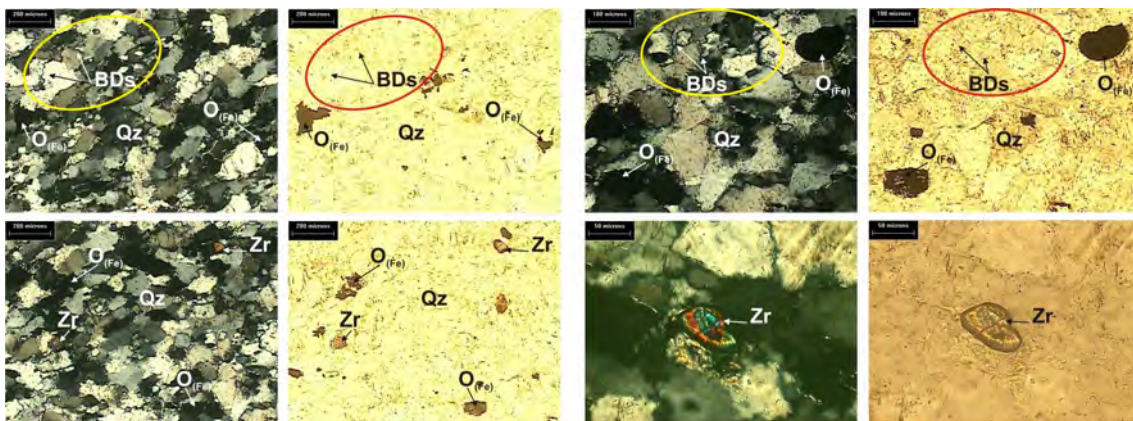
**Muestra SGLM013. Miembro Herrada.** La muestra se ubica en los niveles medios del Miembro Herrada en el sector de Loma de Monochio. Se caracteriza por la presencia dominante de granos de cuarzo de tamaño grande (250  $\mu$  a 600  $\mu$ ) dando una característica textura general grano sostén, pero con fragmentos de cuarzo más pequeños dispuestos en forma intersticial, que en ocasiones forman concentraciones en franjas orientadas denotando cierta alineación. Estas alineaciones de cuarzo fino podrían vincularse a procesos de *stress* y cataclasis, dado que eventualmente granos de cuarzo mayores con morfologías elongadas presentan extinción ondulante en bandas paralelas a los ejes mayores de los cristales y se presentan también granos de cuarzo policristalinos y sectores con cuarzo de recristalización. De esta forma, la muestra constituye una cuarcita de composición monótona y madura. La presencia de matriz es muy reducida y se restringe a los espacios intersticiales, observándose también argilominerales no diferenciables dispuestos en forma intergranular entre los cristales de cuarzo, correspondiendo probablemente a pequeñas láminas de micas muscovíticas (sericíticas?) alteradas. Es común la presencia de óxidos ferruginosos y pequeñas partículas de minerales opacos. Menos usualmente aparecen láminas de muscovita de pequeño tamaño, frecuentemente alteradas. En forma aislada se reconocen granos de circón subredondeados (Figura IV-10).



**Figura IV-10.**-Sección delgada (microfotografía con y sin nicoles cruzados) de la muestra SGLM013. **Qz**, Cuarzo; **Qz<sub>(p)</sub>**, Cuarzo policristalino; **Msc**, Muscovita; **O<sub>(Fe)</sub>**, Opacos ferruginosos; **BDs**, Bordes suturados; **Ar**, Argilominerales indiferenciados.

## B2.- GRUPO VENTANA

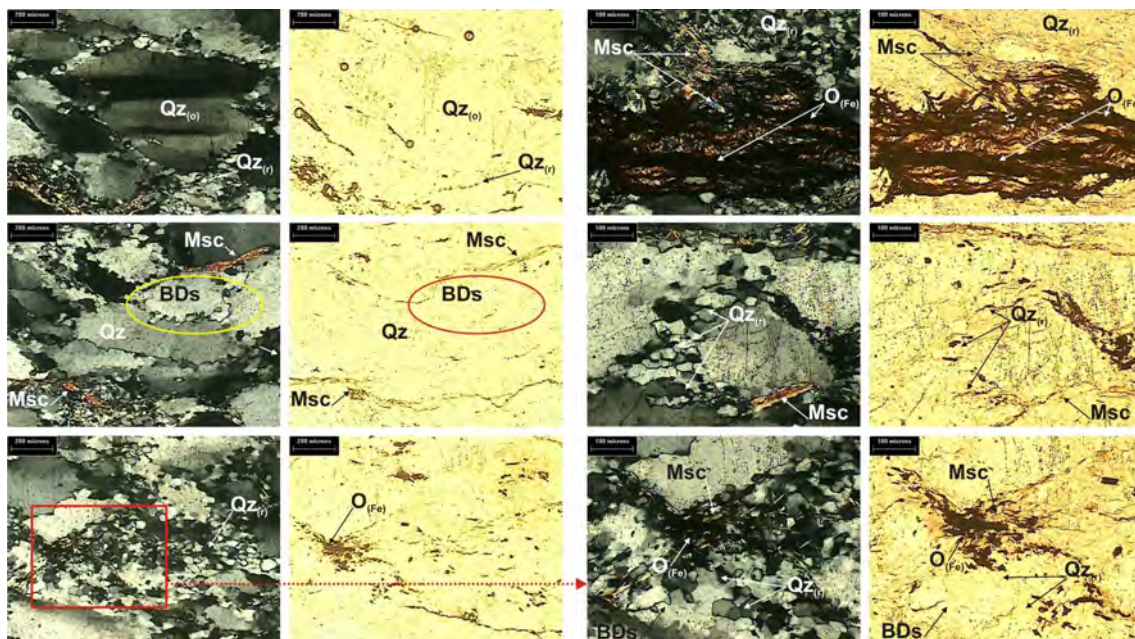
**Muestra SVN034. Formación Napostá.** La muestra corresponde a niveles medios-superiores de la unidad y se refiere petrográficamente a una cuarcita de composición monótona, donde el cuarzo se presenta con evidencias de recristalización, conformando un mosaico donde los granos mayores de formas elongadas denotan una orientación preferencial, mientras que los cristales de menor tamaño completan el diseño textural. Es común observar la presencia de bordes suturados o de disolución que conjuntamente con la lineación de los componentes, denotan la presión y el *stress* por deformación a la cual ha sido sometida la roca. Completa la mineralogía, una muy escasa presencia de argilominerales ocupando los límites entre los granos de cuarzo, concentración de minerales opacos probablemente relacionados a óxidos ferruginosos dispuestos en oquedades intersticiales y patinas de óxidos cubriendo los granos. Es muy poco frecuente la presencia de micas u otros minerales como feldespatos. Como minerales accesorios se presentan granos de circón de aspecto redondeado (Figura IV-11).



**Figura IV-11.**-Sección delgada (microfotografía con y sin nicoles cruzados) de la muestra SVN034. **Qz**, Cuarzo; **Zr**, Circón **O<sub>(Fe)</sub>**, Opacos ferruginosos; **BDs**, Bordes suturados

**Muestra SVP005. Formación Providencia.** La muestra procede de los niveles

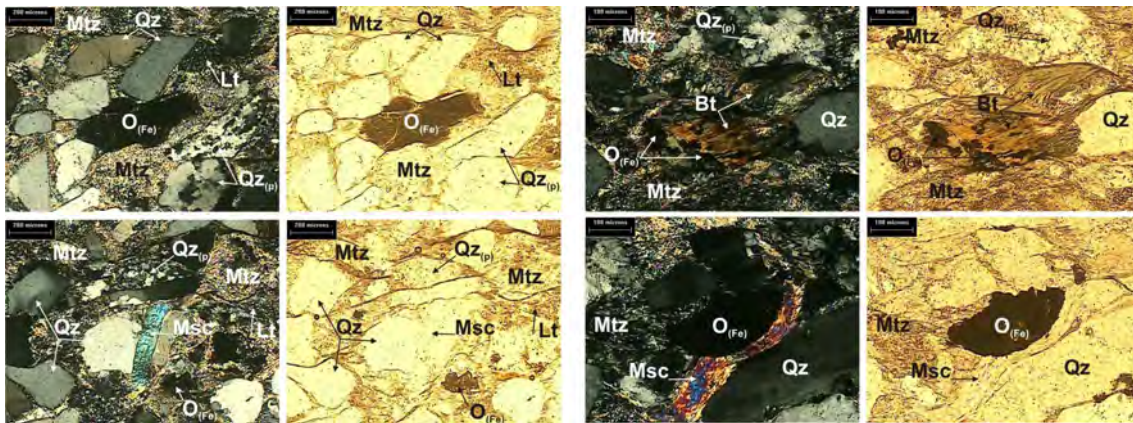
superiores de la formación y sus características petrográficas refieren a una arenisca con cuarzo como mineral dominante, muy escaso contenido de muscovita, que se ubica intersticialmente entre los granos de cuarzo mayores y granos de cuarzo de pequeño tamaño producto de recristalización con característicos bordes rectos entre los cristales, lo cual le confiere una textura del tipo mortero, con fenoclastos rodeados por mortero fino de cuarzo, presentando extinción ondulante. Se reconocen además aisladamente granos de minerales máficos como anfíboles o piroxenos de difícil identificación por su pequeño tamaño. Los granos mayores de cuarzo son alargados, con extinción ondulante, orientándose según su elongación, dando por resultado una estructura alineada. Los bordes de los granos suelen estar suturados (diente de perro) o con pequeños engolfamientos que caracterizan a los procesos de disolución por presión. Hacia los extremos de los cuarzos mayores se generan colas o sombras de presión donde se concentran láminas de micas pequeñas y argilominerales. En algunos sectores de la sección delgada se pueden observar concentraciones de micas que dan en su conjunto aspectos de venas dispuestas en forma subparalela a la orientación general de la muestra. En una observación de detalle, las delgadas láminas de micas se presentan con una disposición aleatoria, pero en su conjunto los ejes mayores mantienen cierto paralelismo con la estructura de la roca. Hacia el interior de estas franjas existe una mayor concentración de argilominerales. Las micas muchas veces se presentan flexuradas o envolviendo parcialmente a granos de cuarzo (Figura IV-12).



**Figura IV-12.**-Sección delgada (microfotografía con y sin nicoles cruzados) de la muestra SVP005. **Qz<sub>(o)</sub>**, Cuarzo con extinción ondulante; **Qz<sub>(p)</sub>**, Cuarzo policristalino; **Msc**, Muscovita; **O<sub>(Fe)</sub>**, Opacos ferruginosos; **BDs**: Bordes suturados

**Muestra SVL002. Formación Lolén.** Se sitúa esta muestra hacia los niveles superiores de la unidad y corresponde a una psamita “sucia” de tipo váquica, de tonalidad gris-verdosa con abundante cuarzo y mica. La observación microscópica revela la presencia de granos de cuarzo angulosos, elongados, con una fuerte orientación preferencial de sus ejes mayores. Los fragmentos de cuarzo son de tamaño homogéneo presentándose en general sin

contacto mutuo entre granos, englobados en una matriz cuarzo micácea con probable participación de granos de naturaleza feldespática, arcillosa y clorítica intersticial. Se observa además la existencia de minerales opacos de tamaño de grano medio a fino. Entre los fragmentos cuarzosos se observa tipo policristalino, con extinción ondulante, elongados y orientados, derivados de rocas metamórficas. Algunas láminas de muscovita mayores no guardan relación con la orientación general de la roca y se presentan flexuradas o deformadas. En las secciones delgadas analizadas aparecen ciertas franjas constituidas predominantemente por material fino, reconociéndose solamente pequeños fragmentos cuarzosos; englobados en otros sectores del corte ocurre una mayor concentración de granos de cuarzo policristalino en contactos con otros granos de cuarzo monomineral. En general se observa una orientación preferencial de los componentes clásticos elongados. Por otro lado se registra la presencia de litoclastos de naturaleza pelítica, que mantienen la lineación general. Estas características refieren a una roca que es textural y composicionalmente inmadura (Figura IV-13).



**Figura IV-13.**-Sección delgada (microfotografía con y sin nicole cruzados) de la muestra SVL002. **Qz**, Cuarzo; **Qz(p)**, Cuarzo policristalino; **Msc**, Muscovita; **Bt**, Biotita; **O<sub>(Fe)</sub>**, Opaco ferruginosos; **Mtz**, Matriz.

### **B3.- SÍNTESIS INTERPRETATIVA DE LA PETROGRAFÍA**

Del análisis petrográfico comparativo se destaca una similitud tanto mineralógica como textural entre los niveles inferiores a medios de la Formación Sierra Grande (SGS022 y SG-2009-11 para el Miembro Polke; SGS007, SGS008, SGLF025 y SGPS017 para el miembro San Carlos y SGLM013 para el Miembro Herrada) en el ámbito del Macizo Nordpatagónico y las muestras correspondientes a las unidades Napostá (SVN034) y Providencia (SVP005) del Grupo Ventana para el Sistema Ventania donde el cuarzo es el mineral dominante. Para las muestras de la Formación Sierra Grande los componentes clásticos tienen una morfología más equidimensional mientras que para las unidades del Grupo Ventana hay una tendencia a la orientación preferencial según la elongación de los componentes, pero en ambos casos presentan comúnmente signos de haber sido sometidos a presiones superiores a la de soterramiento, quedando evidenciado por la presencia de bordes suturados, puntos triples y bordes rectos entre los cristales de cuarzo recrystalizados, como así también por la existencia de cuarzo policristalino y cuarzo con extinción ondulante entre los fenoclastos o en algunos

casos sombras de presión. De esta manera, la rotación de minerales con morfologías elongadas, el estiramiento de cristales de cuarzo por deformación intracrystalina y fenómenos de disolución por presión dan lugar a una orientación preferencial produciendo una fábrica lineal que puede ser interpretada como foliación. Estos fenómenos de recristalización conducen en algunos casos a la presencia de texturas de tipo mortero, pero sin que hayan actuado mecanismos de fracturación. En general se presentan con texturas clásticas conformando un mosaico donde los granos de cuarzo se encuentran encastrados entre sí.

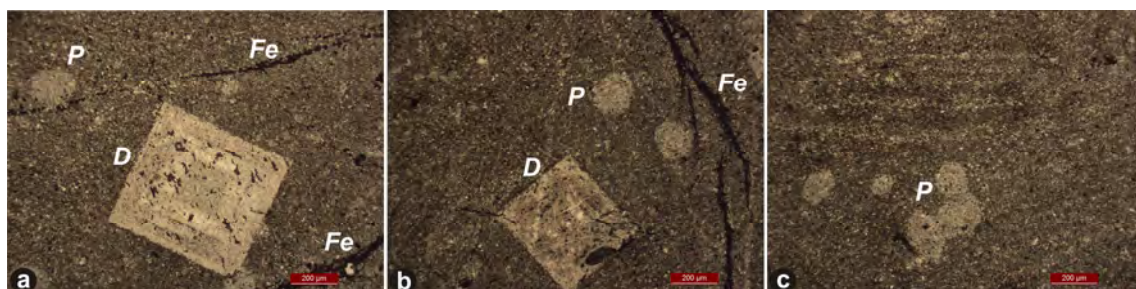
La muestra SVL002 de la Formación Lolén (parte superior del Grupo Ventana) difiere notablemente de las unidades y niveles anteriormente descritas por su característica inmadurez textural y mayor heterogeneidad composicional (vaque), aumento significativo de láminas de muscovita detrítica y matriz cuarzo micácea, además de foliación marcada con orientación de los componentes elongados. Cabe resaltar que se trata de materiales granulométricamente más finos que las muestras vinculadas a unidades típicamente cuarcíticas. Estas diferencias composicionales y texturales denotan un cambio en el ambiente y en los aportes de sedimentación.

Las secciones delgadas SGS022 y SG-2009-11 si bien corresponden a semejantes niveles del Miembro Polke en distintas localidades (Yacimiento Sur y Norte, respectivamente) presentan diferencias significativas entre sí en cuanto a su composición y textura. Ambas se ubican en la base de la Formación Sierra Grande. La muestra SGS022 corresponde a los afloramientos presentes en el sector sur en contacto discordante con el Granito de la Mina HIPARSA (Ordovícico). Tanto macroscópicamente como en sección delgada corresponde a una cuarcita de composición monótona y granulometría media, con escasa participación de materiales ferruginosos, destacándose la presencia de motas y mineralizaciones vinculadas a un metamorfismo de contacto, relacionado al evento intrusivo gondwánico que generó el magmatismo del Granito Laguna Medina que afectó a las secuencias cuarcíticas depositadas sobre el intrusivo Ordovícico. La muestra SG-2009-11 corresponde a las exposiciones de este miembro para el sector norte de la región (Yacimiento Ferrífero Norte). Aquí, la unidad se presenta con una composición heterogénea, de granulometría más gruesa, conglomerádica, con matriz psamo-pelítica váquica y mayor contenido de óxidos ferruginosos hematíticos, característicos en toda la formación. Los componentes clásticos de mayores dimensiones, por sus características composicionales y texturales vinculadas a materiales silicoclásticos de bajo grado metamórfico, comparten gran similitud con la infrayacente Ectinita El Jagüelito, siendo potencialmente derivados de ésta.

Para la muestra de la Formación Sierra Grande SGLF025 si bien presenta una composición heterogénea, granulometría más fina y presencia de abundante matriz, la ausencia de foliación y características texturales no homologables a las de la Formación Lolén, no hace posible una correlación con los niveles superiores del Grupo Ventana. En este caso en particular, podría corresponder a pasajes transicionales a otros ambientes de sedimentación, con pulsos variables de energía de decantación dentro de una plataforma somera, permitiendo la concentración de materiales finos y el aporte heterogéneo de detritos clásticos. Por otro lado,



estudios petrográficos recientes sobre muestras próximas a la aquí descrita, procedentes del sector fosilífero de Loma de los Fósiles, desarrollado estratigráficamente por debajo del horizonte ferrífero Rosales, Manassero *et al.* (2014) describen a la roca original como una grauvaca o metagrauvaca de grano muy fino, gris oscuro-verdoso, en la cual observan cristales diagenéticos o metamórficos idiomórficos de hasta 700 micrones que presentan zonación y reemplazo por arcilitas y minerales micáceos del tipo sericita, creciendo dentro de la matriz original y el desarrollo de abundantes venillas de hematita que rellenan microestilolitas y reemplazan bordes de cristales. Asimismo, acompañan formas esferoidales atribuidas a motas de filosilicatos probablemente vinculados a efectos de un metamorfismo de contacto. La roca ha sido sometida a un proceso de silicificación que dificulta el reconocimiento de los rasgos texturales originales. El análisis permite observar el dominio de argilominerales (illita y clorita principalmente) en microcristales no orientados. El cuarzo se presenta subredondeado en tamaño limo menor a 10 micrones. Los cristales euhedrales pueden corresponder a porfiroblastos (andalucita?). Entre las formas de estilolitas dominan las anastomosadas irregulares como procesos postdeposicionales, además del reemplazo sericita-clorita y la homogeneización de las estructuras primarias como la laminación. El estudio de DRX ha permitido además reconocer la presencia de cuarzo (abundante), feldespatos (plagioclasas escasas) e illita tipo 2M1 de alta cristalinidad ( $IK < 0,2$ ) entre 75 y 80% acompañada de clorita (tipo chamosita con alto tenor de hierro) entre 20-25% con IC (001): aprox. 0,3 que ubican a las arcillas en la epizona (Figura IV-14).



**Figura IV-14.-** Microfotografías de cortes petrográficos, **a-b)** crecimiento diagenético-metamórfico de un cristal idiomórfico zonado reemplazado por argilominerales, con peloides en matriz fina silicificada y venillas de hematita. **c)** Peloides y estructuras vinculadas a probables restos esqueletares. **P:** motas de filosilicatos; **Fe:** venillas de hematita; **D:** cristales diagenéticos o metamórficos (Andalucita tipo quiasolita).

Finalmente fue analizada una muestra de los horizontes ferríferos del Miembro San Carlos en el sector del Yacimiento Ferrífero Norte (SG-2009-12) la cual refleja el importante contenido de esta mineralización, actuando como cemento entre los granos de cuarzo muy angulosos y bien seleccionados, producto de la baja energía imperante que favoreció la depositación del material hematítico. Estos niveles de alta concentración ferrífera se encuentran ausentes para las secuencias equivalentes del Grupo Ventana. No obstante, la presencia de óxidos ferruginosos es una característica destacable y presente en todas las muestras analizadas, ya sea ocupando intersticios entre los granos, pátinas superficiales o como cemento, denotando condiciones ambientales de Eh y pH que favorecieron la precipitación y acumulación de hierro durante el proceso de sedimentación en ambas

secuencias, registrando de forma común al evento de depositación ferro-fosfogénico para este tiempo.

Las descripciones petrográficas realizadas para la Formación Sierra Grande son coincidentes con las observaciones hechas por Spalletti *et al.* (1991) y Spalletti (1993) que caracterizan a la secuencia como una unidad compuesta por areniscas cuarzosas asociadas a conglomerados clasto soportados, lutitas, pelitas y *ironstones*. Estos autores reconocen ocho facies sedimentarias en base a la geometría de los cuerpos sedimentarios, estructuras mecánicas y biogénicas, y texturales, que les permiten definir el ambiente de sedimentación como depósitos marinos poco profundos, que van desde playa a plataforma interna, con fuerte influencia de corrientes de marea, olas de buen tiempo y eventos de tormentas. Las concentraciones ferríferas fueron favorecidas por las condiciones de poca profundidad y el lento índice de sedimentación, sumado a las condiciones paleoclimáticas cálidas en las zonas fuentes y una elevación general del nivel del mar durante la depositación.

Manassero *et al.* (2012) en el estudio petrográfico de la Formación Sierra Grande, realizaron un análisis de las areniscas cuarzosas y los niveles ferríferos intercalados de los miembros Polke y San Carlos en dos secciones: Mina Hiparsa y Sinclinal Rosales. Los resultados a los que han arribado, destacan las diferencias petrográficas existentes entre las muestras analizadas para los miembros Polke y San Carlos, esencialmente en cuanto a la granulometría, redondez, selección, porcentaje de matriz y de cemento hematítico, resaltando para el Miembro Polke, la naturaleza areno-conglomerádicas y pelíticas de sus capas, las cuales marcan un evento transgresivo para este miembro basal y su carácter estéril, dado que no presentan ninguna concentración ferrífera oolítica ni arenosa superior al 15 % (*ironstones* típicas), lo cual conduce a la interpretación que se ha originado en condiciones paleoambientales y paleoclimáticas distintas a las de los dos miembros superiores. Estas consideraciones petrográficas son coherentes y coincidentes con las encontradas en el presente estudio de tesis. Por otro lado, Manassero *et al.* (2012) sobre la base de los patrones de edades U-Pb en circones detríticos de los miembros Polke y San Carlos conocidos hasta ese momento (Pankhurst *et al.*, 2006; Uriz *et al.*, 2011; Naipauer *et al.*, 2011), sugieren la posibilidad de segregar el primero como una unidad depositacional diferente. Las evidentes diferencias petrográficas halladas entre ambos miembros, son consistentes con las conclusiones arribadas por Manassero *et al.* (2012), los cuales interpretan al Miembro Polke como una unidad que marcaría la apertura de la cuenca con niveles gruesos (ortoconglomerados oligomícticos cuarzosos) para dar lugar luego al desarrollo de facies pelíticas y arenosas más profundas con condiciones de Eh y pH adecuadas para la precipitación de Fe durante la depositación de los miembros San Carlos y Herrada.

## C.- MORFOLOGÍA Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS

### C1.- INTRODUCCIÓN

El estudio de los minerales detríticos, pesados o accesorios, en los sedimentos y rocas sedimentarias ha sido una metodología aplicada en numerosos trabajos de investigación, tendientes a establecer el origen de los mismos y correlación entre unidades sedimentarias clásticas. Se consideran minerales pesados a aquellos que poseen una densidad mayor a 2,9.

Las asociaciones de minerales pesados de las rocas silicoclásticas resultan no ser exactamente iguales a las de las rocas que derivan, debido a que los mismos pueden haber sufrido variaciones durante todo el proceso del ciclo sedimentario (es decir, durante la liberación, transporte de sedimentos y depositación) por selección hidráulica con diferente comportamiento durante el transporte de los minerales que se ven influenciados por su peso específico y forma, disolución, crecimiento de los minerales autigénicos y abrasión mecánica (Morton y Hallsworth, 1999; van Loon y Mange, 2007; Garzanti *et al.*, 2011).

Entre las variables que en primera instancia preseleccionan a los minerales pesados antes de incorporarse al ciclo sedimentario señalamos la litología y composición de la roca madre, asociados al clima y los procesos de meteorización, que resultan ser factores significativos. En cuanto a su estabilidad química, los minerales pesados pueden clasificarse en ultraestables, estables e inestables y mediante esta separación se puede tener idea del transporte y la madurez composicional de las rocas fuentes. Pettijohn *et al.* (1973) establecen un orden de persistencia y estabilidad química de minerales pesados frente a los procesos de meteorización, ordenándolos de mayor a menor estabilidad de la manera siguiente: circón, rutilo, turmalina, anatasa (ultraestables); monacita, estaurolita, granates (-Fe) (estables); cianita, sillimanita, epidoto, granate (+Fe), esfeno (moderadamente estables); andalucita, hipersteno, diópsido, augita, hornblenda (inestables) y olivinas (muy inestables). No obstante, existe un grupo de minerales de baja estabilidad que se desintegran más fácilmente en los primeros estadios del ciclo sedimentario caracterizados por apatita, olivina y piroxeno. También, otros minerales varían su estabilidad por causa de cambios composicionales de los mismos, como granate, anfíbol, estaurolita y epidoto (Dryden y Dryden, 1946; Bateman y Catt, 1985; Morton y Hallsworth, 1999; y referencias allí).

Otros factores que pueden influenciar en la composición de las asociaciones de minerales pesados están dados por los procesos mecánicos y de disolución. Los procesos mecánicos conducen a la destrucción y abrasión de los granos durante el transporte, ocasionando el redondeamiento, fracturación y disminución del tamaño de los granos, pudiendo alcanzar la eliminación y por consiguiente empobrecimiento en determinados minerales pesados. Thiel (1945) menciona entre los minerales de mayor estabilidad al rutilo, circón, turmalina, cromita y corindón, entre otros, mientras que entre los minerales mecánicamente menos estables se encuentra la monacita.

Los procesos de disolución ocurren esencialmente durante la diagénesis, donde los minerales menos estables reaccionan frente a determinados factores como la composición mineral, temperatura, circulación de los fluidos y el tiempo geológico. Los minerales pesados más vulnerables a la disolución son los anfíboles cálcicos, epidotos, estaurolitas, cianita y titanita, mientras que las variedades cálcicas de los granates disminuyen significativamente respecto a los minerales más estables (Morton, 1987). Por su parte Morton (1979) establece un orden de persistencia de los minerales pesados en la diagénesis: circón, rutilo, turmalina, apatita y monacita, considerándose a las espinelas (cromitas) como relativamente estables.

De esta manera, resulta de suma importancia en el estudio de asociaciones de minerales pesados para la determinación de la procedencia sedimentaria, la aplicación de otras metodologías que permitan identificar las posibles fuentes.

Dentro de los minerales pesados, los circones constituyen una pieza clave para la interpretación de la composición e historia de las rocas sedimentarias, dado que, como se vio anteriormente, son altamente resistentes a los procesos de meteorización, erosión, transporte, depositación y diagénesis, encontrándose en casi todos los depósitos sedimentarios. El análisis de los circones detríticos se utiliza comúnmente en el estudio de la procedencia sedimentaria, la cual permite realizar una interpretación de la historia geológica de las cuencas y las regiones que actuaron como fuente en el aporte al relleno de la misma.

Una metodología muy útil para arribar en una primera instancia a la caracterización del tipo de roca de la cual derivan, es el estudio de la morfología y la determinación tipológica de los circones. Los cristales de circón poseen como sello particular una morfología que nos permite vincular si se han originado en un medio ígneo (volcánico o plutónico) o metamórfico, de acuerdo a los parámetros cristalográficos. Esto resulta relativamente sencillo si los cristales no han sufrido una larga historia de transporte (o retrabajo de los sedimentos que los contiene) durante un ciclo sedimentario antes de su depositación definitiva (Dickinson y Gehrels, 2003), dado que a pesar de su alta resistencia a la abrasión y descomposición, la morfología de los mismos puede verse muy afectada o incluso, haber sido completamente obliterada como resultado de los procesos sedimentarios. De esta forma, la aparición de circones con diferentes morfologías en areniscas, es indicativa de una mezcla de las fuentes de los detritos, y la adecuada identificación de poblaciones de circones con similares características morfológicas, nos permite asociar unidades y constreñir su procedencia.

Por lo tanto, la aplicación de esta metodología de trabajo, fue uno de los objetivos de la tesis, procediendo al reconocimiento y descripción de las distintas familias de circones, teniendo en cuenta los parámetros como el tamaño, la forma, el hábito y la elongación de los cristales, apareciendo grupos idiomorfos semejantes en sus distintas etapas de redondez.

## **C2.- MÉTODOS DE SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS**

Para la concentración de minerales pesados se requirió de aproximadamente 5 kilogramos por muestra de una roca de naturaleza cuarcítica o váquica, con un tamaño medio,

sin signos de alteración o meteorización, es decir roca fresca. En laboratorio, las muestras fueron lavadas y secadas en estufa para evitar cualquier tipo de contaminación. El material previamente fragmentado es procesado mediante una chancadora de mandíbulas (Figura IV-15a). Posteriormente, la muestra así triturada es pasada por un molino para la obtención de granulometría fina (Figura IV-15b), para luego ser tamizada. Los tamices utilizados permiten la recolección de las fracciones de fondo (pasante malla 140), mallas 140 (100  $\mu$  pasante), 100 (150  $\mu$  pasante) y 80 (250  $\mu$  pasante) (Figura IV-15c), de los cuales, el fondo y el retenido en la malla 140 fueron utilizados para realizar la preconcentración de minerales pesados. Para obtener el preconcentrado, se usó un separador gravimétrico ó elutriador (Figura IV-15d), el cual utiliza una corriente de agua ascendente, con un caudal de aproximadamente 1400  $\text{cm}^3/30$  seg., 800  $\text{cm}^3/30$  seg y 700  $\text{cm}^3/30$  seg., según se esté procesando la fracción de malla 100, 140 o fondo (pasante de malla 140). De esta manera, los minerales más livianos son eliminados por la parte superior del equipo, mientras que los pesados se acumulan en la parte inferior para su posterior recolección. El preconcentrado es lavado con alcohol y secado en estufa para continuar con la etapa de concentración. El concentrado de minerales pesados se obtuvo mediante el uso de los líquidos densos bromoformo (2,89  $\text{g}/\text{cm}^3$ ), LST (heteropolitungstato de litio, 2,9-3,0  $\text{g}/\text{cm}^3$ ) y loduro de metileno (diodometano, 3,32  $\text{g}/\text{cm}^3$ ).



**Figura IV-15.-** Equipos utilizados en la preparación de muestras. **a)** Chancadora de mandíbulas; **b)** Molino de widia; **c)** Tamices y **d)** Elutriador

Las etapas de preparación de las muestras, preconcentración y concentración se realizaron en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), de la Universidad Nacional de La Plata, mientras que parte de la etapa de concentración con líquidos densos se desarrolló en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal de Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre.

Finalmente, con la técnica de *hand-picking* se separaron los granos de circón mediante el uso de lupa binocular.

### **C3.- FUNDAMENTOS DEL MÉTODO**

El circón ( $ZrSiO_4$ ) es un mineral accesorio común en distintos tipos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, presentando morfología externa y texturas internas variables. Cristalográficamente, los circones presentan una estructura tetragonal y creciendo comúnmente como cristales prismáticos bipiramidales, con relaciones de elongación (largo y ancho) en proporciones que van de 1 a 5, brindando así información sobre la velocidad de cristalización según Corfu *et al.* (2003 y referencias allí).

A través del estudio morfológico de circones es posible el reconocimiento de patrones cristalográficos que permiten la identificación de familias de cristales o poblaciones con características comunes, reflejando la historia geológica del mineral y el tipo de roca del cual proviene, permitiendo caracterizar si derivan de fuentes magmáticas, metamórficas o sedimentarias (Muller *et al.*, 1995; Guillot *et al.*, 2002). Como ya se ha comentado en ítems anteriores, su capacidad para sobrevivir muchos ciclos de fusión, metamorfismo, sedimentación y procesos erosión que destruyen la mayoría de otros minerales comunes, hace del circón un mineral ampliamente utilizado en estudios de sistemas detríticos.

El circón es también un mineral importante como geocronómetro, a partir de sus contenidos medibles de U, Th y Pb. De esta forma, los estudios combinados de geocronología y tipología de circones detríticos, proporcionan una valiosa información para determinar las diferentes fuentes de sedimentos (Dunkl *et al.*, 2001; Garver y Kamp, 2002; Moser *et al.*, 1996).

En esta sección de la tesis, se describe la tipología de los circones detríticos de las muestras analizadas en base a una serie de parámetros como color, tamaño, forma, hábito y elongación. Estos marcadores están en directa relación con la historia geológica que tuvo el grano de circón antes de su depositación final. Así, la forma de los circones será indicativa del grado de transporte que hayan sufrido durante el proceso de sedimentación. De esta manera, se reconocen circones euhedrales/idiomorfos, subhedrales/subidiomorfos, subredondeados y redondeados (anhedrales) (Figura IV-16). En cuanto a la elongación, este parámetro se refiere a la relación que existe entre el largo y ancho del cristal. Para el caso de las rocas ígneas plutónicas, la elongación promedio de los cristales es comúnmente menor a 3, mientras que en rocas volcánicas, los cristales pueden alcanzar valores de elongación superiores a 5. En el caso de aquellos cristales de origen metamórfico, la elongación suele encontrarse entre 2 a 3, pero presentando la particularidad de ser cristales multifacetados. Los circones con relaciones

menores o igual a 2 suelen presentar formas subredondeadas y redondeadas, los cuales sugieren largas historias de transporte y reciclado de las rocas, participando en varios ciclos sedimentarios (Mange y Maurer, 1992). El hábito cristalino de los circones se refiere al aspecto que presenta el mineral en sí, encontrándose relacionado directamente con la estructura cristalina y la elongación. Así es posible reconocer hábitos prismáticos largos, prismáticos cortos, aciculares, entre los más característicos.

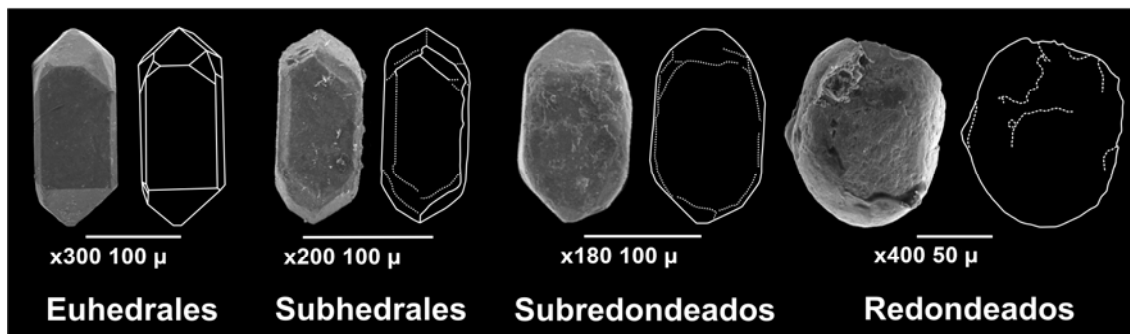


Figura IV-16.- Clasificación de los circones según sus formas vinculadas al grado de transporte y redondez.

Cabe mencionar, que al tratarse de circones detríticos, muchos de los cristales analizados solo preservan vestigios de sus caras cristalinas o están completamente obliteradas, y en numerosos casos, los cristales se encuentran fracturados y/o fragmentados, resultando su clasificación tipológica algo compleja.

#### **C4.- ANALISIS MORFOLÓGICO Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES**

Para el estudio morfológico de los cristales de circón, se analizaron dos muestras correspondientes a la Formación Sierra Grande (SGLF026 y SGE031) y dos muestras de la Formación Lolén del Grupo Ventana (SVL002 y SVL004). La morfología de los granos de circón detrítico se examinaron en el microscopio electrónico de barrido (JEOL JSM 6360 LV en el Museo de La Plata).

Las poblaciones identificadas se han comparado con la clasificación (tipología) de circones ígneos de Pupin y Turco (1972) y Pupin (1980), quienes realizan un análisis de la disposición de los prismas y pirámides que componen el cristal de circón, relacionando estas variaciones con la temperatura y alcalinidad del fundido en el que crece el cristal (índices T y A en el diagrama tipológico).

Este tipo de estudio generalmente se lleva a cabo mediante el análisis de varios granos montados en una sección delgada y su observación bajo microscopio petrográfico, lo que permite principalmente la identificación de la estructura interna de los granos. Sin embargo, aquí los circones fueron examinados en el microscopio electrónico de barrido, lo que permite una identificación más precisa de las caras. Cabe aclarar que la caracterización tipológica pudo ser realizada solamente con aquellos cristales que eran euhedrales o preservaban sus caras cristalinas.

#### **C4a.- Formación Sierra Grande**

Para esta unidad, fueron estudiados 55 granos de circones detríticos, de los cuales, 20 se encontraron fracturados, lo que imposibilitó su análisis, mientras que los 35 restantes fueron analizados en base a los parámetros morfológicos, reconociéndose cuatro poblaciones de circón. La Tabla IV-1a resume los resultados obtenidos del análisis morfológico de los granos de circones para cada muestra, mientras que la Figura IV-17a muestran los grupos principales y las tipologías asociadas. Cabe destacar que el único trabajo previo referido al estudio de circones detríticos es el realizado por Grünberg (1990) como tesis doctoral, quien señala la presencia de cuatro poblaciones de circones caracterizados como procedentes de rocas volcánicas, plutónicas, sedimentarias y metamórficas.

**Grupo SG1:** se caracteriza por cristales prismáticos cortos, con formas euhedrales a subhedrales, subredondeados a redondeados, pero manteniendo los parámetros morfológicos del grupo. Las relaciones de elongación varían entre  $> 1,7$  y  $< 2,6$ . Para las formas euhedrales se observa el desarrollo de caras prismáticas simples, tanto primarias como secundarias, caras piramidales bien desarrolladas y facetados no complejos. Comprenden tamaños desde  $193\mu$  a  $137\mu$  de largo por  $90\mu$  a  $70\mu$  de ancho. Según su clasificación tipológica se reconocen las clases P3-P4-L5-S4 y S23, pudiendo vincularse genéticamente a estos circones con un origen ígneo-plutónico.

**Grupo SG2:** corresponden a cristales prismáticos largos de formas euhedrales a subhedrales, subredondeados a redondeados, con elongaciones entre  $> 2,7$  y  $< 4,5$ . Las formas cristalinas presentan facetados simples, mostrando caras prismáticas y piramidales bien desarrolladas. Los cristales presentan dimensiones desde  $295\mu$  hasta  $175\mu$  de largo por  $93\mu$  hasta  $60\mu$  de ancho, con relaciones largo/ancho siempre  $> 2,7$  en granos completos. Los patrones cristalográficos reconocidos según la clasificación tipológica son: P1-P2-P3-P4-G1-R3 y R4, correspondiendo a formas características de cristales de origen ígneo-volcánicos a subvolcánicos.

**Grupo SG3:** Comprende a un conjunto de cristales prismáticos cortos, multifacetados en las formas euhedrales y subhedrales. Los cristales subredondeados muestran facetados con complejas relaciones axiales. Las formas redondeadas vinculadas a este grupo presentan siempre elongaciones entre 1,1 a 2,3; siendo la relación de elongación que caracteriza a este grupo siempre  $< 2$ . Los tamaños registrados varían desde  $265\mu$  a  $150\mu$  de largo por  $140\mu$  a  $85\mu$  de ancho. Se identifican los tipos S13-S14-S18 y S19, cuyas propiedades morfológicas permiten relacionarlos con un origen metamórfico.

**Grupo SG4:** incluye aquellas formas redondeadas, equidimensionales, con elongaciones que van desde 1,1 hasta 2. En las formas no fragmentadas sus tamaños varían entre  $170\mu$  a  $115\mu$  de largo por  $122\mu$  a  $85\mu$  de ancho. Sus formas redondeadas sugieren que han tenido una importante historia de transporte antes de su depositación final, pudiendo vinculárselos a núcleos de circones antiguos.



**C4b.- Grupo Ventana: Formación Lolén**

Se analizaron un total de 54 circones detríticos. 21 granos se encontraron fracturados y fueron descartados de la caracterización morfológica. De los 33 circones restantes se pudieron reconocer cuatro grupos principales sobre la base de los parámetros usados. Estas características morfológicas y las tipologías identificadas se detallan en la Tabla IV-1b, mientras que en la Figura IV-17b se muestran los grupos documentados y sus tipologías.

**Grupo SVL1:** las formas identificadas están relacionadas a cristales euhedrales a subhedrales, presentándose en algunos casos con características subredondeadas, pero manteniendo la apariencia general de cristales prismáticos cortos. Este grupo posee relaciones de elongación entre  $> 1,8$  y  $< 3$ . En las formas euhedrales y subhedrales se observa un buen desarrollo de caras prismáticas y piramidales simples, con desarrollo de facetados no complejos. Las dimensiones de los cristales varían entre  $291\mu$  a  $60\mu$  de largo por  $117\mu$  a  $28\mu$  de ancho. Tipológicamente se clasifican como P2-P3-P4-P5-S19-S20 y S25, pudiendo relacionárselos con cristales de origen ígneo-plutónicos.

**Grupo SVL2:** se reúnen aquí a aquellos cristales prismáticos alargados, que presentan formas euhedrales a anhedrales, con elongaciones entre  $> 2,7$  y  $< 3,5$ . Las caras prismáticas y piramidales son simples y bien desarrolladas. Sus dimensiones varían desde  $288\mu$  a  $136\mu$  de largo por  $93\mu$  a  $46\mu$  de ancho. Algunos granos presentan sus características cristalinas obliteradas por la abrasión sufrida durante el transporte pero mantienen las proporciones largo/ancho que caracterizan a la familia. Se reconocieron los siguientes tipos P1-P2-P3-P4 y S1-S6, vinculándoselos a una procedencia volcánica a subvolcánica.

**Grupo SVL3:** corresponden a cristales prismáticos cortos, cuyas formas predominantes son las subredondeadas, las cuales preservan caras multifacetadas. Las formas bien desarrolladas son escasas, pero muestran claramente el aspecto cristalino complejo. Todas las formas presentan elongaciones entre  $1,7$  a  $2$ . Las dimensiones varían desde  $298\mu$  a  $109\mu$  de largo por  $138\mu$  a  $63\mu$  de ancho. Las tipologías identificadas son S2-S7-S13-S14 y S18, pudiendo estar relacionadas a un origen metamórfico.

**Grupo SVL4:** comprende a aquellas formas redondeadas, de tamaños pequeños, equidimensionales a levemente alargados, cuya elongación varía entre  $1,6$  a  $1,8$ . Sus tamaños varían entre  $132\mu$  a  $107\mu$  de largo por  $72\mu$  a  $69\mu$  de ancho. Las características morfológicas de esta familia son similares a aquellas formas de granos de circones de núcleos antiguos.

a) FORMACIÓN SIERRA GRANDE				b) FORMACIÓN LOLÉN (U. GRUPO VENTANA)			
Número de cristales		Cristales fracturados	Total analizados	Número de cristales		Cristales Fracturados	Total analizados
55		20	35 [n]	54		21	33 [n]
MORFOLOGÍA DE CIRCONES				MORFOLOGÍA DE CIRCONES			
Euhedral	Subhedral	Anhedral	Equidim./redondeados	Euhedral	Subhedral	Anhedral	Equidim./redondeados
37,1% [13]	22,9% [8]	22,9% [8]	17,1% [6]	48,5% [16]	18,2% [6]	24,2% [8]	9,1% [3]
TIPOLOGÍA DE CIRCONES				TIPOLOGÍA DE CIRCONES			
GRUPOS	Tamaño (largo-ancho) max.-min. (μ)	Elongación max.-min. (μ)	Tipos (Pupin, 1980)	GRUPOS	Tamaño (largo-ancho) max.-min. (μ)	Elongación max.-min. (μ)	Tipos (Pupin, 1980)
GRUPO 1 (Plutónicos)	193 x 90 a 137 x 70	2.6 - 1.7	P3,P4, L5, S4, S23	GRUPO 1 (Plutónicos)	291 x 117 a 60 x 28	2.9 - 1.8	P1, P2, P3, P4, P5, S19,S20, S25
GRUPO 2 (Volcánicos)	295 x 93 a 175 x 60	4.5 - 2.7	P1, P2, P3, P4, G1, R3, R4	GRUPO 2 (Volcánicos)	288 x 93 a 136 x 46	3.5 - 2.7	P1, P2, P3, P4, S1, S6
GRUPO 3 (Metamórficos)	265 x 140 a 150 x 140	2.3 - 1.1	S13, S14, S18, S19	GRUPO 3 (Metamórficos)	298 x 138 a 109 x 63	2.2 - 1.7	S2, S7, S13, S14, S18
GRUPO 4 (antiguos)	170 x 122 a 115 x 107	2.0 - 1.1	---	GRUPO 4 (antiguos)	132 x 72 a 107 x 69	1.8 - 1.6	---

Tabla IV-1.- Cuadro de síntesis del análisis morfológico comparativo de los circones detríticos; a) Formación Sierra Grande y b) Formación Lolén (Grupo Ventana).

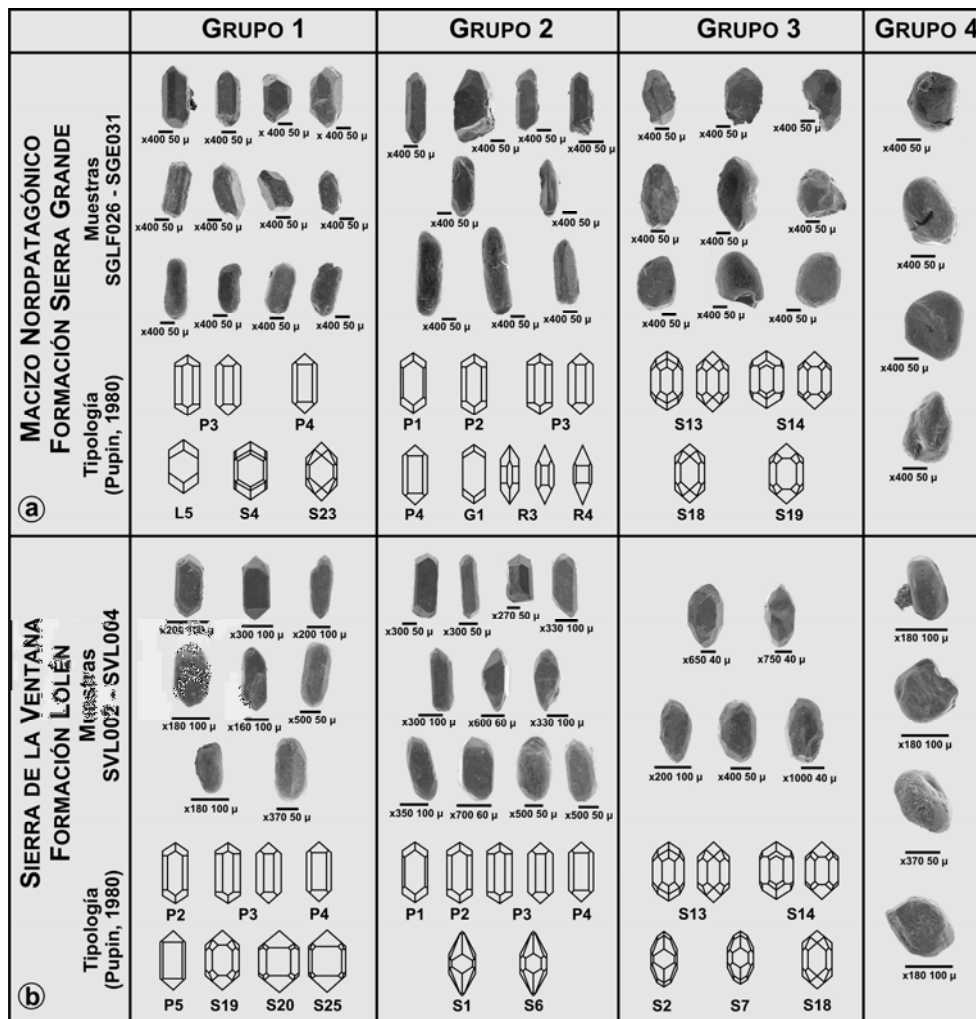


Figura IV-17.- Poblaciones de circones encontrados en las muestras estudiadas, clasificados según sus rasgos morfológicos y su comparación con la clasificación de circones ígneos según Pupin y Turco (1972) y Pupin (1980); a) Formación Sierra Grande y b) Formación Lolén (Grupo Ventana).

### ***C5.- DISCUSIÓN***

Si bien las unidades estudiadas corresponden a ambientes sedimentarios distantes y tienen una relativa diferencia temporal en su edad de depositación, del estudio morfológico de circones detríticos se desprende que ambas unidades presentan semejantes patrones en las poblaciones de granos analizados, identificándose cuatro grupos bien definidos correspondientes a fuentes de rocas con características ígneas plutónicas y volcánicas (Grupos 1 y 2), metamórficas (Grupo 3) y circones muy redondeados, retrabajados (Grupo 4), compartiendo en gran medida las tipologías reconocidas según la clasificación de Pupin y Turco (1972) y Pupin (1980), pero encontrando que para la Formación Lolén existe una mayor diversidad de formas para el caso del Grupo 1 (plutónicas) y Grupo 3 (Metamórficas), mientras que para la Formación Sierra Grande, cuenta con mayor cantidad de tipologías registradas en el Grupo 2 (Volcánicas). Estas diferencias tipológicas podrían estar sugiriendo que: 1) mayor heterogeneidad en las áreas de procedencia que estaban aportando circones de fuentes plutónicas y metamórficas para el caso de la Formación Lolén y volcánicas para el caso de la Formación Sierra Grande; 2) podría deberse a que las áreas de procedencia hayan sufrido episodios de soterramiento o exhumación diferencial entre ambas regiones, debido a que las unidades analizadas registran momentos cronológicos de sedimentación diferentes y por tanto, las frecuencias en el registro varían de acuerdo a las áreas de aportes exhumadas para cada instante.

No obstante, a pesar de estas similitudes y diferencias, esta metodología requiere de otras técnicas más específicas y cuantitativas para determinar las áreas y rocas fuentes. De esta forma, en los capítulos siguientes se desarrollarán las metodologías que fueron aplicadas tendientes a completar los estudios de procedencia.

## V.- RESULTADOS: GEOQUÍMICA

### A.- INTRODUCCIÓN

La composición geoquímica de rocas sedimentarias clásticas depende esencialmente de la naturaleza de las rocas de las cuales derivan y de los complejos factores que intervienen durante la meteorización, erosión, transporte de detritos y posteriores procesos vinculados a la sedimentación y diagénesis de los mismos (Middleton, 1960; Piper, 1974; Bhatia, 1983; McLennan, 1989; Cox y Lowe, 1995). De esta manera, diversos autores han establecido relaciones entre la composición geoquímica de las rocas sedimentarias clásticas y el ambiente tectónico del cual proceden los sedimentos, permitiendo realizar interpretaciones acerca de la evolución de las cuencas que alojan dichas secuencias (Bhatia y Taylor, 1981; Bhatia, 1983, 1985; Roser y Korsch, 1986; Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1993; Spalletti *et al.*, 2008; Zimmermann *et al.*, 2011). Por otro lado, proporciona una valiosa información complementaria para otros estudios, como los análisis por métodos petrográficos, geocronológicos, estratigráficos y sedimentológicos.

Los elementos químicos se clasifican de acuerdo a su abundancia en la corteza terrestre (Bonin, 1995; Jackson, 1997; Hancock y Skinner, 2000), de esta forma, distintos autores fijan límites que permiten reunirlos en las siguientes categorías:

- Elementos mayoritarios: Estos resultan ser predominantes en los análisis de las rocas, encontrándose los presentes en un porcentaje mayor al 1,0% (> 10000ppm). Se identifican como tales al Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, y generalmente sus concentraciones se expresan en % en peso de sus óxidos (wt%), y la sumatoria de todos ellos debe resultar de aproximadamente 100%.
- Elementos minoritarios: Son aquellos que presentan un contenido comprendido entre 1,0 y 0,1%. Usualmente se los incluyen con los elementos mayoritarios y se expresan en % en peso de su óxido (TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CO<sub>2</sub>)
- Elementos traza: Representados por los que están en una roca en concentraciones menores a 0,1% (< 1000ppm). Sus concentraciones se expresan en ppm (Rb, Nb, Li, Be, La, Ce, Th, U, etc.). Si bien estos elementos no forman especies minerales por sí solos, son capaces de sustituir a los elementos mayoritarios en los minerales formadores de rocas. Por tal motivo, los elementos traza son mayormente utilizados en los estudios geoquímicos como discriminantes, ya que proporcionan una información más clara de los procesos petrológicos.

Por otro lado, dentro de éstos se incluyen a los elementos de las *Tierras Raras* (ETR) frecuentemente usados debido a sus importantes implicancias en petrología ígnea, sedimentaria y metamórfica. Los ETR comprenden la serie de elementos metálicos con número atómico entre 57 y 71 (La → Lu) incluyendo además al elemento Y con un radio iónico similar al del Ho.

Cabe resaltar, que para el estudio de rocas sedimentarias clásticas por métodos geoquímicos, se debe tener especial cuidado en la elección del tipo de material a analizar, dado que existe una gran sensibilidad al tamaño de las partículas, siendo el pelítico el más apropiado (Cullers, 1995). Estas propiedades tienen relación directa con la movilidad que algunos elementos poseen durante los procesos de depositación y diagénesis, por esta razón, para la determinación de procedencia sedimentaria y el ambiente tectónico, se utilizan particularmente las concentraciones de algunos elementos traza y tierras raras que poseen una baja movilidad durante los procesos de sedimentación, permitiendo la confección de diagramas bi-variantes, ternarios y funciones discriminantes para la interpretación de las características y propiedades de las rocas fuentes (Bhatia, 1983, 1985; Roser y Korsch, 1986; Bhatia y Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1993; entre otros).

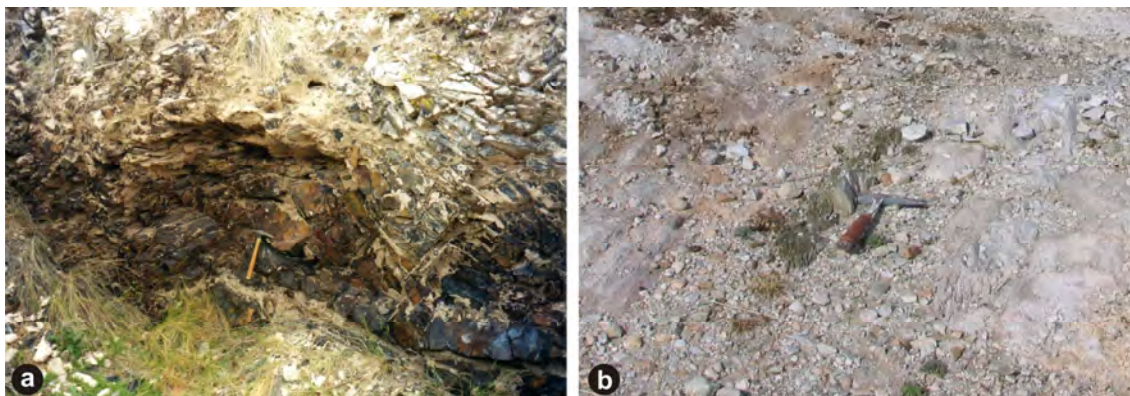
De esta forma, se llevó a cabo la determinación geoquímica de los elementos mayoritarios, minoritarios, traza y tierras raras de muestras procedentes de diferentes niveles de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico), siendo cotejados los resultados con los datos obtenidos en muestras de las unidades del Grupo Ventana (Sistema Ventania), con el fin de aportar nuevas evidencias para la determinación de la procedencia sedimentaria, y cuyo objetivo final, conjuntamente con la aplicación de otras metodologías, como las descritas en otros capítulos de esta tesis (esencialmente los métodos isotópicos en circones detríticos, U-Pb, Lu-Hf, y Sm-Nd en roca total), es llegar a establecer patrones para determinar la existencia o no, de una vinculación entre los ambientes tectónicos en los cuales evolucionaron ambas secuencias, como así también, si comparten similares aportes detríticos que posibiliten una correlación a nivel regional y global.

## **B.- UNIDADES ESTUDIADAS**

Un total de 25 muestras de naturaleza pelítica a psamítica fina fueron seleccionadas para realizar estudios de las composiciones geoquímicas de cada unidad silicoclástica que componen las secuencias de la Formación Sierra Grande, en la región nororiental del Macizo Nordpatagónico y del Grupo Ventana para el sector de Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires.

Para la Formación Sierra Grande, los análisis geoquímicos se llevaron a cabo sobre nueve muestras pertenecientes a diferentes niveles de la unidad. Esta secuencia presenta características netamente cuarcíticas, encontrándose un predominio de los niveles más finos hacia el sector suroeste de los afloramientos, en las regiones cercanas a Loma de los Fósiles y los Yacimientos Ferríferos Sur y Este, alojándose principalmente en el Miembro San Carlos y frecuentemente relacionados a los niveles con importante participación de mineralizaciones ferruginosas. De esta manera, las muestras escogidas para el análisis proceden: cuatro próximas a la localidad de Loma de los Fósiles (SGLF024, SGLF1, SGLF2a y SGLF2b), dos de los afloramientos presentes en las vecindades del Yacimiento Ferrífero Sur (SGS009 y SGS010) y las tres restantes, de los niveles expuestos en calicatas (Figura 1a) y delgadas

capas aflorantes superficialmente encontradas en las cercanías del Yacimiento Ferrífero Este (SGE027, SGE029 y SGE030). Por otro lado, para el Grupo Ventana se analizaron por igual metodología dos muestras de la Formación Napostá, correspondientes a una cuarcita fina presente hacia la base de la unidad (SVN053) y un nivel pelítico-arcilloso, de tonalidades verdosas, intercalado entre bancos cuarcíticos hallado en destapes próximos al Cerro de la Virgen (SVN054) (Figura 1b); seis muestras de la Formación Providencia con características cuarcítica fina a psamo-pelíticas (SVP005, SVP006, SVP035, SVP043, SVP049 y SVP058) (Figura 2a) y ocho muestras de diferentes niveles de la Formación Lolén (SVL003, SVL036, SVL038, SVL040, SVL042, SVL045, SVL050 y SVL060) correspondientes en su mayoría a pelitas o vaques finos (Figura 2b y c). En algunos casos fue necesario repetir el análisis de algunas de las muestras para la confirmación o no de ciertos valores obtenidos.



**Figura V-1.- a)** Afloramiento de niveles pelíticos mineralizados en el Miembro San Carlos, Formación Sierra Grande, en calcatas presentes en el Yacimiento Ferrífero Este (SGE027). **b)** Niveles pelíticos-arcillosos intercalados entre bancos cuarcíticos de la Formación Napostá, expuestos en el Cerro de la Virgen, Sierra de la Ventana (SVN054).



**Figura V-2.-** Detalle de los afloramientos de las unidades muestreadas para análisis geoquímico: **a)** Formación Providencia (SVP058); **b) y c)** Formación Lolén (SVL036 y SVL060, respectivamente).

En la Figura V-3a y b se visualiza la ubicación geográfica de las muestras analizadas, mientras que en la Tabla V-1 se detallan las coordenadas geográficas y características petrográficas de cada una.

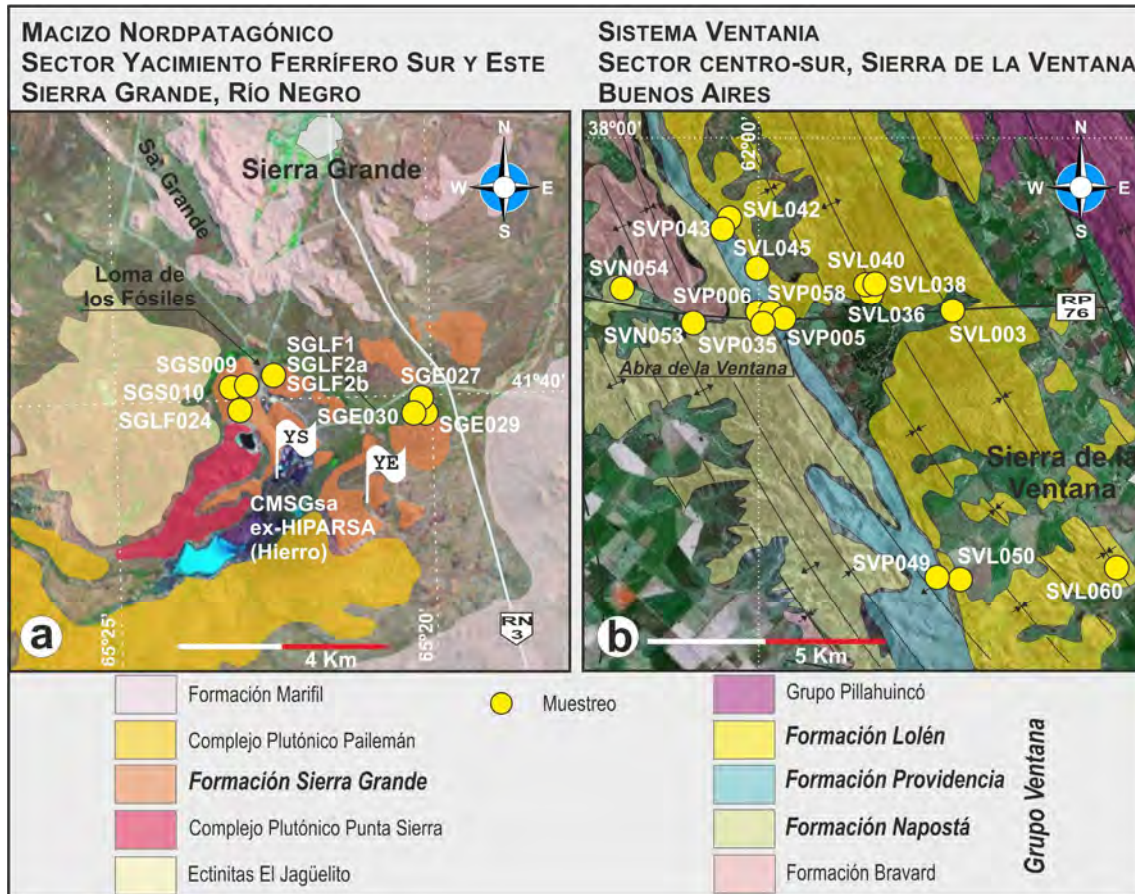


Figura V-3.- Ubicación geográfica de los puntos de muestreos para análisis geoquímico. a) Formación Sierra Grande en los sectores de los Yacimientos Ferríferos Sur y Este. b) Unidades muestreadas para el Grupo Ventana en la región centro-sur de la Sierra de la Ventana.

MUESTRAS	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	UNIDADES	LITOLOGÍAS
SGS009	S 41° 39' 31.4" – W 65° 22' 43.6"	FORMACIÓN SIERRA GRANDE	Pelitas
SGS010	S 41° 39' 31.3" – W 65° 22' 43.8"		Pelitas
SGLF024	S 41° 39' 44.5" – W 65° 22' 42.8"		Psamo-pelita (vaque)
SGE027	S 41° 39' 47.2" – W 65° 19' 51.9"		Pelitas
SGE029	S 41° 39' 52.1" – W 65° 19' 59.5"		Arcilitas
SGE030	S 41° 39' 52.1" – W 65° 19' 59.5"		Arcilitas
SGLF1	S 41° 39' 33.5" – W 65° 22' 29.0"		Psamo-pelita (vaque)
SGLF2a	S 41° 39' 33.5" – W 65° 22' 29.0"		Psamo-pelita (vaque)
SGLF2b	S 41° 39' 33.5" – W 65° 22' 29.0"		Psamo-pelita (vaque)
SVL003	S 38° 04' 03.7" – W 61° 53' 48.6"	FORMACIÓN LOLEN	Pelitas
SVL036	S 38° 03' 52.6" – W 61° 56' 12.7"		Pelitas
SVL038	S 38° 03' 50.1" – W 61° 56' 16.8"		Pelitas
SVL040	S 38° 03' 55.4" – W 61° 56' 09.8"		Pelitas
SVL042	S 38° 01' 29.5" – W 62° 00' 46.3"		Pelitas
SVL045	S 38° 01' 33.3" – W 62° 00' 45.1"		Pelitas
SVL050	S 38° 10' 14.0" – W 61° 54' 11.1"		Pelitas
SVL060	S 38° 09' 35.6" – W 61° 49' 07.5"	Psamo-pelita	
SVP005	S 38° 04' 26.7" – W 61° 58' 51.3"	FORMACIÓN PROVIDENCIA	Cuarcitas finas
SVP006	S 38° 04' 17.7" – W 61° 59' 37.3"		Cuarcitas finas
SVP035	S 38° 04' 21.0" – W 61° 59' 24.4"		Cuarcitas finas
SVP043	S 38° 01' 29.5" – W 62° 00' 46.3"		Cuarcitas finas
SVP049	S 38° 10' 20.5" – W 61° 54' 23.8"		Cuarcitas finas
SVP058	S 38° 04' 20.4" – W 61° 59' 27.3"		Psamo-pelita
SVN053	S 38° 04' 17.0" – W 62° 01' 17.0"	FORMACIÓN NAPOSTÁ	Cuarcitas finas
SVN054	S 38° 03' 40.6" – W 62° 04' 01.2"		Arcilitas

Tabla V-1.- Muestras estudiadas mediante análisis geoquímico para determinación de la composición de elementos mayoritarios, minoritarios, traza y tierras raras.

## C.- PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS Y MÉTODO ANALÍTICO

Las muestras seleccionadas se componen de pequeños fragmentos de rocas frescas que fueron lavados cuidadosamente con agua destilada y molidas hasta un fino polvo por medio de un molino de ágata. El material pulverizado fue cuarteado hasta obtener la cantidad necesaria para su posterior análisis en los laboratorios de ACMELABS (ACME Analytical Laboratories Ltd., Canadá) donde se efectuaron las determinaciones de las concentraciones de elementos mayoritarios, minoritarios, traza y tierras raras mediante los equipos “*Inductively Coupled Plasma*” (ICP) e “*ICP-Mass Spectrometry*” (ICP-MS).

Las muestras fueron preparadas en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata y en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal de Río Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

## D.- RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LOS ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

### D1.- ELEMENTOS MAYORITARIOS Y MINORITARIOS

#### *D1a.- Formación Sierra Grande*

Comparativamente, las muestras de la Formación Sierra Grande guardan entre sí similares registros de contenidos de los óxidos de los elementos mayoritarios. Solamente una muestra (SGE027) presentó valores anómalos en algunos contenidos de los óxidos respecto a las otras, debido probablemente a la proximidad de la misma con los horizontes mineralizados del Yacimiento Ferrífero Este. A continuación se detallará y discutirá cada uno de los casos de acuerdo a los resultados obtenidos.

En la mayoría de las muestras analizadas el contenido en  $\text{SiO}_2$  oscila entre 64,06% y 70,82%, solamente las muestras próximas a la localidad de Lomas de los Fósiles (SGLF024, SGLF1, SGLF2a y SGLF2b) y la muestra SGE027 contienen bajas cantidades de este óxido, variando entre 60,52% a 44,09%. Esta disminución de  $\text{SiO}_2$  está relacionada a la abundante presencia de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que exhiben las mismas, dado las importantes mineralizaciones de hierro presentes en la unidad, alcanzando para el caso de las muestras SGLF024 12,57% y para la muestra SGE027 29,13%, mientras que las muestras SGLF1, SGLF2a y SGLF2b varían entre 6,34% a 4,67%. No obstante, la muestra SGLF024 y SGLF2a debido a su naturaleza váquica contiene una mayor proporción de sílice en relación a los materiales pelíticos. Por otro lado, el resto de las muestras pelíticas (SGS009, SGS010, SGE029 y SGE030) presentan un contenido bajo en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , que varía entre 0,87 y 1,47%.

El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  registra tenores entre 15,15% y 23,32%, mostrando nuevamente que las variaciones en sus valores están controladas por los contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Así podemos observar que la muestra SGE027 al presentar menor participación de sílice y mayor proporción de óxido férrico, las cantidades de alúmina son las más bajas obtenidas (15,15%). Sin



embargo, la muestra SGLF024 a pesar de poseer elevados registros de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se encuentra en la media de los datos obtenidos para este óxido (19,61%).

En cuanto al  $\text{TiO}_2$ , los contenidos resultan ser los más homogéneos entre las muestras analizadas, variando entre 0,74% y 0,99%, diferenciándose con el más bajo tenor la muestra SGE027.

Para el MnO los valores generales se encuentran entre 0,01-0,02%, alcanzando en el caso de la muestra SGE027 un contenido ~0,1% (0,08%).

El MgO revela para el sector del Yacimiento Ferrífero Sur, valores comprendidos entre 0,29% y 0,36%, mientras que hacia el Yacimiento Ferrífero Este, su contenido aumenta a valores cercanos al doble de los anteriores (0,61-0,71%), mientras que particularmente la muestra SGE027 contiene un elevado porcentaje de este óxido, alcanzando 1,17%. Finalmente, en las muestras procedentes del sector de Loma de los Fósiles se registran los valores más elevados de este óxido, alcanzando en las muestras SGLF1 y SGLF2b 1,72% y 1,62% respectivamente, no obstante, la muestra SGLF2a mantuvo un valor promedio del contenido de MgO (0,57%) y la muestra SGLF024 presentó la concentración más baja, con solo 0,21%. De esta forma, se observa que los contenidos de este óxido resultan ser variables, independientemente de la localidad muestreada.

El caso del CaO los valores se mantienen en general constantes con registros que fluctúan entre 0,11% y 0,29%. Para la muestra SGE027, hay una mayor participación de CaO, llegando a un 0,97%.

Los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  también muestran una variación de acuerdo a los sectores de donde provienen las muestras. Los materiales de las proximidades del Yacimiento Ferrífero Sur registran tenores entre 0,58% y 0,44% (SGS009 y SGS010, respectivamente), mientras que aquellas que se localizan en los alrededores del Yacimiento Ferrífero Este (SGE027, SGE029 y SGE030), sus contenidos son llamativamente menores, entre 0,1% y 0,17%, siendo la muestra SGE027 la más pobre en Na; en tanto que las muestras procedentes del sector de Loma de los Fósiles, sus valores oscilaron entre 0,53% a 0,29%.

El  $\text{K}_2\text{O}$  se presenta de manera homogénea en todas las muestras, con contenidos entre 4,33%-5,44%, a excepción de la muestras SGE027 que solo registra un 0,13% en  $\text{K}_2\text{O}$ .

De forma semejante que en el caso anterior, el  $\text{P}_2\text{O}_5$  exhibe resultados que se mantienen relativamente homogéneos en todas las muestras, con valores que varían entre 0,07% y 0,44%, presentándose un valor más elevado en la muestra SGE027 (0,67%).

Finalmente, el  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  resulta ser el óxido del elemento minoritario que se encuentra presente con contenidos más constantes en todas las muestras, promediando sus valores ~0,012%.

### ***D1b.- Grupo Ventana***

El análisis de las composiciones de los elementos mayoritarios y minoritarios de cada una de las unidades del Grupo Ventana muestran los siguientes resultados.

#### *D1b-I.- Formación Napostá*

Se analizaron dos muestras de la Formación Napostá, en las cuales se puede observar que los contenidos de los diferentes óxidos revelan datos que resultan ser muy disímiles entre sí, controladas en función a las características líticas de cada una de ellas, observándose claramente que para la muestra SVN053 de composición cuarcítica, el contenido en sílice ( $\text{SiO}_2$ ) resulta ser dominante por sobre los demás óxidos con un 97,44%, quedando el resto de los componentes reducidos en forma proporcional, por lo que resulta una muestra poco significativa para realizar interpretaciones a partir de los elementos mayoritarios y minoritarios. En tanto que, la muestra SVN054, debido a sus características limosas a arcillosas, permite conservar una mayor variabilidad de contenidos de estos elementos. Así, se observa que el contenido en  $\text{SiO}_2$  (46,72%) está en relación al enriquecimiento de minerales de las arcillas con un mayor contenido en alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), alcanzando en este caso un 29,59% de este óxido. Del mismo modo, existe un aumento significativo de  $\text{K}_2\text{O}$ , el cual se registra con un tenor de 10,83%. Por otro lado, se observa un incremento en el contenido de  $\text{TiO}_2$  (1,96%) comparado con otras muestras de diferentes niveles de las unidades del Grupo Ventana, las cuales presentan un registro más homogéneo, alcanzando como máximo 1,2%, siendo frecuentes valores menores a 1,0%. El resto de los elementos mayoritarios y minoritarios se encuentran en el rango de los valores obtenidos para las muestras del Grupo Ventana.

#### *D1b-II.- Formación Providencia*

Seis muestras de la Formación Providencia fueron estudiadas desde el punto de vista de su composición geoquímica. Mayormente corresponden a materiales psamo-pelíticos, a excepción de la muestra SVP058, la cual resulta ser psamo-pelítica a arcillosa, presentando valores diferentes respecto al resto de las muestras. En general se observa que presentan contenidos promedios de sílice que oscilan entre 95,77% a 97,91%, encontrándose que la muestra más arcillosa (SVP058) registra el contenido más pobre (84,54%). Del mismo modo, el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se encuentra presente con tenores que varían entre 0,48% a 2%, siendo el contenido para la muestra SVP058 de 8,22%, probablemente debido a su característica arcillosa. La presencia de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  son variables entre 0,28% a 0,84%, alcanzando en el caso de la muestra SVP058 un 2,35%. El  $\text{MgO}$  se encuentra con tenores no superiores a 0,05% para las muestras psamo-pelíticas, no obstante, la muestra SVP058 alcanza un 0,22%. El  $\text{MnO}$  en todos los casos no supera un 0,01%. El contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  en general se encuentra entre 0,01% y 0,06%, registrando excepcionalmente en la muestra SVP043 un valor de 0,7%. Para el  $\text{K}_2\text{O}$  las concentraciones varían entre 0,09% a 0,39%, manifestándose en la muestra de naturaleza más arcillosa (SVP058) un contenido de 2,39%. El  $\text{P}_2\text{O}_5$  muestra una baja concentración, que comúnmente se encuentran entre 0,01% a 0,02%, llegando a ocasionalmente a 0,04% en la muestra SVP049. La concentración de  $\text{CaO}$  presente en las muestras analizadas resultan del orden de 0,01%, siendo levemente mayor en la muestra SVP058 (0,03%). El  $\text{TiO}_2$  presentó valores máximos en las muestras SVP049 y SVP058 (0,47%-0,50%, respectivamente),

mientras que en el resto de las muestras oscilaron entre 0,016% a 0,04%. El contenido de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  resultó homogéneo en todas las muestras, variando entre 0,002% a 0,003%.

UNIDADES	MUESTRAS	ELEMENTOS MAYORITARIOS Y MINORITARIOS													
		$\text{SiO}_2$ (%)	$\text{Al}_2\text{O}_3$ (%)	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (%)	$\text{MgO}$ (%)	$\text{CaO}$ (%)	$\text{Na}_2\text{O}$ (%)	$\text{K}_2\text{O}$ (%)	$\text{TiO}_2$ (%)	$\text{P}_2\text{O}_5$ (%)	$\text{MnO}$ (%)	$\text{Cr}_2\text{O}_3$ (%)	LOI (%)	SUM (%)	
FORMACIÓN SIERRA GRANDE	SGS009	64,25	21,8	0,87	0,29	0,23	0,58	4,8	0,95	0,1	0,01	0,011	6,0	99,87	
	SGS010	64,06	21,15	1,68	0,36	0,13	0,44	4,7	0,99	0,08	0,01	0,013	6,3	99,88	
	SGLF024	57,07	19,61	12,57	0,21	0,13	0,53	4,33	0,88	0,12	0,02	0,013	4,4	99,87	
	SGE027	44,09	15,15	29,13	1,17	0,97	0,1	0,13	0,74	0,67	0,08	0,012	7,6	99,82	
	SGE029	70,82	17,65	1,47	0,61	0,11	0,17	4,96	0,85	0,07	0,01	0,010	3,1	99,85	
	SGE030	69,93	18,16	1,14	0,71	0,14	0,16	5,04	0,81	0,09	0,01	0,011	3,7	99,86	
	SGLF1	55,76	23,32	6,34	1,72	0,29	0,44	5,01	0,96	0,22	0,04	0,014	5,7	99,80	
	SGLF2a	60,52	21,83	4,67	0,57	0,13	0,29	5,44	0,96	0,09	<0,01	0,013	5,3	99,80	
SGFL2b	56,84	22,87	6,29	1,62	0,47	0,44	5,16	0,93	0,44	0,03	0,014	4,7	99,77		
GRUPO VENTANA	FN	SVN053	97,44	1,02	0,48	0,03	0,01	0,01	0,29	0,06	0,01	0,01	0,002	0,7	100,04
		SVN054	46,72	29,59	3,91	1,25	0,05	0,09	10,83	1,96	0,06	0,03	0,021	5,1	99,57
	FP	SVP005	97,91	0,48	0,68	<0,01	0,01	0,02	0,09	0,04	<0,01	<0,01	<0,002	0,7	99,94
		SVP006	96,97	1,41	0,28	0,02	0,01	0,01	0,38	0,04	0,01	<0,01	<0,002	0,8	99,93
		SVP035	96,15	1,62	0,52	0,02	<0,01	<0,01	0,39	0,16	0,02	<0,01	0,003	1	99,92
		SVP043	95,77	2	0,7	0,05	0,01	0,7	0,25	0,03	0,02	<0,01	<0,002	0,4	99,94
		SVP049	96,72	1	0,84	0,05	<0,01	<0,01	0,22	0,47	0,04	0,01	0,002	0,5	99,86
		SVP058	84,54	8,22	2,35	0,22	0,03	0,06	2,39	0,5	0,02	<0,01	0,003	1,5	99,84
	FL	SVL003	56,2	19,81	7,93	1,57	0,76	0,66	4,99	1,15	0,15	0,03	0,014	6,5	99,75
		SVL036	61,6	17,11	7,7	2,05	0,86	0,35	4,96	1,02	0,15	0,07	0,016	3,9	99,80
		SVL038	55,4	20,71	6,77	1,96	1,03	0,31	6,88	1,2	0,13	0,08	0,018	5,3	99,78
		SVL040	60,91	17,29	7,68	1,99	0,68	0,29	4,95	1,02	0,13	0,07	0,015	4,8	99,83
		SVL042	59,56	19,61	5,75	1,98	0,07	0,79	5,33	0,93	0,09	0,04	0,014	5,7	99,83
		SVL045	58,04	19,91	7,01	1,89	0,15	0,95	5,32	0,86	0,1	0,06	0,015	5,5	99,77
SVL050		60,51	19,5	6,66	2,31	0,2	0,19	4,79	1,05	0,19	0,09	0,012	4,3	99,81	
SVL060		75,24	10,32	5,66	1,19	0,18	0,1	3,4	0,4	0,09	0,04	0,012	3,3	99,90	
SVL060D	75,08	10,28	5,84	1,21	0,17	0,1	3,42	0,4	0,08	0,04	0,011	3,3	99,91		

**Tabla V-2.** Composición porcentual de los óxidos mayoritarios y minoritarios de las muestras analizadas para la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana (FN: Formación Napostá; FP: Formación Providencia y FL: Formación Lolén).

### D1b-III.- Formación Lolén

Para las muestras de la Formación Lolén de características pelíticas, los resultados obtenidos muestran valores homogéneos de los contenidos de elementos mayoritarios y minoritarios, mientras que para la muestra SVL060 de naturaleza más váquica (psamo-pelita), se observa que las cantidades de la mayoría de los óxidos es menor, encontrándose en relación a los mayores contenidos en sílice que presenta este material. Así, la participación de la sílice observada en las muestras pelíticas, fluctúa mayormente entre 55,4% y 61,6%, mientras que para la muestra SVL060 alcanza a un 75,24% (75,08% duplicado). El  $\text{TiO}_2$  presenta un contenido variable entre 0,86% y 1,2% y solamente un 0,4% en el material váquico. El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se encuentra con valores entre 17,11% y 20,71%, registrándose un 10,32% (10,28%) para la muestra SVL060. Los contenidos de  $\text{MnO}$  se presentan en un rango de 0,03% a 0,09%, siendo semejantes en todas las muestras. El  $\text{MgO}$  revela contenidos que varían entre 1,57% y 2,31%, siendo más pobre en la vaque (1,19-1,21%, SVL060). Las proporciones de  $\text{CaO}$  registradas resultan ser bastante variables en todas las muestras, oscilando entre 0,07% y 1,03%, independientemente del material analizado. Del mismo modo, el  $\text{Na}_2\text{O}$  se presenta de

manera variable, fluctuando entre 0,19% y 0,95%, siendo algo menor en la muestra SVL060 (0,1%). Asimismo, el contenido de  $K_2O$  varía entre 4,79% y 6,88%, mientras que en la vaque se encuentra presente de manera más escasa (3,4%-3,42%). Para el  $P_2O_5$  y  $Cr_2O_3$  como elementos minoritarios en ambos casos sus contenidos son semejantes en todas las muestras analizadas, encontrándose dentro del rango de 0,08% a 0,19% para el  $P_2O_5$  y 0,011% a 0,018% para el  $Cr_2O_5$ .

La Tabla V-2 detalla los contenidos de elementos mayoritarios y minoritarios obtenidos en los análisis de las muestras de la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana.

#### ***D1c.- Formación Sierra Grande vs. Grupo Ventana***

Un análisis comparativo de las concentraciones de óxidos mayoritarios y minoritarios de las muestras de la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana (Formación Napostá, Formación Providencia y Formación Lolén), revelan similitudes entre la Formación Sierra Grande y los valores registrados para las muestras de la unidad superior de este grupo (Formación Lolén), mientras que, los resultados de la Formación Napostá y Formación Providencia resultan más disimiles debido a que los valores obtenidos están ligados a las características líticas de las muestras analizadas, influyendo directamente sobre las cantidades de los óxidos registrados. En la Figura V-4 se comparan las graficas de los contenidos en % de óxidos de todas las muestras para cada unidad.

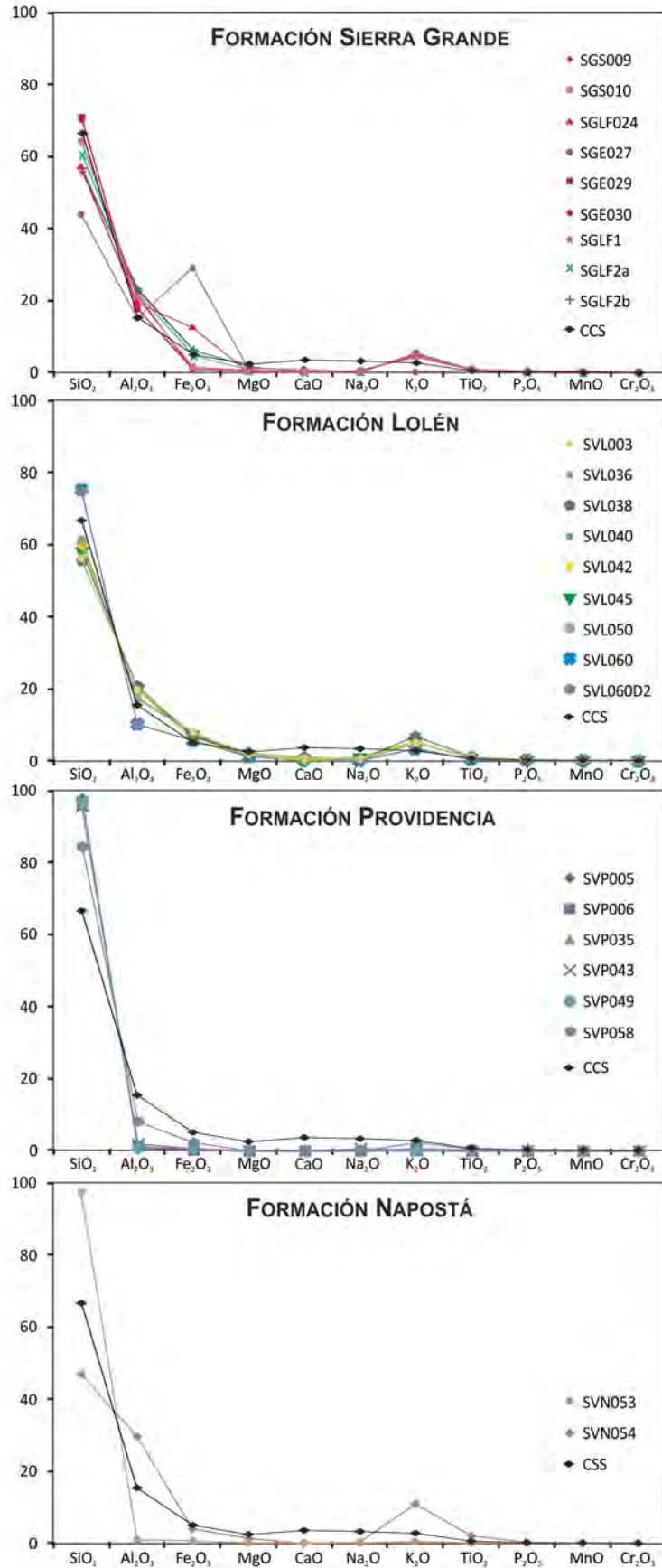


Figura V-4.- Comparación de los óxidos de las muestras analizadas para cada unidad. a) Formación Sierra Grande; b) Formación Napostá; c) Formación Providencia y d) Formación Lolén. CCS: Corteza continental superior.

Así, es posible observar que el contenido en  $\text{SiO}_2$  para la Formación Sierra Grande se encuentra comúnmente en un rango aproximado entre 55-70% a excepción de una muestra que presenta bajos tenores (~44%). Para la Formación Napostá la muestra de naturaleza cuarcítica registra un contenido en  $\text{SiO}_2$  que supera el 97%, mientras que el material arcilloso contiene ~47%. La mayoría de las muestras de la Formación Providencia presentan contenidos de sílice que oscilan entre 96-98% aproximadamente, vinculado a la naturaleza cuarcítica y solamente una muestra registró un contenido algo menor ~85%. Para la Formación Lolén mayormente registra cantidades que comprenden el intervalo entre 58% y 61%, con valores mínimos de aproximadamente 55% y máximos de poco más de 75%. Es decir que los contenidos generales para el Grupo Ventana son algo menores que para la Formación Sierra Grande, a excepción de los materiales cuarcíticos, compartiendo ciertos niveles los valores mínimos registrados.

Las cantidades de alúmina obtenidas en la Formación Sierra Grande en general son semejantes a las observadas en muestras de la Formación Lolén, abarcando el rango entre 17-21%. Las muestras de la Formación Providencia registran valores que rondan entre 0,5% a 2%, alcanzando un 8% en los materiales pasamo-pelíticos, próximos a los más bajos valores obtenidos para la Formación Sierra Grande (~15%) y la Formación Lolén (~11%). Excepcionalmente para la muestra arcillosa de la Formación Napostá se registró un contenido próximo al 30%.

Los contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en la Formación Sierra Grande son muy variables debido a las importantes mineralizaciones que posee esta unidad, registrándose que las altas proporciones de este óxido están vinculadas directamente con la proximidad con que se han tomado las muestras a los horizontes ferríferos. No obstante, las que se encontraban algo más alejadas de estas mineralizaciones presentaron valores que oscilaron entre 1% y 2%. Un valor semejante a los registros más bajos de la Formación Sierra Grande se obtuvo para una muestra de la Formación Napostá (~4%, SVN054) y para otra de la Formación Providencia (~2%, SVP058), presentando comúnmente en ambas unidades tenores que no superan el 1%. En tanto que, para la Formación Lolén se observaron valores constantes entre 6% a 8% aproximadamente.

El  $\text{MgO}$ , al igual que el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , presenta registros similares entre las muestras de los diferentes niveles de la Formación Sierra Grande y una muestra analizada de la Formación Providencia (SVP058), cuyos valores comprenden el rango entre ~0,2% a ~1,2%. Para la Formación Lolén, en todos los casos los contenidos superan el 1,2% y alcanzan los 2,3%.

En el caso del  $\text{CaO}$ , los contenidos en la Formación Sierra Grande son similares a los de la Formación Lolén, las cuales quedan mayormente comprendidas entre ~0,1% y ~1%. Mientras que la Formación Providencia registró valores menores al 0,03%.

El  $\text{Na}_2\text{O}$  muestra valores semejantes en todas las unidades cuyos materiales analizados son de naturaleza psamo-pelítica, comprendiendo el intervalo entre 0,1% a ~0,6%, no obstante para la Formación Lolén, algunos niveles llegaron cerca del 1%.

El  $\text{K}_2\text{O}$  en la Formación Sierra Grande principalmente se manifiesta con un contenido

aproximado entre 4% a 5%, encontrándose que una muestra de la Formación Providencia presenta un contenido que se aproxima levemente (~3%, SVP058), siendo en el resto menor a 0,4%. En relación a la Formación Lolén, ésta presenta un rango más amplio, abarcando entre ~3% a ~7%. Cabe destacar que una muestra de la Formación Sierra Grande (SGE027) registró un valor anómalo de este óxido. Por otro lado, se observa que la muestra de la Formación Napostá cuya composición lítica es arcillosa, registró tenores elevados de este óxido (y alto Zr) cuya explicación no ha podido establecerse con la información disponible.

Para el  $TiO_2$  se observa que la Formación Sierra Grande comparte en líneas generales, contenidos similares con muestras de la Formación Lolén (~0,8-1%), aunque tanto la Formación Lolén como la Formación Providencia presentan algunos registros con valores algo menores (0,4%).

El  $P_2O_5$  en general presentó bajos tenores en todas las muestras (menos del 0,2%), encontrándose los máximos valores en algunas muestras de la Formación Sierra Grande que alcanzan hasta un ~0,70%.

El MnO presenta valores similares entre la Formación Sierra Grande y la Formación Providencia (~0,01%), mientras que en la Formación Lolén los tenores son algo mayores, alcanzando un 0,09%, encontrándose solamente una muestra de la Formación Sierra Grande con un registro semejante (0,08%).

Para el caso del  $Cr_2O_3$ , la Formación Sierra Grande no se supera el 0,013%, mientras que los valores de las muestras de la Formación Lolén varían entre 0,011% a 0,018%, siendo en general algo mayores que las cantidades observadas para la Formación Sierra Grande. Para la Formación Providencia, las concentraciones no superan el 0,003%, lo cual se diferencia del resto de las unidades analizadas.

#### ***D1d.- Composición de la corteza continental superior vs. Unidades estudiadas***

Los resultados de los análisis efectuados sobre muestras de la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana, fueron cotejados con la composición promedio de la corteza continental superior a partir de los estudios realizados por Rudnick y Gao, (2003) (Tabla V-3).

<b>Óxidos mayoritarios</b>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>T</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>Corteza continental superior</b>	66,62%	0,64%	15,40%	5,04%	0,10%	2,48%	3,59%	3,27%	2,80%	0,15%

**Tabla V-3.** Composición porcentual de los óxidos mayoritarios calculados para la corteza continental superior por Rudnick y Gao, (2003).

Así se puede observar que para la Formación Sierra Grande el porcentaje de SiO<sub>2</sub> en la mayoría de las muestras, presenta valores cercanos a la composición promedio de este óxido en la corteza continental superior, registrándose solamente dos muestras que revelan una pobre participación de sílice. Para la Formación Napostá, una muestra presenta una composición casi exclusiva de este óxido (~97%), respondiendo a su naturaleza cuarcítica, y la otra, con una baja participación (~47%) debido a los altos contenidos de alúmina registrados,

que responden probablemente a una mayor participación de argilominerales, siendo coherente con las características líticas de composición arcillítica. Para el caso de la Formación Providencia la sílice se encuentra con valores mucho más elevados en los materiales cuarcíticos, en tanto que para la psamo-pelítica su contenido se aproxima a los registros de la corteza continental superior. En la Formación Lolén los valores obtenidos en las muestras son algo más variables pero en general más bajos que los contenidos observados en la corteza continental superior, encontrándose en su mayoría dentro del rango de ~55% a ~62% y solamente una muestra presenta contenidos elevados de sílice que alcanza el ~75%.

En cuanto a la alúmina, la Formación Sierra Grande muestra valores en general algo mayores que la corteza continental superior (entre 15% a 21% aproximadamente). La Formación Napostá muestra valores particularmente anómalos respecto a este óxido. Para la Formación Providencia solamente la muestra psamo-pelítica presenta un contenido que se aproxima a los valores registrados para la corteza continental superior, el resto de los materiales cuarcíticos contienen valores muy por debajo del promedio de la corteza continental superior. Finalmente para la Formación Lolén, mayormente sus valores son superiores a la corteza continental superior (entre 17% a 21%), mientras que una muestra presentó valores más bajos (~10%) respecto a los observados en la corteza continental superior. Se debe tener en cuenta que el contenido en alúmina está fundamentalmente controlado por la presencia de argilominerales y feldspatos, siendo los primeros marcadamente más abundantes en las granulometrías finas.

El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tiene un comportamiento particular en las muestras de la Formación Sierra Grande respecto a la corteza continental superior, vinculado a la proximidad de las muestras analizadas respecto a las mineralizaciones de hierro. Así, dos de las muestras registraron valores muy elevados en relación a la corteza continental superior, mientras que el resto de las rocas analizadas presentan tenores algo mayores al 1% de este óxido, que están por debajo de los observados en la corteza continental superior. Del mismo modo, para la Formación Napostá y Formación Providencia presentan valores menores a la corteza continental superior, mientras que para la Formación Lolén sus contenidos son levemente mayores (entre ~5% a ~8%). El hierro en las muestras que no se encuentran afectadas por las mineralizaciones ferríferas, se concentra principalmente en silicatos ferromagnesianos, en óxidos como la hematita, limonitas y en argilominerales como cloritas.

Para el  $\text{CaO}$ , en todos los casos los contenidos son significativamente más bajos que en la corteza continental superior, no superando el 1%. La participación de calcio está supeditada a las características mineralógicas de cada unidad, dado que el mismo se concentra principalmente en las plagioclasas, calcita y en algunos argilominerales.

Similar comportamiento se observa con el  $\text{Na}_2\text{O}$  respecto a la corteza continental superior. La presencia de sodio se asocia principalmente con las plagioclasas y con algunos argilominerales.

El  $\text{K}_2\text{O}$  en general tiene registros mayores a los observados en la corteza continental superior, con un promedio en la mayoría de las muestras de ~4%, alcanzando en una muestra



de la Formación Napostá un 10% como caso excepcional. En los materiales cuarcíticos tanto de la Formación Napostá como de la Formación Providencia, su contenido es muy bajo respecto a la corteza continental superior, no superando el 0,4%. El potasio se encuentra en general principalmente relacionado a la potencial presencia de ciertos argilominerales como pueden ser illitas y glauconitas, además de micas y feldespatos potásicos.

El MgO en las muestras analizadas de la Formación Sierra Grande presenta valores más bajos que los observados en la corteza continental superior. Del mismo modo, en la Formación Napostá y Formación Providencia presenta un pobre contenido en este óxido (menos del 0,03%), mientras que para la Formación Lolén se observa una tendencia que resulta similar a los valores promedio de la corteza continental superior. La presencia de magnesio se vincula esencialmente a la participación de minerales del grupo de las micas, silicatos ferromagnesianos y de argilominerales.

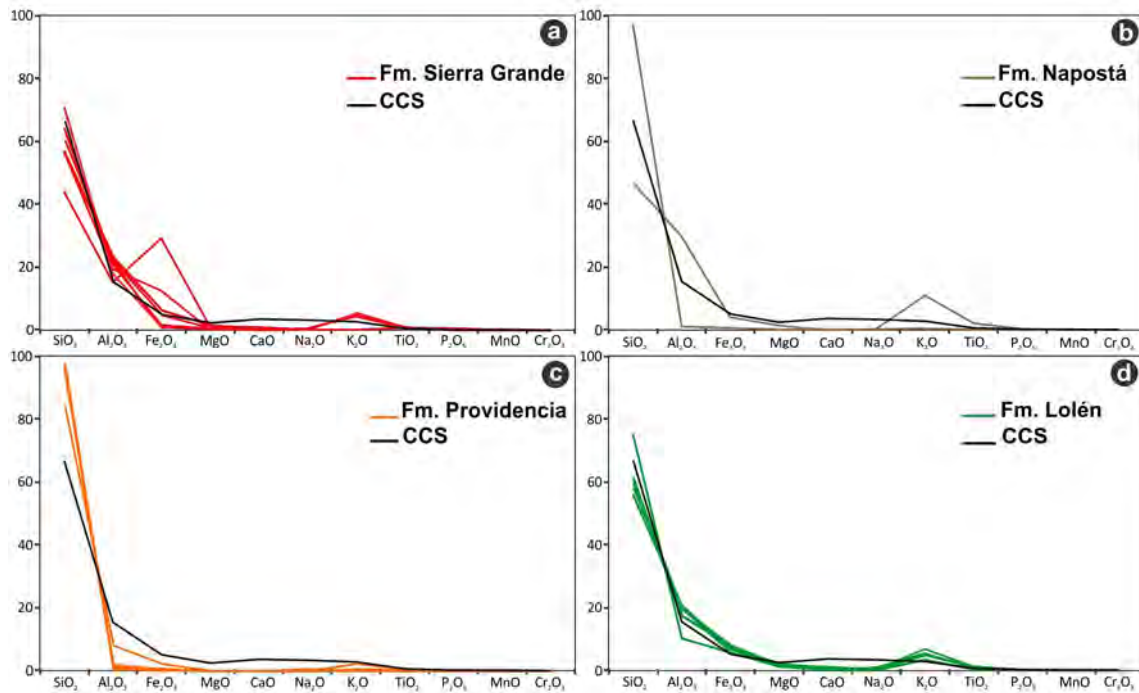
Un comportamiento similar puede observarse en relación a la participación del MnO, donde las muestras de la Formación Sierra Grande presentan una muy escasa presencia de manganeso, al igual que en la Formación Napostá y Formación Providencia. La Formación Lolén tiene contenidos de ~0,1% que son semejantes a los valores registrados en la corteza continental superior.

El TiO<sub>2</sub> se presenta con contenidos más elevados en la Formación Sierra Grande respecto a la corteza continental superior, llegando a valores próximos al 1%. Para la Formación Napostá el registro de titanio resulta muy bajo en relación a la corteza continental superior, encontrándose que la muestra de composición cuarcítica solo presenta un 0,06%, mientras que en la muestra limo-arcillosa su contenido se eleva a ~2%. Solamente dos muestras de la Formación Providencia registran un valor próximo al de la corteza continental superior, mientras que el resto de los materiales analizados presentan tenores más bajos. Las muestras de la Formación Lolén presentan mayormente cantidades próximas al 1%, que son más elevados que los observados en la corteza continental superior.

El P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en general se presenta con valores semejantes a los observados en la corteza continental superior, que se varían entre 0,06% a 0,19% y solamente en una muestra de la Formación Sierra Grande se registra alto porcentaje en fósforo (0,67%) que estarían vinculados a las altas concentraciones de este elemento en las mineralizaciones de hierro.

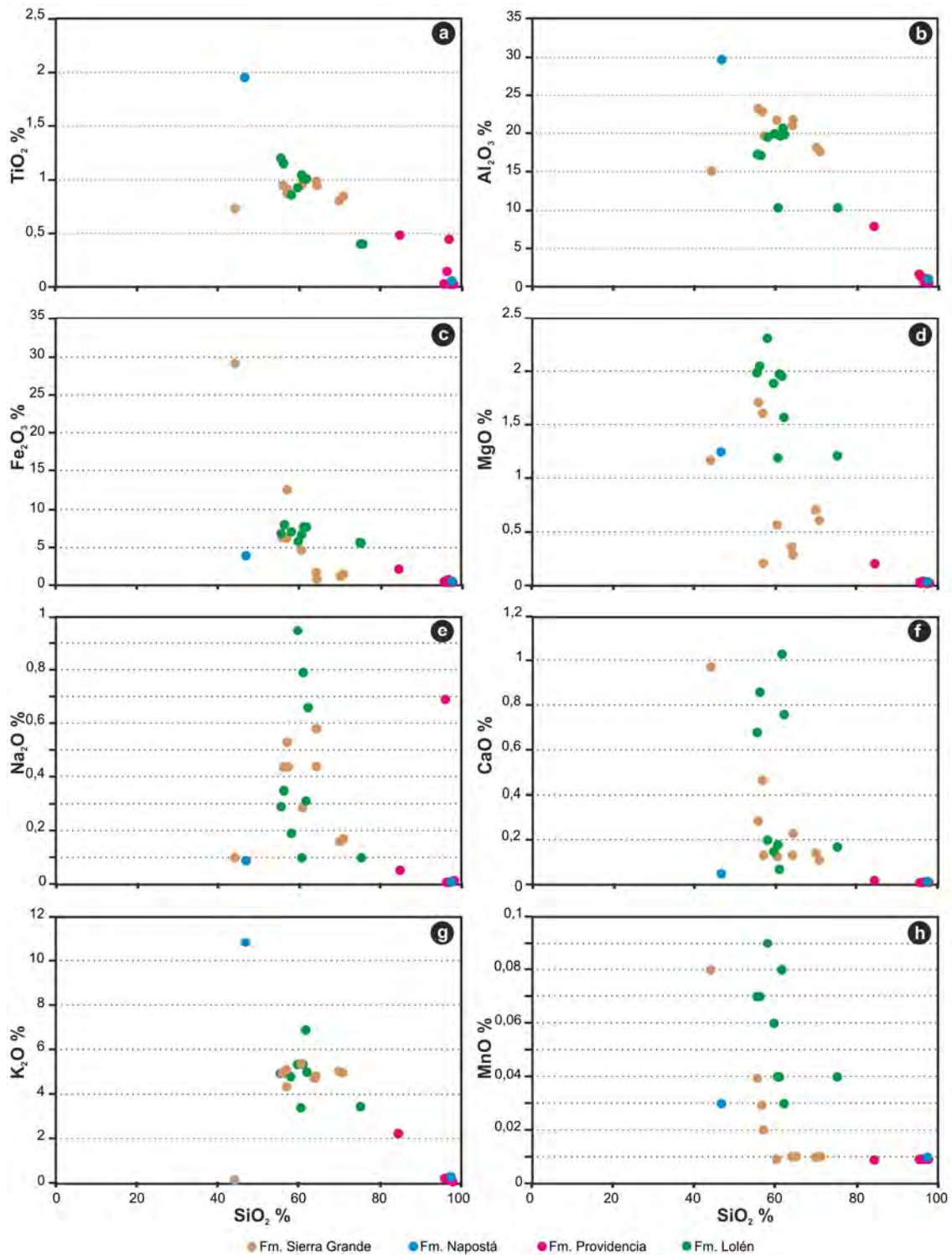
Finalmente el Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> si bien no se lo incluye en la composición de la corteza continental superior como elemento mayoritario, es un óxido comúnmente presente en los análisis de rocas básicas y ultrabásicas, pero típicamente un elemento traza para la mayoría de las rocas. En este caso particular, en todas las muestras analizadas de la Formación Sierra Grande y Formación Lolén su contenido es menor a 0,02%, en tanto que para las muestras de la Formación Providencia no superan el 0,003%.

Para una mejor visualización de los resultados obtenidos y su comparación la curva de la corteza continental superior, se diferencian en las gráficas las curvas de las muestras analizadas de cada unidad y la curva respectiva de la corteza continental superior (Figura V-5).



**Figura V-5.** Composición porcentual de los óxidos mayoritarios de las unidades analizadas comparados con los datos promedios calculados para la corteza continental superior (CCS) por Rudnick y Gao, (2003). **a)** Muestras de la Formación Sierra Grande; **b)** Formación Napostá; **c)** Formación Providencia y **d)** Formación Lolén.

Mediante la utilización de los diagramas de Harker se cotejaron las variaciones de los elementos mayoritarios respecto a la sílice (Figura V-6 a-h). Del mismo modo se realizaron diagramas bi-variantes de algunos elementos mayoritarios seleccionados respecto al TiO<sub>2</sub> (K, Fe y Al) y K<sub>2</sub>O vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figura V-7a-d).



**Figura V-6.-** Diagramas de Harker que vinculan el contenido de SiO<sub>2</sub> con: **a)** TiO<sub>2</sub>, **b)** Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, **c)** Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, **d)** MgO, **e)** Na<sub>2</sub>O, **f)** CaO, **g)** K<sub>2</sub>O y **h)** MnO, de las muestras de la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén).

Del análisis de estos diagramas se puede observar que para la Formación Sierra Grande la variación de SiO<sub>2</sub> en relación a los demás elementos mayores no guarda un patrón definido, presentando una distribución que no responde a un comportamiento directamente vinculado al contenido de sílice. No obstante, en las relaciones TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub>

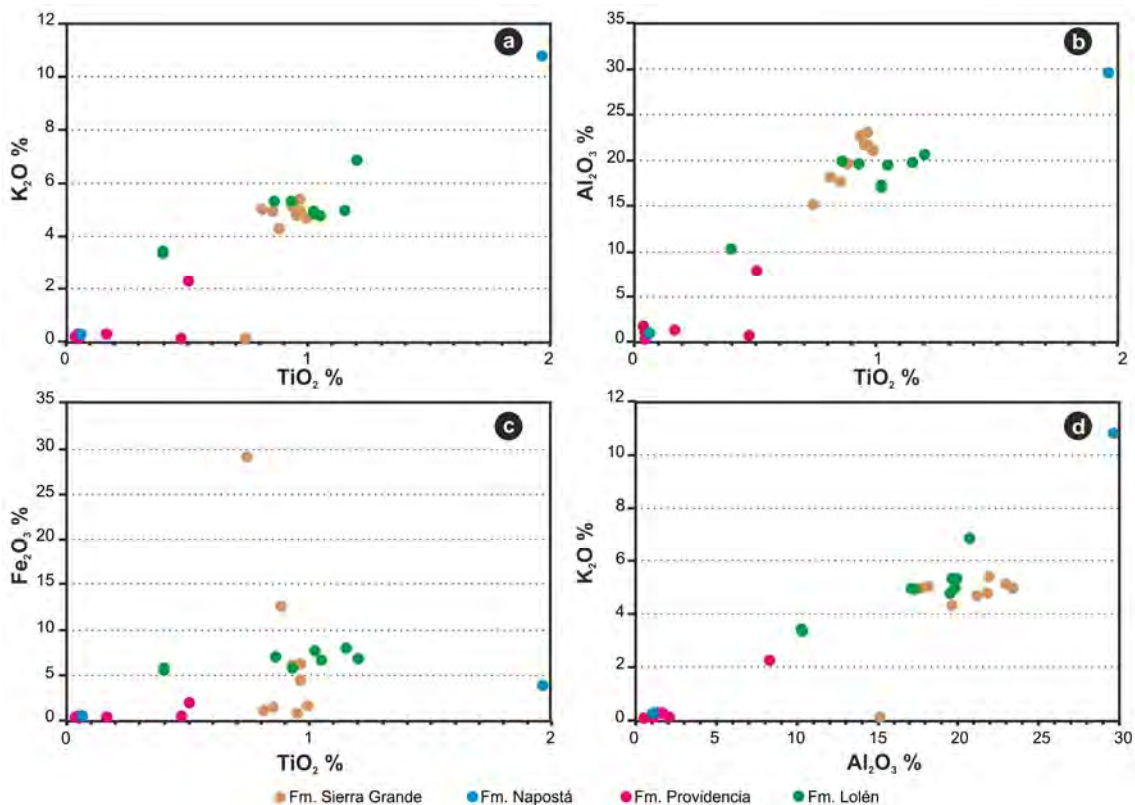
(Figuras V-6a y b, respectivamente) se observa que un grupo de muestras presentan una tendencia a una correlación negativa, mientras que para el MgO vs SiO<sub>2</sub> el comportamiento es inverso, aumentando el contenido de MgO en función del incremento en SiO<sub>2</sub>.

Para la Formación Napostá, en todas las relaciones analizadas se puede apreciar una marcada correlación negativa de los óxidos de elementos mayoritarios en relación a la sílice, debiéndose este comportamiento a las características líticas de cada muestra. Así, se observa que el material pelítico concentra la mayor participación de estos óxidos en relación a los materiales psamíticos (cuarcíticos).

En el caso de la Formación Providencia, dado que mayormente las muestras analizadas corresponden a cuarcitas finas, la alta concentración de sílice impide observar un comportamiento específico de los elementos mayores en relación a la SiO<sub>2</sub>. Del mismo modo, se observa que presenta una correspondencia con la muestra de la Formación Napostá que presenta similares características líticas. Solamente en la muestra de composición psamopelítica se observa una tendencia a mostrar un comportamiento similar a las muestras de la Formación Sierra Grande y Formación Lolén, apareciendo próxima a las principales concentraciones de estas dos unidades.

Finalmente, para las muestras de la Formación Lolén, se encuentra que únicamente en la relación TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> presenta un patrón que responde a una correlación negativa del TiO<sub>2</sub> respecto al contenido en sílice (Figura V-6a). El resto de los óxidos de elementos mayoritarios exhiben un comportamiento que resulta independiente del SiO<sub>2</sub> que contenga.

Los diagramas bi-variantes (Figura V-7a-d) que tienen como una de las variables al TiO<sub>2</sub>, revelan que las muestras de la Formación Sierra Grande presentan una distribución semejante a los resultados obtenidos para la Formación Lolén, tanto para los contenidos de K<sub>2</sub>O como de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figura V-7a y b), presentando en este último caso una correlación positiva de las relaciones Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs TiO<sub>2</sub>, mientras que con el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, la Formación Sierra Grande no muestra un patrón definido, quedando un grupo representado por aquellos materiales pobres en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y dos muestras aisladas con elevado contenido en hierro. Asimismo, en la Formación Lolén se observa una distribución más homogénea, agrupándose todos los datos dentro de un rango entre 5 a 8% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> independientemente del contenido de TiO<sub>2</sub>. Por otro lado, las muestras de la Formación Napostá continúan presentándose de manera contrapuesta una con otra, con una fuerte correlación positiva para los diagramas K<sub>2</sub>O vs TiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs TiO<sub>2</sub> y menos marcada para el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs TiO<sub>2</sub>. La Formación Providencia, frente a estas relaciones se presenta con una composición semejante a algunas muestras de la Formación Lolén.



**Figura V-7.-** Diagramas de Harker de las muestras de la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén) relacionando el contenido de TiO<sub>2</sub> con: **a)** K<sub>2</sub>O, **b)** Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y **c)** Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. **d)** Diagrama de K<sub>2</sub>O vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para las mismas unidades.

Finalmente, en el diagrama de K<sub>2</sub>O vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figura V-7d) la Formación Sierra Grande mayormente se encuentra agrupada con una composición similar en cuanto al contenido de estos óxidos, solamente una muestra se separa con un pobre contenido en K<sub>2</sub>O. La Formación Napostá continúa manteniendo la distribución típica observada en casi todas las anteriores relaciones, mostrando una correlación positiva del K<sub>2</sub>O en función del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Las muestras de la Formación Providencia que presentan composiciones cuarcíticas, nuevamente aparecen mayormente agrupadas en los extremos de los diagramas, separándose en todos los casos la muestra psamo-pelítica que tiende a comportarse de manera similar a ciertas muestras de la Formación Lolén, la cual en su conjunto muestra una tendencia al incremento en el contenido de K<sub>2</sub>O con el aumento de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (correlación positiva).

### **D1e.- Clasificación geoquímica de las muestras analizadas**

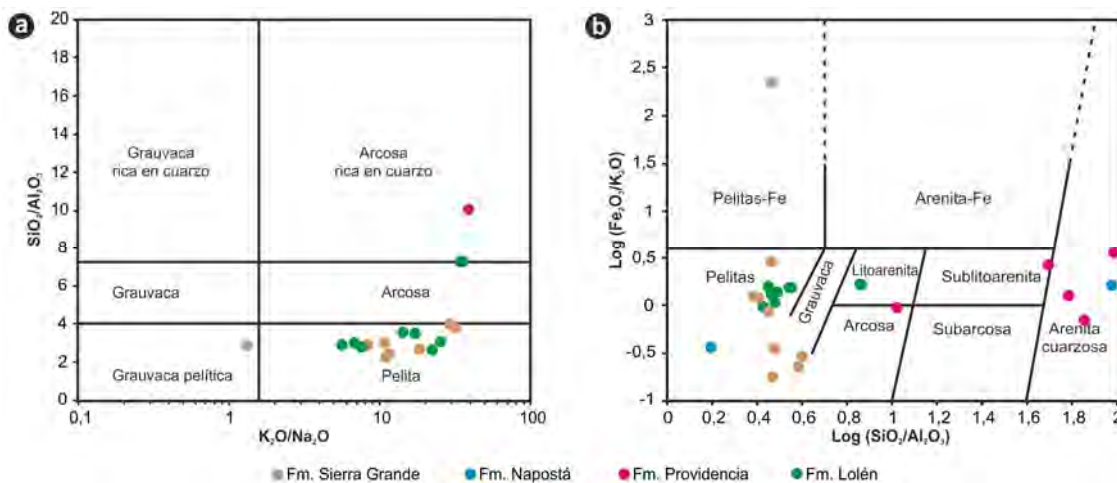
De acuerdo a la composición porcentual de los elementos mayoritarios, y mediante el uso de los gráficos de clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984) y Herron (1988), se pudo establecer la variación composicional de las muestras analizadas.

Así, en el gráfico de Wimmenauer (1984) (Figura V-8a) se volcaron los resultados de las relaciones SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O de cada muestra, revelando que para la Formación Sierra Grande presentan en general una composición asimilable a pelitas, aunque con cierta

tendencia a una arcosa en dos de las muestras estudiadas, mientras que otra presenta relaciones que se encuadran en una grauvaca pelítica. Las muestras de la Formación Napostá no fueron proyectadas en este gráfico debido a que una presenta elevadas relaciones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (95,5 y 29), por encima del cuadrante de una arcosa rica en cuarzo y la otra, alta relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (~120,3), extendiéndose en el campo de las pelitas. Del mismo modo, las muestras cuarcíticas de la Formación Providencia no fueron graficadas debido a sus altas relaciones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , en tanto que la muestra psamo-pelítica su composición se ubica en el campo de las arcosas ricas en cuarzo. En el caso de la Formación Lolén, se agrupan mayormente dentro de las relaciones pelíticas y dos muestras presentan composiciones que se encuentran entre arcosa y arcosa rica en cuarzo.

Por otro lado, a partir del gráfico de Herron (1988) (Figura V-8b), el cual coteja los logaritmos de las relaciones  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , se puede observar que la distribución composicional de las rocas analizadas resulta ser coherente con las características petrográficas observadas en cada caso. De esta manera, cuatro muestras de la Formación Sierra Grande quedan comprendidas dentro del campo de las grauvacas, mientras que una se ubica en las pelitas y otra está en el cuadrante de las pelitas ricas en Fe, destacándose que esta última pertenece al material procedente de los niveles próximos a las mineralizaciones ferríferas. Para la Formación Napostá, la gráfica resulta sumamente adecuada ya que responde a características líticas observadas, clasificándose una muestra como una arenita cuarzosa (cuarcita) y otra como pelita. Las muestras de la Formación Providencia se proyectan mayormente en el campo de las arenitas cuarzosas y sublitoarenitas (muestras cuarcíticas), en tanto que la muestra psamo-pelítica se encuentra entre el campo de la arcosa y la litoarenita. En el caso de la Formación Lolén casi todas las muestras quedan en el campo de las pelitas y solamente una se clasifica como litoarenita.

Finalmente, se puede decir que a partir de la clasificación geoquímica de Herron (1988) se obtuvieron los mejores resultados para caracterizar los materiales analizados de cada unidad, lo cual permitirá realizar interpretaciones más confiables.



**Figura V-8.-** Clasificación geoquímica para las muestras de la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén). **a)** Clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984), **b)** Clasificación geoquímica de Herron (1988).

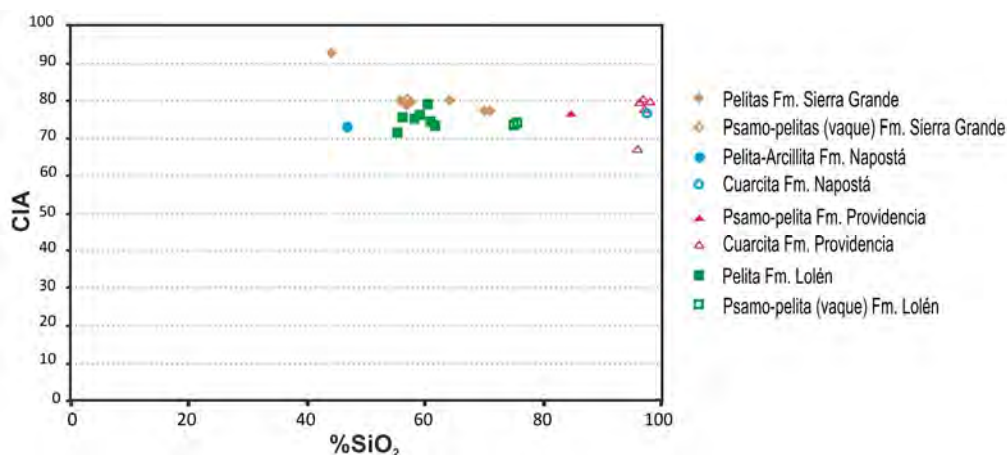
### **D1f.- Índice de Alteración Química (CIA - Chemical Index of Alteration)**

Con el fin de realizar una mejor evaluación de los resultados que entregaran los diagramas discriminantes, se midió el nivel de alteración de las muestras mediante el Índice de Alteración Química (Nesbitt y Young, 1982; Bahlburg y Dobrzinski, 2011). El CIA se calcula mediante la siguiente relación entre el porcentaje molecular de los óxidos de aluminio, calcio, sodio y potasio:  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO_{(s)} + Na_2O + K_2O) \times 100$  (Nesbitt y Young, 1982); donde  $CaO_{(s)}$  corresponde al CaO en silicatos. Es de señalar que el valor resultante del CIA es dependiente de la granulometría, por ello puede ocurrir que rocas regionalmente asociadas y formadas por procesos similares, aunque de distinta textura, puedan registrar valores de CIA diferentes. En ciertos casos deberían discutirse los procesos de intemperismo y de probables cambios climáticos ocurridos.

Existe un número de factores que pueden influir en el valor del CIA de una muestra, ya que los elementos utilizados en el cálculo del CIA están involucrados en numerosas reacciones minerales durante la diagénesis (McLennan *et al.*, 1993); además, durante el transporte puede existir una selección que podría alterar el CIA debido a la diferenciación mineralógica y la pérdida de masas (Nesbitt y Young, 1982). Por otro lado, en un sedimento o roca sedimentaria existe una mezcla de diferentes componentes con distintas historias de meteorización que afectará directamente el CIA (McLennan *et al.*, 1993). Asimismo, se debe tener en cuenta el metasomatismo, que por la adición de potasio reducirá el CIA. El metasomatismo potásico en areniscas puede ser originado por la transformación de caolinita en illita, o bien por el reemplazo de plagioclasa por feldespato potásico (Fedo *et al.*, 1995).

Cuando los valores de este índice son elevados, reflejan movilidad de cationes como  $Ca^{+2}$ ,  $Na^{+1}$  y  $K^{+1}$  en relación a los cationes  $Al^{+3}$  y  $Ti^{+2}$  (Nesbitt y Young, 1982), mientras que los valores bajos indicarán que la alteración química no fue importante, pudiendo reflejar condiciones paleoclimáticas tales como aridez o frío (Fedo *et al.*, 1995). Así, las muestras con valores de CIA inferiores a 60 indican un bajo intemperismo químico, valores entre 60 y 80 indican intemperismo químico moderado y valores de más de 80 un intemperismo químico extremo (Fedo *et al.*, 1995).

De los resultados obtenidos de este cálculo, se puede observar que para la Formación Sierra Grande los valores en general fluctúan entre ~77 a 80, registrándose solamente una muestra con un valor elevado cercano a 93. Para la Formación Napostá los resultados se encuentran entre ~73 a ~77, mientras que para la Formación Providencia arrojó valores entre ~77 a ~81, a excepción de una muestra con ~68. En el caso de la Formación Lolén todos los valores se encontraron en el rango entre ~72 a ~79. Cabe aclarar, que comúnmente muestras con altos tenores en  $SiO_2$ , como es el caso de la muestra SVN053 de la Formación Napostá y las muestras SVP005, SVP006, SVP035, SVP043 y SVP049 de la Formación Providencia, no son usadas en la determinación del CIA debido a que los contenidos del resto de los óxidos se ven influenciados por un efecto de dilución por parte de la sílice. La Figura V-9 grafica la relación entre el CIA y el contenido en sílice de cada muestra.

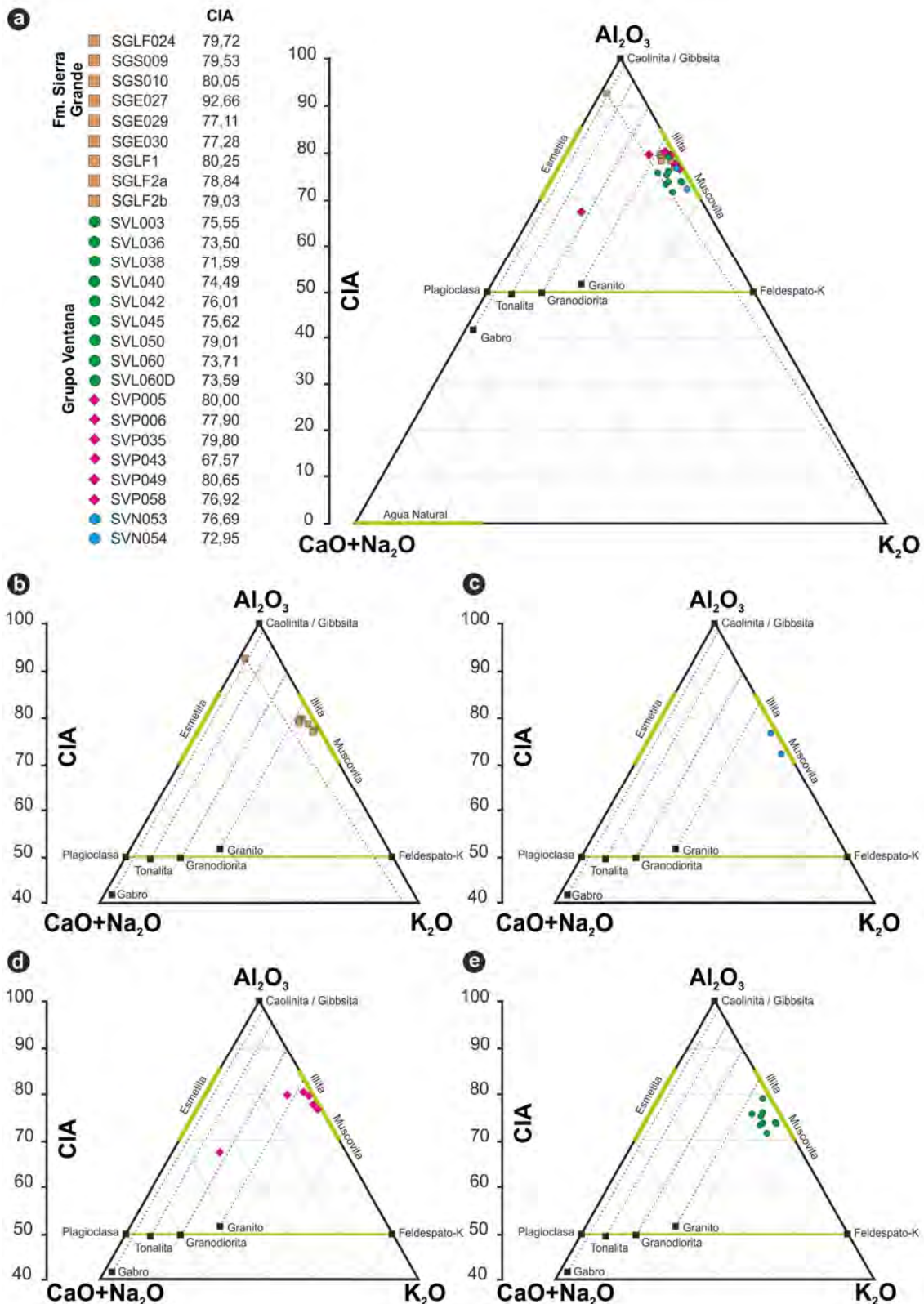


**Figura V-9.-** Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs. Índice de Alteración Química (CIA) de Nesbitt y Young (1982).  $\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})) \times 100$ . Símbolos llenos corresponden a pelitas y símbolos vacíos a psamo-pelitas (vaques) y cuarcitas.

De la distribución de  $\text{SiO}_2$  vs CIA se puede observar que independientemente del contenido en sílice la mayoría de las muestras presentan un índice de alteración comprendido entre 70 a 80, lo cual podría suponer que estuvieron sometidas a similares procesos y condiciones de alteración de los materiales, influenciada por una composición mineralógica semejante. Solamente se destaca el aislamiento de una muestra con un alto valor de CIA que responde a una pérdida de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  (K, Ca, y Na son cationes solubles, fácilmente movilizables) y consiguiente enriquecimiento en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  durante el proceso de alteración y meteorización. Cabe destacar que la muestra analizada con un elevado CIA resulta particularmente rica en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , hallándose vinculada a horizontes ferríferos.

Por otro lado, se volcaron los resultados de las muestras analizadas en el diagrama A-CN-K, junto con la composición promedio de las rocas ígneas y sus trayectorias teóricas de meteorización, los principales minerales sedimentarios y la composición del agua natural (Figura V-10a, b, c, d y e).





**Figura V-10.- a)** Valores del CIA para cada muestra y Diagrama CaO+Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O que muestra las composiciones promedio de algunos tipos comunes de roca, minerales, aguas naturales y composición de las muestras analizadas. Las líneas de puntos indican tendencias de meteorización en condiciones normales (Nesbitt y Young, 1984,1989). **b)** Grafico A-CN-K para la Formación Sierra Grande; **c)** Formación Napostá; **d)** Formación Providencia y **e)** Formación Lolén.

Como se observa en los diagramas triangulares A-CN-K tanto las muestras de la Formación Sierra Grande como del Grupo Ventana presentan una distribución semejante en sus composiciones, agrupándose hacia el margen A-K, próximos al campo de la Muscovita-Illita, con rangos de CIA entre ~70 a ~80, lo que implica una tendencia a la meteorización moderada, con casi todo el calcio y sodio eliminado durante la meteorización. No obstante, se ha observado que el CIA está fuertemente determinado por altos valores de  $K_2O$  en las muestras no cuarcíticas analizadas y, de acuerdo a los estudios petrográficos, las rocas estudiadas presentan una composición mineralógica con una importante participación de muscovita. La muscovita es un mineral de alta estabilidad química, pero de escasa resistencia mecánica, por lo que puede aparecer tanto en areniscas como en pelitas. Por lo tanto, en estos casos los valores de CIA (quizás con influencia del K de las micas) podrían estar indicando aportes sedimentarios de rocas corticales más que cambios químicos atribuibles al intemperismo. Por otro lado, se puede apreciar que mayormente las muestras se ubican por debajo del tren de meteorización del granito (a excepción de la muestra SVP043 de la Formación Providencia), indicando rocas fuente de tipo félsicas. Asimismo, la mayor parte de las muestras de la Formación Providencia y Formación Sierra Grande reflejan una mayor predisposición al enriquecimiento de alúmina, presentando en el caso de la Formación Sierra Grande una muestra (SGE027) con un CIA de ~93, ubicándose hacia el vértice A del diagrama, representando la muestra más intensamente meteorizada. Como fuera mencionado anteriormente, teniendo en cuenta que los procesos de degradación de los feldespatos y la formación de minerales de arcillas ocurren en forma dominante durante la meteorización química en la corteza superior, el Ca, Na y K son generalmente removidos de los feldespatos, incrementando la proporción de alúmina y álcalis en los productos de meteorización (Nesbitt y Young, 1982). La hidrólisis de feldespato potásico produce caolinita (caolinitización) y ésta puede generar gibbsitas. Asimismo, existe un enriquecimiento en Fe como producto final de la hidrólisis de las arcillas que originan óxidos (e hidróxidos) de Fe, Al y Si, proceso relevante que debe ser considerado, dada la característica lítica de la muestra y su proximidad al horizonte ferrífero. La proyección de la muestra SVP043 se debe a que presenta un CIA de ~68, con mayor contenido de  $Na_2O$  y menores de  $K_2O$ . A partir de las observaciones petrográficas de esta muestra (no incluidas en la presente tesis), se pudo observar que la roca está compuesta por una importante participación de plagioclasas y feldespatos peritéticos (entre un 10 a 15%), acompañada por cuarzo, illita y muscovita. Asimismo, la roca se encuentra poco alterada. Esta particularidad litológica pudo haber sido la responsable de aportar los mayores tenores de sodio en los análisis geoquímicos.

#### ***D1g.- Aplicación de los elementos mayoritarios al análisis de procedencia***

A partir de las concentraciones de elementos mayoritarios resulta posible determinar la procedencia y ambiente de sedimentación de las rocas silicoclásticas, utilizándose generalmente rocas de grano fino (pelíticas), ya que las mismas reflejan mejor la composición

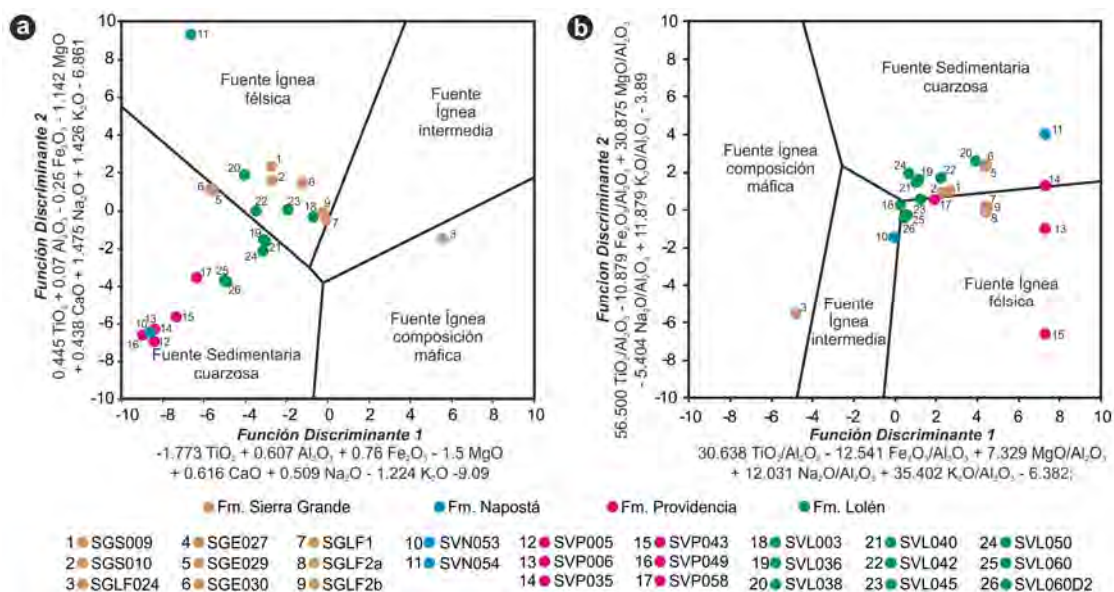
del protolito, mientras que las fracciones gruesas, generalmente más ricas en cuarzo, provocan que los otros elementos se encuentren representados en menor proporción, produciendo un efecto de “dilución” por el alto contenido en sílice, como así también, puede ocurrir una concentración preferencial de minerales pesados durante los procesos sedimentarios (Cullers *et al.*, 1988; Taylor y McLennan, 1985; Cullers, 1988, 1994). De esta manera, algunos autores han elaborado distintos diagramas de discriminación tectónica, permitiendo tener una aproximación de las fuentes que contribuyeron al relleno de la cuenca.

Para el caso de las muestras analizadas en el presente trabajo de tesis, se utilizaron los clásicos diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Roser y Korsch (1988) para caracterizar las fuentes de procedencia sedimentaria, aplicados tanto para rocas de composiciones psamíticas como pelíticas. Las funciones discriminantes utilizadas se detallan en cada una de las gráficas correspondientes (Figura V-11a y b).

De esta manera, las proyecciones de los resultados obtenidos para cada muestra con las funciones discriminantes del primer caso, presentan una distribución de las fuentes muy semejantes, ubicándose principalmente en los campos de composiciones ígneas félsicas y sedimentarias cuarzosas. Así, la Formación Sierra Grande presenta una ocurrencia en los campos de las fuentes ígneas félsicas y en fuentes sedimentarias cuarzosas, registrándose un solo dato con una procedencia en el campo de las fuentes ígneas de composición máfica como resultado de los altos tenores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en la muestra, pudiendo ser desvinculada de esta fuente particular a partir de considerar el origen secundario que tiene la concentración de hierro en la unidad estudiada. Para el caso de la Formación Napostá, indican fuentes de composición ígnea félsica y sedimentaria cuarzosa, pero presentando los valores más positivos y negativos respectivamente. Los registros de la Formación Providencia se encuadran dentro del campo de las composiciones sedimentarias cuarzosas. Solamente la psamo-pelítica (SVP058) se encuentra próxima al resto de los resultados observados en las otras unidades, en tanto que las muestras cuarcíticas se alejan dentro de esta campo, asemejándose al comportamiento de la muestra cuarcítica de la Formación Napostá. Finalmente, la Formación Lolén exhibe una distribución con composiciones semejantes a la de la Formación Sierra Grande, compartiendo los campos de fuentes ígneas félsicas y sedimentarias cuarzosas (Figura V11a). La muestra SGS027 no pudo ser volcada en la gráfica dado sus altos valores de las funciones discriminantes (F1: 19,7; F2: -13,3), relacionado a las altas concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

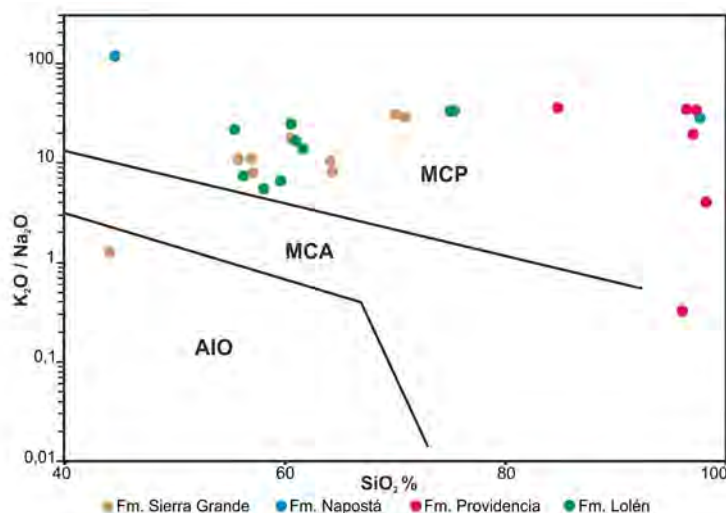
Los resultados obtenidos a partir de las segundas funciones discriminantes, muestran un comportamiento similar, aunque con algunas particularidades. Del mismo modo que en el caso anterior, en general las muestras se proyectan en los campos de fuentes sedimentarias cuarzosas y fuentes ígneas félsicas. No obstante, en este diagrama no existe una clara discriminación de las fuentes, registrándose en muchos casos, muestras que *plotean* en los límites de los campos, dificultando su interpretación. Para la Formación Sierra Grande se observa que la mayor parte de las muestras se encuentran definidas entre los campos de fuentes sedimentarias cuarzosas y fuentes ígneas félsicas, registrándose de igual forma que en el diagrama anterior, una muestra que se ubica dentro del campo de la fuente ígnea máfica,

como resultado de elevados tenores en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Como se explicara anteriormente, este comportamiento responde a concentraciones de este óxido producto de las mineralizaciones de hierro que presenta la unidad, de esta manera resulta posible excluir este dato de los resultados obtenidos a partir de estos diagramas. Por otro lado, a diferencia de las anteriores funciones discriminantes utilizadas, se encuentra que una muestra de la Formación Napostá queda vinculada al campo de la fuente ígnea intermedia, en el límite con las félsicas, mientras que las muestras de la Formación Providencia en esta ocasión indican una procedencia de fuentes ígneas félsicas, próximas a las composiciones sedimentarias cuarzosas. La Formación Lolén continúa manteniendo la misma tendencia observada en el caso anterior, pero algo más representada en el cuadrante de las fuentes sedimentarias cuarzosas (Figura V11b). Del mismo modo que en el caso anterior, la muestra SGS027 queda fuera del diagrama debido a los valores muy negativos de funciones discriminantes (F1: -28,05; F2: -19,60) por idénticos motivos a los anteriormente expuestos. Asimismo, dos muestras de la Formación Providencia resultaron excluidas por los valores obtenidos en la función discriminante 2, en un caso por un valor muy negativo (F2: -11,95; SVP005) y en otro caso, por el valor positivo muy elevado (F2: 17,63; SVP049).



**Figura V-11.-** Diagramas discriminatorios de ambientes geotectónicos utilizando el contenido en elementos mayoritarios de Roser y Korsch (1988) para composiciones de areniscas y pelitas, donde las funciones discriminatorias son: **a)**  $F1 = -1.773.TiO_2 + 0.607.Al_2O_3 + 0.76.Fe_2O_3 - 1.5.MgO + 0.616.CaO + 0.509.Na_2O - 1.224.K_2O - 9.09$ ;  $F2 = 0.445.TiO_2 + 0.07.Al_2O_3 - 0.25.Fe_2O_3 - 1.142.MgO + 0.438.CaO + 1.475.Na_2O + 1.426.K_2O - 6.861$ . **b)**  $F1 = 30.638.TiO_2/Al_2O_3 - 12.541.Fe_2O_3/Al_2O_3 + 7.329.MgO/Al_2O_3 + 12.031.Na_2O/Al_2O_3 + 35.402.K_2O/Al_2O_3 - 6.382$ ;  $F2 = 56.500.TiO_2/Al_2O_3 - 10.879.Fe_2O_3/Al_2O_3 + 30.875.MgO/Al_2O_3 - 5.404.Na_2O/Al_2O_3 + 11.879K_2O/Al_2O_3 - 3.89$ .

Por otro lado, se proyectaron los datos en un diagrama bi-variante SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O según Roser y Korsch (1986), en el cual se definen tres campos correspondientes a un Margen Pasivo (MCP), Margen Continental Activo (MCA) y Arco de Islas Oceánico (AIO) (Figura V-12).



**Figura V-12.-** Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986) mostrando las composiciones de las muestras analizadas para la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana. MCP, margen continental pasivo; MCA, margen continental activo; AIO, arco de islas oceánico.

Los resultados muestran una marcada distribución tanto de la Formación Sierra Grande como de las unidades del Grupo Ventana, agrupándose dentro del campo de margen continental pasivo, con un resultado para una muestra de la Formación Sierra Grande que se relaciona a una ambiente de arco de isla oceánica, debido a que posee escaso contenido en sílice y una importante concentración de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  producto de las mineralizaciones. Así, este ambiente no debe ser considerado como tal dado que el origen de las altas concentraciones de hierro está relacionado a procesos secundarios en el ambiente de sedimentación y no a una afinidad con un ambiente de arco de isla oceánica.

La disparidad entre las representaciones gráficas de los diagramas discriminantes de Roser y Korsch (1986, 1988) obtenidos sobre la base a la composición de elementos mayoritarios, pone en evidencia la poca eficacia de estos elementos para definir el ambiente tectónico del cual proceden los sedimentos, tal como lo indican Armstrong-Altrin y Verma (2005). Esto se debe a que uno de los inconvenientes de las discriminaciones tectónicas y de procedencia basadas en diagramas que muestran las relaciones de elementos mayores, es que las diferencias de porcentajes entre los distintos campos son mínimas, del orden del 0,2%, las cuales pueden perderse o mal interpretarse dependiendo del margen de error del laboratorio. Además, la concentración de elementos mayores se ve afectada por los procesos de intemperismo, diagénesis y de metamorfismo, ya que la mayoría de estos elementos, como el Na, K, Ca, Sr, Cs, Rb, Ba, Fe, Mn, Pb y ocasionalmente el Cr, son altamente móviles a bajas temperaturas. No obstante se observa que ciertas muestras comparten similares signatures, relacionándose sus fuentes a cortezas recicladas en márgenes pasivos, con una importante componente en fuentes ígneas félsicas.

De esta manera, seguidamente se analizarán las relaciones de elementos traza y tierras raras, que dadas las características particulares de estos brindarán una información más confiable para caracterizar las muestras estudiadas.

## D2.- ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS

Como se mencionara anteriormente, los elementos traza corresponden a aquellos que se encuentran en una roca en concentraciones menores al 0,1% (1000ppm) y si bien no son formadores de minerales por si solos, sustituyen a los elementos mayores en los minerales formadores de rocas. Dentro de los elementos traza se reconoce un grupo particular denominados Lantánidos o tierras raras (ETR, Elementos de Tierras Raras) constituidos por los de la Tabla Periódica con número atómico entre 57 a 71, los cuales pueden ser subdivididos en elementos de las tierras raras livianas (ETRL), que corresponden a los que poseen el más bajo número atómico (La-Nd), y los pesados (ETRP), que poseen alto número atómico (Sm-Yb). Otros grupos reconocidos son los que conforman el grupo de elementos del platino o metales nobles (GEP, Grupo de Elementos del Platino) y el grupo de los metales de transición, incluyendo en este último a elementos mayoritarios tales como el Fe y Mg. Las propiedades químicas de los elementos en cada uno de estos grupos son similares, por lo tanto, es de esperar que sus comportamientos geoquímicos sean similares. De esta manera, cuando el manto terrestre es fundido, los elementos traza pueden mostrar afinidad a la fase líquida o la fase sólida (mineral), por lo tanto son llamados elementos incompatibles y compatibles, respectivamente.

Por otro lado, muchos de los elementos traza son extremadamente insolubles en soluciones acuosas y tienden a ser transferidos desde la roca de aporte a los sedimentos sin sufrir un fraccionamiento significativo, tal como lo expresa Lee (2002), presentando además, una relativa baja movilidad frente a la meteorización, diagénesis e incluso eventos metamórficos de bajo a medio grado. Asimismo, tienen mucho más corto tiempo de residencia en océanos y los más bajos coeficientes de repartición entre agua y corteza superior. Por esta razón, estos elementos no son incorporados fácilmente a las estructuras cristalinas de los minerales diagnósticos, no obstante, son incluidos frecuentemente como partículas en la superficie de los minerales de las arcillas o en sus intercapas en lugar de los cationes. Esta particularidad convierte a los elementos traza en una herramienta muy útil para identificar procesos geoquímicos específicos y posibilitar la caracterización de las rocas fuentes, dado que tienen mayor valor para transferir las informaciones de la/s fuente/s a las áreas de la sedimentación (Taylor y McLennan, 1985; Bhatia y Crook, 1986; McLennan, 1989; McLennan *et al.*, 1993). Del mismo modo, las tierras raras representan los indicadores de procedencia más confiables, puesto que se transfieren a los sedimentos sin sufrir fraccionamiento, reflejando el promedio de la composición de las tierras raras del material de aporte (McLennan, 1989, Armstrong-Altrin *et al.*, 2004, entre otros). Así, los elementos tales como Th, Zr, Sc, Ti, La, Ce, Nd, Hf, Nb e Y, al ser los más inmóviles, han sido particularmente utilizados en el estudio e interpretación de la procedencia y discriminación tectónica (Bhatia y Crook, 1986). Sin embargo cierto fraccionamiento tiene lugar especialmente a causa de la granulometría, por lo que varios elementos traza están concentrados en minerales pesados, lo que lleva en algunos casos a que las concentraciones dependan de las condiciones de transporte y

sedimentación (Taylor y McLennan, 1985; Morton y Hallsworth, 1999). Por otro lado, a partir del análisis de las relaciones entre elementos compatibles (enriquecidos en rocas máficas, como Ti, Cr, Sc y Co) y elementos incompatibles (enriquecidos en rocas félsicas, como Zr, La, Y y Th), es posible establecer la composición de la fuente, permitiendo discriminar el ambiente tectónico del cual derivan los sedimentos que rellenan una cuenca.

Rudnick y Gao (2003) establecen una composición de los elementos traza y tierras raras promedio para la corteza superior, media e inferior, la cual se resume a continuación en la Tabla V-4.

Elemento	Li (ppm)	Be (ppm)	Sc (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)
Corteza Superior	24	2,1	14,0	97	92	17,3	47	28	67	17,5	4,8	0,09
Corteza Media	12	2,3	19	107	76	22	33,5	26	69,5	17,5	3,1	0,064
Corteza Inferior	13	1,4	31	196	215	38	88	26	78	13	0,2	0,2
Elemento	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Nb (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppb)	Cd (ppm)	Sn (ppm)	Sb (ppm)	Cs (ppm)	Ba (ppm)
Corteza Superior	82	320	21	193	12	1,1	53	0,09	2,1	0,4	4,9	628
Corteza Media	65	282	20	149	10	0,60	48	0,061	1,30	0,28	2,2	532
Corteza Inferior	11	348	16	68	5	0,6	65	0,10	1,7	0,10	0,3	259
Elemento	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)
Corteza Superior	31	63	7,1	27	4,7	1,0	4,0	0,7	3,9	0,83	2,3	0,30
Corteza Media	24	53	5,8	25	4,6	1,4	4,0	0,7	3,8	0,82	2,3	0,32
Corteza Inferior	8	20	2,4	11	2,8	1,1	3,1	0,48	3,1	0,68	1,9	0,24
Elemento	Yb (ppm)	Lu (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)	Au (ppb)	Hg (ppm)	Tl (ppm)	Pb (ppm)	Bi (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
Corteza Superior	2,0	0,31	5,3	0,9	1,9	1,5	0,05	0,9	17	0,16	10,5	2,7
Corteza Media	2,2	0,4	4,4	0,6	0,60	0,66	0,0079	0,27	15,2	0,17	6,5	1,3
Corteza Inferior	1,5	0,25	1,9	0,6	0,60	1,6	0,014	0,32	4	0,2	1,2	0,2

Tabla V-4.- Contenido promedio de los principales Elementos Trazo y Tierras Raras (en gris) de la corteza continental superior, media e inferior, expresados en ppm, a excepción de Ag y Au expresados en ppb (Rudnick y Gao, 2003).

### D2a.- Aplicación de los elementos traza y tierras raras al análisis de procedencia

Con el objetivo de determinar las características de las rocas fuentes que aportaron al registro de las secuencias clásticas estudiadas, se determinaron los contenidos de los elementos traza y tierras raras, como así también, relaciones específicas entre ellos que permiten analizar la procedencia sedimentaria. Para tal fin, a continuación se detallan algunas consideraciones teóricas generales a tener en cuenta respecto al comportamiento de los elementos traza y tierras raras en los diferentes ambientes geotectónicos, como así también, las relaciones más comúnmente utilizadas para discriminar las fuentes.

Bhatia y Crook (1986) determinaron que conforme se pasa de ambientes tectónicos de arco de isla oceánicos a arco de isla continental, de arco de isla continental a margen continental activo y de margen continental activo a margen continental pasivo, se observa un incremento de las concentraciones de La, Ce, Nd, Th y Zr y de las relaciones Ba/Sr, Rb/Sr, La/Y y Ni/Co al disminuir la concentración de Sc, V y las relaciones Ba/Rb, K/Th y K/U. Pero, dado la alta movilidad del Ba, Sr y Rb estas relaciones no son frecuentemente utilizadas, recurriendo a otras relaciones que permiten discriminar con mayor precisión los ambientes tectónicos. Tal es el caso de las relaciones Sc/Cr y La/Sc, que junto con las altas concentraciones de Zr en el margen continental pasivo, son la base para diferenciarlo de un

margen continental activo. Asimismo, La/Th, permite diferenciar entre arco de islas oceánico y arco de islas continental y La/Y es un buen indicador para diferenciar entre el ambiente de arco de islas continental y el de margen continental activo. Por este motivo, de los diagramas de discriminación tectonosedimentaria propuestos por Bhatia y Crook (1986) se considera que los más importantes son el diagrama binario La/Y versus Sc/Cr y el diagrama ternario Sc-Th-Zr/10.

Las relaciones entre algunos elementos como La, Th, Co, Sc, Cr y Eu son indicadores sensibles de la composición de la roca fuente (Cullers, 2000). Por ejemplo, La y Th tienden a concentrarse en rocas ígneas más silíceas mientras que Co, Sc, y Cr lo hacen en rocas más básicas. También las rocas ígneas silíceas poseen anomalías negativas de Eu mientras que en las más básicas éstas no existen o son pequeñas (Cullers, 2000). Por lo tanto, tales relaciones son indicativas del grado de diferenciación ígnea (McLennan *et al.*, 1990), y aquellos protolitos que hayan recibido aportes de rocas más máficas tendrán una menor relación Th/Sc, La/Sc, Th/Cr, etc.

La relación Th/Sc (un elemento incompatible -Th- con un elemento compatible -Sc- referente del manto) es un buen indicador para la diferenciación entre fuentes máficas y félsicas (Taylor y McLennan, 1995). Los sedimentos derivados de fuentes máficas y ultramáficas en la Corteza Continental Superior tienen relaciones menores a 0,6, mientras que las fuentes félsicas dan origen a detritos con una relación igual o mayor que 0,79 (McLennan *et al.*, 1990).

La relación Zr/Sc, es un importante indicador de enriquecimiento de circón, debido a la alta concentración de Zr en estos minerales, mientras que el Sc conserva la signatura de procedencia. Por otro lado, el uso de las relaciones Zr/Sc y Th/Sc son importantes para cuantificar el grado de reciclaje sedimentario, dado que la concentración de Zr está directamente relacionado al contenido de circones e indica el grado de reciclado de un sedimento.

Otro tipo de análisis utilizado para determinar procedencias son los de tierras raras, cuyos patrones obtenidos pueden ser normalizados a condritos o bien respecto al NASC (*North American shale composite*) (Gromet *et al.*, 1984) y también al PAAS (*Post-Archean average shales*) (Taylor y McLennan, 1985). Comúnmente se ha observado que el patrón de tierras raras varía según el tamaño de grano del sedimento, lo cual se manifiesta en una baja relación La/Yb en la porción arenosa respecto a la porción fina. Cullers *et al.* (1987) encontraron que la proporción de los ETR es mucho mayor en las fracciones pelíticas que en las psamíticas, concentrando las primeras aproximadamente un 20% más. No obstante, la presencia y magnitud de la anomalía de Eu, así como el patrón general, son similares independientemente del tamaño de grano (Cullers, 1988; Cullers *et al.*, 1987, 1988).

En general, el patrón de tierras raras representa el promedio de la composición total de las áreas de aporte, y se interpreta como el resultado de la mezcla de las diferentes litologías de procedencia, aunque localmente puede haber variaciones de concentraciones debido a diversos factores. Por ejemplo, las rocas psamíticas tienen menores contenidos en ETR que las pelíticas porque los componentes principales son el cuarzo y los feldespatos; pero el cuarzo



no contiene o son muy escasos los ETR y los feldespatos también presentan bajos contenidos en ETR, excepto por la plagioclasa que concentra Eu. Si la roca presenta fragmentos líticos el análisis se verá influenciado por la composición mineral de cada uno de ellos. Por el contrario, un aumento en el contenido de ETR se verá favorecido por la concentración de minerales pesados debido a que los ETR y elementos traza entran en su composición (Taylor y McLennan, 1985; Rollinson, 1993). El circón, titanita, rutilo, monacita, apatita y granate concentran especialmente tierras raras y torio. Asimismo, el Hf entra en la red cristalina del circón, y tanto el Hf como el Zr pueden ser reemplazados por Yb y Lu, lo que lleva a que este mineral pueda regular el contenido de tierras raras pesadas. De igual forma, los minerales ferromagnesianos tienden a concentrar el Sc y Co. Así, de lo anterior surge que tanto la composición mineralógica como la concentración producto del fraccionamiento sedimentario van a regular las concentraciones relativas de elementos traza y sus relaciones.

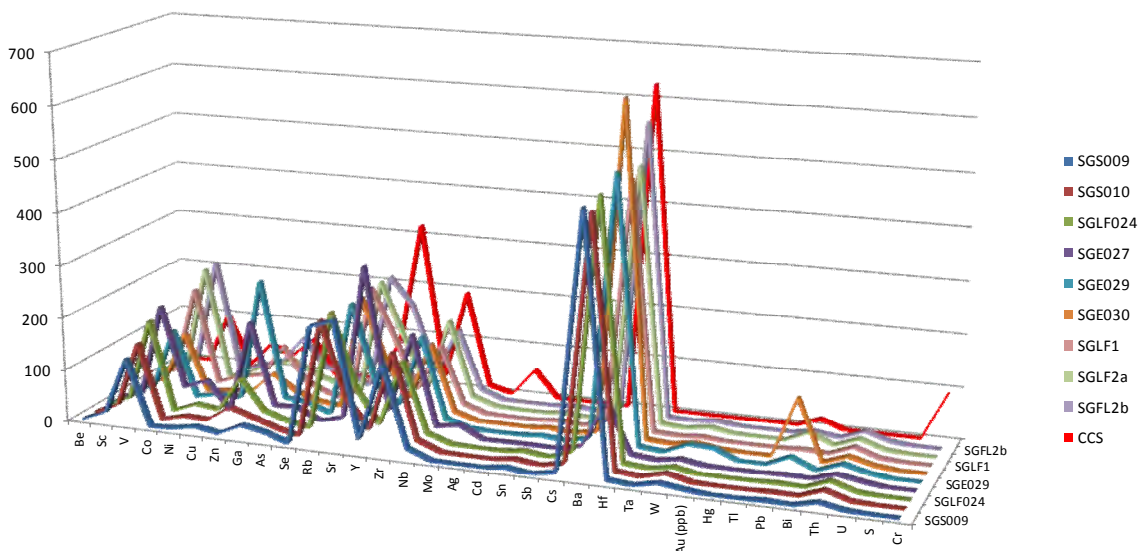
#### ***D2b.- Geoquímica de elementos traza para la Formación Sierra Grande y Grupo Ventana***

En la Tabla V-5 se detallan los resultados de los análisis de elementos traza para las unidades estudiadas. Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de ACMELABS (ACME Analytical Laboratories Ltd., Canadá). Estos resultados se han comparado con los valores registrados para el promedio de la Corteza Continental Superior (Rudnick y Gao, 2003; Tabla V-4) y entre las muestras analizadas de la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén)

- ***Formación Sierra Grande***

Las muestras analizadas de la Formación Sierra Grande comparativamente con los valores promedios registrados para la corteza continental superior muestran los siguientes patrones: en general la muestra SGS027 ha revelado valores anómalos respecto a las restantes muestras de esta unidad y la corteza continental superior. Esto podría estar vinculado a la proximidad de la muestra con las mineralizaciones ferríferas que se traducirá en un enriquecimiento de ciertos componentes en detrimento de otros. Así, se puede destacar un contenido elevado de V en las muestras SGE027, SGLF024, SGLF1, SGLF2a y SGLF2b (191ppm, 174ppm, 187ppm, 217ppm y 219ppm, respectivamente), siendo el contenido del resto de las muestras entre 111ppm y 144ppm, aunque algo elevados respecto a los valores registrados para la corteza continental superior (97ppm). El Co se presenta con un valor alto en la muestra SGS027 (36,9ppm) respecto a las restantes muestras que contienen entre 0,4ppm a 4,8ppm, encontrándose estos últimos muy por debajo de la media registrada para la corteza continental superior (17,3ppm). El Ni también presenta altos valores para la muestra SGE027 (54,5ppm) en relación a las demás muestras (3,6ppm-22,5ppm), pero resulta semejante al contenido en la corteza continental superior (47ppm). El Cu registra valores bajos para SGE027 (0,9ppm), mientras que en los contenidos del resto de los materiales analizados oscilan entre

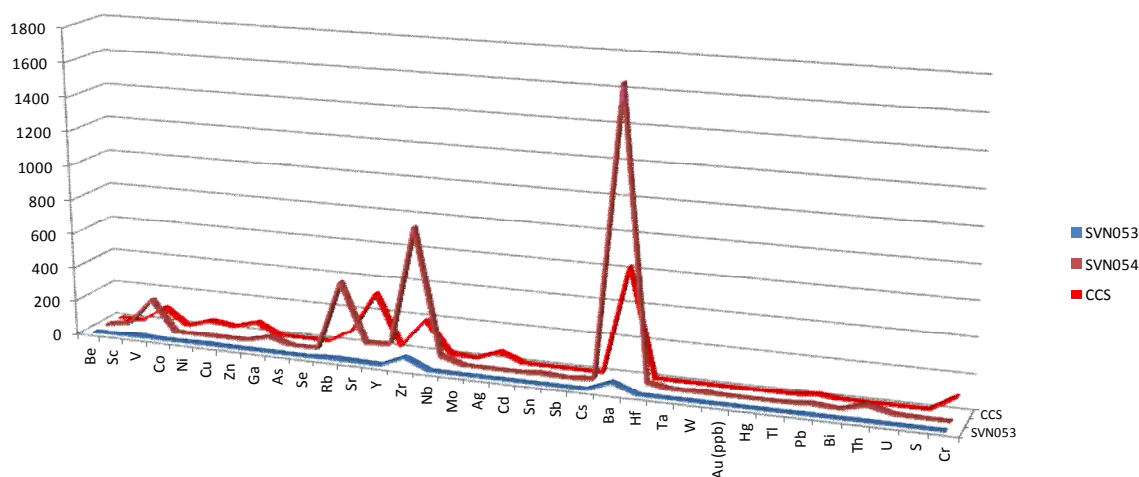
10,2ppm a 16,3ppm, siendo en estos casos, valores bajos respecto a la corteza continental superior (28ppm), pero en la muestra SGLF2a su contenido es algo mayor (38,7ppm) y para las muestras SGLF1 y SGLF2b las cantidades son similares al de la corteza continental superior. El Zn presentó valores muy altos para las muestras SGE027 y SGE029 (178ppm y 246ppm, respectivamente), y algo elevados para las muestras SGLF024, SGLF1 y SGLF2b (83ppm, 92ppm y 82ppm, respectivamente) encontrándose generalmente valores que rondan entre 40ppm a 51ppm, semejante a los valores de la corteza continental superior (67ppm), aunque la muestra SGS009 arrojó un valor muy bajo de 4ppm. Para el Rb, la muestra SGE027 presentó un contenido muy bajo (12,1ppm), oscilando los valores registrados en el resto del los materiales entre 219,4ppm y 228,8ppm, valores que resultan ser muy altos respecto a la corteza continental superior (82ppm). El contenido de Sr tanto para la muestra SGE027 como para la SGS009 (308,2ppm y 243,8ppm, respectivamente) resultó semejante a de la corteza continental superior (320ppm), mientras que las restantes muestras presentaron valores muy bajos dentro del rango comprendido entre 70,8ppm y 171,2ppm. El Mo también mostró anomalías en la muestra SGE027, con un contenido elevado del mismo (23,3ppm) respecto a los valores registrados en el resto de los niveles analizados que oscilaron entre 1ppm y 3ppm, similar al promedio de la corteza continental superior (1,1ppm). El Ba registró valores muy bajos en la muestra SGE027 (100ppm), caracterizándose el resto de los materiales por contenidos que se encuentran entre 471ppm-637ppm, semejantes a los presentados para la corteza continental superior (628ppm). El Pb registró contenidos elevado en la muestra SGE030 (115ppm), presentando similar contenido en las muestras SGE029 (20,4ppm) y SGLF2a (20,7ppm), las restantes muestras presentan entre 2,1ppm y 7,3ppm, siendo el promedio para la corteza continental superior de 17ppm. Finalmente el W también reveló altos contenidos respecto a la corteza continental superior (1,9ppm), oscilando entre 4,9ppm y 13,7ppm, con un valor anómalo de 21,5ppm (SGE029). En la Figura V-13 se puede apreciar las similitudes y diferencias de los contenidos de los elementos traza de las muestras de la Formación Sierra Grande y el promedio para la corteza continental superior.



**Figura V-13.-** Comparación de los contenidos de los elementos traza para las muestras de la Formación Sierra Grande y el promedio de los principales elementos traza para la corteza continental superior (CCS), expresados en ppm (Rudnick y Gao, 2003).

- *Formación Napostá*

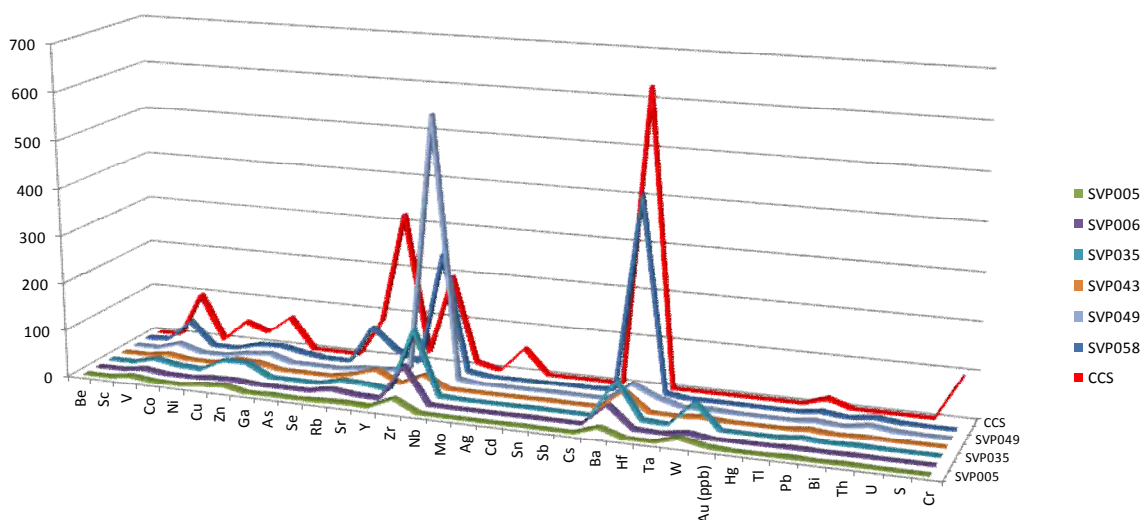
Las muestras de esta unidad registran gran disparidad entre sí debido a las características líticas que presentan cada una de ellas. La muestra SVN053 corresponde a una muestra psamítica (cuarcítica) mientras que la SVN054 es una pelita (arcilita), por tanto, como se ha discutido en la introducción de este capítulo, la concentración de ET y ETR estará directamente controlada por las características granulométricas de cada una. No obstante, podemos realizar una comparación con los contenidos promedios para la corteza continental superior. De esta manera, se puede observar que existe un alto contenido en Ba (1674ppm), Sc (29ppm) y V (186ppm) en la muestra SVN054 respecto a los valores de la corteza continental superior. Por otro lado, en ambas muestras se presentan bajos registros de Co, Ni, Cu, Zn y As en relación a la corteza continental superior independientemente del material analizado. Los valores del Ga para la muestra cuarcítica SVN053 son bajos (1,7ppm), mientras que en la arcillita SVN054 son altos (38ppm) comparativamente con la corteza continental superior (17,5ppm). El Rb presenta valores anómalos en ambas muestras, siendo muy bajo para la SVN053 (9,7ppm) y muy alto en la SVN054 (412,2ppm), siendo el promedio en la corteza continental superior de 82ppm. Para el Sr, en ambos casos registra valores bajos (7,5 ppm SVN053 y 68,3ppm SVN054), encontrándose en la corteza continental superior tenores de 320ppm. Asimismo, el Zr y Ba presenta los valores anómalos más extremos respecto a la corteza continental superior, alcanzando valores muy altos para la muestra SVN054, 775,5ppm de Zr y 1674ppm de Ba, y muy bajos en la muestra SVN053, con registros de 64,3ppm de Zr y 59ppm de Ba, siendo el promedio para la corteza continental superior de 193ppm para el Zr y 628ppm para el Ba. Los restantes elementos traza (Nb, Cs, Hf, Ta, W, Th y U) mostraron comportamientos similares en ambas muestras, siendo bajos los contenidos para la cuarcita y elevados para la arcilita, respecto a los valores de la corteza continental superior. Como se puede apreciar en el gráfico de la Figura V-14, la cuarcita muestra los efectos de dilución por alto contenido de sílice, con respecto a todos los elementos.



**Figura V-14.-** Comparación de los contenidos de las Elementos Traza para la muestras de la Formación Napostá y el promedio de los principales elementos traça para la corteza continental superior (CCS), expresados en ppm (Rudnick y Gao, 2003).

- *Formación Providencia*

Se analizaron seis muestras de esta unidad, de las cuales cinco corresponden a areniscas cuarcíticas y una es una psamo-pelita. Al ser comparadas con los contenidos promedio conocidos para la corteza continental superior mostraron valores en general más bajos. Sin embargo, algunos registros manifiestan anomalías con contenidos muy por debajo o algo más elevadas que los valores promedios de la corteza continental superior. Así, se puede observar el Sc, V, Co, Ni, Ga, Sr, Y, Mo, Ag, Sn, Sb y Pb presentan valores inferiores a los registrados en la corteza continental superior, mientras que Rb, Nb, Cs, Ba, Th y U solamente registran valores más bajos en las muestras de naturaleza cuarcítica, mientras que la muestra psamo-pelítica (SVP058) presenta valores próximos a la corteza continental superior. El Se presentó valores que alcanzaron a 1ppm, siendo el promedio en la corteza continental superior de 0,09ppm. El Zr se encuentra con contenidos muy elevados en dos de las muestras (SVP049: 560,6ppm y SVP058: 256,7ppm) respecto a los valores para la corteza continental superior (193ppm) y del mismo modo, estas muestras presentaron contenidos de Hf algo mayores (15ppm y 7ppm, respectivamente) en relación al contenido promedio de la corteza continental superior (5,3ppm). Th y U mostraron en general valores más bajos, pero en las muestras SVP049 y SVP058 sus contenidos se aproximan al de la corteza continental superior. El W en las muestras cuarcíticas se caracterizó por presentar cantidades anómalas de este elemento, con valores muy por encima del promedio, llegando en una muestra a contener 52,7ppm, siendo el valor para la corteza continental superior de 1,9ppm (Figura V-15).

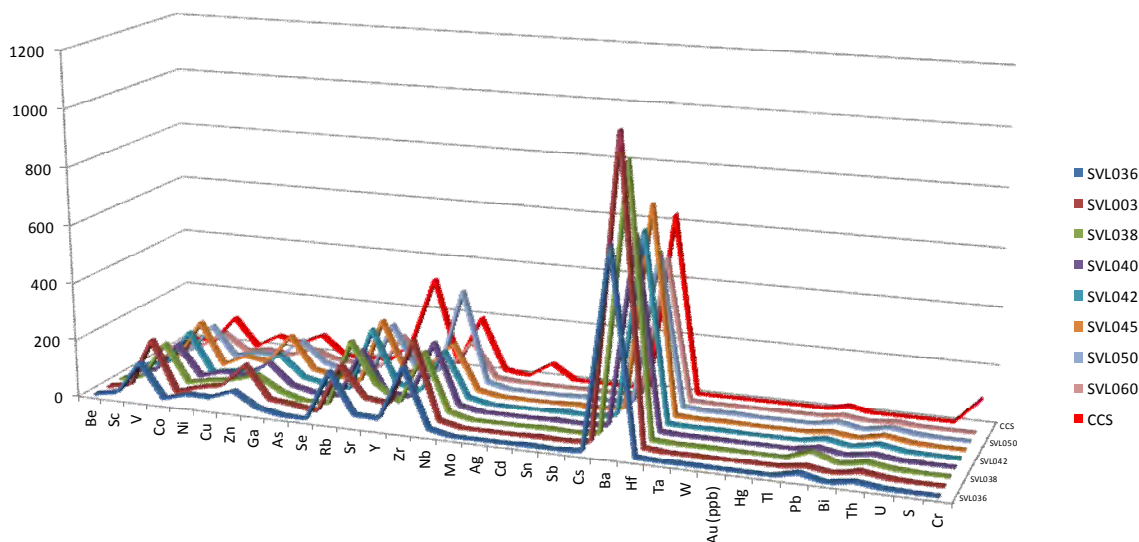


**Figura V-15.-** Comparación de los contenidos de los Elementos Traça para la muestras de la Formación Providencia y el promedio de los principales elementos traça para la corteza continental superior (CCS), expresados en ppm (Rudnick y Gao, 2003).

- *Formación Lolén*

En las muestras de la Formación Lolén se puede observar que mayormente presentan

contenidos de elementos traza que resultan ser similares a los hallados para la corteza continental superior. Así, Be, Zn, Nb, Mo, Sc, Cd, Ag, Sb, W, Pb y Bi presentan valores próximos a los observados para la corteza continental superior. Por otro lado, se pueden destacar elementos que poseen una concentración algo mayor a los valores de la corteza continental superior, como es el caso del Sc, V, Cu, Zn, Cs, Hf, Ta, Th y U, a excepción de la muestra SVL060 que a menudo presentó, en algunos elementos (Cu y Zn), valores inferiores a los presentes para la corteza continental superior. Sin embargo, ciertos elementos presentaron valores anómalos como es el caso del Rb, el cual exhibió contenidos variables entre 126ppm y 233,2ppm, siendo el contenido promedio en la corteza continental superior de 82ppm. El Sr, posee valores muy bajos respecto a la corteza continental superior (320ppm), oscilando entre 17,8ppm a 92,3ppm. Para el caso del Ba se observó que en casi todas las muestras se registraron valores cercanos a los de la corteza continental superior (628ppm), a excepción de la muestras SVL003 que mostró contenidos de 1043ppm (Figura V-16).



**Figura V-16.-** Comparación de los contenidos de los Elementos Traza para la muestras de la Formación Lolén y el promedio de los principales Elementos Traza para la corteza continental superior (CCS), expresados en ppm (Rudnick y Gao, 2003).

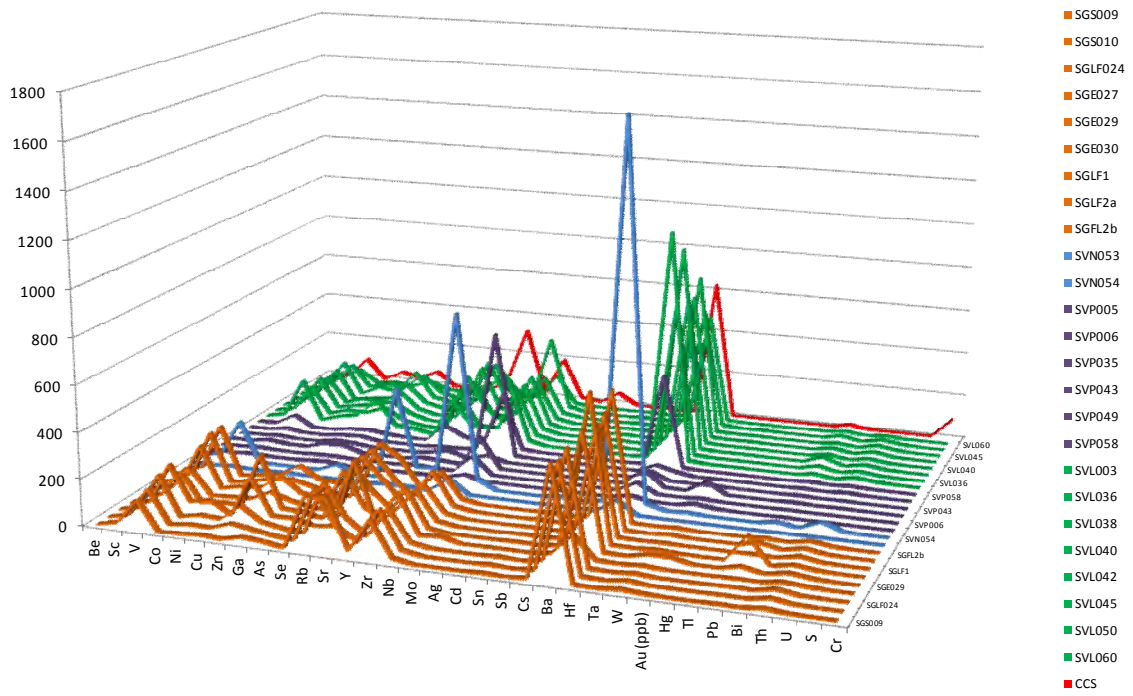
- *Formación Sierra Grande vs. Grupo Ventana*

De la comparación en los contenidos de elementos traza de la Formación Sierra Grande y las muestras analizadas para la Formaciones Napostá, Providencia y Lolén, surge que los contenidos de los principales elementos muestran patrones semejantes entre sí, a excepción de los resultados obtenidos para la Formación Napostá, la cual exhibe características litológicas particulares (cuarcita SVN053 y arcilita SVN054) y algunos casos en muestras de la Formación Providencia, por tanto el comportamiento en la concentración de ciertos elementos se ha visto afectada, diferenciándose notablemente de las analizadas para las otras unidades. Estas similitudes y diferencias serán discutidas a continuación.

En general el Be presentó valores similares en todas las muestras analizadas para la Formación Sierra Grande, Formación Napostá, Formación Providencia y Formación Lolén. El contenido de Sc mostró una variación general entre 8ppm y 22ppm en la Formación Sierra

Grande y Formación Lolén, mientras que la Formación Providencia exhibió los valores más bajos (1ppm) junto con la muestra de composición arcilítica de la Formación Napostá, en tanto que la muestra cuarcítica de esta misma unidad mostró los mayores tenores (29ppm). Del mismo modo, el V evidenció un comportamiento similar, con valores que oscilan entre 111ppm y 219ppm para las muestras de la Formación Sierra Grande y Formación Lolén, mientras que la Formación Napostá y Formación Providencia presentaron los valores más bajos entre 8ppm y 52ppm. El Co tuvo un comportamiento particular, siendo semejante entre las muestras de la Formación Sierra Grande, Formación Napostá y Formación Providencia con valores bajos (04ppm a 4,8ppm), mientras que en la Formación Lolén los resultados mostraron valores algo más elevados (5,2ppm a 18,5ppm) y un registro anómalo en la Formación Sierra Grande para la muestra SGE027 con alto contenido en Co (36,9ppm). Los valores más altos de Ni en la Formación Sierra Grande fueron similares a los de la Formación Lolén, mientras que los valores más bajos encontrados compartieron similitudes entre Formación Sierra Grande, Formación Napostá y Formación Providencia. El Cu presentó valores semejantes entre las Formación Sierra Grande, Formación Napostá y Formación Providencia, registrándose mayores concentraciones en las muestras analizadas de la Formación Lolén. Para el Zn, los tenores más bajos de la Formación Sierra Grande resultaron semejantes a los valores encontrados en la Formación Napostá y Formación Providencia, mientras que en los contenidos mayores fueron similares a los obtenidos para las muestras de la Formación Lolén. El Rb mostró un contenido bajo en la muestra SGE027 de la Formación Sierra Grande, el cual se asemejó a los contenidos de la SVN053 de la Formación Napostá y la mayoría de las de la Formación Providencia, las cuales oscilaron entre 3,1ppm a 13,9ppm (a excepción de la SVP058 que registró 81,6ppm), encontrándose para el resto de las muestras tenores semejantes entre sí en todas las unidades analizadas. En general el Sr en la Formación Sierra Grande mostró los valores más elevados, en tanto la Formación Napostá registró tenores variables, donde el valor más bajo (SVN053) se asimila a ciertos contenidos de la Formación Providencia y el valor más elevado (SVN054) resulta similar a los resultados más altos de la Formación Lolén. Para el Zr, los contenidos resultaron similares entre las muestras de la Formación Sierra Grande y Formación Lolén, mientras que la Formación Napostá y Formación Providencia presentaron valores similares, con elevados tenores de Zr (SVN054 y SVP049).

Finalmente, Nb, Ba y Th presentaron en general valores semejantes para la Formación Sierra Grande, Formación Napostá y Formación Lolén, aunque en la muestra SVN054 siempre registró un valor considerablemente más alto a muy alto, como es en el caso del Zr que su contenido llegó a 775,3ppm o el Ba que alcanzó los 1674ppm. Para la Formación Providencia los tenores siempre resultaron ser más bajos con respecto a las otras unidades. Una comparación entre los contenidos de los elementos traza en las distintas unidades puede visualizarse en la Figura V-17.



**Figura V-17.-** Comparación de los contenidos de los elementos traza para la muestras analizadas de la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén) y el promedio de los principales elementos traza para la corteza continental superior (CCS), expresados en ppm (Rudnick y Gao, 2003).





### **D2c.- Relaciones Th/Sc vs. Zr/Sc**

Los resultados obtenidos de las relaciones Th/Sc y Zr/Sc en las muestra de cada unidad, se graficaron en un diagrama binario de estos componentes que permite visualizar la composición de la fuente y el grado de reciclado o fraccionamiento de Zr en los sedimentos de los materiales estudiados. Cabe destacar, que el aumento de las relaciones Th/Sc y Zr/Sc está asociado a aquellos ambientes de margen pasivo y/o rift.

Como se mencionara anteriormente Taylor y McLennan (1985) utilizan esta relación como un importante parámetro de procedencia para diferenciar fuentes máficas de félsicas en sedimentos. Así, para aquellos detritos que proceden de rocas de la corteza superior poseen una relación promedio igual o mayor a 0,79, mientras que los procedentes de rocas máficas y ultramáficas presentan valores menores a 0,6 (McLennan *et al.*, 1990).

Se observa que en general las relaciones Th/Sc en las muestras analizadas tanto para la Formación Sierra Grande como para las unidades del Grupo Ventana, han resultado ser mayores que las obtenidas de los contenidos promedio de la corteza continental superior (0,75). Para la Formación Sierra Grande los valores registrados oscilan entre 0,87 a 1,29, presentándose un único valor con una relación menor (0,58), correspondiente a la muestra SGS009, debido a su bajo contenido en Th. Para las muestras de la Formación Napostá, independientemente de su composición litológica, se mantienen las relaciones Th/Sc con valores mayores al de la corteza continental superior. Estos valores se encuentran entre 1,31 a 1,81 para esta unidad. Las muestras de la Formación Providencia también mostraron una relación Th/Sc elevada, alcanzando excepcionalmente un valor de 8,50 en la muestra SVP049, oscilando entre 1,20 y 2,40 para el resto de las muestras analizadas. La Formación Lolén mostro las relaciones más próximas a los valores de la corteza continental superior, con la mayoría de las muestras que arrojaron valores comprendidos entre 0,74 a 0,99 y dos muestras con valores mayores a 1 (1,1-1,2).

Por otro lado, las relaciones Zr/Sc para la Formación Sierra Grande fueron menores a las registradas para la corteza continental superior (13,79), encontrándose entre 7,97 a 13,39. Para la Formación Napostá, esta relación resulta muy elevada respecto a la corteza continental superior, alcanzando 64,20 para la muestra cuarcítica (SVN053), producto de un muy bajo contenido en Sc (1ppm), y 26,74 para la arcillita (SVN054) debido a que si bien presenta alto contenido en Sc (29ppm), el Zr se encuentra en esta muestra con un tenor llamativamente elevado (775,5ppm), obteniéndose valores anómalos para esta relación, indicando un fraccionamiento de este elemento por parte de los minerales pesados. Asimismo, la Formación Providencia registró altas relaciones de Zr/Sc, encontrándose para el caso de la muestra SVP049 un valor de 560,60, producto de un bajo contenido en Sc y altos valores de Zr, en tanto que las demás muestras variaron entre 26 y 138. Las muestras de la Formación Lolén presentaron relaciones Zr/Sc cuyo rango quedó comprendido entre 8,35 a 18,90, que resulta similar al de la corteza continental superior.

La Tabla V-6 muestra las relaciones obtenidas de todas las muestras, respecto a la

relación registrada para la corteza continental superior.

Relación	SGS009	SGS010	SGLF024	SGE027	SGE029	SGE030	SGLF1	SGLF2a	SGFL2b	CCS
Th/Sc	0,58	0,87	0,97	1,05	1,29	1,11	0,90	0,95	0,89	0,75
Zr/Sc	8,63	9,06	7,97	13,39	12,19	9,50	6,09	8,11	6,29	13,79
La/Th	2,27	2,07	2,08	2,73	2,67	2,35	1,92	1,81	2,56	2,95
La/Sc	1,32	1,80	2,01	2,86	3,46	2,61	1,73	1,72	2,27	2,21

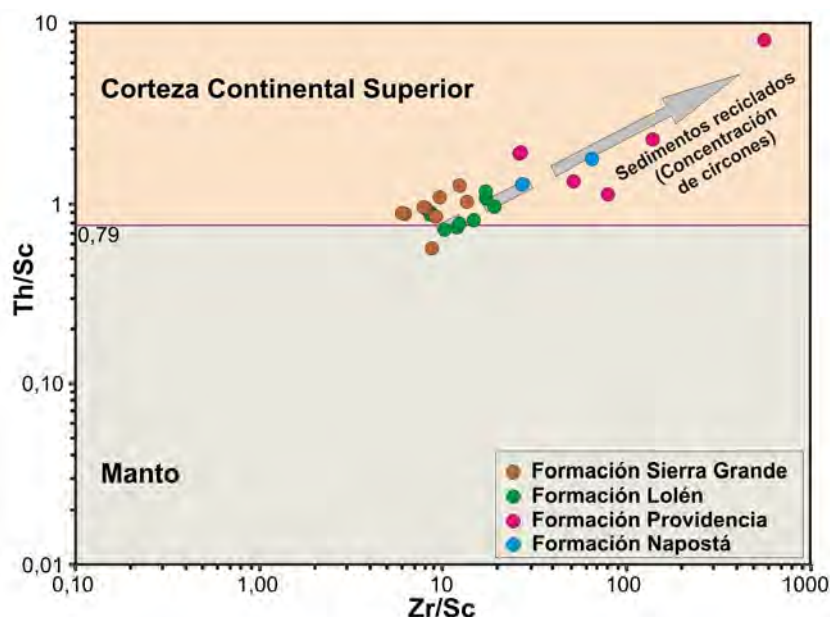
Relación	SVN053	SVN054	SVP005	SVP006	SVP035	SVP043	SVP049	SVP058	CCS
Th/Sc	1,80	1,31	2,00	1,20	2,40	2,00	8,50	1,42	0,75
Zr/Sc	64,20	26,74	26,00	78,80	138,00	26,40	560,60	51,34	13,79
La/Th	2,72	2,32	3,00	3,67	4,29	1,25	2,42	2,42	2,95
La/Sc	4,90	3,04	6,00	4,40	10,30	2,50	20,60	3,44	2,21

Relación	SVL003	SVL036	SVL038	SVL040	SVL042	SVL045	SVL050	SVL060	SVL060D	CCS
Th/Sc	0,83	0,76	0,74	0,79	0,89	0,91	0,99	1,10	1,20	0,75
Zr/Sc	14,55	11,81	10,11	12,17	8,35	8,44	18,90	16,98	16,91	13,79
La/Th	2,95	1,36	0,95	1,01	1,65	3,21	1,16	1,31	1,14	2,95
La/Sc	2,45	1,03	0,70	0,81	1,47	2,92	1,14	1,44	1,36	2,21

**Tabla V-6.-** Relaciones Th/Sc, Zr/Sc, La/Th y La/Sc para las muestras analizadas respecto a la relación obtenida a partir de los contenidos de los elementos traza para la corteza continental superior (CCS).

La Figura V-18, muestra las relaciones Th/Sc vs. Zr/Sc de las muestras analizadas. Así se puede observar que la mayoría se agrupan por encima de la relación promedio para la corteza continental superior, con un mayor grado de fraccionamiento para las de la Formación Napostá, que revelan un tren más evolucionado, pudiendo estar asociado a una mayor concentración de minerales pesados, especialmente circón, el cual aportó los altos tenores de Zr. Del mismo modo, las muestras de la Formación Providencia presentan un grado importante de enriquecimiento de Zr, característico de aquellos materiales que han sufrido una concentración de minerales pesados durante el proceso de retrabajamiento de los sedimentos. No obstante, las características líticas de los materiales analizados para esta unidad (cuarcitas), contribuyen a presentar una tendencia hacia el extremo del diagrama durante la proyección por su grado de selección, mostrando una evolución de sedimentos reciclados de manera más marcada que para el resto de las muestras analizadas. Las muestras de la Formación Sierra Grande y Formación Lolén se agrupan entorno a relaciones de Th/Sc semejantes, a algo más enriquecidas en Zr que las de la Formación Lolén. No obstante, en su mayoría se encuentran con patrones que caracterizan a los sedimentos reciclados. Una excepción está dada por la muestra SGE009, con una relación Th/Sc que la ubica por debajo de la línea que separa el campo de la corteza continental superior, debido al bajo contenido en Th, como se mencionara anteriormente, aunque mantiene el sentido de evolución de los sedimentos enriquecidos en Zr.



**Figura V-18.-** Diagrama Th/Sc vs Zr/Sc con las relaciones de las muestras analizadas para la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana (modificado de McLennan *et al.*, 1990)

Los cocientes La/Th (elementos incompatibles) para la Formación Sierra Grande muestran valores muy similares que oscilan entre 2,07 a 2,73 y resultan levemente menores a los observados para la corteza continental superior (2,25). Del mismo modo, la Formación Napostá registró valores semejantes a los de la Formación Sierra Grande, siendo para la muestra cuarcítica (SVN053) 2,72 y para la arcillita (SVN054) 2,32. Para la Formación Providencia se obtuvieron relaciones más elevadas entre 2,42 a 4,29, con un bajo registro en la muestra SVP043 (1,25). Por otro lado, para la Formación Lolén la relación La/Th se caracterizó por valores bastante menores a los de la corteza continental superior, comprendidos entre 0,95 a 1,65 en la mayoría de las muestras, a excepción de la SVL045 con una relación de 3,21 debido al alto contenido en La (61,4ppm) (Tabla V-6).

En cuanto a las relaciones La/Sc, respecto a la establecida para la corteza continental superior (2,21), en algunos casos resultan para la Formación Sierra Grande algo menores, entre 1,32 y 2,01 y otras superan el promedio de la corteza continental superior, alcanzando entre 2,27 a 3,46. Para la Formación Napostá los valores obtenidos de este cociente superan considerablemente los valores promedios de la corteza continental superior debido a la proporción en los contenidos de La y Sc que presentan cada muestra, registrando valores de 4,90 y 3,04. Las de la Formación Providencia en general presentaron valores más elevados que la corteza continental superior, entre 2,42 a 4,29 y solamente la muestra SVP043 arrojó una relación más baja, alcanzando un valor de 1,25. Finalmente la Formación Lolén, presentó relaciones que mayormente resultaron menores que la corteza continental superior, con valores que oscilan entre 0,70 a 1,44, con dos muestras que levemente superaron el valor promedio para esta relación en la corteza continental superior, alcanzando 2,45 y 2,92 (Tabla V-6).

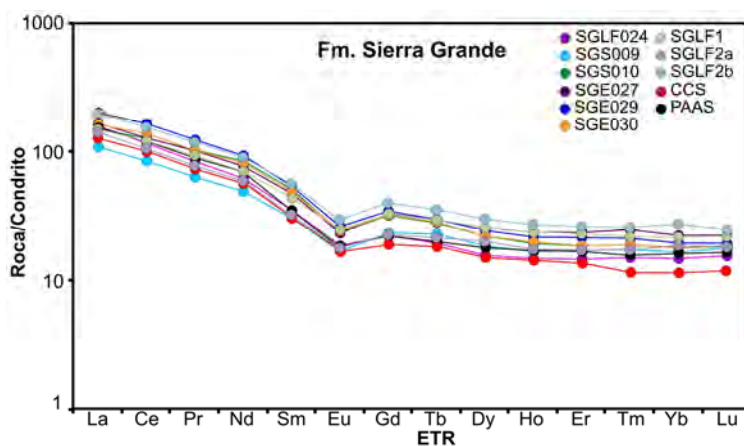
**D2d.- Geoquímica de ETR de la Formación Sierra Grande y el Grupo Ventana**

Para la interpretación de la composición de los ETR se utilizaron diagramas multi-elementos normalizados a un estándar. La normalización de la composición se realizó en base a composición original del meteorito condrito según Sun y McDonough (1989). Ya se ha mencionado que comúnmente las rocas clásticas son referenciadas respecto a la Composición Pelítica de América del Norte (**NASC North American Shale Composite**; Gromet *et al.*, 1984); a los valores promedio de pelitas post arqueanas (**PAAS Post-Archean Australian Shales**; Taylor y McLennan, 1985) y a los valores de la corteza continental superior (corteza continental superior). En este trabajo se realizó una comparación respecto al **PAAS** según Taylor y McLennan (1985) y a la corteza continental superior según Rudnick y Gao (2003). La interpretación del gráfico establece que si un material no tuvo una eficiente diferenciación desde la composición original del condrito, los valores de la relación se ubicarán cercanos a 1. De esta manera, a medida que el material comienza a diferenciarse de la composición del meteorito, la relación de los ETR se aleja de este valor.

Las Figuras V-19, V-20, V-21 y V-23, muestran los diagrama multi-elemento de ETR normalizados al condrito de cada una de las unidades estudiadas y su comparación respecto a los valores del **PAAS** y corteza continental superior, como así también, una comparación entre las muestras de la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana.

- **Formación Sierra Grande**

Para esta unidad se puede observar una pendiente muy pronunciada para la distribución de los ETRL y más suave para los ETRP, siendo este patrón muy similar respecto al **PAAS** y a la corteza continental superior, con un enriquecimiento de los ETRL respecto a los ETRP, presentando en todos los casos anomalías negativas de Eu. Este patrón es indicativo de una composición de rocas corticales. Sin embargo, en general los tenores son levemente mayores a los valores de las **PAAS** y de la corteza continental superior, a excepción de la muestra SGS009, que posee contenidos La, Ce; Pr y Nd algo menores, aunque manteniendo el patrón general (Figura V-19).

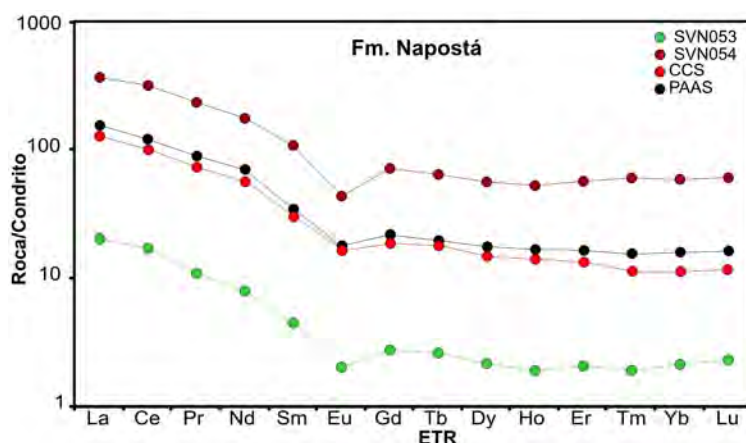


**Figura V-19.-** Distribución de la composición de los ETR para la Formación Sierra Grande normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989) y su comparación respecto a los valores del PAAS (Taylor y McLennan, 1985) y corteza

continental superior (CCS) (Rudnick y Gao, 2003).

- *Formación Napostá*

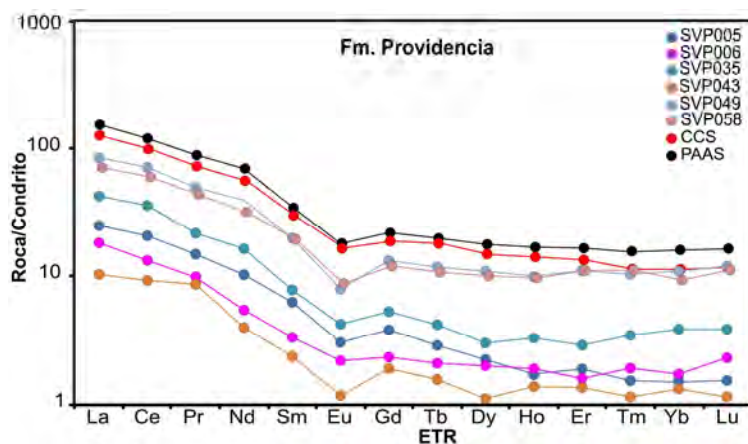
Las muestras analizadas si bien mantienen el patrón general de enriquecimiento de los ETRL en relación a los ETRP y una anomalía negativa en Eu, estos presentan contenidos que se alejan de los establecidos para el **PAAS** y la corteza continental superior. Así para la muestra cuarcítica SVN053 los contenidos de ETR se ven empobrecidos respecto al **PAAS** y la corteza continental superior, mientras que la muestra de arcilita SVN054 está más enriquecida en ETR. Sin duda esta particularidad está íntimamente relacionada a un control de la litología (tanto composicional como granulométrica), que como se ha explicado en este capítulo, los sedimentos clásticos más finos presentan una mayor concentración de los ETR (Figura V-20).



**Figura V-20.-** Distribución de la composición de los ETR para la Formación Napostá (Grupo Ventana) normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989) y su comparación respecto a los valores del PAAS (Taylor y McLennan, 1985) y corteza continental superior (CCS) (Rudnick y Gao, 2003).

- *Formación Providencia*

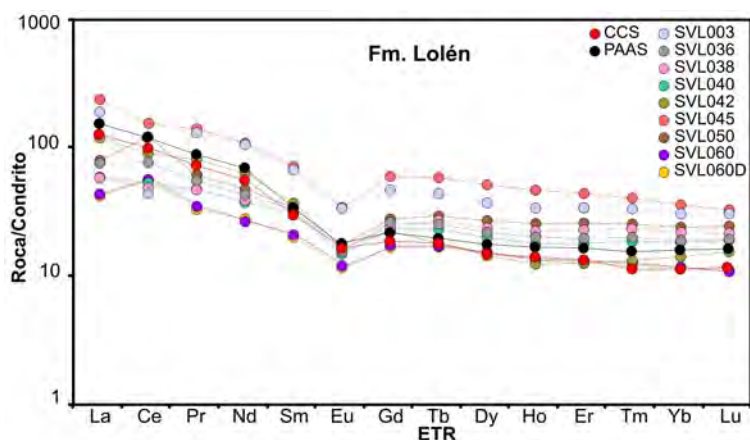
Los patrones de los ETR encontrados para las muestras de esta unidad se ven empobrecidos en estos elementos respecto a los valores observados para el **PAAS** y la corteza continental superior, siendo la muestra SVP043 la que presenta los mínimos valores, con algunos valores de los elementos Pr, Nd, Gd, Dy e Yb levemente anómalos en forma positiva respecto a las otras muestras. No obstante, el patrón general de las curvas guardan cierto paralelismo entre sí, tanto en los ETRL como para los ETRP, con la excepción de las muestras SVP006, SVP035, SVP049 y SVP058 que muestra un pequeño enriquecimiento en los contenidos de Er, Tm, Yb y Lu, aproximándose en el caso de las muestras SVP049 y SVP058 a los valores de la corteza continental superior. En todos los casos se registra una anomalía negativa en Eu. Cabe destacar que las muestras predominantemente cuarcíticas (SVP005, SVP006, SVP035 y SVP043) resultan con un comportamiento similar a la muestra cuarcítica SVN053 de la Formación Napostá, con pobres contenidos de los ETR, que como se ha explicado anteriormente, responden a las características líticas y granulométricas de las mismas (Figura V-21).



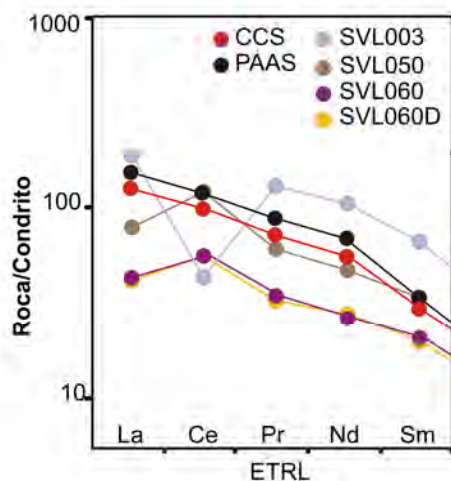
**Figura V-21.-** Distribución de la composición de los ETR para la Formación Providencia (Grupo Ventana) normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989) y su comparación respecto a los valores del PAAS (Taylor y McLennan, 1985) y corteza continental superior (CCS) (Rudnick y Gao, 2003).

- *Formación Lolén*

La Formación Lolén presentó una mayor variabilidad en el contenido de ETR, pero en general manteniendo una correlación en el patrón de distribución de las mismas respecto a los valores del **PAAS** y la corteza continental superior. No obstante, se puede observar que los ETRP se encuentran algo más enriquecidos que los representados en la corteza continental superior (a excepción de algunos elementos aislados) y que los valores de las **PAAS** en la mayoría de las muestras, excepto para SVL050 y SVL060 que se encuentran con contenidos algo menores. Por otro lado, las muestras SVL036 y SVL038 son las que más se alejan de los valores promedios de la corteza continental superior y de las **PAAS** (enriquecidas en ETR). La anomalía negativa en Eu se encuentra presente de manera constante en todas las muestras, aproximándose en casi todos los casos a los valores promedios. Hacia los ETRL, los contenidos disminuyen y resultan ser menores a los de la corteza continental superior y de las **PAAS**. Ocasionalmente algunas muestras presentaron anomalías en Ce respecto a la corteza continental superior y a las **PAAS**, siendo positiva para las muestras SVL050 y SVL060 y negativa para la muestra SVL003 (Figura V-22 y Figura V-23).



**Figura V-22.-** Distribución de la composición de los ETR para la Formación Lolén (Grupo Ventana) normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989) y su comparación respecto a los valores del PAAS (Taylor y McLennan, 1985) y corteza continental superior (CCS) (Rudnick y Gao, 2003).



**Figura V-23.-** Anomalías de Ce en las muestras de la Formación Lolén. SVL060D corresponde a un duplicado del análisis.

Las anomalías de Ce resultan importantes puesto que a partir de ellas es posible estimar condiciones reductoras u oxidantes en los paleoambientes sedimentarios (Wright *et al.*, 1987; Bertram *et al.*, 1992; Jarvis *et al.*, 1994; Yang *et al.*, 1999; Mazumdar *et al.*, 1999; Shields y Stille, 2001). El Ce se puede presentar en sus estados de valencia +3 y +4, dependiendo de las condiciones del medio. McLennan (1989) indicó que en condiciones oxidantes, la mayor parte del  $Ce^{+3}$  se oxida a  $Ce^{+4}$ , lo que da como resultado un empobrecimiento en el contenido característico de Ce presente en el agua de mar. Además, Wilde *et al.* (1996) señalan, que los cambios en los valores de anomalía de Ce pueden ser utilizados para deducir las variaciones relativas en la oxigenación. Así, en los sedimentos oxigenados se produce un enriquecimiento de  $Ce^{+4}$ , debido a la exclusión y precipitación de Ce del agua de mar rico en oxígeno; mientras que, en los sedimentos anóxicos, hay un empobrecimiento de Ce, dando lugar a anomalías negativas de Ce, debido a que el Ce se moviliza como  $Ce^{+3}$ , enriqueciéndose en el agua de mar y empobreciéndose en los sedimentos contemporáneos.

Elderfield y Graves (1982) cuantifican la anomalía de Ce y utilizan la siguiente fórmula para calcularla:

$$Ce/Ce^* = 3Ce_N / (2La_N + Nd_N)$$

Donde *N* representa los valores normalizados a condrito de Ce, La y Nd. De esta forma, según Shields y Stille (2001), valores de  $Ce/Ce^*$  mayores a 1,05 describen anomalías positivas, mientras que valores inferiores a 0,95 representan anomalías negativas. Los valores entre 0,95 y 1,05 no se consideran como anomalías.

Los valores de  $Ce/Ce^*$  obtenidos (Tabla V-7) confirman el carácter fuertemente negativo de la anomalía en Ce para la muestra SVL003 (0,27), que podría ser interpretado como consecuencia de condiciones depositacionales vinculadas a ambientes reductores. Por otro lado, las muestras SVL050 y SVL060 arrojaron valores que se encuadran como anomalías positivas, oscilando los valores de  $Ce/Ce^*$  entre 1,48 a 1,77, indicando que prevalecieron las condiciones oxidantes.

MUESTRAS	$Ce/Ce^{*}=3Ce_n/(2La_n + Nd_n)$
SVL-003	0,27
SVL-050	1,77
SVL-060	1,48
SVL-060D	1,51

**Tabla V-7.-** Valores obtenidos para las anomalías de Ce en las muestras de la Formación Lolén, basados en la ecuación de Elderfield y Graves (1982). SVL060D corresponde a un duplicado del análisis.

Por otro lado, las anomalías negativas en Eu presentes en todas las muestras analizadas, pueden estar vinculadas fundamentalmente a dos causas, o bien a la importante participación de un componente feldespático detrítico (plagioclasas) en el material clástico (Taylor y McLennan, 1985), o debido a condiciones de depositación en un ambiente reductor, dada la capacidad del europio a ser reducido de  $Eu^{+3}$  a  $Eu^{+2}$  (Henderson, 1984). No obstante, la constante presencia de la anomalía negativa en Eu permite inferir similares condiciones en el ambiente de sedimentación como una composición general semejante del material lítico analizado en ambas regiones, que podría sugerir áreas fuentes comunes.

- *Comparación de los ETR de la Formación Sierra Grande vs. Grupo Ventana*

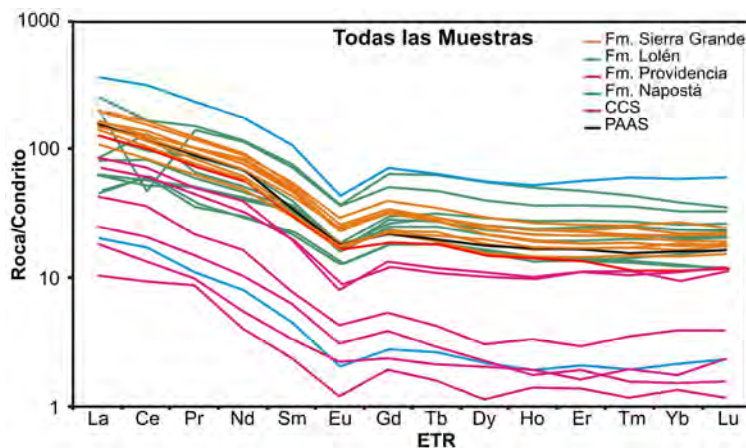
Se puede apreciar que si bien en líneas generales todas las unidades presentan un patrón de distribución similar o correlacionable, las muestras de la Formación Sierra Grande se encuentran mayormente concentradas dentro de un rango de variación mucho menor que los resultados obtenidos de los análisis de las muestras del Grupo Ventana, y asimismo, más próximas a los patrones de las **PAAS** y corteza continental superior. Esta variación en los contenidos de los ETR de las muestras de la Formación Sierra Grande respecto a las de las formaciones Napostá y Providencia reside principalmente en las características litológicas y granulométricas que estas últimas presentan. Tanto las muestras de la Formación Napostá como Providencia están constituidas por cuarcitas finas, lo cual resulta desfavorable para la concentración de los ETR, dado que como producto de la selección hidráulica, existe una tendencia a concentrarse con mayores tenores en las arcillas. Por otro lado, la alta participación de sílice produce un efecto de dilución de los ETR, generando un empobrecimiento de las mismas.

Respecto a la Formación Lolén, las muestras analizadas presentan una mayor heterogeneidad composicional, tal como se describiera en los cortes petrográficos, pero con características granulométricas más favorables para la retención de ETR. Así, se puede observar que las muestras de la Formación Sierra Grande presentan una curva con pendiente más suave de contenidos de ETRP respecto a lo encontrado en la curvas de la Formación Lolén. No obstante, ambas unidades reproducen un patrón semejante de distribución de ETR, diferenciándose esencialmente en la presencia de las anomalías en Ce que exhiben algunas de las muestras de la Formación Lolén, lo cual sugiere que las condiciones de depositación no han permanecido constantes para esta unidad.



Finalmente, es posible interpretar que a pesar de estas variaciones litológicas y granulométricas, ambas cuencas estuvieron sujetas a rellenos procedentes de fuentes con características de rocas corticales, manteniendo un comportamiento similar de las curvas de ETR respecto a los del **PAAS** y la corteza continental superior.

La Figura V-24 muestra las curvas de ETR de la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana para su comparación.



**Figura V-24.-** Comparación de las composiciones de los ETR entre la Formación Sierra Grande vs. las unidades del Grupo Ventana y su comparación respecto a los valores del PAAS (Taylor y McLennan, 1985) y corteza continental superior (CCS) (Rudnick y Gao, 2003).

### D3.- DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS Y PROCEDENCIA

Para la caracterización del ambiente tectónico de las unidades estudiadas se utilizaron los clásicos diagramas de discriminación tectónica construidos a partir de elementos traza tales como Th, Sc, Zr, Hf, Co y La y utilizados por numerosos autores, entre los que se destacan Taylor y McLennan (1985), Bhatia y Crook (1986), Floyd y Leveridge (1987), Gu *et al.* (2002), entre otros. Dichos diagramas han sido ampliamente utilizados para inferir el ambiente tectónico en que se desarrollaron antiguas cuencas sedimentarias. Las configuraciones tectónicas que comúnmente se distinguen con métodos geoquímicos según Bhatia y Crook (1986) son:

1) Arco de isla oceánico, que incluye tanto cuencas de antearco y retroarco situadas cercanas a un arco volcánico desarrollado en la parte superior de la corteza oceánica o una corteza continental delgada.

2) Arco continental o arco de isla continental, que puede incluir cuencas de intraarco, antearco o retroarco situadas próximas a un arco volcánico formado en la corteza continental de gran espesor o márgenes continentales delgados.

3) Margen continental activo, tales como las cuencas de Tipo Andino situadas en o junto a los márgenes continentales de gran espesor.

4) Margen continental pasivo, son márgenes continentales evolucionados a partir de *rift*, desarrollados sobre corteza continental gruesa en el borde de un continente.

La Tabla V-8 sintetiza los ambientes tectónicos, las cuencas relacionadas y tipo de procedencia relacionada según la geoquímica de las rocas sedimentarias detríticas.

<i>Clasificación de ambientes tectónicos, cuencas de depósito y tipo de procedencia relacionada a partir de análisis geoquímico en rocas sedimentarias detríticas (Bhatia y Crook, 1986)</i>			
AMBIENTE TECTÓNICO	CUENCA DE DEPÓSITO DOMINANTE	NATURALEZA DE LA CORTEZA ADYACENTE A LA CUENCA	TIPO DE PROCEDENCIA
Arco de islas oceánico	Tras-arco y ante-arco	Arco formado sobre corteza oceánica o bien sobre corteza continental delgada	Arcos magmáticos no disectados
Arcos de islas continental	Intra-arco, tras-arco, ante-arco	Arco formado sobre corteza continental	Arco magmático disectado u orógeno reciclado
Margen continental activo	Cuencas marginales de antepaís "foreland" transtensivas y transpresivas	Corteza continental gruesa o basamento cristalino	Basamento Levantado
Margen continental pasivo	Cuencas pericratónicas y márgenes de "rifts" continentales	Corteza continental	Orógenos levantados e interior de cratones

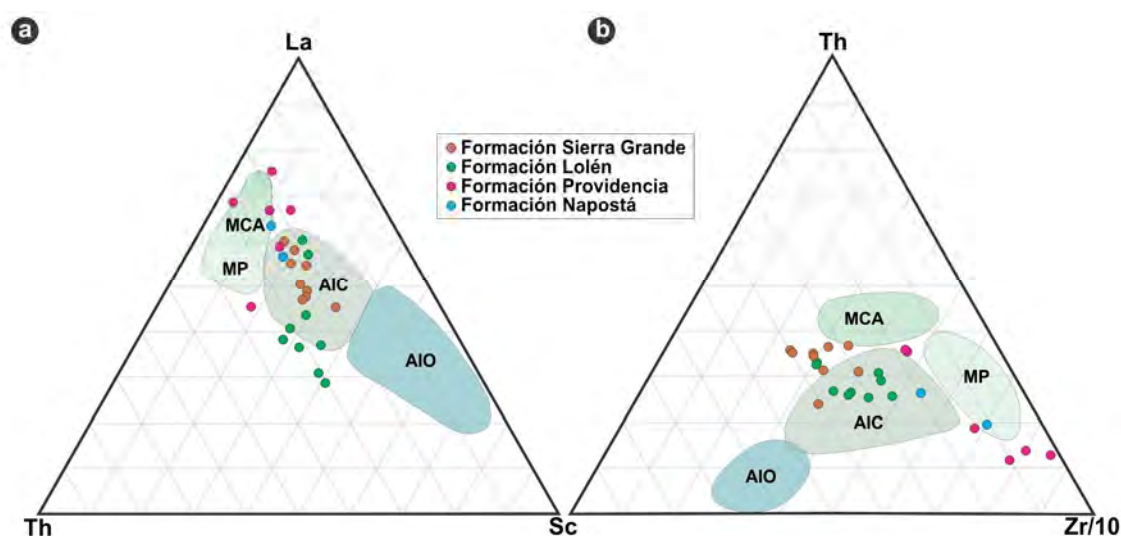
**Tabla V-8.-** Clasificación geoquímica de los ambientes tectónicos, tipos cuencas y las procedencias sedimentarias (Bhatia y Crook, 1986).

### *D3a.- Diagramas La-Th-Sc y Th-Sc-Zr/10*

Bhatia y Crook (1986) utilizan para la discriminación de ambiente tectónico y determinación de procedencia los diagramas triangulares que relacionan *La-Th-Sc* y *Th-Sc-Zr/10*. Anteriormente se mencionaron las relaciones entre estos componentes los cuales indican una concentración típica y evolucionada a la corteza continental superior. Las relaciones de los elementos analizados en el diagrama *La-Th-Sc* (Figura V-25a) muestran para la Formación Sierra Grande una distribución de las proyecciones que se concentra en el campo de arco de isla continental con alguna tendencia de ciertas muestras hacia una posición más marginal dentro de este campo, ubicándose próximas al campo de margen continental activo. Una de las muestras de la Formación Napostá se ubica en una posición contigua a las muestras marginales de la Formación Sierra Grande próximas a los campos de margen continental activo y margen continental pasivo, mientras que la otra se proyecta en el campo margen continental activo. La mayoría de las muestras cuarcíticas de la Formación Providencia se encuentran en el entorno del margen continental activo, en tanto que una se ubica en el campo del arco de isla continental (SVP058) y otra se dispersa hacia el área del margen continental pasivo (SVP043), mostrando un patrón similar a ciertas muestras de la Formación Lolén. Claramente se observa que tanto las muestras de la Formación Napostá como las de la Formación Providencia su distribución se halla controlada por las características líticas particulares. Finalmente para las de la Formación Lolén, existe un conjunto de muestras que se agrupan debajo del campo de arco de isla continental y en su borde inmediato, mientras que dos (SVL003 y SVL045) se proyectaron en el campo arco de isla continental, cerca de las más marginales de la Formación Sierra Grande.

En el diagrama *Th-Sc-Zr/10* (Figura V-25b) las proyecciones de las relaciones entre los

elementos analizados para la Formación Sierra Grande presentan una distribución de las muestras que se reúnen con cierta tendencia hacia al campo de margen continental activo y dos en el arco de isla continental. Para la Formación Napostá se observa que, al igual que las relaciones en el diagrama *La-Th-Sc*, las muestras se proyectan una en el campo de arco de isla continental y otra en el margen continental pasivo. En el caso, de las muestras de la Formación Providencia, en general revelan una tendencia a ubicarse próximas al campo del margen continental pasivo, aunque dos muestras se localizaron de manera periférica en el campo de arco de isla continental, con una línea evolutiva hacia el campo del margen continental pasivo, similar a lo que se observa para las muestras de la Formación Napostá. Para la Formación Lolén, mayormente se encuentran distribuidas dentro del campo del arco de isla continental, con dos muestras (SVL042 y SVL045) que poseen relaciones que se asimilan a las de la Formación Sierra Grande ubicándose fuera de este campo.



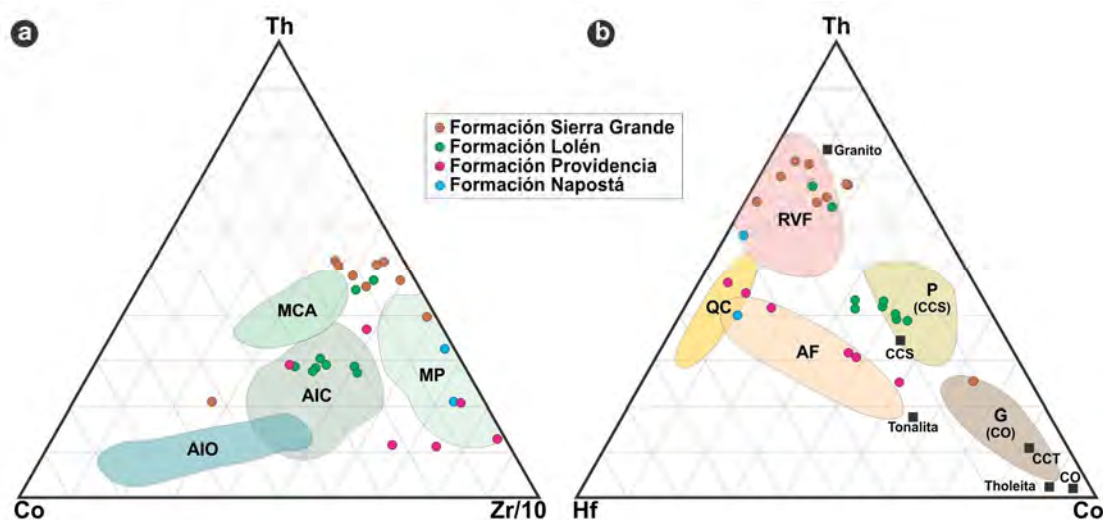
**Figura V-25.-** Diagramas ternarios de discriminación tectónica **a)** La-Th-Sc y **b)** Th-Sc-Zr/10 (modificado de Bhatia y Crook, 1986). Proyecciones de las muestras analizadas de las sedimentitas clásticas de la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana. MP: Margen pasivo; MCA: Margen continental activo; AIC: Arco de isla continental; AIO: Arco de Isla Oceánica.

### D3b.- Diagramas *Th-Co-Zr/10* y *Th-Hf-Co*

En el diagrama *Th-Co-Zr/10* (Bhatia y Crook, 1986) se observa que para la Formación Sierra Grande existe mayormente un enriquecimiento en Th y Zr en casi todas las muestras analizadas, proyectándose sus concentraciones sobre este margen, próximos al campo de margen continental pasivo. Solamente una muestra de esta unidad se aleja notablemente, enriqueciéndose en Co y proyectándose próxima al campo de arco de isla oceánico, confiriéndole de esta forma una fuente vinculada a materiales de naturaleza mas básica, debiendo ser considerada en forma particular dada las características mineralizaciones de hierro que presenta. Las muestras de la Formación Napostá se concentran dentro del campo de margen continental pasivo, caracterizando a sedimentos maduros, con alta concentración de Zr. Del mismo modo, para la Formación Providencia revela fuentes que se aproximan al

campo de margen continental pasivo en la mayoría de las muestras, en tanto que una muestra se ubica en el campo arco de isla continental y otra de manera próxima, asemejándose a las muestras de la Formación Lolén. Finalmente, las muestras de la Formación Lolén se concentran en el campo de arco de isla continental, con dos muestras (SVL042 y SVL045) con una composición similar a las de la Formación Sierra Grande, que se ubica en el entorno del campo de margen continental pasivo y margen continental activo (Figura V-26a).

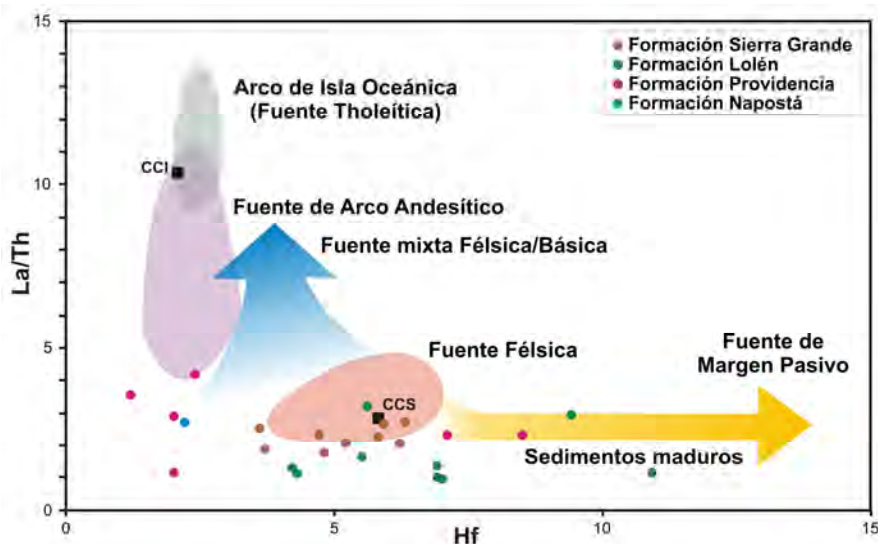
Por otro lado, teniendo en cuenta las composiciones de Th, Hf y Co en el diagrama *Th-Hf-Co* (Taylor y McLennan, 1985), se encuentra que las muestras de la Formación Sierra Grande tienen una fuerte componente derivada de rocas ácidas, ubicándose en el campo de RVF, mientras que una sola se aleja hacia el campo G con composiciones semejantes a las de la CO (básicas), en tanto que las muestras de la Formación Napostá se vinculan claramente al campo donde predominan los sedimentos maduros de QC con importante reciclaje de material. Para la Formación Providencia las muestras se proyectan en los campos de QC y AF, respondiendo de manera coherente con las características líticas de los materiales analizados. Las muestras de la Formación Lolén se proyectan en el campo P con composiciones similares a la de la corteza continental superior, alejándose dos muestras (SVL042 y SVL045) que presentan composiciones similares a las de la Formación Sierra Grande, ubicándose en el campo de las RVF. En este caso, al igual que en anteriores diagramas la muestra de la Formación Providencia no pudo ser proyectada debido a que se carece de los valores de Hf (Figura V-26b).



**Figura V-26.-** Diagrama ternarios de discriminación de ambientes tectónicos para las sedimentitas clásticas de la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana. **a)** Th-Co-Zr/10 (según Bhatia y Crook, 1986). MP: Margen Pasivo; MCA: Margen Continental Activo; AIC: Arco de Isla Continental; AIO: Arco de Isla Oceánica. **b)** Th-Hf-Co (basado en Taylor y McLennan, 1985). RVF: Rocas Volcánicas Félsicas; QC: Cuarcitas de cuencas Cratónicas; AF: Areniscas Feldespáticas; P: Pelitas (promedio para la corteza continental superior); G: Grauvacas; corteza continental superior: Corteza Continental Superior; CCT: Corteza Continental Total; CO: Corteza Oceánica (promedio para la corteza oceánica).

*D3c.- Diagrama discriminante Hf vs La/Th*

Con el objetivo de aproximar la composición de la fuente del sedimento, Floyd y Leveridge (1987) utilizaron el diagrama discriminante Hf vs. La/Th, en el cual la mayoría de las muestras de la Formación Sierra Grande se proyectan en el campo asociado a fuentes félsicas, próximas a la composición promedio de la corteza continental superior. Las muestras de la Formación Sierra Grande presentaron valores La/Th que oscilan entre 2,07 a 2,73. Las muestras de la Formación Lolén mayormente registran una similar distribución que las muestras de la Formación Sierra Grande, hallándose en el entorno del campo de fuentes félsicas, pero con una más baja relación La/Th que varía entre 0,95 a 1,36, a excepción de dos muestras que presentan relaciones más elevadas, semejantes a la de la Formación Sierra Grande y la corteza continental superior (2,95 y 3,21). Por otro lado, se observa que dos muestras presentan una fuerte tendencia a evolucionar hacia sedimentos maduros de fuente de margen pasivo. En el caso de las muestras de la Formación Napostá, si bien la relación La/Th es similar a los registros de la Formación Sierra Grande (2,35 y 2,72), en la muestra SVN053 (cuarcita) se observa una baja concentración de Hf (2,2 ppm), en tanto que la muestra SVN054 (arcillita) presentó muy altos valores de Hf (25,6ppm) pero con relaciones La/Th promedios (2,32), con lo cual su proyección cae fuera del diagrama, pero asociada a las fuentes de margen pasivo. Un grupo de muestras de la Formación Providencia se encuentra ubicado de manera dispersa por debajo de los campos de fuentes de arco andesíticos a fuentes mixtas félsicas/básicas, con relaciones de La/Th entre 4,29 a 1,25 y contenidos en Hf bajos entre 2,4ppm a 1,2ppm, probablemente debido a la naturaleza cuarcítica de las muestras, de igual forma como se ha observado en el comportamiento de la muestra cuarcítica de la Formación Napostá. Por otro lado, dos de esta misma unidad (SVP049 y SVP058) se proyectan hacia el área de los sedimentos maduros, con una tendencia a fuentes de margen pasivo, presentando relaciones La/Th de 2,42 en ambos casos y contenidos altos en Hf de 8,5ppm y 7,1ppm respectivamente. Las muestras de la Formación Lolén se proyectan mayormente próximas al campo de fuentes félsicas, pero con una relación La/Th bajas (menores a 2) y tenores en Hf similares a los observados para la Formación Sierra Grande, entre 4,2 a 7. Sin embargo, se presenta una muestra (SVL045) que registra similares relaciones La/Th y contenidos en Hf que la corteza continental superior, localizándose dentro del campo de las fuentes félsicas y por otro lado, dos (SVL003 y SVL050) presentaron una proyección sobre el tren evolutivo de sedimentos maduros de fuentes de márgenes pasivos (Figura V-27).



**Figura V-27.-** Diagrama discriminante Hf vs La/Th (basado en Floyd y Leveridge, 1987; Gu *et al.*, 2002) para la determinación de las fuentes de la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá y Lolén). La muestra de la Formación Providencia carece de valores de La y una muestra de la Formación Napostá (SVN054) registró altos valores de Hf (25,6) por lo que cae fuera del gráfico. CCI: Corteza Continental Inferior; corteza continental superior: Corteza Continental Superior

## E.- DISCUSIÓN

Del análisis de los elementos mayoritarios para las muestras analizadas y su comparación con los valores promedios para la corteza continental superior establecidos por Rudnick y Gao (2003), se puede observar que sus concentraciones se hallan controladas por las características litológicas y mineralógicas que presentan los materiales. En todos los casos, tanto para la Formación Sierra Grande como la Formación Lolén los contenidos en sílice resultaron levemente menores al promedio para la corteza continental superior, mientras que para las muestras cuarcíticas de las formaciones Napostá y Providencia, naturalmente los valores alcanzaron contenidos elevados, entre el ~85% a ~98% aproximadamente. Del mismo modo, la alúmina presentó valores levemente más elevados que para la corteza continental superior en las muestras de la Formación Sierra Grande y Formación Lolén, como se puede apreciar en las Tablas V-2 y V-3 y en la Figura V-5. Solamente dos muestras de la Formación Sierra Grande se alejan de este promedio respecto al contenido de  $\text{SiO}_2$ , presentando valores más bajos, debido a una importante anomalía en la concentración de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vinculada a las mineralizaciones ferríferas. Por otro lado, las muestras de la Formación Napostá y Formación Providencia claramente exhiben contenidos de los óxidos de los elementos mayoritarios que responden a las características líticas de los materiales analizados. En la mayoría de las muestras de la Formación Sierra Grande y Formación Lolén, los contenidos de  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  se encuentran por debajo del promedio de la corteza continental superior y observándose una anomalía positiva para el  $\text{K}_2\text{O}$  que se encuentra enriquecido en casi todas las muestras, a excepción de una muestra de la Formación Sierra Grande cuya mineralización de hierro afecta el contenido de minerales que puedan aportar  $\text{K}_2\text{O}$ , alcanzando solamente un 0,13% de este

óxido. Para la Formación Napostá y Formación Providencia la concentración de estos óxidos se hallan sujetas a las litologías, por tal motivo, en las muestras cuarcíticas la ausencia de minerales tales como feldespatos potásicos o arcillas potásicas en la matriz, determinan una baja concentración de  $K_2O$ .

Cabe destacar que estudios similares fueron llevados a cabo en el Grupo Ventana por Alessandretti (2012) y Alessandretti *et al.* (2013), obteniendo para las distintas unidades que lo componen contenidos en  $SiO_2$  mayores a los registrados para la corteza continental superior. En el caso de la Formación Napostá los contenidos documentados alcanzan un 98,6%; para la Formación Providencia 96,1% y para la Formación Lolén 85,1% y 86,7%. En la Tabla V-9 se resumen los tenores de los óxidos de elementos mayoritarios obtenidos en el trabajo realizado por Alessandretti (2012) y su comparación con las muestras analizadas en el presente trabajo, además del promedio de la corteza continental superior (Rudnick y Gao, 2003).

UNIDADES	MUESTRAS	ELEMENTOS MAYORITARIOS Y MINORITARIOS										
		$SiO_2$ (%)	$Al_2O_3$ (%)	$Fe_2O_3$ (%)	MgO (%)	CaO (%)	$Na_2O$ (%)	$K_2O$ (%)	$TiO_2$ (%)	$P_2O_5$ (%)	MnO (%)	
GRUPO VENTANA	FN	SVN053	97,44	1,02	0,48	0,03	0,01	0,01	0,29	0,06	0,01	0,01
		SVN054	46,72	29,59	3,91	1,25	0,05	0,09	10,83	1,96	0,06	0,03
		VE-11	98,61	1,11	0,1	0,02	0,02	0	0,28	0,03	0	0
	FP	SVP005	97,91	0,48	0,68	<0,01	0,01	0,02	0,09	0,04	<0,01	<0,01
		SVP006	96,97	1,41	0,28	0,02	0,01	0,01	0,38	0,04	0,01	<0,01
		SVP035	96,15	1,62	0,52	0,02	<0,01	<0,01	0,39	0,16	0,02	<0,01
		SVP043	95,77	2	0,7	0,05	0,01	0,7	0,25	0,03	0,02	<0,01
		SVP049	96,72	1	0,84	0,05	<0,01	<0,01	0,22	0,47	0,04	0,01
		SVP058	84,54	8,22	2,35	0,22	0,03	0,06	2,39	0,5	0,02	<0,01
		VE-12	96,07	0,75	0,81	0,02	0,02	0	0,11	0,12	0	0,04
		FL	SVL003	56,2	19,81	7,93	1,57	0,76	0,66	4,99	1,15	0,15
	SVL036		61,6	17,11	7,7	2,05	0,86	0,35	4,96	1,02	0,15	0,07
	SVL038		55,4	20,71	6,77	1,96	1,03	0,31	6,88	1,2	0,13	0,08
	SVL040		60,91	17,29	7,68	1,99	0,68	0,29	4,95	1,02	0,13	0,07
	SVL042		59,56	19,61	5,75	1,98	0,07	0,79	5,33	0,93	0,09	0,04
	SVL045		58,04	19,91	7,01	1,89	0,15	0,95	5,32	0,86	0,1	0,06
	SVL050		60,51	19,5	6,66	2,31	0,2	0,19	4,79	1,05	0,19	0,09
	SVL060		75,24	10,32	5,66	1,19	0,18	0,1	3,4	0,4	0,09	0,04
	SVL060D		75,08	10,28	5,84	1,21	0,17	0,1	3,42	0,4	0,08	0,04
	VE-01		86,86	5,2	1,79	0,02	0,03	0,12	1,66	0,17	0,02	0,3
VE-13	85,18		5,87	2,66	0,01	0,04	0,07	1,48	0,22	0,03	0,21	

**Tabla V-9.-** Comparación entre la composición porcentual de los óxidos mayoritarios registrados en las diferentes unidades estudiadas en el presente trabajo de tesis y resultados obtenidos por Alessandretti (2012) para las mismas unidades (sombreado amarillo).

Comparativamente con los resultados obtenidos en el presenta trabajo de tesis, se puede observar que para la Formación Napostá y Formación Providencia presentan similares contenidos al de las muestras cuarcíticas analizadas aquí, mientras que para la Formación Lolén la diferencia resulta significativa (55,4-75,2%, respectivamente), aproximándose los resultados de las muestras estudiadas al promedio de la corteza continental superior (66,6%, según Rudnick y Gao, 2003). Esta diferencia podría deberse a las particularidades litológicas de las muestras seleccionadas en ambos estudios, correspondiendo a materiales más ricos en cuarzo en el caso de las de la Formación Lolén analizadas por Alessandretti (2012) y Alessandretti *et al.* (2013). Asimismo, los contenidos en  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$  y  $K_2O$  resultaron

menores en comparación con las muestras aquí estudiadas, como resultado de la naturaleza cuarcítica de las muestras, a excepción de la muestra de la Formación Napostá (SVN053) y de la Formación Providencia, que registraron valores similares en todos los óxidos, quedando evidenciado de esta manera que los contenidos de los óxidos de elementos mayoritarios se hallan fuertemente controlados por las características litológicas y mineralógicas de las muestras analizadas.

La sensibilidad y comportamiento de los contenidos de los diferentes óxidos, pueden ser observados en los diagramas de Harker utilizados, donde se han cotejado los contenidos de los óxidos de elementos principales respecto a la  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura V-6 y Figura V-7). Dichos comportamientos, como se ha explicado anteriormente, mantienen una estrecha relación con las características líticas y mineralógicas particulares, las cuales son coherentes con las clasificaciones geoquímicas obtenidas a partir de las relaciones propuestas por Wimmenauer (1984) y Herron (1988) (Figura V-8a y b).

Por otro lado, independientemente del contenido en sílice, casi todas las muestras presentan un CIA que oscila entre 70 a 80, lo cual podría suponer que estuvieron sometidas a similares procesos y condiciones de alteración, tal como se puede observar en el gráfico de  $\text{SiO}_2$  vs CIA (Figura V-9). Del mismo modo, a partir de las interpretaciones de los diagramas triangulares A-CN-K, se observa un comportamiento análogo de las muestras con una avanzada meteorización y rocas fuentes de tipo félsico (Figura V-10a, b, c, d y e). Se destaca aquí, la presencia de una muestra de la Formación Sierra Grande (SGE027) cuyo comportamiento se aleja del patrón general debido al enriquecimiento en Fe y una muestra de la Formación Providencia (SVP043) con un CIA de ~68, probablemente como respuesta a una más intensa meteorización de la roca, ó a una diferente composición litológica, más rica en plagioclasa y feldespato peritítico, dando como resultado a través del proceso de alteración, concentraciones mayores de  $\text{Na}_2\text{O}$  y menores de  $\text{K}_2\text{O}$ .

Como se ha explicado anteriormente en este capítulo, la utilización de los elementos mayoritarios para definir los ambientes tectónicos de los cuales proceden los sedimentos que rellenan las cuencas no resultan precisos, debido a su alta movilidad frente a los procesos como intemperismo, diagénesis y metamorfismo. No obstante, es posible tener una primera aproximación para ajustar los modelos a tener en cuenta. De esta manera, de la interpretación de los gráficos discriminantes de Roser y Korsch (1988) se aprecia una fuerte tendencia a fuentes derivadas de sedimentos cuarzosos e ígneos félsicos, apareciendo una componente relacionada a fuentes ígneas de composición máfica para el caso de la Formación Sierra Grande, pero que sin duda, una correcta interpretación permite desvincular a esta muestra de la signatura de composición máfica, debido a la notable anomalía en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que presenta (Figura V-11a y b). En el caso del gráfico de Roser y Korsch (1986) existe una mayor coincidencia en la distribución de las muestras, asociándose casi la totalidad de ellas dentro del campo de margen continental pasivo (Figura V-12), alejándose de igual forma que en el caso anterior, una muestra de la Formación Sierra Grande por su importante contenido en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , lo que le imprime una afinidad en primera instancia a un ambiente de arco de isla oceánica



debido a dicha anomalía, por tanto, no debe ser considerado este ambiente como tal.

Del mismo modo, Alessandretti (2012) utiliza el gráfico de Roser y Korsch (1986) para el análisis de procedencia y determinación del ambiente tectónico de sus muestras del Grupo Ventana, encontrando un comportamiento similar a las muestras estudiadas aquí, presentando una marcada correspondencia con un ambiente de margen continental pasivo. Asimismo, utilizó los diagramas triangulares de  $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$  propuestos por Bhatia (1983) y modificados por Toulkeridis *et al.* (1999) obteniendo idéntica signatura, asociándose las composiciones de estos óxidos al campo de margen pasivo.

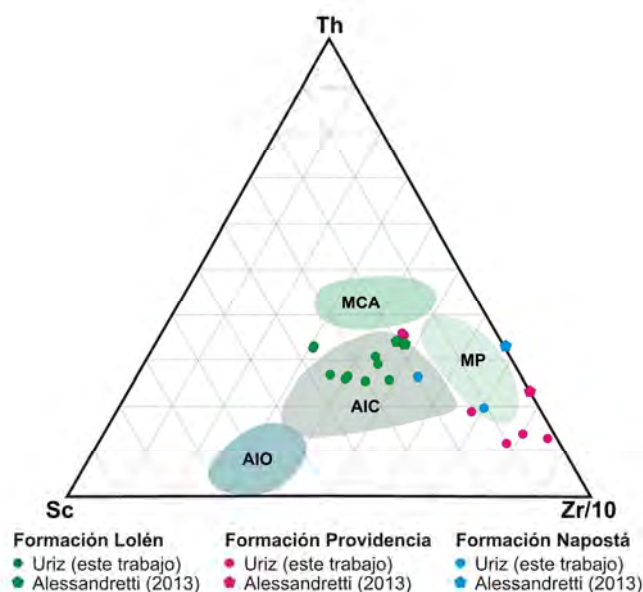
Por otro lado, el análisis de los contenidos de elementos traza (ET) y tierras raras (ETR), y las relaciones específicas de éstos, permitieron discriminar con un mayor grado de certeza los ambientes tectónicos y fuentes de procedencias de las unidades estudiadas, como así también el grado de evolución y retrabajo de los sedimentos. De esta manera, en el gráfico  $\text{Th/Sc vs. Zr/Sc}$  basado en McLennan *et al.* (1990) (Figura V-18) se aprecia que mayormente las muestras tanto de la Formación Sierra Grande como del Grupo Ventana se reúnen por encima del promedio de la corteza continental superior, presentando una fuerte tendencia hacia sedimentos reciclados, con una mayor concentración de minerales pesados tales como los circones, los cuales aportaron el Zr al sistema.

Para los ETR normalizadas a los valores promedio de pelitas post arqueanas (**PAAS** *Post-Archean Australian shales*; Taylor y McLennan, 1985) y a la corteza continental superior según Rudnick y Gao (2003) (Figuras V-19, V-20, V-21, V-22 y V-24), se observó para la Formación Sierra Grande un enriquecimiento de los ETRL respecto a los ETRP, pero con tenores levemente mayores a los valores de las **PAAS** y corteza continental superior en casi la totalidad de las muestras. Para las unidades del Grupo Ventana, los contenidos de estos elementos mostraron patrones similares a los del **PAAS** y la corteza continental superior, pero en el caso de las muestras analizadas de la Formación Napostá y Formación Providencia sus contenidos están directamente vinculados a la propiedades líticas de los materiales analizados, encontrándose más empobrecidos en estos elementos para el caso de los materiales cuarcíticos y más enriquecidos para el caso de los materiales arcillosos. Para la Formación Lolén, los contenidos fueron más heterogéneos mostrando un enriquecimiento de las ETRP respecto al **PAAS** y la corteza continental superior, además de ciertas particularidades presentes en algunas de las muestras estudiadas, donde se destaca una anomalía en Ce vinculada a las condiciones de depositación, permitiendo establecer el carácter oxidante o reductor del medio (anomalía positiva y negativa en Ce, respectivamente) (Figura V-23).

Finalmente, en todos los casos se observa una constante anomalía negativa en Eu que refleja similares condiciones de depositación, hecho que se ve reflejado en la comparación de las muestras de la Formación Sierra Grande respecto a las unidades del Grupo Ventana, donde resulta significativa la ajustada correlación entre las composiciones de los ETR para ambas regiones.

El estudio de las relaciones de elementos traza específicos como Th, Sc, Zr, Hf, Co y La, permitieron discernir el ambiente tectónico y la procedencia de los sedimentos que

rellenaron las cuencas. Así, se utilizaron los diagramas de discriminación tectónica de Bhatia y Crook (1986) con las siguientes relaciones:  $La-Th-Sc$  y  $Th-Sc-Zr/10$  (Figura V-25a y b). De esta manera se observó que las muestras de la Formación Sierra Grande presentaron una distribución homogénea, proyectándose mayormente en el campo de arco de isla continental, con una cierta tendencia hacia el campo de margen continental activo como se puede apreciar en el diagrama triangular  $Th-Sc-Zr/10$ . Las de la Formación Napostá presentan características más maduras, encontrándose en el campo de procedencia del margen continental pasivo o próximo al mismo. Del mismo modo, la Formación Providencia si bien aparece en el diagrama  $La-Th-Sc$  más distribuida en el campo margen continental activo, en el diagrama  $Th-Sc-Zr/10$  se ubica mayormente con una fuerte evolución hacia el campo de margen continental pasivo. En el caso de la Formación Lolén se puede apreciar el carácter más heterogéneo e inmaduro de las muestras analizadas, con un menor grado de reciclaje, diferenciándose de esta manera de las otras unidades analizadas, proyectándose mayormente en el campo de procedencia de arco de isla continental o muy próxima a él. Alessandretti (2012) en sus análisis para las muestras del Grupo Ventana obtiene similares resultados para la Formación Lolén, vinculadas al campo de procedencia de arco de isla continental, mientras que para las Formación Napostá y Formación Providencia, sus resultados mostraron una fuerte signatura al campo de margen continental pasivo, similar a las muestras analizadas en el presente trabajo (Figura V-28).



**Figura V-28.-** Diagrama triangular  $Th-Sc-Zr/10$  comparando la procedencia de las muestras de las diferentes formaciones del Grupo Ventana analizadas en el presente trabajo de Tesis y los resultados obtenidos por Alessandretti (2012) para las mismas unidades.

Por otro lado, se aplicó el diagrama de discriminación de ambiente con las relaciones  $Th-Co-Zr/10$  propuesto por Bhatia y Crook (1986) (Figura V-26a), en el cual se observa un comportamiento similar tanto de las muestras de las Formación Sierra Grande como para las Formación Napostá y Formación Providencia del Grupo Ventana, ubicándose sus proyecciones en el campo de procedencia de margen continental pasivo o con una fuerte tendencia hacia el campo donde los sedimentos son composicionalmente más maduros o reciclados,

caracterizándose por un enriquecimiento en Th y Zr, en detrimento de las concentraciones de Co. Asimismo, las muestras de la Formación Lolén mantienen la composición dentro del campo de arco de isla continental, resaltando el carácter algo más inmaduro del material. Cabe señalar que una muestra de la Formación Sierra Grande (SGE027) se proyecta próxima al campo de arco de isla oceánico (fuentes de composición básicas), determinada por una considerable concentración en Co. No obstante, como se viera en los diagramas de procedencia analizados anteriormente, tanto de elementos mayoritarios como traza, influenciada por importante enriquecimiento en Fe conferido por la proximidad de la muestra a los horizontes ferríferos.

Similar tendencia se puede observar en el diagrama *Th-Hf-Co* (Taylor y McLennan, 1985) (Figura V-26b), donde las muestras de la Formación Sierra Grande presentan características composicionales que se relacionan con el campo de RVF (Rocas volcánicas félsicas), destacándose de igual forma la muestra SGE027 que se proyecta en el campo G (Grauvacas) asociándose a fuentes de naturaleza más básica. La Formación Napostá muestra en forma coherente con los análisis efectuados anteriormente, una composición que se relaciona el campo de QC (Cuarcitas de cuencas cratónicas) reflejando su madurez composicional, del mismo modo que las muestras de la Formación Providencia, las cuales se proyectan en los campos QC (Cuarcitas de cuencas cratónicas) y AF (Areniscas feldespáticas), tal como se esperaría por la naturaleza lítica de las muestras seleccionadas. Finalmente, la Formación Lolén se vincula al campo P (Pelitas), con composiciones próximas al promedio para corteza continental superior, alejándose dos muestras (SVL042 y SVL045) del conjunto, las cuales presentan una composición más rica en componentes de naturaleza félsica.

En el gráfico discriminante *Hf vs La/Th* (Floyd y Leveridge, 1987) (Figura V-27) utilizado para caracterizar las fuentes de procedencia, se destaca que las muestras de la Formación Sierra Grande se encuentran vinculadas a fuentes félsicas con una composición semejante al de la corteza continental superior, mientras que para el Grupo Ventana, se identifica una muestra de la Formación Napostá y otras de la Formación Providencia, que por su monótona madurez composicional (cuarcítica) presentaron valores muy bajos en Hf y relaciones de La/Th promedio, proyectándose fuera de los campos principales que puedan relacionarse con una fuente félsica o intermedia (fuente mixta félsica/básica), mientras que, para el caso de la Formación Napostá, en la muestra arcilítica los tenores en Hf fueron elevados (25,6ppm) y relaciones La/Th de 2,32, que permiten asociarla a una fuente de margen pasivo. Del mismo modo, dos muestras de la Formación Providencia se ubicaron hacia la región de sedimentos maduros, con una tendencia a fuentes de margen pasivo. Las muestras de la Formación Lolén, en general mostraron relaciones La/Th bajas (menores a 2) y tenores de Hf similares a los observados en la Formación Sierra Grande, ubicándose en el entorno de las fuentes félsicas, con algunas excepciones que registraron mayor contenidos en Hf, proyectándose en el tren de evolución de sedimentos maduros de fuentes de margen pasivo.

Teniendo en consideración los múltiples aspectos geoquímicos abordados en este

capítulo, resulta claro que las características litológicas, selección granulométrica y particularidades de las muestras analizadas (mineralizaciones), han sido factores claves para la determinación de la naturaleza de los materiales analizados, incidiendo directamente sobre los resultados obtenidos. De esta manera, estas variables deben ser tenidas en cuenta para lograr una correcta interpretación. Por tal motivo, han sido discriminados aquellos datos que arrojaron resultados anómalos, ponderando solamente los que ofrecieron cierto grado de certeza, permitiendo arribar a conclusiones objetivas y razonables.

De esta forma, se puede decir que el análisis de elementos mayoritarios resultó significativo en cuanto a la clasificación geoquímica de las rocas estudiadas y permitiendo obtener una aproximación de las características de los ambientes tectónicos de sedimentación y la procedencia general de las secuencias comparadas. En tanto que los estudios tendientes a determinar las condiciones ambientales y paleoclimáticas (CIA) estuvieron condicionados por la naturaleza de los materiales analizados.

De igual manera, los estudios realizados sobre la composición de los elementos trazas y tierras raras no resultaron esclarecedores para la determinación de las rocas fuentes, mostrando simplemente registros anómalos de ciertos elementos en relación al promedio de la corteza continental superior. En tanto que, las relaciones entre elementos específicos como Zr/Sc y Th/Sc fueron importantes para cuantificar el grado de reciclaje sedimentario.

Por otro lado, la utilización de los ETR de las unidades estudiadas en comparación respecto a los valores promedios de las PAAS y a la corteza continental superior, estuvieron sujetas a los tipos litológicos analizados y la granulometría de los materiales. No obstante, se ha observado en todos los casos que las curvas de las muestras presentan similares patrones de correlación, con anomalías negativas en Eu vinculadas a semejantes condiciones ambientales de depositación y/o una participación común de plagioclasas detríticas en ambas secuencias.

Finalmente, el análisis de los diagramas discriminantes de ambientes tectónicos a partir de los elementos trazas (La-Th-Sc y Th-Sc-Zr/10; Th-Co-Zr/10 y Th-Hf-Co; Hf vs La/Th), no permitieron resolver la problemática planteada, debido a la ambigüedad de los resultados obtenidos. Así, las muestras proyectadas en los gráficos estuvieron condicionadas por las características de las rocas analizadas, hallándose en todos los casos diferencias y similitudes entre las unidades estudiadas, las cuales fueron poco clarificadoras al momento de su interpretación.

## VI.- RESULTADOS: GEOLOGÍA ISOTÓPICA

### A.- INTRODUCCIÓN

Los avances en el campo de la geología isotópica sin duda constituyen la principal herramienta para la comprensión de los procesos que tienen lugar en la dinámica de la Tierra. De esta forma, mediante la aplicación de diferentes metodologías (Sm-Nd; U-Pb; Lu-Hf), en las últimas décadas, numerosos autores han contribuido en la elaboración de diversos modelos paleogeográficos tendientes a explicar la relación entre el extremo sur del cratón del Río de la Plata y el noreste del Macizo Nordpatagónico como parte de lo que Ramos (1984) denominó terreno Patagonia, en un intento por hallar registros que permitan revelar con mayor certeza la evolución de esta región dentro del contexto Gondwánico.

El análisis de circones detríticos ha sido intensamente utilizado como un elemento importante para el estudio de los mecanismos de crecimiento y reciclaje de la corteza continental a lo largo del tiempo. Como se ha mencionado en el capítulo anterior, los circones pueden resistir procesos de erosión, transporte e incluso eventos metamórficos, preservando las edades de cristalización magmática y metamórfica que pueden ser registradas por el sistema U-Pb. Este método puede ser combinado con los análisis de las relaciones Lu-Hf en los mismos cristales, para distinguir episodios magmáticos que han añadido material del manto juvenil de aquellos otros eventos que meramente reciclaron la corteza existente (Gerdes y Zeh, 2006; Willner *et al.*, 2008). En este sentido, estos métodos isotópicos resultan esenciales para el estudio de la procedencia y la configuración tectónica de unidades sedimentarias silicoclásticas.

El objetivo principal en la aplicación de estos estudios fue la determinación de las edades máximas de sedimentación de las unidades; naturaleza de las áreas de aporte sedimentario (edad y tipos de rocas fuente); correlación de las secuencias estudiadas con unidades estratigráficas equivalentes comprendidas a nivel local y regional, y su consideración en los modelos paleogeográficos.

Por otro lado, los isótopos del Nd han sido ampliamente utilizados como indicadores de procedencia (Nelson y DePaolo, 1988; McLennan *et al.*, 2003). Las características isotópicas del Nd en rocas sedimentarias terrígenas conforman una 'mezcla promedio' de las fuentes que suministraron los detritos a la cuenca. Las edades modelo ( $T_{DM}$ ) y el parámetro  $\epsilon_{Nd}$  calculados por esta metodología son indicativos de las áreas de aporte y posibles fuentes, permitiendo tener un registro que contribuya a establecer su evolución. De esta forma, a través del sistema Sm-Nd fue posible comparar las edades modelo  $T_{DM}$  en roca total de secuencias sedimentarias silicoclásticas distantes (Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana), identificando patrones que posibiliten discernir su vinculación.

## B.- UNIDADES ESTUDIADAS

En el presente trabajo de tesis se propuso analizar la secuencia silicoclástica silúrico-devónica de la Formación Sierra Grande, aflorante en el Macizo Nordpatagónico, mediante el análisis isotópico U-Pb y Lu-Hf en circones detríticos y Sm-Nd en roca total, comparando los resultados obtenidos con los registros de iguales análisis aplicados para unidades equivalentes del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén). Los estudios U-Pb se efectuaron en un total de nueve muestras de la Formación Sierra Grande, mientras que para el Grupo Ventana se dataron circones procedentes de una muestra de cada unidad mencionada. Asimismo, sobre un grupo de circones de tres muestras de la Formación Sierra Grande (diez por cada muestra) y diez circones de la Formación Napostá, previamente datados por la metodología U-Pb, se efectuaron análisis Lu-Hf. Finalmente, se seleccionaron entre 5 y 6 muestras de naturaleza pelítica, psamo-pelítica y psamítica correspondientes a cada unidad y se sometieron a estudios de Sm-Nd en roca total. Los resultados y sus comparaciones serán discutidos en los ítems siguientes.

Una de las tareas más relevantes fue el muestreo y posterior elección de las que serían analizadas. Para la Formación Sierra Grande se seleccionaron ocho muestras distribuidas en diferentes niveles de la unidad, comprendiendo los Miembros Polke, San Carlos y Herrada. Así, para el Miembro Polke se escogieron dos muestras ubicadas una en la sección basal del mismo en el sector de la Mina HIPARSA, Yacimiento Sur (SGS022 S41°40'12.2"-W65°22'30.8"), correspondiente a areniscas cuarcíticas medias a sabulíticas y otra en los niveles basales pero del sector conocido como Yacimiento Norte (SG-2009-11 S41°30'00.3"-W65°20'40.4") donde el material se presenta con características más conglomerádicas. Para el Miembro San Carlos fueron estudiadas cinco muestras distribuidas en diferentes perfiles. Una procede del sector del Yacimiento Sur, correspondiente a los niveles transicionales entre los miembros Polke y San Carlos, próximos a la denominada Loma de los Fósiles, presentando el material características váquicas (SGLF025 S41°39'27.6"-W65°22'51.3"). De ese mismo sector, pero ubicadas estratigráficamente por encima de la muestra anterior, se analizaron dos de composición cuarcítica (SGS007 S41°40'03.9"-W65°22'14.7" y SGS008 S41°39'30.8"-W65°22'41.0"). Hacia el perfil del Yacimiento Norte, se estudió una muestra de areniscas ferruginosas del tercio medio de la sección (SG-2009-12 S41°30'10.1"-W65°20'24.1"). Finalmente, en la región de Punta Sierra, sobre el granito homónimo, se muestreó un nivel areno-conglomerádico (SGPS017 S41°30'03.2"-W65°00'01.9") asignado a este miembro. El Miembro Herrada fue muestreado en los niveles cuarcíticos ubicados en la zona de Loma de Monocchio (SGLM013 S41°31'54.4"-W65°07'43.8"), siendo esta muestra analizada mediante ambas metodologías (ICP-LA-MS y SHRIMP).

En el caso del Grupo Ventana se escogió una muestra de cada una de las unidades arriba mencionadas. Para la Formación Napostá se estudió una ortocuarcita de grano medio, ubicada en los niveles medios a superiores de la unidad (SVN034, S38°04'35.9"-

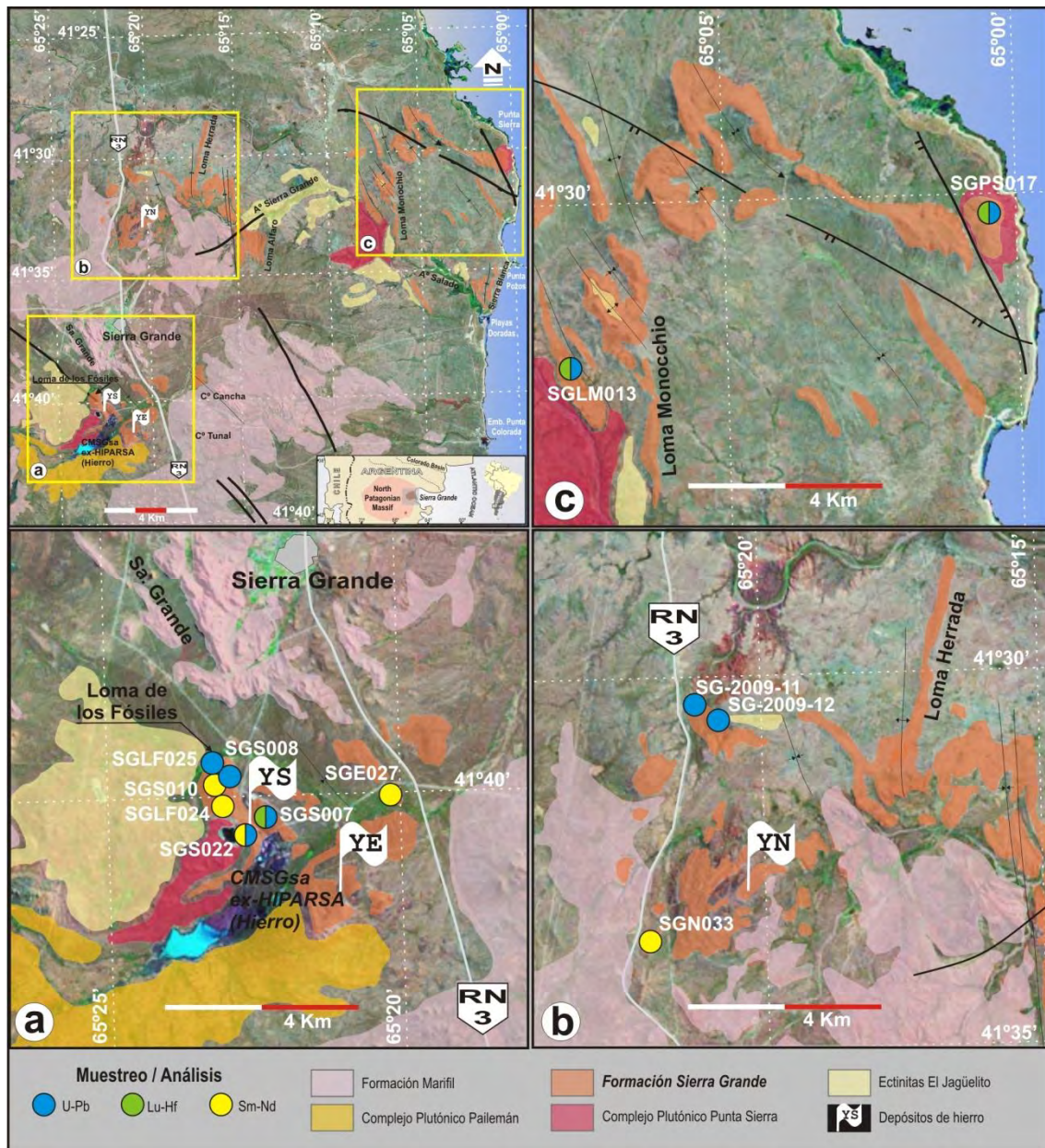
W62°00'08.2"). De la Formación Providencia se muestrearon los niveles superiores de la unidad, correspondientes a una arena cuarcítica de granulometría media a fina (SVP005 S38°04'26.7"-W61°58'51.5"), mientras que en el caso de la Formación Lolén la muestra procede de niveles psamo-pelíticos de la parte superior de esta unidad (SVL002 S38°03'55"-W61°53'17.7").

Para los estudios Lu-Hf se seleccionaron tres muestras de la Formación Sierra Grande distribuidas en diferentes niveles del Miembro San Carlos (SGS007 y SGSP017) y una muestra procedente del Miembro Herrada (SGLM013), mientras que para el Grupo Ventana, se analizó una muestra de la Formación Providencia (SVP005).

En el análisis de las edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  se utilizaron un total de 21 muestras, de las cuales, para la Formación Sierra Grande y las formaciones Napostá y Providencia se escogieron cinco muestras de cada unidad y para la Formación Lolén se utilizaron seis muestras. Las seleccionadas para a la Formación Sierra Grande proceden de diferentes niveles y localidades. Sus características líticas y ubicación se detallan a continuación: SGS010 (S41°39'31.3"-W65°22'43.8") niveles pelíticos del Miembro San Carlos aflorantes en el Yacimiento Sur; SGS022 (S41°40'12.2"-W65°22'30.8") cuarcita correspondiente al Miembro Polke en el Yacimiento Sur; SGLF024 (S41°39'44.5"-W65°22'42.8") niveles psamo-pelíticos procedentes del Miembro San Carlos en el sector de Loma de los Fósiles; SGE027 (S41°39'47.2"-W65°19'51.9") bancos pelíticos del Miembro San Carlos aflorante en el área del Yacimiento Este y SGN033 (S41°33'25.8"-W65°22'03.7") niveles cuarcíticos próximos al Yacimiento Ferrífero Norte, pertenecientes al Miembro Polke. Para las unidades del Grupo Ventana, las características líticas y ubicación de las muestras son: Formación Napostá, SVN034 (S38°04'35.9"-W62°00'08.2") niveles cuarcíticos blanquecinos de la parte superior de la secuencia; SVN053 (S38°04'17.0"-W62°01'17.0") cuarcitas de los niveles medios-superiores; SVN054 (S38°03'40.5"-W62°04'01.1") niveles pelíticos-arcillosos intercalados entre los bancos cuarcíticos de la porción media-inferior de la formación; SVN056 (S38°03'40.6"-W62°04'01.2") cuarcitas de los niveles medios-inferiores de la unidad y SVN057 (S38°03'47.7"-W62°04'24.1") cuarcitas finas de la sección inferior. Para la Formación Providencia se analizaron las muestras SVP005 (S38°04'26.7"-W61°58'51.5") cuarcíticas de granulometría media a fina de los niveles superiores de la formación; SVP006 (S38°04'17.7"-W61°59'37.3") cuarcita ubicada en la base de la secuencia; SVP041 (S38°01'29.5"-W62°00'53.1") bancos de cuarcitas de los niveles superiores próximos al contacto con la Formación Lolén; SVP048 (S38°10'22.0"-W61°54'16.5") cuarcitas del techo de la formación y SVP049 (S38°10'20.5"-W61°54'23.8") cuarcitas de grano fino, con características váquicas de la parte superior de la unidad. Finalmente para la Formación Lolén se escogieron las muestras SVL004 (S38°04'03.7"-W61°53'48.6") psamita fina, váquica, del techo de la unidad; SVL036 (S38°03'52.6"-W61°56'12.7") pelitas de la sección media-inferior; SVL039 (S38°03'43.9"-W61°56'13.6") psamo-pelita con importante esquistosidad de los niveles medios de la secuencia; SVL042 (S38°01'29.5"-W62°00'46.3") pelitas intercaladas entre bancos psamíticos

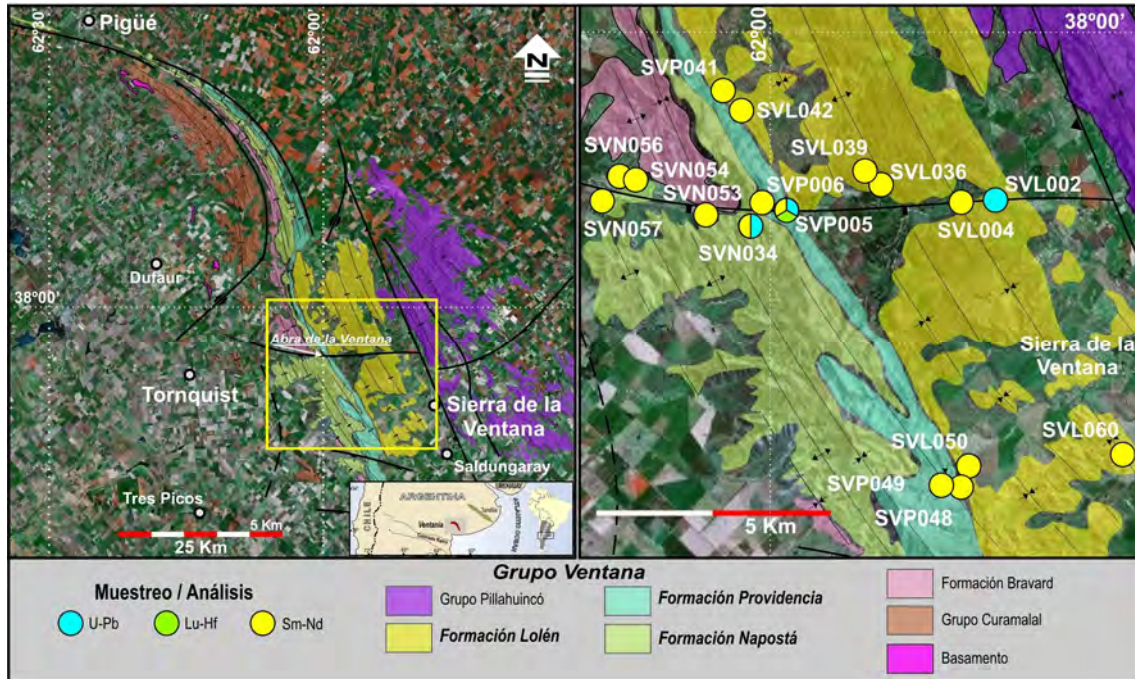
en la sección inferior de la unidad, próxima al contacto con la infrayacente Formación Providencia; SVL050 (S38°10'14.0"-W61°54'11.1") psamita fina correspondiente a los niveles inferiores de la formación y SVL060 (S38°09'34.1"-W61°49'05.1") psamo-pelita de los niveles superiores de la sección.

La ubicación de las muestras seleccionadas para cada análisis se detalla en la Figura VI-1 y 2; mientras que en la Figura VI-3 se representan los niveles muestreados en los perfiles columnares para cada región.

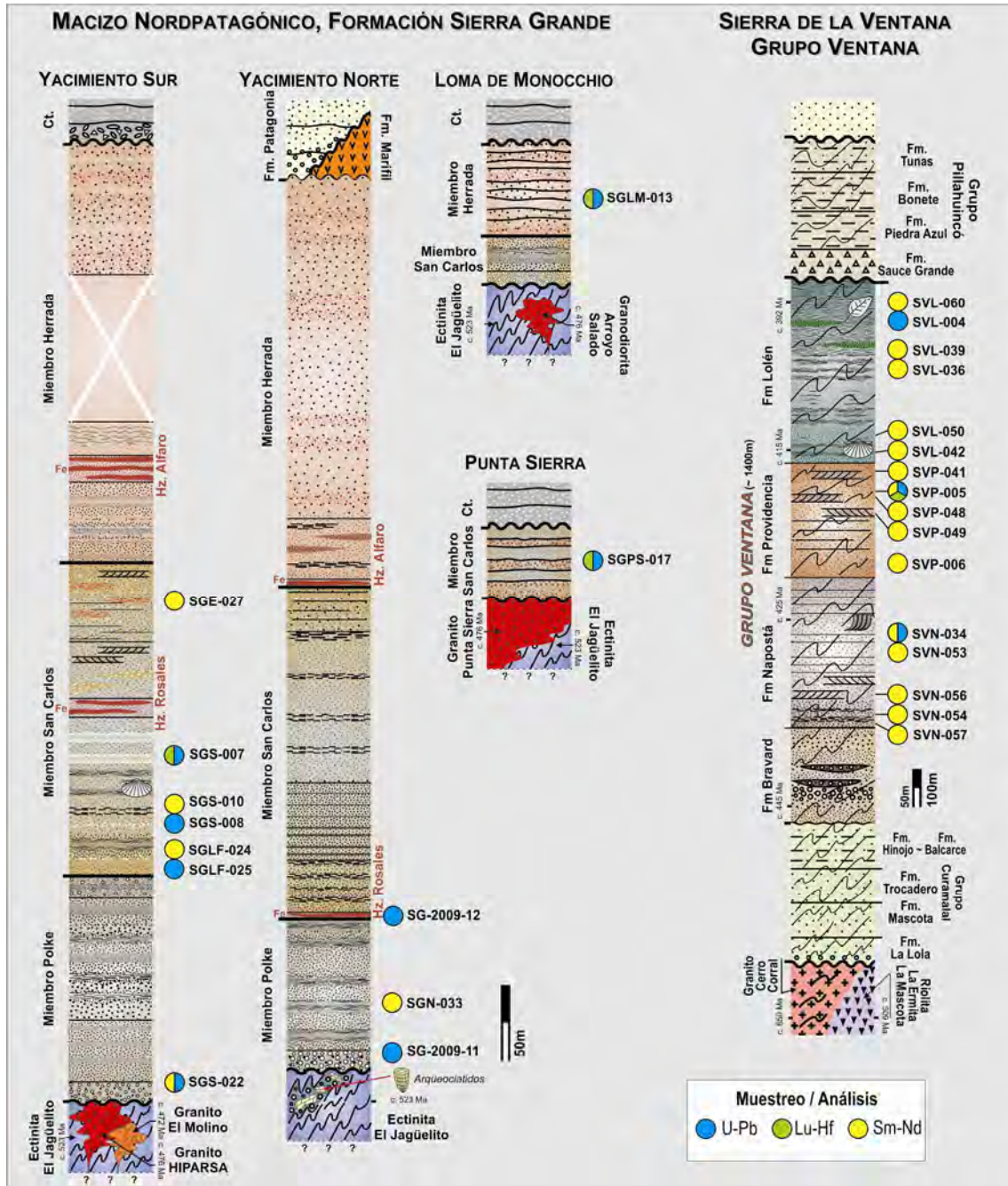


**Figura VI-1.-** Ubicación de las muestras seleccionadas de la Formación Sierra Grande para el estudio de las relaciones isotópicas U-Pb, Lu-Hf y Sm-Nd. En la región del Macizo Nordpatagónico, Sierra Grande, los sectores muestreados son: **a)** Yacimiento Sur y Este, **b)** Yacimiento Norte y **c)** Loma de Monocchio y Punta Sierra;





**Figura VI-2.-** Ubicación de las muestras seleccionadas de las formaciones Napostá, Providencia y Lolén del Grupo Ventana para la determinación de las relaciones isotópicas U-Pb, Lu-Hf y Sm-Nd. en el área central de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires.



**Figura VI-3.- a)** Secciones columnares de los distintos sectores aflorantes de la Formación Sierra Grande en la región del Macizo Nordpatagónico, detallando los niveles muestreados (basados en Zanettini, 1981, 1999); **b)** Sección columnar de la región de Sierra de la Ventana mostrando las unidades que conforman la secuencia paleozoica, con especial detalle en el Grupo Ventana y ubicación de los puntos muestreados para los análisis efectuados (modificado de Uriz *et al.*, 2011).

### C.- ANTECEDENTES

A pesar del gran volumen de información generada en las últimas décadas en cuanto a las particularidades geológicas de la Formación Sierra Grande, han sido muy pocos los trabajos tendientes a establecer su edad de deposición de forma directa por las metodologías

de datación radimétrica, permitiendo correlacionarla temporalmente con otras unidades equivalentes y generar modelos paleogeográficos que logren establecer su génesis y evolución. En la mayoría de los casos, su edad y naturaleza de yacencia se limitó a fijar las relaciones estratigráficas y descripciones de campo, que daban cuenta del intervalo comprendido, o eventualmente, dicho lapso era ajustado en alguno de sus niveles por el contenido fosilífero, certificando de esta manera la edad de la formación, pero generando algunas incógnitas, como por ejemplo ¿toda la unidad puede ser circunscripta al mismo rango temporal?, ¿presenta más de un pulso de sedimentación con registro de hiatos?, de existir más de una unidad sedimentaria ¿qué eventos condujeron a su formación?, ¿su procedencia se mantuvo constante?. En los ítems siguientes se intentará develar estos interrogantes, pero previamente se resumirá la información disponible hasta el momento respecto a esta temática en particular.

En el Capítulo III se describieron detalladamente las relaciones estratigráficas con las infrayacentes unidades (Ectinita El Jagüelito, ~535 Ma y Formación Nahuel Niyeu, ~515 Ma, cámbricas) y los cuerpos ígneos discordantes (Complejo Plutónico Punta Sierra, ~476 Ma, Ordovícico inferior) e intrusivos (Complejo Plutónico Pailemán, ~264-268 Ma, Carbonífero-Pérmico), como así también, el registro fosilífero de invertebrados marinos que permitieron inicialmente asignar a la unidad a una edad silúrica media?-superior–devónica inferior.

Entre los primeros trabajos en informar datos U-Pb en circones detríticos para la Formación Sierra Grande se encuentran las dataciones realizadas por Pankhurst *et al.* (2006) en una muestra de arenisca ferruginosa próxima al Yacimiento Sur, Mina HIPARSA, correspondiente a niveles del Miembro Polke (muestra SGR036), en la cual se registró un patrón de edades similar a los hallados para las Formaciones El Jagüelito y Nahuel Niyeu, pero con un pico menor a ~500 Ma, y con una edad discordante de 470 Ma. De sus análisis concluyen los autores que estos sedimentos derivan de áreas fuentes ubicadas hacia el norte, pero que serían posteriores a las riolitas del Cámbrico Tardío asociadas al rifting de Sierra de la Ventana, mientras que los escasos registros de circones ordovícicos sugieren que los granitos famatinianos no se encontrarían expuestos en las áreas fuentes para el Silúrico-Devónico Inferior.

En contribuciones realizadas previamente como parte del trabajo de tesis, se presentaron las edades obtenidas en circones detríticos para los Miembros San Carlos y Herrada (Formación Sierra Grande), como así también, los registros y su comparación con los correspondientes a las formaciones Napostá, Providencia y Lolén del Grupo Ventana (Uriz *et al.*, 2008a, b; 2009; 2011; 2012). Los resultados para los miembros de la Formación Sierra Grande, dan cuenta de una importante participación de circones del Neoproterozoico y Cámbrico Inferior asignados al Ciclo Pampeano (Brasiliano Superior–Pan-Africano), como asimismo, contribuciones significativas (del orden del 15-31%) para los circones del Ordovícico, que junto a los registros Cámbrico Medio y Superior (entre un 3 y 18% aproximadamente) completan la presencia el Ciclo Famatiniano. El Mesoproterozoico (esencialmente el M3 o

“Grenvilliano”) varía de un 7% para las muestras de la parte superior de la secuencia, a 20% en su parte inferior. Cabe destacar la mención de circones silúricos en dos de las muestras analizadas, que restringen la edad máxima de sedimentación y son consistentes con el registro fósil. Estos resultados serán discutidos con más detalle en los ítems siguientes.

Finalmente, cabe consignar que Naipauer *et al.* (2011) a partir una muestra con características váquicas del Miembro Polke (muestra SG2008-14), localizada muy próxima a la colectada por Pankhurst *et al.* (2006), reconocen dos grupos de edades principales: 481-845 Ma (~60%, Ordovícico Inferior-Neoproterozoico Medio, con pico importante en 501 Ma) y 989-1108 Ma (~35%, Neoproterozoico Superior-Mesoproterozoico Superior; M3 “Grenvilliano”, con picos en 570 y 1035 Ma), interpretando al pico de 501 Ma (Cámbrico Tardío) como la edad máxima de depositación del Miembro Polke. Por tanto, apoyándose en los registros muy similares obtenidos por Pankhurst *et al.* (2006), arriban a la conclusión de la existencia de un hiatus en la sedimentación de aproximadamente 40 Ma entre los miembros Polke y San Carlos, proponiendo la separación del Miembro Polke como una secuencia depositacional independiente, hecho que será discutido en los capítulos siguientes en virtud a los nuevos datos presentados.

Por otro lado, para las unidades del Grupo Ventana, son escasos los trabajos tendientes a fijar las relaciones temporales de sus unidades, limitándose a descripciones de índole estratigráfica o por su contenido fosilífero, los cuales permiten sugerir y vincular a las secuencias a un determinado intervalo de tiempo. De esta manera, se pueden citar los trabajos de Dimieri y Japas (1986), Buggisch (1986, 1987) y Seilacher *et al.* (2002) que fijan una edad ordovícica-silúrica inferior para la Formación Napostá, mientras que para la Formación Lolén se deben mencionar los pioneros trabajos de Keidel (1916), Schiller (1930), Andreis (1964a y b), Harrington (1972, 1980 y referencias) y más recientemente Siccardi *et al.* (2012) que identifican elementos pertenecientes a la fauna malvinokáfrica (Devónico Inferior) y Cingolani *et al.* (2002) que determinan elementos paleoflorísticos correspondientes al Devónico Medio. Resulta relevante mencionar, que los primeros registros isotópicos en circones detríticos para las formaciones Napostá, Providencia y Lolén son los datos a conocer por Uriz *et al.* (2007; 2008b; 2009; 2011; 2012), cuyos resultados serán ampliados en los ítems siguientes, en tanto que recientemente, Ramos *et al.* (2013) presentan nuevos resultados U-Pb en circones detríticos de las formaciones Napostá, Providencia y Lolén, que serán discutidos en este capítulo.

En relación a las edades modelos Sm-Nd  $T_{DM}$  tanto para la Formación Sierra Grande como para las unidades del Grupo Ventana, solamente se cuenta con los antecedentes aportados en contribuciones previas (Uriz *et al.*, 2007; 2011), los cuales serán desarrollados en el ítem 3 como parte de los estudios basados en los isótopos de Nd en rocas sedimentarias.

## D.- DATACIONES RADIMÉTRICAS U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS

### D1.- MATERIALES Y TÉCNICA ANALÍTICA

Para la preparación se siguió el procedimiento indicado por Gehrels *et al.* (2006), que incluye la trituración y molienda de aproximadamente de 3 a 5 kilogramos de muestra de características psamíticas o váquicas y granulometría media. Posteriormente se realiza el tamizado, colectando las fracciones correspondientes a malla 100, 140 y fondo. Estas fracciones son elutriadas separando los materiales livianos y obteniendo un pre-concentrado de los minerales pesados. Finalmente, una separación por medio de líquidos densos (Bromoformo, yoduro de metileno, LST) concluye con la obtención del concentrado de los minerales pesados. Sobre estos concentrados y mediante la técnica de *hand picking* se individualizan y colectan los circones que serán utilizados para los análisis isotópicos. El montaje de las muestras se realizó manualmente en resina epoxi, procediendo a un proceso abrasivo para pulir los granos de circón y dejar expuesta una sección media. Así montados, fueron fotografiados con un microscopio electrónico de barrido o registrados con imágenes por catodoluminiscencia según la metodología empleada para el análisis, para la identificación de sus estructuras internas (zonaciones, intercrecimientos, fracturas, núcleos heredados, etc.) que serán eventualmente tenidas en cuenta durante el proceso de datación.

### D2.- SISTEMÁTICA U-PB POR LA-ICP-MS Y SHRIMP

Las metodologías usadas actualmente para la determinación isotópica U-Pb y Lu-Hf en cristales de circones son: LA-ICP-MS (*Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*) y SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*). Cabe resaltar que ambos métodos tienen sus ventajas y limitaciones. El LA-ICP-MS utiliza un *spot* láser de 25-40  $\mu$  de diámetro sobre el grano de circón generando una perforación de aproximadamente 20  $\mu$  de profundidad, mientras que con el SHRIMP el diámetro de incidencia del *spot* láser es menor a 20  $\mu$  de diámetro provocando una perforación de 2  $\mu$  de profundidad en la superficie del circón, incidiendo directamente en la preservación del material que se está estudiando. Por lo tanto, los análisis SHRIMP permiten obtener edades confiables en granos de circones menores a 50  $\mu$ , incluso discriminar edades dentro de los mismos cuando presentan estructuras internas complejas (núcleos heredados, zonaciones, anillos de crecimiento, inclusiones). Por otra parte, si bien los análisis mediante LA-ICP-MS poseen mayores desviaciones estándar, la técnica es particularmente apropiada para el estudio de circones detríticos y la determinación de procedencia sedimentaria, dada la rápida generación de un gran número de análisis, permitiendo realizar un promedio de 60 análisis de circones por cada muestra, obteniendo un mayor rendimiento comparativamente con el SHRIMP (el cual resulta más costoso) y registrando de manera más eficiente un espectro general de edades con la suficiente confianza

para determinar las posibles fuentes.

No obstante, en el presente trabajo de tesis doctoral fue posible la utilización de ambas metodologías, permitiendo sustentar los resultados obtenidos mediante LA-ICP-MS con los datos calculados por SHRIMP a partir de muestras similares.

#### **D2a.- LA-ICP-MS**

Los análisis de las relaciones isotópicas U-Pb aplicando la metodología ICP-LA-MS fueron realizados en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil. Siete muestras de la Formación Sierra Grande y dos muestras de las unidades del Grupo Ventana, una para la Formación Napostá y otra para la Formación Providencia fueron estudiadas aplicando esta metodología. El equipo consiste en una microsonda electrónica por ablación láser (New Wave UP213) acoplada a un MC-ICP-MS (Neptune). Los granos de circón se montaron en una pastilla de resina de 2,5 cm de diámetro (eventualmente se utilizó un *mount* de 1 cm de diámetro) y pulidos hasta su seccionamiento. La datación se realizó usando un modo estático con un tamaño de *spot* de 25-40  $\mu$ . En el presente método se utilizó el circón GJ-1 (Simon *et al.*, 2004), como patrón internacional de GEMOC ARC National Key Center, Australia, para las correcciones de las razones isotópicas, de esta manera se realizó la medición de dos análisis de GJ-1 cada 10 *spot* en circones de la muestra. El error externo es calculado por la propagación del error principal de GJ-1 y de los circones de la muestra individuales (o *spot*). Para la interpretación de las edades de los circones detríticos solo fueron considerados los datos concordantes o casi concordantes (menos del 10% discordante). Las condiciones operativas del láser se resumen en la Tabla VI-1, y una descripción detallada del método analítico se puede encontrar en Guadagnin *et al.* (2010) y Chemale Jr. *et al.* (2011, 2012).

<b>MC-ICP-MS</b>	
Instrumento	Neptune (ThermoFinnigan)
<b>Fuente de ión</b>	
Potencia	1200 W
Potencia reflejada	< 5 W
Flujo de gas	Refrigerante (Ar) 15 l/min Auxiliar (Ar) 0.8 l/min Transporte (Ar) 0.75 l/min + (He) 0.45 l/min
Extracción	-2000 V
Modo de análisis	Estático
Detección	Faradays $^{206}\text{Pb}$ , $^{208}\text{Pb}$ , $^{232}\text{Th}$ , $^{238}\text{U}$ MIC's $^{202}\text{Hg}$ , $^{204}\text{Hg}^+$ , $^{204}\text{Pb}$ , $^{207}\text{Pb}$
<b>Adquisición de Datos</b>	
Tiempo de integración	50 ciclos de 1,048s
<b>Laser Ablation</b>	
Instrumento	UP213 (Nd:YAG) New Wave
Diametro del "spot"	25-40 $\mu$
Energía	4-6 J/cm <sup>2</sup>
Frecuencia	10 Hz
Longitud de onda	213 nm
Total de ablación	50s
Flujo de He	0.45 l/min

**Tabla VI-1.-** Condiciones de funcionamiento del láser y MC-ICP-MS.

Para la obtención de las imágenes de los circones se utilizó un microscopio óptico (Leica MZ 125) y un microscopio electrónico MEB (usando electrones retro-difundidos) (Jeol JSM 5800).

De esta forma, las muestras de la Formación Sierra Grande analizadas mediante esta metodología son: SGS022; SG-2009-11; SGLF025; SGS007; SG-2009-12; SGPS017 y SGLM013, mientras que para las unidades del Grupo Ventana: SVN034 y SVP005 (Formaciones Napostá y Providencia, respectivamente).

## D2b.- SHRIMP

Un total de tres muestras fueron seleccionadas y analizadas en el Laboratorio de Geocronología de la Escuela de Investigación de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de Australia, Canberra, Australia, mediante la utilización de los equipos SHRIMP II y RG. Cristales de circón fueron montados en una pastilla de resina epoxi con dimensiones estándar de 2,5 cm de diámetro, la cual es pulida con pasta de diamante de 3 y 1 micras y recubierta con una película de carbono para obtención de imágenes por catodoluminiscencia (CL), y su posterior recubrimiento con oro para el análisis SHRIMP. Las imágenes CL fueron obtenidas en la Unidad de Microscopía Electrónica de la Escuela de Investigación de Ciencias Biológicas, Universidad Nacional de Australia-ANU, con el Microscopio Electrónico Hitachi S-2250N, bajo condiciones de aceleración de voltaje de 15 kV, con el fin de investigar la estructura interna de los cristales de circón y también para caracterizar las diferentes

poblaciones. Las condiciones instrumentales y adquisición de datos se siguieron según los trabajos de Compston *et al.* (1984, 1992) y Williams (1998). Los datos isotópicos sin editar se redujeron usando el programa Squid (Ludwig, 2001), y el cálculo de la edad y los puntos (*plots*) de concordia se realizaron utilizando los *softwares* Squid e Isoplot/Ex (Ludwig, 2003). Los análisis y las edades de los puntos individuales SHRIMP se enumeran en las tablas de datos y se representan en los diagramas de concordia con incertidumbres de  $1\sigma$ . Cuando los datos se combinan para calcular una edad, las incertidumbres indicadas son del 95% de nivel de confianza, con incertidumbre en la calibración del estándar U-Pb incluida en cualquier cálculo de intersección U-Pb relevante y la edad de concordia.

### D3.- EDADES U-Pb

Se dataron un total de 573 circones detríticos mediante las metodologías descriptas (LA-ICP-MS y SHRIMP) para determinar las relaciones isotópicas U-Pb, de los cuales 422 corresponden a diferentes niveles de la Formación Sierra Grande y 151 circones proceden de muestras de las unidades del Grupo Ventana. Del total de circones de la Formación Sierra Grande, 322 granos se determinaron bajo el método LA-ICP-MS y 100 granos por medio de SHRIMP. Para los circones del Grupo Ventana, 124 circones fueron sometidos a análisis por LA-ICP-MS y 27 cristales mediante el método SHRIMP.

Los resultados han sido graficados en diagramas de concordia tipo Wetherill (1956), donde se muestra el total de granos analizados y en diagramas de probabilidad relativa (Ludwig, 2003) (Figuras VI-4 a 14, 16 y 18), mientras que los datos analíticos se presentan en el Anexos: Tablas A-1, A-2, A-3, A-4, A-5, A-6, A-7, A-8, A-9, A-10, A-11 y A-12.

#### D3a.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE

- **Miembro Polke**

##### **Muestra SGS022 (Yacimiento sur, Mina HIPARSA) LA-ICP-MS**

Fueron analizados un total de 28 circones obteniéndose los siguientes datos: dos modas principales con edades mesoproterozoicas y neoproterozoicas, representando el 39,3% y 35,7% respectivamente de la población total de circones. Para el Mesoproterozoico las edades abarcan esencialmente al superior (M3), oscilando entre los 1007-1154 Ma y solamente registrando una edad mesoproterozoica media (M2) datada en 1293 Ma, mientras que para el Neoproterozoico las edades registradas comprenden el lapso que va desde los 544 hasta 996 Ma (Neoproterozoico inferior, medio y superior). El Paleoproterozoico se encuentra representado en un 10,7% con edades entre 1916-2010 Ma. Finalmente algunos granos registraron edades cámbricas medias (514-519 Ma, 7,1%) y solamente con un dato se registra una edad ordovícica inferior (488,4 Ma) y otra silúrica inferior (443 Ma), siendo las edades más



jóvenes obtenidas, representando ambas el 3,6 % del total. (Figura VI-3)

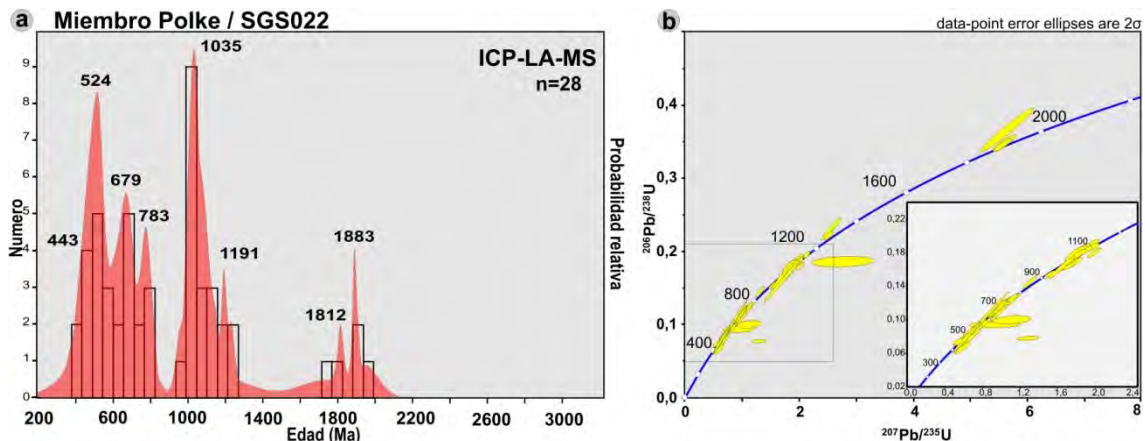


Figura VI-4.- a) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SGS022 del Miembro Polke; b) Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 200-1200 Ma.

#### Muestra SG-2009-11 (Yacimiento Norte) LA-ICP-MS

Para el conglomerado basal del Miembro Polke la muestra analizada se compone de 48 circones cuyos resultados arrojan una moda principal representada por el Neoproterozoico (31%) con edades entre 556-995 Ma. Una moda secundaria está caracterizada por las edades mesoproterozoicas (23%), las dataciones se distribuyen entre el Mesoproterozoico medio y superior (M2 y M3), con rangos que van desde 1037 a 1393 Ma. Casi con igual representación (17%) se registran edades entre 496-541 Ma, fundamentalmente del Cámbrico inferior y medio, obteniéndose solamente una edad cámbrica superior. Con una participación del 15% se obtuvo un rango de edades entre 453-484 Ma que define el lapso Ordovícico inferior a superior. Entre las edades más antiguas el Paleoproterozoico está presente en un 8% del total, oscilando entre 1733-2169 Ma, mientras que el Arqueano aparece con edades que alcanzan los 2937 Ma y 3084 Ma. Finalmente se registra un grano con la edad más joven 429 Ma correspondiente al Silúrico inferior. (Figura VI-5)

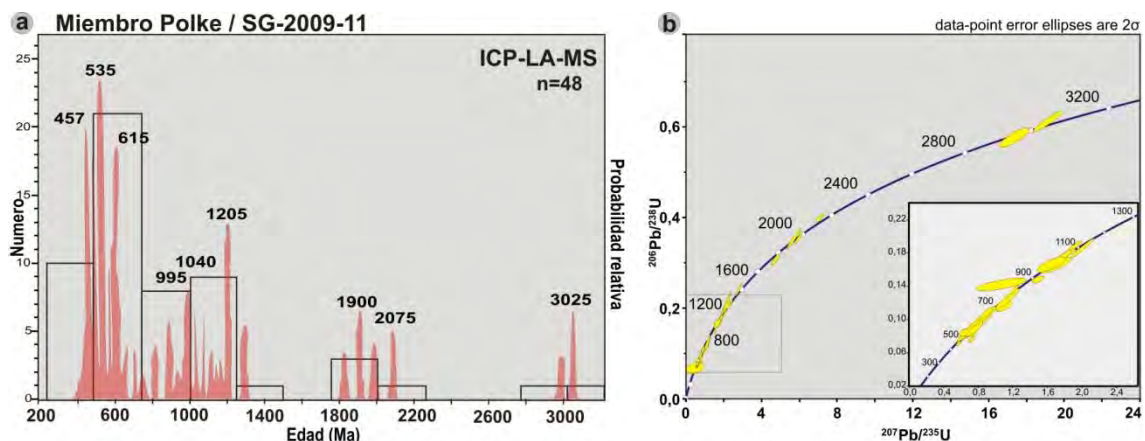


Figura VI-5.- a) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SG-2009-11 del Miembro Polke; b) Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 200-1300 Ma.

Resulta relevante mencionar, que en relación al Miembro Polke Pankhurst *et al.* (2006)

obtienen un registro de una muestra procedente de niveles aflorantes en el Yacimiento Sur (SGR036, 41°40'6"S-65°22'17"W), mientras que Naipauer *et al.* (2011) analizaron una muestra muy próxima (SG2008-14, 41°40'14"S-65°22'30"W), a su vez cercanas a la muestras SGS022 descripta en el presente trabajo de tesis.

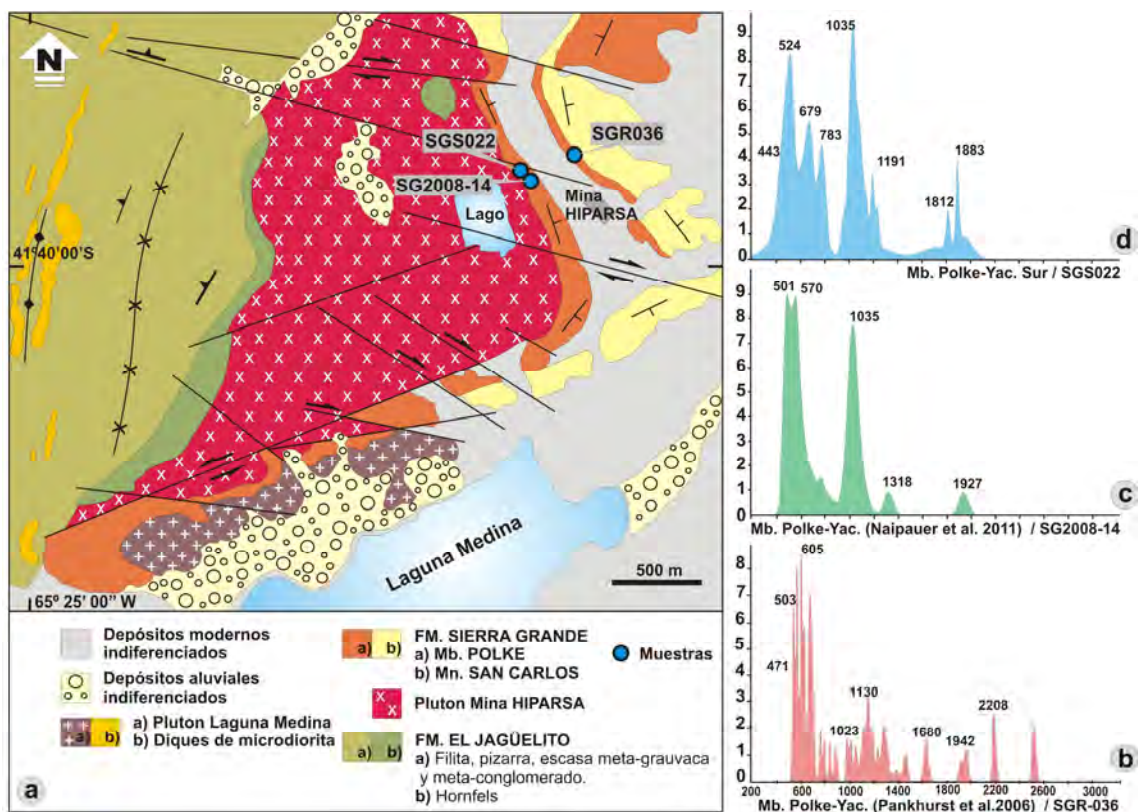
Tanto la muestra analizada por Pankhurst *et al.* (2006) como la muestra presentada por Naipauer *et al.* (2011) exhiben patrones de edades de circones detríticos muy semejantes, los cuales se describen a continuación.

En el primer caso (SGR036), la muestra registra un grupo principal de circones neoproterozoicos, con un edades que oscilan entre 552-997 Ma (54,5%), mientras que el segundo grupo más conspicuo está representado por aquellos circones que arrojaron edades mesoproterozoicas (M3, M2 y M1) entre 1023-1577 Ma (21,9%). En forma mas modesta, aparecen circones cámbricos medios e inferiores, en un rango de edades entre 503-534 Ma (14,5%), mientras que un pequeño grupo de circones resultó con edades antiguas paleoproterozoicas de 1680 Ma (P4), 1942 Ma (P3) y 2200 y 2208 Ma (P2). De forma aislada se obtuvo un registro Ordovícico de 470±8 Ma el cual lo interpretan como procedente de los granitos famatinianos, no expuestos en las áreas fuentes para el Silúrico-Devónico Inferior. De esta manera, considerando las fuentes según los ciclos orogénicos que representan, se observa que el Ciclo Pampeano-Brasiliano (constituido por aquellos circones cámbricos inferiores y neoproterozoicos) constituye la moda principal con un 61,8%, el Mesoproterozoico superior o Grenvilliano (M3) se presenta como moda secundaria con un 14,5% y el Ciclo Famatiniano (circones cámbricos medios y ordovícicos) llegaría a alcanzar un 9,1%.

Para el segundo caso (SG2008-14) la muestra comprende un grupo dominante con edades comprendidas entre 481-845 Ma (~60%) abarcando el Ordovícico Inferior-Neoproterozoico y otro grupo menos relevante con edades entre 989-1108 Ma (~35%), del Mesoproterozoico (M3) y una edad de 1318 Ma (M2). Como registro más antiguo aparece un circón de 1927 Ma (Paleoproterozoico 2). Naipauer *et al.* (2011) destaca como picos de mayor frecuencia relativa a aquellos que arrojaron edades de 501, 570 y 1035 Ma, considerando al pico de 501 Ma (Cámbrico Tardío) como la edad máxima de depositación del Miembro Polke. Respecto a los ciclos orogénicos presentes, se encuentra que el Pampeano-Brasiliano comprende el 45,5% del total de la muestra, constituyendo la fuente principal de circones detríticos. El Mesoproterozoico, esencialmente aquellos circones que corresponden al Grenvilliano se hallan presentes en un 30,3%, correspondiendo al segundo conjunto de circones con mayor representatividad en la muestra. El Ciclo Famatiniano se encuentra subordinado a solo un 14,2%, mientras que aisladamente aparecen edades de fuentes cratónicas en un 3%.

Estos resultados son prácticamente coincidentes con los obtenidos en la muestra SGS022, donde el Neoproterozoico y Mesoproterozoico constituyen las principales edades registradas, por otro lado, hay una pobre presencia de circones ordovícicos, presentándose únicamente en la muestra SGS022 un dato del Silúrico.

La Figura VI-6a, b, c y d, muestran la ubicación geográfica de las tres muestras (SGR036; SG2008-14 y SGS022) en un mapa detallado del sector del Yacimiento Sur y la comparación de los correspondientes gráficos de probabilidad relativa de cada una.



**Figura VI-6.- a)** Mapa de ubicación de las muestras del Miembro Polke, en el sector de Yacimiento Sur (modificado de González *et al.*, 2011; Naipauer *et al.*, 2011); **b)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detriticos para la muestra SGR-036 (Pankhurst *et al.*, 2006); **c)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detriticos para la muestra SG2008-14 (Naipauer *et al.*, 2011) y **d)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detriticos para la muestra SGS022 (este trabajo de tesis).

- **Miembro San Carlos**

**Muestra SGLF025 (niveles basales, Loma de los Fósiles) LA-ICP-MS**

53 circones fueron sometidos al análisis isotópico arrojando edades comprendidas entre 543-664 Ma (Neoproterozoico) como fuente dominante para esta muestra con un 52,8%. La fuente secundaria alcanza el 30,2% y está representada por las edades acotadas entre 491-542 Ma (Cámbrico), siendo más relevante el Cámbrico inferior con un 6,4%. Edades entre 1035-1187 Ma (Mesoproterozoico superior) y 1861-2081 Ma (Paleoproterozoico) se encuentran presentes de manera subordinada (7,5% y 5,7% respectivamente), mientras que el Neoarqueano se registra con una edad de 2627 Ma (1,9%). La edad más joven encontrada es de 469 Ma (Ordovícico medio), (Figura VI-7).

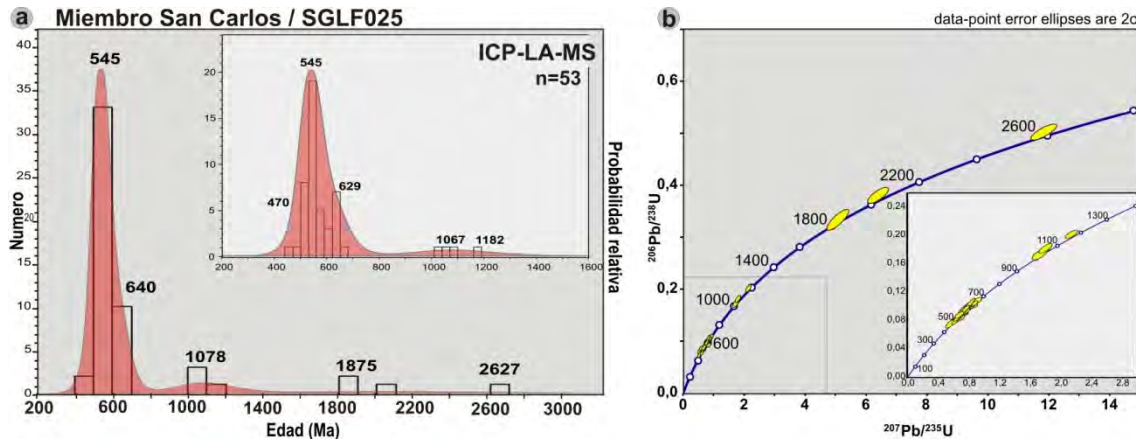


Figura VI-7.- a) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SGLF025 del Miembro San Carlos; b) Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 0-1300 Ma.

### Muestra SGS007 (Yacimiento Sur) LA-ICP-MS

Se dataron 27 circones arrojando una moda principal del Neoproterozoico, con edades comprendidas entre 557 y 988 Ma, representando el 51,9% del total, mientras que secundariamente se presentan los registros del Ordovícico y Silúrico, con edades variables entre 445-483 Ma para el primer caso y 428-440 Ma para el segundo, representando el 14,8%. Las edades del Cámbrico (500-524 Ma) y Proterozoico medio (1074-1120 Ma) se presentan en un 7,4% y un 3,7% en ese orden; solo hay un circón datado con edad paleoproterozoica (2066 Ma) (Figura VI-8).

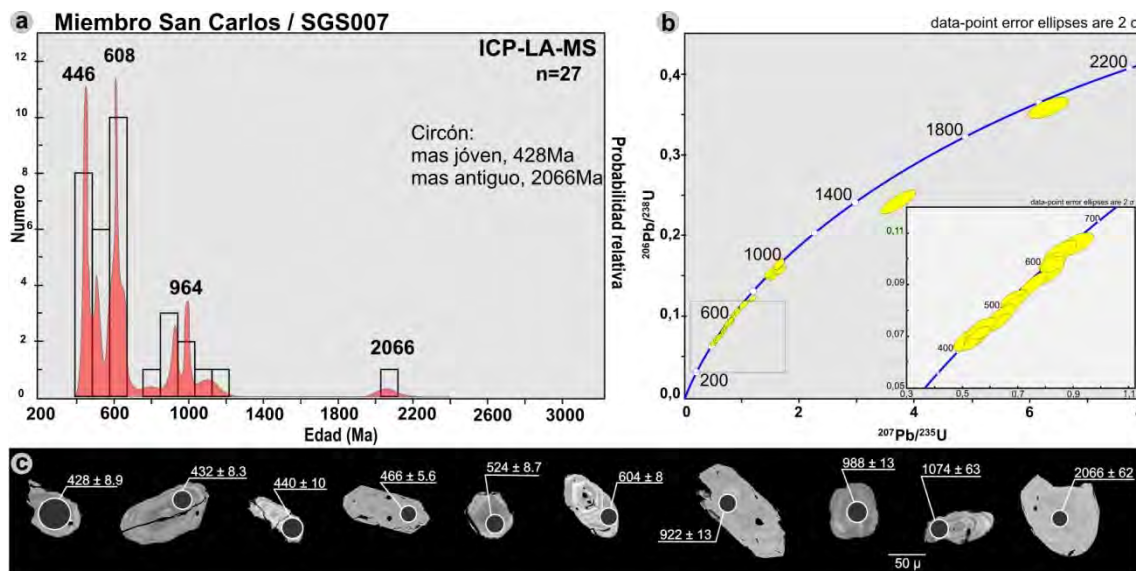
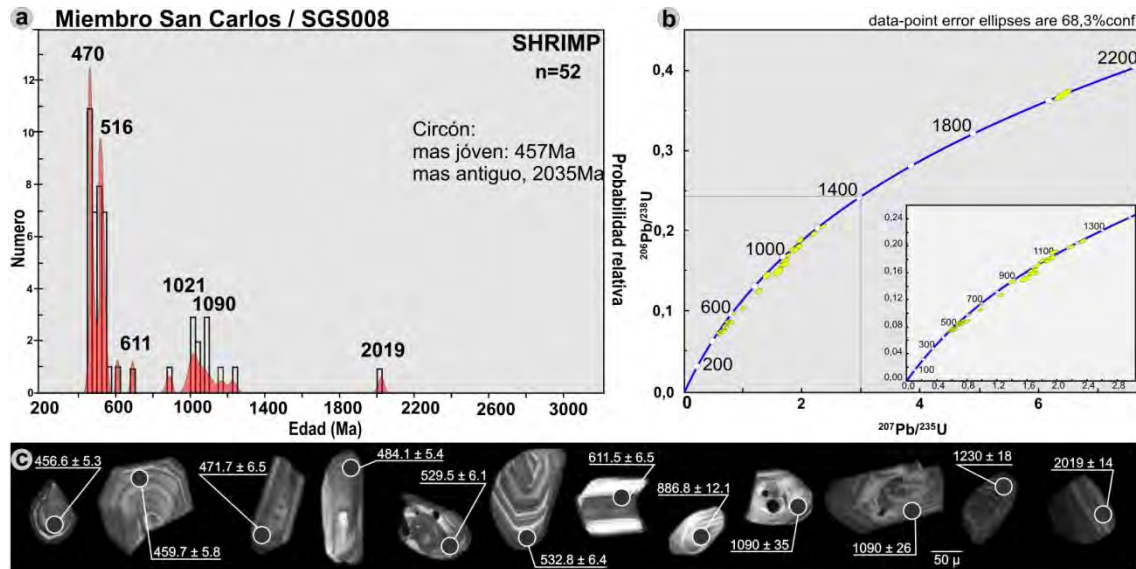


Figura VI-8.- a) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SGS007 del Miembro San Carlos; b) Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 200-700 Ma. c) Imágenes MEB de los circones analizados indicando el punto de datación con el registro obtenido.

### Muestra SGS008 (Yacimiento Sur) SHRIMP

Un total de 52 cristales de circones fueron analizados mediante SHRIMP obteniéndose como principal moda edades ordovícicas entre 457-493 Ma constituyendo el 32,7%, mientras

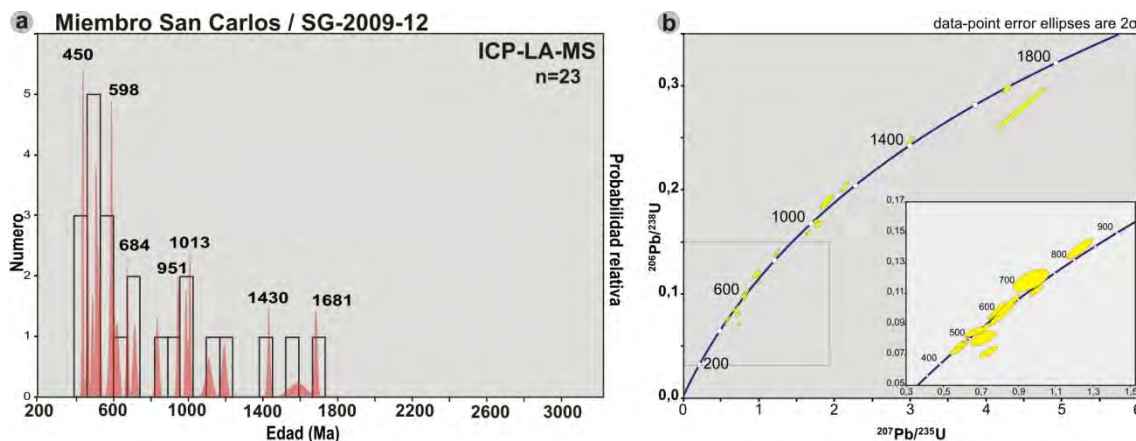
que el Cámbrico, con un intervalo de edades entre 500-545 Ma representa el 28,8% y el Neoproterozoico con edades entre 547-984 Ma comprende el 23,1%. Finalmente, se presentan edades mesoproterozoicas (1062-1218 Ma) con el 13,4% y paleoproterozoicas (2035 Ma) en un 1,9% (Figura VI-9).



**Figura VI-9.- a)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SGS008 del Miembro San Carlos; **b)** Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 0-1300 Ma. **c)** Imágenes MEB de los circones analizados indicando el punto de datación con el registro obtenido.

#### **Muestra SG-2009-12 (horizonte ferrífero) LA-ICP-MS**

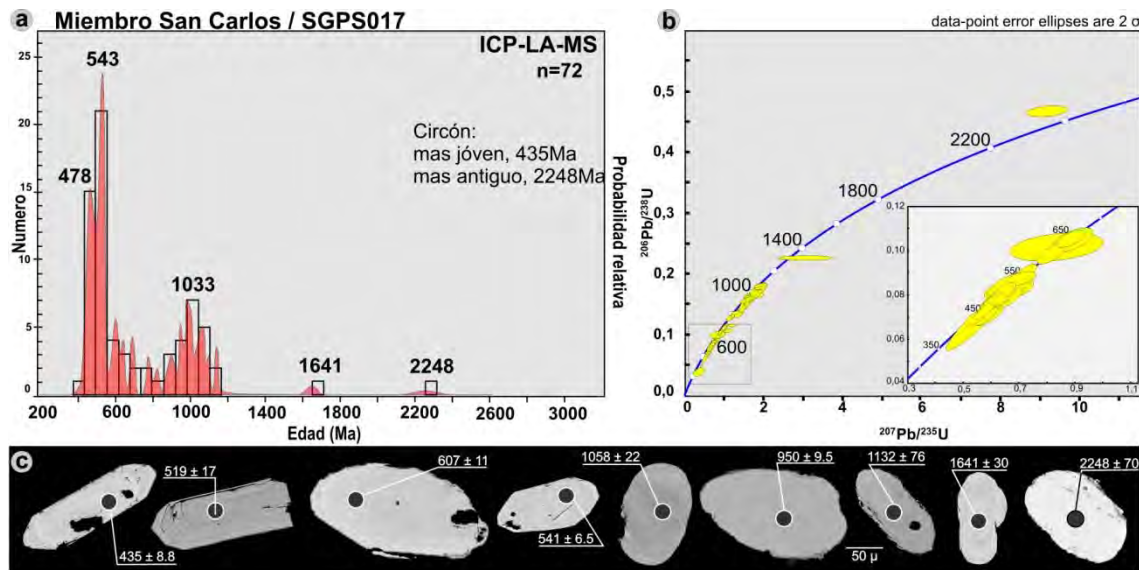
Sobre este nivel se analizaron 23 circones, de los cuales el 39,1% arrojaron edades neoproterozoicas comprendidas entre 595-994 Ma. Con un 21,7% se obtuvieron circones del Mesoproterozoico, incluyendo al Mesoproterozoico superior (M3) entre 1012-1125 Ma y Mesoproterozoico inferior (M1) entre 1429-1585 Ma. Edades cámbrico-ordovícicas se encuentran presentes en un 17,4% cada una, abarcando el rango temporal entre 500-525 Ma y 447-474 Ma respectivamente. Finalmente se registró un circón de edad paleoproterozoica temprana (1679 Ma). (Figura VI-10)



**Figura VI-10.- a)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SG-2009-12 del Miembro San Carlos; **b)** Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 200-900 Ma.

**Muestra SGPS017 (Punta Sierra) LA-ICP-MS**

Se analizaron 72 granos de circón estableciéndose una moda dominante con edades neoproterozoicas entre 551-991 Ma, representando un 34,7%. Las edades cámbricas entre 501-546 Ma se encuentran presentes en un 26,5% y las ordovícicas entre 447-495 Ma constituyen el 20,8% del total, representando las modas secundarias y terciarias. El Paleoproterozoico con edades de 1641 y 2248 Ma se encuentra presente en un porcentaje menor al 3%. Los circones de edades más jóvenes registrados en esta muestra son silúricos (435 Ma) significando el 1,4% (Figura VI-11).

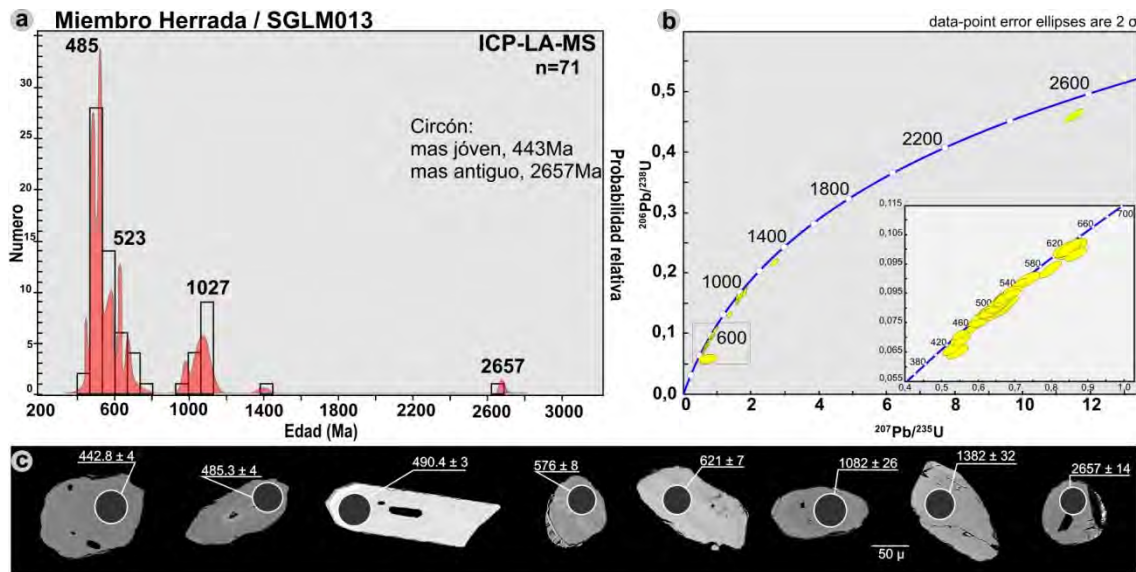


**Figura VI-11.- a)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SGPS017 del Miembro San Carlos; **b)** Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 200-700 Ma. **c)** Imágenes MEB de los circones analizados indicando el punto de datación con el registro obtenido.

- **Miembro Herrada**

**Muestra SGLM013 (Loma de Monochio) LA-ICP-MS**

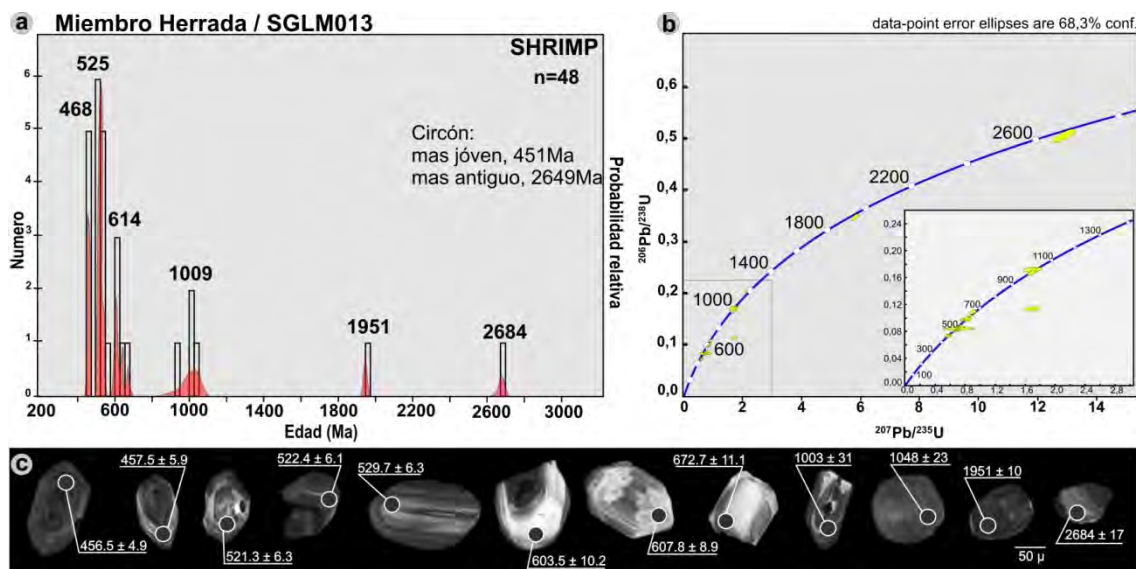
Una población de 71 circones fue datada encontrándose el principal registro para el Cámbrico con edades entre 497-547 Ma, representando el 32,4% de la muestra. El Neoproterozoico presenta una contribución secundaria del 28,3%, con edades entre 556-971 Ma, mientras que el Mesoproterozoico se encuentra bien representado con rango de edades entre 1003-1382 Ma (19,7%), al igual que el Ordovícico (442-493 Ma) con un 18,3%. Con escasa participación el Neoarqueano (2657 Ma) se manifiesta con solo un 1,4% (Figura VI-12).



**Figura VI-12.- a)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SGLF013 del Miembro Herrada; **b)** Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 300-700 Ma. **c)** Imágenes MEB de los circones analizados indicando el punto de datación con el registro obtenido.

**Muestra SGLM013 (Loma de Monochio) SHRIMP**

Para la misma muestra, se analizaron 48 circones mediante SHRIMP, los cuales arrojaron como moda mayor al Neoproterozoico con rango de edades entre 550-998 Ma, alcanzando el 29,2% y de manera secundaria al Cámbrico con edades entre 507-542 Ma representó el 27,1%, mientras que el Ordovícico con edades entre 451-481 Ma participa con un 20,8%. Por último, existe una escasa presencia del Paleoproterozoico (884-1931 Ma) con el 4,2% y del Neoarqueano (2649 Ma) que solo se ha registrado con un 2,1%. (Figura VI-13)

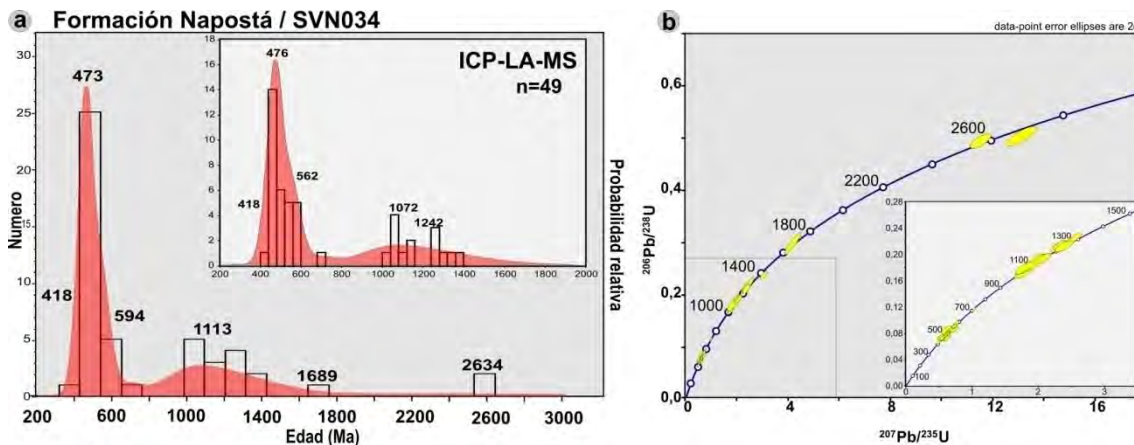


**Figura VI-13.- a)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SGLM013 del Miembro Herrada; **b)** Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 0-1300 Ma. **c)** Imágenes CL de los circones analizados indicando el punto de datación con el registro obtenido.

## D3b.- GRUPO VENTANA

• *Formación Napostá***Muestra SVN034 LA-ICP-MS**

Se analizaron 44 granos de circón cuyos resultados isotópicos revelan que las edades entre 1006-1381 Ma (Mesoproterozoico) y 449-480 Ma (Ordovícico) se hallan presentes como fuente principal de aporte, representando el 31,8% y 27,3% respectivamente, mientras que las edades entre 490-532 Ma (Cámbrico) y 547-590 Ma (Neoproterozoico superior) están representadas como contribuciones secundarias en igual proporción, llegando a un 15,9%. Edades de 1689 Ma (paleoproterozoicas) y 2594-2634 Ma (neoarqueanas) se encuentran presentes con poca participación (2,3% y 4,5% para cada una). Finalmente, se obtuvo una edad del Silúrico superior (418 Ma) que representa el 2,3% y que podría estar indicando una edad máxima de sedimentación para esta unidad (Figura VI-14).



**Figura VI-14.- a)** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SVN034 de la Formación Napostá; **b)** Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 0-1500 Ma.

Ramos *et al.* (2013), analizaron una muestra de esta unidad de la cual obtuvieron un pico dominante con edades brasilianas (~564-540 Ma), en menor medida circones ordovícicos (482 Ma) y algunos pocos granos paleoproterozoicos (Fig. VI-15). Estos registros difieren ligeramente a los hallados en el presente trabajo, donde un pico Ordovícico y una componente importante de circones mesoproterozoicos resultan ser la contribución principal de la muestra, como así también, la presencia de un registro Silúrico como edad más joven encontrada.



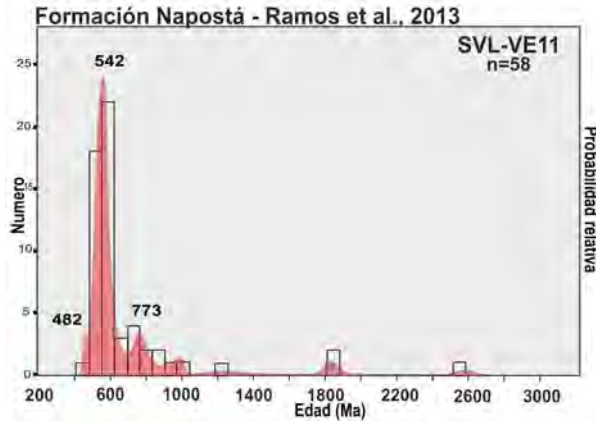


Figura VI-15.- Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la Formación Napostá (Ramos et al., 2013).

• **Formación Providencia**

**Muestra SVP005 LA-ICP-MS**

El análisis de 80 granos de circones detríticos revela tres tendencias principales. El grupo más representativo incluye a las edades del Cámbrico entre 540-496 Ma que corresponden a un 41,3%, siendo el Cámbrico Medio el componente principal de esta moda. El segundo grupo está representado por las edades del Neoproterozoico (NP3 a NP1) entre 552-988 Ma constituyendo el 26,3%, oscilando las edades más comunes entre 555-602 Ma (NP 3) y en menor proporción las edades entre 854-988 Ma (NP1). El Mesoproterozoico constituye 17,5% de la muestra, con un grupo de edades más representativas que varían entre 1016-1177 Ma (MP3) y otras menos relevantes del MP2 y MP1 (1319-1442 Ma). Por último, existe la presencia de granos del Ordovícico alcanzando una presencia del 5%, con edades comprendidas entre 490-476 Ma y finalmente, baja participación de elementos del Paleoproterozoico (2,5%), Neoarqueano (1,3%) y Mesoarqueano (1,3%) (Figura VI-16).

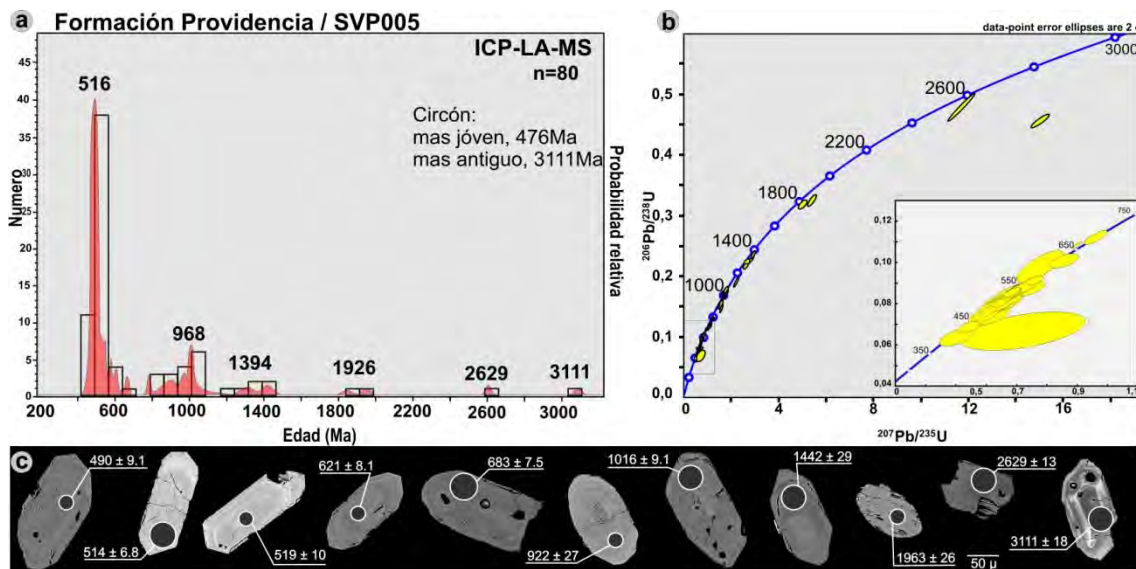


Figura VI-16.- a) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SVP005

de la Formación Providencia; **b)** Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 300-700 Ma. **c)** Imágenes MEB de los circones analizados indicando el punto de datación con el registro obtenido.

Nuevos resultados U-Pb en circones detríticos para esta unidad fueron presentados por Ramos *et al.* (2013), donde encuentran una importante contribución de circones ordovícicos (490Ma), como así también un incremento en el registro de edades brasilianas (641-612 Ma) y algunos circones aislados con edades paleoproterozoicas (Figura VI-17a). Estos registros difieren ligeramente de los obtenidos aquí, pero con una fuerte frecuencia de componentes famatinianos en ambos casos.

De similar forma, Vorster (2013) en su trabajo de tesis presenta un nuevo registro para esta formación, el cual muestra gran similitud con los datos presentados aquí y publicados previamente (Uriz *et al.*, 2011). La muestra analizada por Vorster (2013) revela una importante contribución de circones cámbricos (41%), ordovícicos (25%) y neoproterozoicos (21%), con la particularidad que encuentra cristales que arrojaron edades silúricas (9%), siendo la edad más joven registrada  $420\pm 15$  Ma, marcando la edad máxima de sedimentación. Asimismo, halla pequeñas proporciones de circones mesoproterozoicos (2%), paleoproterozoicos (1%) y neoarqueanos (1%) (Figura VI-17b).

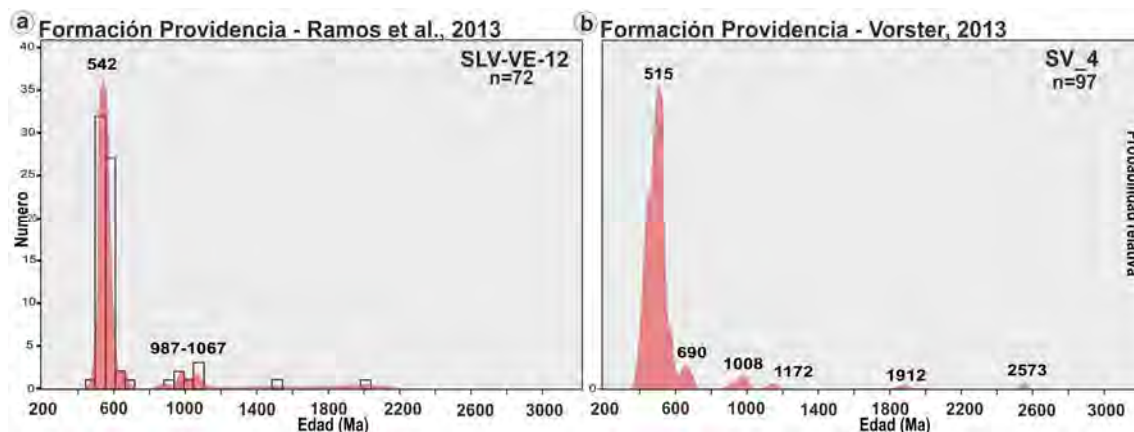


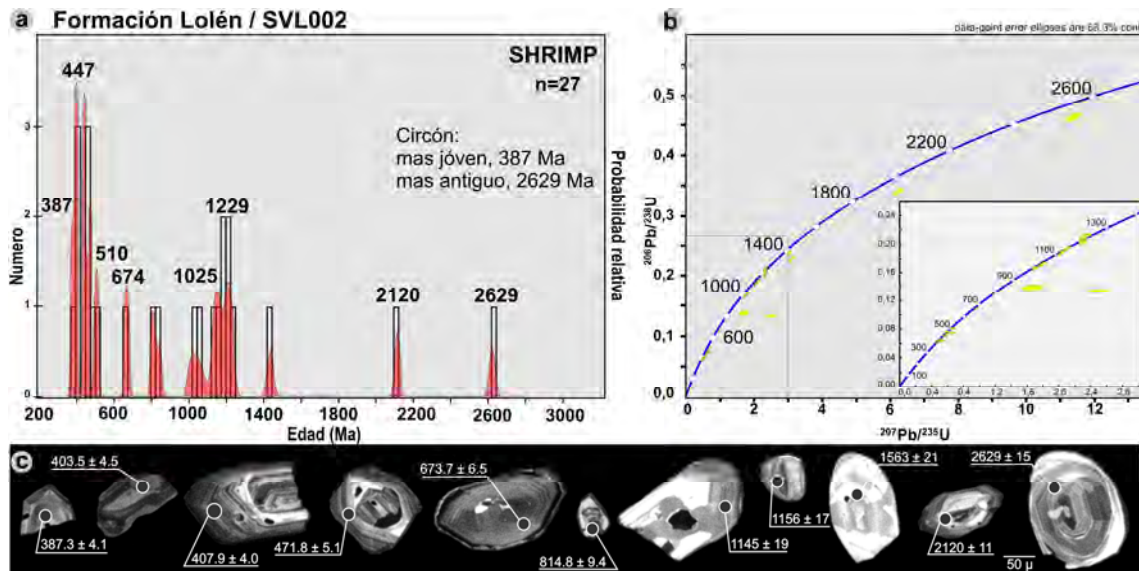
Figura VI-17.- Gráficos de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la Formación Providencia: **a)** Ramos *et al.*, 2013. **b)** Vorster, 2013.

- **Formación Lolén**

#### **Muestra SVL002 SHRIMP**

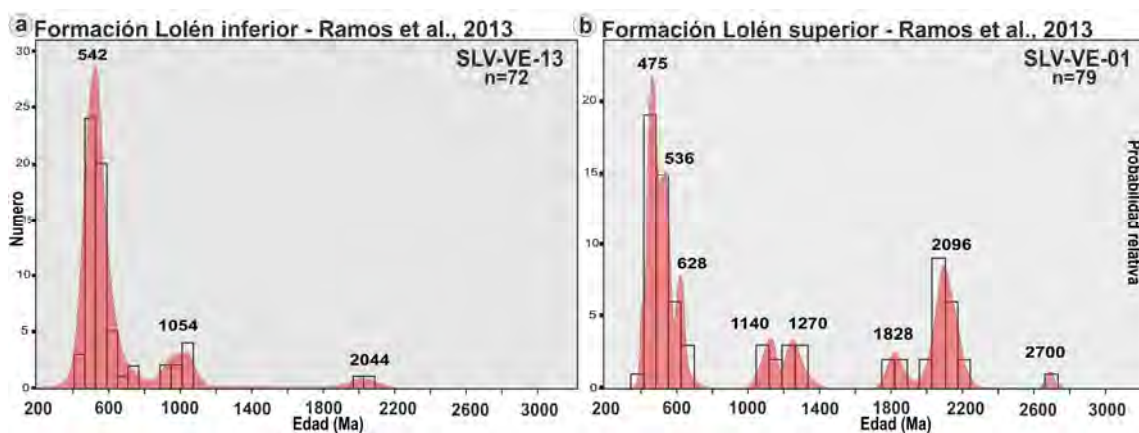
Los resultados obtenidos en 27 circones con la metodología SHRIMP revelan un cambio importante respecto a las anteriores muestras. Se destacan dos modas principales, una para el Proterozoico medio, con rango de edades entre 1025-1392 Ma, constituyendo el 35,7% de la población y otra para el Ordovícico, con edades entre 447-486 Ma, que corresponde al 21,4%. Con menor representatividad aparecen circones detríticos del Neoproterozoico (674-998 Ma) y del Devónico inferior-medio (384-408 Ma) en igual proporción, con una presencia del 14,3%. Los últimos valores son de particular interés debido a que representan las edades de

circones más jóvenes obtenidas para los niveles superiores de la Formación Lolén. El Paleoproterozoico (2120 Ma) y Neoarqueano (2629 Ma) presentan un registro del 3,7%, mientras que los grupos de circones cámbricos y silúricos se encuentran en un 3,6% (Figura VI-18).



**Figura VI-18.-** a) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la muestra SVL002 de la Formación Lolén; b) Curva de concordia con detalle para el intervalo entre 0-1300 Ma. c) Imágenes CL de los circones analizados indicando el punto de datación con el registro obtenido.

Ramos *et al.* (2013) analizaron dos muestras para la Formación Lolén correspondientes a la base y techo de la unidad. La fuente dominante en ambos casos comprende circones cámbrico-ordovícicos a neoproterozoicos y en menor medida, contribuciones mesoproterozoicas, siendo algo más significativa la presencia de poblaciones paleoproterozoicas en la parte superior de la secuencia (Figura VI-19a, b).

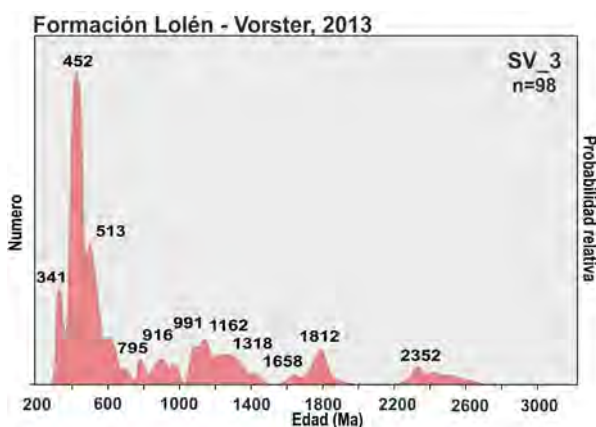


**Figura VI-19.-** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la Formación Lolén a) Sección inferior de la unidad. b) sección superior de la unidad (Ramos *et al.*, 2013).

Comparando estos resultados con los aquí presentados y publicados previamente (Uriz *et al.*, 2011), se observa que los picos dominantes en la muestras estudiadas por Ramos *et al.*

(2013), presentan edades algo mayores a los obtenidos en las muestras SVL002, como así también, la ausencia de circones silúrico-devónicos que fijan la edad máxima de sedimentación para la unidad.

Por otro lado, Vorster (2013) registró frecuencias de edades muy similares a las del presente trabajo de tesis, con un pico dominante de circones ordovícicos (15%) y contribuciones del Neoproterozoico y Mesoproterozoico que resultaron ser algo más significativas (19% y 16%, respectivamente). Asimismo, registró circones con edades silúricas (11%) y devónicas (9%), siendo la principal diferencia, la presencia de algunos pocos circones carboníferos (6%) (Figura VI-20). No obstante, resulta importante mencionar que en la muestra SVL002 (esta tesis), se obtuvieron escasos circones con edades carboníferas que no fueron reportados oportunamente por haber sido considerados como resultados anómalos. De esta manera, ante el registro recurrente de circones de esta edad en la muestra estudiada por Vorster (2013), serán tenidos en cuenta en la discusión final.



**Figura VI-20.-** Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para la Formación Lolén (Vorster, 2013).

#### D4.- ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS EDADES

Para una mejor comprensión de las fuentes de aportes sedimentarios y la identificación de patrones que permitan establecer correlaciones entre las unidades estudiadas, se realizó un análisis comparativo de las edades de los circones detríticos, agrupando los registros de acuerdo a las modas de edades para cada muestra y los ciclos orogénicos que comprenden, considerando las edades máximas de sedimentación obtenidas en cada caso, como un límite relevante a tener en cuenta.

En la Figura VI-21 se reúnen todos los gráficos de probabilidad relativa (curvas de probabilidad e histogramas de frecuencia) de todas las muestras de los distintos niveles de la Formación Sierra Grande y de las unidades del Grupo Ventana. En la misma se puede apreciar que las muestras analizadas para la Formación Sierra Grande, revelan picos dominantes en las edades correspondientes a los ciclos Pampeano-Brasiliano y Famatiniano, y en menor medida, una distribución de edades correspondientes al Mesoproterozoico con fuerte participación del

Grenvilliano. Se destacan algunas excepciones, como es el caso de la muestra SGS022, la cual registra edades comprendidas entre 1007-1154 Ma (grenvillianas) como pico principal, constituyendo junto con las edades neoproterozoicas (entre 560-996 Ma) las contribuciones más importantes. Por otro lado, la muestra SGLF025 presenta un patrón de edades donde el Ciclo Pampeano-Brasiliano representa la fuente predominante, con edades entre el Cámbrico inferior (510-542 Ma) y Neoproterozoico (543-664 Ma), mientras que tanto las edades famatinianas como mesoproterozoicas y más antiguas, se encuentran escasamente representadas en comparación con otros niveles. No obstante, se puede observar que mantiene las características generales de la unidad. En cuanto a las edades más jóvenes registradas, se destaca la presencia de circones silúricos en las dos muestras del Miembro Polke (SGS022 y SG-2009-11) y otras dos del Miembro San Carlos (SGS007 y SGPS017), lo cual resulta significativo dado que evidencia la continuidad en la sedimentación entre estos miembros, permitiendo además definir la edad máxima de sedimentación de la secuencia. Asimismo, todas las muestras dan cuenta de la participación con contenidos variables de circones ordovícicos, definiéndose como una de las contribuciones más representativas en el relleno de la cuenca, y presencia de circones con edades antiguas que evidencian el aporte desde áreas cratónicas.

Un análisis de las muestras del Grupo Ventana, revelan ciertos cambios y variaciones en los aportes detríticos durante el lapso de relleno de la cuenca. Así, es posible observar que para la Formación Napostá los detritos procedentes de fuentes ordovícicas, con edades comprendidas entre 449-480 Ma, resultan ser los más característicos en la sedimentación, mientras que existe una frecuente participación de edades cámbricas (superiores a inferiores) y neoproterozoicas, que en términos de ciclos orogénicos abarcarían el Famatiniano y el Pampeano-Brasiliano. Por otro lado, con una distribución más amplia en cuanto a las edades, se encuentra el Mesoproterozoico, que comprende al Mesoproterozoico 3 y 2, con los intervalos entre 1006-1144 Ma (Grenvilliano) y 1242-1381 Ma (M2). Como dato interesante, se registró una edad silúrica superior (418 Ma) que podría ser tomada como la edad máxima de sedimentación de la unidad. En la Formación Providencia se puede apreciar el primer cambio en el registro de sedimentación, con una importante participación de circones cámbricos, mayormente del Cámbrico Medio (500-519 Ma) y Cámbrico Inferior (521-546 Ma), acompañados por el Neoproterozoico con edades entre 552-988 Ma. Participando en forma moderada, aparecen circones ordovícicos (476-490 Ma) y mesoproterozoicos (M3, M2 y M1), siendo el M3 (Grenvilliano) más característico. Cabe mencionar, que a partir de los resultados obtenidos por Vorster (2013), la presencia de circones de edad silúrica, muestran una continuidad en la sedimentación de la secuencia del Grupo Ventana. De esta forma, se reconoce que las fuentes procedentes del Ciclo Pampeano-Brasiliano (Cámbrico Inferior-Neoproterozoico) y Famatiniano (Cámbrico Medio-Superior y Ordovícico/Silúrico), intervienen de manera más significativa para este lapso de relleno de la cuenca. Para la muestra de la Formación Lolén se destaca una clara diferenciación en la participación de fuentes detríticas,



muestras fueron organizadas de base (frente) a techo (fondo) de las secuencias. **a)** Muestras de la Formación Sierra Grande; **b)** Unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén).

- ***Formación Sierra Grande vs. Formación Napostá***

Comparativamente las muestras de la Formación Sierra Grande guardan ciertas similitudes y diferencias respecto a la muestra SVN034 de la Formación Napostá. En primer lugar existe una exigua participación de componentes con edades cámbricas inferiores y neoproterozoicas, lo cual deja en evidencia la pobre participación de elementos del Ciclo Pampeano-Brasiliano para la formación del Grupo Ventana, siendo muy frecuentes en las muestras de la Formación Sierra Grande. Por otro lado se observa una importante contribución de circones ordovícicos, caracterizando a las fuentes con signaturas famatinianas como principales áreas de aporte para este lapso estratigráfico. No obstante, la muestra SGS008 (Miembro San Carlos) presenta un contenido semejante de granos ordovícicos, resultando el único caso donde los componentes del Ciclo Famatiniano y particularmente de esta edad, constituyen la fuente principal para la Formación Sierra Grande. En cuanto a los registros mesoproterozoicos y particularmente aquellos que involucran edades grenvillianas, si bien los contenidos son similares, en la Formación Napostá resultan ser proporcionalmente más significativos, determinándose como una fuente secundaria de aporte sedimentario. Por otro lado, es común la participación de circones neoarqueanos con edades comprendidas entre 2594-2657 Ma en las dos secuencias. Finalmente, en ambos casos existe el registro de circones silúricos que definen la edad máxima de sedimentación, aunque para la Formación Napostá corresponde a un único dato ubicado en el Silúrico Superior (418±7 Ma).

- ***Formación Sierra Grande vs. Formación Providencia***

Se observa que la Formación Sierra Grande comparte patrones semejantes de aporte sedimentario respecto a la sección media del Grupo Ventana. Realizando un análisis más detallado, se encuentra que esta correspondencia funciona de manera similar para los niveles superiores de la Formación Sierra Grande y la Formación Providencia, donde se determina que las muestras SGS007 y SGSP017 del Miembro San Carlos y SGLM013 del Miembro Herrada registran patrones muy parecidos en la distribución de las edades en relación a la muestra SVP005 de la Formación Providencia. En ambas unidades se aprecia que los picos dominantes corresponden a las edades de los ciclos Pampeano-Brasiliano y Famatiniano, y en menor proporción al Mesoproterozoico, esencialmente el Ciclo Grenvilliano, mostrando una similar tendencia en las contribuciones.

De manera análoga, si bien la muestra SG-2009-11 perteneciente al Miembro Polke exhibe patrones semejantes para los ciclos Pampeano-Brasiliano, Famatiniano y Mesoproterozoico, sumado a la ocurrencia de circones paleoproterozoicos y mesoarqueanos

comunes en ambas secuencias, se destaca, prácticamente la ausencia en esta unidad de edades cámbricas medias a superiores para el Ciclo Famatiniano, siendo muy frecuentes en la Formación Providencia. Esto permite de alguna manera separar la parte basal de la Formación Sierra Grande, al menos en cuanto a las fuentes que daban lugar a la presencia del Ciclo Famatiniano, en relación a la Formación Providencia, compartiendo únicamente la sección media-superior de la unidad.

En cuanto a las edades máximas de sedimentación, se ha mencionado la existencia en varias muestras de la Formación Sierra Grande de circones detríticos que han sido datados como silúricos, resultando las edades más jóvenes obtenidas para esta unidad, mientras que para la Formación Providencia los registros más jóvenes, para la muestra aquí estudiada, se ubican en el Ordovícico Inferior. No obstante, en virtud de la edad máxima de sedimentación obtenida para la infrayacente Formación Napostá y los recientes resultados aportados por Vorster (2013) permiten interpretar una sedimentación continua de toda la secuencia.

- **Formación Sierra Grande vs. Formación Lolén**

De la comparación entre los niveles de la Formación Sierra Grande y la muestra de la Formación Lolén, se destaca que el ciclo Famatiniano para la unidad del Grupo Ventana, presenta una gran heterogeneidad de edades que lo componen, reconociéndose un amplio rango que abarcan principalmente desde Ordovícico al Devónico. Resulta significativa además, la ausencia de circones cámbricos, evidenciando un cambio en las condiciones de sedimentación y áreas de aporte detrítico para esta unidad. Asimismo, el Cámbrico inferior no participa de los aportes correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano, el cual se encuentra pobremente representado, manifestándose únicamente con circones neoproterozoicos.

De manera contraria, tanto para las unidades inferiores del Grupo Ventana (Formaciones Napostá y Providencia) como en la mayoría de las muestras de la Formación Sierra Grande (excepto en las muestras SGS007 y SGS022), se observa que el registro de edades cámbricas superiores y medias juegan un rol importante como contribución al relleno de la cuenca, mientras que el Cámbrico Inferior, como parte del ciclo Pampeano-Brasiliano, resulta ser relevante en ambas secuencias.

Por otro lado, la participación de edades mesoproterozoicas, en especial las edades grenvillianas, continúan siendo frecuentes en ambas regiones. De igual forma, en casi la totalidad de las muestras analizadas existe una constante presencia de unos pocos circones paleoproterozoicos.

Finalmente, para la Formación Lolén, se restringe la edad máxima de sedimentación al Devónico medio-Carbonífero inferior?.



○ **Análisis comparativo expresado en forma porcentual**

Para una mejor visualización de los resultados obtenidos en los análisis de circones detríticos, se procedió a agrupar los cristales según sus edades y expresar el contenido en forma porcentual respecto al total de circones analizados para cada muestra. De igual forma, se calculó la proporción que éstos representan respecto a los ciclos orogénicos al cual pertenecen. En la Tabla VI-2 se resume el total de muestras analizadas, ordenadas de base a techo para cada secuencia y discriminando las edades que conforman cada ciclo orogénico. Los resultados fueron representados mediante gráficos de barras (Figura VI-22a y b), tanto para el registro de edades individuales como para la cuantificación de los ciclos.

CICLOS			FAMATINIANO				PAMPEANO-BRASILIANO		SUNSAS (GREENWILLIAMS)			Mesoproterozoico				
MUESTRAS			Total circones	Stl	Ord	Cámb. Sup.	Cámb. Med.	Cámb. Inf.	Neo-Prot.	M3	M2	M1	Prot. inf.	Neo-Prot.	Meso-Prot.	
Fm. SIERRA GRANDE	Mb. HERRADA	SGLM013 <sub>ICP</sub>	71		16.9%	2.8%	18.3%	12.7%	28.2%	18.3%	1.4%				1.4%	
		SGLM013 <sub>SHRMP</sub>	48		20.8%	8.3%		18.7%	29.2%	16.7%				4.2%	2.1%	
	Mb. SAN CARLOS	SGLF025 <sub>ICP</sub>	53		1.9%	1.9%	1.9%		26.4%	52.8%	7.5%			5.7%	1.9%	
		SGS007 <sub>ICP</sub>	27	14.8%	14.8%	3.7%		3.7%	51.9%	7.4%				3.7%		
		SGS008 <sub>SHRMP</sub>	52		30.8%	3.9%	9.6%	17.3%	23.1%	11.5%	1.9%			1.9%		
		SG-2009-12 <sub>ICP</sub>	23		17.5%			17.5%	39.3%	13.0%		8.3%		4.4%		
		SGPS017 <sub>ICP</sub>	72	1.4%	16.7%	6.9%	6.9%	16.7%	34.7%	13.9%				1.4%	1.4%	
	Mb. POLKE	SGS022 <sub>ICP</sub>	28		3.6%	3.6%		7.1%		35.7%	35.7%	3.6%		10.7%		
		SG-2009-11 <sub>ICP</sub>	48		2.1%	14.6%	2.1%	6.3%	8.3%	31.3%	12.5%	10.4%		8.3%		4.1%

CICLOS			FAMATINIANO				PAMPEANO-BRASILIANO		SUNSAS (GREENWILLIAMS)			Mesoproterozoico				
MUESTRAS			Total circones	Dox	Stl	Ord	Cámb. sup.	Cámb. med.	Cámb. Inf.	Neo-Prot.	M3	M2	M1	Prot. inf.	Neo-Prot.	Meso-Prot.
Fm. Lolén	SVL002 <sub>SHRMP</sub>	27	11.1%	3.7%	22.3%		3.7%		14.8%	18.5%	18.5%			3.7%	3.7%	
Fm. Providencia	SVP005 <sub>ICP</sub>	80			5.0%	8.8%	23.6%	15.0%	25.0%	11.2%	3.8%	2.5%		2.5%	1.3%	1.3%
Fm. Napostá	SVN034 <sub>ICP</sub>	44		2.3%	27.3%	4.5%	2.3%	9.1%	15.9%	18.2%	13.6%			2.3%	4.5%	

**Tabla VI-2.-** Contenido de circones detríticos agrupados según sus edades y Ciclos Orogrénicos registrados, expresados en porcentaje respecto al número total de circones de cada muestra para los diferentes niveles de la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana.

Para las muestras de la Formación Sierra Grande se destaca en los tres miembros, una participación homogénea del ciclo Pampeano-Brasiliano con un promedio entre el 40-56% de las edades, constituyendo la fuente principal de aporte detrítico para toda la secuencia. Dentro de este ciclo se encuentran presentes en forma mayoritaria circones de edades neoproterozoicas en una proporción que oscila entre un 23-53% mientras que el Cámbrico Inferior está presente comúnmente entre un 10-20% del total. No obstante, entre las muestras analizadas existen algunas excepciones donde el Cámbrico Inferior se encuentra escasamente representado (4-8%) o ausente, quedando constituido el ciclo Pampeano-Brasiliano exclusivamente por edades neoproterozoicas. Así, la muestra SGLF0025 registra un poco más del 79% de los circones con edades comprendidas dentro de este ciclo, identificándose un 26,4% de los granos con edades cámbricas inferiores y 52,8% con edades neoproterozoicas. Por otro lado, la muestra SGS022 revela una única moda con edades del Neoproterozoico (35,7%).

El ciclo Famatiniano en la mayoría de las muestras representa la moda secundaria, encontrándose presente entre un 25-44%, pero con edades variables en el registro. En dos muestras (SGLF025 y SGS022) hay una menor participación, con contenidos de aproximadamente 6% y 14% respectivamente para cada muestra y edades igualmente variables. No obstante, cabe resaltar que el ciclo Famatiniano se manifiesta de manera común en los tres miembros de la unidad, lo cual sugiere una participación frecuente durante el proceso de depositación. En cuanto a las edades que componen el ciclo, el Ordovícico se encuentra presente en todas las muestras en una proporción variable entre un 15-30% aproximadamente, siendo para la muestras SG-2009-12 (Miembro San Carlos) el único componente con el 17,5% para el Famatiniano. Por otro lado, las muestras SGLF025 y SGS022 presentan una escasa participación de circones ordovícicos, con un 3,6% y 1,9% respectivamente. El Cámbrico Superior y Cámbrico Medio se encuentran presentes en casi todas las muestras con una participación entre un 2-10%, aunque se pueden observar algunas excepciones, como la muestra SGLM013, datada por la metodología ICP, la cual registró para el Cámbrico Medio un 18,3%, mientras que las muestras SGS007, SGLM013 (SHRIMP) y SG-2009-12 no registraron circones de esta edad, en tanto que en las muestras SGS022 y SG-2009-12 el Cámbrico Superior está ausente. Finalmente, resulta importante la presencia de circones silúricos, representando las edades más jóvenes obtenidas. Estos circones se encuentran en cuatro de las nueve muestras analizadas (SGS007, SGPS017, SGS022 y SG-2009-11), pertenecientes a los Miembros Polke y San Carlos, restringiendo de esta manera la edad máxima de sedimentación para la secuencia.

Los circones con edades mesoproterozoicas, especialmente los que corresponden al Grenvilliano (M3), se encuentran presentes en la muestras de los tres miembros, conformando la tercer moda en orden de representatividad. Sin embargo, se puede observar que para el Miembro Polke, la muestra SGS022 localizada en las proximidades del Yacimiento Sur, registra un contenido del orden de 35,7%, lo cual sumado a la presencia de circones con edades mesoproterozoicas M2 alcanza casi el 40% del total, quedando de esta manera como moda principal, seguida secundariamente por el ciclo Pampeano-Brasiliano y en forma subordinada el ciclo Famatiniano, mientras que para la muestra SG-2009-11 del mismo miembro, pero para el sector del Yacimiento Norte, la presencia de circones del ciclo Grenvilliano se encuentran dentro del promedio general del resto de las muestras para la unidad, con un 12,5% de edades grenvillianas y un 10,4% de edades mesoproterozoicas (M2), conformando la tercer moda respecto a los aportes detríticos. Para el Miembro San Carlos, el ciclo Grenvilliano se encuentra en un rango entre el 7-14%, constituyendo de igual forma la tercera fuente en orden de importancia en la contribución de detríticos a la cuenca. Asimismo, solamente la muestra SGS008 registra edades del Mesoproterozoico 2 (1,9%) y la muestra SG-2009-12 aporta edades mesoproterozoicas 3 (8,3%), superando levemente en este caso a las contribuciones ordovícicas como moda secundaria. La muestra perteneciente al Miembro Herrada (SGLM013), analizada por ambas metodologías (ICP y SHRIMP) registró las mayores concentraciones de

circones con edades grenvillianas, en un rango entre 17-18%, documentando una de ellas edades mesoproterozoicas 2 (1,4%), pero en ambos casos permaneciendo como tercera moda en las contribuciones detríticas.

De manera menos relevante, pero presente en todas las muestras de la Formación Sierra Grande, las edades cratónicas paleoproterozoicas participan en un 2 a 10%; menos frecuentemente se hallan edades neoarqueanas, del orden de 1,4-2,1% y únicamente una muestra (SG-2009-11) registró edades mesoarqueanas (4,1%).

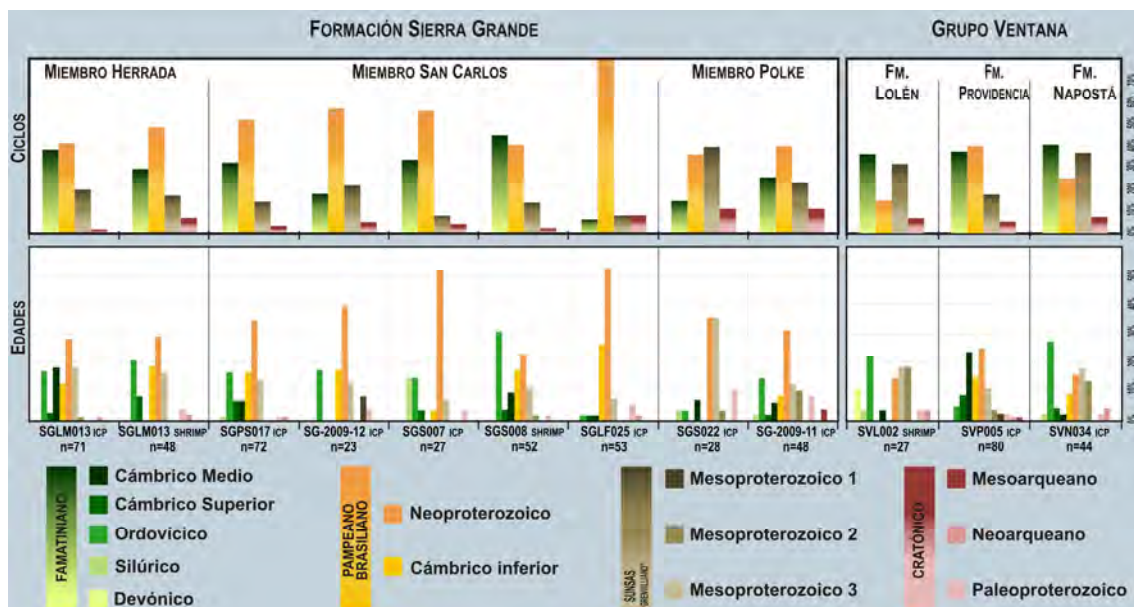
Para el caso de las unidades del Grupo Ventana, se encuentran patrones significativos que permiten diferenciar o corresponder, según sea el caso, con las muestras de la Formación Sierra Grande.

La Formación Napostá muestra una moda principal de circones del ciclo Famatiniano, con un 36,4% de representatividad, pero cuyo componente mayoritario corresponde a las edades ordovícicas que alcanzan un 27,3%, mientras que el Cámbrico Superior está constituido por un 4,5% de la población y el Cámbrico Medio y Silúrico solamente el 2,3%. El Mesoproterozoico constituye la moda secundaria para esta unidad, con un 31,8% del total de circones analizados. No obstante, los elementos que comprenden al ciclo Grenvilliano se encuentran presentes con 18,2%, mientras que el 13,6% restante corresponde a fuentes del Mesoproterozoico 2. En menor proporción, pero con aporte significativo, se encuentra representado el ciclo Pampeano-Brasiliano, el cual alcanza un 24,1%, distribuyéndose entre un 9,1% para el Cámbrico Inferior y 15% para el Neoproterozoico. Finalmente, aparecen contribuciones aisladas de circones detríticos de edades cratónicas paleoproterozoicas en un 2,3% y mesoarqueanas con un 4,5%. Cabe resaltar que la presencia de circones silúricos marcaría la edad máxima de sedimentación para esta formación.

Del análisis de las muestras de la Formación Providencia, se observa que tanto los componentes del ciclo Pampeano-Brasiliano como Famatiniano constituyen las principales fuentes de aporte en el relleno de la cuenca para este intervalo. El ciclo Pampeano-Brasiliano registra el 40% del total de circones analizados, de los cuales, un 15% corresponden a granos del Cámbrico Inferior, mientras que el 25% a circones neoproterozoicos. Los elementos del ciclo Famatiniano constituyen el 37,4% de la muestra, pero encontrándose una mayor participación de circones del Cámbrico medio (23,6%) en relación a las edades cámbricas superiores (8,8%) y ordovícicas (5%). Aunque menos importantes en cuanto a su contribución, circones del ciclo Grenvilliano se encuentran presentes en un 11,2% y sumados a los cristales con edades mesoproterozoicas 2 completan un total del 15%, representando la tercera moda para esta unidad. Al igual que en los casos anteriores, se menciona la participación de circones cratónicos ubicados en el Paleoproterozoico, Neoarqueano y Mesoarqueano en proporción del 2,3%, 1,3% y 1,3% respectivamente.

En la muestra de la Formación Lolén los aportes de circones detríticos pertenecientes al ciclo Famatiniano se mantienen en similar proporción que en la unidades infrayacentes del Grupo Ventana, alcanzando un 40,8%, no obstante las edades registradas para este intervalo

resultan ser más heterogéneas, hallándose que los granos ordovícicos constituyen la mayor contribución (22,3%). Por otro lado, aparecen circones devónicos en una proporción del 11,1% y en forma subordinada componentes de edades silúricas y cámbricas medias en un 3,7%. Resulta importante destacar que las edades devónicas representan no solo la edad máxima de sedimentación de la unidad, sino también un cambio en las contribuciones detríticas que intervenían en el relleno de la cuenca. El Mesoproterozoico continúa siendo una importante fuente de aporte, con un 37% del total, comprendiendo en igual proporción elementos tanto de edades grenvillianas como mesoproterozoicas 2. El ciclo Pampeano-Brasiliano se halla presente en una menor proporción respecto a las unidades infrayacentes, no obstante aparece de manera constante en toda la secuencia del Grupo Ventana, aunque composicionalmente se destaca la ausencia de circones cámbricos inferiores, caracterizándose únicamente por los componentes del Neoproterozoico, cuyo contenido es algo menor al 15%. Los circones de origen cratónico son escasos (poco más del 7%), resultando de esta forma un factor común en todas las muestras.



**Figura VI-22.- a)** Gráficos de barras representando el contenido de circones detríticos de acuerdo a sus edades para cada muestra. **b)** Gráfico de barras para los ciclos orogénicos registrados en cada muestra en base a las edades y proporción de circones detríticos presentes. Los resultados se expresan en porcentaje respecto al número total de circones presente en cada muestra.

Si se comparan las edades de los circones analizados de las muestras de la Formación Sierra Grande agrupados según sus miembros en relación a los resultados obtenidos en las muestras de las unidades del Grupo Ventana (Figura VI-23), se observa que ambas secuencias, en sus secciones basales presentan las edades más jóvenes registradas, correspondientes al Silúrico, esto es tanto para los miembros Polke y San Carlos (Formación Sierra Grande) como para la Formación Napostá, pudiéndose definir en ambos casos como la edad máxima de sedimentación.

La presencia de circones ordovícicos resulta común en todas las muestras de los tres miembros de la Formación Sierra Grande, en una proporción variable entre 11 a 19%, mientras que para las unidades del Grupo Ventana se observa que existe una oscilación, registrando para su base (Formación Napostá) aproximadamente un 27%, para su sección media (Formación Providencia) un 5% y para el techo (Formación Lolén) un 22%. No obstante estas variaciones, resulta claro que los componentes de edades ordovícicas participan en forma constante, pudiendo ser afectada en mayor o menor medida su presencia, producto de variaciones locales en la exposición de las áreas fuentes que estaban aportando estos detritos. Contrariamente, para el caso de la Formación Sierra Grande, se puede observar un incremento en los contenidos de fuentes ordovícicas, pudiendo estar relacionado a una paulatina exhumación de terrenos de esta edad.

En el análisis de la participación de los componentes cámbricos hay que discriminar entre aquellos que comprenden el Cámbrico superior a medio de los elementos cámbricos inferiores. Para los miembros de la Formación Sierra Grande, el Cámbrico Superior en todos los casos no supera el 4%, mientras que para el Cámbrico Medio en la sección inferior y media de la unidad (Miembros Polke y San Carlos) resulta en un promedio del 5% aproximadamente, participando de manera más relevante hacia el techo de la formación (Miembro Herrada), alcanzando un poco más del 14%. Para la secuencia del Grupo Ventana, los contenidos resultan más variables de acuerdo a la unidad que se analice. Para la Formación Napostá, el Cámbrico Superior se encuentra presente en una proporción semejante a la sección inferior-media de la Formación Sierra Grande (~4%), mientras que el Cámbrico Medio su contenido es algo menor (2%). En la Formación Providencia, la participación de circones cámbricos superiores y medios es llamativamente más importante, con registros del orden de 9% para el Cámbrico Superior y 24% para el Cámbrico Medio, hecho que resultará significativo cuando se analice la composición global en términos de ciclos orogénicos. Sin embargo, se puede decir que en este sentido la Formación Providencia guarda una mayor relación con los términos superiores de la Formación Sierra Grande (Miembro Herrada). En cuanto a la Formación Lolén, estos registros están prácticamente ausentes, exhibiendo solamente escasos contenidos del cámbrico medio, pudiéndose desvincular en este sentido a la Formación Lolén de cualquier similitud con la Formación Sierra Grande.

El Cámbrico Inferior resulta un componente común tanto para la Formación Sierra Grande como para la sección inferior y media del Grupo Ventana. En la Formación Sierra Grande se observa un incremento de su participación desde la parte inferior de la secuencia (~5% para el Miembro Polke), hacia la parte media y superior (~17% para el Miembro San Carlos y 15% para el Miembro Herrada), mientras que los contenidos para la Formación Napostá alcanzan un 9% y para la Formación Providencia un 15%, encontrándose dentro del rango que compone la sección media a superior de la Formación Sierra Grande. Para la Formación Lolén, su ausencia marca un cambio importante, permitiendo al igual que en el caso

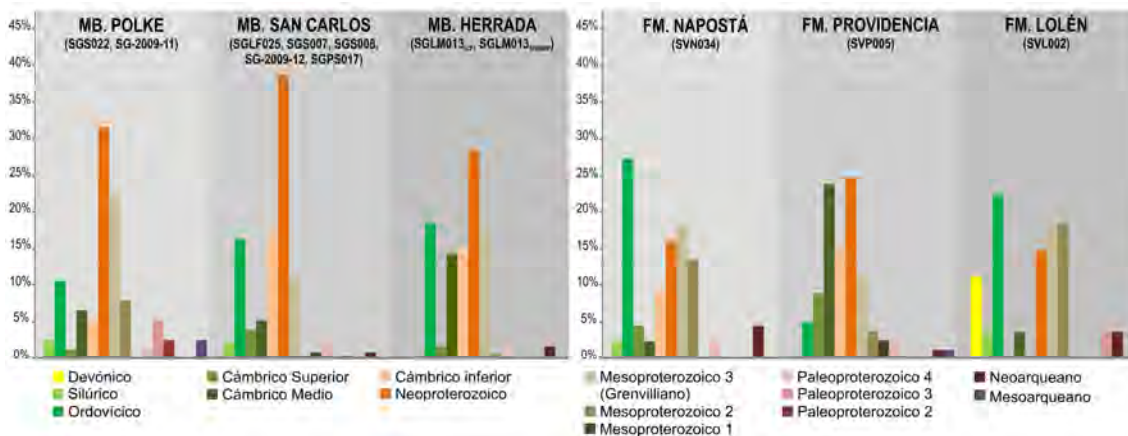
anterior, diferenciar esta unidad de las secuencias infrayacentes y de la posible correlación con los niveles de la Formación Sierra Grande.

En cuanto a la participación del Neoproterozoico, en toda la secuencia de la Formación Sierra Grande constituye el elemento más conspicuo, con una presencia entre el 29 a 39% aproximadamente, resultando la fuente principal para esta unidad. Para la Formación Napostá, si bien presenta un contenido de casi un 16%, su presencia se encuentra subordinada a los componentes ordovícicos. En la Formación Providencia, el Neoproterozoico alcanza registros similares a los de la Formación Sierra Grande, alcanzando un 25%, lo cual representa un factor común entre ambas secuencias. Para la Formación Lolén, los circones neoproterozoicos mantienen su participación en forma moderada, llegando a un 15%.

Los circones mesoproterozoicos, esencialmente los que comprenden el intervalo Grenvilliano, frecuentemente participan de las composiciones generales tanto de las muestras de la Formación Sierra Grande como en la secuencia del Grupo Ventana con contenidos semejantes. Así, para la Formación Sierra Grande, es posible observar importantes contenidos en el Miembro Polke, alcanzando un 22%, resultando particularmente una de las principales contribuciones para este nivel. Para el Miembro San Carlos, el Grenvilliano se halla presente en un 11%, mientras que para el Miembro Herrada vuelve a adquirir relevancia aproximándose a un 18%. En el ámbito de Sierra de la Ventana, la Formación Napostá presenta alrededor de 18% de sus granos dentro de este rango. En la Formación Providencia, al igual que para los niveles medios de la Formación Sierra Grande, la presencia de circones grenvillianos decrece a un 11%, cobrando nuevamente importancia hacia la Formación Lolén, donde exhibe un 18%.

El Mesoproterozoico 2 solamente interviene con un contenido moderado en la parte basal de la Formación Sierra Grande (Miembro Polke), con un 8% aproximadamente, mientras que para los niveles medios y superiores (miembros San Carlos y Herrada) su presencia es circunstancial. Para la secuencia del Grupo Ventana, tanto en su base como techo, el Mesoproterozoico 2 resulta ser un componente abundante, con aproximadamente 14% para la Formación Napostá y 18% para la Formación Lolén, registrando para la Formación Providencia solamente un poco menos del 4%, siendo este comportamiento coherente con lo que ocurre en los niveles medios y superiores de la Formación Sierra Grande. Del mismo modo, solamente aparecen evidencias del Mesoproterozoico 3 en el Miembro San Carlos y en la Formación Providencia.

Las edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas, aunque son escasas, se encuentran presentes en ambas regiones, corroborando la participación de fuentes antiguas tanto para la secuencia de Sierra Grande como para el Grupo Ventana.



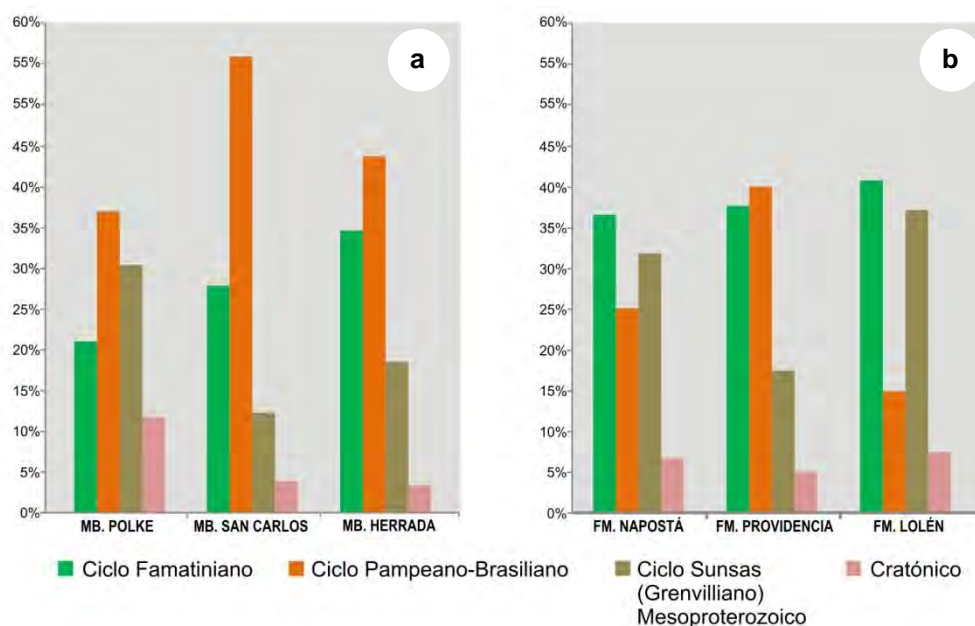
**Figura VI-23.-** Gráficos de barras representando el contenido de circones detríticos en cada miembro y agrupados de acuerdo a sus edades. Los resultados se expresan en porcentaje respecto al número total de circones presentes en cada miembro. a) Miembros de la Formación Sierra Grande; b) unidades del Grupo Ventana para su sección inferior-media a superior.

Sobre la base de lo expuesto anteriormente durante el análisis de las edades obtenidas para los diferentes niveles de cada secuencia, pero ponderando ahora la representatividad de los ciclos orogénicos en cada miembro de la Formación Sierra Grande y las formaciones Napostá, Providencia y Lolén del Grupo Ventana, se puede observar claramente que existe un patrón similar entre los Miembros San Carlos y Herrada respecto a la Formación Providencia (Figura VI-24), donde la moda principal está dada por el ciclo Pampeano-Brasiliano, la moda secundaria por el ciclo Famatiniano y en menor proporción se encuentra representado el Ciclo Grenvilliano con las edades mesoproterozoicas y una escasa participación de edades cratónicas. No obstante, el ciclo Pampeano-Brasiliano resulta dominante en el Miembro San Carlos, donde alcanza el 56% de los circones datados, mientras que para el Miembro Herrada su presencia es de aproximadamente el 44% y para el Miembro Polke del 37%. En el caso del Grupo Ventana, la Formación Providencia presenta para este ciclo un contenido de 40%, que resulta ser próximo a los contenidos de la Formación Sierra Grande. Para la Formación Napostá, su presencia resulta ser más exigua, llegando a un 25% del total y para la Formación Lolén, no supera el 15%. De esta forma, el ciclo Pampeano-Brasiliano, en la base y techo de la secuencia del Grupo Ventana, representa la tercera moda respecto al resto de las fuentes.

El ciclo Famatiniano en general se encuentra presente aproximadamente entre un 30-40% en ambas secuencias. Solamente el Miembro Polke registra un contenido bastante menor (21%), posiblemente relacionado a factores de exposición diferencial de fuentes con estas edades para esta región. En la secuencia del Grupo Ventana, la participación del ciclo Famatiniano se mantiene de forma bastante homogénea entre un 37-40%, resultando tanto para la base como para el techo (Formaciones Napostá y Lolén) la moda principal, aunque, como se mencionara durante el análisis de las edades, para la Formación Lolén intervienen otras fuentes pertenecientes a este ciclo, evidenciadas por las edades devónicas registradas en esta unidad.

En cuanto a las edades que comprenden el ciclo Grenvilliano, sumadas a las mesoproterozoicas 2 y 3, es posible distinguir que su participación ha sido constante durante todo el lapso de sedimentación de las unidades en ambas regiones, encontrándose que para la base de ambas secuencias el contenido ronda el 30% (Miembro Polke y Formación Napostá), representando la moda secundaria para estos niveles en cada secuencia. Asimismo, en la sección media y superior de la Formación Sierra Grande (Miembros San Carlos y Herrada), su presencia es de alrededor del 12% y 19% respectivamente, resultando muy semejante a lo hallado en la Formación Providencia donde alcanza un 18%, caracterizando la tercer moda en orden de representatividad. Finalmente, para la Formación Lolén las edades mesoproterozoicas 1 (grenvillianas) y mesoproterozoicas 2 resultan significativas, ocurriendo en igual proporción (18,5%), lo cual representa un 37% del total. De esta manera, el Mesoproterozoico en general, define la moda secundaria para esta unidad, reflejando en las gráficas el importante cambio en las características de las fuentes que rellenaron la cuenca.

Por último, como se ha mencionado, los aportes desde áreas cratónicas han estado presentes durante todo el lapso de sedimentación de las secuencias, con edades y registros muy similares.



**Figura VI-24.-** Gráficos de barras representando el contenido de circones detríticos en cada miembro de la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana, reunidos según los ciclos orogénicos. Los resultados se expresan en porcentaje respecto al número total de circones en cada miembro y formaciones. **a)** Miembros de la Formación Sierra Grande; **b)** unidades del Grupo Ventana para su sección inferior-media a superior.

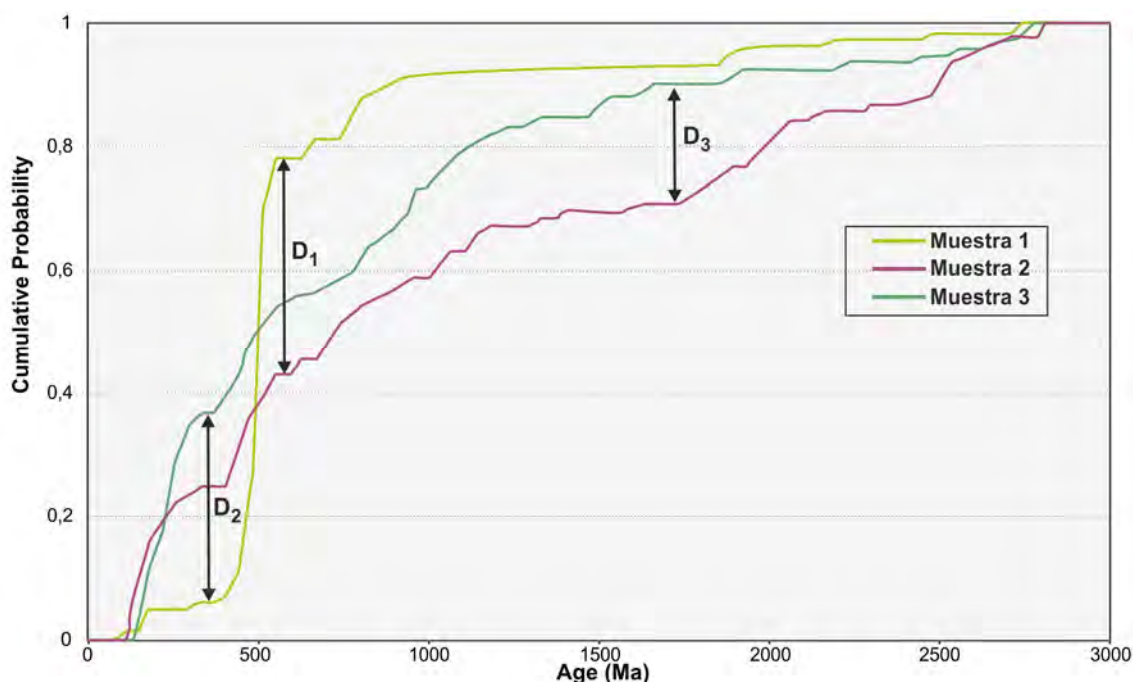
○ **Comparación de edades de poblaciones de circones detríticos (K-S test)**

El grado de similitud entre las edades de poblaciones de circones detríticos de dos muestras puede ser evaluada cuantitativamente con el test estadístico de Kolmogorov-Smirnov



(*K-S test*), que pone a prueba la hipótesis nula que dos poblaciones independientes resulten ser iguales o deriven de la misma población original (Conover, 1971).

De esta forma, El *K-S test* es una prueba no paramétrica que compara las curvas de probabilidad acumulada de edades de circones detríticos entre dos muestras, para determinar la probabilidad (valor P) que dos curvas (edades U-Pb) deriven de una misma población original a partir de un muestreo aleatorio. Es decir, el test se basa en la *CDF* (*Cumulative distribution function* – Función o curva de distribución acumulada) en lugar de la *PDF* (*probability density function* – Función o curva de densidad de probabilidad). Específicamente, el *K-S test* compara la diferencia de probabilidad máxima entre dos *CDF* (diferencia vertical máxima entre dos curvas) (Figura VI-25).



**Figura VI-25.-** Gráficos de probabilidad acumulada de los datos de edades U-Pb de circones detríticos mostrando la máxima diferencia ( $D$ ) entre las *CDFs*.  $D_1$  es la máxima distancia entre la Muestra 1 y Muestra 2;  $D_2$  entre Muestra 1 y Muestra 3 y  $D_3$  entre Muestra 2 y Muestra 3.

Si la diferencia observada ( $D_{obs}$ ) es mayor que un cierto valor crítico ( $D_{crit}$ ) la hipótesis nula es rechazada y las dos muestras probablemente no provienen de la misma población (por ejemplo, circones detríticos de dos muestras que no derivan de la misma región fuente).

Como criterio para la comparación de las poblaciones de circones detríticos se utiliza un valor de  $P \leq 0,05$ , indicando que hay una probabilidad de 95% que la diferencia entre las dos poblaciones sometidas a prueba no es debido a un error de muestreo al azar, sino más bien que estas dos muestras derivan de diferentes poblaciones originales, por lo cual la hipótesis nula es rechazada (por ejemplo, DeGraaff-Surpless *et al.*, 2003). El valor  $D$  representa la distancia máxima entre las curvas de frecuencia acumulada de las dos poblaciones analizadas. Muestras estrictamente idénticas tendrán valores de  $P = 1$  y  $D = 0$ .

Los resultados de la comparación de las curvas de probabilidad acumulada de edades de circones detríticos aplicando el *K-S test* (Tabla VI-3, Figura VI-26) revela que las distribuciones de edades mayormente no son estadísticamente diferentes entre las muestras de la Formación Sierra Grande y las muestras de las unidades del Grupo Ventana, para el intervalo de confianza del 95%, y la prueba no rechaza la hipótesis nula que las muestras fueron extraídas de la misma población original. Esto sugiere una marcada correlación entre la mayor parte de las muestras de la Formación Sierra Grande (esencialmente los miembros San Carlos y Herrada) y las muestras de las unidades del Grupo Ventana, presentando la Formación Lolén un mayor grado de diferenciación.

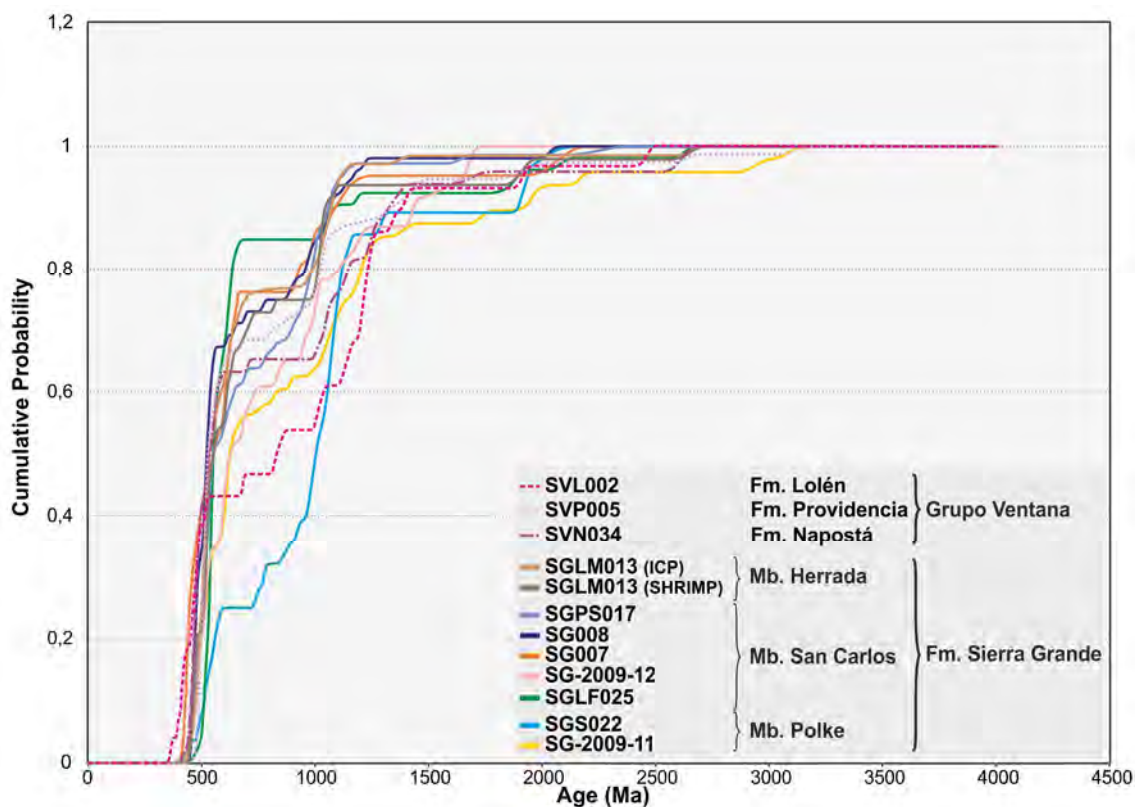


Figura VI-26.- Gráficos de probabilidad acumulada de los datos de edades U-Pb de circones detríticos para muestras de la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana.

**K-S (Kolmogorov–Smirnov test) P-values using error in the CDF**

MUESTRAS	FORMACIÓN SIERRA GRANDE									GRUPO VENTANA		
	Mb. Polke			Mb. San Carlos			Mb. Herrada			Fm. Napostá	Fm. Providencia	Fm. Lolén
	SG-2009-11	SGS022	SGLF025	SG-2009-12	SG007	SG008	SGPS017	SGLM013 <sub>(CP)</sub>	SGLM013 <sub>(SH)</sub>	SVN034	SVP005	SVL002
SG-2009-11		0,061	0,028	0,962	0,396	0,012	0,131	0,113	0,166	0,082	0,040	0,379
SGS022	0,061		0,000	0,107	0,004	0,000	0,005	0,000	0,001	0,007	0,001	0,124
SGLF025	0,028	0,000		0,076	0,038	0,007	0,072	0,044	0,239	0,002	0,007	0,005
SG-2009-12	0,962	0,107	0,076		0,631	0,078	0,743	0,363	0,662	0,263	0,198	0,740
SG007	0,396	0,004	0,038	0,631		0,345	0,347	0,255	0,409	0,629	0,070	0,196
SG008	0,012	0,000	0,007	0,078	0,345		0,408	0,539	0,607	0,355	0,091	0,058
SGPS017	0,131	0,005	0,072	0,743	0,347	0,408		0,661	0,974	0,289	0,536	0,024
SGLM013 <sub>(CP)</sub>	0,113	0,000	0,044	0,363	0,255	0,539	0,661		0,994	0,243	0,904	0,027
SGLM013 <sub>(SH)</sub>	0,166	0,001	0,239	0,662	0,409	0,607	0,974	0,994		0,326	0,472	0,052
SVN034	0,082	0,007	0,002	0,263	0,629	0,355	0,289	0,243	0,326		0,028	0,448
SVP005	0,040	0,001	0,007	0,198	0,070	0,091	0,536	0,904	0,472	0,028		0,034
SVL002	0,379	0,124	0,005	0,740	0,196	0,058	0,024	0,027	0,052	0,448	0,034	

**D-values using error in the CDF**

MUESTRAS	SG-2009-11	SGS022	SGLF025	SG-2009-12	SG007	SG008	SGPS017	SGLM013 <sub>(CP)</sub>	SGLM013 <sub>(SH)</sub>	SVN034	SVP005	SVL002
SG-2009-11		0,314	0,291	0,128	0,235	0,321	0,217	0,225	0,228	0,257	0,258	0,216
SGS022	0,314		0,599	0,340	0,508	0,481	0,388	0,505	0,472	0,401	0,434	0,315
SGLF025	0,291	0,599		0,319	0,362	0,329	0,233	0,252	0,205	0,365	0,299	0,404
SG-2009-12	0,128	0,340	0,319		0,226	0,319	0,163	0,222	0,185	0,254	0,256	0,192
SG007	0,235	0,508	0,362	0,226		0,242	0,232	0,253	0,232	0,195	0,319	0,311
SG008	0,321	0,481	0,329	0,319	0,242		0,162	0,147	0,153	0,185	0,224	0,312
SGPS017	0,217	0,388	0,233	0,163	0,232	0,162		0,123	0,090	0,182	0,132	0,331
SGLM013 <sub>(CP)</sub>	0,225	0,505	0,252	0,222	0,253	0,147	0,123		0,080	0,192	0,094	0,329
SGLM013 <sub>(SH)</sub>	0,228	0,472	0,205	0,185	0,232	0,153	0,090	0,080		0,193	0,156	0,321
SVN034	0,257	0,401	0,365	0,254	0,195	0,185	0,182	0,192	0,193		0,268	0,204
SVP005	0,258	0,434	0,299	0,256	0,319	0,224	0,132	0,094	0,156	0,268		0,315
SVL002	0,216	0,315	0,404	0,192	0,311	0,312	0,331	0,329	0,321	0,204	0,315	

**Tabla VI-3.-** Resultados del test estadístico de Kolmogorov-Smirnov (K-S Test, con error en la CDF) para todas las muestras analizadas. **a)** Valores P: En blanco,  $P < 0,05$ ; en amarillo:  $P > 0,05$ . **b)** Valores D.

Nota: El ploteo de las gráficas (Fig. VI-26) y la implementación del K-S test se realizó en el programa MS Excel usando las macros desarrolladas por Guynn y Gehrels (2010) (Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, United States).

La muestra SGS022 del Miembro Polke (Yac. Sur) representa una excepción respecto tanto a las muestras del Grupo Ventana como a los diferentes niveles de la Formación Sierra Grande, mostrando en muchos casos valores de P inferiores a 0,05, que probablemente responden a variaciones de índole local en los aportes detríticos. No obstante, se observa que el Miembro Polke en general muestra una débil correlación tanto con la Formación Napostá como con la Formación Lolén, mientras que la muestra SG-2009-11 (Yac. Norte) resulta muy similar a las muestras de los niveles superiores de la Formación Sierra Grande, alcanzando un valor de  $P = 0,962$  respecto a la muestra SG-2009-12 (Miembro San Carlos, Yac. Norte) de la misma localidad.

La Formación Lolén presenta la mayor diferencia en relación a las muestras de la Formación Sierra Grande, encontrándose valores de P inferiores a 0,05 respecto a muestras de los miembros San Carlos y Herrada. En tanto que la Formación Providencia resulta estadísticamente diferente al Miembro Polke.

La aplicación del K-S test demuestra que las edades de circones detríticos de la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana tienen un grado de similitud estadístico que sugiere que ambas secuencias fueron formadas por la acumulación de productos de erosión de las mismas regiones fuente.

## D5.- PROCEDENCIA

Para una mejor comprensión de la evolución de las cuencas silúrico-devónicas en el sur de Sudamérica y la procedencia de los detríticos que colmataron estos depocentros durante este lapso, se describen a continuación los aspectos tectónicos y el contexto paleogeográfico en el cual se encontraba la porción sur-occidental de Gondwana.

Hacia el Neoproterozoico Tardío-Cámbrico se produce el ensamble de Gondwana a través de los cinturones orogénicos Pan-Africano-Brasiliano, suturando los elementos cratónicos en la región austral de América del Sur y Sudáfrica, destacándose entre los más importantes al cratón del Río de la Plata y el de Kalahari (o Kaapval), además de varios fragmentos más pequeños de cortezas, cinturones móviles del Mesoproterozoico Medio y Neoproterozoico-Cámbrico que participaron en la fusión definitiva del Gondwana Occidental (Tankard *et al.* 2012 y referencias allí). Tras la amalgamación, el margen proto-Andino de Gondwana continuó siendo activo con la acreción de material de corteza oceánica y la removilización de las partes existentes del margen (Ramos 1988; Cawood 2005). De esta manera, la orogenia Famatiniana registra el inicio de subducción (ca. 490 Ma) y posterior colisión del terreno Cuyania (Precordillera) a mediados del Ordovícico (ca. 475-460 Ma). Posteriormente, un episodio Famatiniano tardío vinculado al desarrollo del margen del terreno Chilenia, desarrolla un magmatismo en el Devónico (401-386 Ma). En este escenario tectónico, se desarrollaron sobre la corteza continental, a partir de un debilitamiento reológico, los depocentros Silúrico-Devónico de Ventania-Sierra Grande. Esta configuración tectónica dio lugar a la migración progresiva de los depocentros e influyeron en la evolución de las fajas plegadas, cuencas de antepaís adyacentes y el interior cratónico (Milani, 2007).

Teniendo en cuenta las escasas orientaciones de paleocorrientes reconocidas en las regiones de Sierra Grande (estratificación cruzada: hacia el SW; crestas de óndulas de corriente: NNE-SSW y NE-SW; Spalletti, 1993) y Ventania (Formación Napostá: NE-SW; Formación Providencia: NE-SW, SSW; Formación Lolén: NW-SE; Reinoso, 1968), y la comparación con el Supergrupo del Cabo en Sudáfrica (Johnson *et al.*, 2006 y referencias allí), está claro que los paleoambientes no fueron estáticos, sino que sufrieron desplazamientos hacia el sur y al norte en varias ocasiones, de acuerdo con las transgresiones y regresiones marinas que tuvieron lugar. La distribución de edades de los circones detríticos y la proporción en la que éstos participan, refleja de forma aproximada las procedencias y regiones fuentes de los materiales clásticos que rellenaron la cuenca. De esta manera, para definir las principales fuentes de circones detríticos, se detallan los componentes de mayor a menor edad.

*Arqueano a Paleoproterozoico:* Resulta probable que las rocas generadoras del pequeño conjunto de circones de estas edades deriven de la erosión del cratón del Río de la Plata, del cratón del Kalahari (Kaapvaal) y/o del cratón de la Antártida oriental. Considerando el bajo porcentaje de contribución en las cuencas del Silúrico-Devónico, se puede interpretar que los núcleos antiguos podrían haber estado en su mayor parte cubiertos; o bien, que las

principales direcciones de paleocorrientes tenían otro sentido; o que podrían tener diferentes posiciones paleogeográficas, aunque no hay una clara evidencia.

*Mesoproterozoico:* Los afloramientos más importantes de rocas del Mesoproterozoico Tardío ocurren en todo el oeste de América del Sur y en el cinturón de Namaqua-Natal en Sudáfrica. Las edades que comprenden el lapso entre 1.0-1.2 Ga, agrupadas como una de las modas más prominentes en ambas regiones estudiadas, reflejan la importancia del evento Mesoproterozoico conocido parcialmente como cinturón orogénico Sunsás (Cordani *et al.*, 2000; Schwartz y Gromet, 2004; Casquet *et al.*, 2006; Rapela *et al.*, 2007; Adams *et al.*, 2008; Willner *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008; Ramos, 2009, y referencias allí) o también llamado ciclo Grenvilliano. En Argentina, la fuente de circones detríticos podría proceder de un cinturón conocido como terreno Pampia (Fig. I-2), donde Escayola *et al.* (2007) y Leal *et al.* (2003) entre otros, citaron la presencia de corteza del Mesoproterozoico. Por otro lado, si el terreno Cuyania, con un basamento Mesoproterozoico ('Grenvilliano') de afinidad Laurentica y afloramientos en las regiones de Sierra de Pie de Palo, Maz y Umango fueron acrecionados a Gondwana durante el Ordovícico Medio, también podría constituir una fuente de circones de edad mesoproterozoica. Asimismo, no se puede descartar una posible contribución del cinturón Namaqua-Natal en Sudáfrica (Robb *et al.*, 1999) y la corteza de Malvinas (Cingolani y Varela, 1976; Thomas *et al.*, 1998). Las paleocorrientes en la parte superior del Grupo Ventana y Formación Sierra Grande, son coincidentes con los datos del Supergrupo del Cabo en Sudáfrica (Johnson *et al.*, 2006; Tankard *et al.*, 2009), permitiendo considerar este tipo de contribución desde la provincia Namaqua-Natal.

*Neoproterozoico al Ordovícico Inferior:* Las rocas portadores de circones de esta edad son muy abundantes en el sur de Sudamérica, como así también en su contraparte del oeste de África, mostrando evidencias de levantamiento y denudación en tiempos Silúrico-Devónico. Las contribuciones de circones de estas edades podrían derivar de las unidades que componen el basamento de bajo grado metamórfico de la Formación Sierra Grande, como así también el basamento del Sistema Ventania. Una fuente más global puede ser inferida claramente de la denudación del cinturón Pan-Africano-Brasiliano.

*Ordovícico Medio-Silúrico:* Los granos de circones de estas edades proceden probablemente de la erosión de las rocas ígneas que se intruyeron en el basamento metamórfico de la Formación Sierra Grande. El Complejo Plutónico Punta Sierra puede haber sido la fuente de circones del Ordovícico. En otras palabras, la denudación de las rocas magmáticas famatinianas podrían haber generado el aporte para las Formaciones Sierra Grande, Napostá, Providencia, y Lolén. Cabe aclarar que la escasa participación de circones de esta edad en ciertas localidades de la Formación Sierra Grande, podría deberse o bien a problemas de cambios en las paleocorrientes o que los cuerpos magmáticos famatinianos no se encontraban exhumados en el inicio de la sedimentación de la secuencia.

*Devónico:* Los circones de estas edades se registraron solo en la parte superior de la Formación Lolén y podrían proceder de los últimos episodios vinculados al arco magmático

Famatiniano (ciclo orogénico Achaliano, de Sims *et al.*, 1998). Del mismo modo, Dahlquist *et al.* (2013) registran procesos magmáticos póstumos a estas fases en las Sierras Pampeanas Orientales, con la presencia de cuerpos intrusivos del Devónico Medio-Tardío. Asimismo, potenciales rocas fuentes coetáneas se citan hacia el suroeste de estas regiones. Así, Varela *et al.* (2005) han obtenido edades U-Pb devónicas en granitoides de la Patagonia, y Tickyj *et al.* (2009) registraron en la Cordillera Frontal de Mendoza una granodiorita sintectónica del Devónico Inferior.

## D6.- COMPARACIONES CON OTRAS UNIDADES

### D6a.- Formación Balcarce (Sistema Tandilia)

En el ámbito del Sistema de Tandilia, la Formación Balcarce, conocida anteriormente como parte de la Formación La Tinta (Borrello, 1966), corresponde a una espesa secuencia silicoclástica ortocuarcítica, portadora de una abundante asociación de trazas fósiles, a partir de las cuales Borrello (1966) otorga una edad ordovícica. Más tarde, Poiré *et al.* (2003) y Poiré y Spalletti, (2005) a partir de nuevos estudios de sus trazas establecen tentativamente una edad cámbrico-ordovícica. En forma contemporánea, Seilacher *et al.* (2003) describen un conjunto de icnofósiles que permiten asignar a esta unidad al Ordovícico-Silúrico. Dataciones radimétricas K-Ar sobre diabasas que intruyen a una parte de de estas sedimentitas, muestran valores de 396, 450 y 490 Ma (Rapela *et al.*, 1974; Cingolani *et al.*, 1985), lo cual permite establecer un límite cronológico. No obstante, Rapela *et al.* (2005a, 2007, 2011) reportaron dataciones SHRIMP U-Pb en muestras de superficie con picos de edades ca. 475-675, 975-1170 y 1685-2060 Ma, mientras que en muestras de subsuelo, para la región de Punta Mogotes, obtuvieron picos de 505-560 Ma y 635-670 Ma, de esta forma las poblaciones de circones mostraron una participación notable del Brasiliano (570-675 Ma), Mesoproterozoico (1170 Ma) y Paleoproterozoico superior (1680-1890 Ma). La edad más joven (~475 Ma) da una estimación de la edad máxima de depositación de la Formación Balcarce, lo cual la ubica como más joven que Ordovícico Inferior. Resultados similares obtuvieron Van Staden *et al.* (2009, 2010a) al analizar los circones detríticos (U-Pb/SHRIMP) de la Diamictita Sierra del Volcán (Hirnantiano) referida como un miembro de la Formación Balcarce (Zimmermann y Spalletti, 2009; van Staden *et al.*, 2009, 2010), los cuales arrojan patrones de edades semejantes entre sí, registrando una edad para el circón más joven de  $485 \pm 7.2$  Ma (Tremadociano).

Recientes análisis U-Pb en circones detríticos realizados por Vorster (2013) sobre una muestra de la parte superior de esta unidad (MDP\_1), próxima a la localidad de Mar del Plata, revelan una significativa contribución de circones procedentes de fuentes neoproterozoicas y mesoproterozoicas, con una menor participación de circones ordovícicos, cámbricos y silúricos, siendo la edad más joven registrada  $416 \pm 18$  Ma y resultando llamativa la escasa participación de componentes paleoproterozoicos superiores, que resultaron ser comunes en otros niveles de la secuencia, como se mencionara anteriormente (Rapela *et al.*, 2005a; 2007; 2011).

Los análisis de paleocorrientes para esta unidad, muestran direcciones principales hacia el noroeste, suroeste y oeste (del Valle, 1990), las cuales son prácticamente coincidentes con las observadas en la Formación Sierra Grande y la Formación Providencia (Grupo Ventana). De esta manera, teniendo en cuenta las características sedimentarias semejantes y el intervalo temporal compartido con las unidades estudiadas en el presente trabajo de tesis, resulta interesante realizar una comparación de los datos U-Pb en circones detríticos conocidos para la Formación Balcarce, con los registrados en los diferentes niveles de la Formación Sierra Grande y las unidades del Grupo Ventana, para establecer posibles correlaciones y determinar la participación de fuente de aportes detríticas comunes.

Así, a partir del estudio de las edades de los circones analizados, se puede observar que la Formación Balcarce comparte respecto a la Formación Sierra Grande, el registro correspondiente a los ciclos Pampeano-Brasiliano. El ciclo Famatiniano se encuentra representado por una muy escasa participación de circones ordovícicos y en mayor parte cámbricos medios a superiores. Las edades grenvillianas están presentes en proporciones variables, encontrándose en algunas muestras de la Formación Balcarce en subsuelo un contenido apreciable. En otros casos solo aparecen unos pocos granos, pero con mayor proporción de edades mesoproterozoicas M2 y M1. Hay una importante participación de circones del Paleoproterozoico inferior, cuyas edades son comunes para el basamento de esta unidad.

Por otro lado, para las unidades que integran el Grupo Ventana, su parte basal (Formación Napostá) muestra una diferencia importante de las modas detríticas que componen cada unidad. La Formación Napostá presenta un registro muy conspicuo del ciclo Famatiniano, mientras que las edades correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano que caracterizan a la Formación Balcarce como pico dominante, aquí se encuentran subordinadas. Las edades mesoproterozoicas (grenvillianas), constituyen la moda secundaria para la muestra de la Formación Napostá, pero no juegan un rol importante comparativamente con los registros famatinianos, mientras que en la Formación Balcarce, como se ha mencionado, aparecen en algunas muestras de subsuelo con una frecuencia significativa. En ambos casos hay una contribución de circones con edades mesoproterozoicas M2 y M1. En cuanto a las edades paleoproterozoicas y más antiguas, solamente se manifiestan con algunos pocos granos, lo cual marca nuevamente una diferencia significativa respecto a la Formación Balcarce. Para la Formación Providencia se encuentra que hay una gran similitud entre las contribuciones correspondientes por un lado al ciclo Famatiniano, en el cual los circones cámbricos medios y superiores se encuentran presentes con mayor relevancia respecto a los circones ordovícicos, y por otro lado, resulta semejante la participación del ciclo Pampeano-Brasiliano, aunque en este caso, esta unidad presenta una mayor distribución de edades que comprenden el Cámbrico inferior-Neoproterozoico, mientras que en la Formación Balcarce se encuentran más acentuadas en las edades neoproterozoicas. El Mesoproterozoico cuenta con un registro semejante, aunque los circones grenvillianos se encuentran más acentuados en la Formación

Providencia. Asimismo, los pobres registros paleoproterozoicos continúan siendo la diferencia más significativa entre ambas unidades. Solamente las muestras PMOG-339 de la Formación Balcarce en subsuelo (Rapela *et al.*, 2011) y la muestra MDP\_1 en la localidad cercana a Mar del Plata, presentan un patrón muy semejante al registrado en el Formación Providencia. En tanto que para la Formación Lolén, las diferencias se hacen más notables, dada la participación de las edades devónicas respecto a la Formación Balcarce. También se observa una diferencia en la contribución de circones correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano, al igual que los contenidos de edades mesoproterozoicas (grenvillianas), los cuales resultan ser más conspicuos en la Formación Lolén. Las edades paleoproterozoicas inferiores a neoarqueanas continúan participando de manera muy pobre al igual que las secuencias analizadas para las unidades del Grupo Ventana y la Formación Sierra Grande. Ramos *et al.* (2013) proponen una parcial correlación a partir de la participación de fuentes ordovícicas tempranas y las edades brasilianas (640-610Ma) registradas en la Formación Lolén. Sin embargo, la mención en la base de la formación, de niveles coquinoideos con restos de invertebrados fósiles marinos asignados al Devónico Inferior (Keidel, 1916; Schiller, 1930; Andreis, 1964a; Harrington, 1972, 1980; y Siccardi *et al.*, 2012), sumado a los registros de plantas fósiles asignadas al Devónico Medio (Cingolani *et al.*, 2002) presentes en los niveles superiores de la secuencia, restringen el lapso temporal de sedimentación para esta unidad.

De esta manera, es posible resumir las principales similitudes y diferencias observadas entre las unidades comparadas de la siguiente manera:

**a)** Entre los componentes que participan en forma común, aquellos que corresponden al ciclo Pampeano-Brasiliano intervienen de manera similar en las tres secuencias analizadas.

**b)** El ciclo Famatiniano, siempre se encuentra presente pero con contenidos variables y participación de elementos de diferentes edades dentro de este espectro. La Formación Providencia, resulta quizás comparativamente más similar en este aspecto a la Formación Balcarce.

**c)** El Mesoproterozoico presenta un comportamiento variable en cada unidad, aunque las edades grenvillianas en la Formación Balcarce están menos representadas. No obstante, el conjunto de edades mesoproterozoicas siempre se hallan presentes, con una frecuencia considerable.

**d)** La diferencia más relevante entre estas unidades reside en la participación de circones paleoproterozoicos superiores en la Formación Balcarce respecto a lo hallado en las muestras de la comarca nordpatagónica y la secuencia del Sistema Ventania, donde hay una pobre participación de circones con esta signatura. Sin embargo, en ciertas localidades para la Formación Balcarce, donde las muestras se vinculan a la parte superior de la unidad y la misma alcanza mayores potencias, las edades paleoproterozoicas superiores se ven parcialmente excluidas, pudiéndose interpretar que el basamento del Sistema Tandilia había dejado de tener una mayor influencia en el aporte de sedimentos a la cuenca.



La Figura VI-27 resume los registros U-Pb conocidos para la Formación Sierra Grande para el ámbito del Macizo Nordpatagónico, unidades del Grupo Ventana para el sector de Sistema Ventania y la Formación Balcarce para la región del Sistema Tandilia.

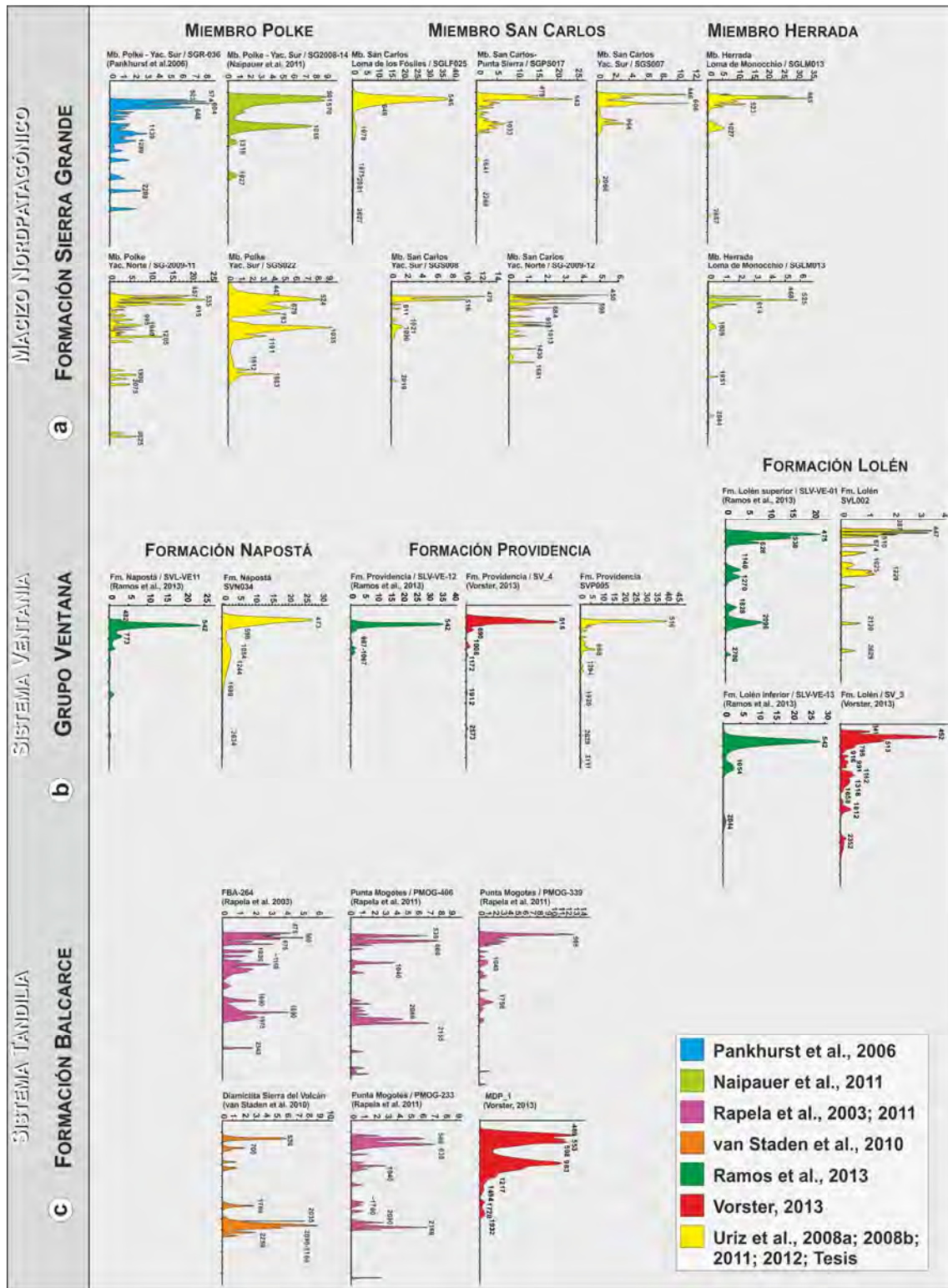


Figura VI-27.- Comparación entre los registros U-Pb (Gráficos de frecuencia relativa) de circones detríticos para: a) diferentes niveles de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico) (Pankhurst et al., 2006; Naipauer et al., 2011 y Uriz et al., 2008a; 2011; 2012 y el presente trabajo), b) unidades del Grupo Ventana (Sistema Ventania) (Oriz et al., 2008a; 2011; 2012 y el presente trabajo) y c) Formación Balcarce (Sistema Tandilia) (Rapela et al., 2003; 2011; van Sladen et al., 2010; Vorster, 2013 y el presente trabajo).

*al.*, 2008b; 2011 y 2012; Ramos *et al.*, 2013 y Vorster, 2013) y c) Formación Balcarce (Sistema Tandilia) (Rapela *et al.*, 2003; 2011; van Staden *et al.*, 2010 y Vorster, 2013).

### **D6b.- Supergrupo Cape (Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica)**

Por otro lado, resulta conocida la vinculación existente entre el sistema plegado del Cabo (Supergrupo Cape) en Sudáfrica y los afloramientos similares de las Sierras Australes en Sudamérica (Keidel, 1916; Du Toit, 1927; Cobbold *et al.*, 1991). Estratigráficamente el Supergrupo Cape está integrado de base a techo por los grupos Table Mountain, Bokkeveld y Witteberg, abarcando un lapso temporal que se extiende desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Inferior. Sobre la base del conocimiento previo, es posible correlacionar las unidades de la parte superior del Grupo Table Mountain, el Grupo Bokkeveld y los niveles inferiores del Grupo Witteberg, con los registros equivalentes en el borde sudoriental de Sudamérica (véase Fig. II-4 en este trabajo).

Para el Grupo Table Mountain, los depósitos Piekenierskloof son contemporáneos con la Formación La Lola, base del Grupo Curamalal, en las Sierras Australes, con la cual comparte características litológicas, tratándose de espesas secuencias conglomerádicas, areniscas y lutitas subordinadas, depositadas por progradación aluvial en un mar poco profundo (Rust, 1973; Thamm, 1993; Visser, 1967; Vos y Tankard, 1981 y Zavala *et al.*, 2000). La Formación Graafwater, compuesta por areniscas cuarzosas y fangolitas, registra la primera transgresión marina en la cuenca del Cape, pero en las Sierras Australes, no tiene un correlato litológico dado que las areniscas cuarzosas de la Formación La Mascota recubren a los gruesos sedimentos de la Formación La Lola (Tankard *et al.*, 2012).

Las secuencias de la Formación Península y el Subgrupo Nardouw son sucesiones potentes de areniscas cuarzosas, entre las cuales se encuentran una acumulación constituida por diamictitas denominada Formación Pakhuis y una secuencia pelítica de características particulares conocida como Formación Cedarberg, separadas por una discordancia regional (Backeberg y Rowe, 2009). En la transición entre estas unidades, aparecen capas pelíticas con una fauna marina preservada de manera excepcional, constituyendo un *Lagerstätten* de edad hirnantiana tardía–rhuddaniana temprana, conocida como Soom Shale. Si bien este registro se halla ausente en las secuencias del Sistema Ventania, a partir del lapso temporal que comprenden estas unidades, se puede establecer una correlación con las formaciones La Mascota, Trocadero e Hinojo (Grupo Curamalal) y la Formación Bravard (parte inferior del Grupo Ventana) de las Sierras Australes. Asimismo, existe un correlato con la Formación Balcarce del Sistema Tandilia, la cual es equivalente en edad con la Formación Península, la Formación Pakhuis (diamictita glacial) y la base del Subgrupo Nardouw (Zimmermann y Spalletti, 2009; van Staden *et al.*, 2009, 2010). Por otro lado, Zimmermann y Spalletti (2009) mencionan la necesidad de realizar más estudios para determinar la edad exacta y la génesis de las capas volcánicas presentes en las formaciones Balcarce y Cedarberg. Para el caso de la Formación Balcarce, la contribución piroclástica podría derivar del arco famatiniano (Zimmermann y Bahlburg, 2003), extendiéndose hacia la cuenca depositacional de Balcarce en

el centro de Argentina (Pankhurst *et al.*, 2006).

Al Subgrupo Nardouw corresponde una importante secuencia de areniscas cuarzosas acumuladas durante el Silúrico y Devónico temprano (Rust, 1967; Thamm y Johnson, 2006) correlacionables con las formaciones Napostá, Providencia y probablemente la parte inferior de la Formación Lolén para las Sierras Australes y la Formación Sierra Grande para el sector del Macizo Nordpatagónico.

La Formación Rietvlei (Emsiano) marca la transición entre el Subgrupo Nardouw, predominantemente psamítico, al Grupo Bokkeveld (Emsiano-Givetiano), de características arcillosas, condición que se mantuvo hasta la parte inferior del Grupo Witteberg (Tankard y Barwis, 1982; Theron y Loock, 1988). El Grupo Bokkeveld consta de cinco secuencias granocrecientes de lutitas, fangolitas y areniscas (Tankard y Barwis, 1982; Theron y Loock, 1988; Theron, 1972), presentando una diversa asociación de invertebrados marinos pertenecientes a la provincia faunística malvinokáfrica (Devónico inferior), común para Gondwana occidental. Los conjuntos fósiles registrados en el Grupo Witteberg, incluyen invertebrados marinos, peces, y plantas lycopodiales y psilophytales, que resultan ser más avanzados que los registrados en las sucesiones del Grupo Bokkeveld (Cotter, 2000; Theron y Loock, 1988). Estas secuencias resultan contemporáneas con la Formación Lolén del Grupo Ventana, donde se menciona una fauna de braquiópodos de similar edad (Siccardi *et al.*, 2012), y son consistentes con las edades U-Pb en circones detríticos de 408-386 Ma registradas como edad máximas de sedimentación para esta unidad (Uriz *et al.*, 2011).

A partir de estos antecedentes y teniendo en cuenta la relevancia de las unidades estudiadas dentro del contexto gondwánico, resulta interesante realizar una comparación de los datos U-Pb obtenidos en circones detríticos para la Formación Sierra Grande y el Grupo Ventana para Argentina, con similares registros procedentes de las secuencias del Sistema Plegado del Cabo en Sudáfrica.

En los trabajos desarrollados por Fourie (2010) sobre el Grupo Bokkeveld y Fourie *et al.* (2011) con muestras provenientes de los Grupos Table Mountain, Bokkeveld y Witteberg, se determinan los patrones principales de procedencia de circones detríticos aplicando las metodologías ICP-MS-SC e *Ion-probe data*. En el primer caso, analiza tres muestras del Grupo Bokkeveld para las regiones Oriental, Occidental y Suroccidental de la Cuenca del Cape. En el segundo caso, realizan un análisis integral del Supergrupo Cape, reuniendo todas las muestras de las tres secuencias y analizándolas como Supergrupo Cape Oriental y Occidental. Los resultados analíticos y conclusiones a las cuales arribaron se describen a continuación, resaltando los patrones identificados tanto en las muestras de la región oriental como occidental, los cuales resultan ser similares.

Un pico principal de circones del Mesoproterozoico tardío entre 1,0-1.2 Ga: Las fuentes mesoproterozoicas de acuerdo a los estudios de paleocorrientes (Theron, 1970, 1972), derivan probablemente del cinturón metamórfico Namaqua-Natal (metasedimentitas del Grupo Bushmanland) que constituye el basamento ubicado inmediatamente al norte del Supergrupo

Cape sobre el Cratón Kalahari (Cornell *et al.*, 2006; Eglington, 2006).

Un pico secundario Neoproterozoico tardío (540-600Ma) a Paleozoico temprano (450-540Ma), Cámbrico-Ordovícico: Estos circones pueden haber derivado de la llamada Orogenia Pan-Africana, que incluye a los cinturones metamórficos de Gariiep y Damara de la costa oeste de Sudáfrica y Namibia (Tankard *et al.*, 1982), del cinturón de Dom Feliciano en Sudamérica (Basei *et al.*, 2008), y el cinturón de Mozambique de la costa noreste de Sudáfrica (Jacobs *et al.*, 2003). Edades neoproterozoicas medias (~900-700Ma) se registran en Sudamérica en el denominado terreno Punta del Este, en Uruguay, constituyendo un evento magmático (Oyhantçabal *et al.*, 2009) que aportó circones de estas edades para la parte occidental de la cuenca del Cabo. Los circones de edades neoproterozoicas tardías a cámbricas están relacionados a los cuerpos plutónicos graníticos y rocas volcánicas félsicas que marcan la tectónica extensional que precedió a la depositación del Supergrupo Cape (Rozendaal *et al.*, 1999). Así, es posible vincular al Granito Cape, cuyas edades conocidas oscilan entre ca. 505-550 Ma (Scheepers y Armstrong, 2002) y registros equivalentes en Sudamérica (Rapela *et al.*, 2003; Gregori *et al.*, 2004) como los cuerpos que aportaron circones de estas edades a las similares secuencias sudamericanas. La población de circones paleozoicos inferiores (ordovícicos-silúricos), con edades que oscilan entre ca. 500-400 Ma, constituyen uno de los problemas interesantes a resolver desde el punto de vista tectónico y paleogeográfico en la reconstrucción de la evolución de la cuenca y sus áreas fuentes. El orógeno de Ross estuvo activo durante este tiempo próximo a los fragmentos continentales de Antártida (Foden *et al.*, 2006). Tanto en la Formación Balcarce, sobre el margen oriental argentino, como en la parte superior del Grupo Table Mountain, contienen capas de tobas masivas posiblemente de edad silúrica (Zimmermann y Spalletti, 2009; van Staden *et al.*, 2010b) que podrían estar vinculadas al mismo arco volcánico o sistemas como aquel que aportó a la cuenca del Cabo en el cratón de Kalahari. Uriz *et al.* (2011) identifican circones detríticos de esta edad (silúrico-devónico) en la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico) y en el Grupo Ventana (Sistema Ventania) en el este de Argentina.

Pocos circones paleoproterozoicos tardíos ~1,8-2,0 Ga y paleoproterozoicos tempranos a neoarqueanos tardíos: La Subprovincia Richtersveld a lo largo del borde entre Sudáfrica y Namibia, representa un complejo arco volcánico antiguo ~2,0-1,7 Ga (Reid, 1982; Reid *et al.*, 1987; Cornell *et al.*, 2006) que podría haber contribuido con circones de esta edad, especialmente para la parte occidental de la cuenca del Cabo.

Los patrones de las poblaciones de circones detríticos registrados y sus probables fuentes de procedencia se resumen en la Cuadro VI-1.

A partir de los datos aportados por Fourie *et al.* (2011), resulta difícil realizar una comparación directa con las unidades estudiadas en el presente trabajo de tesis, debido a que sus estudios se basaron en el análisis de las muestras de cada grupo como una sola muestra del Supergrupo Cape para las tres regiones (Occidental, oriental y sur), de esta forma, el lapso temporal comprendido resulta ser muy amplio como para caracterizar una correlación entre las

secuencias sudafricanas y las equivalentes en Sudamérica.

No obstante, se puede observar que existen ciertos patrones que aparecen de manera común en ambas regiones. Las edades mesoproterozoicas, en especial las grenvillianas, están presentes de manera constante como fuente de aporte en el relleno de estas cuencas. Estas edades son bien conocidas tanto en Sudáfrica como en América del Sur, permitiendo identificar claramente las potenciales áreas de las cuales derivarían estos circones, pero teniendo en cuenta los estudios de paleocorrientes que muestran direcciones de transporte de sedimentos con fuerte componente principalmente desde el N hacia el S (Grupo Table Mountain) y de NE al SW, NNE al SSW, con variaciones locales desde NW al SE y excepcionalmente del W al E (Grupo Bokkeveld) (Fourie, 2010; Fourie *et al.*, 2011), resulta probable que buena parte de estos aportes procedan de los cinturones mesoproterozoicos sudafricanos. El Neoproterozoico-Cámbrico se encuentra presente de manera significativa en el Supergrupo Cape, mientras que en varias muestras analizadas de la Formación Sierra Grande y el Grupo Ventana resulta ser la fuente dominante. Registros con esta signatura forman parte del basamento local sobre el cual se han desarrollado estas secuencias (Supergrupo Cape, Formación Sierra Grande y Grupo Ventana), por tal motivo, resulta predecible que las contribuciones de esta naturaleza se encuentren claramente representadas. Los aportes eopaleozoicos, resultan ser quizás la diferencia más relevante entre la cuenca del Cabo y las cuencas del Grupo Ventana y Sierra Grande. Así, mientras en la secuencia del Supergrupo Cape las edades paleozoicas inferiores se encuentran pobremente representadas, en Sudamérica estas se han registrado de manera frecuente, caracterizando en muchos casos, en las muestras analizadas, la fuente principal. Es probable que la respuesta a esta diferencia resida en la situación paleogeográfica de las cuencas respecto a los frentes orogénicos que estaba actuando en ese momento. Para el borde occidental de Gondwana, muy próximas a las cuencas del Grupo Ventana y Sierra Grande, se encontraba funcionando de manera activa el arco magmático famatiniano, el cual debió influir de manera directa en el relleno de estas cuencas. Es conocido también, que el Famatiniano fue un evento de larga duración (Cámbrico Medio-Devónico), pudiendo haber aportado los jóvenes circones presentes en ambas regiones. De igual forma, pero en un contexto paleogeográfico distinto, el orógeno de Ross podría ser el responsable de la contribución de los circones de esta edad para la cuenca del Cabo. Finalmente, las edades antiguas paleoproterozoicas y arqueanas, están presentes con unos pocos circones de manera análoga en ambas regiones, derivando posiblemente tanto de los núcleos cratónicos de Sudamérica como de Sudáfrica, entre los que se reconocen al cratón del Río de la Plata (2,0-2,2 Ga), cratón del Kalahari con sus componentes arqueanos a paleoproterozoicos (ca. 3,65-1,75 Ga; cratones Kaapvaal y Zimbabwe) y otros terrenos con registros paleoproterozoicos como Namaqua y Bushmanland.

POBLACIONES	EDAD DE CIRCONES	FUENTE DE PROCEDENCIA
Población Principal	<b>Mesoproterozoico Superior</b> <b>1,0-1.2Ga (Grenvilliano)</b>	Cinturón Metamórfico Namaqua-Natal (metasedimentitas del Grupo Bushmanland 1,4Ga) Cornell <i>et al.</i> (2006); Eglington (2006)
Población Secundaria	<b>Neoproterozoico Superior a Cámbrico</b> <b>540-600Ma</b>	Orógeno Pan-Africano, cinturones metamórficos de Gariep y Damara sobre la costa oeste de Sudáfrica y Namibia Tankard <i>et al.</i> (1982) Cinturón de Mozambique en la costa noreste de Suáfrica Jacobs <i>et al.</i> (2003) Dom Feliciano en Sudamérica Basei <i>et al.</i> (2008) Cuerpos plutónicos graníticos y rocas volcánicas félsicas de régimen tectónico extensional. Granito Cape ca. 505-550Ma (Scheepers y Armstrong, 2002) Registros equivalentes en Sudamérica (Rapela <i>et al.</i> 2003; Gregori <i>et al.</i> 2004)
	<b>Neoproterozoico Medio</b> <b>~ 900-700Ma</b>	Terreno Punta del Este, en Uruguay, Sudamérica Oyhantçabal <i>et al.</i> 2009
	<b>Paleozoico Inferior (Ordovícicos-Silúricos)</b> <b>ca. 500-400Ma</b>	Orógeno de Ross próximo a los fragmentos continentales de Antartida Foden <i>et al.</i> (2006) Presencia de tobas masivas posiblemente de edad silúrica en la Formación Balcarce y parte superior del Grupo Table Mountain. Orógeno Famatiniano? Zimmermann y Spalletti (2009); Van Staden <i>et al.</i> (2010b) Evento magmático silúrico en el Macizo del Deseado (sur de la Patagonia). Pankhurst <i>et al.</i> (2003) Antecedentes: Uriz <i>et al.</i> (2011) circones silúrico-devónico en la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico) y en el Grupo Ventana (Sistema Ventania), de probable correlación con unidades de la Cuenca del Cape.
Circones aislados	<b>Paleoproterozoico Superior</b> <b>~1,8-2,0Ga</b> <b>Paleoproterozoico Inferior a Neoarqueano Superior</b>	Subprovincia Richtersveld a lo largo del borde entre Sudáfrica y Namibia Complejo arco volcánico antiguo ~2,0-1,7Ga Reid (1982); Reid <i>et al.</i> (1987); Cornell <i>et al.</i> (2006)

**Cuadro VI-1.-** Principales poblaciones de circones detríticos registrados en el Supergrupo Cape (Oriental y Occidental) y sus probables fuentes de procedencia (basado en Fourie, 2010 y Fourie *et al.*, 2011).

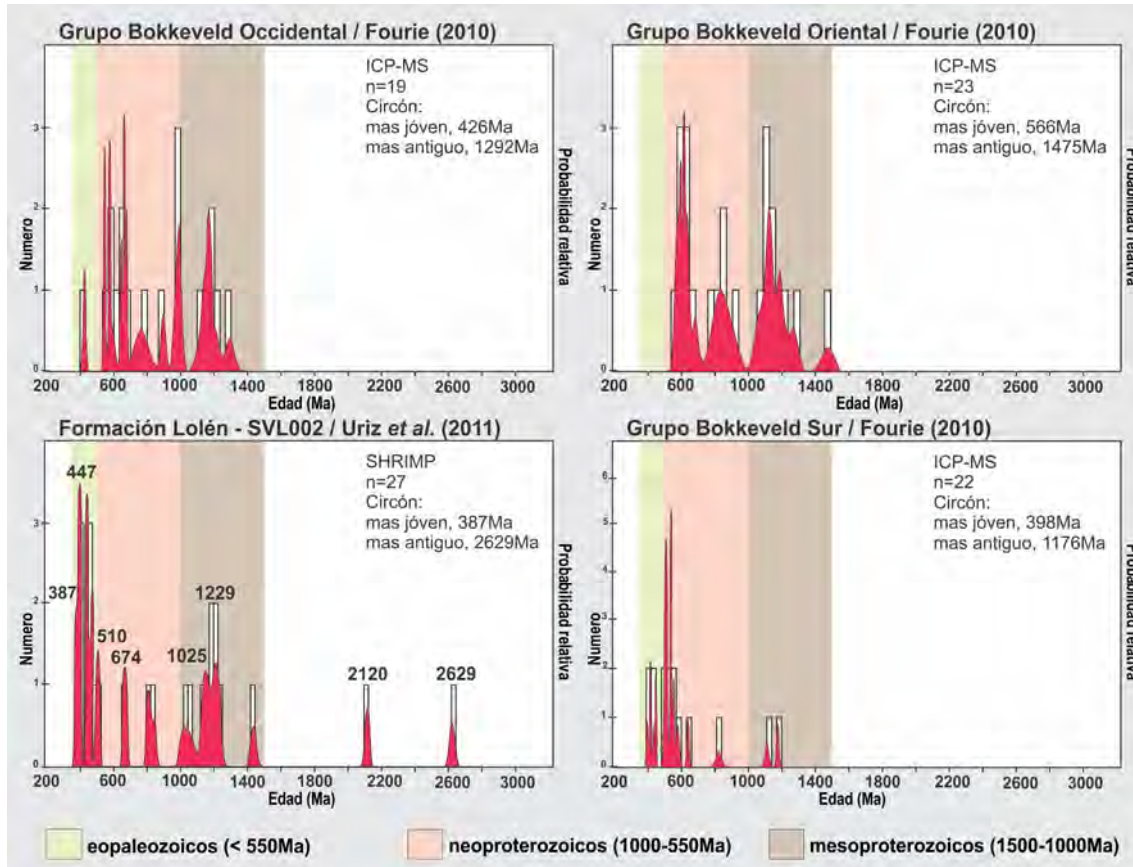
Para el Grupo Bokkeveld, Fourie (2010) discrimina entre las muestras de la cuenca del Cabo occidental, oriental y sur (**GBOC**; **GBO** y **GBS** respectivamente). Los resultados de sus estudios U-Pb en circones detríticos se detallan en el siguiente cuadro donde se destacan las edades principales obtenidas en cada muestra y las probables áreas fuente de los materiales detríticos que aportaron estos circones a la cuenca (Cuadro VI-2).

Los resultados de las muestras **GBOC**; **GBO** y **GBS** son comparados con los obtenidos en similares análisis para la Formación Lolén del Grupo Ventana, en las Sierras Australes, Argentina (Figura VI-28), pudiéndose observar que comparten algunos patrones de edades semejantes, sugiriendo fuentes detríticas comunes o relacionadas a eventos análogos. Así, es posible apreciar que las edades comprendidas entre 1500-1000 Ma (mesoproterozoicas), especialmente grenvillianas, están presentes tanto en las muestras **GBOC** y **GBO** como en la muestra Formación Lolén, si bien resultan más significativas en las primeras, en tanto que en la muestra **GBS** se hallan muy poco representadas. Las edades neoproterozoicas-cámbricas

entre 1000 y 550 Ma, son muy frecuentes para las muestras **GBOC**, **GBO** y **GBS**, encontrándose de manera escasa en Formación Lolén. Los registros paleozoicos inferiores se encuentran casi ausentes en las muestras **GBOC**, **GBO** y **GBS**, solamente con unos pocos circones de edades silúrico-devónicas (426 y 398 Ma), mientras que para Formación Lolén constituye una de las mayores contribuciones, coincidiendo en el registro de circones devónicos (387 Ma). Cabe destacar la ausencia de circones antiguos con edades mayores a los 1500 Ma (cratónicos) en las tres muestras del Grupo Bokkeveld, apareciendo en la muestra de la Formación Lolén con edades paleoproterozoicas y neoarqueanas (2120 y 2629 Ma) al igual que en las demás muestras analizadas para las cuencas de Ventana y Sierra Grande.

<b>a</b>		<b>GRUPO BOKKEVELD OCCIDENTAL (GBOC)</b>	<b>GRUPO BOKKEVELD SUR (GBS)</b>	<b>GRUPO BOKKEVELD ORIENTAL (GBO)</b>
<b>CIRCONES</b>		19	22	23
Circones Totales		19	22	23
Circon más antiguo		1292 ± 27Ma	1176 ± 6,7Ma	1475 ± 39Ma
Circon más joven		426 ± 8,2Ma	398 ± 6,3Ma	566 ± 13Ma
<b>ÁREAS DE PROCEDENCIA</b>				
Edades de circones	Mesoproterozoicos (1500-1000Ma)	n=7  Parte occidental de la Provincia Metamorfica de Namaqual-Natal (~1300-1000Ma)	n=2  Edades entre 1176-1112Ma son coincidentes con las edades registradas en los Terrenos Bushmanland y Kheis de la Provincia Metamórfica de Namaqua-Natal (Eglington, 2006)	n=10 Circones entre 1275-1055Ma vinculados a intrusivos del sector tanto E como W de la Provincia Metamórfica Namaqua Natal.  Un registro de 914Ma se relaciona a los eventos reconocidos en el Cratón de Kalahari.  Edades entre 856-787Ma se reconocen en la Suite Richtersveld (Frimmel et al., 2001)  No se reconoce un evento en particular en el Cratón de Kalahari para el registro de 1475Ma pero es coetaneo con la formación de corteza juvenil dentro de la Provincia Metamórfica Namaqua Natal (Eglington, 2006).
	Neoproterozoicos (1000-550Ma)	n=10 Las edades 783Ma y 747Ma se vinculan a las intrusiones de la Suite Richtersveld y al vulcanismo en el Cinturón de Gariep (Frimmel, 2000b).  Edades entre 676-547Ma se relacionan a los granitos del Cinturon Dom Feliciano, Uruguay y al magmatismo de la Suite Granítica del Cape (Rozenaal et al., 1999).  Las edades entre 988-897Ma no son conocidas para el Cratón de Kalahari.	n=5 Un grano de circon registro 824Ma. Edades semejantes se observan en los intrusivos de la Suite Richtersveld (Frimmel et al., 2001).  Circones entre 640-536Ma se reconocen en los granitoides de Dom Feliciano, Uruguay y en la fase magmática temprana de la Suite Granítica del Cape (Da Silva et al. 1997; Scheepers y Scoch, 2006)	n=13 Las edades entre 681-566Ma se relacionan a los granitoides del Cinturón Dom Feliciano y al magmatismo temprano de la Suite Granítica del Cape (Da Silva et al. 1997; Scheepers y Scoch, 2006).
	Paleozoicos inferiores (< 550Ma)	n=2  Procedencia incierta.	n=15 Circones entre 512-498Ma se reconocen en la Suite Sienítica Kuboos-Bremen vinculada a la fase magmática tardía de la Suite Granítica del Cape (Frimmel, 2000a).  No se reconocen eventos ígneos o metamórficos que puedan haber aportado circones con edades entre 447-398Ma en el Cratón de Kalahari.	
<b>b</b>		<b>ÁREAS FUENTES GENERALES</b>		
<b>INTEGRACIÓN DE DATOS</b>				
Mesoproterozoicos (1500-1000Ma)		Circones de estas edades resultan abundantes en la GBOR, menos frecuentes en el GBOC y escasos en GBS. Indican que el Grenvilliano de la Provincia Metamórfica de Namaqual-Natal fue probablemente la mayor fuente de aporte de circones de estas edades para el Grupo Bokkeveld.		
Neoproterozoicos (1000-550Ma)		Estos registros son abundantes en el GBOR y GBOC, y se hallan pobremente representados en el GBS.		
Paleozoicos inferiores (< 550Ma)		Estas edades se encuentran ausentes en el GBOR, en forma aislada en el GBOC y representa el aporte mas significativo para el GBS.		

**Cuadro VI-2.- a)** Principales poblaciones de circones detríticos y sus probables áreas de procedencia registrados en Grupo Bokkeveld para los sectores: Occidental, Sur y Oriental. **b)** Síntesis de las tres áreas analizadas para el Grupo Bokkeveld (basado en Fourie, 2010).



**Figura VI-28.-** Gráficos de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos para las muestras del Grupo Bokkeveld para el área occidental, sur y oriental de la cuenca del Cabo, indicando con franjas coloreadas las poblaciones registradas y su comparación con similares datos de la muestra de la Formación Lolén.

Recientemente Vorster (2013) en su trabajo de tesis realizó un importante número de análisis U-Pb en poblaciones de circones detríticos de muestras correspondientes a los Supergrupos Cape y Karoo en Sudáfrica y unidades correlacionables de los Grupo Ventana y Pillahuincó en Sudamérica. Como ya se mencionara anteriormente, es posible correlacionar la parte superior del Grupo Table Mountain (Subgrupo Nardouw), el Grupo Bokkeveld y la base del Grupo Witterberg con las formaciones Napostá, Providencia y Lolén (Grupo Ventana).

En párrafos anteriores en este mismo capítulo, se realizó una comparación de los resultados obtenidos por Vorster (2013) sobre muestras analizadas de la Formación Providencia y Lolén, comparados con los aquí presentados. En el Cuadro VI-3 se sintetiza las unidades analizadas por Vorster (2013) para el Subgrupo Nardouw y el Grupo Bokkeveld en el Sistema Plegado del Cabo y las unidades Providencia y Lolén en el Sistema Ventania. Asimismo, se muestra el esquema de correlación propuesto entre las unidades de ambos sistemas. A continuación se realiza una comparación global de todos los registros actualmente conocidos para estas dos regiones, destacando las principales similitudes y diferencias encontradas entre ambas secuencias.



SISTEMA VENTANIA SUDAMÉRICA		SISTEMA DEL CABO - SUDÁFRICA (SUPERGRUPO CAPE)				
GRUPO PILLAHUINCÓ (INF)		GRUPO WITTEBERG				
		Occidental (al W de los ~21°E)		Oriental (al E de los ~21°E)		
GRUPO VENTANA	Fm. Lolén	GRUPO BOKKEVELD	Subgrupo Bidouw	Fm. Karooport	Subgrupo Traka	Fm. Sandpoort
				Fm. Osbeg		Fm. Adolphspoort
				Fm. Klipbökkop		Fm. Karies
				Fm. Wuppertal		
				Fm. Waboomberg		
	Fm. Providencia	GRUPO TABLE MOUNTAIN	Subgrupo Ceres	Fm. Boplaas	Subgrupo Ceres	Fm. Boplaas
				Fm. Tra-Tra		Fm. Tra-Tra
				Fm. Hex River		Fm. Hex River
				Fm. Voorstehoek		Fm. Voorstehoek
				Fm. Gamka		Fm. Gamka
Fm. Bravard	Fm. Gydo	Fm. Gydo				
GRUPO CURAMALAL	GRUPO TABLE MOUNTAIN	Subgrupo Nardouw	Fm. Rietvlei	Subgrupo Nardouw	Fm. Baviaanskloof	
			Fm. Skurweberg		Fm. Kouga	
			Fm. Goudini		Fm. Tchando	
		Fm. Hinojo	Fm. Cedarberg	Fm. Cedarberg		
		Fm. Trocadero	Fm. Pakhuis			
		Fm. La Mascota	Fm. Peninsula	Fm. Peninsula		
Fm. La Lola	Fm. Graafwater					
	Fm. Piekenierskloof	Fm. Sardina Bay				

● Vorster (2013)   
 ● Ramos et al. (2013)   
 ● Uriz et al. (2008a, 2008b, 2011, 2012 y Tesis)

**Cuadro VI-3.-** Correlación de las unidades de los grupos Curamalal y Ventana del Sistema Ventania y las unidades de los grupos Table Mountain y Bokkeveld del Sistema Plegado del Cabo, señalándose las unidades analizadas mediante estudios U-Pb en circones detríticos (Vorster, 2013; Ramos et al., 2013 y Uriz et al., 2008b, 2011, 2012 y tesis).

- **Formación Napostá vs. Subgrupo Nardouw: Formación Goudini (región occidental) y Formación Tchando (región oriental)**

De la comparación de los registros U-Pb en circones detríticos entre la Formación Napostá y las unidades basales del Subgrupo Nardouw (Formaciones Goudini y Tchando) se observa como diferencia principal que las secuencias del Sistema del Cabo están caracterizadas por una importante participación de circones neoproterozoicos los cuales superan el 60%, pero con un registro bimodal (circones de edades neoproterozoicas tempranas y neoproterozoicas tardías a mesoproterozoicas), mientras que en la equivalente sucesión del Sistema Ventania, los circones de esta edad se encuentran presentes en forma moderada, comprendiendo únicamente al Neoproterozoico Temprano, y siendo importante aquí las contribuciones referidas a circones ordovícicos y mesoproterozoicos. Como elementos comunes, en ambos casos se registran circones silúricos que fijan la edad máxima de

sedimentación. Del mismo modo, se encuentran presentes granos que muestran la presencia de aportes desde terrenos paleoproterozoicos y neoarqueanos (Figura VI-29).

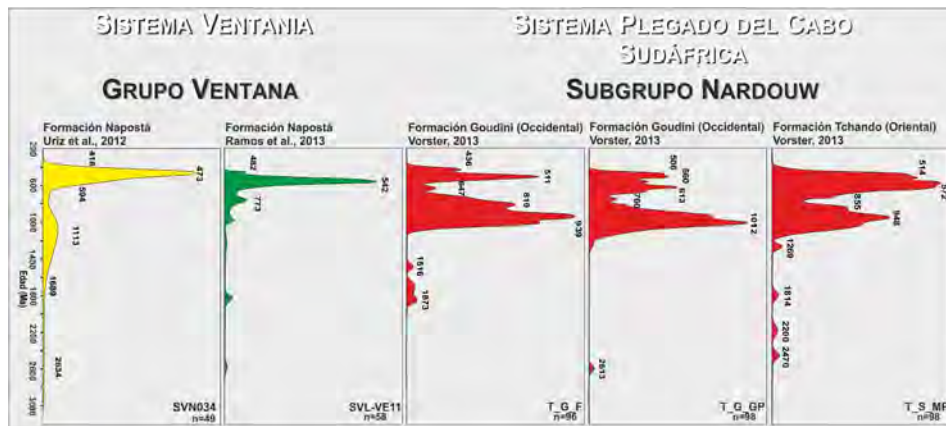


Figura VI-29.- Comparación de los registros U-Pb de la Formación Napostá para el Sistema de Ventania (Uriz *et al.*, 2012; Ramos *et al.*, 2013) y las Formaciones Goudini y Tchando para el Sistema Plegado del Cabo (Vorster, 2013).

- **Formación Providencia vs. Subgrupo Nardouw: Formación Rietvlei (región occidental) y Formación Kouga (región oriental)**

En el caso de la Formación Providencia respecto a las formaciones Skurweberg y Kouga del Subgrupo Nardouw, para las regiones occidental y oriental respectivamente, se encuentra que al igual que para la sección basal del subgrupo, en el Sistema del Cabo las unidades registran una importante contribución de circones neoproterozoicos para ambas áreas, alcanzando hasta un 70%, con la característica bimodalidad de fuentes neoproterozoicas tempranas y tardías, en tanto que en la Formación Providencia, los circones referidos al Neoproterozoico se encuentran presentes en forma moderada (25%), pero constituyendo una de las principales contribuciones de la cuenca. Como diferencia se destaca que para la Formación Skurweberg aparecen circones devónicos y mencionándose además el registro de algunos pocos circones carboníferos para una localidad más oriental de esta unidad, que marcan los registros más jóvenes determinados, como así también, en todos los casos participan circones de edades silúricas. Los registros de la Formación Providencia cuentan con una importante contribución de circones cámbricos como componentes principales y neoproterozoicos y mesoproterozoicos como contribuciones secundarias para las muestras aquí analizadas, mientras que en el material estudiado por Vorster (2013) para esta unidad, reveló una mayor participación de circones ordovícicos y menor contenido de circones mesoproterozoicos. Asimismo, se observó la presencia de escaso contenido de circones silúricos que marcaron la edad máxima de sedimentación de la secuencia. Finalmente, en todos los casos se hallaron algunos elementos paleoproterozoicos, mientras que en la Formación Providencia aparecen circones neoarqueanos (Figura VI-30 y Figura VI-31).

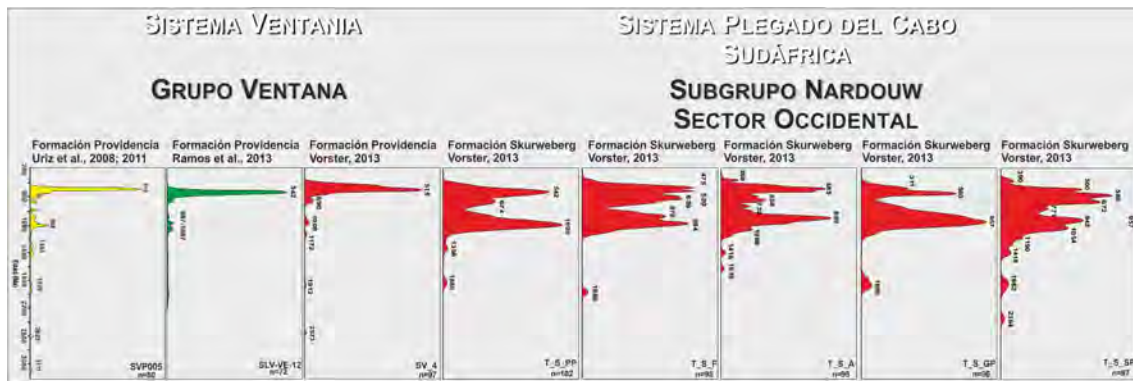


Figura VI-30.- Comparación de los registros U-Pb de la Formación Providencia para el Sistema de Ventania (Uriz *et al.*, 2008b, 2011; Ramos *et al.*, 2013; Vorster, 2013) y las Formaciones Skurweberg para el sector occidental del Sistema Plegado del Cabo (Vorster, 2013).

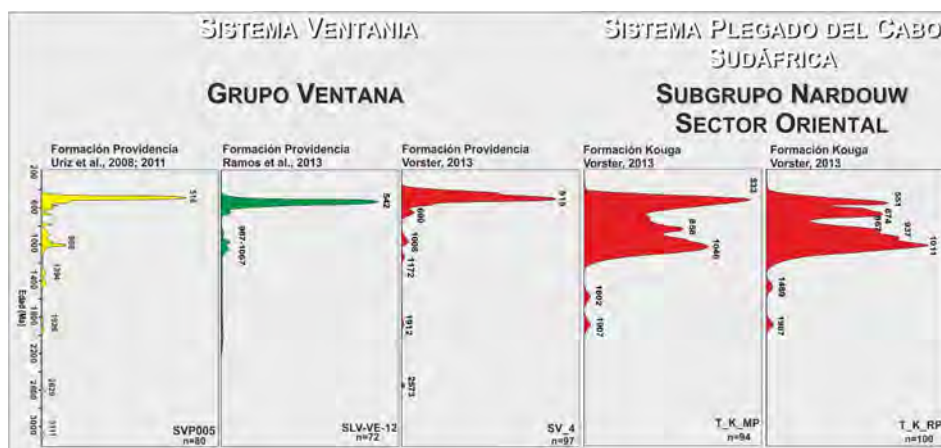


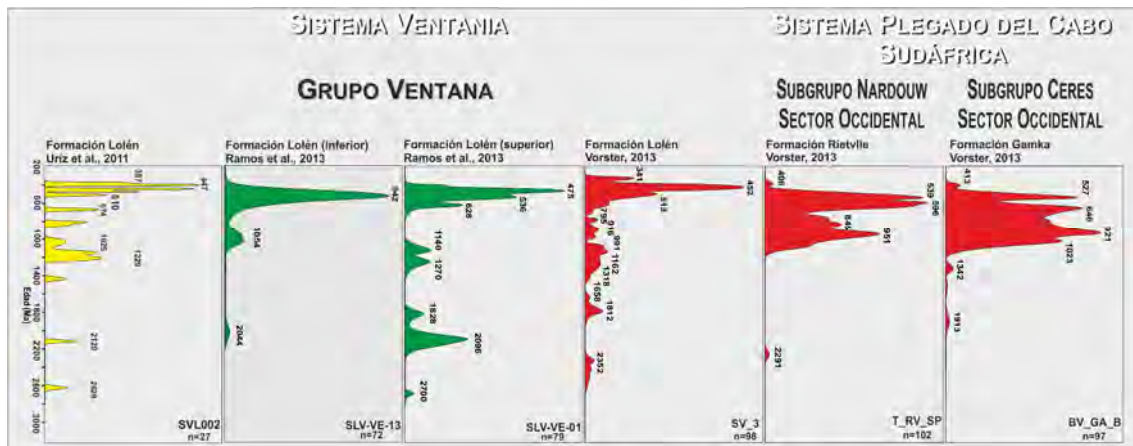
Figura VI-31.- Comparación de los registros U-Pb de la Formación Providencia para el Sistema de Ventania (Uriz *et al.*, 2008b, 2011; Ramos *et al.*, 2013; Vorster, 2013) y las Formaciones Kouga para el sector oriental del Sistema Plegado del Cabo (Vorster, 2013).

- **Formación Lolén vs. Subgrupo Nardouw: Formación Skurweberg (región occidental), Subgrupo Ceres: Formaciones Gamka y Hex River (región oriental); Formaciones Hex River y Boplaas (región oriental) y Subgrupo Traka: Formación Adolphspoor.**

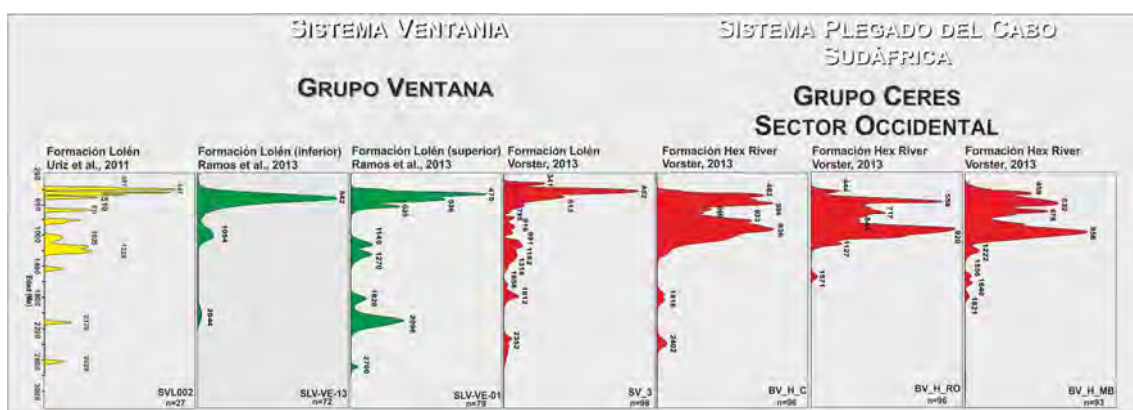
La Formación Lolén guarda una correlación con unidades de la parte superior del Grupo Table Mountain, Subgrupo Nardouw, el Grupo Bokkeveld y parte inferior del Grupo Witterberg. De esta forma Vorster (2013) ha analizado la Formación Rietvlei para el Subgrupo Nardouw y las formaciones Gamka, Hex River y Boplaas del Subgrupo Ceres, tanto para el sector occidental como oriental, y la Formación Adolphspoor del Subgrupo Traka de la región oriental del Sistema Plegado del Cabo, interpretando su posible vinculación.

Comparativamente se destaca que la Formación Lolén se diferencia de las unidades de Sudáfrica en que éstas presentan una importante contribución de detritos de edades neoproterozoicas bimodal (tempranas y tardías), superando el 70% para la región occidental (Formaciones Rietvlei, Gamka y Hex River) y mermando hacia el sector oriental en un 35% a

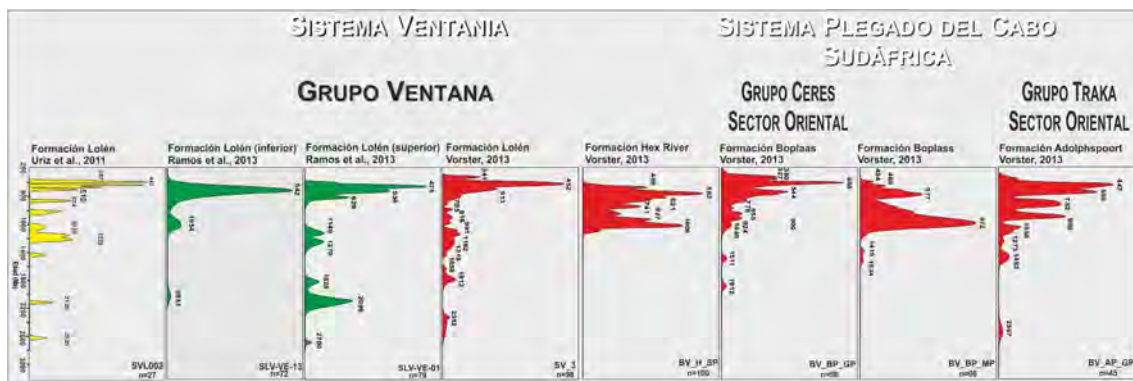
46% (Formaciones Hex River, Boplaas y Adolphspoor), alcanzando excepcionalmente a 72% en una muestra localizada en la región nororiental. En tanto que para la secuencia parte alta de la cuenca del Grupo Ventana, los principales componentes que participan en su relleno corresponden a circones ordovícicos y mesoproterozoicos. De manera común en ambas cuencas se encuentran circones devónicos, siendo los contenidos para la Formación Lolén algo mayor al 10%, mientras que para en la cuenca del Cabo, las unidades equivalentes registran contenidos menores. Cabe resaltar, como se ha mencionado anteriormente en este capítulo, Vorster (2013) menciona la presencia de circones carboníferos para la Formación Lolén, encontrando similares edades un una muestra analizada para la Formación Boplaas del sector oriental. Por otro lado, para la región del Sistema Ventania se encuentran con mayor proporción edades paleoproterozoicas en relación a las unidades sudafricanas (Figura VI-32; Figura VI-33 y Figura VI-34).



**Figura VI-32.-** Comparación de los registros U-Pb de la Formación Lolén para el Sistema de Ventania (Uriz *et al.*, 2008b, 2011; Ramos *et al.*, 2013; Vorster, 2013) y las Formaciones Rietvlei (Subgrupo Nardouw) y Gamka (Subgrupo Ceres) para el sector occidental del Sistema Plegado del Cabo (Vorster, 2013).



**Figura VI-33.-** Comparación de los registros U-Pb de la Formación Lolén para el Sistema de Ventania (Uriz *et al.*, 2008b, 2011; Ramos *et al.*, 2013; Vorster, 2013) y la Formación Hex River (Subgrupo Ceres) para el sector occidental del Sistema Plegado del Cabo (Vorster, 2013).



**Figura VI-34.-** Comparación de los registros U-Pb de la Formación Lolén para el Sistema de Ventania (Uriz *et al.*, 2008b, 2011; Ramos *et al.*, 2013; Vorster, 2013) y las Formaciones Hex River y Boplaas (Subgrupo Ceres) y la Formación Adolphspoor (Subgrupo Traka) para el sector oriental del Sistema Plegado del Cabo (Vorster, 2013).

De la comparación entre estos dos ámbitos, se puede observar que en el sistema plegado del Cabo la secuencia tuvo una constante contribución de fuentes neoproterozoicas, tal como se observó en los resultados obtenidos por Fourie (2010) para las muestras del Supergrupo Cape de las regiones occidental, oriental y sur y Fourie *et al.*, (2011) para muestras del Grupo Bokkeveld. Asimismo, resulta común la participación de aportes detríticos de edades devónicas y la mención de circones carboníferos para el caso de las muestras analizadas por Vorster (2013).

#### **D6c.- Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida)**

Flowerdew *et al.* (2007) utilizan las metodologías U-Pb e isotopos de Hf para analizar circones detríticos de las unidades sedimentarias paleozoicas inferiores de las Ellsworth-Whitmore Mountains en Antártida. Las secuencias estudiadas abarcan el lapso Cámbrico Superior a Devónico. La estratigrafía reconocida para esta región está integrada por los depósitos del Grupo Heritage (Webers *et al.*, 1992), Cámbrico Inferior-Medio, compuesto de base a techo por las Formaciones Union Glacier, Hyde Glacier, Drake Icefall, Conglomerate Ridge, Liberty Hills, Spinger Peak, Frasier Ridge y Minaret, siendo algunas de estas unidades equivalentes faciales. Por encima y en forma concordante, sucede el Grupo Crashsite (Spörl, 1992), que comprende el Cámbrico Superior a Devónico, integrado en forma ascendente por las unidades Howard Nunataks, Mount Liptak y Mount Wyatt Earp. Estas secuencias presentan evidencias de la deformación Gondwánica, siendo sucedidas en discordancia por las unidades carboníferas-pérmicas de Whiteout Conglomerate y Polarstar (Cuadro V1-4).

Curtis *et al.* (1999) interpretan que las rocas volcano-sedimentarias del Grupo Heritage fueron emplazadas en un rift continental, y en trabajos posteriores dan evidencias de una continuidad estratigráfica entre los Grupos Heritage y Crashsite, representando una transición en la sedimentación desde un ambiente de rift a margen pasivo, permitiendo una correlación con el Supergrupo Pre-Cape y las subsecuentes unidades paleozoicas en Sudáfrica (Curtis y Lomas, 1998; Curtis, 2001). Por otro lado, se establece una edad cámbrica media (ca. 505 Ma)

para el volcanismo relacionado al rift (Curtis *et al.*, 1999; Rees *et al.*, 1992). Una edad máxima de sedimentación para este grupo se obtuvo a partir de las dataciones de clastos graníticos, los cuales arrojaron una edad ca. 525 Ma, encontrándose similares edades con la suite granítica Cape (Scheepers y Poujol, 2002; Scheepers y Armstrong, 2002; Da Silva *et al.*, 2000).

Edades	Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida		
	NW	SE	
Pérmico		Formación Polarstar	
Carbonífero-Pérmico		Conglomerado Whiteout	
Cámbrico Superior a Devónico	Formación Howard Nunataks	Formación Mount Wyatt Earp ●	GRUPO CRASHSITE
		Formación Mount Liptak	
		Mb. Landmark Peak    Formación Howard Nunataks	
		Mb. Mount Twiss ● Mb. Linder Peak	
Cámbrico Superior	Formación Frasier Ridge	Formación Minaret	GRUPO HERITAGE
Cámbrico Medio	Formación Springer Peak	Formación Liberty Hills	
	Formación Conglomerate Ridge	Formación Drake Icefall	
		Formación Hyde Glacier	
Cámbrico Inferior a Medio		Formación Union Glacier	

● U-Pb / Flowerdew *et al.* (2007)

**Cuadro VI-4.-** Unidades paleozoicas inferiores de las Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida. Se destacan los niveles con registros U-Pb del Grupo Crashsite. Basado en Flowerdew *et al.*, 2007.

El Grupo Crashsite corresponde a una secuencia silicoclástica de plataforma marina somera. La Formación Howard Nunataks, base del Grupo Crashsite, se encuentra conformado por los Miembros Linder Peak, Mount Twiss y Lanmark Peak. Esta unidad registra en una zona transicional con el Grupo Heritage, una fauna de trilobites que indica una edad cámbrica tardía (Shergold y Webers, 1992). En la Formación Mount Wyatt Earp se reconoce una fauna del Devónico Inferior pobremente preservada (Webers *et al.*, 1992). De esta forma, dado el lapso temporal que abarca la secuencia del Grupo Crashsite, resulta importante ser considerada en los análisis comparativos con las unidades estudiadas de la Formación Sierra Grande y el Grupo Ventana.

Otras dos unidades que afloran de manera aislada, al este de las Ellsworth Mountains, fueron analizadas por Flowerdew *et al.* (2007). Corresponden a rocas metasedimentarias las cuales resulta imposible correlacionar con certeza debido a sus limitadas exposiciones, no obstante, existe un consenso en la vinculación de estas rocas con la parte cámbrica del los Grupos Heritage y Crashsite. Estas unidades se encuentran expuestas en Mount Woollard y son consideradas un equivalente metamórfico de las sucesiones de las

Ellsworth Mountains (Millar y Pankhurst, 1987), deformados durante la orogenia gondwánica. Asimismo, en Whitmore Mountain afloran metasedimentitas interpretadas como arcosas turbidíticas (Storey y Macdonald, 1987), presentándose dentro de aureolas metamórficas y *roof pendants* en el Granito Mount Seeling (Jurásico Temprano) (Webers *et al.*, 1992). Del mismo modo, en Stewart Hills, afloran estratos vinculados por algunos autores como parte de la Antártida Oriental (Craddock, 1983; Jankowski *et al.*, 1983), mientras otros investigadores los relacionan con el bloque de las Ellsworth-Whitmore Mountains (Storey y Dalziel, 1987). Si bien el análisis de estas rocas metasedimentarias cámbricas no será tratado en el presente trabajo de tesis, resulta importante su consideración para las futuras interpretaciones paleogeográficas.

Flowerdew *et al.* (2007) para el Grupo Crashesite analiza el Miembro Mount Twiss de la Formación Howard Nunataks y la Formación Mount Wyatt Earp. Los análisis U-Pb serán discutidos a continuación, mientras que los resultados Lu-Hf se detallaran en el ítem correspondiente a esta metodología.

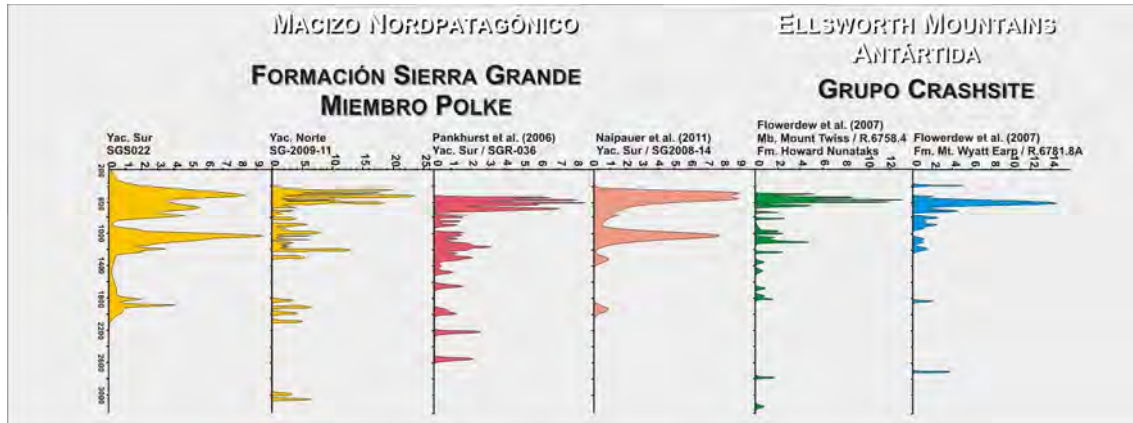
Para el Miembro Mount Twiss obtienen una edad máxima de sedimentación de  $499\pm 6$  Ma (Cámbrico Tardío). La distribución de las edades de circones detríticos y curva de probabilidad (Figura VI-35) muestran un pico principal con edades neoproterozoicas (ca. 568 Ma) y una segunda población caracterizada por los registros del Mesoproterozoico. De manera significativa se menciona una población de circones con edades arqueanas pero no se muestran en la gráfica dado que la mayoría de estos circones son discordantes. No obstante, un grupo intercepta la curva concordia en  $2784\pm 26$  Ma.

Para la Formación Mount Wyatt Earp, los circones más jóvenes registrados corresponden al Devónico Medio ( $375\pm 9$  Ma) limitando la edad máxima de sedimentación para esta unidad. La población de circones con edades más conspicuas abarcan un rango entre 550 Ma y 700 Ma, con un pico a los ca. 602 Ma, lo cual demuestra que el Neoproterozoico continúa siendo la fuente principal de aportes detríticos. De manera menos representativa aparecen edades mesoproterozoicas y arqueanas (Figura VI-35).

De la comparación con los resultados U-Pb de los diferentes niveles de la Formación Sierra Grande, se puede observar la existencia de una similitud de estas unidades con los registros obtenidos en algunas muestras de los Miembros Polke y San Carlos y en menor medida con el Miembro Herrada.

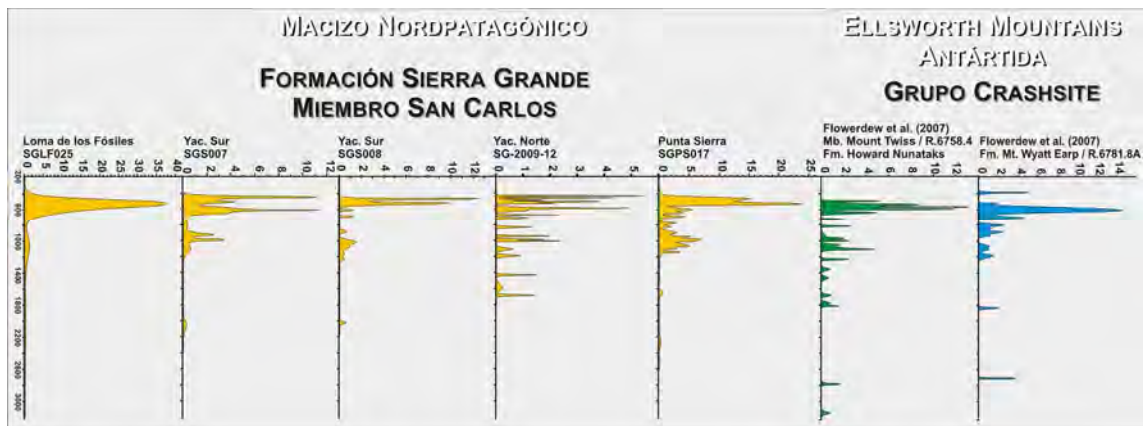
Para el Miembro Polke, en la muestra SG-2009-11, el análisis realizado por Pankhurst *et al.* (2006) (SG036) y la muestra estudiada por Naipauer *et al.* (2011) (SG2008-14), se puede apreciar que el Neoproterozoico se encuentra bien representado, con similares registros que los observados en las unidades del Grupo Crashesite (ca. 615 Ma para SG-2009-11; ca. 574-648 Ma para SG036 y ca. 501-570 Ma para SG2008-14) y el Mesoproterozoico se manifiesta con una frecuencia semejante. Las muestras SGS022 si bien presentan una participación importante de circones neoproterozoicos, éstos no representan la fuente dominante, presentándose el Mesoproterozoico como uno de los componentes principales. Asimismo, es

común la presencia en todas las muestras de la Formación Sierra Grande, el registro de circones cámbricos inferiores a medios, entre 501-535 Ma que están muy poco representados en las muestras analizadas por Flowerdew *et al.* (2007). En tanto que, en dos de las muestras de Sierra Grande (SGS022 y SG-2009-11) aparecen edades ordovícicas entre 443-457 Ma, es decir netamente de fuentes famatinianas, que se encuentran escasamente representadas en la Formación Mount Wyatt Earp (Figura VI-35).



**Figura VI-35.-** Comparación de los registros U-Pb del Miembro Polke de la Formación Sierra Grande, Sudamérica (Pankhurst *et al.*, 2006; Naipauer *et al.*, 2011 y Uriz, en este trabajo de tesis) y los resultados obtenidos por Flowerdew *et al.* (2007) en similares análisis para el Miembro Mount Twiss y la Formación Mount Wyatt Earp del Grupo Crashsite, en las Ellsworth Mountains, Antártida.

Para el Miembro San Carlos, tres niveles analizados presentan picos neoproterozoicos con semejante frecuencia que las muestras del Grupo Crashsite (ca. 545-640 Ma para SGLF025; ca. 608 Ma para SGS007 y ca. 598 Ma para SG-2009-12), mientras que en los otros dos niveles aparece en forma moderada. El Mesoproterozoico muestra una correspondencia más marcada con lo hallado en el Miembro Mount Twiss. Por otro lado, se destaca la coincidencia en la participación de edades paleoproterozoicas tardías y arqueanas en ambos casos. En casi todas las muestras existe una contribución importante de granos Famatinianos que no se hallan presentes de manera tan significativa en las secuencias del Grupo Crashsite (Figura VI-36).

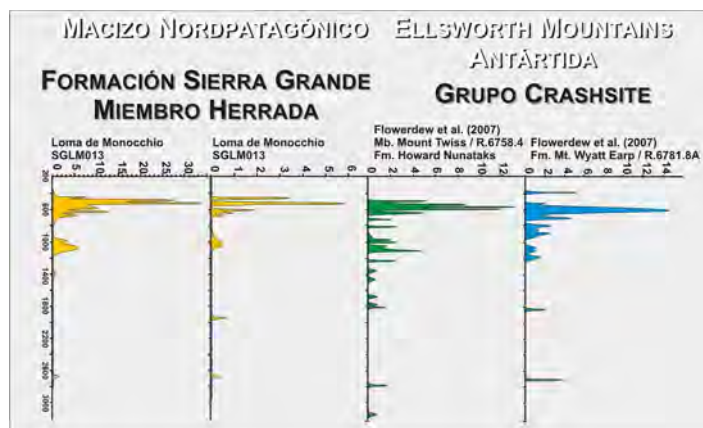


**Figura VI-36.-** Comparación de los registros U-Pb del Miembro San Carlos de la Formación Sierra Grande, Sudamérica



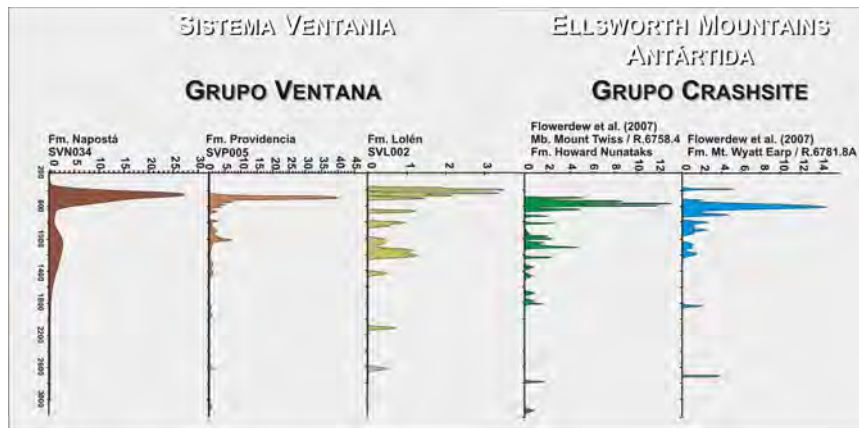
(Uriz, en este trabajo de Tesis) y los resultados obtenidos por Florwerdew *et al.* (2007) en similares análisis para el Miembro Mount Twiss y la Formación Mount Wyatt Earp del Grupo Crashesite, en las Ellsworth Mountains, Antártida.

El Miembro Herrada solo comparte con las muestras del Grupo Crashesite, la presencia de circones de edades mesoproterozoicas y la aparición esporádica de granos arqueanos. Las principales diferencias observadas entre el Miembro Mount Twiss y la Formación Mount Wyatt Earp respecto a estos niveles de la Formación Sierra Grande, es que los circones neoproterozoicos en el Miembro Herrada se encuentran presentes sin una participación significativa, mientras que las fuentes cámbrico-ordovícicas constituyen el aporte principal (Figura VI-37).



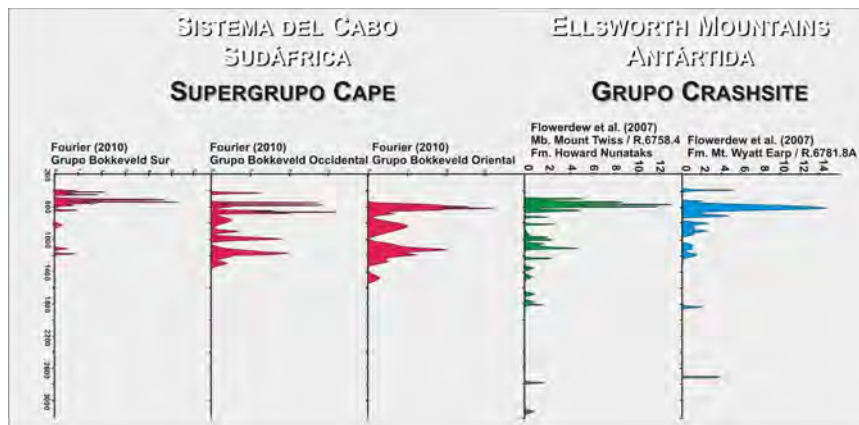
**Figura VI-37.-** Comparación de los registros U-Pb del Miembro Herrada de la Formación Sierra Grande, Sudamérica (Uriz, en este trabajo de tesis) y los resultados obtenidos por Florwerdew *et al.* (2007) en similares análisis para el Miembro Mount Twiss y la Formación Mount Wyatt Earp del Grupo Crashesite, en las Ellsworth Mountains, Antártida.

Por otro lado, los resultados de las muestras del Grupo Crashesite comparados con los registros obtenidos para las unidades del Grupo Ventana, presentan diferencias, aunque existen algunas similitudes destacables. Por un lado, hay una coincidencia en la frecuencia y participación de circones mesoproterozoicos y una constante presencia de granos con edades antiguas (arqueanas) en ambos grupos. El Neoproterozoico está pobremente representado tanto en la Formación Napostá como en la Formación Lolén, mientras que en la Formación Providencia existe una participación más marcada junto con los circones cámbricos. Finalmente, la presencia de circones devónicos es una coincidencia entre la Formación Lolén (ca. 387 Ma) y la Formación Mount Wyatt Earp (ca. 375 Ma) (Figura VI-38).



**Figura VI-38.-** Comparación de los registros U-Pb de las Formaciones Napostá, Providencia y Lolén, del Grupo Ventana, Sudamérica (Uriz *et al.*, 2011; 2012 y en este trabajo de tesis) y los resultados obtenidos por Flowerdew *et al.* (2007) en similares análisis para el Miembro Mount Twiss y la Formación Mount Wyatt Earp del Grupo Crashsite, en las Ellsworth Mountains, Antártida.

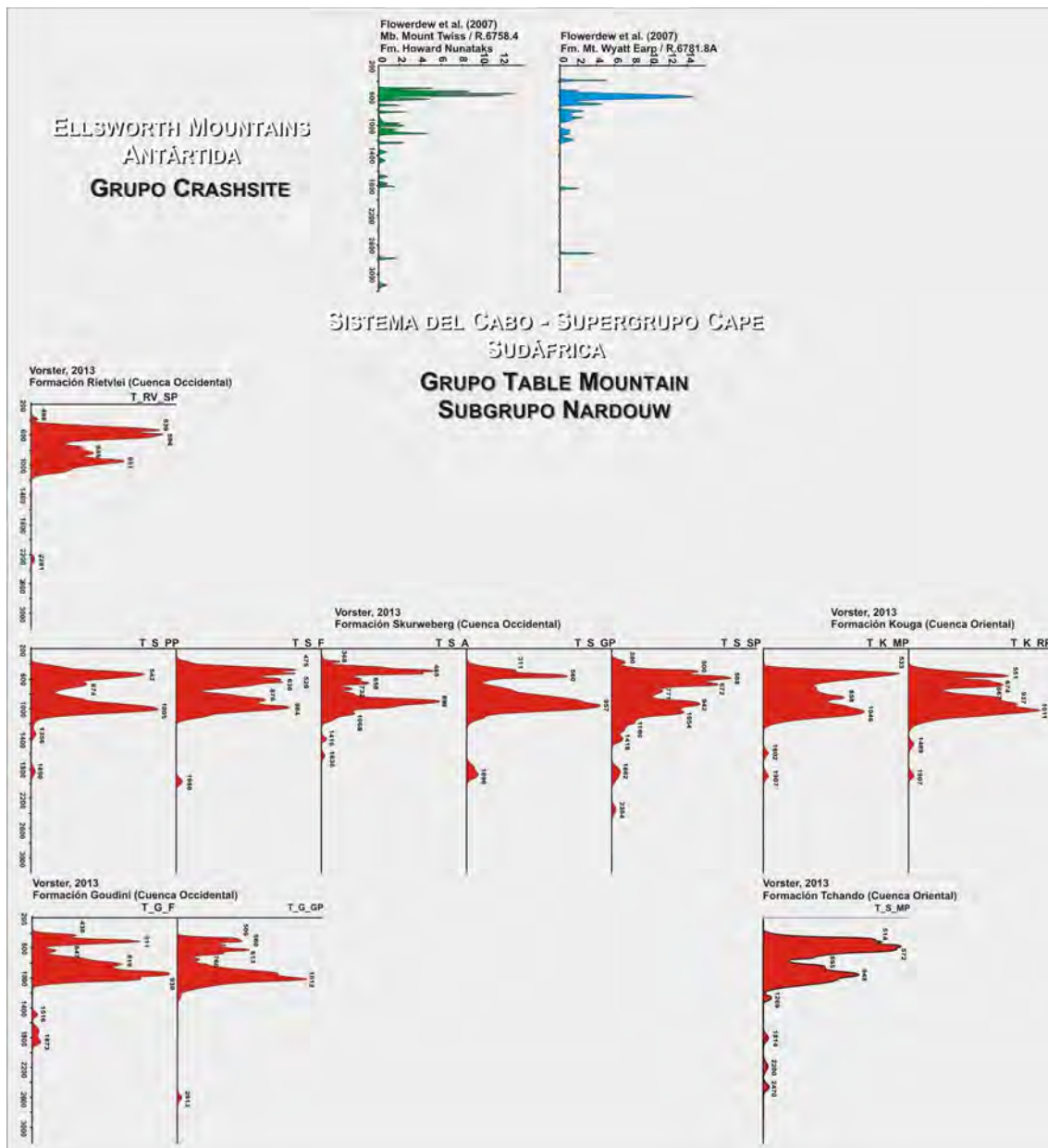
Cabe resaltar, que una mayor similitud entre los patrones de los registros de aporte detrítico se puede observar entre las unidades estudiadas por Flowerdew *et al.* (2007) del Grupo Crashsite y las muestras analizadas por Fourie (2010) para el Grupo Bokkeveld de la cuenca del Cabo, Sudáfrica. En ambos casos existe una gran similitud en cuanto a los aportes detríticos del Neoproterozoico como fuente principal y Mesoproterozoico como contribución secundaria. La diferencia más significativa entre los resultados obtenidos por Flowerdew *et al.* (2007) y Fourie (2010), reside en la ausencia de circones antiguos (paleoproterozoicos y arqueanos) para el Grupo Bokkeveld, presentes en el Grupo Crashsite en forma marcada (Figura VI-39).



**Figura VI-39.-** Comparación de los registros U-Pb del Grupo Bokkeveld, Supergrupo Cape, Sudáfrica (Fourie *et al.*, 2010) y similares análisis para el Miembro Mount Twiss y la Formación Mount Wyatt Earp del Grupo Crashsite, en las Ellsworth Mountains, Antártida (Flowerdew *et al.*, 2007).

No obstante, los recientes estudios llevados a cabo por Vorster (2013) para diferentes unidades de los Grupos Table Mountain (Subgrupo Nardouw) y Bokkeveld, en ambas regiones (oriental y occidental), se observa que los patrones encontrados guardan similitudes mucho más estrechas entre las secuencias del Grupo Crashsite y las unidades del Supergrupo Cape,

compartiendo la fuente neoproterozoica como uno de las principales contribuciones, aunque para la cuenca del Cabo presenta una clara bimodalidad en la mayoría de las muestras, con un pico Neoproterozoico Temprano (ca. 550-650 Ma) y otro Neoproterozoico Tardío a Mesoproterozoico (ca. 900-1050 Ma). A diferencia de los resultados obtenidos por Fourie (2010), Vorster (2013) encuentra de manera constante en muchas de las muestras analizadas, registros de participación de circones antiguos (paleoproterozoicos y arqueanos) presentes también en el Grupo Crashsite. Por otro lado, existe una común participación de fuentes mesoproterozoicas, como así también la pobre presencia de circones con registros cámbricos, ordovícicos, silúricos y devónicos (Figura VI-40 y 41).



**Figura VI-40.-** Comparación de los registros U-Pb del Miembro Mount Twiss (Formación Howard Nunataks) y la Formación Mount Wyatt Earp, del Grupo Crashsite, Ellsworth Mountains, Antártida (Flowerdew *et al.*, 2007) respecto a los similares resultados de las unidades del Subgrupo Nardouw, para el Grupo Table Mountain, Supergrupo Cape, Sudáfrica (Vorster, 2013), ordenados estratigráficamente.

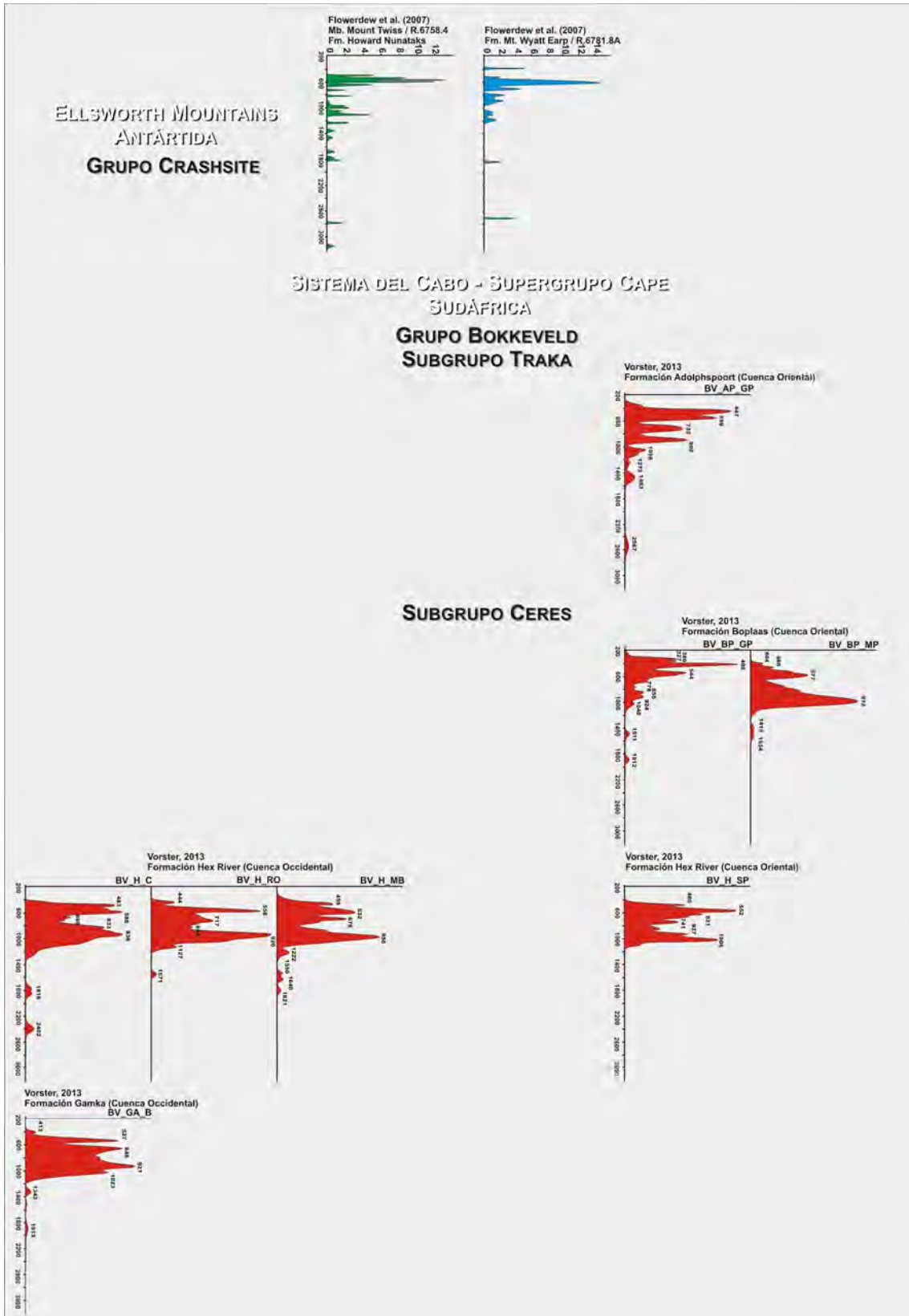


Figura VI-41.- Comparación de los registros U-Pb del Miembro Mount Twiss (Formación Howard Nunataks) y la Formación Mount Wyatt Earp, del Grupo Crashesite, Ellsworth Mountains, Antártida (Flowerdew *et al.*, 2007) respecto a los similares resultados de las unidades de los Subgrupos Ceres y Traka, para el Grupo Bokkeveld, Supergrupo Cape, Sudáfrica (Vorster, 2013), ordenados estratigráficamente.

## E.- ESTUDIOS ISOTÓPICOS Lu-Hf EN CIRCONES DETRÍTICOS

### E1.- INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, la metodología de Lu-Hf se convirtió en uno de los métodos más utilizados en la geocronología, principalmente en análisis *in situ* de circones por LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Ion Coupled Plasma-Mass Spectrometer*). Esto se debe a que este sistema isotópico complementa estudios de procedencia sedimentaria, como así también, ha permitido mejorar el conocimiento sobre el origen y evolución de la corteza y el manto (e.g., Patchett *et al.*, 1981; Vervoort y Patchett, 1996; Blichert-Toft y Albarede, 1997; Amelin *et al.*, 1999; Vervoort y Blichert-Toft, 1999; Vervoort *et al.*, 1999; Bodet y Scharer, 2000; Chauvel y Blichert-Toft, 2001; Scherer *et al.*, 2001; Griffin *et al.*, 2002; Samson *et al.*, 2003, 2004; Hawkesworth y Kemp, 2006a). Por otro lado, la ventaja de la aplicación de esta metodología, reside en que es posible obtener la información de la edad U-Pb y los datos de Hf a partir de un mismo grano de circón, resultando ser una técnica relativamente sencilla, con gran sensibilidad y velocidad de análisis.

En ítems anteriores, se ha discutido la valiosa utilidad de la aplicación del método isotópico U-Pb en circones detríticos como una herramienta para la determinación de la procedencia de las rocas sedimentarias. A partir de estos estudios es posible revelar no solo el rango de edades de las fuentes que contribuyeron al relleno de la cuenca, sino también, limitar la edad máxima de sedimentación del depósito a partir del registro más joven obtenido en los circones detríticos (por ejemplo, Nelson, 2001; Fedo *et al.*, 2003). Frecuentemente estos circones derivan de una fuente magmática (invariablemente volcánica) que es contemporánea con la depositación. De esta forma, los rangos de edades U-Pb en circones detríticos se han utilizado para correlacionar las rocas sedimentarias y cuencas, siendo aplicado con éxito a secuencias sedimentarias donde la bioestratigrafía no puede trabajar eficazmente (por ejemplo, Guan *et al.*, 2002; Griffin *et al.*, 2004; Andersen *et al.*, 2004; Payne *et al.*, 2006; Xia *et al.*, 2006; Rainbird y Davis, 2007; Morton *et al.*, 2009). No obstante, existe incertidumbre al intentar precisar si los circones detríticos que participan en el relleno de la (o las) cuenca (s), proceden de la misma fuente. De esta manera, con la combinación de los análisis U-Pb y Lu-Hf en un mismo circón por la metodología LA-ICP-MS, es posible caracterizar isotópicamente el reservorio de magma del cual cristalizó, suministrando una significativa información para la comprensión de la procedencia sedimentaria, estudios de la evolución de la corteza y el ambiente tectónico del cual derivan (por ejemplo, Nelson, 2001; Griffin *et al.*, 2004; Andersen *et al.*, 2004; Payne *et al.*, 2006; Cawood *et al.*, 2007a, b; Flowerdew *et al.*, 2007; Dickinson y Gehrels, 2009), posibilitando realizar correlaciones más precisas.

Así, en el presente trabajo de Tesis, se han aplicado estas metodologías con el fin de caracterizar las propiedades de los circones detríticos que participaron en el relleno de la cuenca de la Formación Sierra Grande, y su comparación con resultados similares de los

componentes de las unidades del Grupo Ventana, para intentar establecer si las fuentes que suministraban los detritos a estas cuencas guardan una relación común o se hallaban desvinculadas.

## E2.- SISTEMA Lu-Hf: CONCEPTOS GENERALES

Ya se ha mencionado que el circón ( $ZrSiO_4$ ) es un mineral accesorio común en una amplia variedad de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. La importancia de este mineral es su durabilidad fisicoquímica y su alta resistencia a diversos procesos geológicos, además de su capacidad para albergar altas concentraciones de elementos traza, incluyendo dos radionúclidos de importancia geocronológica, uno el sistema U-Th-Pb y otro el sistema Lu-Hf. Este último está ganando impulso como importante trazador geoquímico (e.g., Heaman *et al.*, 1990; Hoskin y Schaltegger, 2003; Kinny y Maas, 2003). Los circones no solo son apropiados para la datación U-Pb sino también para los estudios isotópicos de hafnio, ya que poseen altas concentraciones de este elemento y bajas relaciones de Lu/Hf (típicamente  $<0.001$ ) (Patchett *et al.*, 1981; Fujimaki, 1986). Los isótopos de Hf se encuentran concentrados en la red cristalina del circón, mientras que las tierras raras son mucho menos compatibles. Por lo tanto, las correcciones isotópicas de Hf debido al crecimiento radiogénico *in situ* son prácticamente insignificantes. En otras palabras, la composición isotópica de Hf en el circón corresponde cercanamente a la relación isotópica inicial de  $^{176}Hf/^{177}Hf$  heredada del magma al tiempo de su formación o crecimiento del circón (Hawkesworth y Kemp, 2006b; Nebel *et al.*, 2007).

Otra característica importante es que el circón es un mineral altamente refractario con alto contenido de Hf (~1%), y la metamictización y/o alteración posterior que podría afectarlo, generalmente, no tiene ningún efecto en los isótopos de hafnio debido a que es un elemento esencial en la estructura cristalina del circón con una abundancia de ~5,000-20,000 ppm o valores más altos (Patchett *et al.*, 1981; Fujimaki, 1986).

Los circones normalmente cristalizan a partir de fundidos con alta concentración de sílice y moderados a altos grados de metamorfismo, y están casi siempre presentes en las rocas de la corteza superior. Ellos conservan sus propiedades isotópicas a través de múltiples episodios de reciclaje sedimentario y magmático. De esta forma, la importancia del sistema de isótopos Lu-Hf en circones claramente radica en su uso como un trazador en los procesos corticales y mantélicos (e.g., Taylor y McLennan, 1985; Vervoort y Blichert-Toft, 1999) en lugar de como un geocronómetro, y su presencia es relativamente inmune a eventos tectonotérmicos (Kinny *et al.*, 1991; Kinny y Maas, 2003) proporcionando valiosa información sobre edades de formación de la corteza para las fuentes de las rocas ígneas (Stevenson y Patchett, 1990).

El Sm y Nd son elementos geoquímicamente muy similares. Los radios iónicos son semejantes, lo mismo que la carga y la electronegatividad. El Lu y Hf son diferentes en carga y radio. A pesar de estas diferencias, las propiedades geoquímicas del Lu-Hf son similares al par

Sm-Nd cuando se trata de su comportamiento en la fusión parcial del manto, pero el Hf en relación al Lu está más concentrado en el líquido silicatado, así como el Nd en relación a el Sm. De esta forma, los magmas basálticos derivados del manto tienen razón Lu/Hf menor que la de roca fuente, y el sólido residual es empobrecido en Hf y tiene una relación de Lu/Hf mayor que la roca antes de la diferenciación. Lo que en gran medida dependerá de la presencia o ausencia de granate en el manto, porque el granate juega un papel muy importante en esta parte por tener gran afinidad con el Lu e inhibir su entrada en el material fundido (Faure, 2005).

Debido a estas características, la metodología Lu-Hf nos posibilita, además de la edad de diferenciación, establecer un indicador petrogenético denominado  $\epsilon_{\text{Hf}}$ . El parámetro  $\epsilon_{\text{Hf}}$  consiste básicamente en la comparación de la razón  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de la muestra estudiada para el momento de su formación o de su valor actual, con un reservorio estándar de composición condritica uniforme (CHUR). Este factor ayuda en la identificación de fuentes de magmas y de procesos de formación de rocas y mineralizaciones.

Si en el momento de cristalización de la roca el magma del cual deriva tiene una razón  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  más elevada que la del condrito, el  $\epsilon_{\text{Hf}}$  será positivo, lo que significa que la fuente de esta masa fundida tenía la relación Lu/Hf mayor que el condrito, es decir, la fuente sería el manto superior. Por otro lado, cuando la roca se forma a partir de un magma con razones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  menores que la del condrito, el valor de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  es negativo, y por lo tanto, la fuente de estas rocas tenía una relación Lu/Hf menor que la del condrito, como es el caso de los magmas de origen cortical. Así, cuando el parámetro de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  es positivo, la fuente es típicamente de origen mantélico, y cuanto mayor sea su valor más empobrecido geoquímicamente es el manto del cual derivó.

Otra información que se puede obtener por la metodología es la edad modelo del manto empobrecido (DM-*Depleted Mantle*). Este modelo supone que el manto había sufrido episodios de fraccionamiento involucrando la extracción de magmas basálticos para la generación de corteza continental, causando un empobrecimiento de los elementos livianos (LILE-*Large Ion Lithophile Elements*) y también de los elementos de tierras raras livianas (LREE) en este reservorio (Nebel *et al.*, 2007). El resultado de estas diferencias es un manto residual enriquecido en la relación Lu/Hf y geoquímicamente empobrecido en elementos litófilos.

Los valores asumidos actualmente para el manto empobrecido para las relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  son 0,28325 y 0,0388 respectivamente (Andersen *et al.*, 2009). La edad  $T_{\text{DM}}$  es calculada a partir de la composición isotópica inicial de Hf en el momento que el circón cristalizó y de la relación Lu/Hf de la corteza precursora, sea ella de composición máfica o félsica (Pietranik *et al.*, 2008). Por lo tanto, es importante realizar los análisis de U-Pb y Lu-Hf sobre el mismo grano de circón, a fin de recalculer el  $\epsilon_{\text{Hf}}$  y la edad modelo  $T_{\text{DM}}$  del momento de su cristalización.

De esta forma, para una misma unidad formacional, las diferentes composiciones isotópicas de Hf encontradas en una población de circones, o incluso en un mismo circón,

permiten caracterizar los diferentes eventos magmáticos o metamórficos que se produjeron a nivel regional durante la evolución de la corteza de las regiones de origen o fuente que aportaron estos detritos (Gerdes y Zeh, 2006, 2009).

### E3.- MATERIALES Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para el análisis de las relaciones isotópicas Lu-Hf se procedió a la selección de diez granos de circones de cada una de las unidades estudiadas. Estos circones, previamente datados por U-Pb, comprenden el espectro de edades más representativas de cada muestra, particularmente aquellas edades que corresponden a las fuentes principales de aporte.

Todos los análisis y aplicación de la metodología Lu-Hf fueron llevadas a cabo en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS), Brasil.

Los procedimientos analíticos y las características metodológicas utilizadas se detallan a continuación.

#### ICP-MS

Los análisis de Hf se realizaron con la utilización de un ICP-MS *NEPTUNE (ThermoFinnigan)* un espectrómetro de masas multicolector de alta resolución para las mediciones de las relaciones isotópicas con una configuración especial para detectar simultáneamente una amplia gama de núclidos de elementos como Hg hasta U. El Neptune esta equipado con 9 colectores Faraday y 6 contadores de iones (MIC's), que pueden ser combinados en diversas configuraciones. En el caso especial para los análisis de Lu-Hf, la configuración de los colectores se resume en la Tabla VI-4, mientras que todos los análisis fueron realizados en modo estático y en baja resolución.

	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Isótopos	<sup>171</sup> Yb	<sup>173</sup> Yb	<sup>174</sup> Hf	<sup>175</sup> Lu	<sup>176</sup> Hf	<sup>177</sup> Hf	<sup>178</sup> Hf	<sup>179</sup> Hf
Interferencias			<sup>174</sup> Yb		<sup>176</sup> (Yb+Lu)			

Tabla VI-4.- Configuración de los colectores usada durante las mediciones Lu-Hf.

#### Laser

Para los análisis por ablación en minerales se utilizó una microsonda laser modelo UP213 (Nd:YAG) de *New Wave*. Esta microsonda puede emitir alta densidad de energía en diversos tamaños de *spot* (4 µm-110 µm). El gas helio (He) es el responsable del transporte del material de ablación para el ICP con un flujo de 0,35-0,45 l/min. Para los análisis de Hf una pequeña cantidad de nitrógeno (N<sub>2</sub>) del orden de 3,5 a 4 mL/min fueron adicionados al gas argón (Ar) de arrastre, para disminuir la formación de óxidos en el plasma y aumentar la intensidad de señal (según Louie y Soo, 1992).



Durante el análisis de Hf con laser fue utilizado una tasa de repetición de 10Hz. Dependiendo del tipo de laser y los parámetros seleccionados, se utiliza corrientemente una frecuencia de 10 a 20 pulsos por segundo. El diámetro de los spots del laser fueron de 55µm proporcionando una fuerte señal del orden de 3 volts para  $^{178}\text{Hf}$  en todos los análisis de Hf. El estándar utilizado fue GJ-1, y la utilización de una potencia de 60% del laser fue adecuada suministrando una densidad de energía de 5-6 J/cm<sup>2</sup>. La secuencia de análisis fue intercalar tres granos de circón y uno del estándar GJ-1.

Los granos de circones utilizados se encontraban montados en una pastilla de resina epoxi con una cavidad donde se inserta un pequeño cilindro de igual material conteniendo el estándar. Todos los parámetros de instrumentación y operación usados para el análisis de Lu-Hf en circones por LA-ICP-MS se resumen en la Tabla VI-5.

<b>MC-ICP-MS</b>	
Instrumento	Neptune (ThermoFinnigan)
<b>Fuente de ión</b>	
Potencia	1200 W
Flujo de gas	Refrigerante (Ar) 15 l/min Auxiliar (Ar) 0.7 l/min Transporte (Ar) 0.72-0,76 l/min Transporte (N <sub>2</sub> ) 3.5-4.5 ml/min
Extracción	-2000 V
Modo de análisis	Estático
Detección	Colectores Faradays
<b>Adquisición de Datos</b>	
Tiempo de integración	1,049s
Nº de integraciones	1
<b>Laser Ablation</b>	
Instrumento	UP213 (Nd:YAG) New Wave
Diámetro del "spot"	55µm
Energía	5-6 J/cm <sup>2</sup>
Frecuencia	10 Hz
Total de ablación	50s
Flujo de He	0.32 a 0.45 l/min

Tabla VI-5.- Condiciones de operación utilizadas para el LA-MC-ICPMS

#### E4.- UNIDADES ANALIZADAS

Tres muestras procedentes de diferentes niveles de la clásicas areniscas cuarcíticas de la Formación Sierra Grande fueron seleccionadas para ser analizadas por la metodología Lu-Hf. De la población de circones, previamente datados mediante análisis U-Pb, se eligieron treinta granos cuyas edades comprendieran los rangos más frecuentes o porque resultaran ser significativas. Las muestras estudiadas son: SGS007, correspondiente al Miembro San Carlos en el sector del Yacimiento Sur; SGLM013, perteneciente al Miembro Herrada en la localidad de Loma de Monocchio y SGPS017 del Miembro San Carlos en la localidad de Punta Sierra. Del mismo modo, se analizaron otros once granos de circones de una muestra de la Formación Providencia (SVP005) para el Grupo Ventana, extraída de los niveles arenosos, cuarcíticos y

se cotejaron con los resultados obtenidos para la Formación Sierra Grande. De esta forma, se intenta precisar si las fuentes de detritos que estén aportando circones poseen firmas isotópicas similares o son diferentes.

## E5.- RESULTADOS

Para una mejor comprensión, se presentan los resultados de las poblaciones de circones seleccionados para el análisis Lu-Hf, separados según los rangos de edades establecidas como frecuentes o significativas para cada una de las formaciones estudiadas. La reducción de datos y el cálculo del manto empobrecido se realizó según Patchett *et al.* (1981).

- **Formación Sierra Grande**

*Circones mesoproterozoicos:* Un total de cinco circones con edades mesoproterozoicas, del Grenvilliano, muestran relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  para  $\epsilon\text{Hf}$  (t) valores entre 9,46 y -20,46; con edades modelo  $T_{\text{DM}}$  entre 1274-2395 Ma.

*Circones neoproterozoicos:* Para este intervalo se analizaron seis granos de circones obteniéndose valores de  $\epsilon\text{Hf}$  (t) en un rango entre 11,04 y -14,53; y comprendiendo las edades modelo  $T_{\text{DM}}$  Hf un espectro de 1072-1767 Ma.

*Circones paleoproterozoicos a arqueanos:* Solamente fueron elegidos dos granos de circones correspondientes a estas edades, con registros U-Pb de 1641Ma y 2066Ma. Estos circones mostraron relaciones isotópicas para  $\epsilon\text{Hf}$  (t) of 7,07 y -7,87 respectivamente, mientras que las edades modelo  $T_{\text{DM}}$  Hf registradas son de 1802 Ma y 2746 Ma para cada uno.

*Circones cámbricos inferiores a silúricos:* Se analizaron un total de 14 circones que comprenden este intervalo, de los cuales siete corresponden al Cámbrico, cinco al Ordovícico y dos al Silúrico. Los circones cámbricos muestran relaciones isotópicas con valores de  $\epsilon\text{Hf}$  (t) 1,5 y -9,28; presentando edades modelo  $T_{\text{DM}}$  Hf entre 1046-1596 Ma. Para los circones ordovícicos los valores  $\epsilon\text{Hf}$  (t) oscilan entre -2,28 y -6,46; registrando edades modelo  $T_{\text{DM}}$  Hf que varían entre 1140-1402Ma. Finalmente, los circones silúricos revelaron relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  para  $\epsilon\text{Hf}$  (t) de -3,43 y -3,85; con edades modelo  $T_{\text{DM}}$  de 1185 Ma y 1203 Ma respectivamente. En síntesis, para todos los circones que comprenden el intervalo Eopaleozoico, las relaciones isotópicas muestran valores de  $\epsilon\text{Hf}$  (t) entre 1.5 y -9.28; y edades modelo  $T_{\text{DM}}$  Hf entre 1046-1506 Ma.

- **Formación Providencia (Grupo Ventana)**

*Circones mesoproterozoicos:* Se seleccionaron dos granos mesoproterozoicos para el análisis (edad U-Pb, 1177 Ma y 1363 Ma). Estos granos presentaron relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  con valores de  $\epsilon\text{Hf}$  (t) de 12,25 y -15,79 respectivamente, siendo sus edades modelo  $T_{\text{DM}}$  Hf de

1200 Ma y 1221 Ma para cada uno.

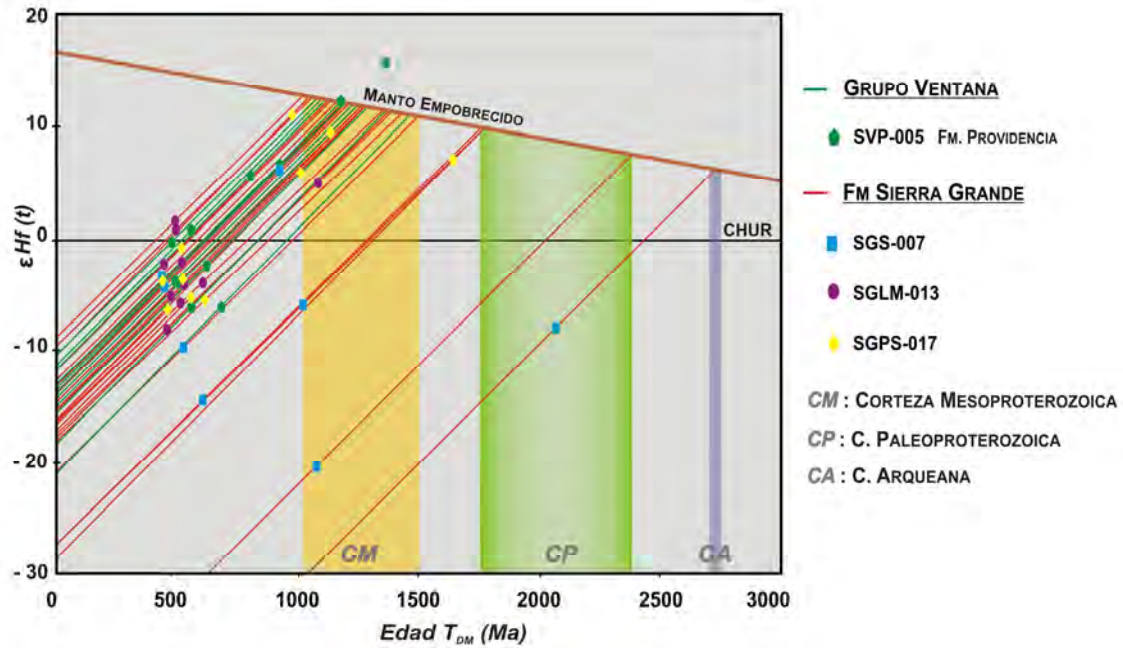
*Circones neoproterozoicos:* se analizaron seis circones que comprenden un rango de edades U-Pb que van desde 557 a 922 Ma. Sus relaciones isotópicas de <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf revelaron valores εHf (t) entre -6,27 a 6,57; presentando edades modelo T<sub>DM</sub> Hf que oscilan entre 1125-1494 Ma.

*Circones cámbricos a ordovícicos:* Fueron analizados tres circones con edades famatinianas, los cuales arrojaron valores de εHf (t) entre -0,37 y -4,11; encontrándose sus T<sub>DM</sub> entre 1107-1272 Ma.

Los resultados analíticos del análisis Lu-Hf se detallan en la Tabla VI-6 y en la Figura VI-42 se muestra la evolución de εHf (t) vs Edad T<sub>DM</sub> de los circones detríticos de la Formación Sierra Grande y la Formación Providencia (Grupo Ventana).

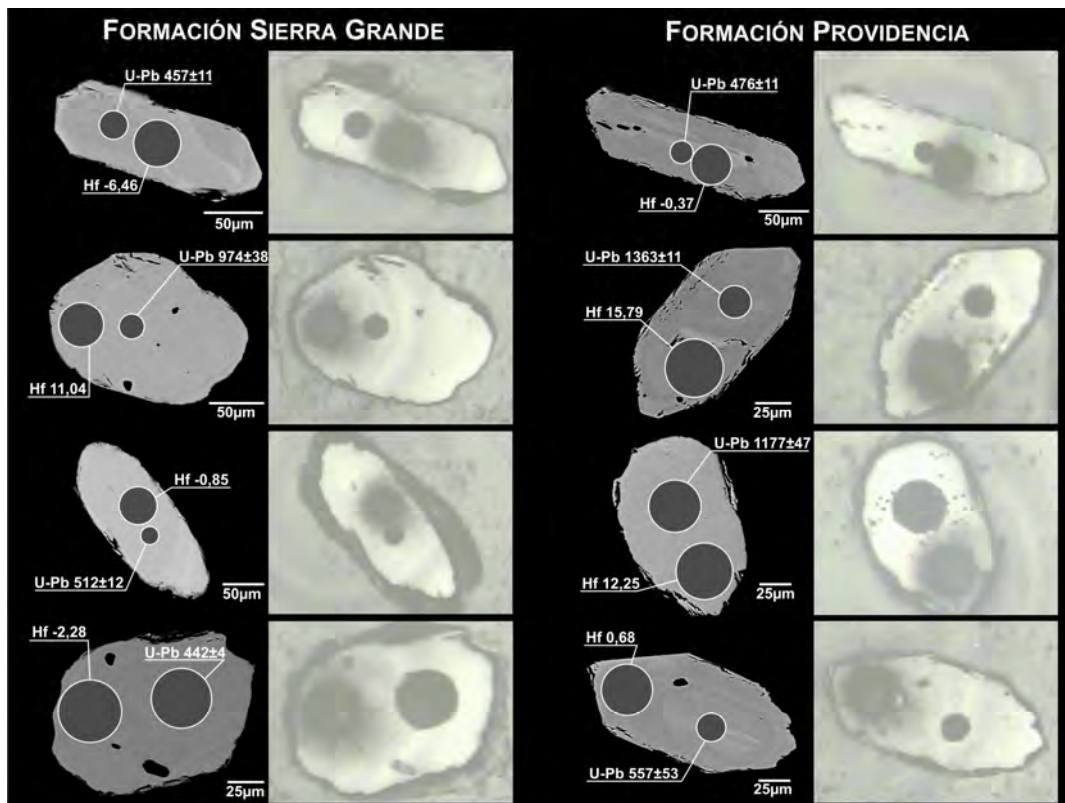
Muestra	Unidad	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	Error (1 SD)	Epsilon HF (t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf (t)	Epsilon HF (t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf (CHUR)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf (DM)	U/Pb Edad(Ga)	T <sub>DM</sub> (Ma)	T <sub>DM</sub> Cortical	f (Lu/Hf)	Int. <sup>176</sup> Hf (V)	Edad (Ma)	Epsilon HF (t)	
FORMACIÓN SIERRA GRANDE	SGPS-017	Zr-024-B-II-03	0.001054	0.282288	0.00028	-17.10	0.282278	-5.34	0.282428	0.282628	0.552	1363	1795	-0.87	0.89	552	-5.34
		Zr-024-B-II-04	0.001342	0.282359	0.00039	-14.80	0.282331	9.48	0.282064	0.282403	1.132	1274	1258	-0.96	0.85	1132	9.46
		Zr-024-B-II-11	0.001033	0.282358	0.00021	-14.83	0.282348	-3.55	0.282448	0.282650	0.520	1264	1657	-0.97	1.09	520	-3.55
		Zr-024-C-III-03	0.001129	0.282440	0.00033	-11.73	0.282430	-0.85	0.282453	0.282855	0.512	1152	1479	-0.97	0.82	512	-0.85
		Zr-024-D-IV-02	0.000985	0.282401	0.00024	-13.13	0.282393	-3.85	0.282502	0.282911	0.435	1203	1610	-0.97	1.01	435	-3.85
		Zr-024-E-V-03	0.000290	0.282311	0.00020	-16.29	0.282306	5.85	0.282141	0.282493	1.009	1304	1436	-0.99	1.03	1009	5.85
		Zr-024-F-VI-01	0.001765	0.282259	0.00021	-18.13	0.282239	-5.48	0.282394	0.282787	0.607	1431	1846	-0.98	1.32	607	-5.48
		Zr-024-G-VII-07	0.000168	0.282478	0.00022	-10.40	0.282475	11.04	0.282163	0.282519	0.974	1072	1075	-0.99	1.16	974	11.04
		Zr-024-I-IX-09	0.001007	0.282314	0.00026	-16.20	0.282305	-6.46	0.282488	0.282895	0.457	1326	1792	-0.97	1.13	457	-6.46
		Zr-024-O-XV-01	0.000718	0.281962	0.00018	-28.65	0.281939	7.07	0.281740	0.282028	1.641	1802	1844	-0.98	1.61	1641	7.07
FORMACIÓN SIERRA GRANDE	SGS-007	Zr-024-R-XIX-03	0.000724	0.282379	0.00019	-13.90	0.282373	-4.31	0.282495	0.282903	0.446	1226	1648	-0.98	1.39	446	-4.31
		Zr-024-S-XXI-02	0.000657	0.282384	0.00024	-13.73	0.282369	6.12	0.282196	0.282557	0.922	1223	1351	-0.97	1.26	922	6.12
		Zr-024-V-XXVII-02	0.001094	0.281289	0.00019	-52.43	0.281246	-7.87	0.281468	0.281712	2.066	2746	3123	-0.97	1.34	2066	-7.87
		Zr-027-S-XIX-01	0.001613	0.281998	0.00050	-27.38	0.281967	-5.98	0.282136	0.282487	1.018	1795	2196	-0.95	0.66	1018	-5.98
		Zr-027-P-XVI-01	0.001037	0.282415	0.00086	-12.63	0.282406	-3.43	0.282503	0.282913	0.432	1185	1581	-0.97	0.97	432	-3.43
		Zr-027-P-XVI-09	0.000877	0.282181	0.00024	-20.90	0.282172	-9.68	0.282446	0.282847	0.524	1506	2047	-0.97	1.47	524	-9.68
		Zr-027-Q-XVII-06	0.001081	0.281545	0.00026	-43.39	0.281523	-20.46	0.282100	0.282446	1.074	2395	3148	-0.97	0.64	1074	-20.46
		Zr-027-Q-XVII-09	0.001010	0.281997	0.00147	-27.40	0.281966	-14.53	0.282396	0.282789	0.604	1767	2413	-0.97	0.94	604	-14.53
		Zr-027-A-I-01	0.001522	0.282524	0.00030	-8.79	0.282510	1.50	0.282467	0.282871	0.490	1046	1313	-0.95	1.03	490	1.50
Zr-027-A-I-02	0.001547	0.282500	0.00027	-9.63	0.282466	0.71	0.282465	0.282869	0.493	1081	1365	-0.95	1.16	493	0.71		
Zr-027-A-I-07	0.002045	0.282277	0.00041	-17.50	0.282236	4.97	0.282095	0.282440	1.062	1416	1548	-0.94	1.40	1062	4.97		
Zr-027-A-I-09	0.000939	0.282335	0.00019	-15.46	0.282326	-4.20	0.282444	0.282845	0.527	1294	1703	-0.97	1.56	527	-4.20		
Zr-027-A-I-10	0.001034	0.282399	0.00024	-13.20	0.282389	-2.16	0.282450	0.282851	0.518	1208	1567	-0.97	1.43	518	-2.16		
Zr-027-A-I-11	0.000591	0.282438	0.00034	-11.82	0.282433	-2.28	0.282497	0.282900	0.442	1140	1516	-0.98	1.03	442	-2.28		
Zr-027-B-II-04	0.002150	0.282308	0.00104	-16.42	0.282283	-4.05	0.282398	0.282791	0.601	1376	1751	-0.94	1.12	601	-4.05		
Zr-027-E-V-10	0.000909	0.282339	0.00019	-15.31	0.282331	-5.24	0.282479	0.282885	0.471	1287	1726	-0.97	1.42	471	-5.24		
Zr-027-E-V-13	0.001228	0.282301	0.00026	-16.67	0.282289	-5.85	0.282454	0.282856	0.511	1352	1796	-0.98	1.12	511	-5.85		
Zr-027-F-VI-15	0.001342	0.282288	0.00057	-17.82	0.282257	-8.23	0.282489	0.282897	0.455	1402	1902	-0.96	0.98	455	-8.23		
GRUPO VENTANA	SVP-005	Zr-024-R-XX-02	0.001290	0.282329	0.00021	-16.68	0.282314	-2.52	0.282386	0.282776	0.621	1314	1670	-0.96	1.19	621	-2.52
		Zr-024-T-XXIV-01	0.001272	0.282404	0.00031	-13.03	0.282382	6.57	0.282196	0.282557	0.922	1209	1323	-0.96	1.20	922	6.57
		Zr-024-V-XXVII-09	0.000283	0.282251	0.00031	-18.41	0.282248	-6.27	0.282425	0.282823	0.557	1387	1858	-0.99	1.06	557	-6.27
		Zr-024-X-XXX-02	0.001113	0.282391	0.00024	-13.47	0.282362	15.79	0.281917	0.282233	1.363	1221	1067	-0.97	1.21	1363	15.79
		Zr-024-X-XXX-07	0.001408	0.282478	0.00030	-10.39	0.282466	-0.37	0.282476	0.282892	0.476	1107	1421	-0.98	1.08	476	-0.37
		Zr-024-Z-XXXII-09	0.000770	0.282452	0.00020	-11.30	0.282444	0.68	0.282425	0.282823	0.557	1125	1417	-0.98	1.17	557	0.68
		Zr-024-R-XX-04	0.000995	0.282368	0.00019	-14.29	0.282359	-3.84	0.282467	0.282871	0.490	1250	1652	-0.97	1.28	490	-3.84
		Zr-027-I-IX-08	0.000642	0.282346	0.00023	-14.98	0.282340	-4.11	0.282457	0.282859	0.507	1272	1683	-0.97	1.30	507	-4.11
		Zr-027-I-IX-11	0.000016	0.282361	0.00027	-13.83	0.282381	12.25	0.282035	0.282370	1.177	1200	1153	-1.00	0.86	1177	12.25
		Zr-027-K-XI-01	0.000468	0.282176	0.00015	-21.01	0.282172	-8.18	0.282346	0.282731	0.863	1494	1950	-0.99	1.50	863	-8.18
Zr-027-O-XV-03	0.000795	0.282441	0.00024	-11.69	0.282429	5.56	0.282272	0.282645	0.801	1141	1294	-0.98	1.12	801	5.56		

Tabla VI-6.- Resultados analíticos Lu-Hf de las muestras analizadas en este trabajo.



**Figura VI-42.-** Diagrama comparativo de la evolución  $\epsilon_{Hf}(t)$  vs. Edad  $T_{DM}$  para los circones detríticos de la Formación Sierra Grande y la Formación Providencia. El cálculo del manto empobrecido se realizó según Patchett *et al.* (1981) usando datos para basaltos MORB. Los rangos (franjas) principales de  $T_{DM}$  Hf son del Mesoproterozoico, en menor proporción del Paleoproterozoico y uno Arqueano

La Figura VI-43 muestra imágenes de algunos circones seleccionados de la Formación Sierra Grande y de la Formación Providencia, luego de los análisis U-Pb y Lu-Hf.



**Figura VI-43.-** Imágenes de los circones analizados mediante la metodología Lu-Hf.

## E6.- DISCUSIÓN

La mayoría de los circones de las muestras de la Formación Sierra Grande tienen una evolución similar de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (t) comparadas con la muestra de la Formación Providencia, con la excepción de la SGS007, la cual muestra una mayor dispersión de los datos  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (t) y registran las mayores edades  $T_{\text{DM}}$ . El grupo de circones con valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  positivos corresponde a un origen mantélico juvenil, mientras que los que se encuentran cercanos a línea 0 son interpretados como materiales reciclados de la corteza. Finalmente los valores negativos corresponden a circones de origen cortical. Se puede deducir así que el 31% de los circones analizados han cristalizado de fuentes magmáticas juveniles, el 5% de fuentes corticales y el 64% han derivado de un significativo reciclaje cortical de una fuente esencialmente mesoproterozoica.

Sobre la base de estos resultados y en virtud de los antecedentes registrados por Flowerdew *et al.*, (2007) a partir de sus estudios Lu-Hf en circones detríticos del Grupo Crashsite en las Ellsworth Mountains de Antártida, es posible establecer una comparación del origen de los circones suministrados a cada una de las cuencas.

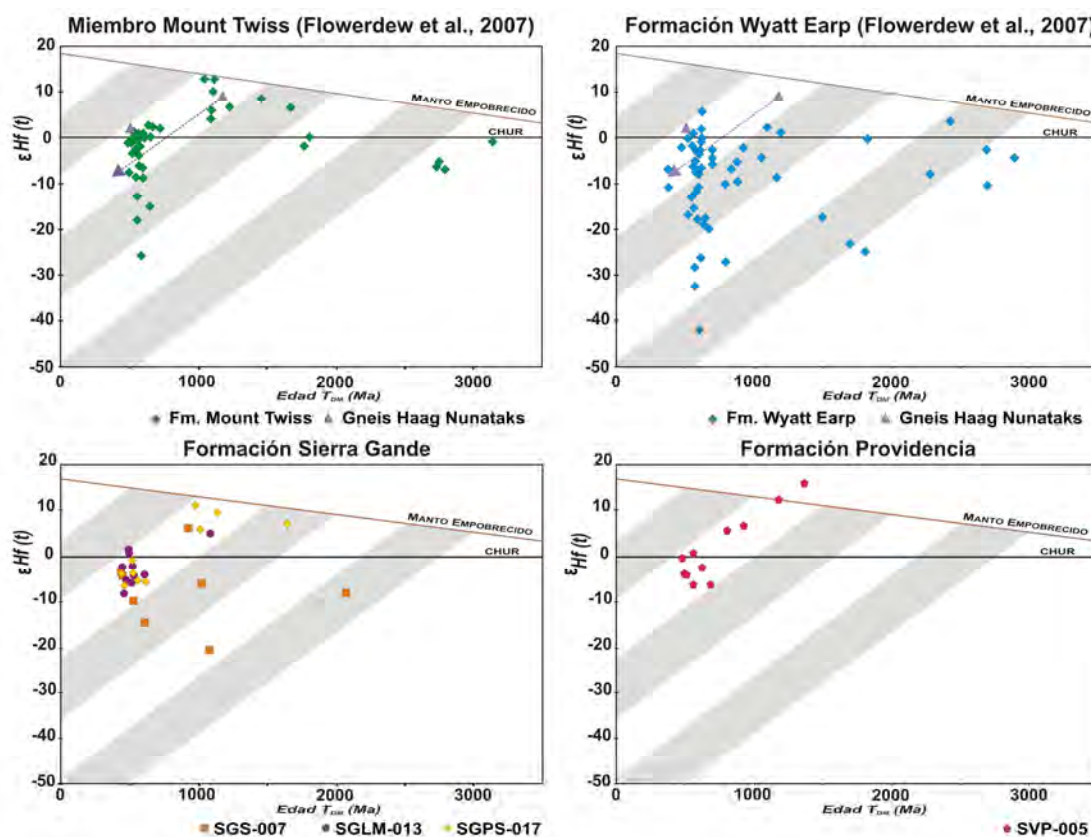
Para el Miembro Mount Twiss, un grupo de circones de 1200 Ma y más jóvenes se ubican por encima de la línea de evolución del Gneis Haag Nunataks. De esta forma, vinculan la fuente de estos circones a gneises juveniles del oeste de Gondwana como el Haag Nunataks y equivalentes. La población de circones dominante con edades comprendidas entre 650 y 500 Ma (Neoproterozoico) muestra un amplio rango de  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , aunque la mayoría de los granos analizados se encuentran dispersos alrededor de la línea de evolución del gneis Haag Nunataks. Sin embargo, existe un número de granos que presentan valores muy negativos de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (tan bajo como -25,8) indicando que crecieron en un magma derivado de uno considerablemente más antiguo (Paleoproterozoico).

Para la Formación Mount Wyatt Earp los análisis de Hf de granos con edades ca. 600Ma registran una gran variación en  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , entre -42,1 y 5,6, lo cual corresponde a las edades  $T_{\text{DM}}$  de 2825 Ma y 996 Ma respectivamente, sugiriendo que los circones se formaron originalmente a partir de la mezcla o metamorfismo de corteza arqueana a mesoproterozoica tardía. Aunque la gran mayoría de los granos presentan valores entre -20 y 0, hay una distribución relativamente uniforme de los resultados dentro de este rango. Los circones más antiguos Neoproterozoico y Mesoproterozoico tardío, tienen registros  $\epsilon_{\text{Hf}}$  que caen por debajo de la línea de evolución del gneis Haag Nunataks. Los granos que arrojaron los valores más negativos de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  son consistentes con una derivación de fuentes del oeste de Sudáfrica (Namaqualand Belt)

De la comparación de los resultados de estas unidades con las datos de Hf obtenidos en el presente trabajo de Tesis, surge que existe una distribución semejante de las poblaciones de circones que se encuentran comprendidos entre valores  $\epsilon_{\text{Hf}}$  11,04 y -20,46 para la Formación Sierra Grande y entre 12,25 y -15,79 para la Formación Providencia. La distribución

dispersa de algunos circones de la muestra SGS007 son semejantes a las observadas en las unidades del Grupo Crashsite, las cuales presentan edades  $T_{DM}$  paleoproterozoicas y arqueanas, aunque sus  $\epsilon_{Hf}$  alcanzan valores negativos mucho más elevados (-42,1). De esta manera, se puede apreciar para la mayor parte de los circones analizados, la existencia de fuentes con similares firmas magmáticas respecto a los patrones de isótopos de Hf obtenidos en las unidades silicoclásticas equivalentes de las Ellsworth Mountains, Antártida.

La Figura VI-44 compara los diagramas de evolución de  $\epsilon_{Hf}$  (t) vs. Edad  $T_{DM}$  para la Formación Sierra Grande y Formación Providencia del Grupo Ventana de Sudamérica respecto a las unidades del Grupo Crashsite en las Ellsworth Mountains de la Antártida.



**Figura VI-44.-** Diagrama comparativo de la evolución  $\epsilon_{Hf}$  (t) vs. Edad  $T_{DM}$  para los circones detríticos de la Formación Sierra Grande y la Formación Providencia (Grupo Ventana) de Sudamérica (Uríz, esta tesis), respecto a los análisis obtenidos por Flowerdew *et al.* (2007) en unidades equivalentes de los diferentes niveles del Grupo Crashsite, en las Ellsworth Mountains de la Antártida.

Si bien, un número mayor de análisis de circones detríticos es lo recomendable en los estudios de los isótopos de Hf, para tener mayor certeza del origen de estos granos minerales y las fuentes de las cuales podrían haber derivado durante el proceso de relleno de la cuenca, los resultados de las relaciones Hf aquí presentadas, son los primeros de esta naturaleza para las unidades estudiadas, por lo que, dan cuenta de una tendencia inicial de las posibles procedencias de detritos.

## F.- ISOTOPOS DE Sm-Nd, EDADES MODELO ( $T_{DM}$ ) y $\epsilon Nd$

### F1.- INTRODUCCIÓN

En la actualidad, la aplicación de la metodología Sm-Nd se ha convertido en una herramienta esencial para la determinación de la procedencia de las rocas sedimentarias. Dos parámetros son utilizados en este estudio: el  $\epsilon Nd$ , que compara la composición isotópica de la roca estudiada en relación a la composición primordial del manto terrestre, considerado igual a la composición de los meteoritos condriticos (CHUR) y la edad modelo  $T_{DM}$  que refleja el momento en que se separa de un magma una determinada suite ígnea a partir de un manto empobrecido (*Depleted Mantle*).

La inferencia de las probables áreas fuentes de sedimentos es posible porque cada asociación petrotectónica tiene una signatura isotópica distinta de Nd. Por ejemplo, para rocas volcánicas derivadas directamente del manto, como puede ser un ambiente de arco de isla, proporcionan parámetros isotópicos diferentes ( $\epsilon Nd$  positivo,  $T_{DM}$  jóvenes) de aquellas relacionadas a regiones cratónicas formado por gneises antiguos ( $\epsilon Nd$  negativo,  $T_{DM}$  antiguos). Estas signaturas isotópicas aparentemente se mantienen inalteradas frente a los procesos de erosión, transporte y depositación de los detritos en las cuencas sedimentarias (McLennan *et al.*, 1990), proporcionando una importante información acerca del área de aporte sedimentario y el basamento sobre el cual se desarrollan las cuencas. En muchos casos, a pesar de los resultados geológicamente significativos, continúan existiendo dudas en relación a la extensión e interpretación de los datos obtenidos, esto ocurre porque las rocas sedimentarias clásticas son el resultado de la mezcla de fragmentos detríticos de diversos orígenes (rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias más antiguas) con diferentes sistemas isotópicos, por lo tanto, con el consecuente registro de la roca madre. Entonces, la composición isotópica de estos detritos no dependerá únicamente del decaimiento de un elemento desde el momento de su depositación, sino también de las edades de las partículas que los componen. Sin embargo, la aplicación del estudio isotópico Sm-Nd en rocas sedimentarias nos ofrece la posibilidad de contar con una valiosa información para reconstruir la historia y evolución de las cuencas sedimentarias.

De esta manera, con el fin de establecer la procedencia sedimentaria de los detritos que rellenaron las cuencas silúrico-devónicas en el Macizo Nordpatagónico y en el Sistema Ventania, se realizaron análisis isotópicos de Sm-Nd en muestras de sedimentos procedentes de diferentes niveles de la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana, comparando los resultados e identificando los patrones que vinculan y caracterizan las fuentes sedimentarias.

### F2.- SISTEMA Sm/Nd: CONCEPTOS GENERALES

Tanto el Sm como Nd son elementos que pertenecen al grupo de las tierras raras

(REE) o lantánidos, caracterizados por presentar propiedades físicas y químicas semejantes, ya que su configuración electrónica, al igual que de la mayoría de las REE, tienen un alto estado de valencia (Normalmente +3, a excepción de Ce y Eu), lo cual le permiten establecer fuertes enlaces covalentes con los aniones (Figura VI-45). Esta característica les confieren la propiedad de presentar baja tasa de solubilidad y movilización y, por tanto, el sistema isotópico se mantiene inalterado frente a los procesos de meteorización, diagénesis, metamorfismo de bajo grado, alteración hidrotermal u otros procesos geológicos.

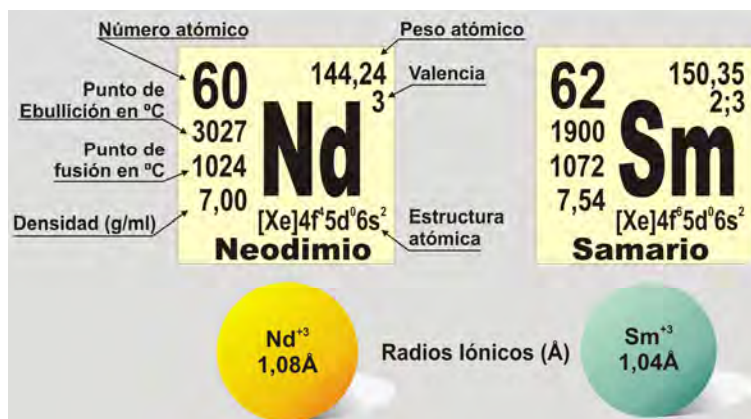


Figura VI-45.- Comparación de las principales propiedades fisicoquímicas de los elementos Neodimio y Samario.

En forma natural existen al menos siete isótopos estables de samario 'padre' que decaen a otros siete isótopos de neodimio 'hijo' (Figura VI-46a). En geocronología los isótopos radioactivos utilizados son:  $^{147}\text{Sm}$  que decae al isótopo radigénico  $^{143}\text{Nd}$  por la emisión de partículas alfa, presentando una muy lenta velocidad de desintegración, siendo su vida media de  $10,06 \times 10^{10}$  (106 Ga) (Figura VI-46b)

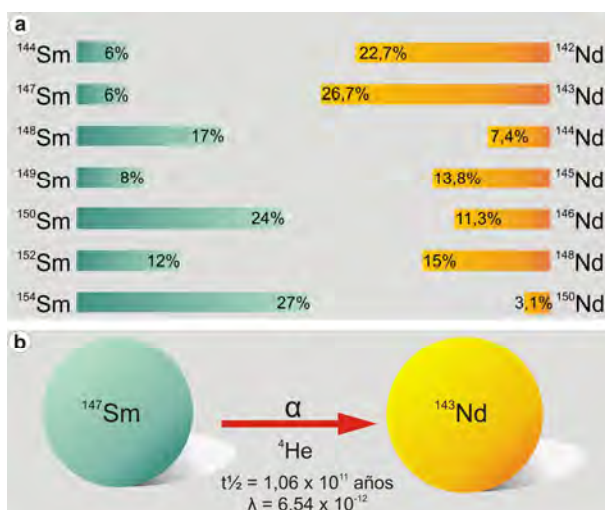


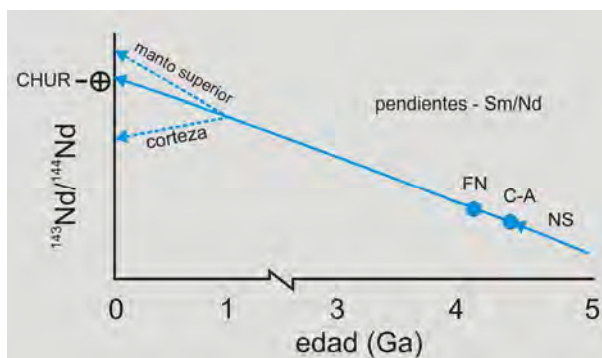
Figura VI-46.- a) Isotopos estables de samario-neodimio y su abundancia en la naturaleza; b) sistema isotópico Sm/Nd y constantes de decaimiento usadas en geocronología.

Por otro lado, ambos elementos son extraordinariamente resistentes al calor y desgaste ('refractarios'), de esta forma se estima que el fraccionamiento de padre-hijo durante la etapa



de condensación de la Tierra ha sido mucho menos intenso. Asimismo, no pudieron ser incorporados en el núcleo, por lo que no hubo fraccionamiento de Sm y Nd en las etapas tempranas de la evolución del planeta, pero un fraccionamiento substancial de Sm y Nd ocurrió por procesos magmáticos en el manto silicatado.

De esta forma, si bien el sistema Sm-Nd no ofrece información acerca de la edad de la Tierra, sí provee una excelente descripción de la diferenciación magmática. Una buena estimación de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en el depósito global de la Tierra (*Bulk Earth-BE*) se encuentra en las mediciones de los meteoritos condríticos. Este concepto es de gran importancia, ya que las estimaciones de la cantidad de Nd presente en cada reservorio han permitido, mediante un cálculo de masas entre la corteza y el manto, deducir la cantidad de manto que ha sido involucrado en la formación de la corteza. De esta manera, se puede considerar en forma teórica que la Tierra funciona como un enorme depósito de composición condritica, llamado CHUR (*chondritic uniform reservoir*) y aplicar este modelo para determinar el tiempo de residencia de una determinada roca en la corteza (Figura VI-47).



**Figura VI-47.-** Esquema de la evolución isotópica de la Tierra ilustrando el sistema Sm-Nd. FN: formación del núcleo; C-A: condensación-acreción; NS: Nébulas Solar; CHUR: reservorio condritico uniforme; ⊕: Tierra total (según DePaolo, 1988)

Por lo tanto, si se considera la evolución de una roca por la fusión parcial de un depósito condritico, el resultado de esta segregación es la generación de otros dos depósitos: uno empobrecido en elementos "magmatófilos", o manto empobrecido (Depleted Mantle DM) y otro enriquecido en estos elementos, formado esencialmente por rocas corticales (CR). Así, puede ser calculada la edad de la formación de las rocas de la corteza en relación a:

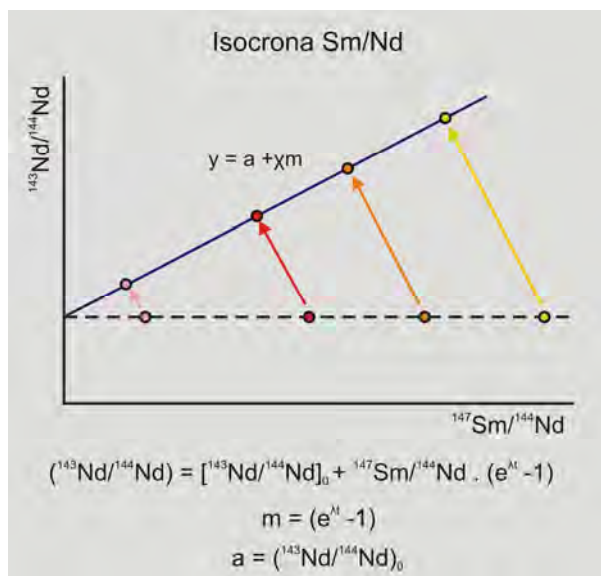
- el reservorio CHUR (TCHUR), basado en la afirmación de que la evolución de la Sm-Nd en el manto es similar a la evolución de este sistema en meteoritos condríticos;
- al manto empobrecido DM (TDM), asumiéndose que el Sm-Nd evoluciona en un manto que se va empobreciendo en elementos incompatibles debido a las múltiples fusiones provocadas por la formación y extracción de corteza.

De esta manera, a partir de muestras de roca total o simples minerales, podemos obtener dataciones en forma teórica de estos materiales mediante la aplicación de tres metodologías diferentes:

1. Cálculo edades convencionales, actualmente es poco utilizado, debido

a que se parte de una relación inicial aproximada.

2. Datación por el método de la isócrona, aplicado tanto en minerales como en roca total (Figura VI-48) en el cual una serie de rocas cogenéticas (o bien de minerales), formará una recta cuya pendiente será proporcional a la edad del conjunto. Las edades obtenidas en rocas intermedias y básicas pueden ser interpretadas como edades de cristalización. Las edades obtenidas en minerales (granates, anfíboles, piroxenos) se interpretan como edades de eventos metamórficos.



**Figura VI-48.-** Ejemplo del cálculo de las edades de cristalización por el método Sm/Nd con isócrona sobre análisis de roca total.

3. Cálculo mediante el método de las edades modelo ( $T_{\text{CHUR}}$  y  $T_{\text{DM}}$ ) sobre roca total.

Esta última metodología es la más utilizada en los estudios de procedencia sedimentaria (Nelson y DePaolo, 1988; McLennan *et al.*, 2003; McDaniel *et al.*, 1997; Goldstein *et al.*, 1997) debido a que las propiedades isotópicas del Nd en rocas sedimentarias clásticas (pelitas) ofrecen un buen registro de las características de las rocas fuentes que suministraron los detritos a la cuenca para un tiempo determinado.

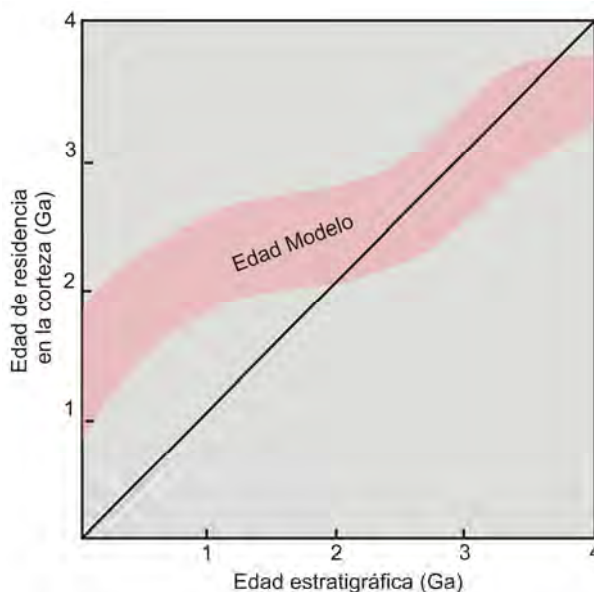
Para el cálculo del  $T_{\text{DM}}$  se utiliza la siguiente ecuación:

$$T_{\text{DM}} = (1/\lambda) \cdot \ln \left[ 1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{muestra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{muestra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]$$

Donde las relaciones isotópicas de la muestra y la del DM son las relaciones actuales. Alternativamente puede ser sustituido DM por CHUR y calcular el tiempo de formación de la roca respecto al CHUR.

Las edades Sm-Nd comúnmente exceden su edad estratigráfica (Figura VI-49). Las edades de residencia de las rocas sedimentarias del Proterozoico (entre 2.500 y 542 Ma) y del Fanerozoico (entre 542 y 250 Ma) son generalmente mayores a su edad de depositación, lo

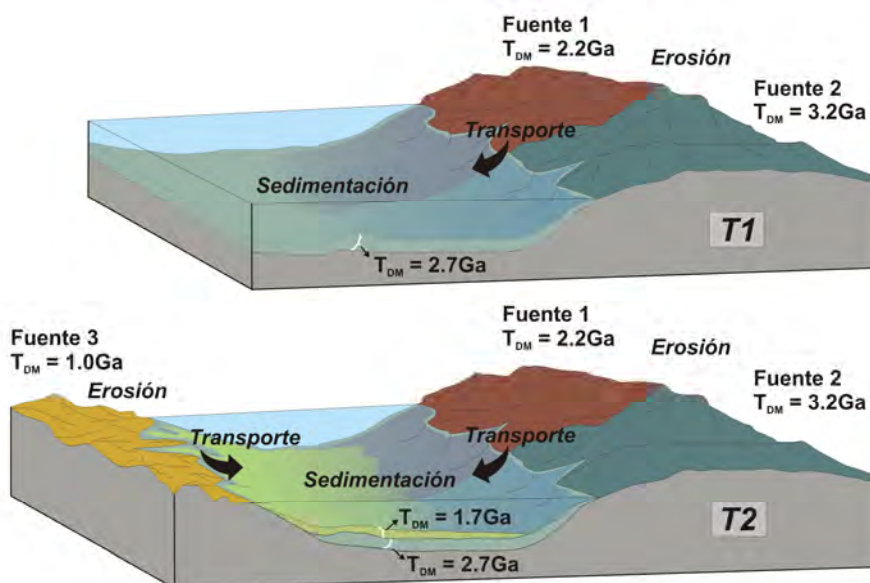
cual nos indica que estos detritos están compuestos principalmente de material cortical reciclado que se separó del CHUR mucho tiempo antes de que se depositara. No obstante, la diferencia entre las edades de residencia y la edad de depositación disminuye cuando detritos jóvenes de origen volcánico son mezclados con aquellos terrígenos de rocas antiguas. Se estima que durante el Arqueano (antes de 2,5 Ga) hubo un mayor aporte de rocas magmáticas primitivas para formar corteza que en tiempos posteriores, observándose que el reciclamiento de corteza antigua fue más intenso a partir de los 2 Ga.



**Figura VI-49.-** Relación entre las edades modelo de Nd (edades de residencia) de pelitas y sus edades estratigráficas. Después de los primeros 2Ga de historia de la Tierra, las edades modelo exceden a las estratigráficas, mientras que antes de los 2Ga, las edades son mucho más parecidas, ya que las rocas sedimentarias del Precámbrico Temprano probablemente estaban compuestas de detritos depositados casi inmediatamente después de su separación del manto y del CHUR (Faure, 1986).

Como la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  es aproximadamente constante, resulta suficiente para corregir el  $^{143}\text{Nd}$  producido *in situ* a partir de la sedimentación con el fin de obtener la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en el momento de la sedimentación. De esta manera, las edades modelo (tiempo de residencia de los materiales en la corteza) de las rocas sedimentarias clásticas, son similares a las edades de las rocas de las cuales derivaron estos detritos.

Si las rocas sedimentarias estudiadas fueron derivadas de una única fuente, el  $T_{\text{DM}}$  de estas rocas será idéntico a la fuente de sus sedimentos. Si hay más de una fuente, el valor  $T_{\text{DM}}$  obtenido de la roca sedimentaria se encuentra dentro de una línea de mezcla entre los valores de  $T_{\text{DM}}$  de las posibles fuentes de sus sedimentos (Figura VI-50).



**Figura VI-50.-** Esquematación de la evolución de una cuenca con la participación de tres fuentes de edades  $T_{DM}$  diferentes y la consiguiente mezcla de las edades modelos Sm/Nd, quedando registrado de esta manera en los sedimentos depositados.

De manera similar, se puede calcular el desvío de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  entre la roca considerada y el reservorio CHUR (o DM) para un determinado tiempo. Este momento es una edad cualquiera que generalmente es considerada la edad de cristalización de la roca. Para las rocas sedimentarias se toma como la edad de depositación. Este desvío se define como  $\epsilon_{Nd}$  y se calcula por medio de la siguiente expresión:

$$\epsilon_{Nd}^{(t)} = \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) (t)_{\text{muestra}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) (t)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Para todos estos cálculos, es necesario estimar la composición del manto empobrecido (DM). Para esto, hay varios modelos que dependen de factores tales como: la edad considerada para la formación de la corteza; si la formación de la corteza era continua o episódica, o si se debe considerar o no la existencia de una heterogeneidad del manto primordial.

El Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul utiliza el modelo propuesto por DePaolo (1981) por ser el modelo más ampliamente utilizado. En este caso, el DM se considera como un promedio de las relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de MORB (basalto de cordilleras centro-oceánicas) igual a 0,222 y 0,513114, respectivamente. En cuanto al CHUR, es 0,1967 y 0,512638 para las relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , que son idénticos a los de la Tierra Global (DePaolo, 1981 y DePaolo *et al.*, 1991).

Debido a las características geoquímicas de Sm y Nd antes mencionadas, la edad modelo calculada (ya sea  $T_{CHUR}$ ,  $T_{DM}$ , o cualquier otro modelo de evolución de la Tierra), no se ve afectada por los procesos de meteorización, una vez que la roca está en la corteza. Por esta

razón, la edad modelo ( $T_{DM}$ ) puede ser utilizado para estudios de procedencia sedimentaria (McDaniel *et al.*, 1997; Goldstein *et al.*, 1997).

Además del  $T_{DM}$ , también es posible utilizar  $\epsilon Nd$  en relación al CHUR, pero en este caso, se necesita deducir una edad a la cual este factor está siendo calculado. El  $\epsilon Nd$  se vuelve una herramienta aún más poderosa cuando se asocia con el  $T_{DM}$ , ya que con este factor, se puede distinguir el origen de las rocas fuentes de los sedimentos. Cuando el  $\epsilon Nd$  es positivo, se relaciona a rocas originadas por la fusión mantélica del DM, mientras que el  $\epsilon Nd$  negativo refleja rocas procedentes de la fusión, retrabajamiento o contaminación cortical. Así, cuando existen dudas sobre dos rocas que tienen idénticos  $T_{DM}$ , y que podrían ser fuentes de detritos en una cuenca determinada, puede analizarse el  $\epsilon Nd$  para comprobar si hay alguna diferencia y discriminar las fuentes.

### F3.- MUESTRAS Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para el análisis de las edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  se utilizaron un total de 21 muestras, de las cuales, para el Grupo Ventana, cinco corresponden a la Formación Napostá (SVN034, SVN053, SVN054, SVN056 y SVN057), cinco para la Formación Providencia (SVP005, SVP006, SVP041, SVP048 y SVP049) y seis para la Formación Lolén (SVL004, SVL039, SVL036 y SVL042, SVL050 y SVL060), en tanto que para la Formación Sierra Grande se analizaron dos muestras procedentes del Miembro Polke (SGS022 y SGN033), para el sector del Yacimiento Ferrífero Sur y del Yacimiento Ferrífero Norte respectivamente, y se completó el estudio con tres muestras pertenecientes a la parte media a superior de la secuencia, correspondiente a Miembro San Carlos (SGS010, SGLF024 y SGE027). En la Tabla VI-7 se resume las características líticas y ubicación geográfica de cada muestra.

MUESTRA	UBICACIÓN GEOGRÁFICA	LITOLOGÍA	UNIDADES	
SGS010	S41°39'31.3"-W65°22'43.8"	Pelitas	FORMACIÓN SIERRA GRANDE	Miembro San Carlos
SGS022	S41°40'12.2"-W65°22'30.8"	Cuarcitas		Miembro Polke
SGLF024	S41°39'44.5"-W65°22'42.8"	Psamo-pelitas		Miembro San Carlos
SGE027	S41°39'47.2"-W65°19'51.9"	Pelitas		Miembro San Carlos
SGN033	S41°33'25.8"-W65°22'03.7"	Cuarcitas		Miembro Polke
SVN034	S38°04'35.9"-W62°00'08.2"	Cuarcitas	GRUPO VENTANA	Formación Napostá
SVN053	S38°04'17.0"-W62°01'17.0"	Cuarcitas		Formación Napostá
SVN054	S38°03'40.5"-W62°04'01.1"	Pelitas-arcillitas		Formación Napostá
SVN056	S38°03'40.6"-W62°04'01.2"	Cuarcitas		Formación Napostá
SVN057	S38°03'47.7"-W62°04'24.1"	Cuarcitas finas		Formación Napostá
SVP005	S38°04'26.7"-W61°58'51.5"	Cuarcitas finas a medias	GRUPO VENTANA	Formación Providencia
SVP006	S38°04'17.7"-W61°59'37.3"	Cuarcitas		Formación Providencia
SVP041	S38°01'29.5"-W62°00'53.1"	Cuarcitas		Formación Providencia
SVP048	S38°10'22.0"-W61°54'16.5"	Cuarcitas		Formación Providencia
SVP049	S38°10'20.5"-W61°54'23.8"	Cuarcitas finas		Formación Providencia
SVL004	S38°04'03.7"-W61°53'48.6"	Pasmita fina, vaque	GRUPO VENTANA	Formación Lolén
SVL036	S38°03'52.6"-W61°56'12.7"	Pelitas		Formación Lolén
SVL039	S38°03'43.9"-W61°56'13.6"	Areniscas finas, lutíticas con fisilidad		Formación Lolén
SVL042	S38°01'29.5"-W62°00'46.3"	Pelitas		Formación Lolén
SVL050	S38°10'14.0"-W61°54'11.1"	Psamitas finas		Formación Lolén
SVL060	S38°09'34.1"-W61°49'05.1"	Psamo-pelitas		Formación Lolén

**Tabla VI-7.-** Muestras analizadas por la metodología Sm-Nd, especificando coordenadas geográficas, tipos litológicos y unidades formacionales y miembros de cada secuencia.

Para la preparación de los materiales a analizar, se procedió a la trituration gruesa con una chancadora de mandíbulas (Figura IV-14a, en capítulo anterior) y posterior molienda fina con un molino de ágata (Figura VI-51). Las tareas de laboratorio fueron llevadas a cabo en el Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata y en Laboratorio de Geología Isotópica del Instituto de Geociencias de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, mientras que los análisis isotópicos Sm/Nd (roca total) fueron realizados en este último.

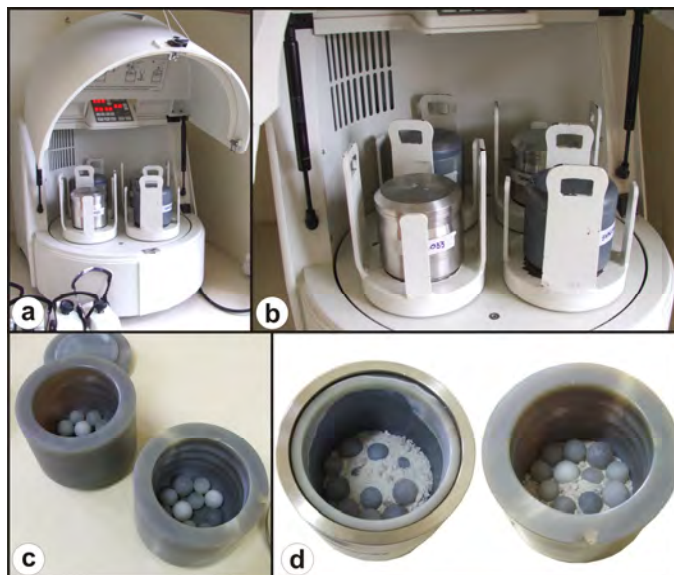


Figura VI-51.- a y b) Equipo de molienda utilizado en el Laboratorio de Geología Isotópica de la UFRGS para la preparación de las muestras. c y d) Molinos de ágata.

- **Técnica analítica**

En forma resumida la técnica analítica para la obtención de los isótopos de Sm y Nd consiste en cuatro etapas que se describe a continuación. Una descripción más detallada de la misma se encuentra en el Anexo. Cabe aclarar que el procedimiento para la obtención de los isótopos Sm-Nd requiere de la separación previa de los isótopos Rb-Sr que no han sido analizados y cuantificados en el presente trabajo de Tesis.

- 1) *Pesada de la muestra*
- 2) *Apertura*
- 3) *Separación química*
- 4) *Análisis mediante espectrometría de masas*

- 1) *Pesada de la muestra*

En esta primera etapa se procede al pesado de la muestra siguiendo un procedimiento específico y se le añade un trazador mixto (*spike*)  $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$  (RS1). La muestra y el *spike* es colocada en un recipiente llamado Savilex, previamente tarado.

Cabe aclarar, que en forma previa la metodología permite la separación de Rb y Sr

mediante por el uso de un trazador mixto de estos elementos ( $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$  - SR 5).

Luego de esta primera etapa se inicia el proceso de apertura de las muestras.

### 2) Apertura

En esta etapa, la muestra es atacada con ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y ácido fluorhídrico (HF) concentrados en el Savilex para homogenizar la muestra. El proceso continúa con el secado sobre una placa caliente y la adición de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y ácido fluorhídrico (HF) concentrado al residuo. El proceso de secado tiene una duración de tres días. Luego se homogeniza el residuo con ácido clorhídrico (HCl) y nuevamente se coloca sobre una placa caliente y se mantiene allí durante tres días. Finalmente, al residuo seco, se añaden ácido clorhídrico (HCl) para obtener la llamada 'solución de la muestra'. Esta solución se transfiere a un tubo de ensayo de plástico, y se centrifuga para separar los sólidos que hayan quedado.

### 3) Separación química

Esta etapa se divide en dos pasos: **A)** Recolección de las alícuotas de Rb, Sr y elementos de tierras raras (REE), **B)** Recolección de las alícuotas de Sm y Nd.

**A)** En este primer paso se utilizan columnas de separación de Rb-Sr que contiene una resina de intercambio catiónico AG-50W-X8 200-400 *mesh*. A las columnas con resina se la prepara mediante la adición de ácido clorhídrico (HCl). Luego se añade la muestra (preparada en la etapa 2) y se procede al "lavado de la muestra" mediante la incorporación sucesiva de ácido clorhídrico (HCl). Este procedimiento se denomina *elución* y tiene por objetivo la separación de los elementos absorbidos en la resina por medio del lavado progresivo, de esta manera, la solución obtenida (conteniendo los eluidos) se desechan. Luego de este proceso, se comienza a coleccionar las alícuotas de Rb en un Savilex a partir de la adición en las columnas de ácido clorhídrico (HCl). Finalmente, a la alícuota de Rb coleccionado se añaden ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ). El Savilex (alícuotas de Rb + ácido) se coloca en la placa caliente hasta desecación.

Posteriormente se podrá comenzar a recoleccionar la alícuotas de Sr mediante la adición de de ácido clorhídrico (HCl). Un vez coleccionado (alícuota de Sr + ácido) se agregan ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y se lleva a la plancha caliente para su secado.

En el último proceso de separación (REE), en las columnas se comienza a recoger la solución con la alícuota de REE mediante la adición de ácido clorhídrico (HCl) en las columnas y a la solución coleccionada se añaden ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y el recipiente Savilex (alícuota de REE + ácido) se lleva a secado.

**B)** El segundo paso de separación química se realiza en las columnas de Sm/Nd que contienen una resina aniónica LN-B50-A de 100 a 200 $\mu\text{m}$ . El proceso comienza cuando los Savilex donde se coleccionaron los elementos de las tierras raras (REE) se encuentran completamente secos. Se añaden ácido clorhídrico (HCl) al residuo, obteniéndose la llamada "solución de muestra de REE". Luego se añaden las soluciones de muestras de REE (del Savilex) y se coloca ácido clorhídrico (HCl) para la elución de las muestras. Luego de este proceso, comienza la recoleccion de la alícuota de Nd mediante la adición de ácido clorhídrico (HCl). En el Savilex que contiene la alícuota de Nd, se colocan ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y se inicia

el proceso de secado.

Para la separación de Sm se añade ácido clorhídrico (HCl) en las columnas. Luego comienza la recolección de la alícuota de Sm mediante la adición de ácido clorhídrico (HCl). En el Savilex que contiene esta alícuota se colocan ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>) y se lleva a secado en la placa caliente.

#### **4) Análisis mediante espectrometría de masas**

Después de la separación de fases química (es decir, pasos A y B) los Savilex que contienen las alícuotas de Rb, Sr, Sm y Nd secas por completo, son procesadas a través del Espectrómetro de Masas donde las proporciones isotópicas se determinaran en un equipo Micromass VG SECTOR 54 Multi-collector.

Los resultados obtenidos del análisis de Sm-Nd ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ), las edades modelo  $T_{\text{DM}}$  se calcularon utilizando el modelo de DePaolo (1981).

### **F4.- RESULTADOS DE LAS EDADES MODELO Sm-Nd (roca total)**

Las propiedades del sistema Sm-Nd permitieron comparar las edades modelo  $T_{\text{DM}}$  en roca total de las secuencias sedimentarias silicoclásticas de la parte media-superior del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén) con las edades modelos obtenidas para la Formación Sierra Grande, identificando los patrones que vinculan y caracterizan las fuentes sedimentarias que rellenaron la cuenca al momento de sedimentación de cada unidad.

Sobre la base del conocimiento previo, el intervalo estratigráfico para las tres unidades superiores del Grupo Ventana comprende el lapso Silúrico-Devónico medio, mientras que la Formación Sierra Grande queda limitada entre el Silúrico medio-superior a Devónico inferior. De esta forma, para los cálculos se toma un tiempo "t" de 425 Ma, 420 Ma, 400 Ma para cada una de las unidades de la parte media-superior del Grupo Ventana (de base a techo respectivamente) y 420 Ma para la Formación Sierra Grande. Los resultados del análisis isotópico Sm-Nd de cada unidad se muestran en la Tabla VI-8.



Unidad	Muestra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε(0)	f <sub>Sm/Nd</sub>	T <sub>DM</sub> (Ma)	ε(T <sub>DM</sub> )	T1 (Ga)	ε(T1)	
Grupo Ventana	Fm. Napostá	SVN 034	1,4870	7,4484	0,12072	0,51208	-10,89	-0,38	1576,5	4,39	0,425	-10,89
		SVN 053	0,4200	2,3847	0,10651	0,51214	-9,59	-0,46	1275,1	5,07	0,425	-9,59
		SVN-054	16,5688	85,7462	0,11685	0,51219	-8,77	-0,41	1343,9	4,91	0,425	-8,77
		SVN 056	0,3761	2,3679	0,09605	0,51213	-9,82	-0,51	1178,3	5,30	0,425	-9,82
		SVN 057	0,6133	3,2129	0,11542	0,51206	-11,27	-0,41	1522,2	4,50	0,425	-11,27
	Fm. Providencia	SVP-005	14,8490	82,8823	0,10833	0,51171	-18,02	-0,45	1922,2	3,65	0,42	-18,02
		SVP 006	0,4869	2,6884	0,10953	0,51213	-9,86	-0,44	1331,0	4,94	0,42	-9,86
		SVP 041	0,7213	3,9963	0,10915	0,51219	-8,67	-0,44	1238,5	5,16	0,42	-8,67
		SVP 048	0,7276	3,9620	0,11105	0,51167	-18,83	-0,43	2036,4	3,42	0,42	-18,83
	SVP 049	2,6505	14,4176	0,11117	0,51215	-9,49	-0,43	1324,6	4,96	0,42	-9,49	
	Fm. Lolén	SVL 004	5,5588	29,5789	0,11364	0,51216	-9,23	-0,42	1336,8	4,93	0,4	-9,23
		SVL-036	5,4203	21,9727	0,14917	0,51228	-6,94	-0,24	1791,5	3,92	0,4	-6,94
		SVL 039	4,6110	22,6546	0,12308	0,51208	-10,79	-0,37	1608,8	4,31	0,4	-10,79
		SVL 042	4,6170	23,0553	0,12109	0,51209	-10,60	-0,38	1558,9	4,43	0,4	-10,60
		SVL-050	25,8992	129,0223	0,12138	0,51189	-14,48	-0,38	1893,9	3,71	0,4	-14,48
SVL-060		3,8909	17,9514	0,13107	0,51210	-10,33	-0,33	1721,2	4,07	0,4	-10,33	
Fm. Sierra Grande	SGS010	6,7918	33,9940	0,12081	0,51221	-8,33	-0,39	1363,6	4,87	0,42	-8,33	
	SGS 022	0,9239	4,4571	0,12534	0,51225	-7,54	-0,36	1363,8	4,87	0,42	-7,54	
	SGFL024	14,9832	83,0859	0,10905	0,51170	-18,27	-0,45	1954,6	3,58	0,42	-18,27	
	SGE027	7,7476	38,8159	0,12070	0,51214	-9,69	-0,39	1475,8	4,61	0,42	-9,69	
	SGN 033	1,0241	5,3251	0,11630	0,51223	-7,88	-0,41	1265,9	5,10	0,42	-7,88	

Tabla VI-8.- Resultados analíticos Sm-Nd de las muestras analizadas en este trabajo.

• **Grupo Ventana**

**Formación Napostá** (t = 425 Ma): registra edades modelo T<sub>DM</sub> entre 1,18-1,58 Ga (Mesoproterozoico superior a Mesoproterozoico inferior) y εNd(t) que quedan comprendidos entre -7,88 y -11,27 (Figura VI-52).

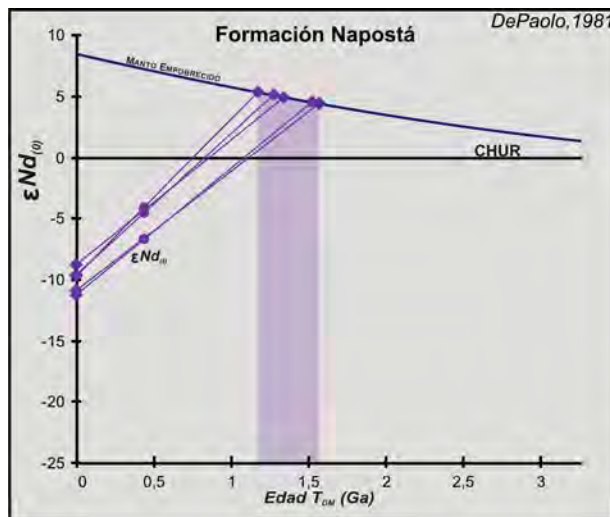


Figura VI-52.- Diagramas de evolución del Nd para las rocas de la Formación Napostá.

**Formación Providencia** (t = 420 Ma): registra valores T<sub>DM</sub> que comprenden el lapso 1,24 a 2,04 Ga (Mesoproterozoico medio a Paleoproterozoico medio) con εNd(t) que se encuentran en el rango de -8,67 a -18,83 (Figura VI-53).

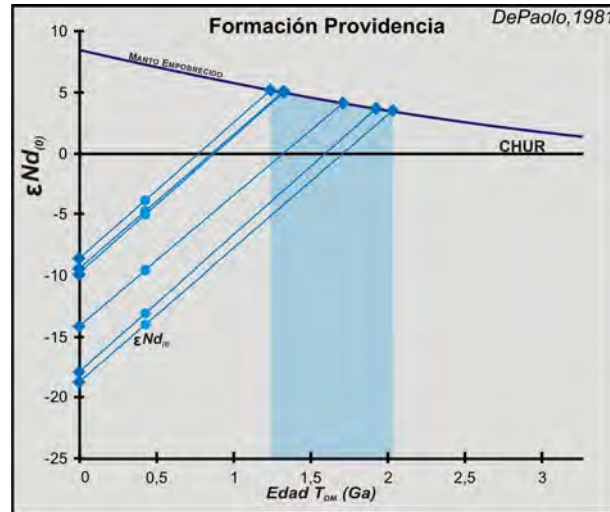


Figura VI-53-. Diagramas de evolución del Nd para las rocas de la Formación Providencia.

*Formación Lolén* ( $t = 400$  Ma): los valores  $T_{DM}$  han resultado del orden de 1,34 a 1,89 Ga (Mesoproterozoico medio a Paleoproterozoico temprano) con valores negativos de  $\epsilon Nd(t)$  que abarcan desde -6,94 a -14,49 (Figura VI-54).

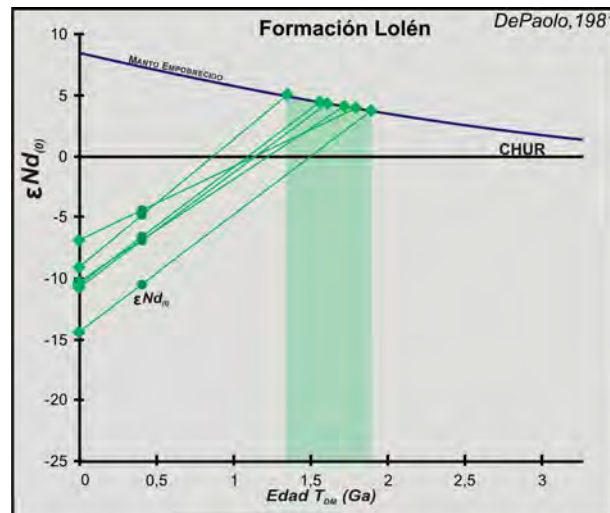


Figura VI-54-. Diagramas de evolución del Nd para las rocas de la Formación Lolén.

- **Formación Sierra Grande**

Para las muestras de la Formación Sierra Grande ( $t = 420$  Ma) los análisis arrojaron edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  comprendidos entre 1,27 a 1,95 Ga (Mesoproterozoico medio a Paleoproterozoico medio) y valores de  $\epsilon Nd(t)$  del orden de -7,54 a -18,27 (Figura VI-55).

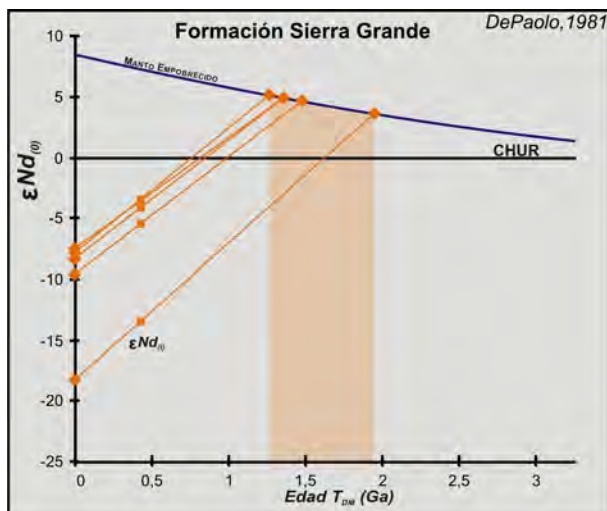
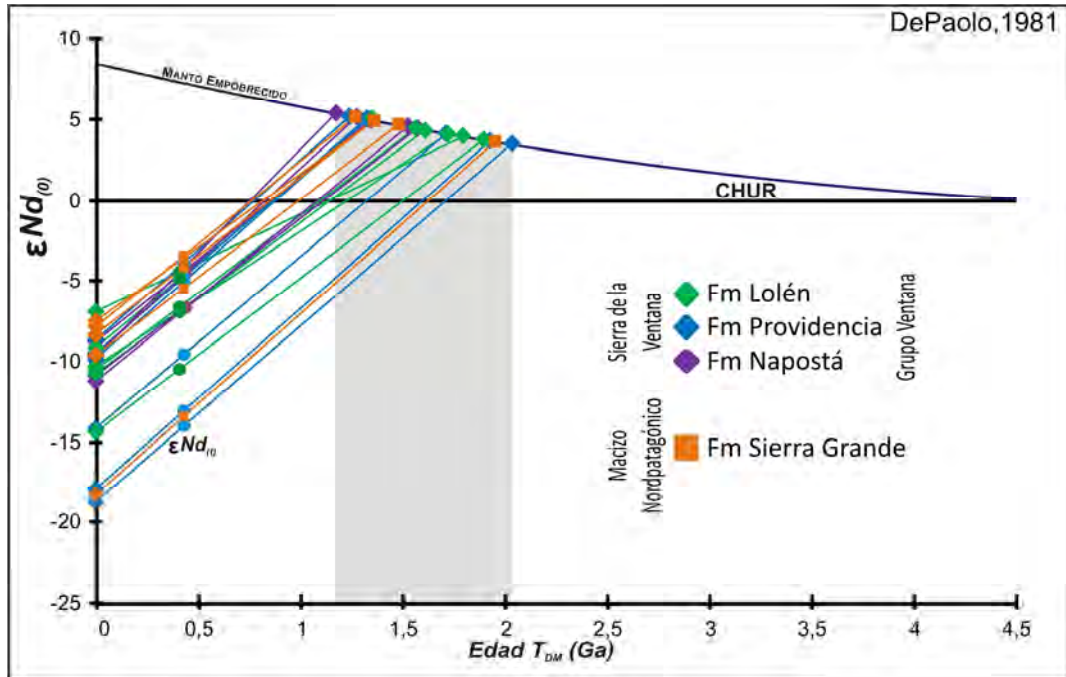


Figura VI-55-. Diagramas de evolución del Nd para las rocas de la Formación Sierra Grande.

## F5.- DISCUSIÓN

Para el Grupo Ventana se puede observar un cambio en las edades modelos  $T_{DM}$  entre la Formación Napostá y las unidades suprayacentes, como resultado de una variación de las fuentes que rellenaban la cuenca, aunque siempre de carácter cortical. En este caso se restringen las edades al lapso Mesoproterozoico superior a Mesoproterozoico inferior, mientras que para las secuencias correspondientes a la sección media a superior (Formaciones Providencia y Lolén) las edades modelo  $T_{DM}$  resultan ser similares, abarcando desde el Mesoproterozoico medio al Paleoproterozoico medio a temprano y registrando los máximos valores de  $\epsilon Nd(t)$  negativos, por tanto, su fuerte vinculación a fuentes corticales.

Un análisis global de todas las muestras para ambas regiones, revela que las edades modelos  $T_{DM}$  obtenidas comprenden el rango entre el Mesoproterozoico superior a Paleoproterozoico medio, expresando el espectro promedio de las edades modelo de las rocas fuente (Figura VI-56). De su comparación se desprende que comparten una similar herencia de las fuentes aportadas a los depocentros, aunque ciertas características particulares diferencian a las muestras de la Formación Napostá donde se observa la ausencia de aportes detríticos antiguos que se traduzcan en edades  $T_{DM}$  mayores a 1,60Ga. Para el caso de las muestras de la Formación Lolén si bien el rango de edades  $T_{DM}$  se encuentra algo constreñido, queda incluido dentro de la fracción de edades que conforman el "promedio general" de las edades  $T_{DM}$  de los detritos que rellenaban la cuenca. Cabe resaltar que para la Formación Providencia y la Formación Sierra Grande sus resultados guardan una estrecha correlación, pudiéndose interpretar que ambas unidades han compartido aportes detríticos de características similares en el mismo lapso de sedimentación. Estas conclusiones son coherentes con los resultados U-Pb (LA-ICP-MS y SHRIMP) obtenidos en circones detríticos para ambas regiones, registrando patrones de procedencia semejantes.



**Figura VI-56.-** Diagrama de  $\epsilon Nd(t)$  vs. Edad  $T_{DM}$  según DePaolo (1981) para las unidades del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén) y la Formación Sierra Grande. Se destaca con franja gris el intervalo de edades  $T_{DM}$  obtenidas.

## VII.- ÁREAS DE PROCEDENCIA Y CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

### A.- INTRODUCCIÓN

Sobre la base de la presentación en los capítulos precedentes, en esta sección de la tesis doctoral, se realizará una interpretación de las probables áreas fuente de sedimentos que actuaron en el relleno de las cuencas del Silúrico-Devónico para la región de Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro) y Sierra de la Ventana (provincia de Buenos Aires). Para tal fin, fue esencial la discusión de los resultados obtenidos a partir de las distintas metodologías aplicadas en el estudio de las sucesiones sedimentarias analizadas (Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana), tales como: petrografía; estudio de minerales pesados (morfología y tipología de circones detríticos); geoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios y traza; estudio de las relaciones isotópicas Sm-Nd en roca total y el análisis de isótopos de U-Pb y Lu-Hf en circones detríticos. Estas dos últimas metodologías brindan de manera confiable la información necesaria para determinar y caracterizar la procedencia sedimentaria de las secuencias silicoclásticas. Por tal motivo, como eje principal del capítulo, las edades isotópicas obtenidas a partir de circones detríticos se organizaron en función de los ciclos orogénicos registrados, quedando así identificadas las edades de las principales fuentes que contribuyeron activamente en el aporte sedimentario. No obstante, la representatividad de las diferentes edades están controlada por diversos factores, por lo que resultó necesario realizar un análisis detallado de las variables que potencialmente influyen en el relleno de la cuenca, como son: el mayor o menor grado de exposición de las áreas de aporte, proximidad a la cuenca, paleocorrientes y propiedades litológicas de los materiales erodados, entre otras.

Cabe mencionar, que los estudios previos que aportaron información acerca de las paleocorrientes dominantes para esta región y cuencas vinculadas (Reinoso, 1968; Spalletti, 1993; Johnson *et al.*, 2006 y referencias allí) resultaron esenciales para entender la dinámica de sedimentación de estas cuencas, como así también, los trabajos realizados por diversos autores referentes a interpretar la procedencia sedimentaria de unidades equivalentes para el ámbito gondwánico.

Por otro lado, como se ha detallado en el Capítulo IV, el estudio de las morfologías de los circones ha revelado que las propiedades de los cristales se encuentran íntimamente relacionadas con sus historias de transporte y deposición, y éstas, en muchos casos, con las edades radiométricas obtenidas. Así, es común observar circones muy redondeados, que han sufrido sucesivas etapas de reciclaje, correspondiendo a núcleos antiguos. Asimismo, las edades más jóvenes obtenidas, comúnmente derivan de circones con morfologías cristalinas muy bien preservadas, sugiriendo escaso transporte previo a su deposición final, lo cual permite en este caso, establecer la edad máxima de sedimentación de las secuencias.

De esta manera, teniendo en cuenta la potencialidad interpretativa de las diferentes metodologías, se discuten a partir de la información obtenida para cada unidad, los diferentes aspectos que contribuirán a arribar con el mayor grado de certeza posible a la determinación

de la procedencia sedimentaria. Asimismo, la evaluación de los resultados conducirá a la discusión de modelos paleogeográficos tendientes a explicar cuáles fueron los eventos ocurridos que condujeron al desarrollo y colmatación de las cuencas, permitiendo establecer comparaciones y su posible correlación con secuencias equivalentes en otras cuencas de la región gondwánica occidental.

## **B.- CICLOS OROGÉNICOS REGISTRADOS**

### **B1.- SUNSÁS o “GRENVILLIANO”**

La faja orogénica Sunsás se extiende temporalmente desde los 1050 Ma a 1100 Ma, siendo el resultado de la fusión de diferentes terrenos entre Laurentia y el actual margen occidental de Amazonia y Pampia durante la conformación del supercontinente de Rodinia. Los escenarios más favorables interpretan la existencia de un bloque intermedio, como el terreno Arequipa-Antofalla, con la generación de un arco magmático presente aproximadamente a unos 300 km de la trinchera (Loewy *et al.*, 2004). Algunos autores proponen la presencia de un terreno intermedio, tal como el bloque Paragua entre Amazonia y Arequipa-Antofalla (Boger *et al.*, 2005), mientras que otros sitúan a Amazonia en una posición diferente en relación con Laurentia (Cawood *et al.*, 2006, Tohver *et al.*, 2006). Por otro lado, Tosdal (1996) establece que el terreno de Arequipa-Antofalla corresponde a un terreno para-autóctono derivado de Amazonia, mientras que Loewy *et al.*, (2004) basado en datos geocronológicos U-Pb consideró que Arequipa-Antofalla era un terreno alóctono debido a los diferentes patrones de edad entre ambos bloques cratónicos. La presencia de fragmentos de basamentos aislados con firmas grenvillianas en los Andes entre Colombia y Patagonia, favorece el modelo donde diferentes bloques independientes fueron acrecionados entre los dos continentes durante el ensamble de Rodinia (Ramos y Keppie, 1999, Cordani *et al.*, 2005, Cawood *et al.*, 2007a, Fuck *et al.*, 2008; Ramos, 2008, 2009). El acoplamiento de estos terrenos se produjo durante la orogenia Sunsás hace aproximadamente 1,05 Ga (Loewy *et al.*, 2004) como lo evidencia de la actividad ígnea juvenil y el metamorfismo en el terreno Arequipa-Antofalla. No obstante, aún no está claro cómo se produjo este acoplamiento al cratón de Amazonía. Asimismo, estas edades grenvillianas (faja orogénica Sunsás), en el margen sudoeste del cratón amazónico, componen el cinturón Namaqua-Natal en el margen sur del cratón de Kaapvaal, caracterizados por relaciones isotópicas de bajo Pb.

En los Andes orientales de Colombia, el cinturón Sunsás se encuentra representado por dominios metamórficos de alto grado de ca. 1,0-1,1 Ga expuestos de manera discontinua a lo largo del segmento oriental de la cadena. En la Cordillera Oriental del Perú y Ecuador, estudios recientes sobre la evolución magmática y la procedencia de los complejos metamórficos paleozoicos han demostrado que derivan de regiones fuentes las cuales presentan un importante componente cortical grenvilliano (Chew *et al.*, 2007a, b, 2008; Cardona *et al.*, 2009; Mišković *et al.*, 2009). Asimismo, Cardona *et al.* (2010) aportaron nuevos datos U-

Pb de un paragneis del macizo de Santa Marta en el norte de Colombia y meta-sedimentos paleozoicos del segmento norte de la Cordillera Oriental del Perú, los cuales muestran la existencia de una importante fuente del Mesoproterozoico, con picos edades de 1025 Ma, 1235 Ma y 1315 Ma para el norte de Colombia y 970 Ma, 1060 Ma, 1210 Ma y 1480 Ma para las meta-sedimentitas de Perú.

En el noroeste Argentino, la cuenca de Puncoviscana en el borde cratónico del Pampia se encuentra desarrollada sobre un basamento desconocido, aunque los estudios U-Pb en circones detríticos indican una procedencia desde una fuente grenvilliana (Adams *et al.*, 2007). Asimismo, los estudios de paleocorrientes y las edades obtenidas por Jêzek (1990), muestran la presencia de un basamento Grenvilliano en la parte oriental de la cuenca. De esta forma, Ramos (2008) expresa que el basamento Proterozoico Medio del lado occidental del bloque cratónico Pampia interactúa con el terreno alóctono de Antofalla, concluyendo que es probable que el basamento de Arequipa-Antofalla haya colisionado contra Amazonia y Pampia, fusionándose aproximadamente en el Mesoproterozoico.

Hacia el sur, en el terreno compuesto de Cuyania se reconoce un basamento Mesoproterozoico (Grenvilliano) en la Sierra de Pie de Palo, en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas de la provincia de San Juan (Dalla Salda *et al.*, 1992b; Varela y Dalla Salda, 1992; Ramos *et al.*, 1993; McDonough *et al.*, 1993), correlacionable con los registros U-Pb obtenidos en circones de xenolitos de corteza de rocas metamórficas alojados en dacitas miocenas de la Precordillera (1100 Ma), permitiendo vincular ambos basamentos cristalinos (Mahlburg Kay *et al.*, 1996). Asimismo, edades similares se encuentran en pequeños afloramientos en el sur de Mendoza, en el Bloque de San Rafael (Ponón Trehué) (Bordonaro *et al.*, 1996.), incluyendo la Formación Cerro La Ventana (Cingolani *et al.*, 2005) y en la provincia de La Pampa, en los Bloques de Las Matras (Cerros San Jorge y Rogazziano) y Chadileuvú (Melchor *et al.*, 1999; Sato *et al.*, 2000, 2004).

Por otro lado, registros de un probable basamento Mesoproterozoico se reconocen en la región de Cordillera Frontal de Argentina y Chile, como parte del propuesto terreno Chilenia (Ramos *et al.*, 1984, 1986). De esta manera, en la región del Cordón del Portillo, suroeste de Mendoza, se menciona la presencia del Gneis Las Yaretas, del cual Ramos y Basei (1997) obtuvieron dos edades U-Pb convencional de  $1081 \pm 45$  Ma y  $1069 \pm 36$  Ma, proponiendo un origen Lauréntico (Grenvilliano). No obstante, López de Azarevich *et al.* (2009) interpretan que el Gneis Las Yaretas constituye trozos del basamento de Cuyania que fueron tectónicamente incorporados en la subducción del prisma de acreción (Complejo Guarguaraz, Massonne y Calderón, 2008; Willner *et al.*, 2011) que se desarrolló durante el Devónico (ca. 390Ma) a lo largo del margen oriental del terreno Chilenia.

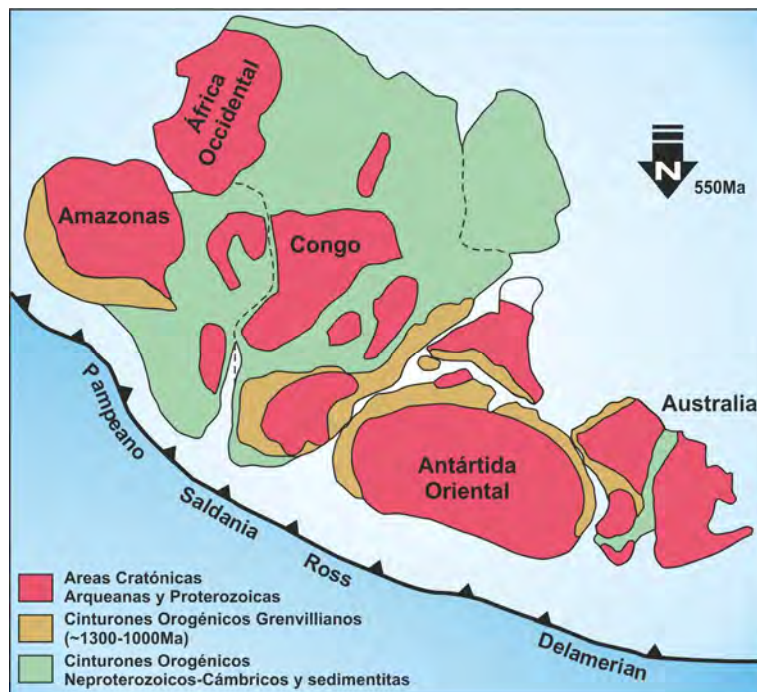
Finalmente, datos geocronológicos de circones indican que las edades grenvillianas son comunes tanto en Sierras Pampeanas Occidentales como Orientales de Argentina (Sims *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2005; McClelland *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2005b, c). Además, areniscas neoproterozoicas presentes en el cratón Río de la Plata tienen una cantidad significativa de circones detríticos de edades mesoproterozoicas, con rangos que varían entre

1600 Ma-1000 Ma, hallados también en areniscas de la Precordillera y que indica la presencia de basamento de esa edad en el cratón del Río de la Plata (Finney *et al.*, 2006; Gaucher *et al.*, 2006).

## B2.- CICLO PAMPEANO-BRASILIANO

El ciclo orogénico Pampeano se registra desde el norte hasta el suroeste de Argentina, abarcando las provincias morfoestructurales de la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas (Aceñolaza *et al.*, 1990, Toselli, 1990, Rapela, *et al.*, 1992, Kraemer *et al.*, 1995; Llambías *et al.*, 1998), siendo contemporáneo con el episodio Panafricano-Brasiliano (Miller y Söllner, 2005). Temporalmente queda comprendido entre los 550Ma a 515Ma (Söllner *et al.*, 2000), encontrándose vinculado a una etapa de subducción de litosfera oceánica durante el Cámbrico Temprano, con generación de un arco magmático, y la posterior colisión continental hacia el Cámbrico Tardío un terrenos paraautóctonos (Terreno Pampia, Ramos y Vujovich, 1993; y terreno Arequipa-Antofalla, Ramos, 1988). Luego de esta acreción ortogonal, el protomargen de Gondwana se desarrolla como un margen pasivo hasta el inicio del Ciclo Famatiniano, a los 499 Ma.

Por otro lado, este sistema orogénico de convergencia ha sido reconocido a lo largo del margen proto-Pacífico de Gondwana, vinculado a los orógenos neoproterozoicos-eopaleozoicos Pampeano (Sudamérica), Saldania (África), Ross (Antártida) y Delamerian (Australia) (Schwartz *et al.*, 2008 y referencias allí) (Figura VII-1).



**Figura VII-1.-** Esquema de reconstrucción paleogeográfica de Gondwana a los 550 Ma mostrando la inferida continuidad de los orógenos Pampeano, Saldania, Ross y Delamerian. (Modificado de Schwartz *et al.*, 2008)

En el norte de Argentina se encuentra representado por los depósitos turbidíticos de la Formación Puncoviscana, de edad proterozoica superior-cámbrica inferior, y por los granitoides



cámbricos intruidos durante esta orogenia (Bachmann *et al.*, 1987, Omarini *et al.*, 1999). Hacia el sur se reconocen unidades equivalentes a la Formación Puncoviscana en el borde occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba (metasedimentitas de bajo grado) y Sierras de Chepes y Ulapes (metamorfitas de medio a alto grado). Presentan edades por isócronas Rb-Sr de  $537\pm 9$  Ma y  $513\pm 31$  Ma y K-Ar en filosilicatos de  $517\pm 19$  Ma (Rapela *et al.*, 1998a; Pankhurst *et al.*, 1998), interpretadas como edades de metamorfismo, indicando una edad mínima para la sedimentación no inferior al Cámbrico medio. Por otro lado, las edades U-Pb obtenidas en los núcleos de circones, sugieren que la etapa de sedimentación del Ciclo Pampeano está restringida esencialmente al Neoproterozoico, 560-600 Ma (Sims, *et al.*, 1998, Rapela *et al.*, 1998a). Para esta misma región, se reconocen granitoides y ortogneises correspondientes al arco magmático calcoalcalino, cuyas edades están restringidas al Cámbrico Inferior ( $528\pm 1$  Ma y  $533\pm 2$  Ma, edades U-Pb sobre circón, Rapela *et al.*, 1998a).

Posteriormente, el margen subductivo del borde occidental de Gondwana evoluciona hacia un orógeno colisional, produciéndose el cierre de la cuenca de Puncoviscana y la acreción del terreno Antofalla, lo cual ocasiona un importante acortamiento, metamorfismo y la obducción de ofiolitas de tipo MORB. Este engrosamiento cortical provocó un intenso metamorfismo de los sedimentos de Puncoviscana, en condiciones de alta temperatura y presión media, generándose granitos anatécicos, migmatitas y gneises de alto grado.

En la región de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Rapela *et al.*, (2003) a través de dataciones U/Pb (SHRIMP), obtuvieron edades de cristalización de unidades específicas del basamento de Sierra de la Ventana, confirmando una edad neoproterozoica para granitos anatécicos ( $607\pm 4$  Ma) y Cámbrico Medio para granitos tipo I/A ( $531\pm 4$  Ma y  $524\pm 5$  Ma). Llambías *et al.*, (2003) reconocen una posible correlación del magmatismo del basamento de Sierra de la Ventana con los granitoides del norte de las Sierras de Córdoba, encontrando que en ambas regiones comparten una actividad magmática neoproterozoica que es sucedida por un segundo pulso ígneo volcánico-plutónico Cámbrico Temprano, aunque difieren en el carácter químico, dado que en las Sierras Norte de Córdoba los granitoides cámbricos son calcoalcalinos, mientras que en Sierra de la Ventana son peralcalinos de régimen extensional (Rapela *et al.*, 2003). De esta forma, se puede observar en la región de Sierra de la Ventana, que a las rocas graníticas que forman parte del primer pulso magmático Neoproterozoico, prosiguen los granitoides y riolitas de edad Cámbrico inferior (Rapela *et al.*, 2001; Rapela y Pankhurst, 2002).

Estos eventos ígneos corresponden a los ciclos orogénicos Pampeano-Brasiliano de América del Sur registrados más al norte, pudiendo ser considerados como producto del ensamblaje final del Gondwana. Estos eventos tectomagmáticos de edad cámbrica del basamento de Sierra de la Ventana se registran también en los Cinturones de Saldania y Gariiep en Sudáfrica, donde se reconocen también antiguos arcos volcánicos y orógenos colisionales (Scheepers, 1995; Da Silva *et al.*, 2000; Rozendaal, 1999).

Para la región norte de Patagonia, las unidades metasedimentarias de bajo grado El Jagüelito y Nahuel Niyeu registran una edad máxima de sedimentación de aproximadamente

535 Ma y 523 Ma, a partir de estudios U-Pb en circones detríticos (Pankhurst *et al.*, 2006; Naipauer *et al.*, 2010). Previamente, Chernicoff (1994) sobre la base de los datos de deformación, el metamorfismo y la actividad granítica datada entre 600 Ma y 650 Ma las había incluido dentro de este ciclo. Varela *et al.* (1997) sugieren la extensión del ciclo orogénico brasiliano en la Patagonia oriental al obtener edades U-Pb de  $526 \pm 15$  Ma en circones de los gneises de Mina Gonzalito. Por otro lado, Pankhurst *et al.* (2006) a partir del análisis U-Pb en circones detríticos para el Complejo Mina Gonzalito, revelan edades máximas de sedimentación de ca. 540 Ma (Cámbrico temprano) para esta unidad. Asimismo, Pankhurst *et al.* (2001) obtuvieron edades U-Pb del Gneis Mina Gonzalito, las cuales fueron interpretadas como un evento metamórfico de alto grado de alrededor de 470 Ma, contemporáneo con el Famatiniano del margen oeste de Gondwana. De esta manera, tanto el Gneis Mina Gonzalito y las Ectinitas El Jagüelito presentan sobreimpuesto un mismo metamorfismo regional famatiniano. Cabe señalar que las rocas de El Jagüelito tienen características comunes (e.j. trazas fósiles, litología, etapas deformativas, nivel de metamorfismo), con otras unidades al norte de la Patagonia, como las rocas descritas para en el Complejo Metamórfico Las Piedras en La Pampa (Tickyj *et al.*, 1999), la Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988), y de las Formaciones Aguaditas-Negro Peinado en el Famatina, Suncho en Catamarca y Puncoviscana en el Noroeste Argentino (Aceñolaza y Durand, 1986), lo cual ha sugerido que se originaron en un ambiente muy similar, siendo de esta manera correlacionables (González *et al.*, 2002).

Finalmente, el cierre del ciclo pampeano está marcado por un ambiente extensional durante el Cámbrico superior, que da lugar a la formación de nuevas cuencas sedimentarias.

### **B3.- CICLO FAMATINIANO**

El Ciclo Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1976) agrupa a una serie de eventos orogénicos desarrollados principalmente en el norte y centro de Argentina, ocurridos durante el intervalo entre los 490 a 400 Ma (Cámbrico Medio hasta el Devónico Medio a Tardío), con un pico de máxima expresión hacia los 460 Ma (Ordovícico Medio), pudiéndose extender, para algunos autores, hasta el Carbonífero Temprano. Durante este lapso tres regiones diferentes fueron afectadas: Noroeste Argentino (Altiplano de la Puna y Cordillera Oriental), Precordillera-Sierras Pampeanas y Patagonia, las cuales tuvieron una evolución particular.

Estos eventos son el resultado de la amalgamación de una serie de terrenos en el margen occidental de Gondwana. Algunos de estos terrenos son de naturaleza exótica o alóctonos (Terreno Cuyania o Precordillera, derivado de Laurentia) y otros para-autóctonos, los cuales generaron una serie de rasgos tectono-magmáticos, estratigráficos y estructurales que permitieron definir la extensión y magnitud del ciclo Famatiniano (Ramos, 2008, 2009 y referencias allí). Como rasgo distintivo, se identifica el desarrollo de secuencias ofiolíticas presentes de manera discontinuas en fajas aproximadamente norte-sur, que dan cuenta de la presencia de una cuenca oceánica de margen pasivo. Del mismo modo, existe una amplia distribución de rocas de arco de composición calco-alkalina ubicadas en el interior continental,

a más de 500km del arco magmático actual, evidenciando la intensa actividad desarrollada durante la evolución del margen proto-Pacífico.

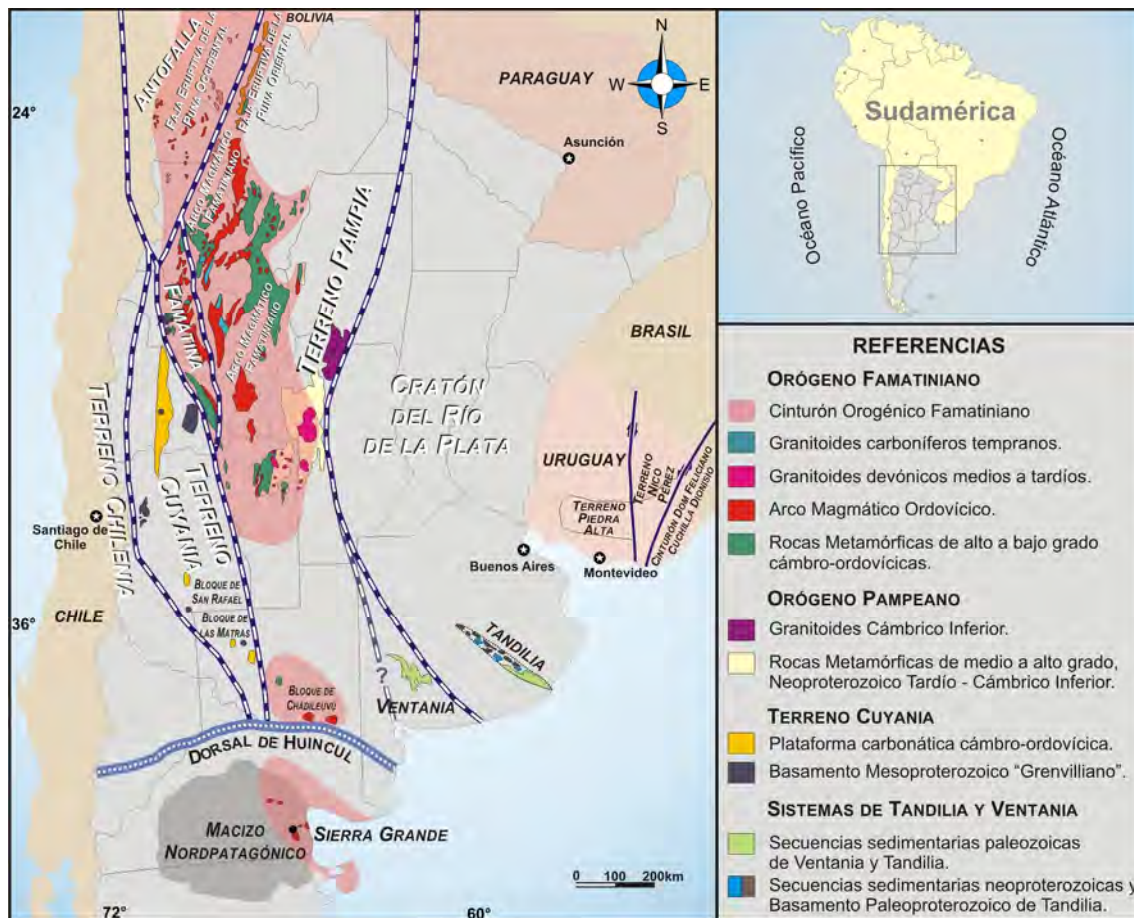
En el Altiplano de la Puna, Noroeste Argentino, se generaron dos arcos magmáticos conocidos como *Faja Eruptiva de la Puna Occidental* y *Faja Eruptiva de la Puna Oriental*, con *stocks* graníticos y vulcanitas ordovícicas, ligados a fuertes eventos deformacionales, para los cuales se han formulado diversas hipótesis y modelos tendientes a explicar sus orígenes (Ramos, 1988; Conti *et al.*, 1996; Coira *et al.*, 1999a y b, entre otros). Estos granitoides se encuentran vinculados hacia el sur con aquéllos presentes tanto en las Sierras Pampeanas Occidentales como Orientales, con edades que varían entre  $484\pm 5$  Ma- $465\pm 3$  Ma y  $499\pm 5$  Ma- $478\pm 8$  Ma respectivamente (Rapela *et al.*, 1998b; Pankhurst *et al.*, 2000). Asimismo, en el Sistema de Famatina, se presentan registros entre  $486\pm 8$  Ma- $468\pm 3$  Ma (Rapela *et al.*, 1999, 2001; Rubiolo *et al.*, 2002; Fanning *et al.*, 2004), producto de la acreción del terreno Cuyania o Precordillera, dando lugar a una deformación significativa en el Ordovícico Medio (ca. 460 Ma) (Astini *et al.*, 1995, 1996; Pankhurst *et al.*, 1998; Quenardelle y Ramos, 1999).

Sin duda el magmatismo Ordovícico resultó el evento magmático famatiniano más voluminoso desarrollado en el margen proto-andino de Gondwana, con una marcada representación en las Sierras Pampeanas. No obstante, recientemente Dahlquist *et al.* (2013) registran procesos magmáticos póstumos a estas fases, que son significativos, con la presencia de cuerpos intrusivos del Devónico Medio-Tardío producto de retrabajo de material supracortical en el antepaís y cuerpos magmáticos carboníferos tempranos 'tipo A', que son el resultado, en parte, del retrabajo de material supracortical en una región mayormente cratonizada, pero con la contribución variable de magmas juveniles.

En la región patagónica se encuentran evidencias del orógeno famatiniano en la provincia de La Pampa, al norte del Río Colorado (Bloque de Chadileuvú) y al noreste del Macizo Nordpatagónico en las proximidades de la localidad de Sierra Grande, donde se registran cuerpos intrusivos graníticos de edad ordovícica (ca. 476 Ma) (Tickyj *et al.*, 1999; Varela *et al.*, 1998; Pankhurst *et al.*, 2006). Al oeste y suroeste del Macizo Nordpatagónico se desarrolla una actividad magmática post-ordovícica correspondiente a las fases finales del evento famatiniano y comienzo del evento orogénico chánico, equivalentes a los registrados en regiones al norte de la Patagonia (Bloque de San Rafael, Precordillera y Sierras Pampeanas; Sims *et al.*, 1998), representados por cuerpos graníticos y tonalíticos que abarcan edades entre  $419\pm 27$  Ma a  $371\pm 4$  Ma (Silúrico Superior a Devónico Superior) (Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006), extendiéndose desde las proximidades de la ciudad de San Martín de los Andes hasta las cercanías de las localidades de Gastre y Colán Conhué. Por otro lado, en el Macizo del Deseado se reconocen granitoides en la localidad de Tres Hermanas cuyas dataciones U/Pb en circones arrojan edades entre 424 Ma a 472 Ma (Ordovícico medio a Silúrico) (Pankhurst *et al.*, 2003) y más jóvenes en rocas tonalíticas con edades entre 407 Ma y 402 Ma (Devónico Inferior) (Pankhurst *et al.*, 2003). Algunos autores proponen un modelo que involucra la colisión y amalgamamiento del Macizo del Deseado al margen sur del Macizo Nordpatagónico o Macizo de Somún Cura durante el ciclo Famatiniano, a través de una sutura

de rumbo noroeste presente en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge (Palma, 1989). Asimismo, Pankhurst *et al.* (2006) exponen que el Macizo del Deseado estuvo separado del suroeste de Gondwana desde el Cámbrico hasta el Carbonífero, con emplazamientos de granitos tipo-S en el Silúrico, y cuya colisión continental generó la deformación inicial del cinturón plegado Gondwánico, prolongándose hasta mediados del Pérmico. Un nuevo esquema es propuesto por Vorster (2013) para el conjunto Macizo del Deseado-Islas Malvinas, ubicándolo en una posición próxima al margen sur o suroriental de Sudáfrica, lo cual habría favorecido la contribución de aportes de circones silúricos a la cuenca del Cabo.

En la Figura VII-2 se esquematiza la distribución de las unidades ígneo-metamórficas famatinianas, principales rasgos geotectónicos y otras unidades de interés regional.



**Figura VII-2.-** Mapa esquemático regional mostrando la distribución de los principales intrusivos y complejos metamórficos famatinianos (Cámbrico Medio a Carbonífero Temprano), extensión de la orogenia famatiniana, terrenos tectónicos y rasgos destacables. Basado en Ramos (2009 y referencias allí); Varela *et al.* (2011b); Larrovere *et al.* (2012); Tohver *et al.* (2012); Dahlquist y Alasino (2012) y Dahlquist *et al.* (2013).

## C.- SINTESIS DE LAS PRINCIPALES FUENTES RECONOCIDAS

### C1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE

La secuencia de la Formación Sierra Grande registró edades que abarcan desde el Silúrico al Mesoarqueano, presentándose con diferentes frecuencias de representatividad en cada uno de los niveles analizados, comprendiendo los ciclos Famatiniano (Silúrico-Cámbrico

Medio), Pampeano-Brasiliano (Cámbrico Inferior-Neoproterozoico), Sunsás o “Grenvilliano” (Mesoproterozoico 3) y en escasa proporción, edades que dan cuenta de fuentes del Mesoproterozoico 1-2 y aquellas consideradas aquí como “cratónicas”, representadas por el Paleoproterozoico, Neoarqueano y Mesoarqueano, presentes de forma escasa pero constante en todos los niveles.

Así, el análisis detallado de las edades halladas para los miembros de la Formación Sierra Grande, muestra la existencia de cambios en las contribuciones detríticas para los diferentes niveles. Estas variaciones podrían estar indicando que las áreas de aportes se encontraron sujetas a probables eventos regionales que controlaron la sedimentación, como así también, cambios locales de las paleocorrientes. De esta manera, en los ítems siguientes se realiza una caracterización para cada miembro en función de los registros obtenidos.

La Tabla VII-1 muestra las contribuciones de los componentes de cada ciclo expresados en porcentaje para el total de circones detríticos analizados.

CICLOS			FAMATNIANO				PAMPEANO-BRASILIANO		SUNSAS "GRENVILLIANO"			Mesoproterozoico			Paleo-prot.	Meso-arc.
MUESTRAS			Total circones	Sil	Ord.	Camb. Sup.	Camb. Med.	Epib. Int.	Meso-prot.	M2	M1					
Fm. SIERRA GRANDE	Mb. HERRADA	SGLM013 <sub>ICP</sub>	71		16.9%	2.8%	18.3%	12.7%	28.2%	18.3%	1.4%			1.4%		
		SGLM013 <sub>SHRIMP</sub>	48		20.8%	8.3%		18.7%	29.2%	16.7%				4.2%	2.1%	
	Mb. SAN CARLOS	SGLF025 <sub>ICP</sub>	53		1.9%	1.9%	1.9%	26.4%	52.8%	7.5%				5.7%	1.9%	
		SGS007 <sub>ICP</sub>	27	14.8%	14.8%	3.7%		3.7%	51.9%	7.4%				3.7%		
		SGS008 <sub>SHRIMP</sub>	52		30.8%	3.9%	9.6%	17.3%	23.1%	11.5%	1.9%			1.9%		
		SG-2009-12 <sub>ICP</sub>	23		17.5%			17.5%	39.3%	13.0%		8.3%		4.4%		
		SGPS017 <sub>ICP</sub>	72	1.4%	16.7%	6.9%	6.9%	16.7%	34.7%	13.9%				1.4%	1.4%	
	Mb. POLKE	SGS022 <sub>ICP</sub>	28	3.6%	3.6%		7.1%		35.7%	35.7%	3.6%			10.7%		
		SG-2009-11 <sub>ICP</sub>	48	2.1%	14.6%	2.1%	6.3%	8.3%	31.3%	12.5%	10.4%			8.3%		4.1%

**Tabla VII-1.-** Registros de los circones detríticos analizados para los diferentes niveles de cada miembro de la Formación Sierra Grande, mostrando la participación de cada componente en los ciclos orogénicos determinados y expresando sus contenidos en porcentaje.

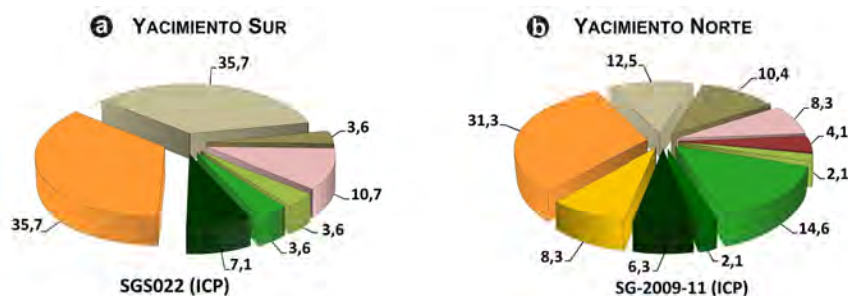
### C1a.- Miembro Polke

Se caracterizó por presentar una composición marcadamente diferente a los miembros suprayacentes. No obstante, las muestras seleccionadas para el análisis de procedencia (Yacimiento Sur, SGS022 y Yacimiento Norte, SG-2009-11) también presentaron ciertas diferencias entre ambas localidades. En el primer caso, se observó una homogénea composición cuarcítica, con mayor selección granulométrica (arenosa a sabulítica) y escasa madurez textural, como así también, la presencia esporádica de concentraciones ferruginosas. Para el caso de la muestra derivada del sector del Yacimiento Norte, presentó una mayor inmadurez composicional, granulométrica y textural, con secuencias gruesas, conglomerádicas y mayor contenido de óxidos ferruginosos, tanto en la matriz o como relleno de espacios intersticiales.

Asimismo, estas variaciones se vieron reflejadas en los registros de edades U-Pb en circones detríticos, donde también muestran composiciones con características particulares para cada región, hecho que será posteriormente discutido. De esta manera, estas diferencias permiten inferir ambientes de sedimentación y/o fuentes de aportes que actuaron en forma independiente para cada sector, pero siendo interpretadas como facies de *synrift* en el inicio de

relleno de la cuenca.

Los gráficos de torta de la Figura VII-3 a y b muestran la proporción de cada componente de los ciclos orogénicos presentes para las muestras analizadas del Miembro Polke en los Yacimiento Sur y Norte.



**Figura VII-3.-** Gráficos de torta representando los contenidos de cada componente de los ciclos orogénicos expresados en porcentaje, para las muestras analizadas del Miembro Polke. a) Yacimiento Sur y b) Yacimiento Norte.

- *Ciclo Famatiniano*

Para el Miembro Polke los registros vinculados a este ciclo orogénico comprendieron edades Cámbrico medio-superior, ordovícicas y silúricas. Así, el ciclo Famatiniano se encuentra representado entre un 15% a 25% del total de los resultados obtenidos para ambas muestras analizadas del Miembro Polke, con una mayor representatividad de los componentes ordovícicos en el caso de la muestra próxima al Yacimiento Norte (SG-2009-11, conglomerado basal) y Cámbrico Medio para la muestra del sector del Yacimiento Sur (SGS022). En ambos casos, aunque de manera exigua, se encuentran presentes granos de circones con edades silúricas inferiores-medias, los cuales marcan la edad máxima de sedimentación para el miembro y por ende, para la secuencia sedimentaria de la Formación Sierra Grande.

- *Ciclo Pampeano-Brasiliano*

Las edades correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano se encuentran representadas con contribuciones que superan el 35%, presentándose de manera conspicua el Neoproterozoico. Sin duda la notable participación de edades correspondientes a este ciclo se encuentra vinculada directamente con el sustrato sobre el cual se desarrolla esta unidad. No obstante, otras posibles contribuciones referidas a este intervalo y su interpretación serán discutidas más adelante.

- *Ciclo Sunsás o Grenvilliano*

Las contribuciones relacionadas a este ciclo se encuentran mejor representadas en el sector del Yacimiento Sur (SGS022), donde alcanza valores superiores al 35%. Hacia el sector del Yacimiento Norte (SG-2009-11), las edades grenvillianas aparecen con 12,5%, mientras que con semejante relevancia (10,4%) aparecen circones del Mesoproterozoico 2. En ambos casos la procedencia de edades que están caracterizando este ciclo se encuentra relacionada con aquellos basamentos que se hallaban expuestos y aportando materiales a estas cuencas. Un análisis detallado de estas posibles fuentes vinculadas a los basamentos grenvillianos y

mesoproterozoicos será ampliado en la sección de discusión de este capítulo.

- *Edades cratónicas*

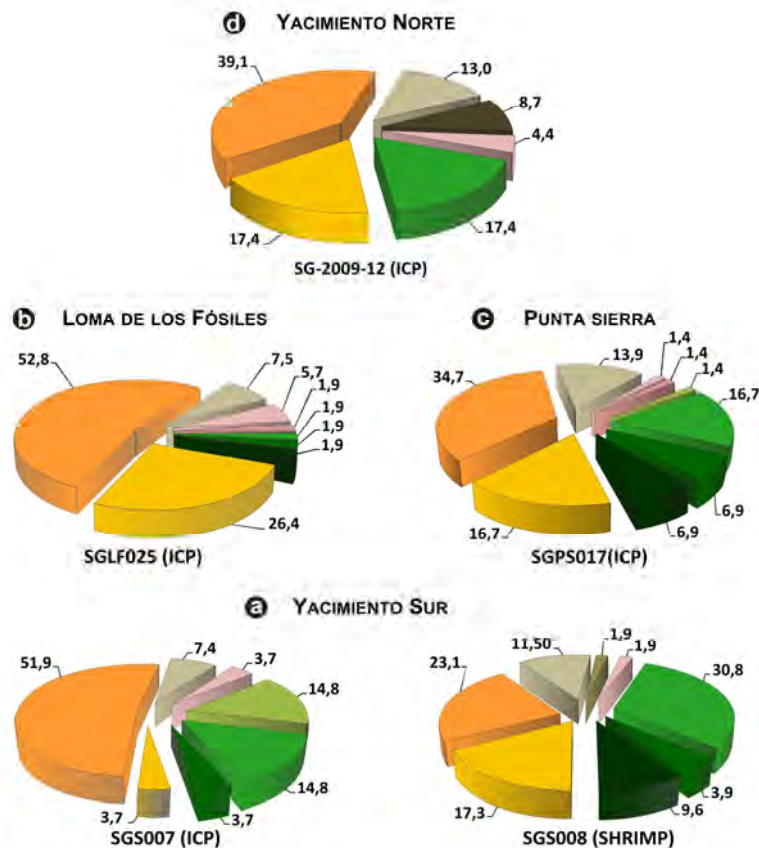
Comprenden aquellos circones que han registrado edades del Paleoproterozoico y Mesoarqueano. En las muestras referidas a este miembro los contenidos de cristales referidos a estas edades se presentaron con proporción mayor que los miembros suprayacentes, superando levemente un 10%. De esta manera, es posible interpretar que en las primeras etapas de relleno de la cuenca estos cratones mantenían cierta influencia en la contribución detrítica, menguando su participación hacia los miembros superiores de la secuencia. Estos granos habitualmente presentaron formas muy redondeadas, evidenciando un reciclado de los materiales.

### **C1b.- Miembro San Carlos**

La sección media de la Formación Sierra Grande se caracterizó por el notable aumento en los aportes detríticos de los ciclos Famatiniano y Pampeano-Brasiliano, mientras que el Mesoproterozoico (Sunsás o Grenvilliano) mantuvo similares tenores de participación que los encontrados en la unidad infrayacente. Por otro lado, las edades cratónicas solamente se encontraron presentes en forma aislada en la mayor parte de los niveles analizados, con alguna escasa participación de forma local como se podrá apreciar en la muestra procedente del sector próximo a Loma de los Fósiles (SGLF025), la cual también manifestó diferencias significativas con el resto de los niveles en cuanto a los ciclos reconocidos.

Analizando otros aspectos de esta unidad, se puede observar (como se mencionara anteriormente) que guarda importantes diferencias composicionales respecto al infrayacente Miembro Polke, hecho que se verá reflejado en la representatividad de los ciclos identificados. No obstante, presentan registros comunes en algunos de sus niveles, como ser la presencia de las edades más jóvenes reconocidas en la secuencia, que resultan de esta manera, un hecho significativo, ya que muestran una depositación continua entre ambos miembros. Por otro lado, si bien existen variaciones en los dominios de las modas para cada ciclo, éstas presentan ciertos nexos que serán discutidos en detalle más adelante.

En la Figura VII-4 a, b, c y d se representan mediante gráficos de torta los contenidos y proporción de cada componente de los ciclos orogénicos presentes en las muestras analizadas de los diferentes niveles del Miembro San Carlos.



**Figura VII-4.-** Gráficos de torta representando los contenidos de cada componente de los ciclos orogénicos expresados en porcentaje, para las muestras analizadas del Miembro San Carlos. **a)** niveles del Yacimiento Sur, **b)** nivel en Loma de los Fósiles, **c)** nivel en Punta Sierra y **d)** nivel en Yacimiento Norte.

- *Ciclo Famatiniano*

Las edades famatinianas se incrementan notablemente hacia la sección media de la secuencia, encontrándose niveles en los cuales los contenidos superan el 30%. De manera relevante, los circones ordovícicos constituyeron el componente principal dentro de este ciclo en casi todas las muestras analizadas, hallándose que particularmente para el sector del Yacimiento Norte (SG-2009-12), estas edades resultaron ser las únicas presentes como registro famatiniano con un 17,5%. Por otra parte, en niveles transicionales entre los Miembros Polke y San Carlos, propios de un ambiente de sedimentación restringida, con facies psamopelíticas a pelíticas (grauváquica), próximas a niveles de tipo *firmground* con abundante contenido fosilífero (Loma de los Fósiles, SGLF025), se pudo observar el registro, de manera muy pobre (poco menos de un 6%), de edades comprendidas entre el Cámbrico Medio a Ordovícico. Finalmente, tanto en la región del Yacimiento Sur (SGS007) como en el sector de Punta Sierra (SGPS017), se obtuvieron circones con edades silúricas inferiores, que son coincidentes con las encontradas en la base de la secuencia para el Miembro Polke, definiendo así la edad máxima de sedimentación para la unidad.

- *Ciclo Pampeano-Brasíliano*

La participación de edades referidas a este ciclo resultaron ser importantes, con



porcentajes que oscilan entre 40,4% a 79,2%, representando de esta manera la moda principal para el Miembro San Carlos. Asimismo, en una discriminación más detallada de las edades, es posible observar que las contribuciones de fuentes neoproterozoicas resultaron ser más relevantes, distinguiéndose para los niveles del sector de Yacimiento Sur (SGS007) y Loma de los Fósiles (SGLF025) que los registros superaron el 50%. De igual forma, las edades cámbricas inferiores presentaron importantes tenores, variando aproximadamente entre un 17% a 26%, con un solo valor exiguo encontrado para un nivel del Yacimiento Sur (SGS007) que solo alcanzó un 3,7%.

- *Ciclo Sunsás o Grenvilliano*

El ciclo Grenvilliano para los niveles correspondientes a este miembro, se encuentra representado en forma moderada, siendo comúnmente algo mayor al 7% para los niveles vinculados a la región del Yacimiento Sur y Loma de los Fósiles, y casi el 14% para el sector del Yacimiento Norte y Punta Sierra.

Por otro lado, se identificaron edades correspondientes a fuentes mesoproterozoicas 2 y 1, lo cual evidencia la participación esporádica de circones heredados o reciclados provenientes de basamentos más antiguos.

- *Edades cratónicas*

El contenido de circones de fuentes cratónicas para esta sección de la secuencia es pobre, pero constante en todos los niveles analizados, abarcando los intervalos de edades paleoproterozoicas en forma más frecuente variando entre 1,4% y 5,7% y neoarqueanas en las muestras estudiadas del sector de Punta Sierra y Loma de los Fósiles, las cuales tuvieron una contribución no mayor al 2%.

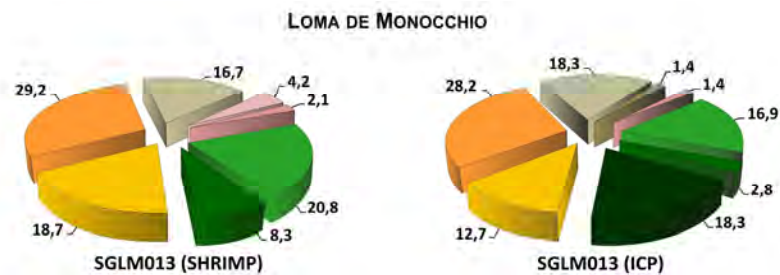
El registro de estas edades podría deberse a materiales reciclados o fuentes muy lejanas cuyos circones reflejan complejas e indescifrables historias de transporte previamente a su depositación final.

### **C1c.- Miembro Herrada**

La parte superior de la secuencia, en la sección de Loma de Monochio, refleja un comportamiento similar a la sección media en cuanto a las características de los aportes detríticos, identificándose al ciclo Pampeano-Brasiliano como principal fuente, registrándose contenidos que varían entre un 40% a 50%. Por otro lado, las contribuciones que caracterizan al ciclo Famatiniano tuvieron una representatividad de algo más del 30%, mientras que las edades grenvillianas (Sunsás) mostraron una mayor participación en relación al contenido promedio de los miembros infrayacentes. Finalmente, las edades cratónicas (Paleoproterozoico y Neoarqueno) aparecieron representadas de igual forma que para el Miembro San Carlos.

En los gráficos de torta de la Figura VII-5 se muestra los resultados obtenidos de la muestra analizada del Miembro Herrada, en la región de Loma de Monochio, a partir de las metodologías SHRIMP e ICP-LA-MS, representado los contenidos y la proporción de cada

componente de los ciclos orogénicos presentes.



**Figura VII-5.-** Gráficos de torta representando los contenidos de cada componente de los ciclos orogénicos presentes, expresados en porcentaje, para la muestra analizada del Miembro Herrada, en la localidad de Loma de Monocchio.

- *Ciclo Famatiniano*

El análisis de una muestra del Miembro Herrada por medio de las metodologías ICP-LA-MS y SHRIMP demostró la participación de componentes del ciclo Famatiniano que abarcó desde Cámbrico Medio a Ordovícico. Las edades cámbricas medias solamente se detectaron a partir de la metodología ICP-LA-MS en un 18% aproximadamente. El Cámbrico Superior se registró entre un 3% a un 8% y el Ordovícico alcanzó los máximos registros con un 17% a 21% para cada caso. Estas diferencias registradas para una misma muestra pueden ser atribuidas probablemente a la sensibilidad de cada método aplicado, quedando demostrado que tales diferencias no son significativas si tenemos en cuenta los aspectos generales de los resultados obtenidos.

- *Ciclo Pampeano-Brasiliano*

De igual forma que en el caso anterior, los registros vinculados al ciclo Pampeano-Brasiliano no mostraron diferencias importantes entre los resultados obtenidos en la muestra analizada por ambas metodologías, destacándose a el Neoproterozoico con cerca del 30% de representatividad como aporte principal y el Cámbrico Inferior en un rango entre 13% a 19%. Estos resultados son coincidentes con lo encontrado en el infrayacente Miembro San Carlos, donde el ciclo Pampeano-Brasiliano se caracterizó como fuente principal, aunque en este caso con tenores menores.

- *Ciclo Sunsás o Grenvilliano*

Las edades correspondientes a este ciclo tuvieron una participación mayor comparativamente con los miembros de la sección media e inferior. El Mesoproterozoico 3 (Sunsás o Grenville) se destacó con registros del 17% a 18%, mientras que solamente la muestra analizada con ICP-LA-MS manifestó la escasa presencia de circones del Mesoproterozoico 2 (1,4%). Este aumento en el registro de circones mesoproterozoicos puede deberse a una lenta exhumación de terrenos de edades grenvillianas que de a poco comenzaron a tener una mayor participación en el relleno de la cuenca.

- *Edades cratónicas*

Los circones de fuentes cratónicas encontrados corresponden a componentes del Paleoproterozoico y Neoarqueano. De igual forma que los miembros inferiores, estas edades no tuvieron demasiada relevancia en cuanto a la magnitud de sus registros, pero en todos los casos su presencia fue constante en toda la secuencia. Así, el Paleoproterozoico alcanzó algo más del 4%, mientras que las concentraciones de circones Neoarqueanos rondaron un 2% aproximadamente.

## C2.- GRUPO VENTANA

Litológica y petrográficamente se ha descripto la similitud existente entre las unidades cuarcíticas del Grupo Ventana respecto a la Formación Sierra Grande. Asimismo, los estudios morfológicos de circones resultan coincidentes en cuanto a los patrones encontrados en niveles de las formaciones Lolén y Sierra Grande. Por otro lado, los análisis U-Pb en circones detríticos de las unidades que integran la sección inferior/media a superior del Grupo Ventana (Formaciones Napostá, Providencia y Lolén) permiten realizar una correlación con los niveles estudiados de la Formación Sierra Grande, para intentar establecer la existencia o no de fuentes comunes en ambas regiones. De esta manera, se establece la representatividad que cada ciclo tuvo lugar en el relleno de la cuenca, siendo posible interpretar cómo fue la evolución de las regiones fuentes y su participación e incidencia en cada sección estudiada.

En la Tabla VII-2 se detallan los registros obtenidos del análisis de circones detríticos, expresando sus contribuciones en porcentaje.

CICLOS		FAMATINIANO					PAMPEANO-BRASILIANO		SUNASAS "GRENVILLIANO"			Mesoproterozoico			Paleo-arq.	Neo-arq.	Meso-arq.
MUESTRAS		Total circones	Díov.	Sil	Ord.	Cámb. Sup.	Cámb. Med.	Cámb. Inf.	Neo-prot.	M3	M2	M1	Paleo-arq.	Neo-arq.	Meso-arq.		
Fm. Lolén	SVL002 <small>SHRMP</small>	27	11.1%	3.7%	22.3%		3.7%		14.8%	18.5%	18.5%		3.7%	3.7%			
Fm. Providencia	SVP005 <small>ICP</small>	80			5.0%	8.8%	23.6%	15.0%	25.0%	11.2%	3.8%	2.5%	2.5%	1.3%	1.3%		
Fm. Napostá	SVN034 <small>ICP</small>	44		2.3%	27.3%	4.5%	2.3%	9.1%	15.9%	18.2%	13.6%		2.3%	4.5%			

**Tabla VII-2.-** Resultados obtenidos del análisis de circones detríticos en las muestras estudiadas de las formaciones Napostá, Providencia y Lolén, expresando sus contenidos en porcentaje y mostrando la participación de cada componente en los ciclos orogénicos presentes.

### C2a.- Formación Napostá

Esta unidad se caracterizó por la ocurrencia de componentes del ciclo Famatiniano y el Mesoproterozoico 2 y 3 como fuentes dominantes, alcanzando en el primer caso poco más del 35% y para el Mesoproterozoico en general aproximadamente un 32%. El ciclo Pampeano-Brasiliano tiene menor participación, completando un 25% de la muestra analizada. Finalmente, las edades cratónicas que se encuentran registradas comprenden el Paleoproterozoico y Neoarqueano, en proporciones muy exiguas.

El gráfico de torta de la Figura VII-6 muestra la proporción de cada componente encontrado para la muestra analizada de los niveles medios a superiores de la formación.



**Figura VII-6.-** Gráfico de torta de los contenidos (en porcentajes) de cada componente de los ciclos orogénicos presentes, para la muestra analizada de la Formación Napostá.

- *Ciclo Famatiniano*

El ciclo Famatiniano está constituido prácticamente por un conspicuo registro de circones de edades ordovícicas, alcanzando más del 27%, en tanto que el ciclo se completa con edades cámbricas medias (2%), cámbricas superiores (4%) y la presencia del Silúrico con poco más del 2%, considerándose esta última como la edad máxima de sedimentación de esta unidad. Las edades famatinianas presentes tienen una participación similar a lo encontrado para la secuencia de la Formación Sierra Grande.

- *Ciclo Pampeano-Brasiliano*

Los aportes del Cámbrico Inferior y Neoproterozoico que caracterizan al ciclo Pampeano-Brasiliano, tuvieron una moderada representatividad, con registros de aproximadamente un 9% para el Cámbrico Inferior y 16% para el Neoproterozoico. De esta forma, es posible interpretar que en el comienzo del relleno de la cuenca del Grupo Ventana las fuentes que contribuyeron con materiales detríticos pertenecientes a este ciclo, se encontraban bajo la influencia de condiciones de exposición distintas a las que actuaron posteriormente.

- *Ciclo Sunsás o Grenvilliano*

El Mesoproterozoico resultó ser una de las principales fuentes de aporte, con registros de circones pertenecientes al ciclo Sunsás o Grenvilliano como segunda moda dominante en esta unidad, con poco más del 18%, mientras que el Mesoproterozoico 2 alcanzó casi un 14%. La activa participación de estas edades hace pensar en regiones de esta naturaleza que se mantuvieron como fuentes de manera constante durante la evolución de esta cuenca.

- *Edades cratónicas*

La participación de circones con núcleos antiguos de edades paleoproterozoicas y neoarqueanas resultó un factor común en la secuencia del Grupo Ventana. En esta unidad los registros alcanzaron un 2,3% y 4,5% respectivamente.

### **C2b.- Formación Providencia**

La sección media del Grupo Ventana, se caracterizó por una mayor participación de

componentes detríticos del ciclo Pampeano-Brasiliano, el cual alcanzó un 40% de representatividad. El ciclo Famatiniano constituyó la moda secundaria, incluyendo circones con edades que comprenden al Cámbrico Medio-Superior y Ordovícico. Para el ciclo Grenvilliano y Mesoproterozoico 2 su participación se encuentra disminuida respecto a las unidades infra y suprayacente, apareciendo aquí componentes del Mesoproterozoico 1. Los núcleos de circones antiguos se encontraron representados por cristales que arrojaron edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas.

En la Figura VII-7 se grafica la proporción de cada componente encontrado para la muestra analizada de los niveles superiores de la Formación Providencia.



**Figura VII-7.-** Gráfico de torta de los contenidos de cada componente de los ciclos orogénicos presentes, para la muestra analizada de la Formación Providencia.

- *Ciclo Famatiniano*

El ciclo Famatiniano incluyó como elementos predominantes a los circones con edades cámbricas medias con casi un 24%, registrándose en menor proporción componentes del Cámbrico Superior (~9%) y Ordovícico (5%). Si bien en su conjunto el ciclo Famatiniano representó la moda secundaria para esta unidad, comparativamente con las formaciones que integran el Grupo Ventana, aquí no jugó un papel tan relevante, sobre todo en lo que respecta a las fuentes ordovícicas, evidenciando un cambio en la dinámica de los aportes vinculados probablemente con las características de los terrenos exhumados.

- *Ciclo Pampeano-Brasiliano*

El conjunto de edades vinculadas a este ciclo se caracterizaron por la presencia de circones detríticos que arrojaron edades cámbricas inferiores a neoproterozoicas, resultando ser los componentes dominantes de la secuencia. Observando en forma más detallada se puede apreciar que el Neoproterozoico constituyó la fuente con mayor participación (25%), mientras que el Cámbrico Inferior se encontró en forma subordinada (15%). A diferencia de las unidades infra y suprayacentes, aquí las fuentes que aportaron componentes del ciclo Pampeano-Brasiliano se encontraban expuestas en forma más favorable respecto a otros terrenos, de esta manera su participación en el relleno de la cuenca fue más relevante.

- *Ciclo Sunsás o Grenvilliano*

Para esta unidad, los circones mesoproterozoicos participaron en menor proporción respecto a la sección media y superior del Grupo Ventana, donde claramente constituyeron la

fuerza dominante. Aquí las edades grenvillianas continúan siendo el aporte principal con un poco más del 11%, en tanto que se registraron fuentes asignables al Mesoproterozoico 2 en un 4% aproximadamente y Mesoproterozoico 1 con un 2,5%.

- *Edades cratónicas*

Los circones correspondientes a edades cratónicas continuaron presentes con cristales que arrojaron edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas. Si bien estos registros son escasos, su constante presencia en la secuencia del Grupo Ventana resulta ser un dato característico, mostrando la permanente intervención de estos circones reciclados o heredados de terrenos antiguos.

### C2c.- Formación Lolén

Para la unidad superior del Grupo Ventana se observa un marcado cambio respecto a los componentes que participan en la colmatación de la cuenca. De esta manera se puede apreciar que si bien el ciclo Famatiniano vuelve a tener mayor relevancia con un 40% de participación, la naturaleza de sus contribuciones es algo diferente a las unidades inferiores del grupo, destacándose el aporte de circones correspondientes a los estadios finales del ciclo. Por otro lado, el Mesoproterozoico 3 (Grenvilliano) y 2 vuelven a jugar un rol importante, aportando cerca de un 17% cada uno, convirtiéndose en la moda secundaria. Respecto a los elementos que caracterizan al ciclo Pampeano-Brasiliano, éstos muestran un cambio sustancial dado que solo se presentan registros de circones con edades neoproterozoicas con una escasa participación comparativamente con las unidades infrayacentes. Las edades cratónicas están representadas por escasos circones con edades paleoproterozoicas y neoarqueanas.

En la representación gráfica de la Figura VII-8 se detalla la proporción de cada componente encontrado para la muestra analizada de los niveles superiores de esta unidad.



**Figura VII-8.-** Gráfico de torta de los contenidos de cada componente de los ciclos orogénicos presentes, para la muestra analizada de la Formación Lolén.

- *Ciclo Famatiniano*

Como se mencionara anteriormente, los registros correspondientes al ciclo Famatiniano se destacaron como fuente principal, con la particularidad que los circones derivados de fuentes ordovícicas nuevamente participan en forma significativa (22%), completándose los elementos que componen este ciclo, con cristales que arrojaron edades cámbricas medias (~4%), apareciendo además circones silúricos (~4%) y devónicos (11%). Finalmente, cabe

mencionar el registro de dos granos de circones con edades carboníferas inferiores ( $347,5 \pm 4,8$  Ma y  $333 \pm 24$  Ma), las cuales no fueron reportadas en trabajos previos por ser consideradas anómalas, presentando uno de ellos elevado contenido en Pb. No obstante, en los recientes trabajos de Vorster (2013) y Ramos et al. (2013) obtuvieron similares edades, constituyendo los registros más jóvenes para la unidad.

- *Ciclo Pampeano-Brasiliano*

Los circones con edades neoproterozoicas son los únicos componentes presentes de este ciclo, alcanzando una participación de aproximadamente un 15%. Esta circunstancia evidencia un cambio importante en la procedencia de los detritos que fueron aportados, quizá relacionados a un soterramiento de los terrenos que contribuyeron inicialmente con circones relacionados al Pampeano-Brasiliano o cambios vinculados a las paleocorrientes y/o paleopendientes generales de la región.

- *Ciclo Sunsás o Grenvilliano*

El Mesoproterozoico 3 (Sunsás-Grenvilliano) se caracterizó por su constante presencia en toda la secuencia del Grupo Ventana, alcanzando en esta unidad un 18,5%, al igual que la participación de circones del Mesoproterozoico 2. En conjunto representaron una de las modas principales encontradas para la Formación Lolén, constituyendo de esta manera en una de las fuentes con mayor contribución en la cuenca del Grupo Ventana.

- *Edades cratónicas*

Unos pocos circones derivados de núcleos antiguos completaron los registros encontrados para la Formación Lolén. Así, un 3,7% de los circones analizados arrojaron edades paleoproterozoicas y neoarqueanas, dando cuenta de la recurrencia en la aparición de estas edades cratónicas en la secuencia del Grupo Ventana.

## **D.- ANALISIS COMPARATIVO DE LAS FUENTES**

Teniendo en cuenta el análisis de los resultados obtenidos principalmente a partir del estudio de circones detríticos por la metodología isotópica U-Pb, es posible realizar una comparación de las fuentes halladas en los diferentes niveles de la Formación Sierra Grande respecto a las unidades de la secuencia del Grupo Ventana, y determinar una posible correlación en función de los patrones comunes encontrados. Asimismo, sobre la base de los conocimientos regionales, se interpretan las posibles fuentes que contribuyeron de manera esencial al relleno de las cuencas, permitiendo estimar los aspectos paleogeográficos en la evolución del sector sur de Gondwana durante este lapso.

A continuación se realizará un análisis comparativo de las contribuciones detríticas encontradas en la Formación Sierra Grande respecto a las formaciones Napostá, Providencia y Lolén del Grupo Ventana.

Entre la Formación Sierra Grande y la Formación Napostá se puede observar que el ciclo Famatiniano tiene una representatividad semejante entre ambas unidades, esencialmente con los miembros Polke (Yacimiento Norte) y San Carlos (con algunas excepciones en niveles), con moda dominante de circones ordovícicos, que alcanzan hasta un 30%, y una escasa participación de circones cámbricos medios a superiores que ocasionalmente llegan hasta poco menos del 10%, apareciendo asimismo, registros silúricos como edades más jóvenes obtenidas. En tanto que respecto al Miembro Herrada, éste manifiesta una importante participación de circones cámbricos medios, mientras que el Cámbrico Superior y Ordovícico mantienen similares registros.

Para el ciclo Pampeano-Brasiliano, si bien la Formación Napostá muestra un importante contenido de circones cámbricos inferiores y neoproterozoicos (25%), su representatividad resulta más exigua que la encontrada para los miembros de la Formación Sierra Grande, donde el ciclo alcanza en el Miembro Polke más del 35%, para el Miembro San Carlos entre un 40% a 80% y para el Miembro Herrada entre 40% a 47%. De esta manera, el Ciclo Pampeano-Brasiliano tuvo un rol relevante como fuente principal en la contribución de aportes detríticos para la cuenca de Sierra Grande, encontrándose al momento de sedimentación de la Formación Napostá para la cuenca de Ventana, parcialmente restringida.

En cuanto a las edades mesoproterozoicas, existe una mayor similitud entre el Miembro Polke y la Formación Napostá, que el resto de los miembros de la Formación Sierra Grande, donde el registro de edades grenvillianas constituye uno de los principales aportes, mientras que el Mesoproterozoico 2 completa un 13% aproximadamente.

Finalmente, se encontraron edades cratónicas con circones paleoproterozoicos y neoarqueanos, con una concentración que osciló entre un 2% a 5% para los miembros superiores de la Formación Sierra Grande y la Formación Napostá, siendo levemente mayor en el Miembro Polke, donde los circones paleoproterozoicos alcanzaron hasta un 10%. La constante presencia, aunque escasa, de circones cratónicos refleja un aporte desde terrenos antiguos o bien del permanente reciclado.

En relación a la Formación Providencia, los circones que comprenden el ciclo Famatiniano han mostrado una mayor contribución de aquéllos que presentan edades cámbricas medias, mientras que el Cámbrico Superior y Ordovícico se encuentran escasamente representados. Esta particularidad, con una importante concentración de circones cámbricos medios, se observa en una de las muestras analizadas para la parte superior de la Formación Sierra Grande, pero aquí los circones ordovícicos continúan presentes de manera significativa. No obstante, si tomamos en forma global la participación del ciclo Famatiniano para la Formaciones Providencia y Sierra Grande, encontramos que en ambos casos la participación del mismo se encuentra en general entre un 30% a 40%, siendo uno de los componentes principales del aporte detrítico.

En cuanto al ciclo Pampeano-Brasiliano, existe una mayor correspondencia entre los contenidos de circones pertenecientes a este ciclo en la Formación Providencia y los niveles medios a superiores de la Formación Sierra Grande (Miembros San Carlos y Herrada), donde



la participación de circones cámbricos inferiores ronda entre un 15% a un 20%, pudiendo encontrarse ocasionalmente más del 26% o menos de 4% en algunas muestras analizadas. Para el caso del Miembro Polke, la principal diferencia radica en la escasa participación o ausencia de circones cámbricos inferiores en las muestras analizadas. Por otro lado, los circones que arrojaron edades neoproterozoicas alcanzaron para la Formación Providencia una concentración del 25%, siendo algo mayor en el caso de la Formación Sierra Grande, donde los contenidos oscilaron entre un 23% a 53%. De esta manera, se observa que este ciclo resulta ser el más representativo en ambas unidades, con contribuciones que van de 40% a 79%.

Las edades mesoproterozoicas tanto en la Formación Providencia como para la parte media a superior (Miembros San Carlos y Herrada) de la Formación Sierra Grande, mostraron una constante presencia especialmente de aquellos circones correspondientes al ciclo Grenvilliano, variando su contenido entre un 7% a 18%. En el Miembro Polke la concentración fue mayor, superando el 35% en una de las muestras, diferenciándose de esta manera del resto de los niveles como así también de la Formación Providencia. Los registros se completan con circones del Mesoproterozoico 2 y 1 que aparecen en ambas secuencias.

En cuanto a los circones con edades de fuentes cratónicas, la Formación Providencia muestra la participación de algunos pocos granos derivados de terrenos antiguos que registraron edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas similares a las halladas para la Formación Sierra Grande.

Finalmente, una comparación con la Formación Lolén revela que si bien el ciclo Famatiniano continúa siendo una de las contribuciones con mayor relevancia en la secuencia, aquí se percibe una diferencia esencial respecto a los elementos que componen este ciclo tanto en la Formación Sierra Grande como con las unidades infrayacentes. El análisis detallado muestra que los circones ordovícicos vuelven a adquirir una mayor relevancia, alcanzando una participación algo mayor al 22%, lo cual resulta similar a lo observado en la Formación Sierra Grande. Asimismo, existe una escasa presencia de circones cámbricos medios y silúricos en ambas secuencias. Se diferencia entonces en la participación de circones devónicos con una contribución del 11%, constituyendo la edad máxima de sedimentación y marcando un cambio significativo en los aportes sedimentarios para esta unidad.

Estos cambios en la dinámica de sedimentación se ven reflejados en los aportes derivados de fuentes correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano, el cual solamente registra componentes del Neoproterozoico en una proporción que no superan el 15%, como así también, las edades mesoproterozoicas 3 (grenvillianas) y mesoproterozoicas 2 encontradas, resultando ser la fuente principal para esta unidad, presentándose en igual proporción y totalizando un 37% de la población de circones analizados. Solamente una muestra de la Formación Sierra Grande, para el nivel del Miembro Herrada, mostró semejantes contenidos de circones grenvillianos, alcanzando un 18% aproximadamente.

Por otro lado, la participación de circones paleoproterozoicos y neoarqueanos continúa siendo común a ambas secuencias en similares proporciones.

La Figura VII-9 sintetiza la comparación entre los distintos niveles analizados para la Formación sierra Grande y la secuencia del Grupo Ventana, mostrando además el contenido y frecuencia registrada de cada una de las fuentes identificadas y su posible correlación.

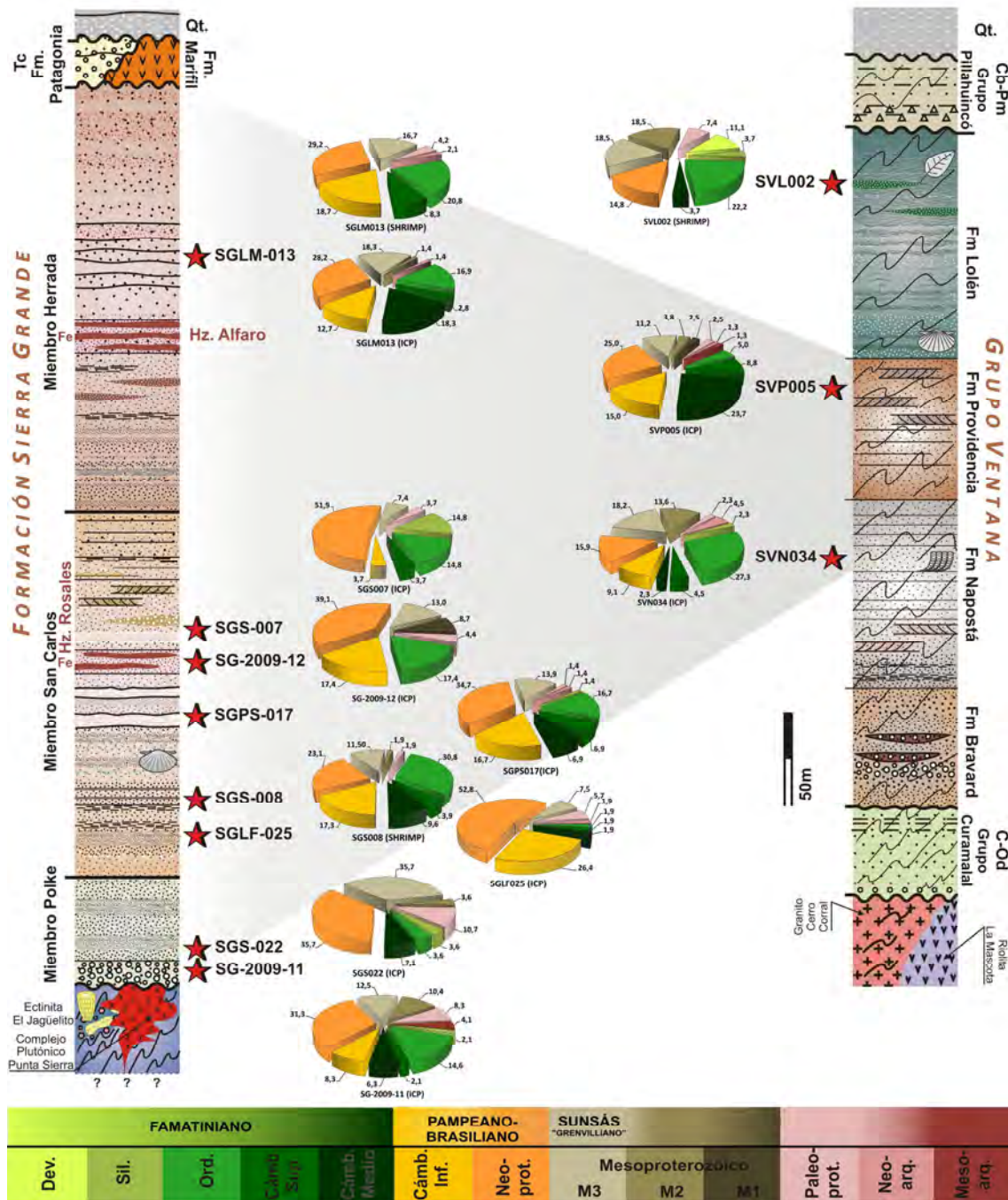


Figura VII-9.- Comparación entre los registros de edades U-Pb en circones detríticos obtenidos de los diferentes niveles de la secuencia de la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana.

## E.- PROCEDENCIA

### E1.- PALEOGEOGRAFÍA

La configuración paleogeográfica de Gondwana quedó definida a partir del ensamble de los principales cratones (Cratón del Río de la Plata y el Kalahari o Kaapval) y elementos cratónicos menores, controlados por los cinturones orogénicos pan-africano-brasilianos (Mesoproterozoico a Neoproterozoico Tardío-Cámbrico) en el Gondwana occidental, y los eventos colisionales producidos en la región oriental de Sudáfrica, a lo largo del cinturón de Mozambique durante la etapa final del orógeno de Ross. Dentro de este escenario se debe tener en cuenta la participación de las Ellsworth-Whitmore Mountains como un bloque ubicado próximo a los fragmentos crustales presentes en el sur de Sudáfrica durante el Cámbrico Medio al Carbonífero Tardío (Boger, 2011) (Figura II-5; Capítulo II), constituyendo uno de varios bloques continentales que se fusionaron para formar la Antártida Occidental (Flowerdew *et al.*, 2007), desarrollando secuencias íntimamente relacionadas con las presentes en Islas Malvinas, Sistema Ventania (Sudamérica), el sistema plegado del Cabo (Sudáfrica) y las Pensacola Mountains en la Antártida Oriental. Por otra parte, Marshall (1994a, b) basado en trabajos previos, sitúa a las Islas Malvinas al sudeste de Sudáfrica como una microplaca rotada 180° respecto a la actual posición, correlacionando las unidades sudafricanas y malvinenses. Asimismo, en este contexto debe considerarse al Macizo del Deseado e Islas Malvinas constituyendo un bloque continental único tal como lo interpretan Schilling y Tassara (2008) a partir de evidencias geocronológicas y geofísicas, compartiendo el mismo basamento mesoproterozoico. Vorster (2013) propone que el bloque Macizo del Deseado-Islas Malvinas podría haber tenido una posición próxima al margen sur o sureste de Sudáfrica, encontrándose controlado su desplazamiento hacia el oeste a través de la zona de fractura Agulhas-Malvinas, durante y luego de la segmentación de Gondwana, para adosarse posteriormente al sur del Macizo Nordpatagónico por *docking*, probablemente en el Paleozoico Superior. De esta manera, este fragmento denominado como terreno Deseado-Malvinas, pudo haber tenido un papel importante como área de aporte de fuentes de sedimentos con registros de edades poco comunes o desconocidas para la región de la cuenca del Cabo en Sudáfrica (Figura VII-10).

Por otro lado, en el margen proto-andino del suroeste de Gondwana, se reconocen eventos magmáticos-acresionales de amplia duración, reconociéndose en el Cámbrico Temprano a la orogenia pampeana, con intrusivos en las Sierras Pampeanas Orientales del NW de Argentina; la orogenia famatiniana en el Ordovícico Temprano-Medio, vinculada a la amalgamación del terreno Cuyania (o Precordillera), constituyendo el principal evento magmático para esta región de Gondwana y la orogenia achaliana desarrollada en el Devónico Medio-Tardío, relacionada a la acreción del terreno Chilenia. Finalmente, se registraron procesos magmáticos póstumos a estas fases, con magmas intrusivos 'tipo A' Carbonífero Temprano (Dahlquist *et al.*, 2013 y referencias allí).

De esta manera y bajo esta configuración paleogeográfica, evolucionaron los



en cuenta las principales direcciones de paleocorrientes NE-SW de los depósitos de *nearshore* (Spalletti, 1993) indican que los sedimentos se originaron por corrientes litorales y que posiblemente la costa o margen de cuenca se encontraría hacia el oeste. De este modo, resulta factible que las contribuciones detríticas provengan de terrenos "sudamericanos". No obstante, no se descarta una posible contribución a la cuenca de Sierra Grande desde algunas regiones de África Occidental, como los cinturones de Saldania y Gariep, con registros equivalentes a los del Sistema Ventania (Scheepers, 1995; Da Silva *et al.*, 2000; Rozendaal, 1999).

Los registros que comprenden edades del Cámbrico Medio a Ordovícico, con participación de circones silúricos, están íntimamente relacionados al evento Famatiniano, el cual tuvo un papel preponderante en el margen occidental de Gondwana. Para la región del Macizo Nordpatagónico, la presencia de intrusivos ordovícicos (Complejo Plutónico Punta Sierra) como parte del sustrato de la formación, sin duda resultan ser los responsables de la importante participación en los diferentes niveles analizados para esta unidad, sin descartarse la influencia desde regiones con ubicaciones más occidentales o noroccidentales, como los cuerpos presentes en Bloque Chadileuvú y las fajas eruptivas de la Puna. En cuanto a la constante presencia de circones silúricos en toda la secuencia, los mismos estarían vinculados a granitoides presentes en el Macizo del Deseado que comprenden registros que abarcan desde el Ordovícico Medio a Silúrico y cuerpos más jóvenes con edades que alcanzan el Devónico Inferior (Pankhurst *et al.*, 2003; Guido *et al.*, 2004). Como se mencionara anteriormente, resulta importante considerar a esta región como un terreno compuesto, el terreno Deseado-Malvinas, con una ubicación más favorable para suministrar materiales detríticos con esta signatura, tanto a la cuenca del Cabo en Sudáfrica, como a los depocentros de Sierra Grande y Ventana en Sudamérica.

Las fuentes mesoproterozoicas, esencialmente grenvillianas entre 1,0-1,2Ga, constituyeron las de tercer orden en representatividad o en ocasiones en segundo orden para esta unidad, mostrando de esta manera la activa participación en el relleno de la cuenca. Registros de edades mesoproterozoicas se encuentran en todo el oeste de Sudamérica vinculados al cinturón orogénico Sunsás (o Grenvilliano) (Cordani *et al.*, 2000; Schwartz y Gromet, 2004; Casquet *et al.*, 2006; Rapela *et al.*, 2007; Adams *et al.*, 2008; Willner *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008; Ramos, 2009, y referencias allí). En Argentina se conoce la presencia de corteza mesoproterozoica en el terreno Pampia (Escayola *et al.*, 2007; Leal *et al.*, 2003) y en afloramientos vinculados al basamento del terreno Cuyania, en las Sierras de Pie de Palo, Maz y Umango, los cuales debieron encontrarse exhumados (Sato *et al.*, 2000), aportando detritos desde la región occidental. Por otro lado, deben considerarse posibles contribuciones del cinturón Namaqua-Natal en Sudáfrica (Robb *et al.*, 1999). Asimismo, cabe mencionar la presencia de corteza mesoproterozoica en Islas Malvinas (Cingolani y Varela, 1976; Thomas *et al.*, 1998), la cual, dada su potencial ubicación en el sur-sureste de Sudáfrica, pudo haber sido una probable área de aporte, en función de las paleocorrientes dominantes conocidas para la secuencia del Supergrupo Cape (Johnson *et al.*, 2006; Tankard *et al.*, 2009),

tendiendo a apoyar esta contribución desde regiones más orientales.

Las edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas se encontraron representadas por unos pocos circones presentes de manera constante en todos los niveles analizados de la formación. Su escasa participación sugiere la existencia de antiguos terrenos parcialmente exhumados, siendo altamente probable que deriven de la erosión de los cratones del Río de la Plata y/o Kalahari (Kaapval). Otras potenciales fuentes de estos detritos corresponderían a los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez (Uruguay), donde se reconocen rocas de edades paleoproterozoicas y arqueanas (Lenz *et al.*, 2011).

### **E3.- GRUPO VENTANA**

Las contribuciones detríticas en la cuenca del Grupo Ventana sufrieron variaciones a lo largo de la historia de depositación en función a la dinámica a las cuales se encontraban sujetas las áreas de aporte, hallándose por momentos exhumadas o soterradas, o bien, producto de las variaciones en las direcciones de las paleocorrientes dominantes, percibiéndose estos cambios en la proporción en que las fuentes se hallan representadas.

De esta manera, las principales contribuciones en la Formación Napostá proceden de áreas con edades ordovícicas y mesoproterozoicas (especialmente grenvillianas), y en menor medida, neoproterozoicas. En tanto que la Formación Providencia, registra importantes aportes de fuentes neoproterozoicas y cámbricas medias, y menos significativas edades cámbricas inferiores y mesoproterozoicas. Cabe destacar, que si bien la muestra aquí analizada reflejó exiguos contenidos de circones ordovícicos, estudios realizados por Vorster (2013) sobre la misma unidad presentaron una importante participación de circones detríticos con estas edades, como así también aportes silúricos. Finalmente, la Formación Lolén registró una dominante participación de circones mesoproterozoicos (Mesoproterozoico 3 'Grenvilliano' y 2), ordovícicos y neoproterozoicos, con la particular presencia de componentes devónicos. Vorster (2013) para esta unidad menciona la presencia de circones carboníferos inferiores que podrían marcar la edad máxima de sedimentación para la Formación Lolén.

En todos los casos se menciona la presencia de circones con edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas.

Las edades referidas a fuentes ordovícicas, como se ha explicado anteriormente, se encuentran directamente vinculadas al evento famatiniano intensamente desarrollado en el margen occidental de Gondwana. Dentro de estos registros deben incluirse aquellos circones que arrojaron edades cámbricas medias a superiores, los cuales podrían derivar de los cuerpos intrusivos graníticos presentes en las Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales (Rapela *et al.*, 1998b; Pankhurst *et al.*, 2000), las cuales son conocidas como parte del orógeno Famatiniano. Asimismo, los circones silúricos presentes se encontrarían vinculados a las fases finales de este evento, con registros en el Macizo del Deseado, de posición paleogeográfica particular, como se mencionara en párrafos anteriores. El registro de circones devónicos solamente en la parte superior de la Formación Lolén podrían derivar de la fase final del

Famatiniano (ciclo orogénico Achaliano, Sims *et al.*, 1998). Varela *et al.* (2005) han obtenido edades U-Pb devónicas en granitoides de la Patagonia, y Tickyj *et al.* (2009) registraron en Cordillera Frontal de Mendoza una granodiorita sintectónica devónica inferior, de esta manera, estas rocas contemporáneas podrían ser potenciales fuentes, pero procediendo desde el suroeste. Asimismo, se mencionan edades devónicas a carboníferas inferiores en numerosos cuerpos graníticos que recientemente han sido referidos a las fases magmáticas famatinianas-achalianas y eventos póstumos carboníferos inferiores que dieron origen a la intrusión de cuerpos graníticos tipo-A en la región de Sierras Pampeanas (Dahlquist y Alasino, 2012; Dahlquist *et al.*, 2013 y referencias allí). Estos podrían haber sido la fuente de los jóvenes circones registrados por Vorster (2013) y Uriz *et al.* (2011) para la Formación Lolén.

De forma similar que la para la Formación Sierra Grande, la procedencia de las fuentes mesoproterozoicas estarían vinculada esencialmente a la exhumación de los basamentos de los terrenos Pampia y Cuyania, aunque podría haber recibido aportes desde el cinturón Namaqua-Natal en Sudáfrica y el terreno Deseado-Malvinas.

Los registros neoproterozoicos a cámbricos inferiores se encuentran relacionados directamente con el basamento de Sierra de la Ventana el cual está constituido por las suites magmáticas e intrusivos graníticos (tipo-A) vinculados al rifting entre Ventania y Sudáfrica (Rapela *et al.*, 2003; Rapela *et al.*, 2007). Por el mismo motivo, estos eventos tectomagmáticos fueron identificados y correlacionados en Sudáfrica, encontrándose presentes en el cinturón de Saldania-Gariep (Scheepers, 1995; Da Silva *et al.*, 2000; Rozendaal, 1999), con lo cual podrían haber constituido una probable área fuente de detritos con esta signatura. Por otro lado, una posible contribución desde el cinturón Dom Feliciano y terrenos adyacentes, podría considerarse como área de aporte de circones detríticos de estas edades (Basei *et al.*, 2005; Lenz *et al.*, 2011 y Rapela *et al.*, 2011).

Los circones con edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas se consideran relacionados a los cratones del Río de la Plata y/o Kalahari (Kaapval) (Uriz *et al.*, 2011). Asimismo, podrían derivar de otros terrenos próximos que contienen rocas con edades paleoproterozoicas y arqueanas como los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez (Lenz *et al.*, 2011). Recientemente Chernicoff *et al.* (2013) y Ramos *et al.* (2013) señalan a partir de la presencia de núcleos de circones heredados con edades paleoproterozoicas y neoarqueanas, una probable presencia de corteza arqueana en Patagonia.

## **F.- UNIDADES CORRELACIONABLES Y PROBABLES FUENTES COMUNES**

### **F1.- FORMACION BALCARCE (SISTEMA TANDILIA) vs. FORMACIÓN PROVIDENCIA (SISTEMA VENTANIA) y FORMACIÓN SIERRA GRANDE (MACIZO NORDPATAGÓNICO)**

A nivel local, la cuenca del Grupo Ventana en el Sistema Ventania, guarda una estrecha relación con la secuencia Paleozoica desarrollada en el Sistema de Tandilia. Los

estudios llevados a cabo en el trabajo aquí presentado, sumado a los ya conocidos reportes para esta unidad (Rapela *et al.*, 2005a, 2007, 2011; van Staden *et al.*, 2009, 2010a) y los nuevos datos aportados por Ramos *et al.* (2013) y Vorster (2013), permiten inferir la vinculación de la Formación Providencia con los niveles de la sección superior de la Formación Balcarce, dada la similitud en los patrones de edades U-Pb en circones detríticos obtenidos en ambas secuencias, particularmente por los escasos registros vinculados a fuentes paleoproterozoicas. De esta manera, en los análisis realizados por Rapela *et al.* (2011) y Vorster (2013) para muestras de la Formación Balcarce, solamente aquellas procedentes del sector más oriental del Sistema Tandilia, en la región de Punta Mogotes y Mar del Plata (PMOG-339, Rapela *et al.*, 2011; MDP\_1, Vorster, 2013; respectivamente), han registrado una muy poca influencia de aportes del basamento paleoproterozoico, a diferencia de aquellas analizadas para el sector occidental, encontrándose que estas dos unidades podrían tener algunas regiones fuentes comunes.

Dada la importante participación de circones neoproterozoicos y mesoproterozoicos para la Formación Balcarce, Rapela *et al.*, (2007) proponen a la región del cinturón Dom Feliciano (terreno Punta del Este o terreno Cuchilla Dionisio) como principal área de aporte, como así también, otras regiones ubicadas hacia el este de acuerdo a las principales direcciones de paleocorrientes. El cinturón Dom Feliciano presenta unidades y sucesiones que comprenden edades neoproterozoicas a cámbricas tempranas (Basei *et al.*, 2005; Lenz *et al.*, 2001 y Rapela *et al.*, 2011) que podrían haber sido las fuentes detríticas que contribuyeron al relleno de las cuencas de Tandilia durante este lapso de sedimentación. Si bien para la Formación Providencia, existe cierta diferencia en cuanto a la proporción en la que participan estos componentes en relación a lo encontrado para la Formación Balcarce, su contribución sugiere una probable área de aporte común que habría alcanzado a la cuenca de Ventania. Para los registros neoproterozoicos, Rapela *et al.* (2007) sugieren al Grupo Rocha (Terreno Punta del Este) como la principal fuente de material sedimentario para la Formación Balcarce, dado que ambas sucesiones contienen similares poblaciones de circones detríticos (Neoproterozoico, Mesoproterozoico y Paleoproterozoico Tardío). Asimismo, el cinturón Pampeano-Brasiliano asociado a la orogenia pampeana debería ser considerado como a una de las principales regiones que aportaron circones de edades neoproterozoicas a ordovícicas para ambas secuencias. La presencia de clinofomas deposicionales que inclinan marcadamente al sur (Spalletti, com. verbal), evidencian la posibilidad de que las áreas de aporte se ubiquen al norte, tal como lo sugirieran Rapela *et al.* (2007). Zimmermann y Spalletti (2009) consideran como fuentes a los granitos del Neoproterozoico-Cámbrico Medio vinculados al rifting entre Sudáfrica y Ventania, sobre la base de las direcciones de paleocorrientes determinadas para la Formación Balcarce, cuya orientación este-oeste, paralelas a la costa, sugieren áreas de aportes que se encontrarían a ambos lados de estas regiones. De esta manera, las suites magmáticas que comprenden a aquellos eventos plutónicos finales (tipo-A) de un magmatismo Cámbrico relacionado al rifting de una corteza Neoproterozoica (Rapela *et al.*, 2003) y que conforman el basamento de Sierra de la Ventana localizado al suroeste del



Sistema Tandilia, podrían ser consideradas como fuentes. Del mismo modo, Rapela *et al.* (2007) sugieren además, que ciertas regiones de Sudáfrica (Cinturón de Saldania-Gariep) donde se reconocen estos eventos tectomagmáticos (Scheepers, 1995; Da Silva *et al.*, 2000; Rozendaal, 1999) actuaron como probables áreas de aporte de materiales del Neoproterozoico a Cámbrico Temprano, mientras que la Provincia Magmática de Namaqua-Natal aportó los materiales del Mesoproterozoico, coincidiendo de esta manera, con las conclusiones arribadas en el estudio de procedencia presentado en el trabajo de Uriz *et al.* (2011 y esta tesis) para las unidades del Grupo Ventana.

Las edades paleoproterozoicas y arqueanas se asocian a áreas localizadas al este del cratón del Río de la Plata, próximas a la cuenca (Rapela *et al.*, 2007). El terreno Piedra Alta es portador de rocas paleoproterozoicas, como así también, el adyacente terreno Nico Pérez contiene rocas que registran edades paleoproterozoicas y arqueanas (Lenz *et al.*, 2011). Vorster (2013) propone además como regiones fuentes para las edades paleoproterozoicas registradas en la Formación Balcarce a las subprovincias Bushmanland y Richtersveld en Sudáfrica. Como se mencionara anteriormente, cabe resaltar que en el Sistema Ventania para la Formación Providencia los registros correspondientes a estas edades fueron escasos, encontrándose similares contenidos para la sección superior de la Formación Balcarce (PMOG-339, Rapela *et al.*, 2011; MDP\_1, Vorster, 2013) lo cual permite su vinculación.

Los registros cambro-ordovícicos a silúricos se encuentran vinculados al arco famatiniano presente en la región de Sierras Pampeanas Orientales en el norte y centro de Argentina. Asimismo, una posible extensión del arco famatiniano se ubica en la región del Macizo Nordpatagónico donde se registran intrusivos del Ordovícico Medio (Pankhurst *et al.*, 2006) que podrían haber contribuido con detritos procedentes de esta región. Para los circones más jóvenes registrados tanto en la Formación Balcarce como en la Formación Providencia, Vorster (2013) propone una vinculación con los granitoides del Silúrico Tardío reconocidos en la región del Macizo del Deseado (Pankhurst *et al.*, 2003 y 2006), sugiriendo que el Macizo del Deseado pudo haber tenido una posición al sur o sureste del actual margen de Sudáfrica durante la depositación de estas unidades, conformando un bloque continental junto con las Islas Malvinas, el cual se habría desplazado a través de la zona de fractura Agulhas-Malvinas durante la apertura de Gondwana, adosándose al Macizo Nordpatagónico no por medio de una colisión SE-NW (Pankhurst *et al.*, 2006), sino probablemente por acoplamiento (*docking*) como consecuencia de la presencia de la zona de subducción en el lado occidental de Sudamérica, impidiendo el movimiento adicional hacia el oeste de todo el bloque. De esta forma, el terreno Deseado-Malvinas se habría encontrado en una posición más favorable para comportarse como área de aporte de materiales detríticos de las cuencas de Tandilia y Ventania.

Con este escenario paleogeográfico, quedaría validada la participación de circones silúricos encontrados en la Formación Sierra Grande, la cual guarda una importante similitud con ambas unidades. Asimismo, se mencionan registros semejantes entre la Formación Sierra Grande y la Formación La Modesta, en el ámbito del Macizo del Deseado (Moreira *et al.*, 2013), lo cual resulta coherente con el modelo paleogeográfico propuesto. De esta manera, se puede

apreciar que la secuencia desarrollada en la cuenca de Sierra Grande, Macizo Nordpatagónico, comparte los principales registros del Neoproterozoico, Mesoproterozoico y Cámbrico observados para los niveles superiores de la Formación Balcarce en el sector oriental de la cuenca. No obstante, los registros neoproterozoicos-cámbricos reconocidos en la Formación Sierra Grande, presentan una procedencia local, vinculada al basamento de esta unidad. En tanto que, comparten las fuentes mesoproterozoicas aportadas desde el cinturón Namaqua-Natal en Sudáfrica (Robb *et al.*, 1999), sin descartar una probable participación de la corteza de Malvinas (Cingolani y Varela, 1976; Thomas *et al.*, 1998). Por otro lado, los contenidos de materiales ordovícicos registrados resultan comunes con la Formación Providencia y en menor medida a la Formación Balcarce. Sin duda, para la Formación Sierra Grande, su participación procede de los granitoides famatinianos que intruyen al basamento y que constituyen parte del sustrato, pudiendo haber suministrado detritos a las otras cuencas septentrionales. Finalmente, la escasa participación de circones antiguos de edades paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas, muestra una correspondencia en el comportamiento de los ambientes en el cual se desarrollaron al momento de su depositación.

#### **F2.- GRUPOS TABLE MOUNTAIN Y BOKKEVELD (SUDÁFRICA) vs. GRUPO VENTANA y FORMACIÓN SIERRA GRANDE (SUDAMÉRICA)**

Los estudios llevados a cabo por Fourie (2010) y Fourie *et al.* (2011) en las secuencias del Supergrupo Cape, especialmente en el Grupo Bokkeveld y los recientemente análisis presentados en el trabajo de Vorster (2013), con una detallada y numerosa cantidad de datos U-Pb en circones detríticos de las distintas unidades de los grupos Table Mountain, Bokkeveld y equivalentes en Sudamérica (Formaciones Providencia y Lolén, del Grupo Ventana y Formación Balcarce, Tandilia), sumado a los registros publicados en trabajos precedentes (Uriz *et al.*, 2008a, b, 2011 y 2012; Ramos *et al.*, 2013), permiten establecer las relaciones entre estas secuencias, como así también, la existencia de fuentes comunes.

Sobre la base de estos antecedentes, se observó una notable participación en la mayoría de las unidades de los grupos Table Mountain y Bokkeveld, de circones con edades neoproterozoicas como fuente principal (~50% a ~70%) y en forma secundaria componentes mesoproterozoicos y cámbricos, independientemente si las muestras proceden de unidades del sector occidental u oriental del Supergrupo Cape. Componentes similares fueron registrados en la cuenca de Sierra Grande, con contenido de circones neoproterozoicos que llegaron en ocasiones a poco más del 50% y entre 20% a 30% para las edades cámbricas registradas, mientras que el Mesoproterozoico se encontró con tenores similares a los de la cuenca del Cape. En tanto que en la cuenca de Ventana, si bien estos componentes se encontraron siempre presentes, la proporción en la representatividad de cada uno de ellos fue algo diferente, mostrando al Mesoproterozoico como fuente principal y en forma secundaria al Neoproterozoico-Cámbrico (Formaciones Napostá y Lolén), siendo la Formación Providencia quien mostró una participación relativamente similar, con importante contenido de fuentes

cámbricas y neoproterozoicas, y secundariamente mesoproterozoicas.

Para la cuenca del Cape, la uniforme presencia de los principales componentes a largo de sus sucesiones, se encuentra vinculada a una extensa región fuente capaz de suministrar detritos a este amplio depocentro durante todo el lapso de depositación del Supergrupo Cape. Las paleocorrientes dominantes, muestran direcciones de transporte de sedimentos principalmente de N a S (Grupo Table Mountain) y NE a SW, con variaciones locales desde el NW al SE y W al E (Grupo Bokkeveld) (Johnson *et al.*, 2006; Tankard *et al.*, 2009; Fourie, 2010; Fourie *et al.*, 2011), con lo cual, las interpretaciones sobre la procedencia de los detritos neoproterozoicos a cámbricos se los vinculó a las sucesiones relacionadas al orógeno pan-Africano en Sudáfrica (Cinturones Saldania-Gariep), mientras que las edades mesoproterozoicas provendrían del sector de la provincia magmática de Namaqua-Natal, todas regiones ubicadas al norte de la cuenca (Fourie, 2010; Fourie *et al.*, 2011; Vorster, 2013)

En el caso de las cuencas de Sierra Grande y Ventana, las fuentes portadoras de circones neoproterozoicos a cámbricos inferiores, correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano, son abundantes en el sur de Sudamérica. De esta forma, localmente se encuentran tanto en el basamento metamórfico de bajo grado de la Formación Sierra Grande como en el basamento del Sistema Ventania, estando relacionada su participación a procesos que produjeron el levantamiento y denudación de estos terrenos en el Silúrico-Devónico. Estos componentes resultaron ser significativos tanto en la secuencia de la Formación Sierra Grande como en la Formación Providencia (Grupo Ventana), permitiendo vincular ambas unidades y caracterizando de similar forma los procesos que estaban ocurriendo durante el lapso de sedimentación. De forma más general o amplia, se puede deducir claramente que estas fuentes derivan de la denudación del cinturón pan-Africano – Brasiliano (Orogenia pampeana), pudiendo haber recibido contribuciones procedentes de los cinturones sudafricanos (Saldania-Gariep) considerando las direcciones de paleocorrientes conocidas.

Para las fuentes mesoproterozoicas, se reconocen afloramientos de rocas mesoproterozoicas tardías en todo el oeste de América del Sur y en el cinturón de Namaqua-Natal en Sudáfrica. El grupo de circones con registros comprendidos entre 1,0-1,2Ga, que resultaron con una participación significativa en ambas regiones estudiadas (Sierra Grande y Ventania), reflejan la importancia de un evento mesoproterozoico conocido como cinturón orogénico Sunsás (Cordani *et al.*, 2000; Schwartz y Gromet, 2004; Casquet *et al.*, 2006; Rapela *et al.*, 2007; Adams *et al.*, 2008; Willner *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008; Ramos, 2009, y referencias allí) o también llamado ciclo Grenvilliano. Estas fuentes de circones detríticos podrían derivar de una región que en Argentina se conoce como terreno Pampia, donde Escayola *et al.* (2007) y Leal *et al.* (2003) entre otros, citaron la presencia de corteza mesoproterozoica. Por otro lado, si el terreno Cuyania con un basamento Mesoproterozoico (Grenvilliano) de afinidad Laurentica y afloramientos en las Sierras de Pie de Palo, Maz y Umango, se acrecionó a Gondwana durante el Ordovícico Medio, también podría haber constituido la fuente de circones de esta edad. Asimismo, no se descarta una posible contribución del amplio cinturón Namaqua-Natal en Sudáfrica (Robb *et al.*, 1999) y la corteza

de Malvinas (Cingolani y Varela, 1976; Thomas *et al.*, 1998). Así, se encuentra que las direcciones principales de paleocorrientes hacia SW y SSW en la parte superior del Grupo Ventana y la Formación Sierra Grande (Reinoso, 1968; Spalletti, 1993), son coincidentes con los registros encontrados en el Supergrupo Cape en Sudáfrica (Johnson *et al.*, 2006; Tankard *et al.*, 2009; Fourie, 2010; Fourie *et al.* 2011), lo cual tiende a reforzar este modelo con contribuciones desde la provincia Namaqua-Natal.

La diferencia más significativa entre el Supergrupo Cape y las secuencias de Sierra Grande-Ventana reside en la escasa participación de componentes ordovícicos en las unidades de la cuenca del Cabo, siendo una de las fuentes relevantes en la Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana. Para la región de Sudáfrica, no son conocidas las edades referidas al Ordovícico en el cratón de Kalahari. Por lo tanto, la procedencia de estos detritos en las unidades de los grupos Table Mountain y Bokkeveld, deben ser considerados como derivados de fuentes localizadas en fragmentos adyacentes dentro del mosaico de terrenos gondwánicos. Así, Vorster (2013) interpreta que estos aportes podrían proceder de los intrusivos graníticos lejanos localizados en el norte de Victoria Land (Granito Harbour-Antártida Oriental) (Federico *et al.*, 2009) o los intrusivos presentes en el Macizo Nordpatagónico (Pankhurst *et al.*, 2006), vinculados al evento magmático famatiniano de amplia extensión en Sudamérica.

Para la secuencia de la Formación Sierra Grande y el Grupo Ventana, resulta claro que el orógeno Famatiniano tuvo un papel esencial en la contribución detrítica, con aporte de materiales cuyas principales edades abarcan desde el Cámbrico medio al Ordovícico, constituyendo en la región patagónica, parte del sustrato. Así, localmente para la Formación Sierra Grande podemos referir los circones detríticos con edades ordovícicas como derivados de los granitoides que intruyen a las metasedimentitas del basamento (Ectinitas El Jagüelito), integrados por el denominado Complejo Plutónico Punta Sierra (ca. 476 Ma) y otros cuerpos plutónicos asociados que se hallan presentes en las regiones de Mina Gonzalito y Valcheta. Esta interpretación resulta coherente con los estudios morfológicos de circones detríticos, donde se muestra la ausencia de transporte y desgaste de los granos, los cuales, sobre la base a su tipología permiten ser asignados a fuentes plutónicas, vinculándolos de esta manera a los cuerpos ígneos circundantes en la región (Uriz *et al.*, 2011).

En forma común a ambas regiones gondwánicas, se registraron pequeñas cantidades de circones silúricos. Para las unidades estudiadas, como se mencionara en el Capítulo VI, resulta ser significativa su presencia dado que marcaran la edad máxima de sedimentación para la Formación Sierra Grande y las formaciones Napostá y Providencia del Grupo Ventana. En casi todas las unidades del Supergrupo Cape (Grupos Table Mountain y Bokkeveld), participan circones silúricos en proporciones variables, encontrándose tanto en la región occidental como oriental de la cuenca. La participación de detritos con estas edades en el Subgrupo Nardouw (Grupo Table Mountain) coincide con la edad de depositación propuesta para la unidad (Broquet, 1992; Thamm y Johnson, 2006; Vorster 2013).

Al igual que ocurriera con los registros ordovícicos, no resultan conocidas áreas de aporte con edades silúricas próximas a la cuenca del Cape. De esta forma, Vorster (2013) interpreta que la procedencia de circones silúricos a las secuencias del Supergrupo Cape, deriva de fuentes que actualmente se registran en el sector sur de Patagonia (Macizo del Deseado), donde Pankhurst *et al.*, (2003 y 2006) reportan rocas intrusivas de edad silúrica tardía a carbonífera temprana. Como fuera explicado anteriormente, el Macizo del Deseado pudo haber constituido un bloque continental junto con el Plateau de Malvinas constituyendo el terreno Deseado-Malvinas de ubicación próxima al margen sur o suroriental de Sudáfrica. Esta situación paleogeográfica favorecería la contribución de materiales detríticos con estas firmas tanto a las cuencas de Sierra Grande-Ventania (incluyendo Tandilia), como a la cuenca del Cabo.

### **F3.- GRUPO CRASHSITE (ANTARTIDA) vs. FORMACIÓN SIERRA GRANDE, GRUPO VENTANA (SUDAMÉRICA) y GRUPOS TABLE MOUNTAIN y BOKKEVELD (SUDÁFRICA)**

En el Capítulo VI se han discutido las similitudes y diferencias referidas a las principales fuentes reconocidas para las unidades silúrico-devónicas equivalentes tanto en Sudamérica, Sudáfrica y Antártida.

Los análisis U-Pb e isótopos de Hf llevados a cabo por Flowerdew *et al.*, (2007) sobre las secuencias silicoclásticas del Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida) revelaron semejanzas entre las formaciones Howard Nunataks (Miembro Mount Twiss) y Mount Wyatt Earp con ciertos niveles de la Formación Sierra Grande, esencialmente para los Miembros Polke y San Carlos, y en menor proporción con el Miembro Herrada, compartiendo las fuentes neoproterozoicas y mesoproterozoicas como aportes principales, en tanto que se diferencian en la escasa participación de componentes cámbrico-ordovícicos en el Grupo Crashsite (solo presentes en la Formación Mount Wyatt Earp), siendo comunes en la Formación Sierra Grande. Respecto al Grupo Ventana, si bien las diferencias fueron más notables en relación a las unidades del Grupo Crashsite, en general resultaron comunes los registros de circones mesoproterozoicos y la presencia de componentes arqueanos. Con la Formación Providencia, comparten la participación de fuentes neoproterozoicas y cámbricas, mientras que, tanto la Formación Lolén como la Formación Mount Wyatt Earp registraron circones de edades devónicas. Por otro lado, las similitudes fueron más estrechas entre los registros del Grupo Crashsite y los Grupos Table Mountain (Subgrupo Nardouw) y Bokkeveld, donde los aportes detríticos neoproterozoicos representan el aporte principal y mesoproterozoicos en forma secundaria, encontrándose como diferencia más significativa el carácter bimodal de los registros neoproterozoicos para la cuenca del Supergrupo Cape.

El análisis global de las fuentes realizado por Flowerdew *et al.* (2007) para el Miembro Mount Twiss del Grupo Crashsite muestra áreas de aporte derivadas de corteza mesoproterozoica o sedimentos reciclados de una corteza mesoproterozoica, procedentes

tanto de Gondwana Occidental (Gneis Haag Nunataks y equivalentes) como de Gondwana Oriental (Dronning Maud Land). Las edades neoproterozoicas se vinculan a la región sur de África, provincia del Cabo y algunos sectores de Dronning Maud Land, como así también, del norte del cinturón de Mozambique, donde se encuentra un basamento que ha sido intensamente retrabajado y metamorfozado durante el Neoproterozoico. Asimismo, en las Transantarctic Mountains mencionan la presencia de rocas plutónicas correspondientes a un arco de margen continental que estuvo activo a partir desde ca. 580 Ma (Goodge *et al.*, 2004a, b), por lo tanto, interpretan que podrían ser la fuente de los granos de circones más jóvenes. Para las edades más antiguas (paleoproterozoicas y arqueanas) apoyan un origen de la región sudafricana. Así, las poblaciones de circones detríticos de  $2784 \pm 26$  Ma pueden haber sido derivados de la suite granítica Gaborone (ca. 2785 Ma) de Sudáfrica (Poujol *et al.*, 2003; Moore *et al.*, 1993). De esta forma, la región fuente es probable que incluya las dos regiones principales descritas, con una importante contribución desde el cratón Kaapvaal, situado entre estas dos áreas.

Para la Formación Mount Wyatt Earp, sobre la base de las edades modelo Hf obtenidos de las poblaciones de circones detríticos y las edades U-Pb, proponen que el cratón del Congo-São Francisco es una posible región fuente de aportes de detritos de aquellos granos que arrojaron edades ca. 602 Ma (neoproterozoicas). Por otro lado, sugieren como fuente alternativa de los granos neoproterozoicos, áreas donde la corteza mesoproterozoica estuvo involucrada en la petrogénesis de granitoides durante la orogenia del África Oriental. De esta forma, mencionan la presencia de corteza expuesta en Mozambique y Tanzania, conteniendo circones de 600 Ma y valores  $\epsilon_{\text{Hf}}$  de alrededor de -5 (Möller *et al.*, 2000; Muhongo *et al.*, 2001; Kröner y Cordani, 2003), similares a los encontrados por Flowerdew *et al.* (2007) para esta unidad. Los escasos granos mesoproterozoicos tardíos con valores  $\epsilon_{\text{Hf}}$  más negativos, podrían haber derivado desde la región occidental de Sudáfrica, del cinturón Namaqualand, mientras que, los circones mesoproterozoicos tardíos, con una signatura de Hf más juvenil, los refieren a un origen en la Antártida Oriental. Así, proponen que las posibles rocas generadoras de las fuentes mesoproterozoicas tardías se encontrarían en las Thiel Mountains y Transantarctic Mountains, actualmente no expuestas. No obstante, las rocas sedimentarias de las Transantarctic Mountains contienen importantes poblaciones de circones mesoproterozoicos tardíos (Goodge *et al.*, 2004a, b), que podrían haber sufrido sucesivos retrabajos durante el Neoproterozoico y Cámbrico. Asimismo, rocas graníticas en Thiel Mountains presentan edades modelos Nd del manto empobrecido que promedian ca. 1400 Ma, dando cuenta que el basamento mesoproterozoico puede estar presente en profundidad (Storey *et al.*, 1992). De manera similar, rocas graníticas de la parte central de las Transantarctic Mountains arrojan edades modelo Nd del manto empobrecido de aproximadamente ca. 1600 Ma (Borg y DePaolo, 1991). De esta forma, Flowerdew *et al.* (2007) concluyen que una región fuente desde Gondwana Oriental resulta ser la alternativa más probable para explicar la presencia de circones mesoproterozoicos tardíos en esta formación. Las edades paleoproterozoicas y arqueanas se vincularían con una región fuente procedente de Sudáfrica de similar forma que

en el caso anterior.

Dentro de este contexto, Flowerdew *et al.* (2007) no brindan una explicación acerca de la procedencia de las edades devónicas medias ( $375\pm 9$  Ma) registradas en la Formación Mount Wyatt Earp que fijan la edad máxima de sedimentación de esta unidad. Una potencial área fuente podría encontrarse, teniendo en cuenta la situación paleogeográfica propuesta por Vorster (2013), en el bloque del Macizo del Deseado-Malvinas o terreno Deseado-Malvinas, el cual, como se ha explicado anteriormente, se encontraría próximo al extremo sur de Sudáfrica, permitiendo comportarse como región fuente respecto a la cuenca del Grupo Crashsite, contribuyendo con los circones jóvenes. Esta interpretación resulta coherente con los registros devónicos encontrados tanto en el Grupo Bokkeveld como en la parte superior del Grupo Ventana (Formación Lolén).

Por otro lado, para las escasas edades ordovícicas que aparecen en la Formación Mount Wyatt Earp, podría interpretarse un origen similar a los reconocidos por Vorster (2013) para edades análogas encontradas en los grupos Table Mountain y Bokkeveld, atribuyéndoles una procedencia desde la región norte de Victoria Land en la Antártida Oriental, donde se presentan intrusivos graníticos de esta edad (Granito Harbour; Federico *et al.*, 2009). No se descarta también, una posible contribución desde la región del Macizo Nordpatagónico, el cual muestra un conjunto de intrusivos referidos al Ordovícico (Pankhurst *et al.*, 2006), pudiendo haber tenido una ubicación más próxima al sector suroccidental de Sudáfrica, hecho que será discutido en las consideraciones paleogeográficas.

Asimismo, una ubicación más favorable de este terreno respecto a la cuenca del Grupo Crashsite, pudo haber dado lugar a una participación activa de aportes de componentes neoproterozoicos, claramente representados tanto en las secuencias de la Formación Sierra Grande, los Grupos Table Mountain y Bokkeveld, y el Grupo Ventana, esencialmente la Formación Providencia y en menor medida las formaciones Napostá y Lolén. Otras regiones fuentes de detritos con signatura neoproterozoicas, además de las citadas por Flowerdew *et al.* (2007), podrían derivar del Cinturón de Saldania y Gariep (Sudáfrica) o regiones más noroccidentales respecto a las Ellsworth-Whitmore Mountains como el Cinturón Dom Feliciano y terrenos adyacentes (Sudamérica), ambas comunes como áreas fuentes de las secuencias del Grupo Ventana y la Formación Sierra Grande.

Para los registros mesoproterozoicos Flowerdew *et al.* (2007) realiza una exhaustiva interpretación de las potenciales áreas fuentes, vinculándolas a regiones de la Antártida Oriental y al cinturón Namaqual Natal en Sudáfrica, este último, de activa participación como potencial fuente de las secuencias aquí estudiadas. No debe descartarse una posible contribución de circones mesoproterozoicos a la cuenca del Grupo Crashsite desde el terreno Deseado-Malvinas.

Finalmente, para las edades paleoproterozoicas y arqueanas se asume en todos los casos un origen desde regiones sudafricanas (Cratón de Kalahari/Kaapvaal), pudiendo haber recibido aportes en forma restringida desde regiones más occidentales como el cratón del Río de la Plata y los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez.

## G.- CONSIDERACIONES Y PROPUESTA PALEOGEOGRÁFICA.

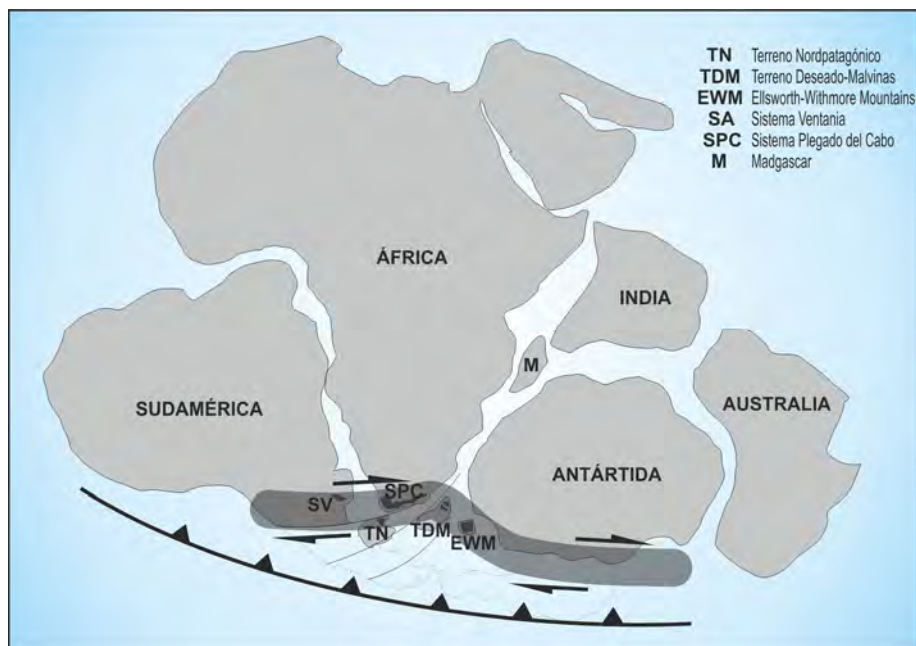
Existe un consenso en la evolución paleogeográfica general de Gondwana durante el Silúrico-Devónico en la cual se reconocen, además de los paleocontinentes ya delineados, un mosaico de bloques principales cuyas disposiciones dentro de este contexto resultan claves para la comprensión del desarrollo de las cuencas. No obstante, la dinámica que involucra el desplazamiento de estos bloques menores durante el desmembramiento de Gondwana queda aún sujeta a discusión.

De esta forma, sobre la base del esquema paleogeográfico descrito en los ítems antecedentes, tal como se muestra en la Figura VII-10, es posible reconstruir un modelo evolutivo para el sector suroccidental de Gondwana que permita comprender cuáles fueron los actores principales en el relleno de los depocentros estudiados.

En el Capítulo I se resumen los principales modelos propuestos generados mediante la aplicación de diferentes metodologías de estudio, discutiéndose la posible autoctonía o aloctonía (o parautoctonía) del terreno Patagonia. Así, los estudios más recientes aportan evidencias que permiten separar al terreno Patagonia en dos bloques principales: Macizo del Deseado (Terreno Deseado-Malvinas) al sur y Macizo Nordpatagónico (Terreno Nordpatagónico) al norte.

Ya se ha mencionado que el terreno Deseado-Malvinas constituiría un bloque continental único con una ubicación próxima al margen sur o suroriental de Sudáfrica (Schilling y Tassara, 2008; Vorster, 2013), siendo probablemente región fuente de componentes con edades poco conocidas para la cuenca del Cabo. Asimismo, el Macizo Nordpatagónico pudo haber tenido una posición más próxima al sector suroccidental de Sudáfrica, con un desplazamiento similar al que tuvo el terreno Deseado-Malvinas a través de la zona de fractura Agulhas-Malvinas, mediante un sistema de desplazamiento lateral dextral de carácter transtensivo-transpresivo de gran magnitud que involucra el sur de Sudamérica, Sudáfrica y Antártida, como ha sido propuesto por Johnston (2000) y Booth (2011) (Figura VII-11).





**Figura VII-11.-** Modelo de transpresión lateral dextral para la región austral de Gondwana, afectando al Sistema Ventania (SV), sistema plegado del Cabo (SPC), terreno Nordpatagónico (TN), terreno Deseado-Malvinas (TDM), Ellsworth-Withmore Mountains (EWM) y Antártida. (modificado de Booth, 2011).

Los estudios geológicos y geofísicos llevados a cabo por Gregori *et al.* (2008) en el norte de la Patagonia demuestran la existencia de cortezas continentales con diferentes basamentos al norte y sur de la zona de fractura Huincul, definiendo regiones caracterizadas por pronunciados gradientes de gravedad, coincidentes con zonas de cizalla y cinturones miloníticos que actuaron durante el período de gran actividad tectónica y magmática gondwánica en el norte de la Patagonia.

Gregori *et al.* (2008) determinaron un sistema de desplazamiento dextral con tendencia E-W a lo largo de zona de fractura Huincul, el cual dio como resultado la traslación de corteza hacia el oeste-noroeste y la rotación en sentido antihorario de los bloques de la corteza pertenecientes al Macizo Nordpatagónico, produciendo un sistema de deformación transtensivo-transpresivo. Estas evidencias demuestran que una amplia región del norte de Patagonia y Sudáfrica fue afectada por estos desplazamientos, deformando las cuencas de Claromecó y el Cabo durante la orogenia gondwánica. El componente de desplazamiento *strike-slip* dextral detectado en el norte de la Patagonia-Sierras Australes, cinturón plegado del Cabo (Sudáfrica) y en el bloque de Ellsworth-Whitmore Mountains (Antártida), puede reflejar los movimientos *strike-slip* de márgenes paralelos provocados por una subducción oblicua (Cobbold *et al.*, 1991, 1992) bajo el margen convergente del sur de Gondwana.

Asimismo, Tankard *et al.* (2009; 2012) interpretan el desarrollo de los depocentros del Cape y Karoo a partir de tres tipos de estructuras corticales asociadas: fallamientos subverticales, fallamientos de bajo ángulo y *strike-slip stepover*, las cuales tuvieron un efecto directo en la subsidencia, la sedimentación y deformación. De esta forma, interpretan al cinturón plegado del Cabo como un orógeno de *strike-slip* ligado a la reactivación oblicua de la sutura sur de Namaqua.

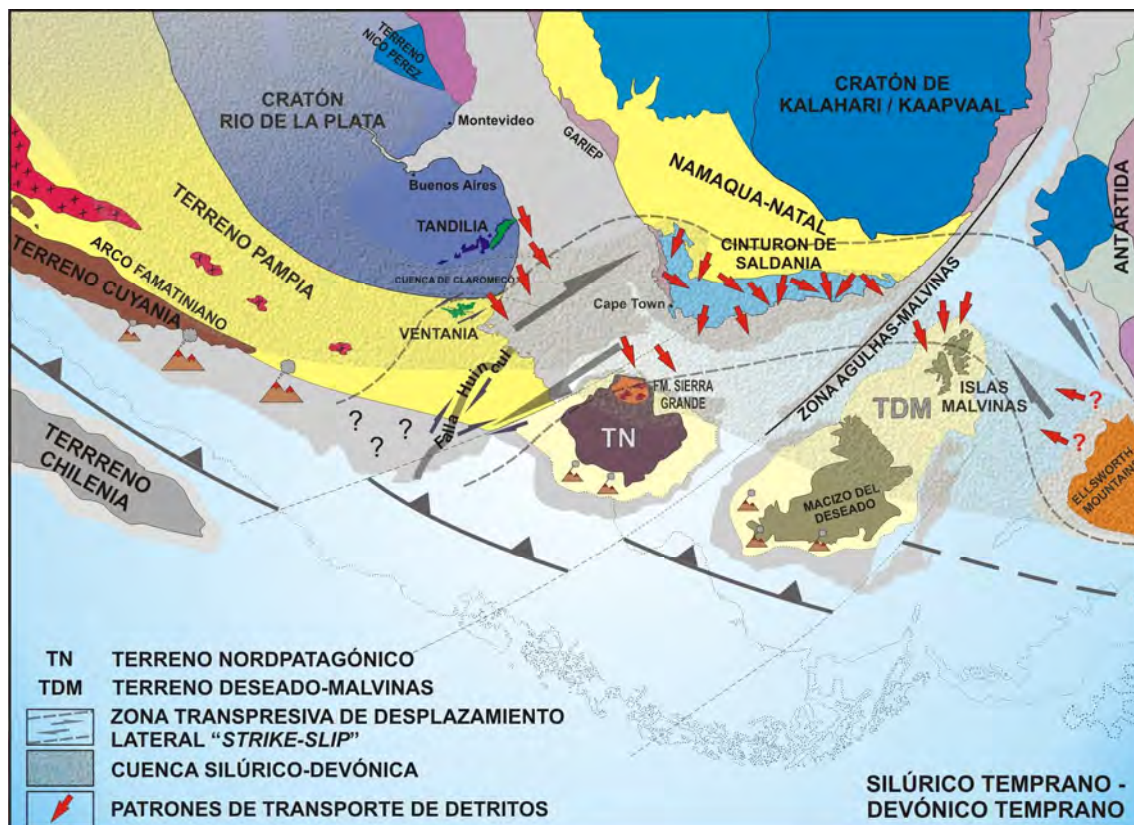
Recientemente, Vizán *et al.* (2013, 2014) realizan reconstrucciones paleogeográficas a partir del análisis de los polos paleomagnéticos y la determinación de los vectores de desplazamiento para el Carbonífero tardío-Pérmico temprano y el Pérmico tardío-Triásico temprano. Los autores observaron que estos desplazamientos son similares a los patrones de esfuerzos reconocidos en cuatro provincias geológicas argentinas: Sierras Australes (Buenos Aires), Bloque de San Rafael (Mendoza), Sierra Grande (Río Negro) y Bloque de Chadileuvú (La Pampa). De esta forma, basados en el modelo de Gutierrez Alonso *et al.* (2008), toman como referencia que Pangea sería una única placa rodeada por zonas de subducción (principalmente en el margen norte), presentando otra subducción interna activa en el margen norte del océano Paleothetys. Estos dos sistemas subductivos principales (*slab pull*) habrían provocado en el interior del supercontinente un régimen de esfuerzos longitudinales y tangenciales. Así, los autores sugieren que ambos procesos podrían estar involucrados en la deformación del cordón de Ventana, que incluiría desplazamientos laterales en fallas de rumbo intracontinentales.

Bajo este esquema, es factible interpretar que el Macizo Nordpatagónico pudo haber constituido un bloque continental (Terreno Nordpatagónico) con una ubicación próxima al sector suroriental de Sudáfrica, siendo afectado por el sistema de desplazamiento generado durante la subducción oblicua en la región austral de Gondwana. Así, la configuración resultante se interpreta como un modelo que involucra la parautoctonía del terreno Nordpatagónico respecto del sur de Gondwana Occidental. De esta forma, teniendo en cuenta todos los aspectos geológicos, geofísicos y paleobiológicos anteriormente discutidos, la propuesta paleogeográfica para el sector sur-occidental de Gondwana para el Paleozoico temprano (Cámbrico Tardío-Ordovícico Temprano) queda esquematizada como se muestra en la Figura VII-12.

Algunos de los aspectos favorables de esta propuesta permiten vincular y explicar el origen de registros ordovícicos y silúricos reconocidos en el cuenca del Cabo, los cuales no resultan comunes para la región sudafricana, como así también similares edades reconocidas para la cuenca del Grupo Crashsite en la Antártida, como derivados del terreno Nordpatagónico, contribuyendo de esta forma con estos elementos al relleno de las cuencas desarrolladas en los ámbitos más orientales de Gondwana. Por otro lado, la configuración paleogeográfica aquí presentada, con la relocalización del terreno Nordpatagónico como un bloque de posición más oriental respecto a Sudamérica, resulta favorable para explicar la presencia de arqueociátidos en clastos de la Formación El Jagüelito (Macizo Nordpatagónico) con una distribución general conocida en las Ellworths-Withmore Mountains y Transantarctic Mountains del este de Antártida, Australia y Nueva Zelanda (González *et al.*, 2011, 2013 y referencias allí; Veevers y Saeed, 2013).

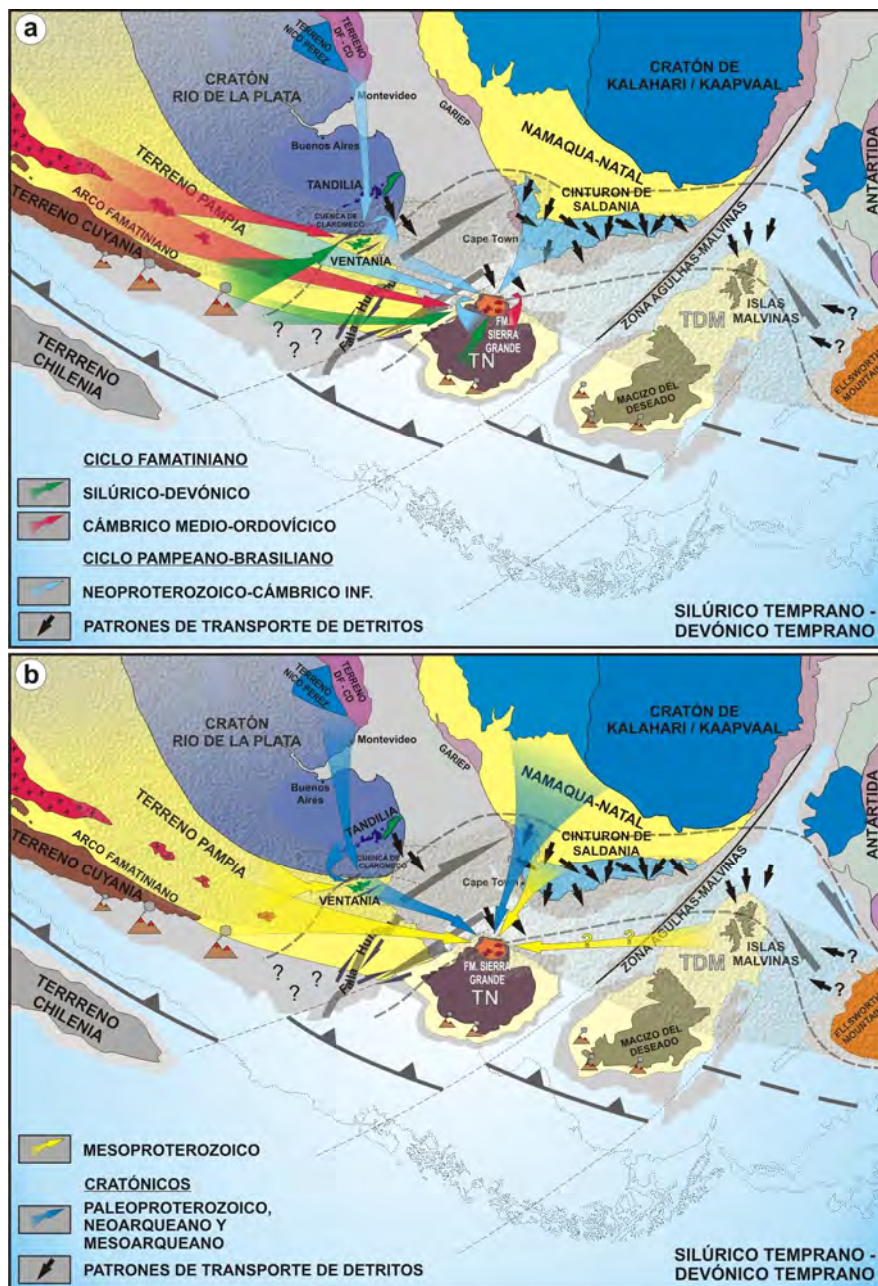


Finalmente, a partir del esquema paleogeográfico propuesto y sobre la base de los resultados aquí obtenidos, especialmente referentes a las edades U-Pb en circones detríticos y datos de paleocorrientes conocidos (Spalletti, 1993; Reinoso, 1968; Hunter y Lomas, 2003; Johnson *et al.*, 2006), se representa en la Figura VII-13 la dinámica en el aporte detrítico de las principales regiones fuentes que contribuyeron en el relleno de las cuencas de Sierra Grande y Ventana durante el Silúrico Temprano-Devónico Temprano, teniendo en cuenta la situación geotectónica imperante durante la depositación.



**Figura VII-13.-** Modelo de reconstrucción paleogeográfica del suroeste de Gondwana durante el Silúrico Temprano-Devónico Temprano, mostrando la distribución de la cuenca y los principales patrones de transporte detrítico (basado en Ramos, 1988; 2008; Rapela *et al.*, 2011; Pankhurst *et al.*, 2006; Milani, 2007; Uriz *et al.*, 2011; Tankard *et al.*, 2009, 2012; Vorster, 2013).

En la Figuras VII-14 a, b se indican las diversas áreas de procedencia reconocidas que actuaron como aporte de sedimentos para este mismo período, representando en el primer caso las fuentes correspondientes a los ciclos pampeano-brasiliano (Neoproterozoico-Cámbrico inferior) y Famatiniano (Cámbrico medio-Ordovícico y Silúrico-Devónico) y mientras que en el segundo caso, las fuentes mesoproterozoicas y cratónicas (Paleoproterozoico, Neoarqueano y Mesoarqueano).



**Figura VII-14.-** Modelo de reconstrucción paleogeográfica del suroeste de Gondwana durante el Silúrico Temprano-Devónico Temprano, mostrando las procedencias de las fuentes detríticas que han participado en el relleno de las cuencas de Sierra Grande y Ventana, discriminadas según las edades de los diferentes ciclos reconocidos. **a)** Ciclos Pampeano-Brasiliano y Famatiniano, **b)** edades mesoproterozoicas y cratónicas (paleoproterozoicas, neoarqueanas y mesoarqueanas)

De esta manera, se interpreta que las cuencas silúrico-devónicas del Grupo Ventana y Formación Sierra Grande habrían constituido diferentes depocentros desarrollados en un contexto paleogeográfico de margen pasivo, con aportes sedimentarios que derivaron desde fuentes similares a ambas regiones, aunque registrando cambios paleoambientales a lo largo de la columna estratigráfica.

La evolución paleogeográfica culmina con el acoplamiento del terreno Nordpatagónico al borde austral de Gondwana Occidental durante el Devónico Tardío-Carbonífero Temprano, a

partir de los desplazamientos laterales regionales vinculados a los movimientos *strike-slip* que dominaron esta región, controlados en el margen oeste de Gondwana por la intensa orogénesis famatiniana tardía que desarrolló un amplio margen subductivo en la región sur-occidental de los terrenos Nordpatagónico y Deseado-Malvinas (Figura VII-15), los cuales, más tarde serán relevantes durante el acoplamiento definitivo del terreno Deseado-Malvinas para conformar el ya reconocido terreno Patagonia.

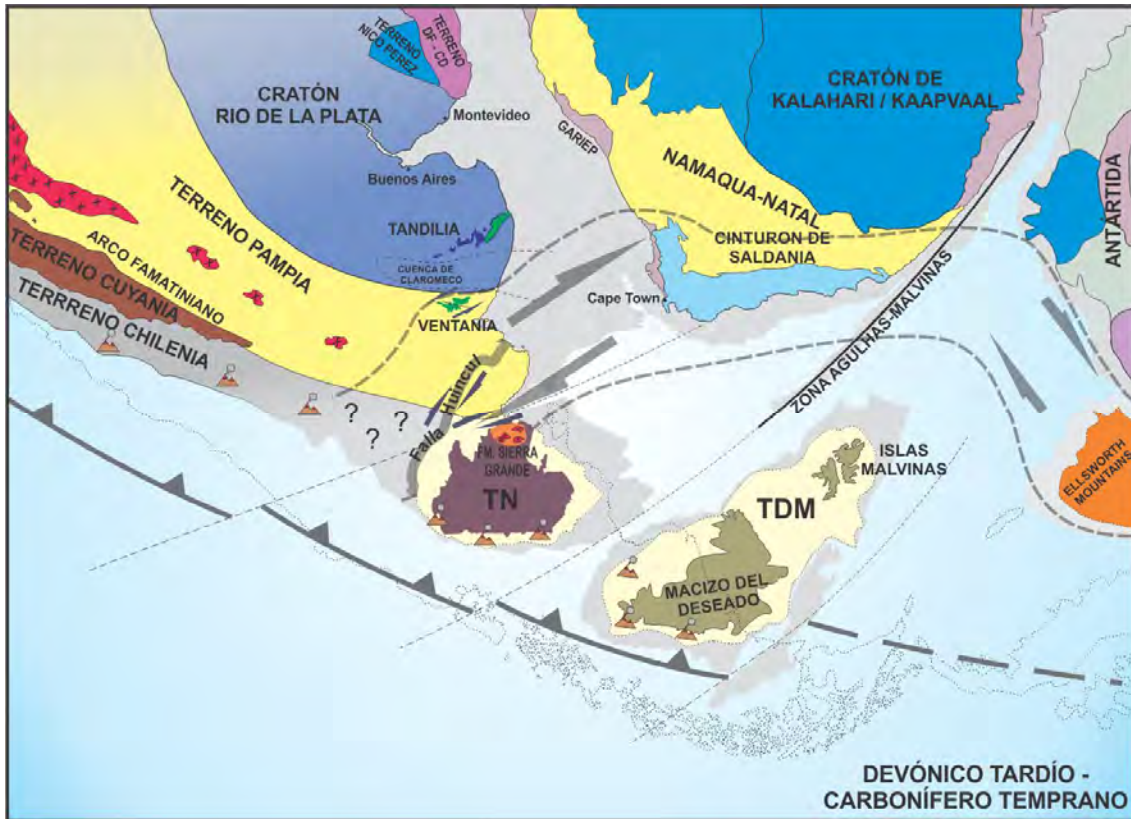


Figura VII-15.- Modelo paleogeográfico interpretativo del suroeste de Gondwana durante el Devónico Tardío - Carbonífero Temprano.

## VIII.- CONSIDERACIONES FINALES

Seguidamente se expresan las conclusiones arribadas luego de haber desarrollado distintas metodologías de trabajo, a saber:

### A.- ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MORFOLOGÍA-TIPOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS

- Se observó una correspondencia petrográfica entre los niveles inferiores a medios de la Formación Sierra Grande y las Formaciones Napostá y Providencia del Grupo Ventana. No obstante, para el Grupo Ventana las rocas mostraron evidencias de haber sido sometidos a presiones superiores a la de soterramiento.
- Localmente para la Formación Sierra Grande (sector de Loma de los Fósiles), se reconocieron facies composicionalmente más heterogéneas, de granulometría fina y presencia de abundante matriz con evidencias de metamorfismo de contacto, aunque preservan contenido fosilífero.
- La Formación Sierra Grande y la Formación Lolén (Grupo Ventana), presentan similares patrones en las poblaciones de granos de circones analizados. Los grupos reconocidos corresponden a fuentes de rocas ígneas plutónicas y volcánicas (Grupos 1 y 2), metamórficas (Grupo 3) y circones muy redondeados, retrabajados (Grupo 4).
- Las diferencias tipológicas entre muestras de ambas regiones sugieren: 1) mayor heterogeneidad en las áreas de procedencia; 2) áreas de procedencia que podrían haber sufrido episodios de soterramiento o exhumación diferencial, debido a que las unidades analizadas corresponden a niveles estratigráficos diferentes y por tanto, las frecuencias en el registro varían de acuerdo a las áreas de aportes exhumadas para cada instante.

### B.- GEOQUÍMICA

- Los diagramas triangulares A-CN-K ( $Al_2O_3/CaO+Na_2O/K_2O$ ) y CIA mostraron un comportamiento similar en casi todas las muestras, con moderada meteorización y rocas fuentes de tipo félsica.
- La utilización de los gráficos discriminantes para definir ambientes tectónicos a partir de los contenidos de los elementos mayoritarios, permitieron interpretar: una tendencia a fuentes derivadas de sedimentos cuarzosos e ígneos félsicos y que la mayoría de las muestras analizadas se vinculan al campo de margen continental pasivo.
- Los análisis de elementos traza y tierras raras no resultaron esclarecedores para la determinación de las rocas fuentes, mientras que las relaciones específicas de estos elementos (Zr/Sc y Th/Sc) permitieron cuantificar el grado de evolución y retrabajo de

los sedimentos, mostrando que tanto las muestras de la Formación Sierra Grande como del Grupo Ventana presentaron una fuerte tendencia hacia sedimentos reciclados.

- El contenido de las tierras raras en comparación respecto a los valores promedios de las PAAS y a la corteza continental superior, estuvieron condicionadas a los tipos litológicos y al tamaño de las partículas de las rocas. De esta forma, las pequeñas variaciones registradas y algunas de las diferencias reconocidas entre las unidades estudiadas, estarían vinculadas a las características propias de las muestras analizadas más que a distintas condiciones en los medios de sedimentación. Así, se puede decir que en todos los casos se observó que las curvas resultantes mantuvieron similares patrones de distribución, siendo indicativo de una composición de rocas corticales.
- Todas las unidades mostraron una anomalía negativa en Eu, debida probablemente a la importante participación de un componente feldespático detrítico (plagioclasas) en el material clástico. Esta particularidad refleja similares condiciones de depositación entre la Formación Sierra Grande y del Grupo Ventana, observándose una ajustada correlación entre las composiciones de los ETR para ambas regiones.
- *La-Th-Sc* y *Th-Sc-Zr/10*: Para la Formación Sierra Grande las muestras se proyectaron mayormente en el campo de arco de isla continental, con una cierta tendencia hacia el campo de margen continental activo. Las muestras de la Formación Napostá se distribuyeron en el campo de procedencia de margen pasivo o próximo al mismo. Para la Formación Providencia, en el diagrama La-Th-Sc las muestras se ubican en el campo margen continental activo, mientras que en el diagrama Th-Sc-Zr/10 mayormente muestran una fuerte evolución hacia el campo margen pasivo. Las muestras de la Formación Lolén se proyectaron mayormente en el de procedencia de arco de isla continental o muy próxima a él.
- La aplicación los diagramas discriminantes de ambientes tectónicos a partir de los elementos trazas mostraron ciertas discrepancias respecto a los resultados obtenidos con los análisis de los elementos mayoritarios. En ambos casos los datos obtenidos estuvieron influenciados por las características de las rocas analizadas. De esta manera, resulta evidente que estas metodologías no permitieron arribar a interpretaciones concluyentes para resolver este tipo de problemáticas.
- *Th-Co-Zr/10*: tanto las muestras de las Formación Sierra Grande como las de las formaciones Napostá y Providencia tuvieron similar comportamiento, ubicándose sus proyecciones en el campo de procedencia de margen pasivo o con una fuerte tendencia hacia el campo donde los sedimentos son composicionalmente más maduros o reciclados. Las muestras de la Formación Lolén mantienen la composición dentro del campo de arco de isla continental, resaltando el carácter algo más inmaduro del material.
- *Th-Hf-Co*: mostró una similar tendencia que al anterior, donde las muestras de la



Formación Sierra Grande presentaron características composicionales que se relacionan con el campo de rocas volcánicas félsicas. La Formación Napostá mostró una composición que se relaciona al campo de cuarcitas de cuencas cratónicas reflejando su madurez composicional. Asimismo, la Formación Providencia comprendió los campos de cuarcitas de cuencas cratónicas y de areniscas feldespáticas. La Formación Lolén se vinculó en general al campo de las pelitas, con composiciones próximas al promedio para la corteza continental superior.

- El diagrama discriminante  $Hf$  vs  $La/Th$ : reveló que la Formación Sierra Grande se vincula a fuentes félsicas con una composición semejante a la de la corteza continental superior, mientras que para el Grupo Ventana, las muestras cuarcíticas de las formaciones Napostá y Formación Providencia, presentaron valores muy bajos en  $Hf$ . En tanto que las muestras de la Formación Lolén presentaron un comportamiento similar a las muestras de la Formación Sierra Grande (próximas al campo de fuentes félsicas), aunque con relaciones  $La/Th$  bajas y presentando ocasionalmente alguna tendencia hacia el campo de sedimentos maduros de fuentes de márgenes pasivos.
- De los estudios geoquímicos realizados se desprende que los resultados obtenidos dependieron claramente de las particularidades litológicas, granulometría y naturaleza de las muestras analizadas. Así, las conclusiones alcanzadas a partir de cada una de estas metodologías estuvieron sujetas a los factores antes mencionados, no pudiendo definir con suficiente certeza ambientes tectónicos de sedimentación. No obstante, fueron útiles para la comparación de datos entre las diferentes unidades estudiadas, obteniéndose como principal resultado, evidencias que indican que las condiciones de sedimentación registradas en ambos depocentros fueron semejantes. Finalmente, permitieron establecer que la procedencia sedimentaria de las rocas de ambas secuencias no registran aportes de rocas de corteza oceánica, caracterizándose por la participación de fuentes que contribuyeron esencialmente desde los ámbitos continentales.

## C.- GEOLOGÍA ISOTÓPICA

A partir de los estudios isotópicos U-Pb en circones detríticos por las metodologías LA-ICP-MS y SHRIMP, se pudieron determinar las edades de las fuentes principales que contribuyeron al relleno de las cuencas silúrico-devónicas de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico) y Grupo Ventana (Sistema Ventania).

### C1.- FORMACIÓN SIERRA GRANDE

- Presentó picos dominantes con edades correspondientes a los ciclos Pampeano-Brasiliano y Famatiniano, y en menor medida, edades correspondientes al Mesoproterozoico con fuerte participación del Grenvilliano (M3).

- Todas las muestras dan cuenta de la participación con contenidos variables de circones ordovícicos, definiéndose como una de las contribuciones más representativas en el relleno de la cuenca.
- La presencia de circones con edades antiguas evidencian el aporte desde áreas cratónicas.
- El Miembro Polke, para el sector del Yacimiento Sur, registró edades grenvillianas como pico principal, constituyendo junto con las edades neoproterozoicas las contribuciones más importantes, sugiriendo variaciones locales en el aporte sedimentario.
- En los niveles transicionales entre los Miembros Polke y San Carlos, para el sector de Loma de los Fósiles, se registraron fuentes predominantes del ciclo Pampeano-Brasiliano, con edades entre el Cámbrico inferior y Neoproterozoico, siendo escasas las edades famatinianas, mesoproterozoicas y más antiguas.
- Las edades más jóvenes correspondieron a circones del Silúrico registrados en muestras de los Miembros Polke y San Carlos, evidenciando la continuidad en la sedimentación de la secuencia y permitiendo inferir una edad máxima de sedimentación que quedaría comprendida, teniendo en cuenta el error analítico y estadístico, en el Silúrico.

## **C2.- GRUPO VENTANA**

### **C2a.- Formación Napostá**

- Los principales aportes sedimentarios derivan de fuentes con edades correspondientes a los ciclos Famatiniano y Pampeano-Brasiliano.
- Fuentes menos representativas del Mesoproterozoico M3 (Grenvilliano) y M2.
- La edad más joven registrada fue silúrica superior.

### **C2b.- Formación Providencia**

- Fuentes procedentes del ciclo Pampeano-Brasiliano y Famatiniano intervinieron de manera significativa en el aporte detrítico.
- Dentro del ciclo Famatiniano Los circones ordovícicos participan en forma moderada.
- El Mesoproterozoico está presente con registros del M3, M2 y M1, siendo el M3 (Grenvilliano) el más característico.

### **C2c.- Formación Lolén**

- Se observó una clara diferenciación en la participación de fuentes detríticas para esta unidad. El ciclo Famatiniano se manifiesta en forma más relevante, incluyendo mayormente edades ordovícicas acompañadas por circones devónicos y escasos registros del Silúrico y Cámbrico Medio. De forma aislada se registraron circones del Carbonífero inferior que fueron previamente desestimados, no obstante, la documentación de similares registros en trabajos contemporáneos ameritan ser tenidos en consideración.
- El Mesoproterozoico resultó una fuente constante de aporte en la cuenca. Una escasa contribución de elementos del ciclo Pampeano-Brasiliano, representados únicamente por circones neoproterozoicos.

### **C3.- ANALISIS COMPARATIVO DE LOS RESULTADOS U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS ENTRE LA FORMACIÓN SIERRA GRANDE Y LAS UNIDADES DEL GRUPO VENTANA**

- La Formación Sierra Grande comparte similares registros de edades U-Pb de circones detríticos con las formaciones Napostá y Providencia. El Miembro Polke se diferencia esencialmente por la mayor participación de edades mesoproterozoicas. Las edades cratónicas (Arqueano a Paleoproterozoico) resultaron comunes en todas las unidades analizadas. Tanto para los miembros Polke y San Carlos (Formación Sierra Grande) como para la Formación Napostá, las edades más jóvenes registradas son referidas al Silúrico inferior.
- La Formación Lolén (Grupo Ventana) se diferenció substancialmente tanto en la proporción que participan los circones de cada uno de los ciclos como en las edades registradas. Así, el ciclo Famatiniano constituyó la moda principal, en forma secundaria se presentaron edades mesoproterozoicas (M3 y M2) y menos relevante componentes del ciclo Pampeano-Brasiliano.
- Las edades más jóvenes registradas para la Formación Lolén corresponden al Devónico inferior-medio, sin descartar la participación de circones del Carbonífero inferior en la parte superior, que merece un estudio más detallado.
- La aplicación del test estadístico Kolmogorov-Smirnov (*K-S test*) corrobora de manera objetiva, una marcada correlación entre la mayor parte de las muestras de la Formación Sierra Grande (esencialmente los miembros San Carlos y Herrada) y las formaciones Napostá y Providencia. Esto sugiere que las secuencias fueron formadas por la acumulación de productos de erosión de regiones fuentes similares.

#### **C4.- COMPARACIONES CON OTRAS UNIDADES**

**C4a.- Formación Balcarce (Sistema Tandilia) vs. Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana:** La diferencia más significativa entre estas unidades reside en la importante participación de circones paleoproterozoicos superiores en la Formación Balcarce respecto a la pobre presencia de similares registros en la Formación Sierra Grande y la secuencia del Grupo Ventana.

**C4b.- Supergrupo Cape (Sistema Plegado del Cabo, Sudáfrica) vs. Formación Sierra Grande y unidades del Grupo Ventana:** El Grupo Bokkeveld y la parte inferior del Grupo Witteberg, resultaron equivalentes a la Formación Lolén. Las edades mesoproterozoicas, en especial las grenvillianas, están presentes de manera constante como fuente de detritos. Los aportes eopaleozoicos, resultan ser quizás la diferencia más relevante entre la cuenca del Cabo y las cuencas del Grupo Ventana y Sierra Grande.

*Formación Providencia vs. Subgrupo Nardouw: (regiones occidental y oriental):* Las formaciones Skurweberg y Kouga registran una importante contribución de circones neoproterozoicos (~70%), con la característica bimodalidad de fuentes neoproterozoicas tempranas y tardías, en tanto que en la Formación Providencia, los circones referidos al Neoproterozoico se encontraron presentes en forma moderada (25%), constituyendo una de las principales contribuciones de la cuenca. Como principal diferencia, la Formación Skurweberg contiene circones de edades silúricas, devónicas y algunos pocos circones carboníferos.

*Formación Lolén vs. Subgrupo Nardouw: Formación Skurweberg (región occidental), Subgrupo Ceres: Formaciones Gamka y Hex River (región oriental); Formaciones Hex River y Boplaas (región oriental) y Subgrupo Traka: Formación Adolphspoor:* De manera común en ambas cuencas se encontraron circones devónicos. Para la región del Sistema Ventana se registró una mayor proporción de edades paleoproterozoicas en relación a las unidades sudafricanas.

**C4c.- Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida) vs. Formación Sierra Grande:** Se encontraron la existencia de registros equivalentes en muestras de los Miembros Polke y San Carlos y en menor medida con el Miembro Herrada con estas unidades. El Miembro San Carlos presentó edades neoproterozoicas con similar frecuencia a las presentes en el Grupo Crashsite. El aporte Mesoproterozoico mostró una marcada correspondencia con el Miembro Mount Twiss. Se destaca la coincidencia en la participación de edades paleoproterozoicas tardías y arqueanas. Las edades

ordovícicas (famatinianas) no se hallan presentes de manera significativa en las secuencias del Grupo Crashsite.

**C4d.- Grupo Crashsite (Ellsworth-Whitmore Mountains, Antártida) vs. unidades del Grupo Ventana:** Se encontró una coincidencia en la frecuencia y participación de circones mesoproterozoicos y una constante presencia de granos con edades antiguas (arqueanas) en ambas secuencias. La presencia de circones devónicos es una coincidencia entre la Formación Lolén y la Formación Mount Wyatt Earp.

#### **C5.- ISOTÓPOS Lu-Hf EN CIRCONES DETRÍTICOS**

- De acuerdo al gráfico de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  vs. tiempo la mayoría de los circones de la Formación Sierra Grande tienen una evolución similar de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (t) comparadas con la muestra de la Formación Providencia.
- Se deduce que el 31% de los circones analizados han cristalizado de fuentes magmáticas juveniles, el 5% de fuentes corticales y el 64% han derivado de un significativo reciclaje cortical de una fuente esencialmente mesoproterozoica.

#### **C6.- ISOTOPOS DE Sm-Nd, EDADES MODELO ( $T_{\text{DM}}$ ) y $\epsilon_{\text{Nd}}$**

- Para el Grupo Ventana se encontró un cambio en las edades modelos  $T_{\text{DM}}$  entre la Formación Napostá y las unidades suprayacentes, como resultado de una variación de las fuentes que rellenaban la cuenca, aunque siempre de carácter cortical.
- El análisis global de todas las muestras para ambas regiones, revela que las edades modelos  $T_{\text{DM}}$  obtenidas comprenden el rango entre el Mesoproterozoico superior a Paleoproterozoico medio, expresando el espectro promedio de las edades modelo de las rocas fuente.
- Ambas regiones comparten una similar herencia de las fuentes aportadas a los depocentros, aunque ciertas características particulares diferencian a la Formación Napostá, donde hay una ausencia de aportes detríticos antiguos que se traduzcan en edades  $T_{\text{DM}}$  mayores a 1,6 Ga.
- Para la Formación Lolén, si bien el rango de edades  $T_{\text{DM}}$  se encuentra algo constreñido, queda incluido dentro de la fracción de edades que conforman el “promedio general” de las edades  $T_{\text{DM}}$  de los detritos que rellenaban la cuenca.
- Para la Formación Providencia y la Formación Sierra Grande sus resultados guardan una estrecha correlación, pudiéndose interpretar que ambas unidades han compartido aportes detríticos de características similares en el mismo lapso de sedimentación.
- Estas conclusiones son coherentes con los resultados U-Pb (LA-ICP-MS y SHRIMP) obtenidos en circones detríticos para ambas regiones, registrando patrones de

procedencia semejantes.

#### D.- PRINCIPALES FUENTES RECONOCIDAS, ÁREAS DE PROCEDENCIA E IMPLICANCIAS PALEOGEOGRÁFICAS

- *Neoproterozoico-Cámbrico Inferior*: Son referidas a aportes sedimentarios derivados de terrenos correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano. Localmente los basamentos sobre los cuales se desarrollan estas secuencias debieron participar activamente en las contribuciones detríticas de estas edades. Por otro lado, las Sierras Pampeanas (Terreno Pampia) constituyeron una de las áreas de aporte más significativas. No se descarta una posible contribución desde algunas regiones de África Occidental, como los cinturones de Saldania y Gariep, en tanto que, el cinturón Dom Feliciano y los terrenos adyacentes pudieron constituir parte del sistema de aporte.
- *Cámbrico Medio-Superior a Silúrico y Carbonífero Inferior*: Estas edades están íntimamente relacionadas al evento famatiniano, el cual tuvo un papel preponderante en el margen occidental de Gondwana. Para la Formación Sierra Grande, los intrusivos ordovícicos como parte del sustrato de la unidad, habrían sido la fuente principal de estos aportes en los diferentes niveles analizados. En forma común a ambas regiones, podrían haberse registrado aportes desde las áreas de las Sierras Pampeanas (Orientales y Occidentales) y las fajas eruptivas de la Puna. Asimismo, los registros silúricos en ambas secuencias y circones devónicos en la Formación Lolén, podrían derivar de la fase final del arco magmático famatiniano (ciclo orogénico Achaliano), en tanto que, en la Cordillera Frontal y Macizo del Deseado se documentan similares edades. Los circones del Carbonífero Inferior podrían derivar de los cuerpos graníticos referidos a las fases magmáticas achalianas y eventos póstumos, reportados para la región de Sierras Pampeanas.
- *Mesoproterozoico*. Registros de edades mesoproterozoicas se encuentran en todo el oeste de Sudamérica. Las edades esencialmente grenvillianas (1,0-1,2 Ga) se vinculan al cinturón orogénico Sunsás. En Argentina se conoce la presencia de corteza mesoproterozoica en el terreno Pampia y en afloramientos vinculados al basamento del terreno Cuyania. Se consideran además, contribuciones desde el cinturón Namaqua-Natal en Sudáfrica y el terreno Deseado-Malvinas.
- *Paleoproterozoico, Neoarqueano y Mesoarqueano*. Los pequeños contenidos de circones de estas edades encontrados de manera constante en todas las unidades estudiadas, sugiere la presencia de antiguos terrenos parcialmente exhumados, siendo altamente probable que deriven de la erosión de los cratones del Río de la Plata y/o Kalahari (Kaapval). Otras potenciales fuentes de estos detritos corresponderían a los

terrenos Piedra Alta y Nico Pérez (Uruguay), donde se reconocen rocas de edades paleoproterozoicas y arqueanas.

- Finalmente, las implicancias paleogeográficas que podrían deducirse del análisis de los datos obtenidos y tomando en consideración los antecedentes disponibles, serían las siguientes: el modelo de parautoctonía propuesto para el terreno Nordpatagónico respecto al Gondwana como fuera planteado en la Figuras VII-13, permitiría explicar los principales aportes de detritos registrados en las unidades estudiadas. Esto llevaría a considerar que las cuencas silúrico-devónicas del Grupo Ventana y Formación Sierra Grande, habrían evolucionado en un contexto paleogeográfico de margen pasivo, conformando diferentes depocentros donde los aportes sedimentarios derivaron desde fuentes similares a ambas regiones.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi profundo agradecimiento a mi Director, el Profesor Carlos Cingolani, del cual recibí todo el apoyo para llevar a cabo el trabajo de tesis. No solo me formó como Geólogo, sino que me enseñó con el ejemplo y el espíritu de investigación, a tener la constancia de avanzar todos los días un poquito para lograr los objetivos.

A mi Co-Director Moacir Macambira, que a pesar de la distancia, estuvo presente y predispuesto para la revisión de mis manuscritos y su valioso aporte en la obtención de datos isotópicos que hicieron enriquecer mi Tesis.

Agradezco la minuciosa revisión del manuscrito por parte de los jurados de Tesis, los Profesores Dr. Miguel Haller, Dr. Víctor Ramos y Dr. Luis Spalletti. Sus acertadas observaciones, comentarios, sugerencias y consejos, me permitieron mejorar y enriquecieron la versión final del trabajo presentado.

Con todo mi corazón agradezco a mis padres, Beba y Mario, que siempre están a mi lado, brindándome todo el amor que necesito para lograr mis anhelados sueños, apoyándome siempre en todas las metas y objetivos que me he fijado. Les debo a ustedes todo lo que soy y lo que he logrado. Estoy feliz y orgulloso de los padres que tengo!!!

Agradezco infinitamente a mi familia, Ale, Sergio, Flor y Fede, por todo su cariño y apoyo incondicional, celebrando cada paso que he dado en esta 'travesía'.

A mi compañera de vida, Gabriela, que con su amor me motivó en estos años de trabajo intenso y estuvo presente en cada instante de progreso de la tesis. Sus comentarios y opiniones me ayudaron a mejorar substancialmente mi trabajo. También agradezco a la pequeña Sarah por todo su amor y cariño. A su Familia, Mamá Bety y hermanos/as.

Un especial agradecimiento y todo mi afecto a Beatriz Marcellini 'Bea', por su constante preocupación por mí, todo su cariño y estar presente siempre en sus oraciones.

A mi tía Mirta, que siempre ha cuidado a mi mascota Nefe cada vez que debí realizar viajes de campo.

Mi agradecimiento es también para todas aquellas personas que me ayudaron y apoyaron en este trayecto de mi carrera. Así, quiero mencionar a:

Paulina Abre, por sus opiniones, consejos, lectura crítica del capítulo de geoquímica y toda su generosidad.

Héctor Leanza, que me ha alentado y motivado permanentemente en todos los aspectos de mi carrera.

Ricardo Varela, por su apoyo y charlas constructivas sobre la geología de la región y su vasta experiencia en el campo de la isotópica.

Marcelo Manassero, por sus múltiples aportes y opiniones que fueron siempre acertadas.

A Claudia Pereyra, que en el comienzo de los trabajos me enseñó y ayudó en la preparación de las muestras.



A Pablo González y Maximiliano Naipauer por los nutridos intercambios de opiniones sobre la geología de la región y el generoso aporte de muestras esenciales para los objetivos de la tesis.

Pamela Aparicio González, Karina Pamoukaghlian y Paula Frigerio por todo lo compartido en las diferentes etapas de elaboración de nuestras respectivas Tesis, intercambiando opiniones y aprendiendo juntos de nuestras experiencias.

A mis compañeros, colegas y amigos de la Cátedra de Geología Histórica, la División Científica de Geología y el Museo de La Plata, que siempre me han alentado: Miguel Cricenti, Andrea Bidone, Arón Sciccardi, Mario Campaña, Marta Alfaro, Franco Tortello, Eduardo Morel, Leandro Pérez, Ailen Borya y Juan José Rustán.

Aquí quiero recordar muy especialmente a María Adela Montalvo y Graciela Regalía que me apoyaron y me brindaron todo su cariño, seguramente estarían muy contentas con este logro.

Mi agradecimiento a las autoridades del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), que me autorizaron el uso de las instalaciones, equipos e instrumental para el procesamiento y preparación de muestras. Menciono aquí a Ana María Sato, Eduardo Llambías y Claudia Cavarozzi que siempre se han preocupado por el progreso de mi trabajo.

Debo agradecer especialmente al personal del Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, de Porto Alegre, Brasil, a los Profesores Farid Chemale y Koji Kawashita, que me brindaron la oportunidad de aprender junto a ellos y posibilitaron que pueda obtener importantísimos datos para el presente manuscrito. A Dayvisson Justino, Anelise Bertotti e Ivo Dussin, quienes me enseñaron y me ayudaron enormemente en el trabajo de laboratorio. A los Profesores Marcio Pimentel, Juliana Marques y José Carlos Frantz que facilitaron las tareas de laboratorio y obtención de datos en mi última estadía en la UFRGS.

Finalmente, agradezco todo el apoyo recibido por mis amigos/as, especialmente a Pablo Orozco y Pablo Rolando, compañeros de carrera y amigos incondicionales.

A mis amigas/os: 'Kela' Varela, Paola Tenaglia, Pamela Malaspina, Guillermo Debandi, Valeria Corbalán, Darío Colautti, Juan Manuel Morales, Nicolás García Romero, 'Tete' Alonso, Ceci Cabana y Ceci De Biase; a mis amigas/os "Guías": Rocío Mancuso, Andrea Rodríguez, Emilia Iucci, Virginia Ramallo, Felicitas Fonseca, Soledad Scazzola, Julita Tur, Emilia Pérez, Laura Delgado, Ana Carolina Peralta Brichtova, Claudio Bravi y Germán Schierff, y a la Dra. Mónica López Ruf por toda su generosidad. Un especial reconocimiento a la gran compañía de Emiliano Bellini y Virginia Ramallo durante mis vistas de trabajo en el LGI-UFRGS, Porto Alegre, que me recibieron siempre maravillosamente e hicieron de mi estadía momentos inolvidables...

...a todos ellos y muchos más que de una u otra forma colaboraron, me ayudaron y apoyaron para que realice este trabajo: MUCHÍSIMAS GRACIAS!!!

*...quiero recordar a uno de los seres  
más inteligentes y fieles que conocí,  
a mi gata 'Nefelina',  
por su compañía en tantos  
días y noches de trabajo,  
y todo el amor que me dio.*

**VIII.- BIBLIOGRAFÍA**

- Aceñolaza FG, Miller H, Toselli AJ. 1990. El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, Tucumán, p. 227.
- Aceñolaza FG, Miller H, Toselli AJ. 2002. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America: a discussion. *Tectonophysics*, 354:121-137.
- Aceñolaza FG, Durand FR. 1986. Upper Precambrian-Lower Cambrian biota from the northwest of Argentina. *Geological Magazine*, 123: 367-375.
- Aceñolaza FG, Toselli AJ. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. II Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, 2:755-764.
- Adams Ch, Miller H, Toselli AJ. 2007. Detrital zircon ages of the Puncoviscana Formation of NW Argentina, and their bearing on stratigraphic age and provenance. Abstracts 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences Kiel, 68-69.
- Adams Ch, Miller H, Toselli AJ, Griffin WL. 2008. The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, 247 (3): 341-352.
- Aldridge RJ, Gabbott SE, Theron JN. 2001. The Soom Shale. In Briggs DEG, Crowther PR (Eds), *Palaeobiology II*. Blackwell Science, Oxford, 340-342, p. 583.
- Alessandretti L. 2012. Geoquímica, proveniência e ambiente tectónico da Faixa Dobrada Sierra de la Ventana e da Bacia Claromecó, Província de Buenos Aires, Argentina. Master Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 102.
- Alessandretti L, Philipp RP, Chemale Jr.F, Brückmann MP, Zvirtes G, Matté V, Ramos VA. 2013. Geochemistry, provenance, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal South American Earth Sciences*, 47: 12-31.
- Alfaro MB, Uriz NJ, Cingolani CA, Tortello MF, Bidone AR, Galeano Inchausti JC. 2012. Graptolites and trilobites from the Eusebio Ayala Formation (Hirnantian?-early Llandovery), Paraná Basin, eastern Paraguay. *Geological Journal*. Volumen 48, 2-3: 236-247. DOI: 10.1002/gj.2448.
- Amelin Y, Lee DC, Halliday AN, Pidgeon RT. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, 399: 252-255.
- Amos AJ. 1971. Silurian of Argentina, in Berry WBN y Boucot AJ. Correlation of South American Silurian Rocks. *Geological Society American*, Special Paper, 133: 5-19.
- Amos AJ, Urien CM. 1968. La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXIII: 197-206.
- Andersen T, Laajoki K, Sayeed A. 2004. Age, provenance and tectonostratigraphic status of the Mesoproterozoic Blefjell quartzite, Telemark sector, southern Norway. *Precambrian Research*, 135: 217-244.

- Andersen T, Andersson UB, Graham S, Åberg G, Simonsen SL. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*. 166 (2): 233-247.
- Andreis RR. 1964a. Informe sobre el estudio de la zona con braquiópodos del Grupo de Lolén (Sierra de la Ventana, prov. Buenos Aires). Notas Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires, La Plata, 2 (5): 1-10.
- Andreis RR. 1964b. Petrología del grupo eodévónico de Lolén, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, V: 79-124.
- Andreis RR. 1965. Petrografía de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las sierras Australes bonaerenses. Separata, Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, VI: 9-63.
- Andreis RR, Spalletti LA, Mazzoni MM. 1971. Sedimentología de la Brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Actas de Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses, Bahía Blanca, 65-96.
- Andreis RR, Amos AJ, Archangelsky S, González CR. 1987. Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes) - Colorado. En Archangelsky S (Ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 213-223.
- Andreis RR, Iñiguez Rodriguez AM, Lluch JJ, Rodriguez S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En Chebli G y Spalletti L (Eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, San Miguel de Tucumán, 6: 265-298.
- Andreis RR, López Gamundi O. 1985. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. I Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata, p. 241.
- Angelelli V. 1948. La Cuenca Ferrífera de Sierra Grande. Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito.
- Ardolino AA. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somún Curá, provincia del Chubut. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 23.
- Armstrong RA, de Wit MJ, Reid D, York D, Zartman R. 1998. Cape Town's Table Mountain reveals rapid Pan-African uplift of its basement rock. *Journal of African Earth Sciences*, 27-1A:10-11.
- Armstrong-Altrin JS, Lee YLL, Verma SP, Ramasamy S. 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam formation, Southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (2): 285-297.
- Armstrong-Altrin JS, Verma SP. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology*, 177: 115-129.
- Arnolds A. 1952. Aspectos generales de la geología y geomorfología del Distrito de Sierra Grande (Territorio de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7 (2): 131-142.
- Astini RA. 1992. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos*, 48:315-327.

- Astini RA. 1996. Estratigrafía de secuencias del Paleozoico Inferior en Precordillera: Secuencias depositacionales, secuencias genéticas o aloestratigráficas? VI Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata, Actas, 89-96.
- Astini RA. 2002. Los conglomerados basales del Ordovícico de Ponón Trehue (Mendoza) y su significado en la historia sedimentaria del terreno exótico de Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 19-34.
- Astini RA, Benedetto JL, Vaccari NE. 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 253-273.
- Astini RA, Benedetto JL, Vaccari NE. 1996. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. Discussion & Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 373-375.
- Avila JC. 1978. Secuencia de deformación en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, Río Negro. Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, Suplemento de Acta Geológica Lilloana, Tucumán, p. 14.
- Avila JC. 1980. Estructura geológica del Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Acta Geológica Lilloana*, Tucumán, 15 (2): 85-102.
- Avila JC. 1982. Problemas geológicos estructurales en la explotación minera de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, Jujuy, 5: 141-169.
- Backeberg NR, Rowe CD. 2009. Mega-scale (~50m) Ordovician load casts at De Balie, South Africa: Sediment Fluidization by thermal destabilization. *South African Journal of Geology*, 112: 187-196.
- Bachmann G, Grauert B, Kramm U, Lork A, Miller H. 1987. El magmatismo del Cámbrico medio/Cámbrico Superior en el basamento del noroeste Argentina; investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. 10º Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas, 4: 125-127.
- Bahlburg H, Dobrzinski N. 2009. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. In Arnaud E., Halverson GP y Shields-Zhou G. (Eds.) The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. *Geological Society*, London, Memoirs, 36: 81-92.
- Barnett W, Armstrong R, de Wit MJ. 1997. Stratigraphy of the upper Neoproterozoic Kango and lower Palaeozoic Table Mountain Groups of the Cape Fold Belt, revisited. *South African Journal of Geology*, 100: 237-250.
- Basei MAS, Varela R, Sato AM, Siga Jr O, Llambías EJ. 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. En Cingolani CA, Cabaleri N, Linares E, López de Luchi MG, Ostera HA y Panarello HO (Eds.) 15th Congreso Geológico Argentino, Calafate, Actas, 3: 117-122.
- Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP, Preciozzi F, Jacob J. 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariiep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Research*, 139: 139-221
- Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP y Preciozzi F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with

- coeval sequences from SW Africa. In Pankhurst RJ, Trouw RA, Brito Neves BB, de Wit MJ (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, p. 294. *Special Publications*, London, 239-256.
- Bateman RM, Catt JA. 1985. Modification of heavy mineral assemblages in English coversands by acid pedochemical weathering, *Catena*, 12: 1-21.
- Benedetto JL. 2004. The allochthony of the Precordillera ten years later (1993-2003): A new paleobiogeographic test of the microcontinental model. *Gondwana Research*, 7 (4): 1027-1039.
- Benedetto JL. 2010. El Continente de Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología Histórica. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba p. 386.
- Benedetto JL, Sánchez TM, Brussa ED. 1992. Las cuencas silúricas de América Latina. En Gutiérrez Marco JC, Saavedra J y Rábano I (Eds.), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura, Madrid, 119-148.
- Bertram CJ, Elderfield H, Aldridge RJ, Conway-Morris S. 1992.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and REEs in Silurian phosphatic fossils. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 239-249.
- Bhatia MR. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91: 611–627.
- Bhatia MR. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Palaeozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, 45: 97-113.
- Bhatia MR, Crook KAW. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Bhatia MR, Taylor SR. 1981. Trace-element geochemistry and sedimentary provinces; a study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chemical Geology*, 33: 115-125.
- Blichert-Toft J, Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*. 148: 243-258. Erratum: *Earth and Planetary Science Letters*, 154 (1998), 349.
- Bodet F, Schärer U. 2000. Evolution of the SE-Asian continent from U-Pb and Hf isotopes in single grains of zircon and baddeleyite from large rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2067-2091.
- Boger SD. 2011. Antarctica-before and after Gondwana. *Gondwana Research*, 19: 335–371.
- Boger SD, Raetz M, Giles D, Etchart E, Fanning CM. 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, 139: 121-146.
- Bonin B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25: 261-270.
- Bonin B. 1995. *Pétrologie endogène*. Dunod, Paris, p. 336.
- Booth PWK. 2011. Stratigraphic, structural and tectonic enigmas associated with the Cape Fold Belt: challenges for future research. *South African Journal of Geology*, 114: 235-248.
- Booth PWK, Brunson G, Shone RW. 2004. A duplex model for the Eastern Cape Fold Belt? Evidence from the Palaeozoic Witteberg and Bokkeveld Groups (Cape Supergroup), Near Steytlerville, South Africa. *Gondwana Research*, 7: 211-222.

- Bordonaro O, Keller M, Lehnert O. 1996. El Ordovícico de Ponón Trehué en la provincia de Mendoza (Argentina): redefiniciones estratigráficas. 12° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas, 1: 541-550.
- Borg SG, De Paolo DJ. 1991. A tectonic model of the Antarctic Gondwana margin with implications for southeastern Australia: isotopic and geochemical evidence. *Tectonophysics*, 196: 339-358.
- Borrello AV. 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires. *Paleontografía Bonaerense*. Fascículo V. Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires, p. 42.
- Bossi J, Cingolani C, Llambias E, Varela R, Campal N. 1993. Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociencias*, San Pablo, Brasil, 23 (3): 282-288.
- Bossi J, Ferrando L, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio E, Schipilov A, Piñeyro D, Sprechmann P. 1998. Carta Geológica del Uruguay. Escala 1/500.000. Versión 1.0 Digital. Geoeditores-Facultad de Agronomía, Montevideo.
- Bossi J, Navarro R. 1988. Geología del Uruguay. 2 tomos. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.
- Botella H, Gaucher C, Sprechmann P. 2003. Restos de acantodios de la Formación Cordobés del Devónico Inferior de Uruguay. Reunión Anual de Comunicaciones Asociación Paleontológica Argentina y Simposio de Tafonomía y Paleoecología, Resúmenes, 5-6.
- Boucot AJ, Theron JN. 2001. First Rhipidothyris (Brachiopoda) from southern Africa: Biostratigraphic, paleoecological, biogeographical significance. *Journal of the Czech Geological Society*, 46: 155-160.
- Boucot AJ, Theron JN. 2004. First African occurrence of Proboscidina (Early Devonian, Brachiopoda) and the Ontogeny of Pleurothyrella Africana. Extraído del Bulletin: Classe des sciences mathématiques et naturelles - *Sciences naturelles*, 128 (42): 115-129.
- Braitsch O. 1965. Das Paleozoikum von Sierra Grande (Prov. Rio Negro, Argentinien) und die altkaledonische faltung im östlichen Andenvorland. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 698-714.
- Broquet CAM. 1992. The sedimentary record of the Cape Supergroup: A review de Wit MJ y Ransome IGD (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, Balkema Publishers, Rotterdam, 159-184.
- Buatois L, Mángano G. 2011. Ichnology: The role of organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press, p. 358.
- Buggisch W. 1986. Stratigraphie und metamorphose in der Sierra de La Ventana (Argentinien). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Sonderband*, Berlín, 211: 24-25.
- Buggisch W. 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I: 819-837.
- Burmistrov S. 1971. Un ensayo geotectónico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Actas de la Reunión sobre la geología de las Sierras Australes Bonaerenses, Bahía Blanca, 33-50.
- Busteros A, Giacosa R, Lema H, Zubia M. 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, p. 75.

- Cabaleri N, Volkheimer W, Armella C, Gallego O, Silva Nieto D, Páez M, Cagnoni M, Ramos A, Panarello H, Koukharsky M. 2010a. Estratigrafía, análisis de facies y paleoambientes de la Formación Cañadón asfalto en el depocentro Jurásico Cerro Cóndor, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (3): 349-367.
- Cabaleri N, Volkheimer W, Silva Nieto D, Armella C, Cagnoni M, Hauser N, Matteini M, Pimentel M. 2010b. U-Pb ages in zircons from Las Chacritas and Puesto Almada members of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut province, Argentina. VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia, 190-193.
- Caminos R. 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g Cerro Tapiluke y 39h Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico, Informe inédito, Buenos Aires.
- Caminos R. 2001. Hoja Geológica 4166-I Valcheta, provincia de Río Negro. En Servicio Geológico Minero Argentino Boletín, Buenos Aires, vol. 310 p. 78.
- Caminos R y Llambías EJ. 1984. El Basamento Cristalino. 9° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Relatorio 1: 37-63.
- Cardona A, Cordani UG, Ruiz J, Valencia VA, Armstrong R, Nutman A, Sanchez A. 2009. U/Pb zircon and Nd isotopic signatures of the pre-Mesozoic metamorphic basement of the Eastern Peruvian Andes: growth and Provenance of a Late Neoproterozoic to Carboníferous accretionary orogen on the Northwest margin of Gondwana. *Journal of Geology*, 117: 285-305.
- Cardona A, Chew D, Valencia V, Bayona G, Miškovic A, Ibanez-Mejia M. 2010. Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 (1): 92-104.
- Casquet C, Pankhurst RJ, Rapela CW, Galindo C, Dahlquist J, Baldo E, Saavedra J, Casado JMG, Fanning CM. 2005. Grenvillian massif-type anorthosites in the Sierras Pampeanas. *Journal of the Geological Society*, 162: 9-12.
- Casquet C, Pankhurst RJ, Fanning CM, Baldo E, Galindo C, Rapela CW, González-Casado JM, Dahlquist JA. 2006. U-Pb SHRIMP zircon dating of Grenvillian metamorphism in Western Sierras Pampeanas (Argentina): correlation with the Arequipa Antofalla craton and constraints on the extent of the Precordillera Terrane. *Gondwana Research*, 9: 524-529.
- Cawood PA. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews*, 69: 249-279.
- Cawood PA, Kröner A, Pisarevsky S. 2006. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today*, 16: 4-11.
- Cawood PA, Johnson MRW, Nemchin AA. 2007a. Early palaeozoic orogenesis along the Indian margin of Gondwana: Tectonic response to Gondwana assembly. *Earth and Planetary Science Letters*, 255: 70-84.
- Cawood PA, Nemchin AA, Strachan R, Prave T, Krabbendam M. 2007b. Sedimentary basin and detrital zircon record along East Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. *Journal of Geological Society*, London 164: 257-275.
- Cawood PA, Kröner A, Collins WJ, Kusky TM, Mooney WD, Windley BF. 2009. Earth Accretionary orogens through Earth history. In Cawood PA y Kröner A (Eds.), *Earth Accretionary Systems in Space and Time. Geological Society London, Special Publications*, 318: 1 - 37.

- Cazau LB, Uliana MA. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. V Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163.
- Cerredo ME, López de Luchi MG. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5): 499-515 .
- Cingolani CA, Varela R, Aceñolaza FG. 1985. Caracteres geológicos e icnológicos del Cerro del Corral (partido de Necochea), provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas, 891-908.
- Cingolani C, Berry CM, Morel E, Tomezzoli R. 2002. Middle Devonian Lycopods from high southern paleolatitudes of Gondwana (Argentina). *Geological Magazine*, Cambridge University Press, 139 (6): 641-649 pp.
- Cingolani CA, Llambías E J, Basei MAS, Varela R, Chemale Jr.F, Abre P. 2005. Grenvillian and Famatinian-age igneous events in the San Rafael block, Mendoza province, Argentina: geochemical and isotopic constraints. Gondwana 12 Conference, Abstracts: 103.
- Cingolani CA, Varela R. 1973. Examen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes Bonaerenses. Actas del Quinto Congreso Geológico Argentino, 1: 349-371.
- Cingolani C, Varela R. 1976. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. 6º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 1: 457-474.
- Coates DA. 1969. Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, Southern Buenos Aires Province. 1º Simposio Internacional del Gondwana, Mar del Plata, 1967, 2: 799-816. París.
- Cobbold PR, Massabie AC, Rossello EA. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynica* (Francia), 2: 135-148.
- Cobbold PR, Massabie AC, Rossello EA. 1987. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2: 135-148.
- Cobbold PR, Gapais D, Rossello EA. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13: 743 - 758.
- Cobbold PR, Gapais D, Rossello EA, Milani EJ, Szatmari P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In de Wit MJ y Ransome IGD (Eds.), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. *Balkema Publishers*, Rotterdam, 23-26.
- Cocks LRM, Fortey RA. 1986. New evidence on the South African Palaeozoic: age and fossils reviewed. *Geological Magazine*, 123: 437- 444.
- Cocks LRM, Torsvik TH. 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society*, London, 159: 631- 644.
- Cocks LRM, Torsvik TH. 2006. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In Gee DG y Stephenson RA (Eds.), European Lithosphere Dynamics. *Geological Society*, London, Memoirs, 32: 83-95.



- Coira B, Toselli A, Koukharsky M, Rossi de Toselli J, Kay SM. 1999a. Magmatismo famatiniano. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 189-211, Salta.
- Coira BL, Mahlburg Kay S, Pérez B, Woll B, Hanning M, Flores P. 1999b. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En Ramos VA y Keppie JD (Eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America Special Paper*, Boulder, Colorado, 336: 145-170.
- Compston W, Williams IS, Mayer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. In Proceedings, 14th Lunar Science Conference, *Journal of Geophysical Research*, v89. B252-B534.
- Compston W, Williams IS, Kirschvink JL, Zhang Z, Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for the early Cambrian timescale. *Journal of the Geological Society of London*, 149: 171-184.
- Conover WJ. 1971. Practical nonparametric statistics (third edition): New York, John Wiley & Sons, p. 462.
- Conti CM, Rapalini AE, Coira B, Koukharsky M. 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: a clue of Gondwana-Laurentia interaction?. *Geology*, Boulder, 24(10): 953-956.
- Cook YA. 2007. Precambrian rift-related magmatism and sedimentation, south Victoria Land, Antarctica. *Antarctic Science*, 19: 471-484.
- Cooper AF, Worley BA, Armstrong RA, Price RC. 1997. Synorogenic alkaline and carbonatitic magmatism in the Transantarctic Mountains of South Victoria Land, Antarctica. In Ricci CA ed. The Antarctic region; geological evolution and processes. VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Siena, *Terra Antarctica Publication*, 245-252.
- Cordani UG, Sato K, Teixeira W, Tassinari CCG, Basei MAS. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A y Campos DA (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Proceedings of 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 19-40.
- Cordani UG, Tassinari CCG, Reis Rolim D. 2005. The Basement of the Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: a geochronological correlation with the tectonic provinces of the southwestern Amazonian Craton. Proceedings of the 12th Gondwana Conference, Abstracts, Mendoza, p. 113.
- Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO, Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. (Eds.) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, *Mineralogical Society of America*, 53: 470-500.
- Cornell DH, Thomas TJ, Moen HFG, Reid DL, Moore JM, Gibson RL., 2006. The Namaqua-Natal Province. In Johnson, M.R., Anhaeusser, C.R., Thomas, R.J. (Eds.) Geology of South Africa. *Geological Society of South Africa Johannesburg*, Council for Geoscience, Pretoria, 325-379.
- Cortelezzi CR, Kilmurray JO. 1969. Petrografía de las Formaciones gondwánicas en un perfil de la Sierra de las Tunas (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, República Argentina). *Gondwana Stratigraphy*, IUGS Symposium, UNESCO, Buenos Aires: 845-855. Paris.
- Cortés JM. 1979. Primeros afloramientos de la Formación Sierra Grande en la provincia del Chubut. VII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 1: 481-487.

- Cortés JM. 1981. Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la Península de Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (4): 424-445.
- Cortés JM, Caminos R, Leanza HA. 1984. La cobertura sedimentaria eopaleozoica. 9° Congreso Geológico Argentino y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 65-84.
- Cotter E. 2000. Depositional setting and cyclic development of the lower part of the Witteberg Group (mid- to Upper Devonian), Cape Supergroup, western Cape, South Africa. *South African Journal of Geology*, 103: 1-14.
- Cox R, Lowe DR. 1995. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *Journal of Sedimentary Research*, v. A65: 1-12.
- Craddock C. 1983. The East Antarctica-West Antarctica boundary between the ice shelves: A review. In Oliver RL, James PR y Jago JB (Eds.), *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra, 94-97.
- Craddock JP, McGillion MS, Webers GF, Yoshida M. 1998. Strain analysis across the Ventana-Ellsworth fold and thrust belt (Extended Abstract). *Journal African Earth Sciences* 27(1A), 49-50.
- Crawford MB, Windley BF. 1990. Leucogranites of the Himalaya/ Karakoram, magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related Leucogranite petrogenesis. In Le Fort P, Pearce JA y Pecher A (Eds.), *Collision magmatism. J. Volcan. Geothermal Research*. Special Issue, v. 44 (1/2): 1-19.
- Creer KM, Embleton, BJJ, Valencio DA. 1970. Triassic and Permian Paleomagnetic data for South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 8: 173-178.
- Cucchi RJ. 1962. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- Cucchi RJ. 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXI: 71-106.
- Cuerda AJ, Cingolani CA, Barranquero HR. 1975. Estratigrafía del basamento precámbrico en la comarca de los Cerros Pan de Azúcar-Del Corral, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires) II Cong. Ibero-Americano de Geología Económica, tomo I, 57-63.
- Cuerda AJ, Baldis BA. 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. *Ameghiniana*, 8: 128-164.
- Cullers RL. 1988. Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danberg granite, Georgia, USA. *Lithos*, 21: 301-314.
- Cullers RL. 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(22): 4955-4972.
- Cullers RL. 1995. The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountain region, Colorado, U.S.A: *Chemical Geology*, 123(1-4): 107-131.
- Cullers RL. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.

- Cullers RL, Barrett T, Carlson R, Robinson B. 1987. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 63: 275-297.
- Cullers, R.L., Basu, A., Suttner, L., 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. *Chemical Geology*, 70, 335-348.
- Curtis ML. 2001. Tectonic history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica: Reconciling a Gondwana enigma: *Geological Society of America Bulletin*, 113:939-958.
- Curtis ML, Leat PT, Riley TR, Storey BC, Millar IL, Randall DE. 1999. Middle Cambrian rift-related volcanism in the Ellsworth Mountains, Antarctica: Tectonic implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana: *Tectonophysics*, v. 304: 275-299.
- Curtis ML, Lomas SA. 1998. Late Cambrian stratigraphy of the Heritage Range, Ellsworth Mountains; implications for basin evolution: *Antarctic Science*, 11: 63-77.
- Chauvel C, Blichert-Toft J. 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 190: 137-151.
- Chemale Jr.F, Phillip RP, Dussin IA, Formoso MLL, Kawashita K, Bertotti AL. 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186: 117-126.
- Chemale Jr.F, Kawashita K, Dussin IA, Justino D, Bertotti AL. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84: 275-296.
- Chemicoff CJ. 1994. Estructura del basamento cristalino del área Yaminué-Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico. Thesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, p.165 (Unpubl.).
- Chemicoff CJ, Zappettini EO, Santos JOS, Belousova E, McNaughton NJ. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Río Negro province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, Beijing, vol. 4: 37-56.
- Chew DM, Schaltegger U, Košler J, Whitehouse MJ, Gutjahr M, Spikings RA, Mišković A. 2007a. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 697-711.
- Chew DM, Kirkland CL, Schaltegger U, Goodhue R. 2007b. Neoproterozoic glaciation in the Proto-Andes: tectonic implications and global correlation. *Geology*, 35: 1095-1099.
- Chew DM, Magna T, Kirkland CL, Mišković A, Cardona A, Spikings A, Schaltegger U. 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research*, 167: 186-200.
- Da Silva LC, Gresse PG, Scheepers R, McNaughton NJ, Hartmann LA, Fletcher I. 2000. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 30 (4), 795-815
- Dahlquist JA, Pankhurst RJ, Gaschnig RM, Rapela CW, Casquet C, Alasino PH, Galindo C, Baldo, EG. 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 23, 1617-1630.

- Dahlquist JA, Alasino PH. 2012. Primera edad U-Pb en circón usando LA-ICP-MS de un dique traquiandesítico emplazado en el granito tipo-A Los Árboles, Sierras Pampeanas Orientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol.69, n.2 ISSN 0004-4822.
- Dalla Salda LH, Cingolani CA, Varela R. 1990. El basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 11-14.
- Dalla Salda LH, Cingolani CA, 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 LH, Dalziel I, Cingolani CA, Varela R. 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into South America ?. *Geology*, 20: 1059-1062.
- Dalla Salda LH, Varela R, Cingolani CA, Aragón, E. 1994. The Río Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of North Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3-4):377-386.
- de Alba E. 1954. Nota sobre la estratigrafía de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, IX (2): 131-134, Buenos Aires.
- de Alba E. 1962. Acerca de la estructura geológica en Sierra Grande y su aplicación económica, Ría Negro. I Jornadas Geológica Argentina, Actas 2: 53-64, Buenos Aires.
- de Alba E. 1964. Descripción geológica de la Hoja 41j "Sierra Grande", provincia de Río Negro. Carta Geológica y Económica de la República Argentina, Boletín 97, Dirección Nacional de Geología y Minería.
- De Beer CH. 1992. Structural evolution of the Cape Fold Belt syntaxis and its influence on syntectonic sedimentation in the SW Daroo Basin. In: de Wit MJ., Ransome IGD. (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. Balkema Publishers, Rotterdam, pp. 197-206.
- de Wit MJ, Ransome IGD. 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In: de Wit MJ, Ransome IGD. (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. Balkema Publishers, Rotterdam, pp. 15-22.
- DeGraaff-Surpless K, Mahoney JB, Wooden JL, McWilliams MO. 2003. Lithofacies control in detrital zircon provenance studies: Insights from the Cretaceous Methow basin, southern Canadian Cordillera: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 899-915, doi: 10.1130/B25267.1.
- Del Pino S. 1993. Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del régimen de deformación operante sobre las rocas del basamento del faldeo occidental del Cerro del Corral. Sierras Australes de Buenos Aires. Actas del XII Congreso geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, III: 21-31.
- DEMAG, 1963. Estudio geológico de los Yacimientos Norte, Sur y Este de Sierra Grande, Río Negro. HIPASAM, informe inédito.
- DePaolo DJ. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- DePaolo DJ. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry, An Introduction. Springer-Verlag, Berlin, 187 p.
- DePaolo DJ, Linn AM, Schubert G. 1991. The continental crustal age distribution; methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the South-western United State. *Journal of Geophysical Research*, B96: 2071-2088.

- Desjardins PR, Buatois LA, Limarino CO, Cisterna A. 2009. Latest Carboniferous-earliest Permian transgressive deposits in the Paganzo Basin of Western Argentina: lithofacies and sequence stratigraphy of a coastal plain to shallow-marine succession. *Journal of South American Earth Sciences*, 48:40-53.
- Desjardins PR, Buatois LA, Mángano MG, Limarino, CO. 2010. Ichnology of the latest Carboniferous-earliest Permian transgression in the Paganzo Basin of western Argentina: the interplay of ecology, sea-level rise, and paleogeography during postglacial times in Gondwana. In: López-Gamundí OR, Buatois LA. (Eds.), Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana: *Geological Society of America Special Paper*, 468, pp. 175-192.
- Dewey JF, Bird J. 1970. Mountain belts and the new global tectonics, *Journal Geophysical Research*, v. 75, p. 2625-2647.
- Di Nardo LR, Dimieri LV. 1985. Mecanismos de deformación de la masa rocosa en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Actas de la II Reunión de Microtectónica, Bahía Blanca: 20-22.
- di Pasquo M, Amenábar CR, Noetinger S. 2009. Middle Devonian microfloras and megaflores from western Argentina and southern Bolivia. Its importance in the palaeobiogeographical and palaeoclimatical evolution of western Gondwana. From: Königshof P. (Ed.) Devonian Change: Case Studies in Palaeogeography and Palaeoecology. *Geological Society*, London, Special Publications, 314, 191-211.
- Díaz-Martínez E, Grahn Y. 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245: 62-81
- Dickins JM. 1985. Late Paleozoic glaciation. Bureau of Mineral Resources, *Journal of Australasian Geology and Geophysics* 9:163-169.
- Dickinson WR, Gehrels GE. 2003. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA; paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*. 163:29-66.
- Dickinson WR, Gehrels GE. 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 115-125
- Digregorio JH. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Centenario Academia Nacional de Ciencias: 439-506. Córdoba.
- Dimieri L, Japas S. 1986. Trazas fósiles distorsionadas como indicadores de la deformación en la Formación Napostá, Abras de La Ventana y del Hinojo, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Segunda Reunión Sobre Microtectónica, Actas 3: 32-39.
- Dryden L, Dryden C. 1946. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 16(3): 91-96.
- Du Toit AL. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. Cowper Reed. *Carnegie Institution of Washington*. Publication 381:1-157.
- Du Toit AL. 1937. Our wandering continents. Oliver and Boyd. 366p. Edinburgh.
- Duhart P, Haller M, Hervé F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. In Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas 2: 97-100. Buenos Aires.

- Dunkl I, Di Giulio A, Kuhlemann J. 2001. Combination of single-grain fission track chronology and morphological analyses of detrital zircon crystals in provenance studies - Origin of Macigno Formation (Apennines, Italy): *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 516-525.
- Eglington BM. 2006. Evolution of the Namaqua-Natal Belt, southern Africa - A geochronological and isotope geochemical review. *Journal of African Earth Sciences*, 46, 93-111.
- Elderfield H, Graves M. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature* 269, 214-219.
- Escayola MP, Pimentel M, Armstrong R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology*, 35:495-498.
- Escayola MP, van Staal CR, Davis WJ. 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana formation in northwestern Argentina: an accretionary complex related to early Cambrian closure of the Puncoviscana ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2011.04.013.
- Fanning CM, Pankhurst RJ, Rapela CW, Baldo EG, Casquet C, Galindo C. 2004. K-bentonites in the Argentine Precordillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian arc. *Journal of the Geological Society* 161: 747-756, London.
- Faure G. 1986. "The Sm-Nd method of dating." In *Principles of Isotope Geology*, second edition, John Wiley and Sons, New York, pp. 200-216.
- Faure G. 2005. *Isotopes: Principles and Applications - Third Edition*, Gunter Faure and Teresa M. Mensing. John Wiley and Sons, Inc., Hoboken, New Jersey.
- Federico L, Crispini L, Capponi G, Bradshaw, JD. 2009. The Cambrian Ross Orogeny in north Victoria Land (Antarctica and New Zealand: a synthesis. *Gondwana Research* 15, 188-196.
- Fedo CM, Nesbitt HW, Young GM. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.
- Fedo CM, Sircombe KN, Rainbird RH. 2003. Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record. In: Hanchar, J.M.; Hoskin, W.O. (Eds.) (2003): *Zircon: Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53: 277- 303, Washington.
- Fernandez Lima JC, Oliveri JL. 1946. Informe preliminar sobre el Yacimiento de Hierro de Sierra Grande, Departamento de San Antonio, Río Negro. Dirección de Minería y Geología, informe inédito, Servicio Minero Nacional, Carpeta Nro. 114. Buenos Aires
- Figueiras A. 1987. Fauna EoDevónica del Uruguay. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*. VII (52-53): 41 - 56. Montevideo. Uruguay.
- Figueiras A. 1991. Fauna EoDevónica del Uruguay. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12 (1): 57-64.
- Figueredo L. 1995. Descripción del pozo RD 116 Santa Elena-Paraguay, Coop. Geol. Paraguayo/Alemana, informe interno, San Lorenzo. In González Núñez M, Lahner L, Cubas N, Adelaida D. 1999. Mapa Geológico de la República del Paraguay, hoja Coronel Oviedo 5670 1:100.000. Cooperación técnica BGR-MOPC, Asunción, 30 pp.

- Finn CA, Moore D, Damaske D, Mackey T. 1999. Aeromagnetic legacy of early Paleozoic subduction along the Pacific margin of Gondwana: *Geology*, v. 27, p. 1087-1090.
- Finney SC, Peralta SH, Heredia S, Gehrels G, McGraw J, Gaucher C, Poiré DG. 2006. Detrital-zircon geochronology of Cambrian-Devonian sandstones of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of western Argentina and Neoproterozoic sandstones deposited on the Río de la Plata carton of Uruguay and eastern Argentina. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 38(7), p. 410.
- Flöttmann T, Gibson GM, Kleinshmidt G. 1993. Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific: *Geology*, v. 21, p. 319-322.
- Flöttmann T, James P, Rogers J, Johnson T. 1994. Early Palaeozoic foreland thrusting and basin reactivation at the Palaeo-Pacific margin of the southeastern Australian Precambrian Craton: a reappraisal of structural evolution of the southern Adelaide Fold-Thrust Belt. *Tectonophysics* 234, 95-116
- Flowerdew MJ, Millar IL, Curtis ML, Vaughan APM, Horstwood MSA, Whitehouse MJ, Fanning CM. 2007. Combined U-Pb geochronology and Hf isotope geochemistry of detrital zircons from early Paleozoic sedimentary rocks, Ellsworth-Whitmore Mountains block, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 275-288.
- Floyd PA, Leveridge BE. 1987. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London* 144, 531-542
- Foden J, Elburg MA, Smith PB, Dougherty-Page J, Burt A. 2006. The timing and duration of the Delamerian orogeny: correlation with the Ross Orogen and implications for Gondwana assembly. *Journal of Geology*, 114, 189-210.
- Forsythe R. 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of the Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 671-682.
- Fourie PH. 2010. Provenance and Paleotectonic Setting of the Devonian Bokkeveld Group, Cape Supergroup, South Africa. University of Johannesburg. p.141.
- Fourie PH, Zimmermann U, Beukes NJ, Naidoo T, Kobayashi K, Kosler J, Nakamura E, Tait J, Theron, JN. 2011. Provenance and reconnaissance study of detrital zircons of the Palaeozoic Cape Supergroup in South Africa: revealing the interaction of the Kalahari and Río de la Plata cratons. *International Journal of Earth Sciences*, vol 100, no. 2-3, pp. 527-541.
- Franzese J, Días G, Dalla Salda L. 1992. Las estructuras de las Metamorfitas Cushamen, Provincia de Chubut. VI Reunión Microtectónica. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Monografías, 8: 27-30
- Franzese JR, Pankhurst RJ, Rapela CW, Spalletti LA, Fanning CM, Muravchick M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwánico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 144-148, Buenos Aires.
- Frimmel HE, Zartman RE, Spath A. 2001. The Richtersveld Igneous Complex, South Africa: U-Pb zircon and geochemical evidence for the beginning of Neoproterozoic continental breakup. *Journal of Geology*, 109, 493-508.
- Fuck RA, Neves BBB, Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America: *Precambrian Research*, v. 160, nos. 1-2, p. 108-126.

- Fujimaki H. 1986. Partition-Coefficients of Hf, Zr, and Ree between Zircon, Apatite, and Liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94(1): 42-45.
- Furque G. 1965. Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata*, 35: 239-243.
- Furque G. 1973. Descripción geológica de la Hoja 34m, Sierra de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 141: 1-70. Buenos Aires.
- García VA, González SN, Tassinari CCG, Sato K, Sato AM, González PD, Varela R. 2014. U/Pb and Nd data from Peñas Blancas Pluton, North Patagonian Massif. *9th South American Symposium on Isotope Geology*. São Paulo, Brasil, p. 190 (abstract).
- García VA, González SN, Tassinari CCG, Sato K, Sato AM, González PD, Varela R. 2014. Geoquímica y Geocronología del plutón La Verde, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. *XIX Congreso Geológico Argentino*. Córdoba, Argentina. Acta: T8-18.
- Garver JI, Kamp PJJ. 2002. Integration of zircon color and zircon fission track zonation patterns in Orogenic belts: Application of the Southern Alps, New Zealand; *Tectonophysics*. v. 349, n. 1-4, p. 203-219.
- Garzanti E, Ando S, France-Lanord C, Censi P, Vignola P, Galy V, Lupker M. 2011. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters* 302, 107-120, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.043>.
- Gaucher C, Sprechmann P, Schipilov A. 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abh., 199: 339-367.
- Gaucher C, Poiré DG, Finney SC, Valencia VA, Blanco G, Pamoukaghlian K, Peral LG. 2006. Detrital zircon ages in Neoproterozoic sedimentary units of the Río de la Plata craton: unravelling its complex geological evolution. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 38(7), 410.
- Gehrels GE, Valencia V, Pullen A. 2006. Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, in Geochronology: Emerging Opportunities, Paleontology Society Short Course: *Paleontology Society Papers*, vol. 11, p. 10.
- Gelós EM. 1977. Metamorfismo de contacto en el YS de Sierra Grande, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (2): 99-110.
- GEOTÉCNICA (1950): Informe final del relevamiento magnetométrico de los yacimientos ferríferos de Sierra Grande. Geotécnica S.A., informe inédito, Buenos Aires.
- Gerdes A, Zeh A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planet Science Letters*, 249:47-62
- Gerdes A, Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration - new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*. 261, 230-243.
- Gerrienne P, Bergamaschi S, Pereira E, Rodrigues MAC, Steemans P. 2001. An Early Devonian flora, including Cooksonia, from the Paraná Basin (Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology* 116: 19-38.



- Ghienne JF. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 189, 117-145.
- Giacosa RE. 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro. Actas del X Congreso Geológico Argentino, 3: 51-54. Tucumán.
- Giacosa RE. 1993. El ciclo eruptivo Gondwánico en el área de sierra Pailemán, Macizo Norpatagónico, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 113-119
- Giacosa RE. 1997. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de sierra Pailemán, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(1): 65-80. Buenos Aires.
- Giacosa RE. 2001. Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(2): 131-140.
- Goldring R, Kazmierczak J. 1974. Ecological succession in intraformational hardground formation. *Palaeontology*, 11, 4, 949-962
- Goldstein SL, Amdt NT, Stallard RF. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. *Chemical Geology*. 139, 269-284.
- González P, Poiré D, Varela R. 2002. Hallazgo de trazas fósiles en la Formación El Jagüelito y su relación con la edad de las metasedimentitas, Macizo Norpatagónico Oriental, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(1), 35-44.
- González PD, Tortello MF, Damborenea SE. 2011. Early Cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta* 9(2), 159-173.
- González PD, Tortello MF, Damborenea SE, Naipauer M, Sato AM, Varela R. 2013. Archaeocyaths from South America: review and a new record. *Geological Journal*. 48: 114-125. doi: 10.1002/gj.2415.
- Goodge JW, Walker NW, Hansen VL. 1993. Neoproterozoic-Cambrian basement-involved orogenesis within the Antarctic margin of Gondwana, *Geology*, 21, 37-40.
- Goodge JW, Myrow P, Phillips D, Fanning CM, Williams IS. 2004a. Siliciclastic record of rapid denudation in response to convergent-margin orogenesis, Ross orogen, Antarctica, in Bernet M, Spiegel C. (Eds.). Detrital thermochronology-Provenance analysis, exhumation, and landscape evolution of mountain belts: *Geological Society of America Special Paper* 378, p. 101-122.
- Goodge JW, Williams IS, Myrow P. 2004b. Provenance of Neoproterozoic and lower Paleozoic siliciclastic rocks of the central Ross orogen, Antarctica: Detrital record of rift-, passive- and active-margin sedimentation: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 1253-1279, doi: 10.1130/B25347.1.
- Gozalvez MR. 2009. Petrografía y Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de leucogranitos peraluminosos al oeste de Valcheta. Macizo Nordpatagónico (Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 285 -294.
- Grahn Y. 1999. Recent progress in Silurian and Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay, in: Rodrigues MAC, Pereira E. (Eds.), Ordovician-Devonian palynostratigraphy in Western Gondwana: update, problems and perspectives. Univeridade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, pp. 147-163.

- Grahn Y, Young C, Borghi L. 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 11, 137-146.
- Grahn Y, Mendlowicz Mauller P, Breuer P, Bosetti EP, Bergamaschi S, Pereira E. 2010. The Furnas/Ponta Grossa contact and the age of the lowermost Ponta Grossa Formation in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, Brazil): integrated palynological age determination. *Revista Brasileira de Paleontologia* 13, 89-102.
- Grecco LE, Gregori DA, Rapela CW, Pankhurst RJ, Labudia CH. 1994. Peraluminous granites in the northeastern sector of the North Patagonian Massif. 7 Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas II, 1354-1359.
- Grecco LE, Gregori DA. 2011. Geoquímica y geocronología del Complejo Plutónico Paileman, comarca Nordpatagónica, Provincia de Río Negro. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Simposio "La Patagonia en el contexto geodinámico de Gondwana". Resúmenes en CD.
- Gregori DA, López VL, Grecco LE. 2005. A Late Proterozoic-Early Paleozoic magmatic cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 19: 155-171.
- Gregori DA, Kostadinoff J, Strazzere L, Raniolo A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, Volume 14, Issue 3, pp. 429-450.
- Gregori DA, Kostadinoff J, Alvarez G, Strazzere L, Martinez JC, Barros M, Raniolo A. 2011. Configuración geológica preandina del sector oriental del comarca Nordpatagónica, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Simposio "La Patagonia en el contexto geodinámico de Gondwana". Resúmenes en CD.
- Gresse PG, Theron JN, Fitch FJ, Miller JA. 1992. Tectonic inversion and radiometric resetting of the basement in the Cape Fold Belt. In: de Wit MJ, Ransome IGD. (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. Balkema Publishers, Rotterdam, pp. 217-228.
- Gresse PG, von Veh MW, Frimmel HE. 2006. Namibian (Neoproterozoic) to Early Cambrian successions. In: Johnson, M.R., Anhaeusser, C.R. & Thomas, R.J. (Eds.) *The geology of South Africa*, pp. 395-420. *Geological Society of South Africa*, Marshalltown.
- Griffin WI, Wang X, Jackson SE, Pearson SE, O'Reilly SY, Xu XS, Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan Igneous Complexes. *Lithos* 61: 237-269.
- Griffin WL, Belousova EA, Shee SR, Pearson NJ, O'Reilly SY. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*; 131:231-282.
- Gromet LP, Dymek RF, Haskin LA, Korotev RL. 1984. The 'North American Shale Composite': its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 2469-2482.
- Gu XX, Liu JM, Zheng MH, Tang JX, Qi L. 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research* 72, 393-407.
- Guadagnin F, Chemale Jr.F, Dussin IA, Jelinek AR, Santos MN, Borba ML, Justino D, Bertotti AL, Alessandretti L. 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research* 180, 156-182.

- Guan H, Sun M, Wilde S A, Zhou X, Zhai M. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping Complex. implications for formation and assembly of the North China Craton. *Precambrian Research*. 113, 1-18.
- Guido DM, Escayola MP, Schalamuk IB. 2004. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 567-577.
- Guillot F, Schaltegger U, Bertrand JM, Deloule E, Baudin T. 2002. Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Ruitor massif (Internal W Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 91, 964-978.
- Guynn J, Gehrels G. 2010. Comparison of detrital zircon age distributions using the K-S test: University of Arizona online dataset, [www.geo.arizona.edu/alc](http://www.geo.arizona.edu/alc).
- Hälbich IW. 1992. The Cape Fold Belt Orogeny: State of the art 1970's-1980's. In: Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. Eds. de Wit MJ, Ransome IGD, *Balkema AA*, Cape Town. pp. 269.
- Halpern M, Umpierre U, Linares E. 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces. Upper Mantle Symposium: 345-356.
- Hancock PL, Skinner BJ. 2000. The Oxford companion to the Earth. Oxford University Press, 1174 pp.
- Harrington HJ. 1934. Sobre la presencia de restos de la "Flora de Glossopteris" en las Sierras Australes de Buenos Aires y su significación. *Revista del Museo La Plata*, XXXIV: 303-338.
- Harrington HJ. 1936. El Conglomerado Rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña. Museo de La Plata, Obra del Cincuentenario, II: 145-184. La Plata.
- Harrington HJ. 1940. La edad de la dolomita de Olavarría y la estructura de corrimiento de las Sierras Bayas. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie) Geología (La Plata)*. I, 233-258.
- Harrington HJ. 1947. Explicación de las hojas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 61. 43 pp.
- Harrington HJ. 1955. The Permian Eurydesma Fauna of Eastern Argentina. *Journal of Paleontology*, XXIX: 112-128.
- Harrington HJ. 1956. Morphostructural Regions of South America. In: Jenks WF (ed) Handbook of South American Geology. Memoir 65, *Geological Society of America*, Boulder, p. xii-xviii.
- Harrington HJ. 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association Petroleum Geologists*, Bulletin, 40 (10).
- Harrington HJ. 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 25: 151 - 181.
- Harrington HJ. 1972. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En A. Leanza (editor). 1° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 395 - 404.
- Harrington HJ. 1980. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2: 967 - 983.
- Hawkesworth C, Kemp AIS. 2006a. The differentiation and rates of generation of the continental crust: *Chemical Geology*, v. 226, p. 134-143, doi:10.1016/j.chemgeo.2005.09.017.

- Hawkesworth C, Kemp AIS. 2006b. Evolution of continental crust: *Nature*, v. 443, p. 811-817, doi:10.1038/nature05191.
- Heaman LH, Bowins R, Crocket J. 1990. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1597-1607.
- Henderson P. 1984. Rare Earth Element Geochemistry. *Elsevier*, 510 pp.
- Herrera A. 1948. La cuenca ferrífera de Sierra Grande. Banco de Crédito Industrial Argentino, informe inédito, Buenos Aires.
- Herrera A. 1950. Estudio geológico de la cuenca ferrífera "Sierra Grande", provincia de Río Negro.
- Herron MM. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, no.5, p. 820-829
- Hervé F, Haller MJ, Duhart P, Fanning MC. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: Geological implicatios. Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, CD ROM, 4p., La Plata.
- Hoskin PWO, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar JM, Hoskin PWO. (Eds). *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27-62.
- Huber-Grünberg A. 1990. Sedimentologie, Fazies und Herkunft der kambrisch/ordovizischen und silurisch/unterdevonischen Einheiten von Sierra Grande, Patagonien. Dissertation University of Munich, 196 pp.
- Hunter MA, Lomas SA. 2003. Reconstructing the Siluro-Devonian coastline of Gondwana: insights from the sedimentology of the Port Stephens Formation, Falkland Islands. *Journal of the Geological Society*, London, 160, 459-476.
- Iñiguez Rodríguez AM, Andreis RR. 1971. Caracteres sedimentológicos de la Formación Bonete, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Reunión sobre Geología Sierras Australes bonaerenses, Bahía Blanca: 103-120. La Plata.
- Jackson JA. 1997. Glossary of Geology. Fourth edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 769p.
- Jacobs J, Bauer W, Fanning CM. 2003. Late Neoproterozoic/Early Palaeozoic events in central Dronning Maud Land and significance for the southern extension of the East African Orogen into East Antarctica, *Precambrian Research*, 126, 27-53
- Jankowski EJ, Drewry D J, Behrendt JC. 1983. Magnetic studies of upper crustal structure, in Antarctic Earth Science, edited by R. L. Oliver et al., pp.197-203, *Australian Academy of Science*. Canberra.
- Japas MS. 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. II. Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Física y Naturales., Anales 39:125-144. Buenos Aires.
- Japas MS. 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, inédito, 369 pp.
- Japas MS. 1998. Magmatismo neopaleozoico asociado a cizallamiento senestral en el sector septentrional del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Japas MS. 1999. Late Paleozoic kinematic model for the northeastern area of the North Patagonian Massif. Resúmenes XIV Congreso Geológico Argentino, 1: 36-37. Salta.

- Japas MS. 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27, 91-121.
- Japas MS, Selles-Martínez J. 1998. Análisis de la microfábrica deformacional de los pórfidos riolíticos en el área de basamento de Pigué, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 317-324.
- Jarvis I, Burnett W, Nathan Y, Almbaydin FSM, Attia AKM, Castro LN, FlicoteauxR, Hilmy ME, Husain V, Qutawnah AA, Serjani A, Zanin YN. 1994. Phosphorite geochemistry: state-of-the-art and environmental concerns. *Eclogae Geologicae Helveticae* 87; 643- 700.
- Jezek P, Willner AP, Aceñolaza FG, Miller H. 1985. The Puncoviscana trough - a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geol. Rundsch.*, 74(3):573-584.
- Johnson MR. 1991. Sandstone petrography, provenance and plate tectonic setting in Gondwana context of the south-eastern Cape Karoo basin. *South African Journal of Geology* 94, 137-154.
- Johnson MR, van Vuuren CJ, Visser JNJ, Cole DI, Wickens H de V, Christie ADM, Roberts DL, Brandl, G. 2006. Sedimentary Rocks of the Karoo Supergroup, 461-499. In: Johnson,M.R., Anhaeusser, C.R. and Thomas, R.L. (Eds.), *The Geology of South Africa. Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council for Geoscience, Pretoria*
- Johnston ST. 2000. The Cape Fold Belt and Syntaxis and the rotated Falkland Islands: dextral transpressional tectonics along the southwest margin of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* 31(1), 1-13.
- Kaasschieter JPH. 1965. Geología de la Cuenca del Colorado. II Jornadas Geológicas Argentina, Actas III: 251-271.
- Keidel J. 1916. La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las Montañas del Cabo y de los Andes. Minería y Agricultura. Sección Geología, Anales, 11 (3), 5-77.
- Kilmurray JO. 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, las facies de deformación y nueva interpretación estratigráfica, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(4): 331-348.
- Kilmurray JO. 1968a. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo La Plata*, VI (45): 155-188.
- Kilmurray JO. 1968b Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Buenos Aires). Actas de las III Jornadas Geológicas Argentinas, Comodoro Rivadavia, III: 217-238.
- Kilmurray JO. 1975. Las sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nuevas interpretaciones estratigráficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXX: 331-343.
- Kinny PD, Compston W, Williams IS. 1991 A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:849-859
- Kinny PD, Maas R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (Eds.), *Zircon, Geological Society of America (GSA), Washington, USA*, p. 327-341.
- Klammer G. 1964. Die Palaeozoischen Eisenerze von Sierra Grande, Argentinien. *Zeitschrift Erzbergbau und Metallhüttenweser*, 17 (10): 534-541.

- Kostadinoff J. 1993. Geophysical evidence of a Paleozoic basin in the interhilly area of Buenos Aires province, Argentina. 13<sup>o</sup> International Congress on the Carboniferous and Permian System, *Comptes Rendus* 1: 397-404, Buenos Aires.
- Kostadinoff J, Albouy R. 1988. Estudio de las anomalías gravimagnetométricas en el área del intrusivo de López Lecube, Laguna Las Encadenadas y Sierra del Cortapié, provincia de Buenos Aires. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 481-489, Bahía Blanca.
- Kostadinoff J, Font de Affolter G. 1982. Cuenca Interserrana Bonaerense, Argentina. 5<sup>o</sup> Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 105-121, Buenos Aires.
- Kostadinoff J, Prozzi C. 1998. Cuenca de Claromecó. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 461-468, Buenos Aires.
- Kraemer PE, Escayola MP, Martino RD. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 47-59, Buenos Aires.
- Kröner A, Cordani U. 2003. African Southern India and South America cratons were not part of Rodinia supercontinent: evidences from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* 375, 325-372.
- Labudía CH, Bjerg EA. 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 49(3-4): 284-296.
- Labudía CH, Bjerg EA. 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 56(3): 404-407
- Lapidus A. 1950. Relevamiento geológico de la zona sur de los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Territorio de Río Negro. Dirección Nacional de Minería, informe preliminar inédito, Servicio Minero Nacional, Carpeta Nro. 239. Buenos Aires.
- Larovere M, De Los Hoyos C, Grosse P. 2012. Los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano (noroeste de Argentina): caracterización geoquímica e isotópica de sus protolitos e implicancias geotectónicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (3): 676-695
- Le Roux JP. 1998. Stratigraphy of the Upper Neoproterozoic Kango and Lower Phanerozoic Table Mountain Groups of the Cape Fold Belt revisited: Discussion, *South African Journal Geology* 101, 1998, 159-163.
- Leal PR, Hartmann LA, Santos JOS, Miró RC, Ramos VA. 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: Nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 593-607.
- Lenz C, Fernandes LAD, McNaughton NJ, Porcher CC, Masquelini ECA. 2011. U-Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano belt in Uruguay. Evidences of a 800 Ma magmatic arc and a 650 Ma metamorphic belt. *Precambrian Research* 185, 149e163
- Leone EM. 1986. Geología de los Cerros Tornquist y Recreo, Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLI: 117-123.
- Lesta PJ. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge. III Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, Actas, 1: 251-289.
- Lesta P, Ferello R. 1972. Región extra andina del Chubut y norte de Santa Cruz. Leanza AF. (Ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, 601-654.

- Lesta P, Sylwan C. 2005. Cuenca de Claromecó. En Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta L, Vallejo EL. (Eds.) Frontera Exploratoria de la Argentina 6ª Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 10: 217-231, Mar del Plata.
- Limarino C, Massabie A, Rossello E, López Gamundí O, Page R, Jalfin G. 2000. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En Geología Argentina, R. Caminos editor, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 319-348.
- Linares E, Cagnoni MC, Do Campo M, Ostera HA. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 53-61.
- Linares E, Haller M, Ostera H, Cagnoni M, Galante G. 1997. Radiometric ages of the crystalline basement of the Río Chico region, Ñorquinco department, Río Negro Province, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology: 170-175, Brazil.
- Lock BE. 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. *Geology* 8, 35-39.
- Loewy SL, Connelly JN, Dalziel IWD. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement (AAB) of the central Andean margin of South America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 171-187.
- López de Azarevich VL, Escayola M, Azarevich MB, Pimentel MM, Tassman G. 2009. The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of southwestern Gondwana: Geochemical signatures and geo chronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, 28, 333-344.
- López de Luchi M. 1994. Geología de las unidades plutónicas del Macizo Nordpatagónico en la zona de Río Chico-Mamil Choique, provincia de Río Negro, República Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 91-95.
- López de Luchi M, Ostera HA, Cerredo ME, Linares E, Haller MJ, Cagnoni MC. 1999. Unravelling the ages of the crystalline basement at sierra de Mamil Choique, Río Negro, Argentina. In South American Symposium on Isotope Geology, No. 2. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 34: 322-326. Buenos Aires.
- López de Luchi MG, Cerredo ME, Wemmer K. 2006. Time Constrains for the Tectonic Evolution of the SW Comer of the North Patagonian Massif, Argentina. Abstract, 221, V. South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay, 24.
- López de Luchi MG, Wemmer K, Rapalini AE. 2008. The cooling history of the North Patagonian Massif: first results for the granitoids of the Valcheta area, Río Negro, Argentina. Abstract, VI. South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina, 13.
- López de Luchi MG, Rapalini AE, Tomezzoli RN. 2010. Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana?. *Tectonophysics* 494: 118-137.
- López de Luchi MG, Cerredo ME. 1996. Metamorphism, deformation and related magmatism in Río Chico area. North Patagonian Massif. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 533, Buenos Aires.
- López de Luchi MG, Cerredo ME. 1997. Paleozoic Basement of the Southern Corner of the North Patagonian Massif: an overview: Actas 8º Congreso Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte, p.1674-1678.

- López de Luchi MG, Cerredo ME. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoides at Río Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 526-546.
- Lopez Gamundi OR, Conaghan PJ, Rossello EA, Cobbold PR. 1995. The Tunas Formation in the Sierras Australes Fold Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 129-142.
- Louie H, Soo SYP. 1992. Use of nitrogen and hydrogen in inductively plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 7: 557-564.
- Ludwig KR. 2001. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication 1, Version 2.49, 2455 Ridge Road, Berkeley.
- Ludwig KR. 2003. Isoplot 3.00: Special Publication 4, *Berkeley Geochronology Center*, Berkeley, California.
- Llambías EJ, Llano JA, Rossa N, Castro CE, Puidomenech H. 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio - Departamento Cushamen - provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2, 554 -567.
- Llambías EJ, Sato AM, Ortiz Suárez A, Prozzi C. 1998. The granitoids of the sierra de San Luis. En RJ Pankhurst y CW Rapela (Eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*, *Geological Society of London*, Special Publication 142: 325-341.
- Llambías EJ, Quenardelle S, Montenegro T. 2003. The Choiyoi Group from Central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of Gondwana continent, *Journal South American Earth Science*. 16, 243-257.
- Llambías EJ, Prozzi CR. 1975. Ventania. En: Relatorio Geológico de la provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino. 79-101. Buenos Aires.
- Llambías EJ, Rapela CW. 1984. Geología de los Complejos Eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (3-4): 220-243.
- Mahlburg Kay SM, Orrell S, Abbruzzi JM. 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina. *Journal of Geology* 104, 637-648.
- Malvicini L, Llambías E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Buenos Aires.
- Manassero M, Naipauer M, Gonzalez P, Sato A, Llambías E, Varela R. 2012. Petrografía sedimentaria de los miembros basales de la Formación Sierra Grande (Silúrico-Devónico) en Mina Hiparsa y sinclinal Rosales, Macizo Nordpatagónico. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Salta, Argentina, pp. 127-128.
- Manassero MJ, Uriz NJ, Siccardi A, Rustán JJ, Cingolani CA. 2014 'Hardground' fosilífero en niveles basales del Miembro San Carlos de la Formación Sierra Grande, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina (2 al 6 de junio de 2014, en prensa).
- Manceñido M, Damborenea S. 1984. Megafauna de invertebrados paleozóicos y mesozóicos. In: Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro: IX. Congreso Geológico Argentino*, Bariloche, *Relatorio. Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, pp. 413-466.
- Mange MA, Maurer HFW. 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman and Hall, London, 147.



- Márquez M, Giacosa R, Nillni A, Paredes J, Fernández M, Parisi C, Scitutto J, Garrido C, Afonso J. 2002. Aspectos litológicos y estructurales del bloque tectónico Cushamen (Chubut). 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 201-206, Buenos Aires.
- Marshall JEA. 1994a. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, v. 13, p. 499-514.
- Marshall JEA. 1994b. The Falkland Island and the early fragmentation of Gondwana: implication for hydrocarbon exploration in the Falkland Plateau, *Marine and Petroleum Geology*, 11:5, 631–636.
- Martínez C. 1980. Geologie des Andes boliviennes. Travaux et documents de l'Ostrom, 119. Paris.
- Martínez M. 1998. Late Ordovician glacial deposits of northwest Argentina: new evidence from the Mecoyita Formation, Santa Victoria Range. *Journal of African Earth Science*, 27 (1A): 136-137.
- Martínez Dopico CI, López de Luchi MG, Rapalini AE, Kleinhanns IC. 2011. Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm-Nd isotope systematic. *Journal of South American Earth Sciences*, 31 (2-3), pp. 324-341.
- Masiuk V, Becker D, García Espiasse A. 1976. Micropaleontología y sedimentología del pozo YPF.Ch.PV.es-1 (Península Valdés) Provincia del Chubut, República Argentina. Importancia y Correlaciones. Arpel XXIV, Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Buenos Aires), 22 pp.
- Massabie AC, Rossello EA. 1984. La discordancia pre-formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche. 1: 337-352.
- Massabie AC, Rossello EA. 1985. Fallamiento de segundo orden en el Abra de la Ventana y adyacencias, Sierras Australes de Buenos Aires. 2º Reunión de Microtectónica, Actas 23- 25, Bahía Blanca.
- Massonne HJ, Calderón M. 2008. P-T evolution of metapelites from the Guarguaráz Complex, Argentina: evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. *Revista Geológica de Chile* 35: 215-231.
- Mazumdar A, Banerjee DM, Schidlowski M, Balam V. 1999. Rare-earth elements and Stable Isotope Geochemistry of early Cambrian chert-phosphorite assemblages from the Lower Tal Formation of the Krol Belt (lesser Himalaya, India). *Chemical Geology* 156, 275-279.
- McClelland WC, Ellis JR, Roeske SM, Mulcahy SR, Vujovich GI, Naipauer M. 2005. U-Pb SHRIMP igneous zircon ages and LA-ICPMS detrital zircon ages from metamorphic rocks between the Precordillera terrane and the Gondwana margin, Sierra de la Huerta to Pie de Palo, northwest Argentina. In: Pankhurst RJ, Veiga GD, (Eds.). Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, Abstracts, p. 250.
- McDaniel DK, McLennan SM, Hanson GN. 1997. Provenance of Amazon Fan muds: Constraints from Nd and Pb isotopes, in Flood RD, Piper DJW, Klaus A, Peterson LC, (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, v. 155, p. 169-176.
- McDonough MR, Ramos VA, Isachsen CE, Bowring SA, Vujovich G. 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo. Sierras Pampeanas occidentales de San Juan, sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas. vol. 3. pp. 340-342.

- McElhinny MW, Powell C, Pisarevsky SA. 2003. Paleozoic terranes of eastern Australia and the drift history of Gondwana. *Tectonophysics*, 362, 41-65.
- McLaughlin PI, Cramer BD, Brett CE, Kleffner MA. 2008. Silurian high-resolution stratigraphy on the Cincinnati Arch: Progress on recalibrating the layer-cake, 119-180. In Maria AH, Counts RC, (Eds). *From the Cincinnati Arch to the Illinois Basin: Geological Field Excursions along the Ohio River Valley. Geological Society of America Field Guide 12*. DOI 10.1130/2008.fld012(08)
- McLennan SM. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process. En: Lipin BR, McKay GA, (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 21: 169-200.
- McLennan SM, Taylor SR, McCulloch MT, Maynard JB. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan SM, Hemming S, McDaniel DK, Hanson GN. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. En: Johnsson MJ, Basu A, (Eds.). *Processes controlling the composition of clastic sediments, Geological Society of America, Special Papers 285*: 21-40.
- McLennan SM, Bock B, Hemming SR, Hurowitz JA, Lev SM, McDaniel DK. 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks, in Lentz DR, (ed.). *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments: Geological Association of Canada, GeoText 4*, p. 7-38.
- Melchor RN, Sato AM, Llambías EJ, Tickj H. 1999. Confirmación de la extensión meridional del terreno Cuyania/Precordillera en la provincia de La Pampa, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 156-159, Salta.
- Méndez-Alzola R. 1934. Contribución al conocimiento de la Fauna Devónica de Rincón de Alonso. Instituto de Geología y Perforaciones, Boletín 21, 21-54.
- Mendez Alzola R. 1948. Estado actual de nuestros conocimientos sobre el subsuelo del Uruguay. 4a. Semana Geogr. Uruguay, la. Conferencia, pp. 5-28, 24 figs., (i mapas. Inst. Invest. Geogr., Univ. República, Montevideo.
- Middleton EV. 1960. Chemical Composition of Sandstone. *Bull Geol. Soc of America*. Vol 71. pp1011-1026.
- Milani EJ. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado, Univ. do Porto Alegre IG-UFRGS, 2 vol., 255 e 142 p. (inédito).
- Milani EJ. 2007. The Paraná Basin: a multi-cycle sedimentary and magmatic intracratonic province of W Gondwana. In: *Problems in Western Gondwana Geology, I workshop, Gramado, Brazil, extended abstracts 1:99-107*.
- Millar IL, Pankhurst R.J. 1987. Rb-Sr geochronology of the region between the Antarctic Peninsula and the Transantarctic Mountains: Haag Nunataks and Mesozoic Granitoids. In: Mckenzie GD, (ed.) *Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics*. American Geophysical Union, Washington, 151-160.
- Miller H, Söllner F. 2005. The Famatinian complex (NW Argentina): back-docking of an island arc or terrane accretion? Early Palaeozoic geodynamics at the western Gondwana margin . In : Vaughan APM, Leat

- PT, Pankhurst R.J. (Eds.). 2005: Terrane Processes at the Margins of Gondwana. *Geological Society*, London, Special Publ., 246: 241-256.
- MISIPA (Minera y Siderúrgica de Hierro Patagónico, Sierra Grande, Sociedad Anónima). 1971. Complejo Minero Industrial Sierra Grande. Proyecto y estudio geológico del Yacimiento Sur de Sierra Grande. Tomo I, anexo 5, inédito.
- Mišković A, Schaltegger U. 2009. Crustal growth along a non-collisional cratonic margin: a Lu-Hf isotopic survey of the Eastern Cordilleran granitoids of Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 303-315.
- Möeller A, Mezger K, Schenk V., 2000. U-Pb dating of metamorphic minerals: Pan-African metamorphism and prolonged slow cooling of high pressure granulites in Tanzania. East Afr. *Precambrian Research*. 104, 123-146.
- Monteverde A. 1938. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chávez. *Revista Minera*, VIII (4): 111.
- Moore M, Davis DW, Robb LJ, Jackson MC, Grobler DF. 1993. Archean rapakivi granite-anorthosite-rhyolite complex in the Witwatersrand Basin hinterland, southern Africa. *Geology* 21, 1031-103.
- Moreira P, Fernández R, Hervé F, Fanning C M, Schalamuk IA. 2013. Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Volume 47, November 2013, Pages 32-46.
- Morel E, Gutierrez PR. 2000. *Malanzania nana* Archangelsky, Azcuy et Wagner (Lycophyta) in the Upper Carboniferous of Buenos Aires, Claromeco Basin, Argentina. *Ameghiniana*, 37(2), pp. 247-250
- Morton AC. 1979. Surface features of heavy mineral grains from Palaeocene sands of the central North Sea. Scott. *Journal of Geology*. 15,293-300.
- Morton AC. 1987. Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Forties sandstone, Paleocene, central North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 1027-1032.
- Morton AC, Hitchen K, Fanning CM, Yaxley G, Johnson H, Ritchie JD. 2009. Detrital zircon age constraints on the provenance of sandstones on Hatton Bank and Edoras Bank, NE Atlantic. *Journal of the Geological Society* 166, 137-146.
- Morton AC, Hallsworth CR. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124, 3-29.
- Moser DE, Heaman LM, Krogh TE, Hanes JA. 1996. Intracrustal extension of an Archean orogen revealed using single-grain U-Pb zircon geochronology. *Tectonics*, 15, 1093-1109
- Mosquera A, Ramos VA. 2011. Modelo tectónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides y la deformación de intraplaca pérmica inferior. 18º Congreso Geológico Argentino, Actas 111-112, Neuquén
- Muhongo S, Kröner A, Nemchin, AA. 2001. Zircon ages from granulite facies rocks from Mozambique belt of Tanzania and implications for Gondwana assembly. *Journal of Geology*. 109, 171-189.
- Müller H. 1965. Zur altersfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande/Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer fossillfunde. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 715-732.
- Mueller PA, Shuster RD, D'Arcy KA, Heatherington AL, Nutman AP, Williams IS. 1995. Source of the northeastern Idaho Batholith-Isotopic evidence for a Paleoproterozoic terrane in the Northwestern U.S. *Journal of Geology*, 103, 63-72.

- Naipauer M, Sato AM, González PD, Chemale Jr.F, Varela R, Llamabías EJ, Greco GA, Dantas E. 2010. Eopaleozoic Patagonia-East Antarctica connection: Fossil and U-Pb evidence from El Jagüelito formation. VII South American Symposium on Isotope Geology, pp 602-605 (Brasília).
- Naipauer M, González PD, Varela R, Sato AM, Chemale Jr.F, Llamabías E, Greco G. 2011. Edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos del Miembro Polke, Formación Sierra Grande, Río Negro: ¿Una nueva unidad Cambro-Ordovícica? XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas CD-Room, 113, Neuquen Argentina.
- Navarro H. 1962. Geología estructural de los Yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro. I Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 151-172.
- Nebel O, Nebel-Jacobsen Y, Mezger K, Berndt J. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: A test for zircon model ages: *Chemical Geology*, 241, 23-37.
- Nelson DR. 2001. An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircon, *Sedimentary Geology*, 141-142, 37-60.
- Nelson BK, DePaolo DJ. 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58:348-357.
- Nesbitt HW, Young GM. 1982. Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Newton AR. 1973. A gravity folding model for the Cape Fold Belt. Transactions of the Geological Society of South Africa, 76, 145-152.
- Nullo F. 1978. Descripción de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 199: 1-94. Buenos Aires.
- Nullo FE. 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167:1-70.
- Nullo F, Proserpio C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(2): 133-150.
- Núñez E. 1975. Informe preliminar de la Hoja 39i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito), Carpeta 602, 52 p., Buenos Aires.
- Núñez E, Bachmann EW, Ravazzoli I, Britos A, Franchini M, Lizuáin A, Sepúlveda E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 247-266.
- Omarini RH, Sureda RJ, Gotze HJ, Seilacher AY, Pfluger F. 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences*. 88, 76e97
- Ostera HA, Linares E, Haller MJ, Cagnoni MC, López de Luchi M. 2001. A widespread Devonian metamorphic episode in Northern Patagonia, Argentina. In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Actas, CD. Abstracts. *Revista Comunicaciones* 52: 161. Santiago.

- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K, Presnyakov S, Layer P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay): *Journal of the Geological Society* 166, p. 1075-1084.
- Palma MA. 1989. La evolución tectosedimentaria durante el ciclo gondwánico en la región extraandina de la provincia de Santa Cruz. Reunión sobre geotranssectas de América del sur, Mar del Plata, 102-105 p. Montevideo.
- Pangaro F, Ramos V A. 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the south-western Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins, *Marine and Petroleum Geology*, 37, 162-183, doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.05.010, 2012.
- Pankhurst RJ, Rapela CW, Caminos R, Llambías E, Párica C. 1992. A revised age of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 321-325.
- Pankhurst RJ, Caminos R, Rapela CW. 1993. Problemas Geocronológicos de los Granitoides Gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. In: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 99-104. Mendoza. Argentina.
- Pankhurst RJ, Rapela CW, Saavedra J, Baldo E, Dahlquist J, Pascua I, Fanning CM. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas. En Pankhurst RJ, Rapela CW. (Eds.): The Proto-Andean Margin of South America, vol 142: 343-368. *Special Publication of the Geological Society*. London.
- Pankhurst RJ, Rapela CW, Fanning CM. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transaction Royal Society Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Pankhurst RJ, Rapela CW, Fanning CM. 2001. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 151-168.
- Pankhurst RJ, Rapela CW, Loske WP, Fanning CM, Márquez M. 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*. 16, 27-44.
- Pankhurst RJ, Rapela CW, Fanning CM, Márquez M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Patchett PJ, Kouvo O, Hedge CE, Tatsumoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 78: 279-297.
- Payne JL, Barovich KM, Hand M. 2006. Provenance of metasedimentary rocks in the northern Gawler Craton, Australia: implications for Palaeoproterozoic reconstructions. *Precambrian Research*, 148, 275-291.
- Peralta SH. 2013 Devónico de la Sierra de la Invernada, Precordillera de San Juan, Argentina: Revisión estratigráfica e implicancias paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(2): 202-215.
- Pereira E, Bergamaschi S, Rodrigues MA. 1998. Sedimentary evolution of the Ordovician, Silurian and Devonian sequences of Paraná Basin in Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1:779-792.
- Pereira E, Bergamaschi S. 2007. New data of the Ordovician glaciation in Paraná basin-Brazil. *Geophysical Research*, Abstracts, Vol. 9, 10513. European Geosciences Union 2007.
- Pettijohn FJ; Potter PE, Siever R.1973. Sand and Sandstones. *Springer-Verlag*, New York, 618 p.

- Pietranik AB, Hawkesworth CJ, Storey CD, Kemp TI, Sircombe KN, Whitehouse MJ, Bleeker W. 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada: *Geology*, v. 36, p. 875- 878, doi: 10.1130/G24861A.1
- Piper DZ. 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. *Chemical Geology*, 14, 285-304.
- Poiré DG, González PD, Canalicchio JM, García Repetto F. 2003. Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria Precámbrica de la cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya Geología*, 3, Publicación Especial 1: 108-123.
- Poiré DG, Spalletti LA. 2005. La cobertura sedimentaria precámbrica -paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En: de Barrio RE, Etcheverry RO, Caballé MF, Llambías EJ. (Eds.) Relatorio sobre la Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino, 4: 51-68. La Plata.
- Poujol M, Robb LJ, Anhaeusser CR, Gericke B. 2003. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*. 127, 181-213
- Proserpio CA. 1978a. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 159, 1-75.
- Proserpio CA. 1978b. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut (1:200000), Servicio Geológico Nacional, Departamento Carta Geológica (Buenos Aires) 1978.
- Prozzi C, Ramos G. 1988. La Formación San Luis. 1º Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, 1 p., San Luis.
- Pupin JP. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 207-220.
- Pupin JP, Turco G. 1972. *Bulletin de la Société Française du Cristallographie*, 95, 173-176.
- Quenardelle SM, Ramos VA. 1999. Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. En Ramos VA, Keppie JD. (Eds.) Laurentia-Gondwana connections before Pangea. *Geological Society of America*, Special Paper 336: 63-86.
- Rainbird RH, Davis WJ. 2007. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of the late Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup: Linking sedimentation with tectonic reworking of the western Churchill Province, Canada. *Geological Society of America*, Bulletin 119, 314-328.
- Ramos VA. 1975. Geología del Sector Oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285. Buenos Aires.
- Ramos VA. 1984. Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva?. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 311-325, Bariloche.
- Ramos VA. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174, Ottawa.
- Ramos VA. 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6, 24-29.
- Ramos VA. 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. In Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina (Ramos VA, Turic MA, editores). Asociación Geológica Argentina/Instituto Argentino del Petróleo, p. 385-404. Buenos Aires.

- Ramos VA. 2002. Evolución tectónica de la Provincia de Santa Cruz. En: Haller MJ. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino. I -23: 365-387. El Calafate.
- Ramos VA. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26 (2008) 235-251.
- Ramos VA. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W. (Eds.) Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision, *Geological Society of America, Memoir* 204, 31-65.
- Ramos VA. 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 77-91.
- Ramos VA, Chemale Jr.F, Naipauer M, Pazos P. 2013. A Provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from western and eastern Gondwana. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2013.07.008.
- Ramos VA, Cortés JM. 1984. Estructura e interpretación tectónica. In Ramos V. (ed) Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (12): 317-346.
- Ramos VA, Jordan TE, Allmendinger RW, Mpodozis C, Kay SM, Cortés JM, Palma MA. 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes, *Tectonics* 5(6): 855-880.
- Ramos VA, Vujovich G, Kay SM, McDonough MR. 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas III: 343-357.
- Ramos VA, Chemale Jr.F, Naipauer M, Pazos P. 2013. A Provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from western and eastern Gondwana. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2013.07.008
- Ramos VA, Basei MAS. 1997. The basement of Chilenia: An exotic continental terrane to Gondwana during the early Paleozoic. En Bradshaw JD, Weaver SD. (Eds.) Terrane Dynamics 97, International Conference on Terrane Geology, Conference abstracts: 140-143, Christchurch.
- Ramos VA, Cortés JM. 1984. Estructura e interpretación tectónica. En Ramos V. (ed.) Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro, IX° Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Relatorio: 317-346, Buenos Aires.
- Ramos VA, Keppie D. 1999. Laurentia Gondwana Connections before Pangea. *Geological Society of America, Special Paper* 336, 276 pp., Boulder.
- Ramos VA, Kostadinoff J. 2005. La cuenca de Claromecó. In: de Barrio RE, Etcheverry RO, Caballé, MF, Llambías E. (Eds.), Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, pp. 473-480.
- Randall DE, Curtis ML, Millar IL. 2000. A new late Middle Cambrian paleomagnetic pole for the Ellsworth Mountains, Antarctica., *Journal of Geology*. 108,403-425.
- Rapalini AE. 1989. Destral transcurrent movements along the Northern boundary of Patagonia, suggested by paleomagnetic data. 1st Congress of Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. *Annals*, 3, 950-955.

- Rapalini AE. 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic constraints. *Geological Society*, London, Special Publication 246, 305-328.
- Rapalini AE, Lopez de Luchi M, Martínez Dopico C, Lince Klinger F, Gimenez ME, Martínez MP. 2010. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, 8, 349-371.
- Rapalini A, López de Luchi M, Tohver E, Cawood PA. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, 25, 4, pp. 337-342. doi: 10.1111/ter.12043.
- Rapalini AE, Vilas JF. 1991. Preliminary paleomagnetic data from the Sierra Grande Formation: Tectonic consequences of the first mid-Paleozoic paleopoles from Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (1-2), 25-41.
- Rapela CW, Dalla Salda L, Cingolani C. 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la "Formación La Tinta" (Sierra de los Barrientos, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 29, 3, 319-331.
- Rapela C, Spalletti L, Merodio J, Aragón E. 1984. El vulcanismo Paleoceno-Eoceno de la provincia volcánica Andino-Patagónica. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino 1(8): 189-213, S. C. de Bariloche.
- Rapela CW, Coira B, Toselli A, Saavedra J. 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. Congreso Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura. 21-68.
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Baldo E, Saavedra J, Galindo C, Fanning CM. 1998a. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst RJ, Rapela CW. (Ed.). The proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society*; London, 142, 181-218.
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Baldo E, Saavedra J, Galindo C. 1998b. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26(8): 707-710.
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Dahlquist J, Fanning CM. 1999. U-Pb SHRIMP ages of Famatinian granites: new constraints on the timing and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. Resúmenes II South American Symposium on Isotope Geology, Carlos Paz, Argentina: 264-267
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Baldo E, Casquet C, Galindo C, Fanning CM, Saavedra J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. III South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstract Volume (CD), 616-619, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile.
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Fanning CM, Grecco LE. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 160, pp. 613 - 628.
- Rapela CW, Fanning CM, Pankhurst RJ. 2005a. The Rio de La Plata Craton: the search for its full extent. Academia Nacional de Ciencias, Gondwana 12 Abstracts: 308.
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Fanning CM, Galindo C, Baldo E. 2005a. Datación U-Pb SHRIMP de circones detríticos en parafibrolitas neoproterozoicas de la secuencia Difunta Correa (Sierra Pampeanas Occidentales, Argentina), *Geogaceta*, 38, 227-230.



- Rapela CW, Fanning CM, Baldo EG, Dahlquist JA, Pankhurst RJ, Mura J.A. 2005b. Coeval S- and I-type granites in the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. In: Pankhurst RJ, Veiga GD. (Eds.). *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, Abstracts, p. 307.
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Fanning CM, Baldo EG, Gonzalez-Casado JM, Galindo C, Dahlquist J. 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83: 49-82.
- Rapela CW, Fanning CM, Casquet C, Pankhurst RJ, Spalletti L, Poiré D, Baldo EG. 2011. The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research* 20: 673-690.
- Rapela CW, Caminos R. 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian massif. *Revista Brasileira de Geociencias*, 17, (4): 535-543.
- Rapela CW, Kay SM. 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of Northern Patagonia. *Episodes*, 11, (3).
- Rapela CW, Llambías E. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 4.458-4.488, Antofagasta.
- Rapela CW, Pankhurst RJ. 2002. Eventos tecto-magmáticos del Paleozoico Inferior en el margen proto-Atlántico del sur de Sudamérica. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 24-29. El Calafate.
- Ravazzoli IA, Sesana FL. 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaria de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín 148, 77 p., Buenos Aires.
- Rayces EC. 1941. Estructura tectónica del Cerro Pan de Azúcar en las Sierras Australes, Buenos Aires. (Tesis). Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. 39p (inédita).
- Rees MN, Wallin E, Rowell AJ, Stump E. 1992. Were East Antarctica and western North America conjugate rift pairs in the Cambrian? *Geological Society of America (Cordilleran section)*, Abstract with Programs, 24, 77.
- Rees MN, Girty GH, Panttaja SK, Braddock P. 1988. Multiple phases of early Paleozoic deformation in the central Transantarctic Mountains. *Antarctic Journal of the United States*, Review 1987, 22, 33-35.
- Reid DL. 1982. Age relationships within the Vioolsdrif batholith, lower Orange River region: II. A two-stage emplacement history and the extent of Kibaran overprinting. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 85, 105-110.
- Reid DL, Welke HJ, Erlank AJ, Moyes A. 1987. The Orange River Group: a major Proterozoic calc-alkaline belt in the Western Namaqua Province, Southern Africa. In: Pharaoh TC, Beckinsale RD, Rickard D. (Eds.), *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*. *Geological Society*, Special Publications 33, 327-346
- Reinoso M. 1968. Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. v. 23. N° 4, p. 287-295. Buenos Aires.
- Robb LJ, Armstrong RA, Waters DJ. 1999. The history of granulite-facies metamorphism and crustal growth from single zircon U---Pb geochronology: Namaqualand, South Africa. *Journal of Petrology* 40, 1747-1770.

- Rocha-Campos AC, de Carvalho RG. 1975. Two new bivalves from the Permian "Eurydesma Fauna" of eastern Argentina. *Boletim IG Instituto de Geociências, USP* 6:185-191.
- Rollinson H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, Essex, 352 pp.
- Roser BP, Korsch RJ. 1986. Determination of tectonic setting sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94 (5), 635-650.
- Roser BP, Korsch RJ. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67, 119-139.
- Rosello E A, Massabie AC, López-Gamindi OR, Cobbold PR, Gapais D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia range, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, 389-402.
- Rosello EA, Massabie AC. 1992. Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 179-187.
- Rozendaal A, Gresse PG, Scheepers R, Le Roux JP. 1999. Neoproterozoic to Early Cambrian crustal evolution of the Pan-African Saldania belt, South Africa. *Precambrian Research*, 97, 303-323.
- Rubinstein CV. 1997. Silurian Acritarchs from South America: a Review. In: Fatka O., Servais T. (Eds.), *Acritarcha in Praha 1996. Acta Universitatis Carolinae Geologica* 40: 603-629.
- Rubiolo D, Cisterna C, Villeneuve M, Hickson C. 2002. Edad U/Pb del Granito de Las Angosturas en la sierra de Narváez (Sistema de Famatina, Provincia de Catamarca). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 359-362, Calafate.
- Rudnick RL, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick RL. (Ed.), *The Crust. Elsevier-Pergamon*, Oxford, pp. 1-64
- Rust IC. 1967. On the sedimentation of the Table Mountain Group in the Western Cape Province. DSc thesis, University of Stellenbosch.
- Rust IC. 1973. The evolution of the Palaeozoic Cape Basin, Southern Margin of Africa. In: Nairn AEM, Stehli FG. (Eds.). *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Publishing Corporation, New York, U.S.A., 247-276.
- Salani FM. 2007. Aporte a la edad de la Formación Cañadón Asfalto, Chubut Argentina. *Ameghiniana* 44(4), Suplemento: 48R.
- Samson SD, D'Lemos RS, Blichert-Toft J, Vervoort J. 2003. U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: new evidence for a unique juvenile terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 208, 165-180.
- Samson SD, Inglis JD, D'Lemos RS, Admou H, Blichert-Toft J, Hefferan K. 2004. Geochronological, geochemical, and Hf-Nd isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Research*, 135, 133-147.
- Sánchez Bettucci L, Linares, E. 1996. Primeras edades Potasio-Argón en basaltos del Complejo Sierra de Las Ánimas, Uruguay. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, I: pp. 399-404.
- Santos JOS, Rizzotto GJ, McNaughton NJ, Matos R, Hartmann LA, Chemale Jr.F, Potter, PE, Quadros MLES. 2008. The age and autochthonous evolution of Sunsás Orogen in West Amazon Craton, *Precambrian Research*, 165, 120-152.

- Sato AM, Tickyj H, Llambías EJ, Sato K. 2000. The Las Matras Tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, pp. 587-610.
- Sato AM, Tickyj H, Llambías EJ, Basei MAS, González PD. 2004. Las Matras Block, Central Argentina (37°S-67°W): the Southernmost Cuyania terrane and its relationship with the Famatinian Orogeny. *Gondwana Research*, 7, 1077-1087.
- Scheepers R. 1995. Geology, geochemistry and petrogenesis of Late Precambrian S-, I- and A-type granitoids in the Saldania belt, Western Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 21, 35-58.
- Scheepers R, Armstrong R. 2002. New U-Pb SHRIMP zircon ages of the Cape Granite Suite: implications for the magmatic evolution of the Saldania Belt. *South African Journal of Geology*, 105, 241-256.
- Scheepers R, Poujol M. 2002. U-Pb zircon age of Cape Granite Suite ignimbrites: characteristics of the last phases of the Saldanian magmatism. *South African Journal of Geology*, 105(2), 163-178.
- Scherer E, Munker C, Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock: *Science*, 293, 683-687.
- Schiller W. 1930. Investigaciones Geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. Anales del Museo de La Plata. Sección Mineralogía y Geología. Segunda Serie, Primera parte. 4, 101 pp.
- Schilling M, Tassara A. 2008. Are the Falkland Plateau and the Deseado Massif part of the same Mesoproterozoic lithospheric block? 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts, 496-499.
- Schillizzi RA, Bonorino A, Kostadinoff J. 1990. Geofísica y geología del sector noroccidental de la Cuenca del Colorado, provincia de Buenos Aires. 16º Congreso de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Geoacta 1(2): 167-177, Bahía Blanca.
- Schillizzi RA, Kostadinoff J. 1985. Basamento geofísico del área sudoccidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. 1ª Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 1055-1067.
- Schönian F. 2003. Ambiente sedimentario de las diamictitas de la Formación Cancañiri en el área de Sella, sur de Bolivia. *Revista Técnica de YPF*, 21, 131-145.
- Schönian F, Egenhoff SO, Marcinek J, Erdtmann BD. 1999. Glaciation at the Ordovician - Silurian boundary in southern Bolivia. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 43 (1/2), 175-178, Praha, Czech Republic.
- Schwartz JJ, Gromet LP, Miró R. 2008. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean Orogeny: implications for the Late Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana, *The Journal of Geology*, v.116, p.39-61.
- Schwartz JJ, Gromet LP. 2004. Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research*, 129: 1-21.
- Seilacher A, Cingolani CA, Varela R. 2002. Ichnostratigraphic correlation of Early Paleozoic sandstones in North Africa and Central Argentina. In: Salem MJ, Khaled M, Oun (Eds.). *The Geology of Northwest Libya*. 1: 275-292.
- Seilacher A, Grazhdankin D, Legouta A. 2003. Ediacaran biota: The dawn of animal life in the shadow of giant protists. *Paleontological Research*. 7: 43-54
- Selles-Martinez J. 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires: Su vinculación a un cizallamiento regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLI: 187-190.

- Selles-Martínez J. 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires - Argentina). An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 317 - 329.
- Selles-Martínez J. 1996. Magnetic fabric analysis of the Upper Paleozoic Pillahuincó Group (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina) *Geología Carpathica*, 47: 1-172.
- Selles-Martínez J. 2001. Geología de la Ventania. Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, Nº 27, pp. 43-69.
- Sepúlveda E. 1983. Descripción geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo del Gualicho, Provincia de Río Negro. Boletín del Servicio Geológico Nacional 194: 1-61.
- Sgrosso P. 1946. Los Yacimientos de hierro y manganeso de la Colonia Pastoril Cnel. Chilavert, Departamento de San Antonio, Río Negro. Dirección de Minería y Geología, informe inédito, Servicio Minero Nacional, Carpeta nro. 115. Buenos Aires.
- Shergold JH, Webers GF. 1992. Late Dresbachian (Idamean) and other trilobite faunas from the Heritage Range, Ellsworth Mountains, West Antarctica. *Geological Society of America*, Mem. 170, 125-168.
- Shields G, Stille P. 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology*, 175, 29-48.
- Siccardi A, Uriz NJ, Cingolani CA, Rustán JJ. 2012. Early Devonian Marine Invertebrates from Lolén Formation, Ventania System of Buenos Aires Province, Argentina. *Ameghiniana*, 49 (4) Suplemento 2012-Resúmenes: 157.
- Silva Nieto D. 2005. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios, provincia del Chubut. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 265, 72 p., Buenos Aires.
- Simon E, Jackson SE, Pearson NJ, Griffina WL, Belousova EA. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69.
- Sims J, Ireland T, Camacho A, Lyons P, Pieters P, Skirrow R, Stuart Smith P, Miró R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas margin: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana. In: Pankhurst R, Rapela C. (Eds.), The Proto-Andean margin of Gondwana. *Geological Society of London*, Special Publications, 142: 259-281. London.
- Söllner F, Leal PR, Miller H, Brodtkorb MK. 2000b. Edades U/Pb en circones de la riodacita de la sierra de Ambargasta, provincia de Córdoba. En: Schalamuk I, Brodtkorb M, Etcheverry R. (Eds.): Mineralogía y Metalogenia 2000. INREMI, Publicación 6: 465-469. La Plata.
- Spalletti LA. 1993. An iron-bearing wave-dominated siliciclastic shelf: Facies analysis and paleogeographic implications (Silurian-Lower Devonian Sierra Grande Formation, Southern Argentina). *Geological Journal*, 28: 137-148.
- Spalletti LA, Cingolani CA, Varela R. 1991. Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma siluro-eodévónica de la Patagonia, República Argentina. *Revista Museo de La Plata*, nueva serie, sección Geología, 10: 305-318.
- Spalletti L, Matheos S, Merodio J. 1993. Sedimentitas carbonáticas Cretácico-terciarias de la Plataforma Norpatagónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de hidrocarburos, Actas 1: 249-257, Mendoza.

- Spalletti L, Queralt I, Matheos S, Colombo F, Maggi J. 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the Upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 440-463.
- Sporli KB. 1992. Stratigraphy of the Crashsite Group, Ellsworth Mountains, West Antarctica. In Webers GF, Craddock C, Spletstoeser JF. (Eds.), *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica*, *Geological Society of America Memoir* 170. Boulder, Colorado.
- Stipanovic PN, Methol EJ. 1980. Comarca Norpatagónica. In: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1071-1097. Córdoba.
- Stevenson RK, Patchett PJ. 1990. Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean detrital zircons. *Geochim Cosmochim Acta* 54:1683-1697
- Stipanovic PN, Methol EJ, Rodrigo F, Baulies OL, Martínez CG. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XXXIII (2): 67-98, Buenos Aires.
- Stipanovic PN, Methol EJ. 1972. Macizo de Somuncurá. In: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 581-598. Córdoba.
- Stipanovic PN, Methol EJ. 1980. Comarca Norpatagónica. In: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1071-1097. Córdoba.
- Storey BC, Macdonald DIM, Millar IL, Pankhurst RJ, Daiziel IWD. 1992. Upper Proterozoic rift-related rocks in the Pensacola Mountains, Antarctica: Precursors to supercontinent breakup? *Tectonics*, 11(6) 1392-1405.
- Storey BC, Dalziel IWD. 1987. Outline of the structural and tectonic history of the Ellsworth Mountains-Thiel Mountains Ridge, West Antarctica. In Elliot DH, Haban SM, McKenzie GD. (Eds.), *Gondwana Six: Structure, tectonics, and geophysics*, (Geophysical Monograph 40). Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- Storey BC, MacDonald DIM. 1987. Sedimentary rocks of the Ellsworth-Thiel mountains ridge and their regional equivalents, *British Antarctic Survey Bulletin*, vol. 76, pp. 21-49.
- Streel M, Caputo MV, Loboziak S, Melo JHG. 2000. Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of Late Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews* 52: 121-173.
- Suero T. 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En J. Ulibarrena (ed.) Ministerio de Obras Públicas (La Plata), Laboratorio de Ensayos de Materiales, Serie II (216): 138 - 147.
- Sun SS, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society of London*, London, pp. 313-345.
- Talarico F, Kleinschmidt G. 2009. Chapter 7: The Antarctic Continent in Gondwanaland: A Tectonic Review and Potential Research Targets for Future Investigations. In: Florindo F, Siegert MJ. (Eds.). *Antarctic Climate Evolution (Developments in Earth & Environmental Sciences)*. vol. 8, p. 257-308, Amsterdam: Elsevier, ISBN: 9780444528476, doi: 10.1016/S1571-9197(08)00007.

- Tankard AJ, Jackson MPA, Eriksson KA, Hobday DK, Hunter DR, Minter WEL. 1982. Crustal Evolution of Southern Africa: 3.8 Billion years of Earth History. *Springer-Verlag*, New York. pp. 480.
- Tankard A, Welsink H, Aukes P, Newton R, Stettler E. 2009. Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 26, Issue 8, September 2009, Pages 1379-1412.
- Tankard A, Welsink H, Aukes P, Newton R, Stettler E. 2012. Geodynamic interpretation of the Cape and the Karoo basins, South Africa. Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global *Tectonics Maps*. USA & UK: Elsevier 2012. p869
- Tankard AJ, Barwis JH. 1982. Wave-dominated deltaic sedimentation in the Devonian Bokkeveld Basin of South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 0959-0974
- Tankard AJ, Hobday DK. 1977. Tide-dominated back-barrier sedimentation, early Ordovician Cape basin, Cape Peninsula, South Africa. *Sedimentary Geology* 18, 135-159.
- Tapia A. 1938. Datos geológicos de la Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minas y Geología Aguas Minerales de la Provincia de Buenos Aires, 23-90. Buenos Aires
- Taylor SR, McLennan SM. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, 312 pp. Londres
- Terra Arocena E, Mendez Alzola R. 1939. Contribuciones a la geología del Uruguay. *Physis*, XIV: 115-142.
- Thamm AG. 1993 Lithostratigraphy of the Piekenierskloof formation (Table Mountain Group) South African Committee for Stratigraphy, Pretoria. *Lithostratigraphic series* No. 27, 7pp.
- Thamm AG, Johnson MR. 2006. The Cape Supergroup. In: Johnson, M.R., Anhaeusser, C.R. & Thomas, R.J. (Eds.) The geology of South Africa, pp. 443-459. *Geological Society of South Africa*, Marshalltown.
- Theron JN. 1970. A stratigraphical study of the Bokkeveld Group (Series). In: Haughton SH. (Ed.) Proceedings and Papers of the Second International Gondwana Symposium: 197-204. Pretoria: *Council for Scientific and Industrial Research*.
- Theron JN. 1972. The stratigraphy and sedimentation of the Bokkeveld Group. Unpublished doctoral thesis, University of Stellenbosch, South Africa.
- Theron JN, Rickards RB, Aldridge RJ. 1990. Bedding plane assemblages of *Promissum pulchrum*, a new giant Ashgill conodont from the Table Mountain Group, South Africa. *Palaeontology*, 33, 577-594.
- Theron JN, Gresse PG, Siegfried HP, Rogers J. 1992. The Geology of the Cape Town area. Explanation sheet 3318, *Geological Survey of South Africa*, 140pp.
- Theron JN, Loock JC. 1988. Devonian deltas of the Cape Supergroup, South Africa. In: McMillan, MJ, Embry AF, Glass DJ. (Eds.), Devonian of the World, vol. 1, Memoir 14. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, pp. 729-740.
- Thiel GA. 1945. Mechanical effects of stream transportation in mineral grains of sand size. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56: 1207.
- Thomas RJ, Jacobs J, Armstrong, RA, Henjes-Kunst F. 1998. Geochronology of the Mesoproterozoic Cape Meredith Complex, West Falkland: comparisons with Natal and East Antarctica (Extended Abstract). *Journal African Earth Sciences* 27(1A), 194-195.

- Tickyj H, Basei MA, Sato AM, Llambías EJ. 1999. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of southeastern La Pampa province, Argentina. 2º South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 139-142.
- Tickyj H, Rodríguez Raising, C, Cingolani CA, Alfaro M, Uriz N. 2009. Graptolitos ordovícicos en el Sur de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 295-302.
- Tohver E, D'Agrella-Filho MS, Trindade RI. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research* 147: 193-222
- Tohver E, Cawood PA, Rossello E, López de Luchi MG, Rapalini A, Jourdan F. 2008. New SHRIMP U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints on the crustal stabilization of southern South America, from the margin of the Rio de Plata (Sierra de Ventana) craton to northern Patagonia. *American Geophysical Union, Fall Meeting, EOS* (Abstract), T23C-2052.
- Tomezoli RN. 1997. Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 327 pp.
- Tomquist SG. 1959. Informe sobre el relevamiento magnetométrico en Sierra Grande. Dirección General de Fabricaciones Militares, informe inédito, Buenos Aires.
- Torsvik TH, van der Voo R, Preeden U, Mac Niocaill C, Steinberger B, Doubrovine PV, van Hinsbergen DJJ, Domeier M, Gaina C, Tohver E, Meert JG, McCausland PJA, Cocks LRM. 2012. Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics, *Earth-Science Reviews* 114, 325-368.
- Torsvik TH, Cocks LRM. 2004. Earth geography from 400 to 250 million years: a palaeomagnetic, faunal and facies review. *Journal of the Geological Society*. 161, 555-572.
- Tortello MF, Uriz NJ, Alfaro MB, Cingolani CA, Bidone AR, Galeano Inchausti JC. 2012. Trilobites and graptolites from the Vargas Peña Formation (Early Silurian), Paraná Basin, eastern Paraguay. *Revue de Paléobiologie*. Vol. spéc. 11: 279-298 (ISSN 0253-6730).
- Tosdal RM. 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic Rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, 15(4):827-842.
- Toselli AJ. 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. *Correlación Geológica*, 4, 181-197.
- Toulkeridis T, Clauer N, Kröner A, Reimer T, Todt W. 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology* 124, 113-129.
- Underwood C, Deynoux M, Ghienne JF. 1998. High palaeolatitude recovery of graptolites faunas after the Hirnantian (top Ordovician) extinction event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 142, 91-105.
- Urien C, Zambrano J. 1996. Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo, Buenos Aires, Argentina
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F. 2007. Estudio preliminar de la procedencia sedimentaria del Grupo Ventana, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Mar del Plata, Buenos Aires, Resumen, p. 48.

- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Armstrong RA. 2008a. U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology. p. 162-162. San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Macambira MJ. 2008b. Edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Ventana (provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de procedencia. 17° Congreso Geológico Argentino. Acta II, 912-913. San Salvador de Jujuy.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Macambira MJ, Armstrong RA. 2009. U-Pb zircon provenance of Silurian-Devonian sedimentary sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: Tectonic history implications. Simpósio 45º Anos de Geocronologia no Brasil Boletim de Resumos Expandidos. 319-321.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Macambira MJ, Armstrong RA. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean north Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative sedimentary provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100, 571-589.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Marques JCh. 2012. Procedencia sedimentaria del Paleozoico Inferior-Medio del Grupo Ventana y de la Formación Sierra Grande, Argentina. Nuevas edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Salta, Argentina. pp. 215-216.
- Valvano JA. 1949. Los yacimientos ferríferos de Sierra Grande. Dirección Nacional de Minería, carpeta nro. 480, inédito. Buenos Aires.
- Valvano JA. 1954. Genesis de los Yacimientos de hierro de Sierra Grande. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (4): 193-209.
- Valvano JA. 1957. Los Yacimientos de hierro de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. Dirección Nacional de Minería, informe inédito, Servicio Minero Nacional, carpeta nro. 644. Buenos Aires.
- Van Loon AJ, Mange MA. 2007. "In situ" dissolution of heavy minerals through extreme weathering, and the application of the surviving assemblages and their dissolution characteristics to correlation of Dutch and German silver sands. In: Mange MA, Wright DT. (Eds): Heavy minerals in use. *Developments in Sedimentology* 58, 189-213.
- Van Staden A, Zimmermann U, Gutzmer J, Chemale Jr.F, Germs GJB. 2009. Age of a Hirnantian glacial diamictite in eastern Argentina and consequences for the correlation with Lower Palaeozoic rocks in South Africa. Annual Meeting of the Norwegian Geological Society Vinterkonferansen 2009, Bergen, 13-15.1. 2009. Abstracts.
- Van Staden A, Zimmermann U, Chemale Jr.F, Gutzmer J, Germs GJB. 2010a. Correlation of Ordovician diamictites from Argentina and South Africa using detrital zircon dating. *Journal of the Geological Society*, London 167, 217-220.
- Van Staden A, Zimmermann U, Gutzmer J, Chemale Jr.F, Germs GJB. 2010b. First regional correlation of Lower Palaeozoic successions from Argentina and South Africa using glacial diamictite deposits and its consequences for the regional geology. *Journal of the Geological Society of London* 167:217-220.
- Varela R. 1973. Edad Rb-Sr de las rocas ígneas de La Mascota-La Hermita, Partido de Saavedra, provincia de Buenos Aires. Anales de la Sociedad Científica Argentinas, CXCV: 71-80



- Varela R. 1978. Sierras Australes de Buenos Aires. Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXXIII: 52-62.
- Varela R, Leone EM, Manceda R. 1986. Estructura tectónica en la zona del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLI: 256-261
- Varela R, Cingolani CA, Dalla Salda LH. 1990. Edad del granito del Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 279-282. San Juan.
- Varela R, Cingolani CA, Sato AM, Dalla Salda L, Brito Neves BB, Basei MAS, Siga Jr.O, Teixeira W. 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North Patagonian Massif Argentine. South American Symposium on Isotope Geology (Sao Paulo/Brazil, June 15-18, 1997). Extended Abstracts, 326-329.
- Varela R, Basei MAS, Sato AM, Siga Jr.O, Cingolani CA, Sato K. 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas 1: 71-76, Buenos Aires.
- Varela R, Basei MAS, Cingolani CA, Siga Jr.O, Passarelli CR. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32(2): 167-187.
- Varela R, Sato K, González PD, Sato AM, Basei MAS. 2007. Descifrando la edad y significado del plutonismo paleozoico en Sierra Grande, noroeste patagónico, Argentina. 5° Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD, Resumen 132, 1p. Montevideo.
- Varela R, Basei MAS, González PD, Sato AM, Sato K. 2008. Granitoides Famatinianos y Gondwánicos en Sierra Grande. Nuevas edades radimétricas método U-Pb., 17° Congreso Geológico Argentino. Acta II, 914-915. San Salvador de Jujuy.
- Varela R, Sato K, González PD, Sato AM, Basei MAS. 2009. Geología y Geocronología Rb-Sr de granitoides de Sierra Grande, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 275-284.
- Varela R, González PD, Basei MAS, Sato K, Sato AM, Naipauer M, García V, González S, Greco G. 2011a. Edad del Complejo Mina Gonzalito: revisión y nuevos datos. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Acta CD-ROOM.
- Varela R, Basei MAS, González PD, Sato AM, Naipauer M, Campos Neto MC., Cingolani CA, Meira VT. 2011. Accretion of Grenvillian terranes to the west of the Rio de la Plata craton, western Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 100, 243-272. doi:10.1007/s00531-010-0614-2.
- Varela R, Cingolani CA. 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el perfil del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Actas del Sexto Congreso Geológico Argentino, 1:542-556.
- Varela R, Dalla Salda L. 1992. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 47, No. 3, p. 271-275.

- Veevers JJ, Saeed A. 2013. Age and composition of Antarctic sub-glacial bedrock reflected by detrital zircons and hornblendes, erratics, and recycled microfossils in the Ellsworth Land-Antarctic Peninsula-Weddell Sea-Dronning Maud Land sector (2400E-0150E). *Gondwana Research*. vol 23., pp. 296-332.
- Vervoort JD, Patchett PJ, Blichert-Toft J, Albarede F. 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system: *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 79-99.
- Vervoort JD, Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 533-556.
- Vervoort JD, Patchett PJ. 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (19), 3717-3733.
- Visser HN. 1967. Verspreiding en korrelasie van die Formasie Klipheuvel in die Swartland en die Sandveld. *Annals of the Geological Survey of South Africa* 6, 31-38.
- Volkheimer W. 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-107.
- Volkheimer W, Lage J. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42 c, Cerro Mirador, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 181: 71 pp., Buenos Aires.
- von Gosen W, Buggisch W, Dimieri LV. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79: 797-821.
- von Gosen W, Buggisch W, Krumm S. 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185, 335-356.
- von Gosen W, Buggisch W, Lehnert O. 1995 Evolution of the Early Paleozoic melange at the eastern margin of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3/4), pp. 405-424
- von Gosen W, Buggisch W. 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina): An outline. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 1: 947-958.
- von Gosen W, Loske W. 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the "Gastre Fault System". *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1): 73 - 88.
- Vorster C. 2013. Lasser Ablation ICP-MS age determination of detrital zircon populations in the Phanerozoic Cape and Lower Karoo Supergroups (South Africa) and correlatives in Argentina. PhD in Geology at the University of Johannesburg. South Africa. 627p.
- Vos RG, Tankard A. 1981. Braided ?uvial sedimentation in the Lower Paleozoic Cape Basin, *South Africa Sedimentary Geology*. 29: 171-193.
- Weaver C. 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science*. 15: 417-434.
- Weber EI. 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j, Cerro El fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional Boletín 196, 69 p. Buenos Aires.
- Webers GF, Bauer RL, Anderson JM, Buggisch W, Ojakangas RW, Sporli KB. 1992. The Heritage Group of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. In Webers GF, Craddock C, Spletsoesser JF. (Eds.), *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica*. Boulder: *Geological Society of America*.
- Wegener A. 1912. Die Entstehung der Kontinente. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 58 I, 185-195, 253-256, 305-309. Transl. from German by W.R. Jacoby (2001), *Journal of Geodynamics*, v. 32 , p. 29-63.

- Wegener A. 1915. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Sammlung Vieweg v. 23, 94 pp.; 2nd. Ed. (1920) Die Wissenschaft v. 66, 135 pp.; 3rd. Edition (1922).
- Wegener A. 1929. The origin of continents and oceans. Dover Publication, (Translation of the 4th. Ed.) 231pp., New York.
- Wetherill GW. 1956. Discordant uranium-lead ages, *Transactions of the American Geophysical Union*. 37, 320-326
- Wilde P, Quinby-Hunt MS, Brebd-Dieter Erdtmann. 1996. The whole-rock cerium anomaly: A potential indicator of eustatic sea-level changes in shale of the anoxic facies. *Sedimentary Geology*. 101 43-53.
- Williams IS. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks III WCP, Ridley WI. (Eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Society of Economic Geologists Short Course*, 7.
- Willner AP, Gerdes A, Massonne HJ. 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°-36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, 253, 114-129.
- Willner AP, Gerdes A, Massonne HJ, Schmidt A, Sudo M, Thomson SN, Vujovich G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.
- Wimmenauer W. 1984. Das praevariszische Kristallin im Schwarzwald. *Forscht Miner Beih*, 62, 69-86.
- Winter H. de la R. 1984. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basins. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 87, 169-179.
- Wright J, Schrader H, Holser WT. 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 51, 613-644.
- Xia XP, Sun M, Zhao GC, Wu FY, Xu P, Zhang J, Luo Y. 2006. U-Pb and Hf isotopic study of detrital zircons from the Wulashan khondalites: constraints on the evolution of the Ordos Terrane, Western Block of the North China Craton. *Earth and Planetary Science Letters*. 241, 581-593.
- Yang J, Sun W, Wang Z, Xue Y, Tao X. 1999. Variations in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater. *Precambrian Research*. 93, 215-233.
- Young GM, Minter WEL, Theron JN. 2000. Geochemistry and palaeogeography of upper Ordovician glaciogenic sedimentary rocks in the Table Mountain Group, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214, 323-345.
- Zaffarana CB, López de Luchi MG, Somoza R, Mercader R, Giacosa R, Martino RD. 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 30: 151-166.
- Zanettini JCM. 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (2):160-179.
- Zanettini JCM. 1991. Tierras raras y otros oligoelementos en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande, Dirección General de Fabricaciones Militares, 18p. (inédito)

- Zanettini JCM (1999). Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. In: Zappettini EO. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Anales 35:745-762. Buenos Aires.
- Zanettini JCM, Rossi EE, Curcio R. 1979. Prospección geológico-geofísica del mineral de hierro; zona Valcheta-Sierra Grande; sector Sierra Grande (provincias de Río Negro y Chubut). Dirección General de Fabricaciones Militares, informe inédito, Mendoza.
- Zavala C. Azúa, G, Freije RH, Ponce J. 2000. Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), Cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55, 165-178.
- Zimmermann U, Poiré DG, Gómez Peral L. 2011. Neoproterozoic to Lower Palaeozoic successions of the Tandilia System in Argentina: implication for the palaeotectonic framework of southwest Gondwana. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*. 100:489-510. DOI 10.1007/s00531-010-0584-4
- Zimmermann U, Bahlburg H, Esteban SB. 2003. Depositional history of the Ordovician Famatina Basin (Western Gondwana; NW Argentina). In: Albanesi GL, Beresi MS, Peralta SH. (Eds.). Ordovician from the Andes. *Comunicarte*, Córdoba (Argentina), 487-493.
- Zimmermann U, Spalletti LA. 2009. Provenance of the Lower Paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): Implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana, *Sedimentary Geology*, Volume 219, Issues 1-4, 15 July 2009, Pages 7-23.
- Zöllner W. 1950. Informe geológico económico preliminar sobre la zona sud del Yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Dirección Nacional de Minería, informe inédito, Servicio Minero Nacional, Carpeta nro. 165. Buenos Aires.
- Zöllner W. 1951. Informe geológico-económico del yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro. Dirección Nacional de Minería (inédito). Buenos Aires.

## ANEXOS

## ANEXO A.- TABLAS DE RESULTADOS U-PB EN CIRCONES DETRÍTICOS POR LAS METODOLOGÍAS LA-ICP-MS Y SHRIMP.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SGS022)

Sample	f(206)%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1s(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age	1s(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age	1s(Ma)	Conc (%)
97_ZIRC_18	0,01	0,08140	0,7	2,4935	1,4	0,22217	1,2	0,84	1231,1	14,5	1270,2	10,0	1293,4	13,6	105,06
98_ZIRC_19	0,01	0,11510	0,7	5,5323	1,5	0,34862	1,3	0,88	1881,4	12,2	1905,6	12,7	1928,0	21,9	102,48
99_ZIRC_20	0,01	0,11048	0,8	5,5751	3,4	0,36600	3,3	0,97	1807,3	13,9	1912,3	29,4	2010,5	57,6	111,25
100_ZIRC_21	0,00	0,07378	0,8	1,7977	1,8	0,17671	1,6	0,95	1035,6	16,0	1044,6	11,6	1049,0	15,3	101,29
105_ZIRC_22	0,01	0,07992	0,7	1,9856	1,5	0,18020	1,3	0,87	1194,9	14,0	1110,6	10,1	1068,1	12,9	89,38
106_ZIRC_23	0,02	0,07276	0,8	1,6441	1,5	0,16388	1,3	0,86	1007,3	15,3	987,3	9,5	978,3	11,9	97,12
107_ZIRC_24	0,01	0,07396	1,0	1,6950	2,3	0,16622	2,1	0,91	1040,4	19,9	1006,7	15,0	991,3	19,5	95,28
108_ZIRC_25	0,03	0,05891	2,8	0,7157	3,2	0,08811	1,5	0,71	563,8	61,5	548,1	13,5	544,3	7,8	96,54
111_ZIRC_26	0,01	0,07479	1,0	1,9589	1,8	0,18997	1,3	0,80	1062,8	19,4	1101,5	11,0	1121,2	13,6	105,50
112_ZIRC_27	0,01	0,07645	0,9	1,8695	1,4	0,18683	1,1	0,76	1107,0	18,2	1105,1	9,6	1104,2	11,2	99,74
113_ZIRC_28	0,05	0,07311	1,5	1,8032	3,0	0,17890	2,7	0,87	1016,9	29,8	1046,6	19,8	1060,9	26,0	104,33
114_ZIRC_29	0,02	0,07622	1,5	1,7551	2,3	0,16702	1,8	0,91	1100,8	29,3	1029,1	15,1	995,7	16,8	90,45
119_ZIRC_30	0,02	0,07291	1,6	1,7969	2,7	0,17874	2,2	0,80	1011,5	32,5	1044,5	17,7	1060,1	21,3	104,60
120_ZIRC_31	0,02	0,05546	1,8	0,6419	2,7	0,08394	1,9	0,72	430,9	40,6	503,5	10,6	519,6	9,7	120,59
121_ZIRC_32	0,11	0,07145	11,9	0,9268	12,0	0,09408	1,6	0,13	970,2	242,7	666,0	58,6	579,6	8,9	59,74
122_ZIRC_33	0,03	0,05713	2,5	0,7146	2,8	0,09072	1,3	0,89	496,4	54,7	547,4	11,9	559,8	7,0	112,78
127_ZIRC_34	0,02	0,05022	0,9	0,5514	1,5	0,07114	1,1	0,76	461,1	20,6	445,9	5,3	443,0	4,9	96,08
128_ZIRC_35	0,01	0,06593	0,8	1,1695	1,3	0,12865	0,9	0,72	804,1	17,7	786,4	6,9	780,2	6,8	97,02
129_ZIRC_36	0,01	0,06513	0,8	1,2987	2,4	0,14461	2,2	0,93	778,6	17,5	845,1	13,5	870,7	17,9	111,83
130_ZIRC_37	0,02	0,07376	1,5	1,7199	2,2	0,16912	1,6	0,87	1034,9	30,6	1016,0	14,0	1007,3	14,6	97,33
135_ZIRC_38	0,01	0,07532	0,8	1,9008	1,4	0,18304	1,2	0,83	1077,0	15,5	1081,4	9,5	1083,5	11,9	100,60
136_ZIRC_39	0,01	0,07792	0,7	2,1062	1,2	0,19603	1,0	0,78	1144,9	14,9	1150,8	8,5	1154,0	10,4	100,79
137_ZIRC_40	0,06	0,10632	7,9	2,7300	8,0	0,18622	1,6	0,20	1737,3	144,5	1336,7	59,8	1100,9	16,5	83,37
138_ZIRC_41	0,02	0,05674	1,8	0,6157	2,2	0,07870	1,3	0,79	481,3	40,2	467,1	8,7	488,4	6,2	101,47
143_ZIRC_42	0,01	0,06278	0,9	1,0609	1,8	0,12257	1,6	0,87	700,7	19,1	734,3	9,6	745,4	11,2	106,38
144_ZIRC_43	0,01	0,05709	0,9	0,6539	2,1	0,08307	1,9	0,91	495,0	19,0	510,9	8,4	514,4	9,4	103,93
145_ZIRC_44	0,01	0,11525	0,6	5,5012	1,2	0,34618	1,0	0,87	1883,8	10,4	1900,8	10,3	1916,3	17,4	101,73
146_ZIRC_45	0,01	0,07096	1,0	1,5094	1,6	0,15426	1,3	0,89	956,4	21,0	934,2	10,0	924,8	11,0	96,70

Tabla A-1.- Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SGS022 (Miembro Polke, Formación Sierra Grande) por la metodología LA-ICP-MS.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SG-2009-11)

Sample	f(206)%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1s(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age	1s(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age	1s(Ma)	Conc (%)
03_ZIRC_01	0,04	0,05813	1,2	0,6903	2,0	0,08614	1,6	0,78	534,5	27,1	533,0	8,3	532,6	8,0	99,65
04_ZIRC_02	0,02	0,05791	1,3	0,6917	1,9	0,08663	1,4	0,75	526,3	27,4	533,8	7,9	535,6	7,4	101,76
06_ZIRC_04	0,01	0,07783	1,0	1,9975	2,8	0,18615	2,6	0,97	1142,4	20,1	1114,7	19,1	1100,5	26,7	96,33
09_ZIRC_05	0,04	0,05717	1,6	0,5758	2,7	0,07304	2,2	0,80	498,1	35,7	461,7	10,1	454,5	9,6	91,24
12_ZIRC_08	0,00	0,12142	0,7	5,9386	1,5	0,35473	1,3	0,92	1977,2	13,1	1966,9	13,1	1957,2	22,2	98,99
15_ZIRC_09	0,05	0,05700	1,6	0,5728	2,5	0,07288	1,9	0,77	491,6	34,8	459,8	9,3	453,5	8,5	92,24
17_ZIRC_11	0,02	0,05679	1,0	0,6064	1,6	0,07744	1,3	0,76	483,6	23,0	481,3	6,3	480,8	5,8	99,43
21_ZIRC_13	0,07	0,05975	2,0	0,8330	2,9	0,10112	2,1	0,72	594,4	42,8	615,3	13,3	621,0	12,4	104,47
22_ZIRC_14	0,03	0,05852	1,1	0,7064	1,9	0,08755	1,5	0,81	549,3	24,2	542,6	8,0	541,0	8,0	98,48
24_ZIRC_16	0,06	0,05878	3,8	0,6623	4,5	0,08172	2,5	0,79	558,9	82,6	516,0	18,3	506,4	12,1	90,60
27_ZIRC_17	0,02	0,05962	1,1	0,8122	1,8	0,09879	1,4	0,78	589,9	24,6	603,7	8,4	607,3	8,4	102,95
28_ZIRC_18	0,04	0,05666	1,4	0,5940	2,1	0,07603	1,6	0,75	478,3	30,9	473,4	8,0	472,4	7,3	98,76
30_ZIRC_20	0,01	0,07351	1,0	1,9085	1,8	0,18829	1,5	0,92	1028,1	20,3	1084,0	12,2	1112,1	15,6	108,18
33_ZIRC_21	0,03	0,06075	1,1	0,8451	1,8	0,10091	1,4	0,78	630,2	24,1	622,0	8,4	619,7	8,4	98,33
34_ZIRC_22	0,08	0,07253	1,6	1,4859	2,0	0,14857	1,2	0,89	1000,9	31,8	924,6	12,0	893,0	10,0	89,21
36_ZIRC_24	0,01	0,07214	0,8	1,7373	1,7	0,17466	1,5	0,93	990,0	17,2	1022,5	10,9	1037,7	14,0	104,82
39_ZIRC_25	0,04	0,05536	1,4	0,6364	2,4	0,06335	2,0	0,82	427,4	30,5	500,1	9,6	516,1	10,0	120,75
40_ZIRC_26	0,02	0,05595	0,9	0,5685	1,4	0,07369	1,1	0,73	450,4	21,0	457,0	5,2	458,3	4,7	101,76
41_ZIRC_27	0,06	0,05667	1,5	0,6259	3,0	0,08010	2,6	0,87	478,8	32,5	493,5	11,8	496,7	12,6	103,74
48_ZIRC_30	0,06	0,05989	1,7	0,8221	2,8	0,09955	2,2	0,80	599,7	36,6	609,2	12,9	611,8	13,1	102,02
50_ZIRC_32	0,05	0,04950	39,2	0,4697	40,0	0,06002	7,0	0,37	171,4	915,3	391,0	129,0	429,1	32,6	250,25
53_ZIRC_33	0,01	0,05692	0,7	0,6322	1,4	0,08056	1,2	0,85	488,2	16,3	497,4	5,6	499,4	5,8	102,29
54_ZIRC_34	0,03	0,07422	1,5	2,0418	2,4	0,19953	1,8	0,77	1047,5	30,3	1129,6	16,0	1172,8	19,4	111,96
55_ZIRC_35	0,03	0,06140	2,4	0,8805	5,4	0,10400	4,8	0,90	653,3	51,6	641,2	25,7	637,8	29,4	97,63
56_ZIRC_36	0,03	0,05587	2,8	0,6011	3,3	0,07802	1,7	0,76	447,3	62,8	477,9	12,5	484,3	7,8	108,26
59_ZIRC_37	0,10	0,05952	4,2	0,7392	6,0	0,09008	4,4	0,72	586,0	90,4	561,9	26,1	556,0	23,4	94,87
61_ZIRC_39	0,03	0,07246	0,9	2,1051	5,2	0,21070	5,1	0,98	999,0	19,3	1150,5	35,7	1232,5	57,2	123,38
62_ZIRC_40	0,02	0,05787	1,4	0,7965	2,0	0,09982	1,4	0,87	524,9	31,3	594,8	9,0	613,4	8,1	116,86
65_ZIRC_41	0,02	0,05890	1,1	0,7818	1,7	0,08624	1,3	0,75	563,3	23,8	586,4	7,5	592,4	7,2	105,16
66_ZIRC_42	0,01	0,12827	0,6	7,0742	1,1	0,39998	0,9	0,81	2074,4	10,9	2120,8	9,8	2169,0	16,8	104,56
67_ZIRC_43	0,01	0,07697	0,5	2,1801	1,1	0,20542	1,0	0,89	1120,5	9,4	1174,7	7,5	1204,4	10,7	107,49
68_ZIRC_44	0,01	0,07471	0,9	1,8680	1,2	0,18134	0,9	0,85	1060,7	17,5	1069,8	8,2	1074,3	8,7	101,28
71_ZIRC_45	0,02	0,07342	0,9	1,7829	2,0	0,17614	1,7	0,88	1025,4	18,9	1039,3	12,9	1045,8	16,8	101,99
72_ZIRC_46	0,01	0,22605	0,5	19,121	1,7	0,61349	1,6	0,95	3024,3	8,4	3048,0	16,0	3084,0	38,5	101,97
73_ZIRC_47	0,01	0,08399	0,5	2,7947	2,3	0,24132	2,3	0,97	1292,4	10,2	1354,1	17,5	1393,6	28,7	107,83
74_ZIRC_48	0,01	0,06551	2,9	1,1277	5,2	0,12486	4,4	0,95	790,7	59,8	766,7	28,2	758,5	31,4	95,92
77_ZIRC_49	0,01	0,11123	0,9	4,7304	1,9	0,30844	1,7	0,88	1819,6	16,1	1772,7	16,1	1733,0	25,9	95,24
78_ZIRC_50	0,01	0,08035	0,6	2,357	1,7	0,21275	1,8	0,94	1205,6	11,1	1229,7	12,2	1243,5	18,3	103,14
79_ZIRC_51	0,01	0,11630	0,5	5,6747	2,6	0,35388	2,6	0,98	1900,2	8,5	1927,5	22,8	1953,1	43,9	102,79
80_ZIRC_52	0,03	0,06111	2,3	0,8729	3,0	0,10360	1,9	0,85	643,2	48,5	637,2	14,0	635,5	11,6	98,80
83_ZIRC_53	0,02	0,21773	1,1	17,328	1,8	0,57723	1,5	0,81	2964,0	17,1	2953,2	17,7	2937,4	35,5	99,10
84_ZIRC_54	0,08	0,06786	1,4	0,7171	2,2	0,07664	1,7	0,76	864,4	29,6	549,0	9,4	476,0	7,8	55,07
85_ZIRC_55	0,05	0,05725	1,4	0,7696	3,5	0,09751	3,3	0,92	501,2	29,9	579,6	15,6	599,8	18,6	119,68
86_ZIRC_56	0,02	0,07130	3,6	1,6402	4,2	0,16685	2,2	0,77	966,0	72,5	985,8	26,4	994,7	20,3	102,98
89_ZIRC_57	0,03	0,05992	1,9	0,8982	3,1	0,10873	2,4	0,78	600,6	41,7	650,8	14,9	665,3	15,3	110,79
90_ZIRC_58	0,03	0,05425	3,1	0,6332	3,8	0,08465	2,1	0,54	381,6	70,7	498,1	14,8	523,8	10,4	137,27
91_ZIRC_59	0,02	0,06448	0,8	1,2110	2,0	0,13622	1,8	0,92	757,4	16,4	805,7	11,0	823,2	14,1	108,69
92_ZIRC_60	0,03	0,07555	2,7	2,1415	3,2	0,20558	1,7	0,75	1083,2	54,8	1162,3	22,1	1205,2	18,2	111,26

Tabla A-2.- Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SG-2009-11 (Miembro Polke, Formación Sierra Grande) por la metodología LA-ICP-MS.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SGLM025)

Sample	f(206)%	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> Pb ratio	1s(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> Pb age	1s(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age	1s(Ma)	Conc (%)
03_B01	0,14	0,25	13038,44	0,0598	3,44	0,8348	3,79	0,1013	1,59	0,41	595,71	74,45	616,26	17,49	621,87	9,41	104,39
04_B03	0,14	0,28	12569,01	0,0608	1,37	0,7579	1,72	0,0904	1,04	0,59	631,88	29,50	572,78	7,54	558,00	5,57	88,31
05_B04	0,15	0,16	11808,41	0,0575	1,30	0,7031	1,84	0,0886	1,31	0,70	512,18	28,49	540,67	7,71	547,45	6,86	106,89
06_B06	0,05	0,14	35785,44	0,0570	1,88	0,7144	2,56	0,0910	1,74	0,75	489,63	41,47	547,33	10,84	561,29	9,36	114,64
11_B07	0,08	0,15	23237,42	0,0577	1,71	0,7082	2,50	0,0891	1,82	0,72	516,94	37,58	543,70	10,51	550,10	9,58	106,42
20_B14	0,06	0,16	25964,12	0,0571	0,91	0,6925	1,53	0,0879	1,23	0,79	496,01	20,09	534,28	6,36	543,29	6,41	109,53
21_B15	0,07	0,23	26340,80	0,0560	1,17	0,6726	1,73	0,0871	1,28	0,73	451,56	25,87	522,30	7,08	538,62	6,63	119,28
22_B18	0,06	0,20	30623,11	0,0586	2,23	0,7945	2,87	0,0983	1,82	0,74	551,92	48,81	593,72	12,82	604,72	10,48	109,57
25_B20	0,08	0,30	18612,31	0,1102	0,77	5,1620	1,69	0,3399	1,50	0,89	1801,91	13,99	1846,37	14,36	1886,08	24,57	104,67
26_B22	0,02	0,19	93096,52	0,1707	0,79	11,8403	1,42	0,5032	1,18	0,82	2564,17	13,23	2591,86	13,33	2627,42	25,55	102,47
27_B24	0,25	0,19	7040,54	0,0548	1,59	0,6604	2,09	0,0874	1,35	0,64	403,07	35,68	514,88	8,44	540,41	7,00	134,08
28_B25	0,33	0,37	5471,23	0,0578	3,47	0,7130	3,83	0,0895	1,61	0,60	521,45	76,22	546,50	16,19	552,53	8,55	105,96
31_B27	0,15	0,16	11581,06	0,0578	1,13	0,7136	1,40	0,0896	0,83	0,56	520,96	24,80	546,90	5,94	553,14	4,42	106,18
32_B28	0,11	0,17	17671,00	0,0571	0,86	0,6769	1,34	0,0860	1,03	0,75	494,15	18,99	524,92	5,49	532,02	5,24	107,66
33_B29	0,11	0,17	16573,62	0,0562	1,34	0,6438	1,76	0,0831	1,14	0,63	461,28	29,78	504,68	7,02	514,31	5,66	111,50
34_B31	0,01	0,20	207168,50	0,0553	2,43	0,6285	2,83	0,0824	1,45	0,64	425,66	54,21	495,18	11,08	510,34	7,10	119,89
37_B33	0,04	0,16	49848,00	0,0579	0,74	0,7404	1,30	0,0928	1,06	0,81	525,41	16,33	562,85	5,61	571,90	5,83	108,85
38_B35	0,05	0,05	27906,59	0,0729	0,73	1,7951	1,24	0,1766	1,00	0,79	1010,49	14,80	1043,66	8,06	1059,58	9,75	104,66
39_C01	0,12	0,26	14958,69	0,0564	1,04	0,7136	1,64	0,0918	1,26	0,76	467,84	22,98	546,87	6,91	566,02	6,85	120,99
40_C03	0,11	0,15	15570,28	0,0575	2,13	0,7016	2,50	0,0884	1,31	0,70	512,24	46,84	539,76	10,48	546,30	6,87	106,65
41_C04	0,05	0,11	34006,82	0,0566	1,16	0,6844	1,74	0,0877	1,30	0,73	477,02	25,71	529,42	7,19	541,66	6,74	113,55
42_C05	0,03	0,24	42391,45	0,1217	1,26	6,3950	2,07	0,3811	1,64	0,79	1981,23	22,36	2031,69	18,14	2081,54	29,18	105,06
43_C06	0,23	0,22	7668,24	0,0586	2,12	0,7806	2,84	0,0941	1,90	0,66	552,87	46,16	574,38	12,46	579,83	10,51	104,88
44_C07	0,25	0,14	7207,98	0,0569	2,76	0,7345	3,46	0,0952	2,08	0,72	450,21	61,33	559,21	14,87	586,36	11,67	130,24
49_C10	0,19	0,13	9593,69	0,0583	1,19	0,7190	1,80	0,0894	1,35	0,74	542,90	26,01	550,08	7,65	551,82	7,15	101,64
50_C12	0,22	0,13	7979,17	0,0564	1,19	0,8803	1,84	0,0875	1,39	0,75	468,45	26,43	526,94	7,55	540,54	7,23	115,39
51_C13	0,33	0,07	5311,55	0,0609	1,77	0,9114	2,37	0,1085	1,58	0,66	636,07	38,04	657,78	11,47	664,13	9,95	104,41
55_C16	0,15	0,09	11472,75	0,0609	1,14	0,8511	1,59	0,1014	1,10	0,68	635,52	24,62	625,24	7,42	622,40	6,55	97,94
56_C19	0,08	0,14	32913,01	0,0609	0,94	0,8608	1,37	0,1025	1,00	0,71	636,48	20,17	630,58	6,45	628,94	6,02	98,82
57_C20A	0,31	0,22	5826,40	0,0593	2,69	0,6875	3,34	0,0841	1,98	0,59	578,35	58,37	531,28	13,80	520,38	9,88	89,98
61_C22	0,15	0,16	11729,86	0,0587	1,05	0,6786	1,36	0,0838	0,87	0,61	557,65	22,88	525,93	5,60	518,65	4,34	93,01
63_C27	0,07	0,16	25171,94	0,0608	1,15	0,8806	1,63	0,1051	1,16	0,70	631,03	24,69	641,32	7,76	644,25	7,12	102,10
68_C33	0,39	0,12	8600,15	0,0534	2,50	0,5559	3,87	0,0755	2,95	0,76	347,19	56,65	448,65	14,05	468,93	13,36	135,06
69_C34	0,08	0,15	21153,74	0,0575	1,21	0,6567	1,68	0,0828	1,16	0,68	512,32	26,69	512,62	6,77	512,69	5,74	100,07
70_C35	0,18	0,14	9800,67	0,0562	1,80	0,6354	2,34	0,0821	1,50	0,70	458,89	40,03	499,48	9,25	508,38	7,31	110,79
73_C36	0,12	0,13	14440,91	0,0579	0,94	0,7032	1,41	0,0881	1,05	0,73	525,27	20,64	540,71	5,91	544,37	5,47	103,64
74_D01	0,19	0,18	8994,84	0,0578	1,27	0,7015	1,86	0,0881	1,36	0,72	520,73	27,77	539,66	7,77	544,15	7,08	104,50
75_D04	0,17	0,18	10760,23	0,0571	1,62	0,6231	2,84	0,0791	2,45	0,83	495,27	35,67	491,78	11,44	491,03	11,58	99,14
76_D05	0,08	0,21	23424,00	0,0565	2,01	0,6868	2,76	0,0882	1,90	0,77	471,10	44,41	530,87	11,42	544,88	9,91	115,86
77_D07	0,05	0,07	37477,31	0,0719	1,53	1,7261	2,36	0,1742	1,80	0,76	981,73	31,09	1018,32	15,17	1035,42	17,20	105,47
82_D09	0,22	0,26	8014,99	0,0550	1,71	0,6633	2,51	0,0875	1,84	0,73	411,40	38,17	516,61	10,15	540,70	9,52	131,43
83_D15	0,06	0,37	41529,49	0,0573	0,91	0,8097	1,74	0,1026	1,48	0,85	501,40	20,02	602,27	7,90	629,41	6,89	125,53
84_D16	0,06	0,13	30561,72	0,0717	1,16	1,8010	1,90	0,1821	1,51	0,79	977,78	23,57	1045,82	12,42	1078,69	15,00	110,32
85_D17	0,08	0,06	22626,81	0,0563	2,87	0,7648	3,65	0,0986	2,27	0,77	462,77	63,53	576,80	16,08	606,16	13,11	130,98
90_D21	0,10	0,23	15146,79	0,1099	1,49	5,0702	2,83	0,3347	2,40	0,85	1797,20	27,06	1831,14	23,97	1861,14	38,85	103,56
91_E01	0,06	0,40	27801,09	0,0766	0,92	2,1359	1,49	0,2022	1,17	0,77	1111,02	18,47	1160,50	10,33	1187,18	12,73	106,85
92_E02	0,19	0,06	9394,21	0,0560	1,43	0,7851	2,48	0,1017	2,02	0,81	452,03	31,84	588,42	11,07	624,37	12,03	138,13
97_E10	0,06	0,25	30710,14	0,0570	0,89	0,6588	1,41	0,0838	1,10	0,76	493,09	19,62	513,87	5,71	518,56	5,48	105,16
98_E11(borde)	0,07	0,13	24072,09	0,0577	1,19	0,6990	1,74	0,0878	1,27	0,72	519,56	26,06	538,18	7,28	542,58	6,63	104,43
99_E14	0,19	0,19	9355,54	0,0562	2,19	0,6627	3,49	0,0856	2,72	0,86	459,15	48,57	516,23	14,13	529,22	13,81	115,26
103_E19	0,10	0,17	16319,54	0,0565	1,27	0,7997	3,91	0,1026	3,70	0,95	472,50	28,11	596,66	17,66	629,82	22,21	133,30
104_E20	0,07	0,26	26972,90	0,0568	1,32	0,7598	2,48	0,0970	2,10	0,84	484,56	29,14	573,90	10,86	596,71	11,94	123,14
105_E28	0,11	0,16	15784,52	0,0555	2,59	0,6743	3,28	0,0882	2,01	0,75	430,44	57,69	523,35	13,40	544,89	10,49	126,59

Tabla A-3.- Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SGLF025 (Miembro San Carlos, Formación Sierra Grande) por la metodología LA-ICP-MS.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SGS007)

Spot number	Concordia 1			Concordia 2			Age (Ma)			Discordant	Concordant age (Ma) ± 1σ	1206									
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Rho	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb error												
Zr-024-R-XIX-03	0.5842	3.00	0.0750	1.26	0.42	13.3414	1.26	0.0565	2.72	0.16	466	6	467	14	173	13	0.41	2	466	5.6	0.0008
Zr-024-R-XIX-04	0.5643	2.62	0.0713	1.37	0.52	14.0200	1.37	0.0574	2.24	0.61	444	6	454	12	506	11	0.73	12	445	5.8	0.0032
Zr-024-R-XIX-05	0.9084	2.82	0.1059	1.68	0.60	9.4399	1.68	0.0622	2.26	0.74	649	11	656	18	681	15	1.52	5	650	10	0.0012
Zr-024-S-XXI-01	0.5226	4.45	0.0686	2.71	0.61	14.5764	2.71	0.0552	3.53	0.77	428	12	427	19	422	15	0.47	-1	428	11	0.0025
Zr-024-S-XXI-02	1.4790	2.14	0.1537	1.66	0.78	6.5055	1.66	0.0698	1.35	1.23	922	15	922	20	922	12	0.23	0	922	13	0.0003
Zr-024-T-XXIII-02	0.8498	2.88	0.1026	1.89	0.66	9.7500	1.89	0.0601	2.17	0.87	629	12	625	18	607	13	0.52	-4	628	11	0.0006
Zr-024-T-XXIII-04	0.8133	2.63	0.0945	2.02	0.77	10.5807	2.02	0.0624	1.68	1.20	582	12	604	16	688	12	0.44	15	621	31	0.0013
Zr-024-T-XXIV-02	1.5305	2.93	0.1530	1.72	0.59	6.5356	1.72	0.0725	2.37	0.73	918	16	943	28	1001	24	0.43	8	922	28	0.0005
Zr-024-V-XXVII-02	6.3197	2.33	0.3591	1.51	0.65	2.7846	1.51	0.1276	1.77	0.85	1978	30	2021	47	2066	37	0.06	4	2066	62	0.0001
Zr-024-V-XXVII-04	0.7546	2.73	0.0902	2.21	0.81	11.0826	2.21	0.0607	1.60	1.38	557	12	571	16	627	10	0.78	11	563	11	0.0012
Zr-024-X-XXIX-02	0.6434	3.10	0.0781	2.18	0.70	12.8043	2.18	0.0597	2.21	0.99	485	11	504	16	594	13	0.77	18	557	54	0.0024
Zr-024-Z-XXXI-02	0.6180	3.20	0.0769	2.72	0.85	12.9959	2.72	0.0582	1.69	1.61	478	13	489	16	539	9	0.55	11	483	12	0.0014
Zr-027-P-XVI-01	0.5473	3.15	0.0692	2.01	0.64	14.4605	2.01	0.0574	2.42	0.83	431	9	443	14	507	12	0.47	14.98	432	8.3	0.0018
Zr-027-P-XVI-02	0.5380	2.87	0.0682	2.21	0.77	14.6537	2.21	0.0572	1.83	1.20	426	9	437	13	498	9	0.39	14.60	428	8.9	0.0006
Zr-027-P-XVI-08	0.6287	2.42	0.0755	1.86	0.77	13.2427	1.86	0.0604	1.55	1.20	469	9	495	12	617	10	0.29	23.98	617	7.2	0.0000
Zr-027-P-XVI-09	0.6873	2.98	0.0845	1.75	0.59	11.8354	1.75	0.0590	2.42	0.72	523	9	531	16	567	14	0.08	7.80	524	8.7	0.0003
Zr-027-Q-XVII-02	1.0400	2.75	0.1154	2.33	0.85	8.6664	2.33	0.0654	1.45	1.61	704	16	724	20	786	11	0.16	10.47	786	6.1	0.0000
Zr-027-Q-XVII-03	1.6639	2.11	0.1568	1.61	0.76	6.3777	1.61	0.0770	1.36	1.19	939	15	995	21	1120	15	0.35	16.18	1120	5.4	0.0002
Zr-027-Q-XVII-04	0.5501	3.01	0.0701	2.43	0.81	14.2605	2.43	0.0569	1.77	1.37	437	11	445	13	488	9	0.25	10.40	440	10	0.0014
Zr-027-Q-XVII-06	1.5536	1.90	0.1498	1.10	0.58	6.6739	1.10	0.0752	1.54	0.71	900	10	952	18	1074	17	0.65	16.19	1074	6.3	0.0010
Zr-027-Q-XVII-08	1.1911	2.10	0.1231	1.36	0.65	8.1204	1.36	0.0702	1.60	0.85	749	10	796	17	933	15	0.28	19.74	933	6.6	0.0023
Zr-027-Q-XVII-09	0.8246	2.26	0.0979	1.41	0.62	12.0155	1.41	0.0611	1.77	0.80	602	9	611	14	643	11	0.50	6.31	604	8	0.0063
Zr-027-R-XVIII-02	0.6814	2.34	0.0823	1.72	0.73	12.1436	1.72	0.0600	1.59	1.08	510	9	528	12	604	10	0.27	15.57	616	4	0.0051
Zr-027-R-XVIII-03	0.8193	2.24	0.0989	1.59	0.71	10.1096	1.59	0.0601	1.58	1.01	608	10	608	14	606	10	0.40	-0.31	608	8.9	0.0015
Zr-027-R-XVIII-04	0.5546	3.44	0.0720	2.10	0.61	13.8798	2.10	0.0558	2.72	0.77	448	9	448	15	446	12	0.41	-0.62	448	9	0.0014
Zr-027-S-XIX-01	1.6560	2.46	0.1654	1.48	0.60	6.0469	1.48	0.0726	1.97	0.75	987	15	992	24	1004	20	0.26	1.69	988	13	0.0007
Zr-027-S-XIX-05	0.6497	3.15	0.0790	2.51	0.80	12.5239	2.51	0.0590	1.89	1.33	495	12	508	16	568	11	0.38	12.77	500	12	0.0009

Concordant age calculated after Ludwig program.  
The concordant ages in red correspond to age forced at origin  
\*\* Calculated age after zircon population

Tabla A-4.- Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SGS007 (Miembro San Carlos, Formación Sierra Grande) por la metodología LA-ICP-MS.

Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample SGS008

Spot Grain.	% <sup>206</sup> Pb/ <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (1)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (1)	% Discordant	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb* ±%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±%	err corr			
1,1	--	231	86	0.4	15.5	484.1 ± 5.4	532 ± 44	9	0.0581	2	0.624	2.3	0.07798	1.2	.497
2,1	0.45	217	187	0.9	16	529.5 ± 6.1	502 ± 73	-5	0.0573	3.3	0.676	3.5	0.0856	1.2	.341
3,1	--	334	136	0.4	22.1	477.8 ± 5.1	503 ± 35	5	0.05731	1.6	0.608	1.9	0.07694	1.1	.577
4,1	0.00	77	34	0.5	9.75	887 ± 12	881 ± 42	-1	0.0684	2	1.391	2.5	0.1475	1.5	.586
5,1	0.00	207	110	0.6	15	524.6 ± 6	490 ± 39	-7	0.057	1.8	0.666	2.1	0.0848	1.2	.557
6,1	0.00	201	41	0.2	14.6	521.7 ± 6	533 ± 39	2	0.0581	1.8	0.675	2.1	0.0843	1.2	.561
7,1	--	262	243	1.0	22.4	611.5 ± 6.5	621 ± 31	2	0.06048	1.4	0.83	1.8	0.0995	1.1	.618
8,1	0.00	124	82	0.7	8.19	479.2 ± 6.3	409 ± 53	-17	0.0549	2.4	0.584	2.7	0.0772	1.4	.499
9,1	0.00	84	27	0.3	11.9	984 ± 13	1042 ± 35	6	0.074	1.7	1.682	2.2	0.1649	1.4	.626
10,1	0.00	388	172	0.5	37.8	692.5 ± 6.8	691 ± 22	0	0.06249	1	0.977	1.5	0.1134	1	.702
11,1	--	76	45	0.6	5.5	520.2 ± 8.2	612 ± 110	15	0.0602	4.9	0.698	5.2	0.084	1.6	.316
12,1	--	228	73	0.3	35.1	1062 ± 11	1015 ± 22	-5	0.07302	1.1	1.804	1.6	0.1791	1.1	.710
13,1	0.00	146	43	0.3	24	1128 ± 13	1037 ± 26	-9	0.07385	1.3	1.948	1.8	0.1913	1.2	.680
14,1	0.00	272	85	0.3	17.7	471.9 ± 5.5	474 ± 42	0	0.0565	1.9	0.592	2.2	0.07595	1.2	.538
15,1	0.09	322	147	0.5	22.9	510.6 ± 5.4	540 ± 43	5	0.0583	2	0.662	2.3	0.08243	1.1	.491
16,1	0.04	277	88	0.3	17.9	467.5 ± 5.2	512 ± 39	9	0.0575	1.8	0.597	2.1	0.07522	1.2	.546
17,1	0.03	274	262	1.0	49	1218 ± 12	1230 ± 18	1	0.08135	0.93	2.332	1.4	0.2079	1.1	.757
18,1	0.11	247	145	0.6	15.9	464.9 ± 5.4	455 ± 54	-2	0.0561	2.4	0.578	2.7	0.07479	1.2	.445
19,1	--	196	134	0.7	14.5	532.8 ± 6.4	634 ± 53	16	0.0609	2.4	0.723	2.7	0.0862	1.2	.454
20,1	0.00	304	91	0.3	22.2	525.4 ± 5.7	553 ± 34	5	0.05863	1.6	0.686	1.9	0.08492	1.1	.591
21,1	0.04	521	158	0.3	39	538 ± 5.3	570 ± 26	6	0.05907	1.2	0.709	1.6	0.08705	1	.655
22,1	0.00	464	62	0.1	33.3	517.5 ± 5.3	490 ± 29	-6	0.05696	1.3	0.656	1.7	0.08359	1.1	.622
23,1	--	269	117	0.5	20	536.9 ± 6	560 ± 44	4	0.0588	2	0.704	2.3	0.0868	1.2	.495
24,1	0.05	180	51	0.3	27.7	1060 ± 12	1090 ± 26	3	0.0758	1.3	1.868	1.7	0.1787	1.2	.677
25,1	0.03	141	76	0.6	44.9	2035 ± 21	2019 ± 14	-1	0.12432	0.78	6.363	1.4	0.3712	1.2	.837
26,1	0.12	174	58	0.3	11.7	485.4 ± 6.1	502 ± 52	3	0.0573	2.4	0.617	2.7	0.0782	1.3	.481
27,1	0.00	247	73	0.3	18.7	544.8 ± 6.3	544 ± 39	0	0.0584	1.8	0.71	2.2	0.0882	1.2	.561
28,1	0.00	193	64	0.3	28.5	1023 ± 11	1021 ± 25	0	0.07326	1.2	1.737	1.7	0.1719	1.2	.690
29,1	0.06	107	26	0.3	16.8	1080 ± 14	1090 ± 35	1	0.0758	1.7	1.907	2.2	0.1824	1.4	.617
30,1	0.16	409	160	0.4	28	493.4 ± 5.1	488 ± 39	-1	0.05691	1.8	0.624	2.1	0.07955	1.1	.521
31,1	--	251	167	0.7	35.3	977.5 ± 9.8	1004 ± 21	3	0.07284	1	1.64	1.5	0.1637	1.1	.724
32,1	--	307	178	0.6	23.9	559.4 ± 5.8	583 ± 29	4	0.05943	1.4	0.743	1.7	0.09066	1.1	.623
33,1	0.27	247	91	0.4	22.5	646.8 ± 6.9	832 ± 43	22	0.0668	2	0.972	2.3	0.1055	1.1	.478
34,1	--	203	65	0.3	13.3	476.3 ± 5.8	625 ± 68	24	0.0606	3.2	0.641	3.4	0.07669	1.3	.369
35,1	0.06	349	152	0.4	22.5	466 ± 4.8	515 ± 32	10	0.05761	1.5	0.696	1.8	0.07497	1.1	.592
36,1	0.00	186	107	0.6	13.3	516.1 ± 6	576 ± 40	10	0.0592	1.8	0.681	2.2	0.0833	1.2	.555
37,1	0.29	119	130	1.1	8.61	518.2 ± 6.8	534 ± 72	3	0.0581	3.3	0.671	3.5	0.0837	1.4	.386
38,1	0.29	198	73	0.4	12.5	456.6 ± 5.3	508 ± 66	10	0.0574	3	0.581	3.2	0.07339	1.2	.373
39,1	--	73	122	1.7											



Grande) por la metodología SHRIMP.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SG-2009-12)

Sample	f(206)%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1s(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age	1s(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age	1s(Ma)	Conc (%)
03_ZR_01	0,03	0,05631	1,6	0,5857	2,3	0,07544	1,6	0,71	464,5	35,0	468,1	8,5	468,9	7,4	100,95
05_ZR_03	0,02	0,05756	0,8	0,7842	2,4	0,09882	2,3	0,94	513,0	18,0	587,9	10,9	607,5	13,4	118,41
09_ZR_05	0,09	0,05915	3,2	0,9674	4,0	0,11861	2,5	0,62	572,8	68,6	687,1	20,1	722,6	17,0	126,15
10_ZR_06	0,02	0,07485	1,7	0,7418	2,7	0,07188	2,1	0,76	1064,4	34,9	563,4	11,7	447,4	8,9	42,04
12_ZR_08	0,02	0,05625	1,5	0,6479	2,0	0,08354	1,2	0,82	462,2	33,8	507,2	7,8	577,2	6,2	111,90
18_ZR_12	0,01	0,08088	1,2	0,8159	1,7	0,09720	1,1	0,82	635,1	26,6	605,8	7,6	598,0	6,4	94,15
21_ZR_13	0,03	0,07264	1,7	1,8888	3,7	0,18856	3,2	0,88	1004,0	35,0	1077,2	24,4	1113,7	33,2	110,92
22_ZR_14	0,02	0,06387	1,2	1,2288	2,3	0,13954	2,0	0,86	737,4	24,8	813,8	13,0	842,0	15,8	114,20
27_ZR_17	0,03	0,05681	1,6	0,5978	2,4	0,07632	1,7	0,72	484,0	36,4	475,8	9,1	474,1	7,9	97,96
28_ZR_18	0,01	0,07545	0,7	2,1190	2,3	0,20370	2,1	0,95	1080,4	14,1	1155,0	15,6	1195,2	23,4	110,62
29_ZR_19	0,04	0,05968	0,9	0,7162	2,1	0,08703	1,9	0,90	592,1	19,6	548,4	9,0	537,9	9,9	90,85
30_ZR_20	0,01	0,08708	0,8	2,9800	1,4	0,24820	1,1	0,86	1362,3	15,9	1402,5	10,4	1429,2	13,9	104,91
35_ZR_21	0,00	0,07433	0,8	1,6279	1,4	0,15884	1,2	0,84	1050,5	15,2	981,1	8,9	950,3	10,5	90,47
36_ZR_22	0,00	0,06449	0,7	0,9947	1,6	0,11186	1,4	0,87	757,8	15,8	701,1	7,9	683,6	8,9	90,20
37_ZR_23	0,09	0,06399	2,9	0,7118	3,9	0,08067	2,5	0,65	741,3	62,1	545,8	16,3	500,1	12,0	67,47
38_ZR_24	0,04	0,05689	2,7	0,6667	3,1	0,08486	1,6	0,74	487,4	59,7	518,1	12,7	526,0	8,0	107,73
41_ZR_25	0,01	0,07708	1,6	1,7722	2,1	0,16676	1,3	0,60	1123,3	32,8	1035,3	13,5	994,2	11,7	88,51
42_ZR_26	0,04	0,06102	1,2	0,8130	3,5	0,09664	3,3	0,93	639,8	26,8	804,1	15,9	594,7	18,6	92,95
43_ZR_27	0,05	0,06000	0,9	0,8457	3,0	0,10224	2,9	0,95	603,4	19,6	622,3	14,1	627,5	17,3	104,00
44_ZR_28	0,03	0,05669	2,1	0,5659	2,5	0,07240	1,3	0,76	479,4	46,7	455,3	9,2	450,6	5,8	94,00
47_ZR_29	0,01	0,10335	0,8	4,2410	1,3	0,29761	1,0	0,77	1685,2	14,9	1682,0	10,6	1679,5	15,0	99,66
49_ZR_31	0,02	0,11511	0,7	4,4230	6,1	0,27868	6,1	0,99	1881,6	12,6	1716,7	50,6	1584,7	85,3	84,22
50_ZR_32	0,01	0,07426	1,1	1,7413	1,4	0,17007	0,9	0,79	1048,5	22,2	1023,9	9,3	1012,5	8,8	96,57

Tabla A-6.- Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SG-2009-12 (Miembro San Carlos, Formación Sierra Grande) por la metodología LA-ICP-MS.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SGPS017)

Spot number	Concordia 1				Concordia 2				Age (Ma)				Discordant	Concordant age (Ma) ± f206							
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Rho		<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Rho		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb error	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U									
Zr-024-A-I-03	1.6508	2.24	0.1641	1.91	0.85	6.0939	1.91	0.0730	1.17	1.63	980	19	990	22	1013	12	0.10	3	991	14	0.0002
Zr-024-A-I-05	0.6446	2.66	0.0817	1.98	0.75	12.2377	1.98	0.0572	1.78	1.12	506	10	505	13	500	9	0.34	-1	506	9.4	0.0002
Zr-024-A-I-07	0.5750	2.68	0.0730	2.21	0.83	13.7073	2.21	0.0572	1.51	1.47	454	10	461	12	498	8	0.74	9	457	9.4	0.0000
Zr-024-A-I-09	1.7972	1.73	0.1754	1.31	0.75	5.6998	1.31	0.0743	1.13	1.15	1042	14	1044	18	1049	12	0.34	1	1044	11	0.0004
Zr-024-B-II-01	1.6326	1.67	0.1640	0.93	0.56	6.0960	0.93	0.0722	1.38	0.67	979	9	983	16	991	14	0.17	1	980	8.1	0.0002
Zr-024-B-II-03	0.7173	2.60	0.0896	1.98	0.76	11.1569	1.98	0.0580	1.69	1.17	553	11	549	14	531	9	0.32	-4	552	10	0.0003
Zr-024-B-II-04	1.8086	2.56	0.1694	1.78	0.69	5.9029	1.78	0.0774	1.84	0.96	1009	18	1049	27	1132	21	0.66	11	1132	76	0.0000
Zr-024-B-II-05	0.6044	2.82	0.0767	1.93	0.69	13.0298	1.93	0.0571	2.05	0.94	477	9	480	14	496	10	0.64	4	477	8.7	0.0002
Zr-024-B-II-08	1.4219	2.49	0.1470	2.12	0.85	6.8050	2.12	0.0702	1.29	1.64	884	19	898	22	934	12	0.57	5	898	15	0.0007
Zr-024-B-II-11	0.6658	4.78	0.0840	2.90	0.61	11.9011	2.90	0.0575	3.80	0.76	520	15	518	25	510	19	0.56	-2	520	14	0.0004
Zr-024-C-III-03	0.6618	5.39	0.0824	2.56	0.47	12.1311	2.56	0.0582	4.74	0.54	511	13	516	28	538	26	0.58	5	512	12	0.0007
Zr-024-C-III-04	0.8883	3.42	0.1048	2.18	0.64	9.5441	2.18	0.0615	2.64	0.82	642	14	645	22	656	17	0.56	2	643	13	0.0002
Zr-024-C-III-07	1.6463	1.72	0.1616	1.13	0.65	6.1895	1.13	0.0739	1.30	0.86	965	11	988	17	1039	14	1.65	7	1039	52	0.0010
Zr-024-C-III-09	0.8842	2.32	0.1054	1.48	0.64	9.4842	1.48	0.0608	1.79	0.83	646	10	643	15	633	11	0.27	-2	645	8.9	0.0007
Zr-024-D-IV-02	0.5422	2.97	0.0697	2.12	0.71	14.3465	2.12	0.0564	2.08	1.02	434	9	440	13	469	10	0.43	7	435	8.8	0.0001
Zr-024-D-IV-09	0.6396	3.43	0.0794	2.64	0.77	12.6020	2.64	0.0585	2.19	1.21	492	13	502	17	547	12	0.52	10	495	12	0.0003
Zr-024-D-IV-12	0.6873	3.00	0.0852	2.50	0.83	11.7387	2.50	0.0585	1.66	1.51	527	13	531	16	549	9	0.94	4	529	12	0.0000
Zr-024-E-V-03	1.7198	1.81	0.1689	1.05	0.58	5.9207	1.05	0.0739	1.48	0.71	1006	11	1016	18	1037	15	0.58	3	1009	9.3	0.0007
Zr-024-E-V-07	9.1464	2.18	0.4683	0.77	0.35	2.1355	0.77	0.1417	2.04	0.37	2476	19	2353	51	2248	46	0.74	-10	2248	70	0.0014
Zr-024-E-V-10	0.7062	2.97	0.0876	1.44	0.49	11.4218	1.44	0.0585	2.60	0.55	541	8	542	16	548	14	0.78	1	541	7.4	0.0011
Zr-024-E-V-12	0.6150	2.88	0.0776	1.54	0.54	12.8898	1.54	0.0575	2.43	0.64	482	7	487	14	511	12	0.46	6	482	7.1	0.0009
Zr-024-E-V-13	0.6374	4.46	0.0787	2.92	0.65	12.7006	2.92	0.0587	3.38	0.86	489	14	501	22	557	19	0.21	12	490	14	0.0010
Zr-024-F-VI-01	0.8178	2.72	0.0988	2.02	0.74	10.1222	2.02	0.0600	1.82	1.11	607	12	607	17	605	11	0.34	0	607	11	0.0032
Zr-024-F-VI-05	1.1151	2.66	0.1278	1.33	0.50	7.8252	1.33	0.0633	2.30	0.58	775	10	761	20	718	17	0.26	-8	773	9.5	0.0002
Zr-024-F-VI-09	0.6064	3.22	0.0784	1.71	0.53	13.0965	1.71	0.0576	2.72	0.63	474	8	481	15	514	14	0.81	8	475	7.8	0.0003
Zr-024-F-VI-13	1.3268	3.96	0.1355	1.82	0.46	7.3783	1.82	0.0710	3.51	0.52	819	15	857	34	957	34	1.15	-14	974*	38	0.0052
Zr-024-G-VII-02	0.6364	4.14	0.0788	1.65	0.40	12.6915	1.65	0.0586	3.80	0.43	489	8	500	21	552	21	0.83	11	489	7.7	0.0011
Zr-024-G-VII-05	0.6632	3.00	0.0841	2.28	0.76	11.8897	2.28	0.0572	1.95	1.17	521	12	517	16	499	10	0.45	-4	519	11	0.0012
Zr-024-G-VII-06	0.6871	3.19	0.0861	1.97	0.62	11.6193	1.97	0.0579	2.51	0.78	532	10	531	17	526	13	0.45	-1	532	9.9	0.0002
Zr-024-G-VII-07	1.3246	2.50	0.1337	1.21	0.48	7.4771	1.21	0.0718	2.19	0.55	809	10	857	21	981	22	0.49	18	974*	38	0.0011
Zr-024-G-VII-08	0.7156	3.40	0.0884	1.61	0.47	11.3182	1.61	0.0587	2.99	0.54	546	9	548	19	558	17	0.43	2	546	8.4	0.0005
Zr-024-G-VII-11	1.8797	2.68	0.1798	1.20	0.45	5.5626	1.20	0.0758	2.40	0.50	1066	13	1074	29	1091	26	0.26	2	1067	11	0.0010
Zr-024-G-VII-13	0.7073	3.39	0.0871	1.55	0.46	11.4784	1.55	0.0589	3.01	0.52	538	8	543	18	563	17	0.63	4	539	8	0.0010
Zr-024-H-VIII-03	0.8201	4.81	0.0962	3.63	0.76	10.3992	3.63	0.0619	3.15	1.16	592	22	608	29	669	21	0.40	12	597	20	0.0013
Zr-024-H-VIII-06	0.5657	3.52	0.0702	3.05	0.86	14.2392	3.05	0.0584	1.77	1.72	438	13	455	16	546	10	0.85	20	485*	36	0.0002
Zr-024-H-VIII-07	1.6495	2.91	0.1653	1.53	0.53	6.0512	1.53	0.0724	2.48	0.62	986	15	989	29	997	25	0.62	1	987	14	0.0006
Zr-024-H-VIII-09	0.6135	3.04	0.0783	2.48	0.82	12.7651	2.48	0.0568	1.75	1.41	486	12	486	15	484	8	0.33	-1	486	11	0.0016
Zr-024-I-IX-01	0.6486	3.55	0.0809	1.89	0.53	12.3591	1.89	0.0581	3.00	0.63	502	9	508	18	535	16	0.24	6	502	9	0.0010
Zr-024-I-IX-03	0.9809	2.84	0.1128	2.06	0.73	8.8621	2.06	0.0630	1.95	1.05	689	14	694	20	710	14	0.52	3	691	13	0.0005
Zr-024-I-IX-06	1.8631	3.53	0.1763	2.46	0.70	5.6719	2.46	0.0766	2.53	0.97	1047	26	1068	38	1112	28	0.23	6	1058	22	0.0011
Zr-024-I-IX-08	0.5694	4.46	0.0728	2.58	0.58	13.7358	2.58	0.0567	3.63	0.71	453	12	458	20	481	17	0.63	6	454	11	0.0012
Zr-024-I-IX-09	0.5859	3.78	0.0731	2.57	0.68	13.6884	2.57	0.0582	2.77	0.93	455	12	468	18	536	15	0.66	15	457	11	0.0009
Zr-024-J-X-06	0.8323	3.59	0.0988	1.70	0.47	10.1237	1.70	0.0611	3.17	0.54	607	10	615	22	643	20	0.36	6	608	9.8	0.0008
Zr-024-J-X-07	0.6900	3.04	0.0866	1.43	0.47	11.5436	1.43	0.0584	2.68	0.53	536	8	538	16	546	15	0.46	2	536	7.3	0.0005
Zr-024-J-X-08	0.5847	3.80	0.0758	2.38	0.63	13.1893	2.38	0.0559	2.96	0.80	471	11	467	18	450	13	0.65	-5	471	11	0.0049
Zr-024-J-X-11	0.5922	4.16	0.0754	2.56	0.62	13.2706	2.56	0.0570	3.28	0.78	468	12	472	20	492	16	0.88	5	469	11	0.0044
Zr-024-J-X-13	0.6641	4.46	0.0843	3.68	0.83	11.8599	3.68	0.0571	2.50	1.47	522	19	517	23	496	12	0.47	-5	519	17	0.0057
Zr-024-K-XI-03	0.6903	2.60	0.0859	1.64	0.63	11.6364	1.64	0.0583	2.02	0.81	531	9	533	14	539	11	0.82	1	532	8.2	0.0017
Zr-024-K-XI-04	0.6862	3.99	0.0857	2.20	0.55	11.6672	2.20	0.0581	3.33	0.66	530	12	531	21	532	18	0.84	0	530	11	0.0020
Zr-024-K-XI-12	0.6928	5.54	0.0845	1.22	0.22	11.8342	1.22	0.0595	5.41	0.23	523	6	534	30	584	32	0.34	10	523	6.1	0.0027
Zr-024-L-XII-02	0.6852	3.60	0.0858	1.86	0.52	11.6560	1.86	0.0579	3.08	0.60	531	10	530	19	527	16	0.66	-1	531	9.4	0.0019
Zr-024-L-XII-06	1.5606	2.68	0.1586	1.09	0.41	6.3040	1.09	0.0714	2.45	0.45	949	10	955	26	968	24	0.48	2	950	9.5	0.0008
Zr-024-L-XII-08	1.5120	3.47	0.1507	2.07	0.60	6.6356	2.07	0.0728	2.79	0.74	905	19	935	32	1007	28	1.33	10	912	17	0.0009
Zr-024-L-XII-09	0.7173	3.20	0.0861	2.06	0.65	11.6194	2.06	0.0604	2.44	0.85	532	11	549	18	620	15	0.57	14	535	10	0.0016
Zr-024-L-XII-10	0.7474	3.20	0.0888	1.90	0.59	11.2636	1.90	0.0611	2.57	0.74	548	10	567	18	641	16	0.56	14	551	9.9	0.0008
Zr-024-L-XII-13	1.7230	3.35	0.1698	1.79	0.53	5.8877	1.79	0.0736	2.83	0.63	1011	18	1017	34	1030	29	0.55	2	1013	16	0.0011
Zr-024-M-XIII-01	1.1703	2.62	0.1304	1.52	0.58	7.6670	1.52	0.0651	2.14	0.71	790	12	787	21	777	17	0.43	-2	789	11	0.0008
Zr-024-M-XIII-02	1.2715	3.16	0.1362	1.26	0.40	7.3423	1.26	0.0677	2.90	0.44	823	10	833								

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SGLM013)

Spot number	Concordia 1					Concordia 2					Age (Ma)					%		Concordant age (Ma) ± f206		
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	Rho	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb error	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	Discordant									
Zr-027-A-I-01	0.6317	1.94	0.0790	0.62	0.32	12.6562	0.62	0.0580	1.84	0.34	490	3	497	10	529	10	0.36	7	490.4 ± 2.9	0.0011
Zr-027-A-I-02	0.6366	1.32	0.0794	0.58	0.44	12.5924	0.58	0.0581	1.19	0.49	493	3	500	7	535	6	0.16	8	493.2 ± 7	0.0006
Zr-027-A-I-05	0.6954	1.65	0.0861	0.76	0.46	11.6155	0.76	0.0586	1.46	0.52	532	4	536	9	552	8	0.72	3	532.7 ± 3.8	0.0012
Zr-027-A-I-06	1.7422	1.38	0.1683	0.92	0.67	5.9429	0.92	0.0751	0.02	0.90	1003	9	1024	14	1071	11	0.46	6	1071.4 ± 11	0.0011
Zr-027-A-I-07	1.7926	1.13	0.1721	0.93	0.82	5.8089	0.93	0.0755	0.64	1.44	1024	9	1043	12	1082	7	0.11	5	1082.2 ± 0.0004	0.0004
Zr-027-A-I-08	0.5977	1.73	0.0750	0.73	0.42	13.3286	0.73	0.0578	1.57	0.46	466	3	476	8	522	8	0.87	11	466.8 ± 3.3	0.0012
Zr-027-A-I-09	0.6912	1.39	0.0849	0.85	0.61	11.7731	0.85	0.0590	1.11	0.77	526	4	534	7	568	6	0.43	7	526.7 ± 4.2	0.0008
Zr-027-A-I-10	0.6699	1.48	0.0835	0.88	0.59	11.9753	0.88	0.0582	1.19	0.73	517	5	521	8	537	6	0.30	4	517.5 ± 4.3	0.0014
Zr-027-A-I-11	0.5504	1.62	0.0711	0.90	0.56	14.0743	0.90	0.0562	1.35	0.67	442	4	445	7	460	6	0.42	4	442.8 ± 3.8	0.0020
Zr-027-A-I-12	0.6238	1.53	0.0781	0.81	0.53	12.8067	0.81	0.0579	1.29	0.62	485	4	492	8	528	7	0.43	8	485.3 ± 3.8	0.0016
Zr-027-A-I-13	1.7337	1.78	0.1676	0.80	0.45	5.9680	0.80	0.0750	1.59	0.50	999	8	1021	18	1070	17	0.43	7	1070.6 ± 0.0014	0.0014
Zr-027-A-I-14	0.6346	2.74	0.0786	1.54	0.56	12.7230	1.54	0.0586	2.27	0.68	488	7	499	14	551	13	0.40	11	489.7 ± 2.2	0.0014
Zr-027-A-I-15	1.7905	1.76	0.1722	1.52	0.87	5.8064	1.52	0.0754	0.88	1.73	1024	16	1042	18	1079	9	0.09	5	1079.35 ± 0.0009	0.0009
Zr-027-A-I-16	0.6644	1.77	0.0818	1.34	0.76	12.2243	1.34	0.0589	1.16	1.16	507	7	517	9	564	7	0.94	10	564.5 ± 0.0010	0.0010
Zr-027-A-I-17	0.6357	1.92	0.0794	1.65	0.86	12.5999	1.65	0.0581	0.98	1.68	492	8	500	10	533	5	0.20	8	497.7 ± 4	0.0010
Zr-027-B-II-03	2.6553	1.46	0.2189	1.18	0.81	4.5683	1.18	0.0880	0.85	1.39	1276	15	1316	19	1382	12	0.44	8	1382.3 ± 0.0003	0.0003
Zr-027-B-II-04	0.6735	2.03	0.0815	1.43	0.71	12.2666	1.43	0.0599	1.44	1.00	505	7	523	11	601	9	0.35	16	601.6 ± 0.0019	0.0019
Zr-027-B-II-06	0.5559	1.77	0.0692	1.24	0.70	14.4478	1.24	0.0583	1.26	0.99	431	5	449	8	539	7	0.84	20	539.5 ± 0.0001	0.0001
Zr-027-B-II-12	0.5933	1.60	0.0760	1.30	0.82	13.1539	1.30	0.0566	0.92	1.41	472	6	473	8	476	4	0.65	1	473.5 ± 7	0.0000
Zr-027-B-II-13	1.3375	2.15	0.1336	1.14	0.53	7.4833	1.14	0.0726	1.82	0.63	809	9	862	19	1003	18	0.40	19	1003.7 ± 0.0061	0.0061
Zr-027-B-II-15	0.5876	1.59	0.0737	1.17	0.74	13.5628	1.17	0.0578	1.07	1.10	459	5	469	7	522	6	0.78	12	522.4 ± 0.0011	0.0011
Zr-027-B-II-16	0.6680	1.76	0.0836	1.18	0.67	11.9647	1.18	0.0580	1.31	0.90	517	6	520	9	529	7	0.20	2	518.5 ± 8	0.0004
Zr-027-B-II-18	0.8503	1.65	0.1007	1.25	0.76	9.8325	1.25	0.0613	1.08	1.16	618	8	625	10	648	7	0.40	5	621.7 ± 1	0.0003
Zr-027-C-III-01	0.8422	1.98	0.1002	1.18	0.83	9.9796	1.18	0.0610	1.46	0.81	616	7	620	12	638	9	1.18	3	617.6 ± 8	0.0005
Zr-027-C-III-04	0.5291	2.17	0.0666	1.60	0.73	15.0137	1.60	0.0576	1.47	1.08	416	7	431	9	515	8	0.54	19	515.6 ± 0.0021	0.0021
Zr-027-C-III-05	0.7054	1.67	0.0874	1.33	0.80	11.4368	1.33	0.0585	1.01	1.31	540	7	542	9	549	6	0.32	2	541.6 ± 6	0.0001
Zr-027-C-III-08	0.8539	2.07	0.1003	1.45	0.70	9.9704	1.45	0.0617	1.48	0.98	616	9	627	13	665	10	0.40	7	619.8 ± 3	0.0027
Zr-027-D-IV-02	0.5786	1.59	0.0727	1.20	0.75	13.7613	1.20	0.0577	1.05	1.14	452	5	464	7	520	5	0.44	13	520.4 ± 0.0005	0.0005
Zr-027-D-IV-07	0.5488	1.97	0.0698	1.33	0.68	14.3268	1.33	0.0570	1.44	0.92	435	6	444	9	492	7	0.45	12	492.6 ± 0.0002	0.0002
Zr-027-D-IV-09	1.6053	1.70	0.1623	1.09	0.64	6.1612	1.09	0.0717	1.30	0.84	970	11	972	17	978	13	1.27	1	971.9 ± 12	0.0008
Zr-027-D-IV-11	0.7351	1.85	0.0899	1.25	0.67	11.1249	1.25	0.0593	1.37	0.91	555	7	560	10	579	8	0.82	4	556.5 ± 0.0013	0.0013
Zr-027-D-IV-12	0.6683	1.80	0.0830	1.31	0.73	12.0520	1.31	0.0584	1.24	1.01	514	7	520	9	545	7	0.50	6	515.6 ± 3	0.0007
Zr-027-D-IV-13	0.6803	1.67	0.0843	0.87	0.52	11.8614	0.87	0.0585	1.43	0.61	522	5	527	9	549	8	0.37	5	522.3 ± 4.3	0.0003
Zr-027-D-IV-15	0.6483	2.52	0.0793	1.12	0.45	12.6109	1.12	0.0593	2.25	0.50	492	6	507	13	538	13	0.35	15	493.5 ± 3	0.0045
Zr-027-D-IV-17	0.8657	1.39	0.0984	0.96	0.69	10.1604	0.96	0.0638	1.01	0.95	805	8	833	9	733	7	0.07	18	735.4 ± 0.0001	0.0001
Zr-027-E-V-01	0.5416	2.27	0.0652	1.50	0.66	15.3333	1.50	0.0602	1.70	0.88	407	8	440	10	612	10	0.56	33	612.7 ± 7.5	0.0064
Zr-027-E-V-02	0.7962	1.56	0.0934	1.29	0.82	10.7088	1.29	0.0618	0.89	1.45	559	7	595	9	669	6	0.28	14	669.3 ± 0.0000	0.0000
Zr-027-E-V-03	0.6617	1.97	0.0825	1.41	0.72	12.1220	1.41	0.0582	1.37	1.04	511	7	538	10	538	7	0.36	5	511.6 ± 8	0.0004
Zr-027-E-V-04	0.6540	2.05	0.0813	1.25	0.61	12.3072	1.25	0.0584	1.63	0.76	504	6	511	10	544	9	1.35	7	505.6 ± 0.0004	0.0004
Zr-027-E-V-05	1.6988	1.06	0.1669	0.63	0.60	5.9929	0.63	0.0738	0.85	0.74	995	6	1008	11	1037	9	0.22	4	1037.36 ± 0.0037	0.0037
Zr-027-E-V-06	0.6484	1.94	0.0799	1.68	0.86	12.5094	1.68	0.0588	0.97	1.72	496	8	507	10	561	5	0.35	12	561.4 ± 0.0026	0.0026
Zr-027-E-V-07	0.6660	1.67	0.0829	1.05	0.63	12.0575	1.05	0.0582	1.30	0.81	514	5	518	9	539	7	0.71	5	514.5 ± 4	0.0005
Zr-027-E-V-08	0.6735	1.73	0.0841	1.10	0.64	11.8948	1.10	0.0581	1.33	0.82	520	6	523	9	534	7	0.49	2	521.5 ± 4	0.0002
Zr-027-E-V-09	1.7870	1.49	0.1727	1.34	0.90	5.7912	1.34	0.0751	0.64	2.10	1027	14	1041	15	1070	7	0.29	4	1070.26 ± 0.0004	0.0004
Zr-027-E-V-10	0.5900	1.81	0.0760	1.42	0.79	13.1619	1.42	0.0563	1.12	1.27	472	7	471	9	465	5	0.62	-1	472.6 ± 3	0.0014
Zr-027-E-V-11	0.9486	1.96	0.1104	1.38	0.70	9.0587	1.38	0.0623	1.39	0.99	675	9	677	13	685	10	0.25	1	676.8 ± 0.0011	0.0011
Zr-027-E-V-12	0.8465	1.91	0.1008	1.17	0.62	9.9226	1.17	0.0609	1.50	0.78	619	7	623	12	636	10	0.23	3	620.6 ± 8	0.0005
Zr-027-E-V-13	0.6705	1.82	0.0823	1.11	0.61	12.1471	1.11	0.0591	1.44	0.77	510	6	521	9	570	8	0.51	10	511.5 ± 4	0.0007
Zr-027-E-V-15	11.4771	1.03	0.4612	0.93	0.90	2.1682	0.93	0.1805	0.45	2.09	2445	23	2563	26	2657	12	0.58	8	2657.1 ± 0.0003	0.0003
Zr-027-F-VI-02	0.6927	1.89	0.0844	1.23	0.65	11.8476	1.23	0.0595	1.44	0.85	522	6	534	10	586	8	0.38	11	586.6 ± 0.0009	0.0009
Zr-027-F-VI-05	0.9298	1.74	0.1072	1.03	0.59	9.3263	1.03	0.0629	1.41	0.73	657	7	668	12	704	10	0.62	7	658.3 ± 0.0042	0.0042
Zr-027-F-VI-06	1.6531	1.66	0.1606	1.03	0.62	6.2278	1.03	0.0747	1.31	0.78	960	10	991	16	1060	14	0.41	9	1060.52 ± 0.0005	0.0005
Zr-027-F-VI-08	0.7692	2.16	0.0933	1.47	0.68	10.7145	1.47	0.0598	1.58	0.93	575	8	579	13	595	9	0.42	3	576.7 ± 9	0.0013
Zr-027-F-VI-11	0.6511	2.03	0.0818	1.41	0.69	12.2279	1.41	0.0577	1.46	0.96	507	7	509	10	520	8	0.39	3	507.6 ± 7	0.0008
Zr-027-F-VI-13	0.6490	2.61	0.0809	1.93	0.74	12.3637	1.93	0.0582	1.76	1.10	501	10	508	13	537	9	0.41	7	503.9 ± 1	0.0030
Zr-027-F-VI-14	0.5766	2.93	0.0731	1.77	0.60	13.6890	1.77	0.0572	2.34	0.76	455	8	462	14	501	12	0.87	9	455.7 ± 7	0.0043
Zr-027-F-VI-15	0.6694	2.04	0.0826	1.33	0.65	12.1112	1.33	0.0588	1.55	0.86	511	7	520	11	560	9	0.72	9	513.6 ± 0.0014	0.0014
Zr-027-G-VII-01	1.5668	1.09	0.1506	0.78	0.71	6.6388	0.78	0.0754	0.76	1.02	904	7	957	10	1080	8	0.37	16	1080.31 ± 0.0037	0.0037
Zr-027-G-VII-03																				

Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample SGL013

Spot Grain.	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	ppm U	ppm Th	<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	ppm <sup>206</sup> Pb*	<sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U Age	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb Age	% Dis-cordant	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* ±%	<sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U ±%	<sup>206</sup> Pb* / <sup>238</sup> U ±%	err corr
1,1	0,55	89	42	0,5	13,2	1028 ±13	949 ± 83	-8	0,0707 4,1	1,685 4,3	0,1729 1,4	,325
2,1	0,00	193	104	0,6	13,6	507,5 ± 5,9	540 ± 40	6	0,0583 1,8	0,658 2,2	0,08191 1,2	,549
3,1	0,00	53	28	0,6	5,03	673 ±11	581 ± 64	-16	0,0594 3	0,9 3,4	0,11 1,7	,505
4,1	0,08	245	84	0,4	36,5	1032 ±10	1048 ± 23	2	0,07424 1,1	1,777 1,6	0,1736 1,1	,692
5,1	0,41	930	432	0,5	68,6	529 ± 4,8	564 ± 29	6	0,05891 1,4	0,695 1,7	0,08553 0,95	,577
6,1	--	184	113	0,6	13,3	522,4 ± 6,1	556 ± 40	6	0,0587 1,8	0,683 2,2	0,0844 1,2	,553
7,1	--	347	253	0,8	26,6	550,8 ± 5,7	578 ± 38	5	0,0593 1,7	0,729 2	0,0892 1,1	,526
8,1	0,43	141	49	0,4	8,92	457,5 ± 5,9	443 ± 87	-3	0,0558 3,9	0,566 4,1	0,07356 1,3	,324
9,1	2,59	339	62	0,2	26,3	542,2 ± 6	618 ±120	12	0,0604 5,7	0,731 5,8	0,0877 1,1	,197
10,1	0,11	214	112	0,5	15,4	519,1 ± 5,8	525 ± 41	1	0,0579 1,9	0,669 2,2	0,08385 1,2	,530
11,1	0,11	127	43	0,4	12,6	699,6 ± 8,7	1746 ± 74	60	0,1068 4	1,688 4,2	0,1146 1,3	,310
12,1	0,21	114	40	0,4	9,85	614,1 ± 8	588 ± 69	-4	0,0596 3,2	0,821 3,5	0,0999 1,4	,392
13,1	0,04	233	57	0,3	14,9	463,4 ± 5,2	507 ± 40	9	0,0574 1,8	0,59 2,2	0,07453 1,2	,537
14,1	--	161	60	0,4	11,6	521,3 ± 6,3	587 ± 56	11	0,0595 2,6	0,691 2,9	0,0842 1,3	,442
15,1	0,31	52	16	0,3	4,37	604 ±10	644 ± 86	6	0,0611 4	0,827 4,4	0,0981 1,8	,405
17,1	0,02	342	194	0,6	22,3	471,9 ± 5,1	501 ± 34	6	0,05724 1,5	0,599 1,9	0,07595 1,1	,586
18,1	0,10	49	17	0,4	21,3	2649 ±34	2684 ± 17	1	0,1834 1	12,86 1,9	0,5083 1,6	,845
19,1	0,00	337	61	0,2	10,1	1931 ±17	1951 ± 10	1	0,11962 0,56	5,76 1,2	0,3492 1	,880
20,1	11,15	514	350	0,7	42,2	525,3 ± 8,8	634 ±430	17	0,061 20	0,71 20	0,0849 1,6	,078
21,1	--	195	69	0,4	13,8	510 ± 6,2	637 ± 64	20	0,0609 3	0,692 3,2	0,0823 1,3	,393
22,1	--	232	100	0,4	17,1	529 ± 6,1	616 ± 37	14	0,0603 1,7	0,712 2,1	0,0855 1,2	,567
23,1	0,22	129	69	0,6	19,1	1024 ±12	1009 ± 43	-1	0,0728 2,1	1,728 2,5	0,1721 1,3	,518
24,1	0,00	211	102	0,5	15,5	529,7 ± 6,3	572 ± 41	7	0,0591 1,9	0,698 2,2	0,0856 1,2	,549
25,1	0,37	86	13	0,2	7,32	607,8 ± 8,9	501 ± 91	-21	0,0573 4,1	0,781 4,4	0,0989 1,5	,349
26,1	--	334	129	0,4	21	456,5 ± 4,9	582 ± 40	22	0,0594 1,8	0,601 2,1	0,07338 1,1	,519
27,1	0,11	290	200	0,7	25,9	638,2 ± 6,7	622 ± 35	-3	0,06051 1,6	0,868 1,9	0,1041 1,1	,570
28,1	--	161	164	1,1	23,1	998 ±11	1003 ± 31	0	0,0726 1,5	1,677 1,9	0,1675 1,2	,622
29,1	0,27	91	46	0,5	5,93	468,8 ± 7,5	380 ± 91	-23	0,0542 4,1	0,564 4,4	0,0754 1,7	,377
30,1	0,00	224	48	0,2	15,9	510,8 ± 5,8	539 ± 37	5	0,05825 1,7	0,662 2,1	0,08246 1,2	,570
31,1	0,02	271	28	0,1	31,6	820,7 ± 6,3	1162 ± 30	29	0,0786 1,5	1,472 1,7	0,1358 0,82	,484
32,1	0,48	221	27	0,1	18,2	566,9 ± 6,1	523 ±200	-8	0,0578 9	0,733 9	0,0919 1,1	,124
33,1	0,24	236	105	0,5	15,2	464,9 ± 4,1	356 ± 62	-31	0,0537 2,8	0,553 2,9	0,07478 0,91	,311
34,1	0,00	106	32	0,3	16,2	1052 ±10	1057 ± 30	0	0,0746 1,5	1,823 1,8	0,1773 1,1	,579
35,1	0,06	405	43	0,1	29,4	522,5 ± 3,8	538 ± 33	3	0,05821 1,5	0,678 1,7	0,08443 0,75	,442
36,1	0,15	58	71	1,3	16,9	1884 ±21	1886 ± 25	0	0,1154 1,4	5,4 1,9	0,3395 1,3	,681
37,1	0,16	84	36	0,4	7,28	616,2 ± 7,4	582 ± 59	-6	0,0594 2,7	0,822 3	0,1003 1,3	,416
38,1	0,27	336	132	0,4	21,6	463,9 ± 3,7	423 ± 52	-10	0,0553 2,4	0,569 2,5	0,07462 0,82	,329
39,1	0,13	180	47	0,3	26,7	1025,9 ± 8,3	1015 ± 30	-1	0,073 1,5	1,737 1,7	0,1725 0,87	,508
40,1	0,07	231	136	0,6	15,4	481,3 ± 4,1	496 ± 38	3	0,05713 1,7	0,611 2	0,07752 0,88	,451
41,1	0,79	221	93	0,4	13,9	451,3 ± 4,8	433 ±160	-4	0,0555 7,2	0,555 7,3	0,07252 1,1	,151
42,1	0,00	81	36	0,5	6	534,9 ± 7,1	494 ± 63	-8	0,0571 2,8	0,681 3,2	0,0865 1,4	,438
43,1	0,00	218	29	0,1	31,9	1012,1 ± 8	1011 ± 23	0	0,07289 1,1	1,709 1,4	0,17 0,85	,606
44,1	--	129	61	0,5	11,5	637,8 ± 7,2	689 ± 59	7	0,0624 2,8	0,895 3	0,104 1,2	,392
45,1	0,21	121	52	0,4	17,9	1023,6 ± 9,8	1018 ± 39	-1	0,0731 1,9	1,736 2,2	0,1721 1	,479
46,1	0,29	107	59	0,6	17	1091 ±11	981 ± 47	-11	0,0718 2,3	1,826 2,6	0,1843 1,1	,424
47,1	0,54	56	26	0,5	5,71	720 ±11	511 ±130	-41	0,0575 5,9	0,937 6,1	0,1182 1,6	,254
48,1	0,00	148	104	0,7	11,6	562,2 ± 5,8	552 ± 45	-2	0,0586 2,1	0,736 2,3	0,09112 1,1	,464
49,1	--	268	131	0,5	17,5	473,5 ± 4	457 ± 42	-4	0,0561 1,9	0,59 2,1	0,07622 0,89	,427

Errors are 1-sigma; Pb<sub>c</sub> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.  
 Error in Standard calibration was 0.30% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).  
 (1) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

**Tabla A-9.-** Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SGLM013 (Miembro Herrada, Formación Sierra Grande) por la metodología SHRIMP.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SVN034)

Sample	f(206)%	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1s(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age	1s(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age	1s(Ma)	Conc (%)
03_A02	0,15	0,33	11699	0,05791	0,8	0,7071	1,3	0,08855	1,1	0,81	526,5	16,8	543	5,7	547	5,8	103,88
06_A07	0,08	0,16	23193	0,05143	4	0,5325	4,2	0,0751	1,5	0,54	260	90,8	433,5	14,9	466,8	6,8	179,53
09_A08	0,15	0,25	11589	0,05235	3,4	0,6152	4,5	0,08523	2,9	0,85	300,6	77,6	486,8	17,3	527,3	14,7	175,4
10_A09	0,06	0,16	63706	0,05913	1,1	0,7441	1,5	0,09128	1,1	0,67	571,8	24,2	564,8	6,6	563,1	5,7	98,48
12_ASN	0,12	0,12	14492	0,05627	2,3	0,6557	3,1	0,08452	2	0,77	462,9	51,5	512	12,3	523	9,9	112,98
17_A13	0,24	0,15	7288	0,05739	1,1	0,7233	1,7	0,09141	1,4	0,77	506,5	23,8	552,6	7,4	563,9	7,4	111,33
18_A14	0,08	0,08	44483	0,05901	1,1	0,6532	2,3	0,08028	2	0,87	567,4	24,4	510,4	9,2	497,8	9,6	87,74
19_A14B	0,03	0,39	50124	0,07392	1,1	1,7928	1,9	0,17592	1,5	0,8	1039,1	22,1	1042,9	12,1	1044,6	14,5	100,53
20_A15	0,05	0,15	36695	0,05444	1,7	0,5766	2,5	0,07682	1,7	0,76	389,2	38,9	462,3	9,1	477,1	8	122,61
24_B03	1,28	0,7	1349	0,05726	3,3	0,6099	4,4	0,07726	3	0,68	501,5	71,7	483,5	17,1	479,7	14	95,66
26_B04	0,06	0,12	30385	0,07403	1,6	1,9745	2,3	0,19343	1,6	0,75	1042,4	32,6	1106,8	15,5	1139,9	17,1	109,36
29_B04B	0,11	0,12	16597	0,06021	0,9	0,6393	1,9	0,07701	1,6	0,86	611,1	20,3	501,9	7,5	478,2	7,6	78,26
30_B05	0,01	0,18	881313	0,082	0,8	2,544	2	0,22502	1,9	0,92	1245,5	15,4	1284,7	14,9	1308,3	22,4	105,05
31_B06	0,09	0,15	20856	0,05818	1,2	0,5786	2,1	0,07213	1,7	0,82	536,4	26,1	463,5	7,9	449	7,6	83,7
32_B06B	0,26	0,36	8920	0,05508	4,3	0,5905	4,7	0,07248	1,8	0,59	415,5	95,0	445,3	16,8	451,1	7,9	108,55
37_C01	0,08	0,27	18074	0,07318	1,2	1,7042	1,6	0,16891	1,1	0,64	1018,8	24,6	1010,1	10,3	1006,1	9,8	98,75
38_C02	0,25	0,26	12197	0,07487	1,7	1,8086	2,9	0,17519	2,4	0,82	1065,1	34	1046,6	19,2	1040,7	23,1	97,71
44_C06	0,33	0,1	5411	0,05602	1,7	0,6256	2,2	0,08099	1,4	0,65	453,4	37	493,4	8,6	502	7	110,73
46_C07B	0,06	0,09	28863	0,07329	1,2	1,7951	1,8	0,17763	1,4	0,75	1022	23,6	1043,7	11,7	1054	13,2	103,13
47_C08	0,03	0,31	48011	0,07882	1,6	2,3093	2,3	0,2125	1,6	0,74	1167,6	32,5	1215,1	16,2	1242,1	17,9	106,39
52_C08B	0,09	0,19	19277	0,05633	0,8	0,5895	1,3	0,07591	1	0,74	465,3	18,7	470,6	4,8	471,7	4,4	101,38
53_C09	0,07	0,1	25451	0,05749	0,9	0,7218	1,9	0,09106	1,7	0,87	510,2	20,6	551,7	6,1	561,8	8,9	110,11
55_C10	0,05	0,04	34326	0,07599	1,7	1,9762	3,1	0,18861	2,6	0,87	1094,8	34	1107,4	20,9	1113,9	26,6	101,74
58_C11	0,11	0,18	15714	0,05876	0,9	0,6949	1,3	0,08577	1	0,75	558,2	19	535,7	5,6	530,5	5,2	95,03
59_C12	0,08	0,29	27738	0,10167	1	4,1989	3	0,29953	2,8	0,94	1654,8	18,1	1673,8	24,3	1689	41,7	102,06
60_C13	0,19	0,4	8694	0,07784	1,3	2,0845	2	0,19423	1,5	0,76	1142,7	25,2	1143,7	13,7	1144,3	16,1	100,14
66_C15	0,12	0,04	14564	0,06367	0,7	1,0181	1,4	0,11597	1,2	0,88	730,7	14,1	713	7,2	707,3	8,3	96,8
68_C17	0,61	0,23	2952	0,05628	1,5	0,6036	2	0,07778	1,3	0,63	463,4	34,3	479,5	7,7	482,9	6	104,2
69_C17B	0,15	0,05	11812	0,06192	2,5	0,7349	3,1	0,08608	1,8	0,72	671,4	54,4	559,5	13,5	532,3	9,3	79,29
72_C18	0,11	0,27	14777	0,07803	0,8	2,3115	1,6	0,21485	1,4	0,86	1147,6	15,8	1215,8	11,4	1254,6	16	109,32
73_C19	0,04	0,43	50571	0,16871	0,9	11,5233	1,4	0,49537	1,1	0,75	2544,9	15,5	2566,5	13,4	2593,9	23,3	101,93
75_C21	0,07	0,18	24546	0,05477	1,9	0,5958	2,4	0,0769	1,5	0,7	402,7	42,8	474,6	9,2	489,6	7,1	121,56
78_D01	0,04	0,07	43302	0,05626	0,7	0,575	1,8	0,07413	1,7	0,93	462,6	14,8	461,3	6,8	461	7,6	99,65
79_D02	0,04	0,11	48624	0,09268	0,8	3,0532	1,6	0,23893	1,2	0,83	1481,4	15,4	1421	11,3	1381,1	15,4	93,23
80_D03	0,13	0,16	13831	0,05102	1,7	0,5354	2,1	0,07611	1,2	0,58	241,8	39	435,4	7,4	472,9	5,6	195,54
81_D04	0,16	0,15	10157	0,07885	2,6	2,5076	3,1	0,23065	1,8	0,71	1168,4	51,3	1274,2	22,7	1337,9	21,3	114,51
84_D05	0,08	0,08	23495	0,05566	1	0,5794	1,6	0,0755	1,2	0,75	438,7	22,3	464,1	5,8	469,2	5,4	106,96
85_D06	0,12	0,22	11570	0,05813	1,2	0,768	1,7	0,09582	1,3	0,72	534,6	26	578,6	7,6	589,9	7,1	110,33
87_D08	0,15	0,2	11394	0,07221	2,3	1,7894	3,1	0,17972	2	0,78	991,9	46,6	1041,6	20	1065,4	20	107,41
92_D09	0,45	0,6	4010	0,06133	1,6	0,6161	2,6	0,07285	2,1	0,79	651	34,3	487,4	10,2	453,3	9,1	69,63
93_D11	0,06	0,18	34725	0,05535	1,2	0,5904	1,7	0,07736	1,3	0,71	426,6	26,9	471,1	6,6	480,3	5,9	112,6
94_D13	0,08	0,17	22272	0,05527	1,3	0,553	2	0,07257	1,5	0,75	423	28,5	446,9	7,1	451,6	6,5	106,75
95_D14	0,02	0,12	90196	0,08123	1,6	2,384	2,3	0,21286	1,6	0,74	1227	32,4	1237,8	16,4	1244,1	18,1	101,39
98_D15	0,05	0,27	32928	0,05734	0,9	0,6288	1,8	0,07954	1,6	0,88	504,5	18,8	495,4	7,1	493,4	7,6	97,8
100_D17	0,04	0,15	42179	0,05436	1,3	0,5473	2,2	0,07302	1,8	0,8	386	29,8	443,2	8	454,3	7,8	117,7
104_D23	0,05	0,17	32778	0,05699	0,7	0,5963	1,2	0,07588	1	0,81	491,3	14,7	474,9	4,5	471,5	4,4	95,97
105_D25	0,05	0,24	127831	0,05787	1,2	0,7284	1,8	0,0913	1,3	0,71	524,7	26,9	555,6	7,6	563,2	6,9	107,33
105_D27	0,01	0,07	210169	0,1886	1	13,1232	1,8	0,50465	1,4	0,81	2730	16,8	2688,5	16,5	2633,7	30,8	96,47
106_D28	0,08	0,2	21367	0,0537	2	0,4959	2,7	0,06688	1,8	0,75	358,4	45,9	408,9	9,1	417,9	7,2	116,62

Tabla A-10.- Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SVN034 (Formación Napostá, Grupo Ventana) por la metodología LA-ICP-MS.

Summary of U-Pb detrital zircon data obtained by LAM-ICPMS-MC (Sample SVP005)

Spot number	Concordia 1				Concordia 2				Age (Ma)						% Discordant		Concordant				
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Rho		<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Rho		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb error	<sup>206</sup> Pb error	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>238</sup> U	Discordant	age (Ma)±	f206				
Zr-024-R-XX-01	0.6524	3.61	0.0813	1.66	0.46	12.3037	1.66	0.0582	3.21	0.52	504	8	510	18	538	17	0.54	6	504	8	0.0010
Zr-024-R-XX-02	0.8533	2.30	0.1008	1.40	0.61	9.9193	1.40	0.0614	1.83	0.77	619	9	626	14	653	12	1.00	5	621	8.1	0.0005
Zr-024-R-XX-02b	0.6356	2.81	0.0794	1.44	0.51	12.5937	1.44	0.0581	2.41	0.60	493	7	500	14	532	13	0.12	7	493	6.8	0.0006
Zr-024-R-XX-04	0.6271	3.34	0.0788	1.95	0.58	12.6883	1.95	0.0577	2.71	0.72	489	10	494	16	519	14	0.35	6	490	9.1	0.0015
Zr-024-R-XX-05	1.7667	1.96	0.1752	1.30	0.66	5.7067	1.30	0.0731	1.46	0.89	1041	14	1033	20	1017	15	0.40	-2	1037	11	0.0003
Zr-024-S-XXII-01	1.7433	2.79	0.1710	1.39	0.50	5.8476	1.39	0.0739	2.41	0.58	1018	14	1025	29	1040	25	0.44	2	1018	13	0.0006
Zr-024-S-XXII-03	0.6034	2.68	0.0746	2.12	0.79	13.4087	2.12	0.0587	1.84	1.29	484	10	479	13	555	9	0.66	16	555	71	0.0007
Zr-024-T-XXIV-01	1.5364	2.15	0.1528	1.32	0.61	6.5442	1.32	0.0729	1.70	0.78	917	12	945	20	1012	17	0.07	9	922*	27	0.0002
Zr-024-T-XXIV-02	1.5305	2.93	0.1530	1.72	0.59	6.5356	1.72	0.0725	2.37	0.73	918	16	943	28	1001	24	0.43	8	922*	28	0.0005
Zr-024-U-XXVI-02	0.6649	3.26	0.0807	2.23	0.68	12.3975	2.23	0.0598	2.38	0.94	500	11	518	17	596	14	0.42	16	503	11	0.0004
Zr-024-V-XXVII-02	0.6813	3.00	0.0849	2.36	0.79	11.7836	2.36	0.0582	1.84	1.28	525	12	528	16	538	10	0.50	2	556	11	0.0011
Zr-024-V-XXVIII-09	0.7286	3.51	0.0873	1.84	0.52	11.4503	1.84	0.0605	2.99	0.61	540	10	556	20	622	19	0.11	13	557**	53	0.0013
Zr-024-X-XXX-02	2.6006	1.43	0.2165	0.73	0.51	4.6187	0.73	0.0871	1.24	0.59	1263	9	1301	19	1363	17	0.40	7	1363	47	0.0015
Zr-024-X-XXX-04	0.7340	2.48	0.0889	1.91	0.77	11.2531	1.91	0.0599	1.58	1.21	549	10	559	14	600	9	0.62	9	552	9.7	0.0000
Zr-024-X-XXX-06	0.6764	3.21	0.0846	2.06	0.64	11.8273	2.06	0.0580	2.47	0.83	523	11	525	17	531	13	0.54	1	523	10	0.0010
Zr-024-X-XXX-07	0.6060	3.40	0.0764	2.38	0.70	13.0826	2.38	0.0575	2.42	0.98	475	11	481	16	511	12	0.34	7	476	11	0.0008
Zr-024-Z-XXXII-01	0.6760	3.08	0.0836	2.11	0.68	11.9559	2.11	0.0586	2.25	0.94	518	11	524	16	553	12	0.35	6	519	10	0.0004
Zr-024-Z-XXXII-02	0.6559	2.74	0.0818	2.19	0.80	12.2252	2.19	0.0582	1.66	1.32	507	11	512	14	536	9	0.46	5	509	10	0.0002
Zr-024-Z-XXXII-05	5.3791	1.38	0.3238	1.17	0.85	3.0880	1.17	0.1205	0.73	1.61	1808	21	1882	26	1963	14	0.58	8	1963	26	0.0001
Zr-024-Z-XXXII-06	0.6859	2.79	0.0849	2.20	0.79	11.7834	2.20	0.0586	1.71	1.29	525	12	530	15	553	9	0.49	5	527	11	0.0016
Zr-024-Z-XXXII-09	0.6819	2.91	0.0847	2.20	0.75	11.8029	2.20	0.0584	1.91	1.15	524	12	528	15	544	10	0.41	4	525	11	0.0018
Zr-024-Z-XXXII-04	1.0675	2.19	0.1147	1.67	0.76	8.7216	1.67	0.0675	1.41	1.18	700	12	738	16	854	12	0.05	18	854	58	0.0013
Zr-027-I-IX-02	1.6864	1.39	0.1649	1.17	0.85	6.0633	1.17	0.0742	0.74	1.59	984	12	1003	14	1046	8	0.47	6	1046	31	0.0012
Zr-027-I-IX-03	0.6464	1.73	0.0805	1.16	0.67	12.4230	1.16	0.0582	1.29	0.90	499	6	506	9	539	7	0.54	7	500	5.5	0.0005
Zr-027-I-IX-05	0.6681	1.72	0.0832	1.26	0.74	12.0148	1.26	0.0582	1.16	1.09	515	7	520	9	538	6	0.44	4	517	6.1	0.0002
Zr-027-I-IX-08	0.6617	3.02	0.0817	1.38	0.46	12.2386	1.38	0.0587	2.69	0.51	506	7	516	16	557	15	0.69	9	507	6.7	0.0019
Zr-027-I-IX-09	0.6661	1.84	0.0827	1.42	0.77	12.0977	1.42	0.0584	1.16	1.22	512	7	518	10	546	6	0.17	6	514	6.8	0.0002
Zr-027-I-IX-11	1.5847	2.12	0.1451	1.70	0.80	6.8909	1.70	0.0792	1.26	1.35	874	15	964	20	1177	15	0.03	26	1177	49	0.0057
Zr-027-I-IX-12	0.6505	1.90	0.0811	1.58	0.83	12.3319	1.58	0.0582	1.06	1.49	503	8	509	10	537	6	0.55	6	506	7.3	0.0002
Zr-027-J-X-02	0.6835	1.61	0.0855	1.14	0.71	11.6940	1.14	0.0580	1.13	1.01	529	6	529	8	529	6	0.40	0	529	5.6	0.0017
Zr-027-J-X-03	0.6458	2.10	0.0812	1.33	0.64	12.3156	1.33	0.0577	1.62	0.82	503	7	506	11	518	8	0.65	3	504	6.4	0.0006
Zr-027-J-X-05	0.6835	1.96	0.0846	1.41	0.72	11.8263	1.41	0.0586	1.36	1.03	523	7	529	10	553	8	0.80	5	525	6.9	0.0031
Zr-027-J-X-06	0.7586	1.55	0.0914	1.01	0.65	10.9364	1.01	0.0602	1.18	0.85	564	6	573	9	610	7	0.45	8	566	5.4	0.0006
Zr-027-J-X-08	0.6806	1.82	0.0846	1.26	0.69	11.8162	1.26	0.0583	1.32	0.95	524	7	527	10	542	7	0.63	3	525	6.2	0.0006
Zr-027-J-X-09	0.6123	1.97	0.0767	1.32	0.67	13.0369	1.32	0.0579	1.46	0.90	476	6	485	10	526	8	0.36	9	478	6	0.0047
Zr-027-J-X-11	0.6734	2.03	0.0846	1.30	0.64	11.8213	1.30	0.0577	1.57	0.83	523	7	523	11	520	8	0.56	-1	523	6.4	0.0005
Zr-027-J-X-12	2.8595	1.18	0.2285	0.91	0.77	4.3761	0.91	0.0908	0.75	1.21	1327	12	1371	16	1442	11	0.55	8	1442	29	0.0002
Zr-027-K-XI-01	0.9587	1.58	0.1120	1.24	0.78	8.9252	1.24	0.0621	0.98	1.27	685	9	683	11	676	7	0.67	-1	683	7.5	0.0002
Zr-027-K-XI-02	1.7828	1.50	0.1755	1.03	0.69	5.6985	1.03	0.0737	1.08	0.95	1042	11	1039	16	1033	11	0.28	-1	1041	9	0.0004
Zr-027-K-XI-05	0.6936	1.58	0.0861	1.23	0.78	11.6196	1.23	0.0585	0.99	1.24	532	7	535	8	547	5	0.57	3	533	6	0.0028
Zr-027-K-XI-06	0.6408	2.13	0.0800	1.17	0.55	12.5066	1.17	0.0581	1.78	0.66	496	6	503	11	535	10	0.41	7	497	5.5	0.0013
Zr-027-K-XI-07	1.7102	1.20	0.1666	0.79	0.66	6.0031	0.79	0.0745	0.90	0.88	993	8	1012	12	1054	10	0.29	6	1054	35	0.0006
Zr-027-K-XI-09	1.1071	2.13	0.1181	1.92	0.90	8.4895	1.92	0.0680	0.93	2.07	719	14	757	16	869	8	0.68	17	869	39	0.0011
Zr-027-K-XI-11	0.6396	1.74	0.0797	1.17	0.67	12.5392	1.17	0.0582	1.29	0.91	495	6	502	9	536	7	0.42	8	496	5.5	0.0003
Zr-027-K-XI-12	1.7232	1.45	0.1705	1.10	0.76	5.8665	1.10	0.0733	0.95	1.16	1015	11	1017	15	1023	10	0.15	1	1016	9.1	0.0010
Zr-027-L-XII-02	0.6758	1.75	0.0834	1.48	0.85	11.9917	1.48	0.0588	0.93	1.59	516	8	524	9	559	5	0.46	8	521	7	0.0020
Zr-027-L-XII-04	11.6906	1.97	0.4780	1.92	0.98	2.0922	1.92	0.1774	0.41	4.75	2518	48	2580	51	2629	11	0.46	4	2629	13	0.0002
Zr-027-L-XII-05	2.2191	1.91	0.1897	1.75	0.91	5.2719	1.75	0.0848	1.78	2.22	1120	20	1187	23	1312	10	0.36	15	1319	31	0.0006
Zr-027-L-XII-06	0.7123	2.28	0.0879	1.99	0.87	11.3799	1.99	0.0588	1.11	1.80	543	11	546	12	559	6	0.40	3	545	9.6	0.0016
Zr-027-L-XII-07	1.7160	1.36	0.1654	0.94	0.69	6.0444	0.94	0.0752	0.99	0.95	987	9	1015	14	1075	11	0.22	8	1075	41	0.0001
Zr-027-L-XII-08	0.7388	1.52	0.0894	1.12	0.74	11.1869	1.12	0.0599	1.02	1.10	552	6	562	9	602	6	0.43	8	602	4.5	0.0053
Zr-027-L-XII-10	0.8146	1.95	0.0964	1.12	0.57	10.3713	1.12	0.0613	1.59	0.70	593	7	605	12	649	10	0.92	9	595	6.3	0.0014
Zr-027-L-XII-13	0.6646	1.81	0.0827	1.28	0.71	12.0879	1.28	0.0583	1.28	1.00	512	7	517	9	540	7	0.48	5	514	6.2	0.0004
Zr-027-M-XIII-01	0.6191	2.60	0.0781	1.52	0.59	12.8035	1.52	0.0575	2.11	0.72	485	7	489	13	510	11	0.47	5	485	7.1	0.0031
Zr-027-M-XIII-03	0.6623	1.86	0.0824	1.20	0.64	12.1366	1.20	0.0583	1.42	0.84	510	6	516	10	541	8	0.47	6	511	5.8	0.0012
Zr-027-M-XIII-04	0.6614	2.10	0.0827	1.18	0.56	12.0879	1.18	0.0580	1.74	0.68	512	6	515	11	529	9	0.67	3	513	5.8	0.0010
Zr-027-M-XIII-05	1.6552	1.52	0.1651	1.03	0.68	6.0579	1.03	0.0727	1.11	0.93	985	10	992	15	1006	11	0.30	2	988	8.8	0.0003
Zr-027-M-XIII-07	0.6249	2.03	0.0783	1.55	0.77	12.7706	1.55	0.05													

Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample SVL002

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (1) Age	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (1) Age	% Discordant	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ ±%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ ±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ ±%	err corr
1,1	3,98	423	213	0,5	24,4	403,5 ± 4,5	463 ± 150	13	0,0563 6,7	0,501 6,8	0,0646 1,1	,170
2,1	32,48	647	347	0,6	64,5	486 ± 28	1200 ± 1400	60	0,08 71	0,86 72	0,0784 6,1	,085
3,1	0,02	232	72	0,3	37,7	1115 ± 11	1145 ± 19	3	0,07793 0,97	2,029 1,5	0,1889 1,1	,744
5,1	0,00	177	64	0,4	52,3	1904 ± 18	2120 ± 11	10	0,13185 0,64	6,235 1,3	0,3435 1,1	,865
6,1	0,00	193	56	0,3	28,6	1025 ± 11	1070 ± 23	4	0,07506 1,1	1,784 1,6	0,1724 1,1	,705
9,1	0,14	409	150	0,4	58,9	998 ± 9,3	1027 ± 20	3	0,07346 0,98	1,696 1,4	0,1674 1,1	,714
12,1	0,87	504	133	0,3	92,9	1242 ± 11	1186 ± 31	-5	0,0796 1,6	2,332 1,9	0,2125 1,1	,544
13,1	0,58	469	280	0,6	29,1	447,1 ± 4,5	478 ± 74	6	0,0567 3,3	0,561 3,5	0,07182 1,1	,299
14,1	6,60	577	90	0,2	71,5	814,8 ± 9,4	2149 ± 65	62	0,1339 3,7	2,487 3,9	0,1347 1,2	,314
15,1	0,30	330	154	0,5	22	481,1 ± 5,1	427 ± 55	-13	0,0554 2,5	0,592 2,7	0,07748 1,1	,405
16,1	1,04	48	11	0,2	5,76	842 ± 14	1353 ± 97	38	0,0867 5,1	1,668 5,4	0,1396 1,8	,331
17,1	0,49	275	240	0,9	19,5	509,9 ± 5,6	543 ± 85	6	0,0583 3,9	0,662 4,1	0,08231 1,1	,282
18,1	--	343	178	0,5	18,2	387,3 ± 4,1	391 ± 45	1	0,0545 2	0,465 2,3	0,06192 1,1	,485
19,1	0,00	230	103	0,5	40,9	1214 ± 12	1213 ± 18	0	0,08064 0,89	2,304 1,4	0,2072 1,1	,770
20,1	0,00	212	86	0,4	43,9	1392 ± 14	1444 ± 16	4	0,09087 0,84	3,02 1,4	0,241 1,1	,791
21,1	--	178	67	0,4	32	1229 ± 13	1182 ± 21	-4	0,07938 1,1	2,3 1,6	0,2101 1,1	,730
22,1	0,04	489	73	0,2	30,4	450,2 ± 4,5	469 ± 28	7	0,05643 1,3	0,5628 1,6	0,07233 1,1	,626
23,1	0,00	307	228	0,8	19,6	462,7 ± 4,9	459 ± 35	-1	0,05616 1,6	0,576 1,9	0,07442 1,1	,577
24,1	--	110	95	0,9	21,8	1334 ± 15	1563 ± 21	15	0,0968 1,1	3,068 1,7	0,2299 1,2	,737
25,1	0,07	314	165	0,5	55,2	1198 ± 11	1218 ± 16	2	0,08088 0,81	2,278 1,3	0,2043 1,1	,783
26,1	0,00	145	65	0,5	8,32	417,5 ± 5,4	405 ± 53	-3	0,0548 2,4	0,506 2,7	0,06692 1,3	,491
27,1	--	546	371	0,7	30,6	407,9 ± 4	412 ± 31	1	0,05499 1,4	0,4952 1,7	0,06531 1,1	,591
28,1	0,03	260	156	0,6	43,4	1144 ± 11	1156 ± 17	1	0,07838 0,88	2,098 1,4	0,1942 1,1	,769
29,1	0,02	515	233	0,5	90	1194 ± 11	1243 ± 13	4	0,08189 0,69	2,297 1,2	0,2035 0,98	,817
30,1	1,92	345	85	0,3	22,9	471,8 ± 5,1	665 ± 100	29	0,0617 4,8	0,646 5	0,07593 1,1	,227
31,1	0,02	181	84	0,5	72,1	2453 ± 22	2629 ± 15	7	0,1774 0,92	11,33 1,4	0,4631 1,1	,763
32,1	0,04	434	516	1,2	41,1	673,7 ± 6,5	710 ± 22	5	0,06304 1,1	0,958 1,5	0,1102 1,1	,693

Errors are 1-sigma;  $\text{Pb}_c$  and  $\text{Pb}^*$  indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.30% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured  $^{206}\text{Pb}$ .

**Tabla A-12.-** Resultados de los análisis U-Pb en circones detríticos para la muestra SVL002 (Formación Lolén, Grupo Ventana) por la metodología SHRIMP.

## ANEXO B.- TRABAJOS PUBLICADOS EN JORNADAS, CONGRESOS Y REVISTAS.

- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F. 2007. Estudio preliminar de la procedencia sedimentaria del Grupo Ventana, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Mar del Plata, Buenos Aires, Resumen, p. 48.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Armstrong RA. 2008a. U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology. p. 162-162. San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Macambira MJ. 2008b. Edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Ventana (provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de procedencia. 17° Congreso Geológico Argentino. Acta II, 912-913. San Salvador de Jujuy.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Macambira MJ, Armstrong RA. 2009. U-Pb zircon provenance of Silurian-Devonian sedimentary sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: Tectonic history implications. Simpósio 45° Anos de Geocronologia no Brasil Boletim de Resumos Expandidos. 319-321.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Macambira MJ, Armstrong RA. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean north Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative sedimentary provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100, 571-589.
- Uriz NJ, Cingolani CA, Marques JCh. 2012. Procedencia sedimentaria del Paleozoico Inferior-Medio del Grupo Ventana y de la Formación Sierra Grande, Argentina. Nuevas edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Salta, Argentina. pp. 215-216.



# SEXTAS JORNADAS EOLÓGICAS y GEOFÍSICAS BONAERENSES

Mar del Plata, Buenos Aires - 12 al 14 de Diciembre de 2007



Germán Bértola / Margarita Osterrieth / María Bernasconi (Editores)



Universidad Nacional  
de Mar del Plata



Comisión de  
Investigaciones Científicas  
Gobierno de la Provincia  
de Buenos Aires



Centro de Geología  
de Costas y del Cuaternario



## ESTUDIO PRELIMINAR DE LA PROCEDENCIA SEDIMENTARIA DEL GRUPO VENTANA. SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Uriz Norberto J.<sup>1</sup>, Cingolani Carlos A.<sup>1</sup> y Chemale Jr. Farid <sup>2</sup>

<sup>1</sup> División Científica de Geología-Facultad Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paso del Bosque s/n, (1900) La Plata, ARGENTINA. E-mail: nuriz@fcnym.unlp.edu.ar

<sup>2</sup> Laboratorio de Geología Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, Brasil.

Con el objetivo de determinar la procedencia sedimentaria de las unidades silúrico-devónicas del Grupo Ventana, se realizaron análisis geocronológicos en circones detríticos de una muestra de la Formación Providencia (**FP**) y otra de la Formación Lolén (**FL**), utilizando los métodos U/Pb LA-ICP-MS y SHRIMP. Asimismo se realizaron análisis por Sm-Nd en roca total de una muestra de la Formación Napostá (**FN**) y dos de la **FL**. Los resultados U/Pb (LA-ICP-MS) obtenidos para la **FP**, revelan tres poblaciones principales: **A**, **B**, **C**; coincidentes con las identificadas según la morfología de circones. La **A** es la más representativa, con edades comprendidas entre 546–476 Ma; se reconoció dentro de ésta cuatro sub-poblaciones que sugieren distintas áreas fuente de similar edad; presentando la **A1** edades entre 533-521Ma y **A2**, **A3** y **A4** con componentes dominantes para el Cámbrico medio. En la **B**, las edades se hallan entre los 552–988 Ma (Neoproterozoico), siendo la sub-población **B1** la más frecuente con edades de 555–602 Ma y en menor medida la **B2** que incluye edades entre los 854–988 Ma. Para la **C**, las edades se encuadran en el Mesoproterozoico, encontrando una sub-población **C1** dominante, con edades entre los 1016–1177 Ma y subordinada, **C2** con edades de 1319–1442 Ma. Para la **FL**, se realizaron estudios morfológicos de circones de dos muestras y análisis de isótopos U/Pb (SHRIMP) para una de ellas. Los resultados obtenidos, registran la presencia de dos modas importantes: 510–447 Ma y 1025–1392 Ma. Cabe resaltar la presencia de un grupo de circones que arrojaron edades entre los 417–387 Ma, estableciéndose una edad mínima de sedimentación de  $387.3 \pm 4.1$  Ma, Devónico medio, coincidente con los registros paleobiológicos de los niveles superiores. Las edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  en la **FL** han resultado del orden de 1.71–1.78 Ga, con valores negativos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  de –4.51 y –6.99, que indican una fuente con influencia cortical. Las edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  son interpretadas como un promedio del tiempo de residencia en la corteza, ubicándolas en el Paleoproterozoico temprano. En el caso de la **FN** la edad modelo  $T_{DM}$  obtenida es de 1.34 Ga con un  $\epsilon_{Nd(t)}$  de –4.59, que también muestra una historia de residencia cortical, pero con una edad modelo del Mesoproterozoico medio, que se interpreta como de un área fuente que no se registra en las unidades subsiguientes. En función de éstos primeros resultados, se evidencia la fuerte influencia de aporte de unidades cámbrico-ordovícica para la **FP**. El análisis morfológico de circones señala que los mismos provienen de fuentes metamórficas, magmáticas plutónicas y volcánicas. La presencia de edades neoproterozoicas y mesoproterozoicas revela antiguos terrenos cratónicos que también aportan a la cuenca. Para la **FL**, se encuentra que aun existen fuentes del Cámbrico medio a Ordovícico superior y Mesoproterozoico, pero la existencia de edades Silúrico superior–Devónico medio, sugieren el “retrabajamiento” de unidades más jóvenes que estarían aportando los detritos. El presente trabajo es parte de la tesis doctoral del primer autor, con apoyo económico parcial de subsidios de CONICET y ANPCYT.



## U-Pb DETRITAL ZIRCON DATA FROM THE PALEOZOIC SIERRA GRANDE FORMATION, NORTH PATAGONIAN MASSIF, ARGENTINA

Uriz, N. J.<sup>1</sup>, Cingolani, C. A.<sup>1,2</sup>, Chemale, Jr. F.<sup>3</sup> and Armstrong, R. A.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> División Científica de Geología-Facultad Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paso del Bosque s/n, (1900)-LA PLATA, ARGENTINA. nuriz@fcnym.unlp.edu.ar

<sup>2</sup> CIG (UNLP-CONICET): Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,<sup>3</sup> Universidad Nacional de La Plata, 1-644, (1900)-LA PLATA, ARGENTINA.

<sup>3</sup> Laboratorio de Geología Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, Brazil.

<sup>4</sup> The Australian National University, Canberra 0200, ACT, Australia.

**Keywords:** U-Pb zircon ages, Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Silurian–Devonian, provenance

### ABSTRACT

The Sierra Grande Formation is a siliciclastic sedimentary unit with oolitic iron levels of economical importance which crops out in the Argentinean North Patagonian Massif. It was deposited within an open marine environment, with littoral to sub-littoral conditions. A Silurian-Lower Devonian age is assigned based on fossil content. It is mainly composed of medium to fine quartz arenites, wackes, silts, shales and conglomerate beds. In order to establish the source rocks for the Silurian-Devonian basin and also to constrain the sedimentation age, different U-Pb geochronological studies have been carried out on detrital zircons. The zircons have been studied with comparative morphology analysis using SEM images to assess the different population types. For dating using U-Pb isotopes in zircon detrital grains, the high resolution SHRIMP and LA-ICP-MS methodologies were used. The predominant obtained age groups are: Neoproterozoic (547–991 Ma), Cambrian (497-546 Ma) and Ordovician (443-495 Ma). All the analyzed samples also comprise Mesoproterozoic ages of about 1.009 to 1.382 Ma and smaller proportion Paleoproterozoic (1.641 to 2.248 Ma) and Neo-Archean (2.649-2.657 Ma) ages. It is important to note that Silurian ages (428 and 440 Ma) were obtained from a group of zircon crystals, constraining the sedimentation age of the Sierra Grande basin to be not older than Middle Silurian. With these isotopic data it is possible to discuss the provenance of the Silurian-Devonian siliciclastic sedimentary cover of the North Patagonian Massif.

### INTRODUCTION

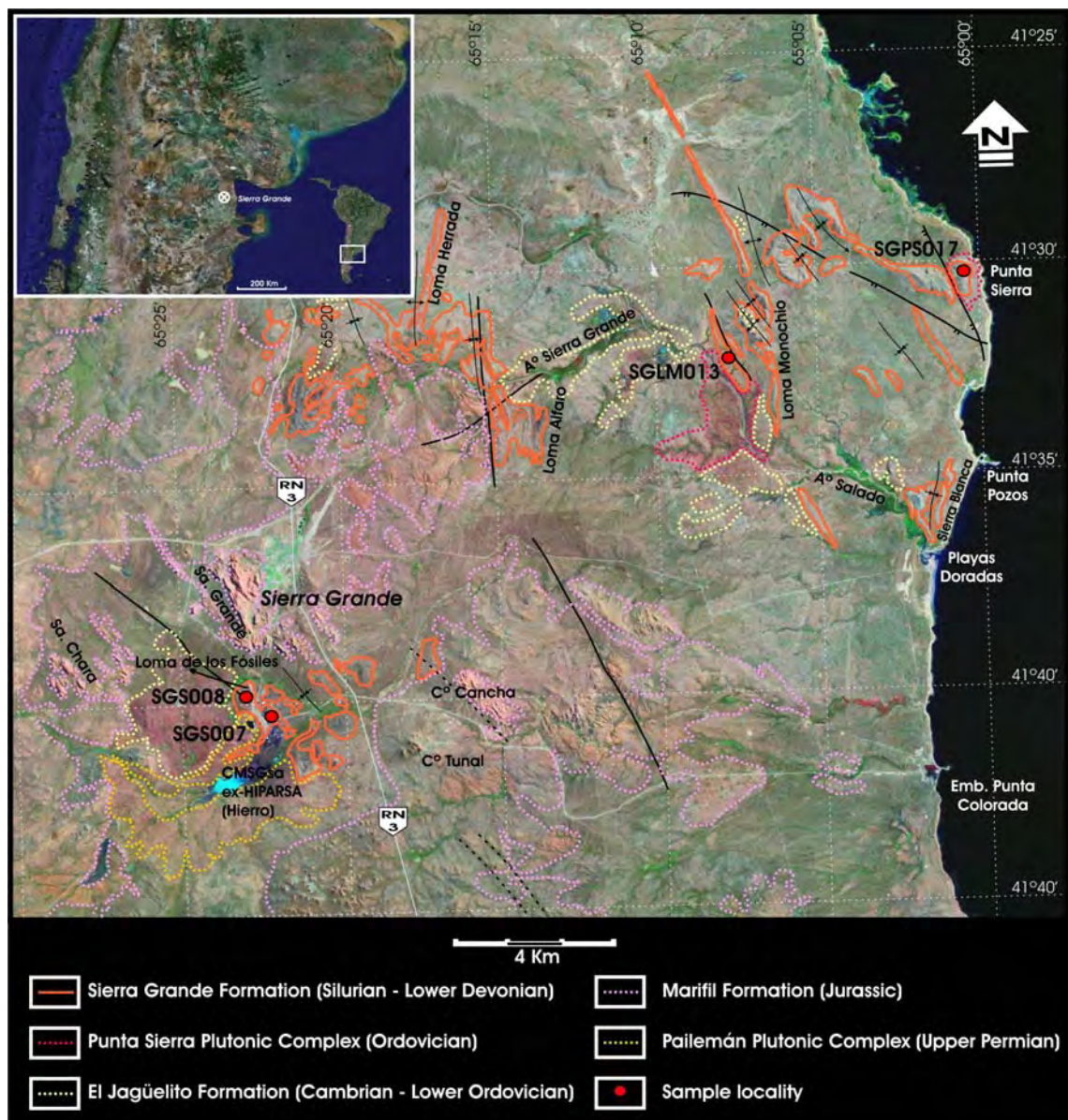
The Sierra Grande Formation (Müller, 1965) is a siliciclastic sedimentary unit with oolitic iron levels of economical importance (Zanettini, 1981 and references therein). This unit shows different exposures in the eastern sector of the Argentinean North Patagonian Massif, being the most representative, the one located close to the town of Sierra Grande in the Río Negro Province (Fig. 1). The southernmost exposures of this unit are located close to the Gastre Town, to the northeast of the Chubut Province. During the last decades, several contributions were published on the fields of tectonic and paleogeography (Ramos, 1984; 1988; Dalla Salda *et al.* 1992), gravimetry (Kostadinoff and Gelós, 1994), paleomagnetism (Rapalini, 1998), sedimentology (Spalletti *et al.* 1991; Spalletti, 1993), petrology and geochronology of basement, sedimentary rocks and intrusive bodies of the North Patagonian Massif (Varela *et al.*, 1991; 1997). Detailed structural analysis carried out by Japas (2001) and especially zircon data on Sierra Grande Formation among others by Pankhurst *et al.* (2006) promoted deeper understanding of the geological processes that have taken place in the region.

The aim of this contribution is to present new U-Pb detrital zircon ages, in order to constraint the sedimentation age of the Sierra Grande sequence and also to get more information regarding the probable source areas that contributed to the basin during the Silurian and Lower Devonian. The data here presented are part of N. Uriz PhD thesis carried out at the Faculty of Natural Sciences, University of La Plata, Argentina.

## GEOLOGICAL FRAMEWORK

The pre-Silurian basement in this sector of the North Patagonian Massif is characterized by several igneous and metamorphic rocks (Giacosa, 1999; Pankhurst *et al.* 2006). The marine siliciclastic sedimentary rocks of the Sierra Grande Formation crops over an erosive unconformity following a patchy trend. It is mainly composed of medium to fine quartz arenites, wackes, silts, shales and conglomerate beds with iron beds. This unit is approximately 2.130 m thick based on drilling data (Zanettini, 1981).

The Sierra Grande Formation was deposited within an open marine environment, with littoral to sublittoral conditions (de Alba, 1964; Müller, 1965; Nuñez *et al.*, 1975; Cortés, 1981), in wave and storm shallow marine platform areas (Spalletti *et al.*, 1991). A Silurian-Lower Devonian age is assigned based on fossil content (Manceñido and Damborenea, 1984 and references therein). It is important to mention that the first work on heavy minerals from Sierra Grande Formation was presented by Huber-Grünberg (1990).



**Figure 1.** Regional geological sketch map and sampling localities of the Sierra Grande Formation.

## METHODOLOGY

New U-Pb geochronological studies had been carried out on detrital zircons of the Sierra Grande Fm. The sample localities are shown in Fig. 1. The obtained detrital zircons had been studied with comparative  
*Uriz, N. et al.: U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina.*



morphology analysis using SEM (scanning electron microscope) to assess the different populations and types. The isotopic ages were obtained by U-Pb LA-ICP-MS (Laboratorio de Geología Isotópica, UFRGS, Porto Alegre, Brazil) and SHRIMP (Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, Australia) methods.

### MORPHOLOGY OF ZIRCONS

To understand the probable source areas of the Silurian-Devonian siliciclastic rocks of the Sierra Grande Formation, new morphological studies on zircon typology were carried out (Huber-Grünberg, 1990). They show that it is possible to discriminate four different groups of populations (A, B, C and D) following the scheme of Pupin (1980):

**Group A.** It comprises the euhedral to subhedral prismatic and elongated zircons, typical from both volcanic and plutonic sources. Rounded to subrounded subhedral morphologies are the most common and suggest transport before deposition, but still keeping the characteristic long prismatic morphology. These crystals show different degree of internal zonation, related to diverse growing phases, allowing the grouping of them. They show crystal elongation ratios between 2.4 and 4.28, with sizes ranging from 115 μm long and 46 μm wide, to a maximum of 333 μm long and 73 μm wide. These types belong to the subgroup of Pupin (1980) known as: P2, P3, P4, P5, R2, R3 and R4 (Fig. 2-A).

**Group B.** Short prismatic crystals, poly-faceted, a few of them have preserved the euhedral morphology. The predominant morphology is the subhedral, with different roundness. The complex zonation patterns and crystalline structures are related to metamorphic sources. They show crystal elongation ratios between 1.8 and 2.7 with an average long/wide ratio of 2.2. The crystal size ranges from 107 μm long and 53 μm wide, to a maximum of 242 μm long and 102 μm wide. These types belong to the subgroup of Pupin (1980) known as: S2, S7, S12, S18 and S19 (Fig. 2-B).

**Group C.** It comprises the equidimensional crystals (short prisms), poly-faceted, showing different degree of roundness, within the age range of the Middle Precambrian. They suggest a metamorphic source rock which has been providing the basin with these materials with their characteristically morphologies (Fig. 2-C).

**Group D.** Comprises rounded and equidimensional zircons. Although some of them show internal zonation they can not be discriminated based on their morphologies. They have an age range from the Neo-Archean to the Neoproterozoic (Fig. 2-D). In some of the crystals the old cores show overgrowing that suggests that they have suffered other events before their final deposition. On the other hand it is clear the relationship between the degree of roundness and the age, since the more rounded zircon crystals are the Neo-Archean to Neoproterozoic ones, whereas towards younger ages the crystals are sub-rounded.

### RESULTS

For age dating using U-Pb method on zircon detrital grains, the high resolution SHRIMP methodology was used for samples SGS008 and SGLM013, whereas the LA-ICP-MS for samples SGS007, SGLM013 and SGPS017 (Fig. 2). The results show a striking similarity regarding the ages obtained using both age-dating methodologies, underlying the importance of the Neoproterozoic materials dated between 547 and 991 Ma.

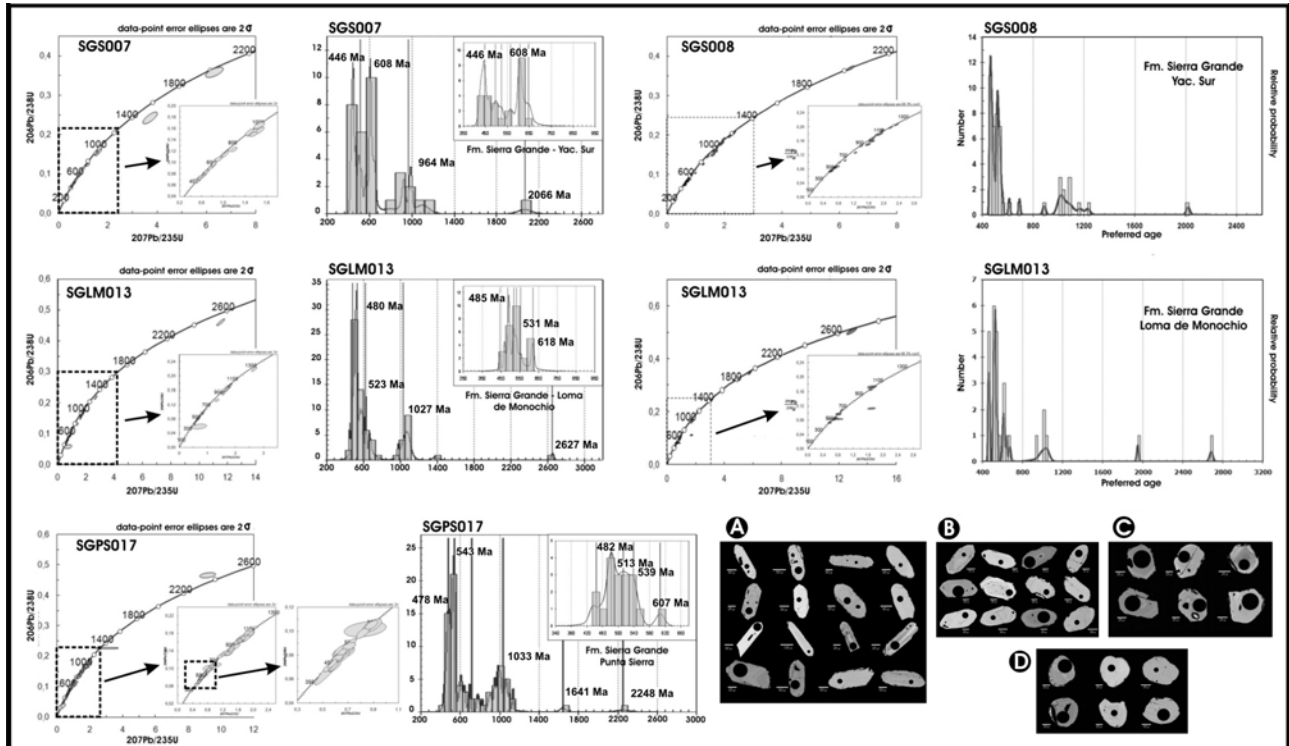
The age groups are: Neoproterozoic (547–991 Ma), Cambrian between 497 and 546 Ma and Ordovician between 443 and 495 Ma. In a restricted aspect, but present in all the analyzed samples, we register Mesoproterozoic ages close to 1.009 to 1.382 Ma and in a smaller fashion Paleoproterozoic ages (1.641 to 2.248 Ma) and Neo-Archean (2.649 to 2.657 Ma).

It is important to stress the fact that we have got two Silurian ages (428 and 440 Ma) from a group of zircon crystals, constraining the sedimentation age of the Sierra Grande basin to a maximum the Middle Silurian.

The Cambrian ages can be subdivided into two groups, one with ages from 521 to 546 Ma and another one with ages ranging from 501 to 520 Ma (Lower and Middle Cambrian respectively). The Ordovician ages are concentrated in two main ranges, one between 475 and 495 Ma, and the other one between 462 and 472 Ma (Lower and Middle Ordovician respectively).

The Neoproterozoic age is the most representative element of the analyzed samples. The ages show dispersion, comprising Early, Middle and Late Neoproterozoic zircons. A similar trend is displayed for the Mesoproterozoic zircon ages. The recorded ages are coherent for all the samples, since almost all of them

show a Late Mesoproterozoic age. The Paleoproterozoic and Neo-Archean ages, although sparse, are present in most of the samples.



**Figure 2.** -Pb concordia diagrams and age histograms from the analyzed samples. A, B, C and D: SEM images of the study zircon populations.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Using the U-Pb isotopic data on detrital zircons and the respective morphological studies, it is possible to discuss the provenance of the siliciclastic sedimentary rocks of the Silurian-Devonian basin from the north eastern sector of the Argentinean North Patagonian Massif and also to adjust the sedimentation age according to the following scheme:

- 1- The data reveal a strong influence of Mesoproterozoic-Neoproterozoic, Cambrian and Ordovician sources.
- 2- These ages can be mainly related to the igneous-metamorphic basement of the North Patagonian Massif, outcropping from the pre-Andean sector towards the Atlantic Ocean (Pankhurst *et al.* 2006). In this basement different lithologies and metamorphic degrees had been recognized, with ages that go from the Late Proterozoic to the Early Paleozoic. These data are coherent with the present contribution. Within the igneous-metamorphic basement the Mina Gonzalito Complex can be mentioned (Caminos and Llambías, 1984; Giacosa, 1987; Linares *et al.*, 1990; Caminos *et al.*, 1994; Varela *et al.*, 1998); the Yaminué Complex (Caminos, 1983; Varela *et al.*, 2001; Basei *et al.*, 2002; Llambías *et al.*, 2002); the Las Piedras Metamorficas Complex (Tickyj *et al.*, 2002), among others, that together are potential source areas for the analysed material.

Locally, the Cambrian-Ordovician ages are represented by the low metamorphic rocks of the El Jaguelito and equivalent units in the area such as the Nahuel Niyeu Formation at the Valcheta region (Caminos and Llambías, 1984; Giacosa, 1987; 1994; 1999; Chernicoff and Caminos, 1996 a, b). Regarding the plutonic intrusive rocks the Punta Sierra Complex can be mentioned, which comprises the Punta Sierra Granite and the Arroyo Salado Granodiorite, with ages of  $476 \pm 4$  Ma (Varela *et al.*, 1998) to  $475 \pm 6$  Ma (Pankhurst *et al.*, 2006).

- 3- The zircon grains that show plutonic morphologies, with ages ranging from the Late Neoproterozoic to Early Cambrian can be related to those intrusive rocks that preceded the collisional event of the Pampia Terrane (Rapela *et al.*, 1998). On the other hand, there are A-type granite rocks close to the fold and



thrust belt of Sierra de la Ventana, that have been linked to the final plutonic event that took place during the postorogenic collisional event (Gregori *et al.*, 2005). This ended with the rhyolites of La Ermita ( $509 \pm 5.3$  Ma), related to the postcollisional tensional event in this sector of Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2006). Within the Chadileuvú Block equivalent units to the North Patagonian Massif basement rocks are present (Tickyj *et al.*, 1999a) which can also be interpreted as a source area of detritus.

- 4- The highest ages of the detrital zircons are Paleoproterozoic and Neo-Archean, that although rare they suggest recycling from old cratons (Río de la Plata, Kalahari?) with a restricted input to the basin.
- 5- It is important to underline that the Silurian ages (428 – 440 Ma) from two zircon samples allowed us to establish a maximum sedimentation age between the Lower and Middle Silurian for the Sierra Grande Basin.

### ACKNOWLEDGMENTS

Field and laboratory works were partially supported by Argentine Institutions: CONICET (PIP 5027) and ANPCyT (PICT 07-10829). We are grateful to Marcelo Manassero and Paulina Abre whose reviews of the first English version and comments improved the paper. We are recognized to the Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET) for their laboratory and equipment facilities. We specially acknowledge to Prof. Moacir Macambira (Belem, Brazil) for his relevant helpful for laboratory work and review the manuscript. We thank to Prof. F. Hervé for his fruitful comments as a reviewer.

### REFERENCES

- Basei, M.A.S., Varela, R., Sato, A.M., Siga Jr., O. and Llambías, E.J. 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate)*. 3: 117-122. Buenos Aires.
- Caminos, R. 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapilque y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (inédito). Buenos Aires.
- Caminos, R. and Llambías, E.J. 1984. El Basamento Cristalino. *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*. 1: 37-63. Buenos Aires.
- Caminos, R., Chernicoff, C. and Varela, R. 1994. Evolucion tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, Basamento pre-andino norpatagónico, República Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno (Universidad de Concepción) Actas II*: 1301–1305.
- Chernicoff, C. J. and Caminos, R. 1996a. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 51(2): 107-118.
- Chernicoff, C. J. and Caminos, R., 1996 b. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 51(3): 201-212.
- Cortés, J. M. 1981. Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la Península de Valdés, Chubut. *Consideraciones tectónicas y paleogeográficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 36 (4): 424-445.
- Dalla Salda, L.H., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A. and Varela, R. 1992. Did Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*. 20: 1059–1062.
- De Alba, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 41j "Sierra Grande", provincia de Río Negro. *Carta Geológica y Económica de la República Argentina. Boletín 97, Dirección Nacional de Geología y Minería*
- Giacosa, R. 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro. *Actas del X Congreso Geológico Argentino. Tucumán*. 3: 51-54.
- Giacosa, R.E. 1994. El basamento Precámbrico del sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1 1993 (1/2)*: 89–100.
- Giacosa, R.E. 1999. El basamento pre-Silúrico del extremo Este del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado. *Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29(5)*: 118–123.
- Gregori D.A., López, V.L. and Grecco, L.E. 2005. A Late Proterozoic–Early Paleozoic magmatic cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 19: 155–171.
- Huber-Grünberg, A. 1990. Sedimentologie, Fazies und Herkunft der kambrisch/ordovizischen und silurisch/unterdevonischen Einheiten von Sierra Grande, Patagonien. *Dissertation University of Munich*, 196 pp.
- Japas, M S. 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology*. 27: 91-121
- Kostadinoff, J. and Gelós, E. M. 1994. Análisis de las mediciones gravi-magnetométricas realizadas entre El Fuerte y Arroyo Verde, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 49(1/2): 19-25.



- Linares, E., Ostera, H.A. and Parica, C.A. 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, Provincia de Río Negro, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas II: 251–253.
- Llambías, E.J., Varela, R., Basei, M.A.S. and Sato, A.M. 2002. Deformación dúctil y metamorfismo neopaleozoico en el área de Yaminué y su relación con la Fase Orogénica San Rafael. Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate). 3: 117-122.
- Manceñido, M. and Damborenea, S. 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. In: Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro: IX. Congreso Geológico Argentino, Bariloche. Velatorio: 413–466.
- Müller, H. 1965. Zur altersfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande / Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer fossillfunde. Geologische Rundschau. 54 (2): 715-732.
- Núñez, E., Bachmann, E. W., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchini, M., Lizuaín, A., Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica. 4: 247-266.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. and Fanning, C.M. 2001. The Mina Gonzalito gneiss: Early Ordovician metamorphism in northern Patagonia. 3° South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile. (CD-Rom).
- Pankhurst, R.J., Rapela C.W., Fanning C.M. and Márquez M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth-Science Reviews. 76: 235–257.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology. 73: 207-220.
- Ramos, V. A. 1984. Patagonia: Un continente Paleozoico a la deriva? Actas del IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche. 2: 311-325.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic–Early Paleozoic of South America - a collisional history. Episodes 11(3): 168–174.
- Rapalini, A. 1998. Syntectonic magnetization of the Mid-Paleozoic Sierra Grande Formation: Further constraints on the tectonic evolution of Patagonia. Journal of the Geological Society of London. 155: 105-114.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and Fanning, C. M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): “The Proto-Andean Margin of Gondwana”. Geological Society of London Special Publication 142:181–217.
- Spalletti, L.A. 1993. An iron-bearing wave-dominated siliciclastic shelf: Facies analysis and paleogeographic implications (Silurian-Lower Devonian Sierra Grande Formation, Southern Argentina). Geological Journal. 28: 137-148.
- Spalletti, L.A., Cingolani, C.A. and Varela, R. 1991. Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma siluro-eodevónica de la Patagonia, República Argentina. Revista Museo de La Plata, nueva serie, sección Geología. 10: 305-318.
- Tickyj, H., Llambías, E.J. and Sato, A.M. 1999. El basamento cristalino de la región sur-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orogénio Famatiniano de Sierras Pampeanas. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 160-163.
- Tickyj H., Llambías E.J. and Melchor, R.N. 2002. Ordovician Rocks from La Pampa Province, Argentina. En Aceñolaza, F.G. (ed.) Aspects of the Ordovician System in Argentina, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica. 16: 257-266. Tucumán.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani C. and Gómez, V. 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile. 18(2): 147-163.
- Varela, R., Cingolani, C., Sato, A., Dalla Salda, L., Brito Neves, B.B., Basei, M.A.S., Siga Jr., O. and Teixeira, W. 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North Patagonian Massif Argentine. South American Symposium on Isotope Geology (Sao Paulo, Brazil). Extended Abstracts: 326–329.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., Siga, O. Jr., Cingolani, C.A. and Sato, K. 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI. Congreso Nacional de Geología Económica, Actas. 1: 71–76.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., Llambías, E.J. and Siga Jr., O. 2001. Edades isotópicas neopaleozoicas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico. Resúmenes 2° Simposio Argentino Paleozoico Superior, 31 pp., Trelew.
- Zanettini, J.C.M. 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina. 36(2): 160-179.



## EDADES U-PB EN CIRCONES DETRÍTICOS DEL GRUPO VENTANA (PROVINCIA DE BUENOS AIRES) Y DE LA FORMACIÓN SIERRA GRANDE (MACIZO NORDPATAGÓNICO): ANÁLISIS COMPARATIVO DE PROCEDENCIA

Norberto J. URIZ<sup>1</sup>, Carlos A. CINGOLANI<sup>1,2</sup>, Farid CHEMALE Jr.<sup>3</sup> y Moacir J. MACAMBIRA<sup>4</sup>

1. División Científica de Geología-Facultad Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, (1900)-La Plata, Argentina, nuriz@feynm.unlp.edu.ar
2. CIG (UNLP-CONICET): Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 1-644, (1900)-La Plata, Argentina.
3. Laboratorio de Geología Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, Brasil.
4. Laboratorio Geología Isotópica (Para-ISO), Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Este trabajo tiene como objetivo la comparación de la procedencia sedimentaria de las unidades silúrico-devónicas presentes en el margen oriental de Sudamérica, entre las latitudes 37°39' a 42°15'S. Constituyen secuencias silicoclásticas desarrolladas durante la evolución de un margen pasivo, manifestándose en dos regiones distantes aproximadamente unos 500 km, presentando no obstante características litológicas semejantes. En la provincia de Buenos Aires, los afloramientos se encuentran en la Sierra de la Ventana, constituyendo el Grupo Ventana (Harrington 1947) integrado de base a techo, por las formaciones Bravard, Napostá, Providencia (FP) y Lolén (FL), comprendiendo el lapso Ordovícico medio-Devónico medio. Hacia el sur, en la provincia de Río Negro y noreste de Chubut, en el borde oriental del Macizo Nordpatagónico, aflora la secuencia marina silúrico-devónica inferior correspondiente a la Formación Sierra Grande (Müller 1965) (FSG). Cabe consignar que Ramos (1984) sugirió la aloctonía del terreno Patagonia respecto al continente Sudamericano, interpretando de esta manera, que la evolución de las cuencas se habría desarrollado en plataformas separadas. Por otro lado, Rapalini y Vilas (1989), Dalla Salda *et al.* (1992) y Pankhurst *et al.* (2006) postulan la continuidad de la corteza continental sudamericana hacia la Patagonia, debiendo reflejar las cuencas eopaleozoicas una evolución similar de margen pasivo.

En este sentido, a partir de la comparación de estudios geocronológicos de circones detríticos de las unidades mencionadas, como así también, sobre la base de estudios morfológicos y tipológicos de circones realizados en trabajos precedentes (Uriz *et al.* 2007, 2008), es posible observar las similitudes y diferencias de las unidades equivalentes, permitiendo establecer la relación entre los detritos aportados a estas cuencas: plataforma única o plataformas separadas?. Para la datación, se aplicaron las metodologías ICP-LA-MS y SHRIMP en una muestra de FP y otra de FL, para el ámbito bonaerense, en tanto que, para la FSG se analizaron cuatro muestras de la unidad aflorante en distintos sectores de la comarca nordpatagónica. En la Figura 1 se representan solamente cinco muestras del total analizado. De la comparación de los resultados isotópicos surge que para ambas regiones, las edades cambro-ordovícicas y neoproterozoicas se hallan presentes como fuente principal de aporte y en menor medida el Mesoproterozoico, comprendiendo sus edades en el caso de la FP entre los 546-476 Ma (Cámbrico-Ordovícico) y 988-552 Ma (Neoproterozoico), para la FL las edades se encuentran en el orden de 510-447 Ma (Cámbrico-Ordovícico), siendo en este caso menos significativo el Neoproterozoico y cobrando mayor relevancia el Mesoproterozoico con edades entre 1392-1025 Ma. Las muestras analizadas de la FSG, arrojaron edades de 991-547 Ma (Neoproterozoico), 546-497 Ma (Cámbrico), 495-443 Ma (Ordovícico) y menos representativas edades entre 1382-1009 Ma (Mesoproterozoico). Por otro lado, existe una coincidencia en todas las unidades analizadas respecto a la presencia de circones con edades neoarqueanas (FP y FL de 2629 Ma, y para la FSG se hallan entre 2684-2657 Ma). Se registraron las edades más jóvenes con valores entre 417-387 Ma para la FL y de 440 a 428 Ma para la FSG (Fig. 1). Estos valores son interpretados como edades máximas de sedimentación para las mencionadas unidades. En trabajos previos (Pankhurst *et al.* 2006) para la FSG, obtuvieron edades similares a las registradas en el presente trabajo, con una moda principal cámbrica y la presencia de edades mesoproterozoicas y neoproterozoicas de relativa importancia. De esta manera, se puede sugerir la existencia de fuentes comunes a ambas cuencas que contribuyeron con circones del Cámbrico-Ordovícico y Neoproterozoico como aporte principal, mientras que el Mesoproterozoico ('Grenvilliano') constituye un componente significativo presente en todos los casos. Las edades neoarqueanas registradas, dan cuenta de la participación de antiguos terrenos cratónicos en el proceso sedimentario, en tanto que es posible constreñir la edad máxima de sedimentación de las unidades silúrico-devónicas aflorantes en ambas regiones favoreciendo la interpretación del modelo de plataforma común. Asimismo es factible discutir en el contexto geológico regional y direcciones de paleocorrientes conocidas, las posibles áreas fuente con las unidades que habrían estado exhumadas durante la generación de las cuencas de margen pasivo.

Agradecimientos: Por el apoyo económico recibido de ANPCyT (PICT-07 10829) y CONICET (PIP 5027). Este trabajo constituye parte del tema de Tesis Doctoral desarrollado por el primer autor en la UNLP.



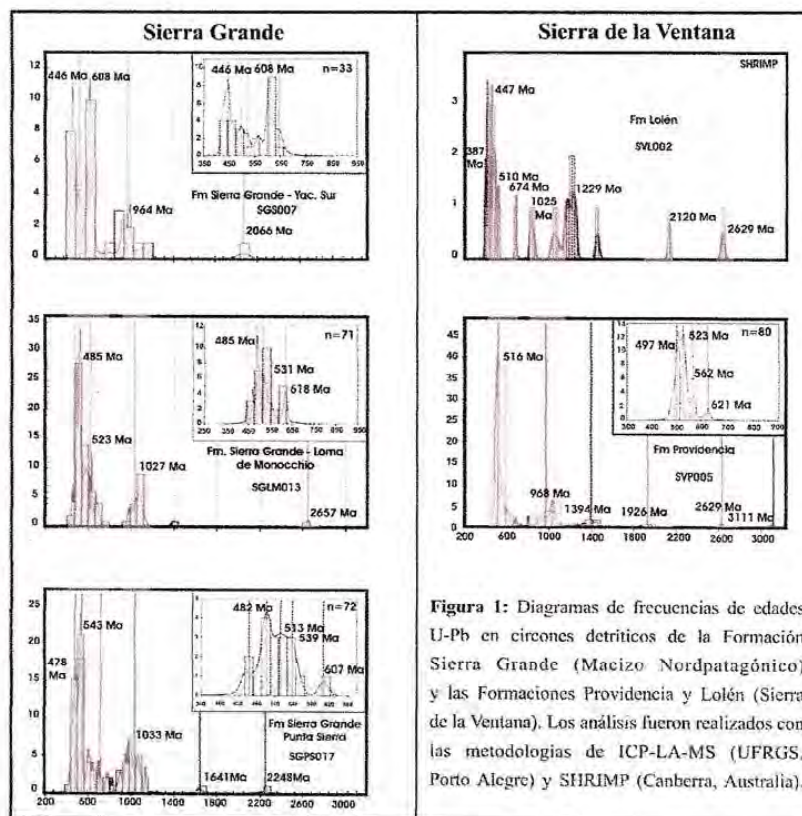


Figura 1. Ubicación de las zonas de estudio y diagramas de frecuencias de edades U-Pb en circones detriticos de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico) y de las Formaciones Providencia y Lolén (Sierra de la Ventana). Los análisis fueron realizados con las metodologías de ICP-LA-MS (UFRGS, Porto Alegre) y SHRIMP (Canberra, Australia).

## REFERENCIAS

- Dalla Salda, L. H., Cingolani, C. A., Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology* 20, 617-620.
- Harrington, H. J., 1947. Explicación de las Hojas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 61. 43 pp.
- Müller, H., 1965. Zur altersfrage der Eisenerzlagertätte Sierra Grande / Rio Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer fossilfunde. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 715-732.
- Pankhurst, R. J., Rapela C. W., Fanning, C. M. and Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Ramos, V. A., 1984. Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 311-325, Bariloche.
- Rapalini, A. E. y Vilas, J. F., 1991. Preliminary paleomagnetic data from the Sierra Grande Formation: Tectonic consequences of the first mid-Paleozoic paleopoles from Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (1-2), 25-41.
- Uriz, N. J., Cingolani, C. A., Chemale Jr., F., 2007. Estudio preliminar de la procedencia sedimentaria del Grupo Ventana, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Mar del Plata, Buenos Aires, Resúmenes, p. 48.
- Uriz, N. J., Cingolani, C. A., Chemale Jr., F. and Armstrong, R. A., 2008. U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche, Rio Negro, Argentina. (en prensa).



**U-PB ZIRCON PROVENANCE OF SILURIAN-DEVONIAN SEDIMENTARY SEQUENCES FROM ARGENTINEAN NORTH PATAGONIA AND SIERRA DE LA VENTANA REGIONS: TECTONIC HISTORY IMPLICATIONS**

URIZ, N.<sup>1</sup>; CINGOLANI, C.<sup>1,2</sup>; CHEMALE JR., F.<sup>3</sup>; MACAMBIRA, M.<sup>4</sup> & ARMSTRONG, R.<sup>5</sup>

[nuriz@fcnym.unlp.edu.ar](mailto:nuriz@fcnym.unlp.edu.ar)

1. Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, (1900)-La Plata, Argentina.

2. CIG (UNLP-CONICET) calle 1 N° 644, (1900)-La Plata, Argentina.

3. Universidade Federal do Sergipe, Brasil.

4. Laboratorio Geología Isotópica (Para-Isso), Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

5. The Australian National University, Canberra, Australia.

**ABSTRACT**

The Silurian-Devonian siliciclastic sedimentary units known as Sierra Grande Fm and the upper part of the Ventana Group, crop out in the eastern area of the North-Patagonian Massif and in the Ventana system, towards the Atlantic border of Argentina. Both sequences show similar stratigraphical characteristics and were deposited in a shallow marine platform paleoenvironment but the sedimentary history is still a matter of debate. The detrital input to the eo-mesopaleozoic basins generated along the passive margin tectonic setting should reflect the sedimentary model and tectonic history. New data on the sedimentary provenance of these units is provided based on U-Pb isotopic studies on detrital zircons, using LA-ICP-MS and SHRIMP methodologies. Taking into account the isotopic age data from both study areas, a similitude of main frequencies peaks of zircon ages from the Sierra Grande Formation and the Providencia Formation (Ventana Group) is shown.

**Key words:** Detrital zircons, U-Pb, Silurian-Devonian, provenance, Patagonia, Ventana.

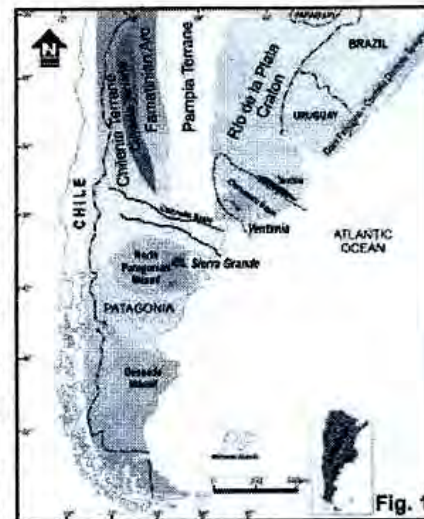
**INTRODUCTION**

Silurian-Devonian sedimentary units in the Atlantic margin of Argentina are developed in between 37° 30'–41° 42' S and 65° 23'–58° 45' W, partially covering the eastern North Patagonian Massif and the Ventana system that include the Claromecó basin. On Fig. 1 the study regions where located at 600–800 km from the paleo-Pacific plate edge. The units present comparable lithostratigraphic characteristics and evolution on a shallow marine shelf-type environment. Different paleogeographic models are known: Ramos (1984, 2008), Dalla Salda *et al.* (1992), Pankhurst *et al.* (2006) and Gregori *et al.* (2008). The main objective that motivated this research was to constrain the sedimentary provenance and tectonic setting

evolution, using U-Pb isotopic studies on detrital zircons. Thanks to CONICET for grants PIP 5027 and 112-00647.

## GEOLOGICAL SETTING

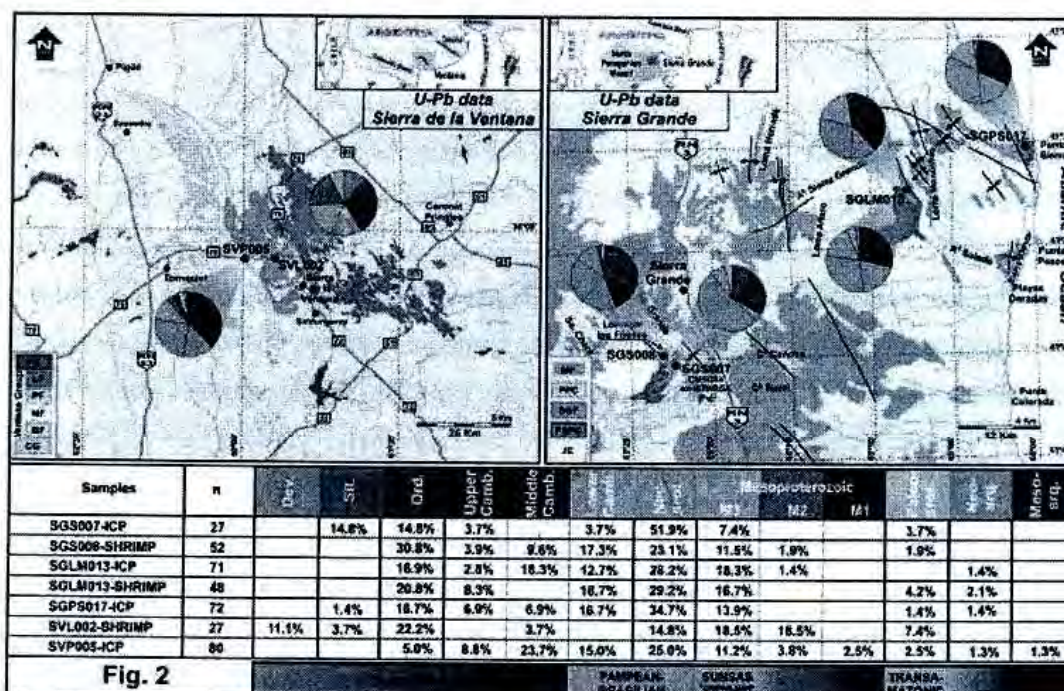
The study region is characterized by tectonic terranes (Ramos, 1988) collided during different orogenies. i) The Río de la Plata craton. ii) the Pampia terrane. iii) the Cuyania terrane; whereas iv) the Chilenia terrane collided at the end of the Devonian. The great Patagonia terrane (including the Malvinas plateau) is located towards the south. Ramos (1984) proposed that Patagonia allochthonous terrane collided with South American crust along the Río Colorado zone in U. Paleozoic times and conform the Ventania system as a fold and thrust belt. In more recent reviews of the tectonic evolution of Patagonia, Ramos (2008) and Pankhurst *et al.* (2006) includes an Early Palaeozoic collision with the southern Deseado Massif. The pre-Silurian basement of northern Patagonia composed by different metamorphic and magmatic belts has been recognized by several authors. The Silurian-Devonian Sierra Grande Fm unconformable covers the Neoproterozoic-Cambrian basement rocks and shows ductile deformation. The Ventania system, with a Neoproterozoic-Cambrian basement and a Paleozoic sedimentary cover, conform a typical curved ranges string of NW-SE direction. The samples obtained from different levels of the Sierra Grande Fm are the typical quartz-rich sandstones. One sample was obtained at the base of the formation, while another was taken from the middle part of the section and two samples from the top. The sample analyzed from the upper part of the Ventana Group is medium-grained quartz-rich sandstone of the top section of the Providencia Fm. One sample was selected from the upper levels of the Lolén Fm and consists of quartz-mica rich sandstone.



## RESULTS

Taking into account the U-Pb (ICP-LA & SHRIMP) isotopic age data from both study areas (Fig. 2) a similitude of main frequencies peaks of zircon ages from the Sierra Grande

Fm and the Providencia Fm (Ventana Group) is shown. The main sedimentary sources of detrital zircons are Cambrian-Ordovician and Neoproterozoic pattern age, while a secondary mode is Mesoproterozoic. Zircons from the older cratonic sources are scarcely recorded in both regions. The sample from the upper section of the Lolén Fm (Ventana Group) shows an important change in the sedimentary provenance, with a main mode of Mesoproterozoic detrital zircons.



**REFERENCES**

DALLA SALDA, L. H., CINGOLANI, C. A., VARELA, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology* 20, 617-620.

GREGORI D. A., KOSTADINOFF, J., STRAZZERE, L., RANIOLO, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, Volume 14 (3):429-450.

PANKHURST, R.J., RAPELA C.W., FANNING, C.M. AND MÁRQUEZ, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235–257.

RAMOS, V.A., 1984. Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2:311–325.

RAMOS, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic–Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11 (3):168–174.

RAMOS, V. A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*. 26:235–251.

# Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance

Norberto J. Uriz · Carlos A. Cingolani ·  
Farid Chemale Jr · Moacir B. Macambira ·  
Richard Armstrong

Received: 30 December 2009 / Accepted: 16 August 2010 / Published online: 26 September 2010  
© Springer-Verlag 2010

**Abstract** The Silurian–Devonian siliciclastic sedimentary units known as Sierra Grande Formation and the upper part of the Ventana Group crop out in the eastern area of the North Patagonian Massif and in the Ventania system, toward the Atlantic border of Argentina. Both sequences show similar stratigraphical characteristics and were deposited in a shallow marine platform paleoenvironment. Previous contributions have provided evidence of an allochthonous Patagonia terrane that amalgamate to Gondwana during the Permian–Triassic. However, other lines of research support

a crustal continuity southward, where the Pampean and Famatinian events extend into the northern Patagonia. In either case, the detrital input to the Eo–Mesopaleozoic basins generated along the passive margin tectonic setting should reflect the sedimentary sources. In this contribution, new age data on the sedimentary provenance of these units is provided by U–Pb and Lu–Hf isotopic studies on detrital zircons, using LA-ICP-MS and SHRIMP methodologies. The main sedimentary sources of detrital zircons for both regions are of Cambrian–Ordovician and Neoproterozoic age, while a secondary mode is Mesoproterozoic. Zircons from older cratonic sources (Mesoarchean–Paleoproterozoic ages) are scarcely recorded. The sample from the upper section of the Devonian Lolén Formation (Ventana Group) shows an important change in the sedimentary provenance, with a main mode of Mesoproterozoic detrital zircons. Detrital source areas considering the orogenic cycles known for southwest South America (Famatinian, Pampean–Brasiliano, Mesoproterozoic–‘Grenvillian’ and Paleoproterozoic–‘Transamazonian’) are proposed.

**Electronic supplementary material** The online version of this article (doi:10.1007/s00531-010-0597-z) contains supplementary material, which is available to authorized users.

N. J. Uriz · C. A. Cingolani (✉)  
División Científica de Geología-Facultad Ciencias Naturales y  
Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n,  
1900 La Plata, Argentina  
e-mail: carloscingolani@yahoo.com

N. J. Uriz  
e-mail: nuriz@fcnym.unlp.edu.ar

C. A. Cingolani  
CIG (UNLP-CONICET), Centro de Investigaciones Geológicas,  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional  
de La Plata, 1-644, 1900 La Plata, Argentina

F. Chemale Jr  
Núcleo de Geociencias,  
Universidade Federal do Sergipe, Aracajú, Brazil  
e-mail: faridchemale@gmail.com

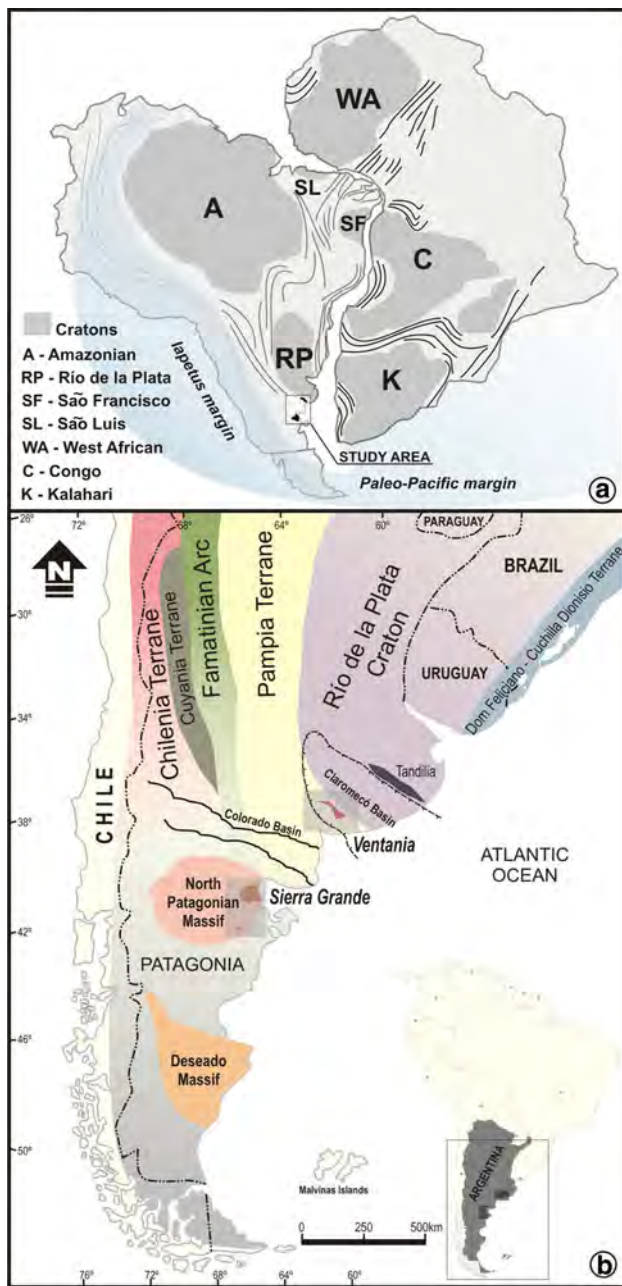
M. B. Macambira  
Laboratório Geologia Isotópica (Para-Isso),  
Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil  
e-mail: moamac@ufpa.br

R. Armstrong  
The Australian National University, Canberra, ACT, Australia

**Keywords** Detrital zircons · U–Pb and Lu–Hf isotopes ·  
Silurian–Devonian · Provenance · Patagonia · Ventania ·  
SW Gondwana

## Introduction

The present work deals with the Silurian–Devonian sedimentary units exposed in the Atlantic margin of Argentina in between 37° 30′–41° 42′ S and 65° 23′–58° 45′ W, which partially cover the eastern North Patagonian Massif and the Ventania system. In Fig. 1a and b, the position of the study regions in the context of SW Gondwana is shown, which were about 600–800 km from the paleo-Pacific plate edge.



**Fig. 1** a West Gondwana sketch representation showing the study area in central Argentina. b Shows southern South America, with the generalized location of the Río de la Plata craton and the terranes accreted during Neoproterozoic–Upper Paleozoic times (modified after Ramos 1988). The Atlantic location of the Ventania (with the Claromecó basin) and the Sierra Grande studied regions are remarked

In general, the Silurian–Devonian units present comparable lithostratigraphic characteristics and evolution on a shallow marine shelf-type environment. Ramos (1984) and Palma (1989) based on paleontologic and geologic information suggested that Patagonia is an allochthonous terrane to the South American continent, implying that the Paleozoic sedimentary basins would have had separate

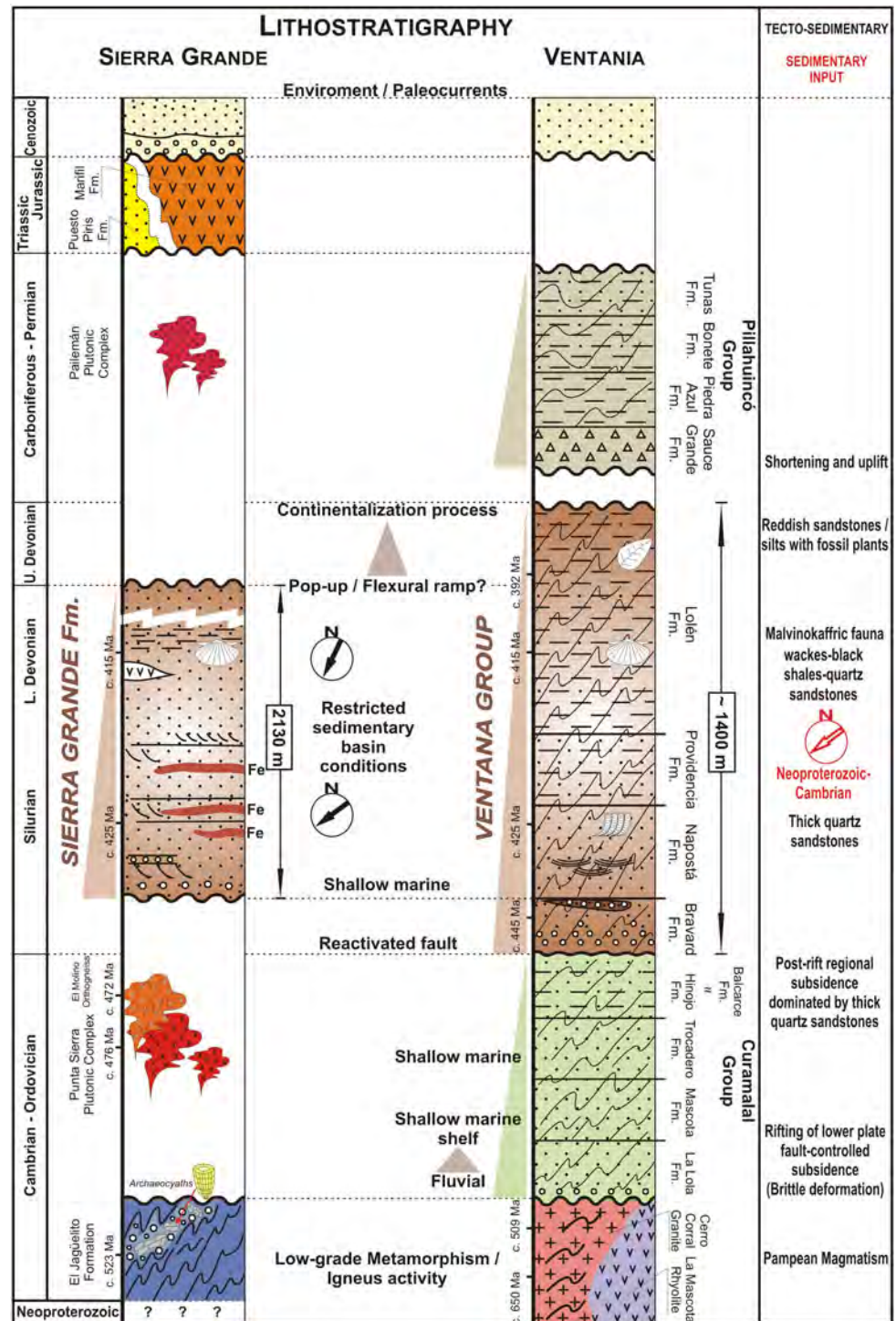
evolution. On the other hand, Rapalini (1989); Rapalini and Vilas (1991); Dalla Salda et al. (1992); and Pankhurst et al. (2006) among others postulated in different models the continuity of the South American continental crust at least to northern Patagonia, and therefore, the Paleozoic detritus should then reflect the input from a comparable source. In more recent reviews, Ramos (2002, 2008) modified his model proposing the existence of two magmatic arcs; one would have had a western location and would have been active from the Devonian to Middle Carboniferous, whereas the second arc partially overlap in time the other and led to the collision of Patagonia to the southwestern margin of South America in the Permian (Gondwanide orogenic phase).

Gregori et al. (2008) proposed to integrate the directions of compression in mylonitic block movements in the Ventania–North Patagonian areas and the comparison with the Cape Fold Belt in South Africa. These authors concluded that the Pampean and Famatinian rocks that cross the supposed boundary between the North Patagonian massif and central Argentina support the presence of a common continental crust in both areas. Tankard et al. (2009) offer the interpretation of the tectonic evolution of the Cape (and Ventania counterpart) and Karoo basins of South Africa with a subsidence resulted from the vertical motion of rigid basement blocks and intervening crustal faults; after the Neoproterozoic, a suite of small rift basins and their post-rift drape formed at the “releasing stepover model”.

Based on the above-mentioned paleogeographic reconstructions, the main objective that motivated this research was to constrain the sedimentary provenance using isotopic studies on detrital zircons, on the Silurian–Devonian sequences from Sierra Grande and Ventania system (Fig. 1b). Main questions to be resolved are: Were the studied units of both regions developed under a siliciclastic platform conditions with comparable sedimentary sources or they recorded separated tecto-sedimentary histories? The detrital zircon grains, where do they come from? What are their maximum depositional ages? What is their meaning in the paleogeographic evolution?

Taking into account the geological background knowledge, U–Pb and Lu–Hf isotopic analyses on detrital zircons were undertaken and the major source patterns of the sedimentary units outcropping in both regions were discriminated. The detrital zircon ages provide a discussion on the likely sources of debris, considering the main orogenic cycles recognized within SW Gondwana. By means of the stratigraphic information and known palaeocurrent directions, the potential source areas that would have been exhumed during the development of the depocenters can be estimated. Preliminary isotopic results were anticipated by Uriz et al. (2008a, b).

**Fig. 2** Comparison of the lithostratigraphy of the study units from Sierra Grande and Ventania regions. Igneous-metamorphic processes, environments, Iron (Fe)-rich beds, tecto-sedimentary events and fining-upward sequences for both regions are shown



**Geological setting**

**Regional aspects**

As it is shown in Fig. 1b based on Ramos (1988), the study region is characterized by tectonic terranes collided during different orogenies. (i) The Río de la Plata craton comprises the southernmost Paleoproterozoic

(‘Transamazonian’) basement outcrops in the Tandilia belt, which are covered by Neoproterozoic and Lower Paleozoic sedimentary units. (ii) The Pampia terrane developed mainly during Neoproterozoic to Lower Cambrian times and record the Famatinian magmatic arc. (iii) The Cuyania terrane was accreted during Ordovician, whereas (iv) the Chilena terrane collided at the end of the Devonian.

The great Patagonia terrane (including the Malvinas plateau) located toward the south has been conventionally considered as the continental region southward of the Río Colorado (Fig. 1b). After Ramos (1984, 1986), a ‘cryptic suture’ resulted from the closure of an ocean due to southwest-dipping subduction beneath the North Patagonian Massif and it is covered by Mesozoic sedimentary rocks of the Colorado basin (Max et al. 1999). In more recent reviews of the tectonic evolution of Patagonia, Ramos (2002, 2004, 2008) and Pankhurst et al. (2006) include a prior Early Paleozoic collision with the Deseado Massif.

The Sierra Grande region was usually not considered in most Silurian–Devonian reconstructions. However, authors such as Rossello et al. (1997) and more recently von Gosen (2002, 2003, 2009) and Gregori et al. (2008) developed integrated tectonostratigraphic evolution.

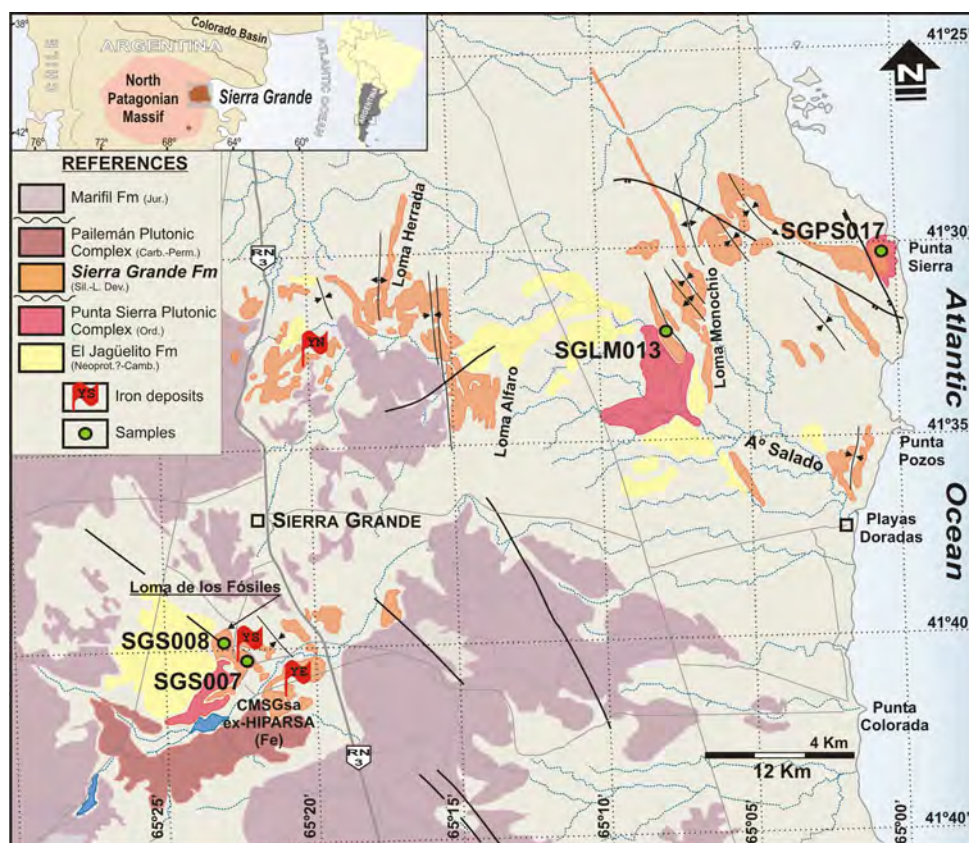
### The Sierra Grande Formation

It develops in the northeast area of the North Patagonian Massif (Fig. 3), and the best outcrops are found near the eponymous town in the Río Negro province. Many authors, including geologists from mining activities (de Alba 1964; Müller 1965; Stipanovic et al. 1968; Klammer 1964; Braitsch 1965), have studied this Silurian–Lower Devonian

unit, which comprises economically interesting ferrous horizons. A level of detailed knowledge of the Sierra Grande Formation in terms of its mineralogical, sedimentological and structural aspects has been reached through these works as well as from subsequent contributions dealing with different topics (Núñez et al. 1975; Stipanovic and Methol 1980; Zanettini 1981; Avila 1982; Cortés et al. 1984; Ramos and Cortés 1984; Huber-Grünberg 1990; Spalletti et al. 1991; Spalletti 1993; Busteros et al. 1998, among others).

The Sierra Grande Formation (Fig. 3) overlies through an angular unconformity a low-grade metamorphic unit named El Jagüelito Formation assigned to Upper Precambrian to Cambrian age (Pankhurst et al. 2006) and recently a record of Lower Cambrian *Archeocyathids* fossils in carbonate clasts and U–Pb younger detrital zircons ages of c.520 Ma (Naipauer et al. 2010). At the Atlantic coast, the Sierra Grande Formation overlies the Ordovician Punta Sierra Plutonic Complex (Pankhurst et al. 2006; Varela et al. 2008). At the Yacimiento Sur area, a granodioritic Permian body of the Pailemán Plutonic Complex (Varela et al. 1997) intrudes the Sierra Grande Formation, and it is partially covered by younger sedimentary and volcanic units. Pankhurst et al. (2006) have published the first U–Pb SHRIMP data on detrital zircons, from one

**Fig. 3** Geological map showing the outcrops of the Sierra Grande area (based on de Alba 1964; Zanettini 1981; Varela et al. 2008). Iron-rich deposits: *YN* Yacimiento Norte, *YS* Yacimiento Sur, *YE* Yacimiento Este. Sampled localities are showed





sample of the Sierra Grande Formation obtained near the Yacimiento Sur region. Stratigraphical details on the Sierra Grande Formation are presented in the Appendix 1.

#### Upper part of the Ventana Group

The Ventania system also known as Sierras Australes, outline a structural system with a typical curved ranges string of NW–SE direction. It has been subject of many studies since the beginning of the twentieth century (Keidel 1916; Schiller 1930; Harrington 1947 among others). General geological information is found in Cingolani and Dalla Salda (2000); Dimieri et al. (2005); Massabie et al. (2005). Stratigraphy and evolution of the connected Claromecó basin were described by Lesta and Sylwan (2005) and Ramos and Kostadinoff (2005).

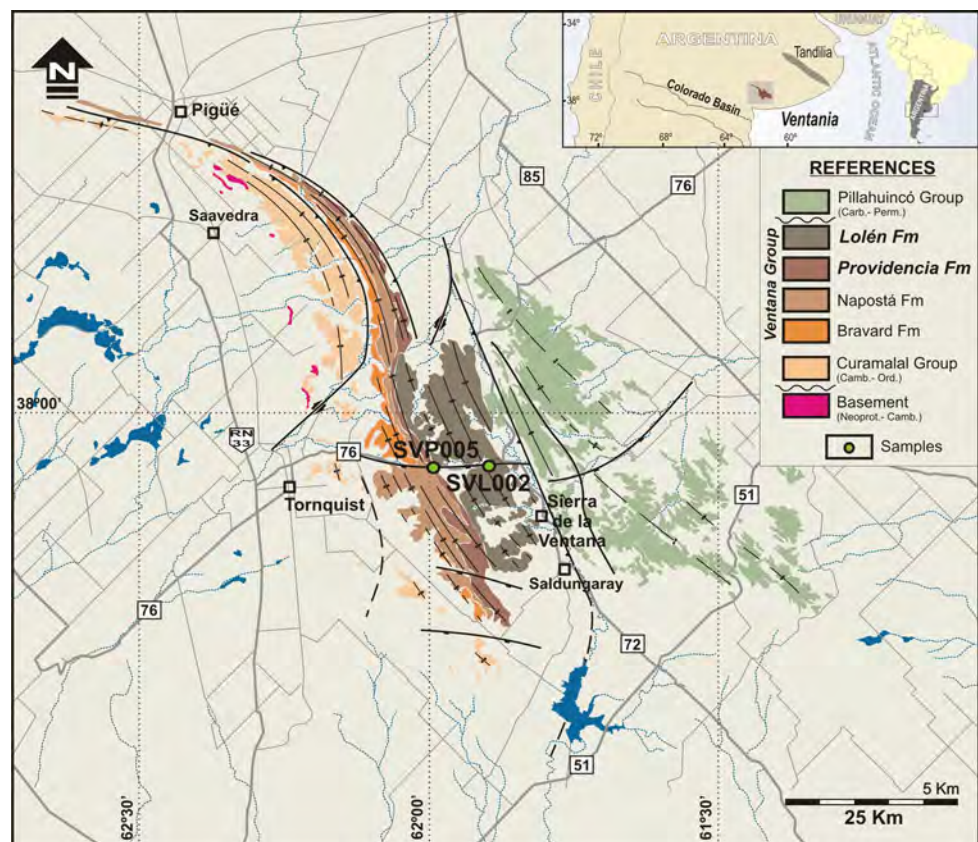
A stable platform sequence corresponding to the old shallow marine shelf-type basin of Gondwana is preserved in the Ventania system (Fig. 2). Most of the current reconstructions of Gondwana accept that a continuous clastic basin extended from Sierra de la Ventana to the Cape System (Tankard et al. 2009 and references therein). Several lithostratigraphic events were recognized in the Sierra de la Ventana as depicted in Fig. 2. Based on geochemical characteristics and the U–Pb ages of some granites and rhyolites, Rapela et al. (2003) interpreted that a Cambrian rifting event

affected the Neoproterozoic basement; sequences of conglomerates and quartzites of up to several hundred meters thick were unconformably deposited between Cambrian and Devonian times (Curamalal and Ventana Groups).

The Ventana Group (Harrington 1970) under study in this paper is part of a Middle Ordovician–Middle Devonian marine siliciclastic sedimentary sequence (Figs. 2, 4) bearing some fossil records. It has a thickness of about 1,300 m and overlies the sublittoral to neritic platformal quartzites of the Curamalal Group, assigned to the Upper Cambrian–Ordovician based on stratigraphic evidence and ichnofossil records (Rodríguez 1988). The Ventana Group is unconformably overlain representing a hiatus, by diamicrites of the Gondwanan glaciation and shallow marine and deltaic post-glacial sedimentary rocks of the Pillahuincó Group (Carboniferous to Early Permian). Four lithostratigraphic units were recognized within the Ventana Group, named from base to top: Bravard, Napostá, Providencia and Lolén. Paleocurrent analyses measured on cross-lamination present on some of these mature quartzite sequences indicate a provenance from the northeast (Reinoso 1968) or from east-northeast after Harrington (1970). The study region and the sampling locations are shown in Fig. 4.

Stratigraphical details of the Ventana Group are offered in Appendix 2.

**Fig. 4** Geological sketch map showing the outcrops of the Ventania system (based on Harrington 1947; Cobbold et al. 1986; Rossello et al. 1997; Tomezzoli and Cristallini 2004). The locations of the studied samples are remarked



## Analytical methods and study samples

The analysis of detrital zircons has been intensively used as an important element to study the mechanisms of growth and recycling of the continental crust along time. It is well known that the zircons can resist multiple processes of erosion, transport and even high-grade metamorphic events, preserving magmatic and metamorphic crystallization ages that can be recorded by the U–Pb system. This method can be combined by the Lu–Hf systematic on the same grain to distinguish magmatic episodes that added juvenile mantle material from those events that merely recycled existing crust (Gerdes and Zeh 2006; Willner et al. 2008). The samples obtained from different levels of the Sierra Grande Formation are the typical quartz-rich sandstones (Fig. 2). The SGPS017 was obtained at the base of the unit, while the SGLM013 was taken from the middle part of the section and SGS007 and 008 from the top. The sample analyzed from the upper part of the Ventana Group is medium-grained quartz-rich sandstone of the top section of the Providencia Formation (SVP005) that was collected at the 76 Road in the area of the “Abra de la Ventana”. The sample SVL002 was selected from the upper levels of the Devonian Lolén Formation and consists of quartz–mica-rich sandstone (Fig. 4). In addition, the morphology of detrital zircon grains from samples of the Lolén Formation (SVL002 and 004) and from the Sierra Grande Formation (SGLF026; SGE031) was examined under the scanning electron microscope (JEOL JSM 6360 LV at the Museum of La Plata, Argentina). A total of 378 detrital zircon grains were measured by U–Pb from samples of the Sierra Grande Formation (SGS007, 008, SGLM013, SGPS017). From the Sierra de la Ventana region, one sample from the Providencia Formation (SVP005) and one from the Lolén Formation (SVL002) were studied. The Lu–Hf systematic on 40 zircons that were also dated by U–Pb method was carried out.

In the Appendix 3, we present the laboratory LA-ICP-MS and SHRIMP methodologies.

## Results

### Typology of zircons

The morphology of zircons can be greatly affected as a result of a long transport or reworking during a sedimentary cycle (Dickinson and Gehrels 2003). The occurrence of zircons with different morphologies in sandstone is indicative of an apparent mixture of the sources of debris. With this approach and taking into account parameters such as size, shape, habit and elongation of the crystals, different zircon populations were observed, appearing with

various stages of roundness for similar idiomorphic groups. The populations have been compared with the classification (typology) of igneous zircons after Pupin (1980). A comparative morphological analysis with a summary on zircon grains is shown in Table 1.

### Sierra Grande Formation

Based on the analyzed morphological parameters on 55 detrital zircon grains (Fig. 5a, Table 1a), four zircon populations were recognized as follows. *SG group 1*: characterized by short prismatic crystals, with euhedral and rounded to sub-rounded habit but keeping the morphological parameters of the group. They are identified in types as P3-P4-L5-S4 and S23, and they are related to an igneous-plutonic origin. *SG group 2*: they correspond to long euhedral to subhedral prismatic crystals with elongations between  $>2.7$  and  $<4.5$ . The recognized crystallographic patterns are P1-P2-P3-P4-G1-R3 and R4, corresponding to igneous-volcanic to sub-volcanic-derived crystals. *SG group 3*: it comprises short prismatic crystals (multifaceted). They show well-developed sub-rounded crystals with complex axial relationships. Zircon types are S13-S14-S18 and S19 and can be related to a metamorphic origin. *SG group 4*: this includes rounded, equidimensional-sized crystals with elongations ranging from 1.1 to 2. Their rounded shapes suggest a long-distance transport and can be linked to ancient zircon cores.

### Ventana Group (Lolén Fm)

Morphological studies of detrital zircons of two samples from the Lolén Formation were carried out (Fig. 5b; Table 1b). *SVL group 1*: the identified forms are related to euhedral to subhedral crystals, appearing in some cases with sub-rounded features but maintaining the general appearance of short prismatic crystals. Typologically are classified as P2-P3-P4-P5-S19-S20 and S25, which may relate to a plutonic origin. *SVL group 2*: they have euhedral to anhedral forms, with elongations between  $>2.7$  and  $<3.5$ . Some grains show crystalline characteristics obliterated by abrasion during transport but maintaining the proportions length/width that characterize the family. The following types are recognized P1-P2-P3-P4 and S1-S6 and are linked to a volcanic to sub-volcanic provenance. *SVL group 3*: short prismatic crystal sets, which are well-developed crystalline forms, being the predominant sub-rounded crystals, preserving multifaceted aspects and maintaining the proportions of this family. The typologies identified are S2-S7-S13-S14 and S18 and can be related to a metamorphic origin. *SVL group 4*: it comprises rounded shapes, similar to those form zircon grains from old cores.

**Table 1** Summary of comparative morphological analyses on zircon grains from Lolén and Sierra Grande samples

<b>a SIERRA GRANDE FORMATION</b>				<b>b LOLÉN FORMATION (U. VENTANA GROUP)</b>							
Number of crystals		Broken crystals		Total analyzed		Number of crystals		Broken crystals		Total analyzed	
55		20		35 [n]		54		21		33 [n]	
MORPHOLOGY OF ZIRCONS				MORPHOLOGY OF ZIRCONS							
Euhedral	Subhedral	Anhedral	Equidimensional/ rounded	Euhedral	Subhedral	Anhedral	Equidimensional/ rounded				
37,1% [13]	22,9% [8]	22,9% [8]	17,1% [6]	48,5% [16]	18,2% [6]	24,2% [8]	9,1% [3]				
TYPOLOGY OF ZIRCONS				TYPOLOGY OF ZIRCONS							
FEATURES GROUPS	Size (length - width) max. - min. (µ)	Length / width max. - min. (µ)	Types (Pupin, 1980)	FEATURES GROUPS	Size (length - width) max. - min. (µ)	Length / width max. - min. (µ)	Types (Pupin, 1980)				
	<b>GROUP 1 (Plutonic)</b>	193 x 90 to 137 x 70	2.6 - 1.7		P3,P4, L5, S4, S23	<b>GROUP 1 (Plutonic)</b>	291 x 117 to 60 x 28	2.9 - 1.8	P1, P2, P3, P4, P5, S19,S20, S25		
<b>GROUP 2 (Volcanic)</b>	295 x 93 to 175 x 60	4.5 - 2.7	P1, P2, P3, P4, G1, R3, R4	<b>GROUP 2 (Volcanic)</b>	288 x 93 to 136 x 46	3.5 - 2.7	P1, P2, P3, P4, S1, S6				
<b>GROUP 3 (Metamorphic)</b>	265 x 140 to 150 x 140	2.3 - 1.1	S13, S14, S18, S19	<b>GROUP 3 (Metamorphic)</b>	298 x 138 to 109 x 63	2.2 - 1.7	S2, S7, S13, S14, S18				
<b>GROUP 4 (Very rounded)</b>	170 x 122 to 115 x 107	2.0 - 1.1	---	<b>GROUP 4 (Very rounded)</b>	132 x 72 to 107 x 69	1.8 - 1.6	---				

U–Pb main populations and age components

*Sierra Grande Formation*

Three samples were analyzed by U–Pb systematic using LA-ICP-MS equipment (the analytical data and the Concordia diagrams are shown in the electronic supplement). As we depicted in Fig. 6, the sample SGS007 (*n* = 27) showed a main mode of ages at the Neoproterozoic (51.9%), while the Ordovician and Silurian zircon grains represent 14.8%. The Cambrian and Mesoproterozoic ages are presented in 7.4 and 3.7%, respectively; there is only one zircon dated Paleoproterozoic. The sample SGLM013 (*n* = 71) is distinguished by a Cambrian age zircons forming 32.4%. The percentage contributions of the Neoproterozoic that forms the secondary cluster is of 28.3%, while equally well represented are the Mesoproterozoic with 19.7% and the Ordovician with 18.3%. Neoproterozoic grains are present in 1.4%. In the case of the sample SGPS017 (*n* = 72), the Neoproterozoic detrital zircon grains with a 34.7% are the most significant detritus contribution. Cambrian grains are present in 26.5% and the Ordovician in 20.8%. The Paleoproterozoic detrital zircon grains are present in less than 3%. The younger zircon age reported in this sample is Silurian (1.4%).

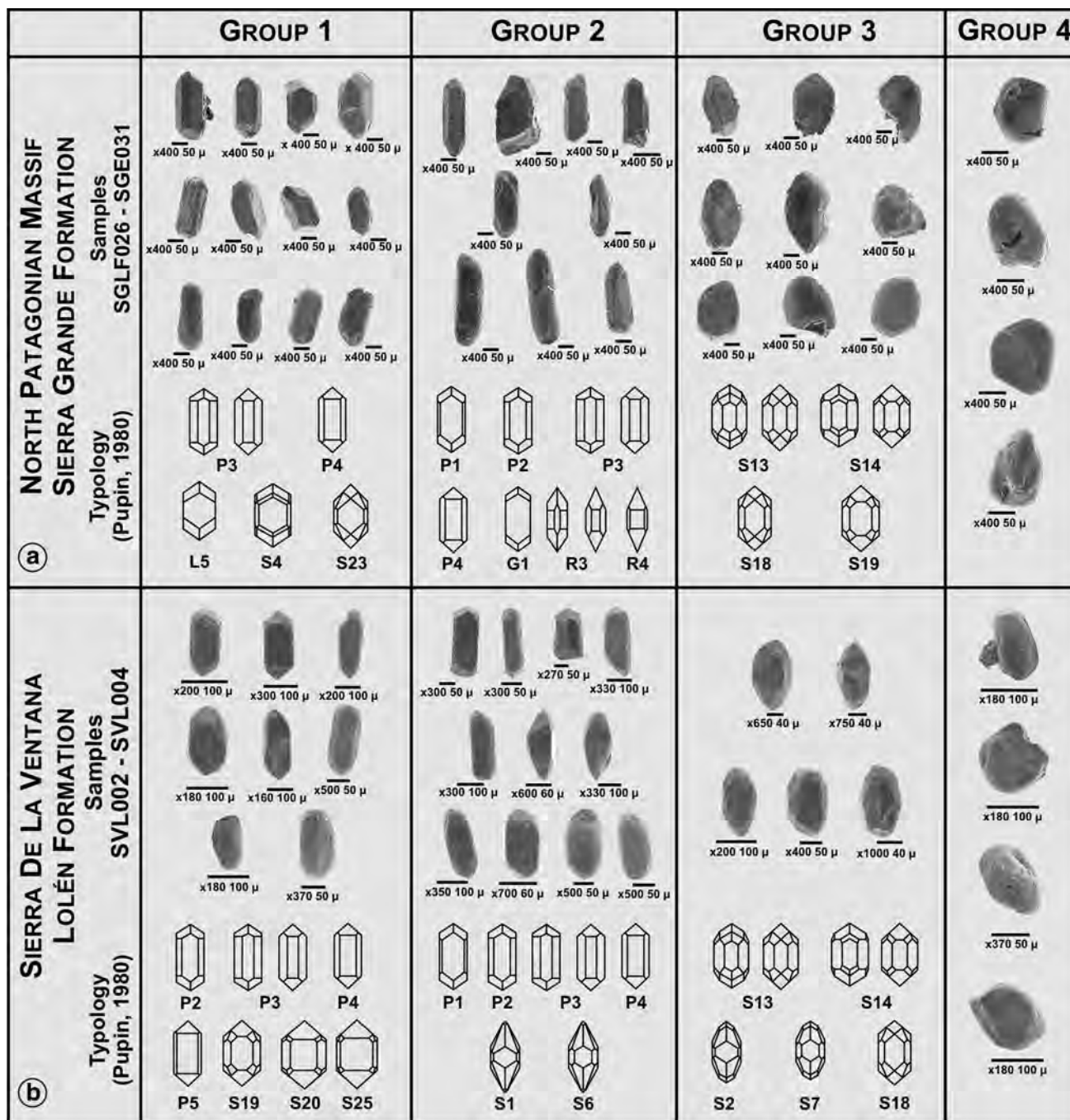
Two sandstone samples analyzed by the SHRIMP method (SGS008 and SGLM013) showed an agreement

regarding zircon grain ages, with a main source from Ordovician, Cambrian and Neoproterozoic rocks. The following proportions are present: for the sample SGS008 (*n* = 52), 32.7% are Ordovician in age; 28.8% are Cambrian and 23.1% are Neoproterozoic. Sample SGLM013 (*n* = 48) displays a major Neoproterozoic mode with 29.2%, a Cambrian mode with 27.1%, while the Ordovician participates with a 20.8%. The Paleoproterozoic is poorly represented in both samples with 1.9 and 4.2%, respectively. Neoproterozoic zircon grains are present in a 2.1%.

In Fig. 6, details of the correlation of the frequencies of age recorded for each sample are shown. We also include the obtained SHRIMP data by Pankhurst et al. (2006) and its correspondence with the input of the Neoproterozoic and Mesoproterozoic zircon grains for the samples analyzed here. The difference is the presence of grains younger than c. 500 Ma in all samples analyzed in the present work, which were not recorded in the sample published by those authors.

*Upper Ventana Group*

A total of 107 zircon grains were analyzed from a quartz-rich and wacke sandstones, corresponding to the Providencia and Lolén Formations, respectively. Analytical data are presented in tables with Concordia diagrams in electronic supplement. The U–Pb data by LA-MC-ICP-MS

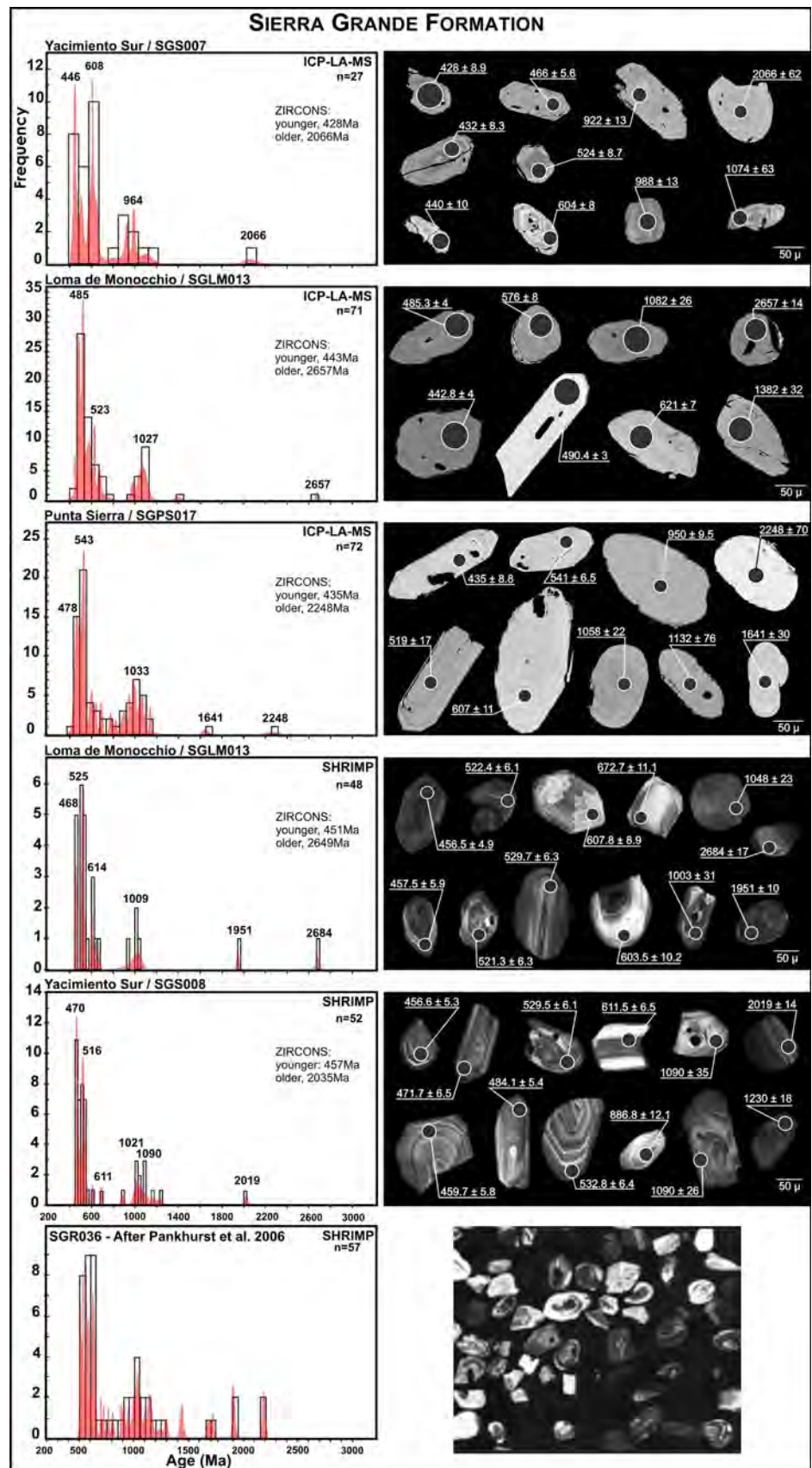


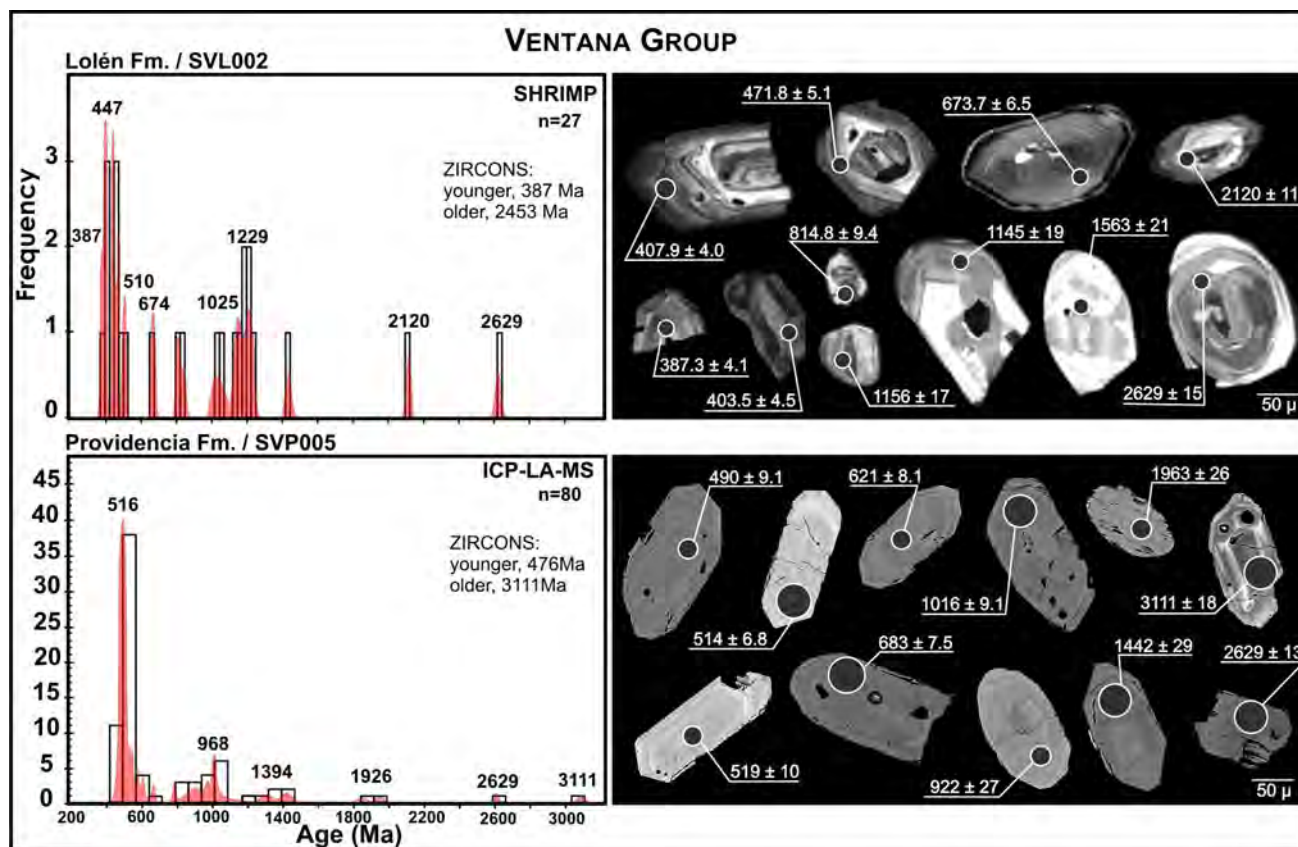
**Fig. 5** Electron microscope images of studied zircons from. **a** Sierra Grande Fm and, **b** Lolén Fm samples. Comparative analyses based on morphological zircon grains using the typology characteristics after Pupin (1980)

method ( $n = 80$ ) obtained from detrital zircon grains of the Providencia Formation reveal three major trends (Fig. 7). The most representative cluster comprising 41.3% of total grains is of Cambrian age with main components for the Middle Cambrian. The second cluster (26.3%) is represented by Neoproterozoic ages. The Mesoproterozoic zircon grains constitute 17.5%. Finally, Ordovician grains are present in 5%, and a low participation of elements of

Paleoproterozoic (2.5%), Neoproterozoic (1.3%) and Mesoproterozoic (1.3%). Results obtained using SHRIMP methodology on the sample of the Lolén Formation SVL002 ( $n = 27$ ) show an important change with respect to all previous samples, especially in the frequency diagram (Fig. 7). Two main modes are present: the Mesoproterozoic 37% and the Ordovician 22.2%, while the Neoproterozoic is represented by 14.8% of detrital zircons and the

**Fig. 6** Frequency histograms and probability curves of detrital zircon ages from Sierra Grande Formation samples obtained by ICP-LA-MS and SHRIMP methodologies. On each sample, the number of analyzed grains and obtained pattern ages was represented. On the right, there are the studied zircon grains by electron microscope or cathodoluminescence images. For comparison, the SGR036 sample was taken from Pankhurst et al. (2006)





**Fig. 7** Frequency histograms and probability curves of detrital zircon ages from Providencia and Lolén Formations obtained by ICP-LA-MS and SHRIMP methodologies. On each sample, the number of

analyzed grains and obtained pattern ages was represented. On the right, there are the studied zircon grains by electron microscope or cathodoluminescence images

Devonian by 11.1%. The latter values are of particular interest because they represent the younger zircon ages obtained for the upper levels of the Lolén Formation. The Paleoproterozoic has relatively increased its presence by a record of a 7.4%, while the Cambrian and Silurian clusters are found in 3.7%.

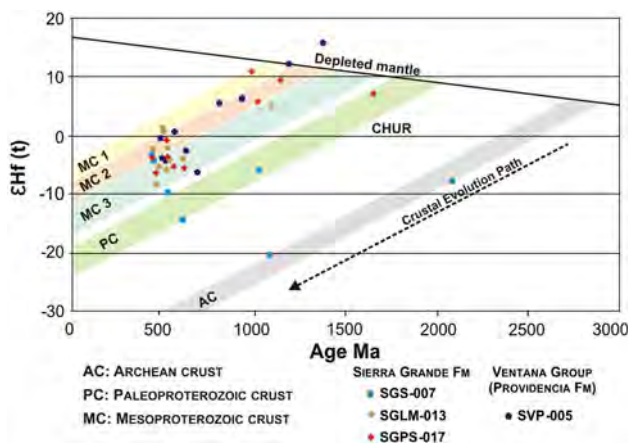
#### Lu/Hf isotope compositions

We selected for the Sierra Grande Formation 30 zircon grains covering main measured age populations. The Mesoproterozoic analyzed zircons (Table in electronic supplement) show  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios for  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between 9.46 and  $-20.46$  and  $T_{\text{DM}}$  model ages between 1,274 and 2,395 Ma. The  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values of Neoproterozoic zircons range between 11.04 and  $-14.53$  and the  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages between 1,072 and 1,767 Ma. Analyses of Hf isotopic composition of Paleoproterozoic–Archean zircons show isotope ratios for  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  of 7.07 and  $-7.87$  and  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages of 1,802–2,746 Ma. Finally, the Middle Cambrian to Devonian zircons show isotope ratios with values  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  1.5 and  $-9.28$  and  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages of 1,046–1,506 Ma (Fig. 8).

For the Providencia Formation (Upper Ventana Group) sample, 10 zircon grains were analyzed. Mesoproterozoic grains present  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratio with  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between 12.25 and 15.79 and  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages of 1,200–1,221 Ma. The Neoproterozoic zircons have  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between 6.57 and  $-6.27$ . Hf  $T_{\text{DM}}$  model ages are between 1,125 and 1,495 Ma. The analyzed Upper Cambrian–Ordovician zircons show  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between  $-0.37$  and  $-4.11$  and  $T_{\text{DM}}$  between 1,107 and 1,272 Ma.

#### Comments on the isotope results

(a) All samples of the **Sierra Grande Formation** (Fig. 9) record small amount of grains coming from ancient cratonic nuclei, with Archean and Paleoproterozoic zircon ages of up to 7%. In general, the morphology of these zircons is well rounded, with oscillatory zoning and secondary growth. The Mesoproterozoic (essentially the M3 or ‘Grenville-age cycle’) is present with a variable rate from 7% in samples from the upper part of the sequence to 20% at its bottom. This suggests a decline in the contribution of grains of this age to the sedimentary basin as it



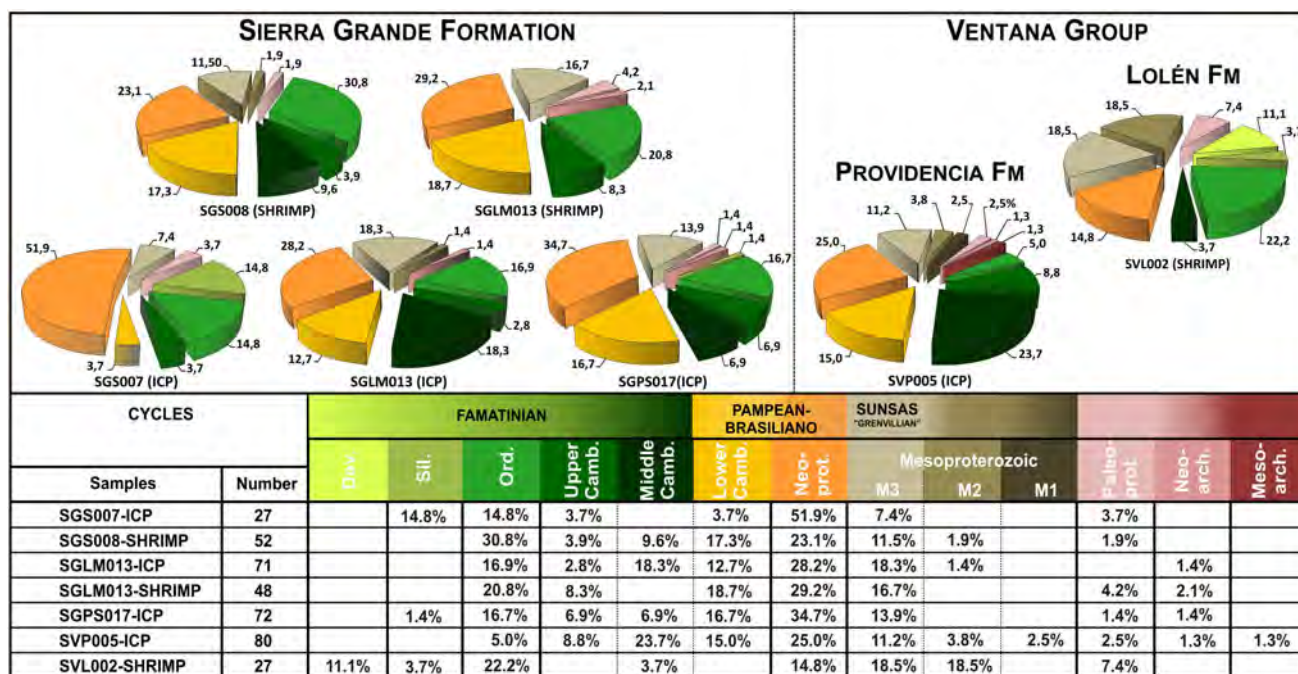
**Fig. 8** Comparative  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  evolution diagram for single-grain detrital zircons from Sierra Grande and Providencia Formations. The depleted mantle array was calculated using data for MOR basalts (Patchett et al. 1981). The Archean, Paleoproterozoic (“Transamazonian”) and mesoproterozoic (M1–M3) crustal evolution paths are remarked

risers in the stratigraphic column. The Neoproterozoic–Lower Cambrian detrital zircon ages (always between 40 and 55%) are assigned to the Pampean cycle (Upper Brasiliano–Pan-African cycles). Ordovician peaks recorded are assigned to the Famatinian cycle, which in all samples represent between 15 and 31%. Silurian aged zircons are more important toward the top of the sequence. These zircon data give the

maximum sedimentation age that is consistent with the fossil record.

The samples from the Sierra Grande Formation have similar  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  evolution comparing to the analyzed sample of the Ventana Group, with the exception of sample SGS007 (Fig. 8). The group of samples with positive  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values correspond to juvenile (mantle) origin, while samples that are close to the line 0 are interpreted as recycled materials from the crust. A negative data corresponds to zircons from crustal origin. Therefore, 30.8% of analyzed zircons crystallized in juvenile magmatic sources, 5.1% on crustal sources, and 64.1% were derived from a significant crustal recycling with an essentially Mesoproterozoic crust (“Grenvillian”).

- (b) The **Providencia Formation** (Upper Ventana Group) also records scarce grains from old cratonic nuclei (Fig. 9). Neoproterozoic zircons (25%) and Cambrian grain ages (47%) are present, from which about 40% could be assigned to the Pampean cycle (Upper Brasiliano–Pan-African cycles). Mesoproterozoic zircon ages with a 17.5%, while the M3 or Grenville-age cycle which is mostly. For the Providencia sample, 5% of zircon grains are of Ordovician age. The results indicate that the deposition in the Providencia paleobasin was not older than *c.*476 Ma (youngest zircon),



**Fig. 9** Representation in percentages “pie” diagrams of the main orogenic cycles provenance data: Famatinian, Pampean–Brasiliano, Mesoproterozoic (including “Grenville”) and Paleoproterozoic to

Archean. Age and system boundaries are presented after the IUGS international stratigraphic Chart 2009

whereas the stratigraphic age could be Silurian based in ichnofossil record. It should be noted that the U–Pb data from detrital zircons for the Providencia Formation here presented have different patterns from the Balcarce Formation samples (Upper Ordovician to Lower Silurian) cropping over the Tandilia region as a last transgression covered the Río de la Plata craton (Pankhurst et al. 2006; Zimmermann and Spalletti 2009). In this mentioned unit, a clear contribution of Paleoproterozoic zircons from the cratonic basement is presented.

- (c) The **Lolén Formation** records Paleoproterozoic ('Transamazonian') detrital zircons (7%), and older grains are absent (Fig. 9). Mesoproterozoic ages (37%) resulted in a considerable percentage of contribution of grains in the basin; half of that percentage can be assigned to the Grenville-age cycle. The Neoproterozoic ages (Upper Brasiliano–Pan-African cycles) has fallen to 15%, which is a notable difference with the Providencia Formation and also with all samples of the Sierra Grande Formation, which recorded an average of 33% of grains of this age. Middle Cambrian-aged zircons are 4%, but instead the Ordovician grains are more abundant (22%) and Silurian-aged zircons are present in 4%. Finally, the 11% of Devonian-aged zircons registered the maximum sedimentation age (*c.*387 Ma) in the Middle Devonian, this set up a part of the Famatinian cycle with a contribution of 41%. After Tankard et al. (2009), this change of input record could be related to the location of Ventania at the margin of the 'Cape basin' during maximum subsidence time. The Lolén Formation was deposited during the "Devonian cycle" recognized within the Paraná basin that appears as a widespread subsidence and accumulation event in separate basin tracts in upper and lower plate settings (Milani 2007; Tankard et al. 2009). These sedimentary conditions with a new lithospheric deflection could also be responsible for the change in the zircon patterns, with exposure of predominantly older source terranes.

## Discussion

### Paleogeographic aspects

In southern South America and South Africa, the major cratonic elements comprise cratons such as the Río de la Plata, and the Kalahari (or Kaapval) and several smaller crustal fragments, and Mesoproterozoic and Neoproterozoic–Cambrian mobile belts that were involved in the final amalgamation of West Gondwana. Following amalgamation, the

proto-Andean Gondwana margin continued to be active with addition of oceanic crust material and remobilization of existing parts of the margin (Ramos 1988; Cawood 2005). In this tectonic scenario, the Silurian–Devonian Ventania–Sierra Grande depocenters were developed over continental crust by rheologic weakening. This tectonic setting resulted in progressive migration of the depocenters and influenced the evolution of fold-belts, adjoining foreland basins and the cratonic interior (Milani 2007).

### Main detrital zircon sources

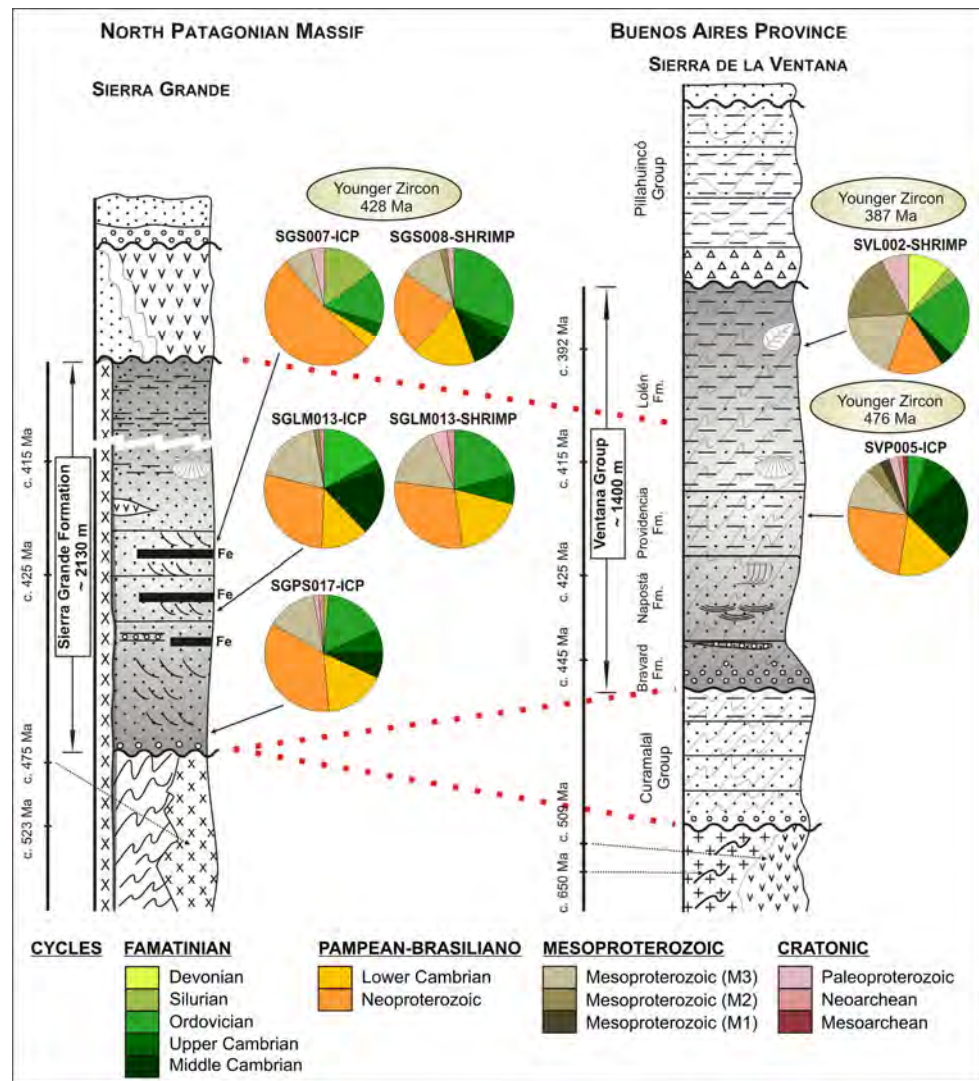
Taking into account the scarce paleocurrent directions recognized in the Sierra Grande and Ventania areas and the comparison with the Cape Supergroup in South Africa (Johnson et al. 2006 and references therein), it is clear that the paleoenvironments were not static, but rather shifted southward and northward several times in line with the marine transgressions and regressions that took place. The age distribution of detrital zircons reflects the ages and approximate proportions of zircons in the source regions. Constrains on provenance of the main detrital zircon sources could be as follows, from older to younger age components (Fig. 10):

**Archean to Paleoproterozoic:** It is highly likely that the source rocks of the obtained small cluster of zircons are derived from the erosion of the Río de la Plata and/or the Kalahari (Kaapval) cratons. Considering the low percentage of contribution to the Silurian–Devonian basins, the ancient nuclei could have been mainly covered by older units; or the main paleocurrents were in other directions; or they could have different paleogeographic positions, although there is no clear evidence for the later.

**Mesoproterozoic:** Most important outcrops of Late Mesoproterozoic rocks occur throughout western South America and in the Namaqua-Natal belt in South Africa. The obtained prominent age clusters at 1.0–1.2 Ga in both studied regions reflect the relevance of a Mesoproterozoic event, partially known as Sunsás orogenic belt (Cordani et al. 2000; Schwartz and Gromet 2004; Casquet et al. 2006; Rapela et al. 2007; Adams et al. 2008; Willner et al. 2008; Santos et al. 2008; Ramos 2009, and references therein) or also called Grenvillian-age cycle. The source of detrital zircons could be a belt in Argentina known as Pampia terrane (Fig. 1b) where Escayola et al. (2007) and Leal et al. (2003) among others cited the presence of Mesoproterozoic crust. If the Cuyania terrane with a Mesoproterozoic ('Grenvillian') basement of Laurentian affinity and outcropped at the Pie de Palo, Maz and Umango ranges was accreted to Gondwana during Middle Ordovician time, it could also constitute a source of zircons



**Fig. 10** Stratigraphic sketch columns of the Sierra Grande and Ventania regions with main lithostratigraphic characteristics and showing the obtained U–Pb ages of the studied detrital zircons represented in circular “pie” diagrams. Shaded *red lines* are tentative correlations between both stratigraphical columns. Note that both basement complexes (Varela et al. 1997, 2008; Gregori et al. 2005; Rapela et al. 2003; Pankhurst et al. 2006) have different igneous-metamorphic origins but with similar ages and the Curamalal Group in Ventania does not correlate with Sierra Grande region where the iron-rich levels appeared. The Carboniferous–Permian sedimentary record of the Ventania sequence (Pillahuincó Group) with classical Gondwanan glacial diamictites (Lopez Gamundi et al. 2006) does not appear in Sierra Grande region. The Ventania system records more intense folding during the Gondwanide orogeny (von Gosen et al. 1991)



of Mesoproterozoic age. A possible contribution from the Namaqua-Natal belt in South Africa (Robb et al. 1999) and the Malvinas crust (Cingolani and Varela 1976; Thomas et al. 1998) could not be ruled out. Eastward paleocurrents in the Upper Ventana Group–Sierra Grande Formation, which coincides with data from the Cape Supergroup in South Africa (Johnson et al. 2006; Tankard et al. 2009), tend to support such a contribution from the Namaqua-Natal province.

**Neoproterozoic to Lower Ordovician:** Zircon-bearing rocks of these ages are abundant in southern South America as well as in once-contiguous parts of western Africa and display evidence of uplift and denudation between Silurian–Devonian times. The contribution of zircons of these ages may range from units that make up both the low-grade metamorphic basement of the Sierra Grande Formation as well as the basement of the Ventania system. In a more comprehensive source can be clearly

inferred denudation of the Pan-African–Brasiliano belt (Pampean orogeny).

**Middle Ordovician–Silurian:** Zircon grains of these ages were probably derived from erosion of the igneous rocks that intruded the metamorphic basement of the Sierra Grande Formation. The Punta Sierra Plutonic Complex may have been the source of Ordovician zircons. In other words, the denudation of the Famatinian magmatic rocks could have been an input for the Sierra Grande, Providencia, and Lolén Formations.

**Devonian:** Zircons of these ages were recorded only in the upper part of the Lolén Formation and could be derived from the final Famatinian magmatic arc (“Achalian Orogenic Cycle”, after Sims et al. 1998). Coeval potential rock sources are cited but coming from the southwest: Varela et al. (2005) have obtained Devonian U–Pb ages on granitoids of Patagonia; and Tickyj et al. (2009) registered

in Frontal Cordillera of Mendoza a syntectonic Lower Devonian granodiorite.

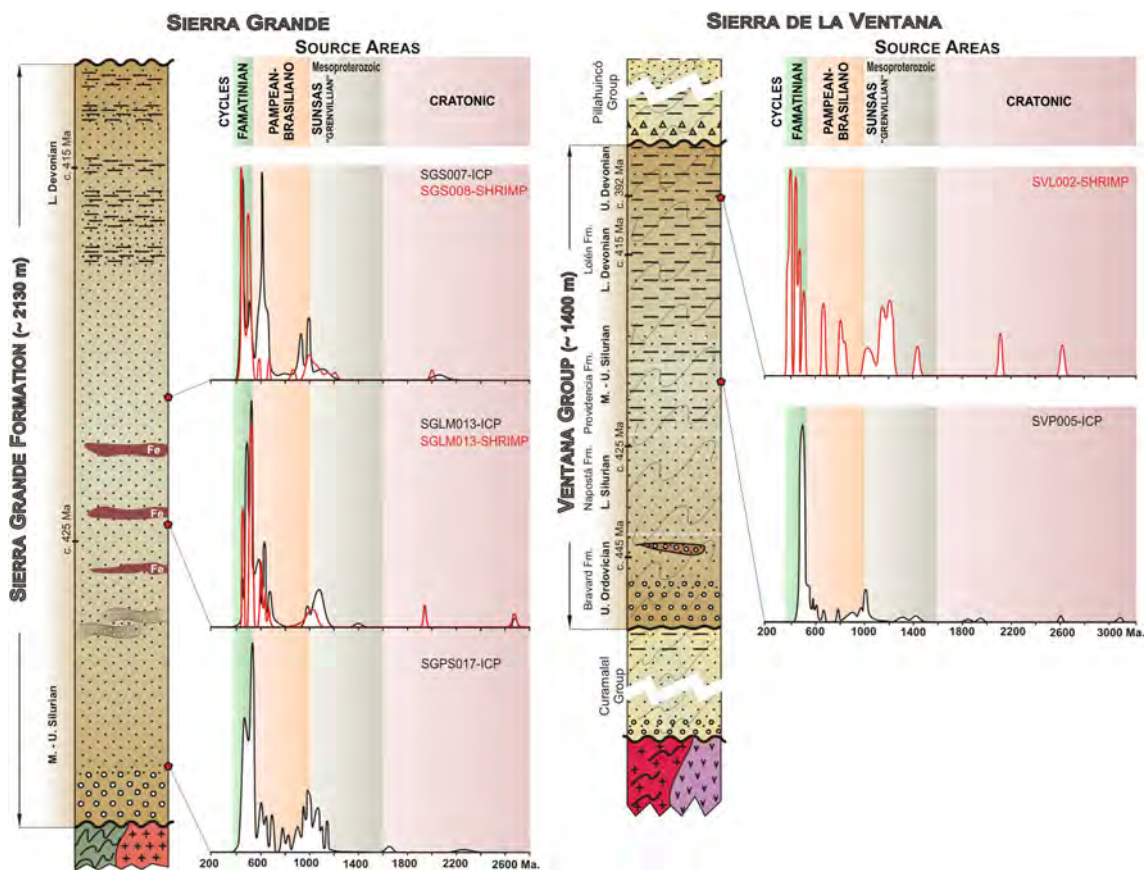
#### Comparison of the isotopic data

The U–Pb results (Fig. 11) show a consistency for both regions, with the presence of Neoproterozoic and Cambrian–Ordovician zircon ages as the primary source, while Mesoproterozoic ages appear with a strong presence in all samples but as a secondary cluster. The Early Paleozoic sedimentary rocks of Ellsworth–Whitmore Mountains of Antarctica as a part of the Gondwanide Orogen display the same pattern of age populations that are consistent with a provenance from within Gondwana (Flowerdew et al. 2007). Paleoproterozoic to Neoproterozoic zircons appear in small quantity in all samples analyzed from both regions. This is relevant information for the Ventania region taking into account the actual close proximity to the Tandilia region as a southern outcrop of the Río de la Plata craton. It is noteworthy that Lower Ordovician–Early Silurian clastic sequences of the Precordillera display a different pattern of detrital zircon ages characterized by a dominantly

Mesoproterozoic source, a less abundant Neoproterozoic population, and few Famatinian zircon ages (Abre et al. 2008 and references therein).

#### Final remarks

1. The U–Pb detrital zircon study provides further documentation of a substantial contribution from Neoproterozoic–Lower Cambrian sources for the Sierra Grande and Providencia Formations. Secondary sedimentary inputs record Middle Cambrian to Silurian and Mesoproterozoic (‘Grenvillian’) ages. A diminution of Mesoproterozoic zircon age percentages from bottom to top within the Sierra Grande Formation was found.
2. The maximum sedimentation ages (younger zircons dated) are 428 Ma for the Sierra Grande unit and 476 Ma for the Providencia (Upper Ventana Group).
3. Lu–Hf data indicate that zircons from both regions record a significant recycling process with Mesoproterozoic crust, while more than 30% of analyzed zircons crystallized in a juvenile magmatic source.



**Fig. 11** Synthesis and comparison analysis of the Sierra Grande and Ventana studied samples with frequencies and the main source ages (cycles) recognized: Cratonic, Mesoproterozoic, Brasiliano–Pampean

and Famatinian. In *black lines* by ICP-LA and in *red lines* by SHRIMP sample analyses. See “Discussion” in text

4. The Lolén Formation-studied sample of the upper part of the Ventana Group shows a different U–Pb age pattern compared with all other samples. It shows mainly Late Famatinian and Mesoproterozoic detrital zircon clusters and the presence of Neoproterozoic and Paleoproterozoic zircon ages as secondary peaks. This indicates that important changes regarding tectonic history of the depocenter during Middle-Upper Devonian occur. The youngest zircon age is 387 Ma (maximum sedimentation age).
5. A few contributions from Archean to Paleoproterozoic sources were found. This means that the Río de la Plata/Kaapval cratons were not a main source for detritus input to the basins during Silurian–Devonian times.
6. Detrital zircon patterns of both regions suggest that the detritus were derived from Gondwanan sources and from terranes accreted during the Pampean (Brasiliano–Pan-African) and Famatinian orogenic cycles.

**Acknowledgments** This research was partially financed by CONICET PIP grants 5027 and 112-00647. The Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, La Plata) provided the laboratory facilities for sample preparation. To Prof. K. Kawashita and technical staff of the Laboratorio de Geología Isotópica (Porto Alegre, Brazil), we are grateful for several comments received during the zircon grain preparations and ICP-LA analyses. We wish to specially thank A. Tankard (Canada) and R. Newton (South Africa) for their very relevant comments on different phases of the work that improved the interpretation of results. We would like to thank P. Abre and M. Manassero for partially review of the English of an early version of the manuscript. Many facilities were obtained from the University of La Plata, Argentina, where the PhD thesis of the first author is currently ongoing. We are deeply grateful for the effort made by the reviewers and editors in helping to obtain a better quality manuscript.

## Appendix 1

### Sierra Grande Formation

The unit is predominantly composed of mature quartz-rich sandstones interlayered with shales, subordinated conglomerates and the classic oolitic iron horizons. The maximum thickness of the unit is about 2,130 m and was subdivided in three members known, from base to top, as Polke, San Carlos and Herrada (Zanettini 1981, 1999). The most abundant lithological type is light-colored, quartz and mica-rich sandstone. However, iron-rich sandstones and wackes are also present. Cross-stratification and ripple-marks were recognized. The quartz-rich sandstone layers can easily be followed in the mountain landscape, being therefore useful as key-levels. Sandstone and interbedded shale colors vary between white, gray and brown, often associated with red oolitic iron-mineralized horizons. The

presence of mica-rich sandstones and wackes become more conspicuous toward the western outcrops, near the “Yacimiento Sur” and Loma de los Fósiles (Fig. 3). Conglomerates and coarse facies sandstones occur in the base of the unit at the eastern Atlantic side of the region. The unit was developed in an open marine environment, with shallow deep shelf areas dominated by processes of waves and storms. Offshore sedimentation was governed by conditions of good weather and storms represented by the heterolithic facies (Huber-Grünberg 1990; Spalletti et al. 1991; Spalletti 1993). The environmental characteristics of shallow water and low rate of sedimentation, warmer paleoclimatic conditions and a general high sea level stage favoured the iron concentrations. The coastline would have developed with NW–SE direction (Spalletti 1993). After Rossello et al. (1997), the tectonic evolution can be considered as part of a large-scale intracontinental deformation in SW Gondwana inboard of an Andean-type compressive margin. This deformation is characterized by transpression combined with overthrusting to the NE and N–S horizontal contraction. Marine invertebrates (brachiopods, gastropods, trilobites, bivalves and conularids) and certain ichnofossils had been recorded mainly at the Loma de los Fósiles and “Yacimiento Este” areas (Müller 1965; Manceñido and Damborenea 1984; Spalletti et al. 1991). The faunistic record assigned a Middle-Upper Silurian to Lower Devonian age to the Sierra Grande Formation where Wenlockian biozones and endemic components related to the Malvinokaffric realm had been also recognized. Furthermore, the stratigraphical position of the Sierra Grande Formation is constrained by the Ordovician isotopic age of the granitoids from the Punta Sierra Plutonic Complex that intrude the Neoproterozoic–Cambrian basement (Varela et al. 2008).

## Appendix 2

### Upper Ventana Group

The Providencia Formation shows an increase in the amount of fine-grained rocks; although pink and reddish to whitish gray-colored quartz-rich sandstones is still the dominant lithotype. The layers are mainly massive but cross-stratification is also observable along the 300-m-thick sequence. The Silurian age (Rodríguez 1988) for this unit was stratigraphically constrained. The Lolén Formation with a 450- to 600-m-thick (Harrington 1972, 1980), which comprises a variety of more immature lithologies: quartz-rich sandstones, feldspar–quartz-rich and mica-rich sandstones and wackes (Andreis 1964b; Massabie and Rossello 1984), coarse sandstones and conglomerates to fine pebbles are also present in the unit. Fine-grained rock levels are irregularly distributed throughout the sequence and

micaceous black shales are partly metamorphosed into slates. Brachiopod molds identified as *Cryptonella* sp. cf. *baini*, *Schellwienella* sp. and others representative of the Malvinokaffric realm were recorded 100 m above the bottom of the unit (Harrington 1972, 1980), allowing to assign these levels to the Lower Devonian (Andreis 1964a), similarly to other Gondwanan regions (Bokkeveld Group in the Cape Fold Belt or Fox Bay Formation in Malvinas). Cingolani et al. (2002) described the first record of fossil plants in upper reddish levels of the unit, recognizing *Haplostigma* sp. and *Haskinsia* cf. *H. colophylla*, suggesting the Middle Devonian age and a shallowing up ('continentalization') sedimentary process.

### Appendix 3

#### Detrital zircon U–Pb and Lu–Hf methodologies

The detrital zircons were obtained after the classical processes of crushing and sieving of about 3–5 kg of each sample. The fractions retained in less than 140-micron mesh were separated using hydraulic processes to obtain heavy minerals pre-concentrates. These pre-concentrates were treated with bromoform ( $\delta = 2.89$ ) to obtain the complete heavy mineral spectra. Methylene iodide ( $\delta = 3.32$ ) was used to obtain a fraction enriched in zircons, followed by an electromagnetic separation with a Frantz Isodynamic equipment when necessary. The final selection of individual crystals was done by handpicking under a binocular microscope. For isotopic dating, all zircon grains were mounted in 2.5-cm-diameter circular epoxy mounts and polished down until the zircons were just revealed. Images of zircons were obtained using the optical microscope (Leica MZ 125) and backscatter electron microscope (JEOL JSM 5800). Zircon grains were dated with a laser ablation microprobe (New Wave UP213) coupled to a MC-ICP-MS (Neptune) at the Laboratório de Geología Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. Isotope data were acquired using static mode with spot sizes of 25 and 15  $\mu\text{m}$ . Laser spots for U–Th–Pb selection were guided by internal structures as seen in SEM images of the mounted and polished grains. Laser-induced elemental fractional and instrumental mass discrimination were corrected by the reference zircon GJ-1 (Simon et al. 2004), following the measurement of two GJ-1 analyses to every five-sample zircon spots. The external errors were calculated after propagation error of the GJ-1 mean and the individual sample zircon (or spot). The laser operating conditions were laser output power of 6 J/cm<sup>2</sup> and a shot repetition rate of 10 Hz. The cup configuration of the MC-ICP-MS Neptune was Faradays <sup>206</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U, MIC's

<sup>202</sup>Hg, <sup>204</sup>Hg + <sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb. The gas input included a coolant flow (Ar) at 15 l/min, an auxiliary flow (Ar) at 0.8 l/min and a carrier flow of 0.75 l/min (Ar) + 0.45 l/min (He); the acquisition was at 50 cycles of 1.048 s. For the interpretation of the detrital zircon ages, only concordant or nearly concordant (less than 10% discordant) data were considered.

U–Pb SHRIMP analyses were undertaken on SHRIMP II and RG of the Research School of Earth Sciences of the Australian National University, Canberra, Australia. Zircon crystals were handpicked, mounted in epoxy resin, ground to half-thickness and polished with 3- and 1- $\mu\text{m}$  diamond paste; a conductive gold-coating was applied just prior to analysis. The grains were photographed in reflected and transmitted lights, and cathodoluminescence (CL) images were produced in a scanning electron microscope in order to investigate the internal structures of the zircon crystals and to characterize different populations as well. SHRIMP analytical procedures followed the methods described in Compston et al. (1984) and Williams (1998). The standard zircon SL13 was used to determinate U concentration, and the U–Pb ratios were referenced to the zircon standard FC1. Raw isotopic data were reduced using the Squid program (Ludwig 2001), and age calculations and Concordia plots were done using both Squid and Isoplot/Ex software (Ludwig 2003). Analyses and ages for individual SHRIMP spots are listed in the data tables and plotted on Concordia diagrams with 1 $\sigma$  uncertainties. Where data are combined to calculate an age, the quoted uncertainties are at 95% confidence level, with uncertainties in the U–Pb standard calibration included in any relevant U–Pb intercept and Concordia age calculations.

The Hf isotope determinations of zircon grains by LA-ICP-MS were performed at the Laboratory for Isotope Geology, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. A Neptune MC-ICP-MS (Thermo Finnigan) was used to measure Lu, Yb and Hf isotopic signals. The mass spectrometer contains 9 Faraday collectors to detect simultaneously the isotopes required for this methodology. The laser ablation system used in this study was a New Wave Research 213 UV. To obtain further improvements in precision of the Hf isotopic data from zircon material with 40- $\mu\text{m}$  ablation pit size, a N<sub>2</sub> mixing technique was applied (Iizuka and Hirata 2005). In order to optimize the N<sub>2</sub> gas flow rate, the effect of the N<sub>2</sub> gas flow rate on elemental sensitivity was investigated, varying the N<sub>2</sub> gas flow rate using the zircons GJ-1. Signal intensities for three isotopes (<sup>179</sup>Hf, <sup>175</sup>Lu and <sup>173</sup>Yb) obtained from zircon standards increased with N<sub>2</sub> gas flow rate. For the corrections in isobaric interferences of Lu and Yb isotopes on mass 176, the isotopes <sup>171</sup>Yb, <sup>173</sup>Yb and <sup>175</sup>Lu were simultaneously monitored during each analysis. The <sup>176</sup>Lu and <sup>176</sup>Yb were calculated using <sup>176</sup>Lu/<sup>175</sup>Lu of 0.026549

and  $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$  of 1.123456 (Chu et al. 2002; Thirlwall and Walder 1995). The correction for instrumental mass bias used an exponential law and a  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  value of 0.7325 (Patchett et al. 1981) for correction of Hf isotopic ratios. Data were corrected and normalized following the procedure of the laser ablation analyses, in the excel sheet. Each analysis session has the  $\beta\text{Hf}$  and  $\beta\text{Yb}$  factors, and in each zircon analysis, we calculate a new  $\beta\text{Hf}$  and  $\beta\text{Yb}$  cycle. The mass bias behavior of Lu was assumed to follow that of Yb. It has been noted before that the Yb interference correction is crucial for precise and accurate  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  obtained by laser ablation analysis (Woodhead et al. 2004).

## References

- Abre P, Zimmermann U, Cingolani CA, Cairncross B (2008) Provenance of ordovician to silurian clastic sequences of the Cuyania terrane (Argentina) and its geotectonic implications. 17<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Jujuy 3:1273–1274
- Adams CJ, Miller H, Toselli A, Griffin WL (2008) The Puncoviscana formation of northwest Argentina: U–Pb geochronology of detrital zircons and Rb–Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 247:341–352
- Andreis RR (1964a) Estudio de la zona con braquiópodos del grupo de Lolén (Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires). Comisión Investigaciones Científicas. Provincia de Buenos Aires, *Notas* 2(5):1–10 (La Plata)
- Andreis RR (1964b) Petrología del grupo eodévónico de Lolén Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). Comisión Investigaciones Científicas. Provincia de Buenos Aires. *Anales* V:79–124 (La Plata)
- Avila JC (1982) Problemas geológicos estructurales en la explotación minera de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas* 5:141–169 (Jujuy)
- Braitsch O (1965) Das Paleozoikum von Sierra Grande (Prov. Río Negro, Argentinien) und die altkaledonische faltung im östlichen Andenvorland. *Geologische Rundschau* 54(2):698–714
- Busteros A, Giacosa R, Lema, Zubia M (1998) Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. SEGEMAR 75p
- Casquet C, Pankhurst RJ, Fanning M, Baldo E, Galindo C, Rapela CW, Casado JMG, Dahlquist JA (2006) U–Pb SHRIMP zircon dating of Grenvillian metamorphism in western Sierras Pampeanas (Argentina): correlation with the Arequipa–Antofalla craton and constraints on the extent of the Precordillera Terrane. *Gondwana Res* 9(4):524–529
- Cawood PA (2005) Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Sci Rev* 69:249–279
- Chu NC, Taylor RN, Chavagnac V, Nesbitt RW, Boella RM, Milton JA, German CR, Bayon G, Burton K (2002) Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J Anal Atomic Spectrosc* 17:1567–1574
- Cingolani CA, Dalla Salda L (2000) Buenos Aires cratonic region. In: Cordani U, Milani E, Thomaz Filho A, Campos D (eds) *Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro*, pp 139–146
- Cingolani CA, Varela R (1976) Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. 6<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, *Actas* 1:457–474 (Buenos Aires)
- Cingolani CA, Berry CM, Morel E, Tomezzoli R (2002) Middle Devonian lycopsids from high southern paleolatitudes of Gondwana (Argentina). *Geol Mag* 139(6):641–649 (Cambridge University Press)
- Cobbold PR, Massabie AC, Rossello EA (1986) Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynica (France)* 2:135–148
- Compston W, Williams IS, Mayer C (1984) U–Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. In: *Proceedings, 14th Lunar Science Conference. Journal of Geophysical Research* 89:B252–B534
- Cordani UG, Sato K, Teixeira W, Tassinari CCG, Basei MAS (2000) Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA (eds) *Tectonic evolution of South America. Proceedings of 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil*, pp 19–40
- Cortés JM, Caminos R, Leanza HA (1984) La cobertura sedimentaria eopaleozoica. *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio 9<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino*, pp 65–84
- Dalla Salda LH, Cingolani CA, Varela R (1992) Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia–Gondwana collision? *Geology* 20:617–620
- De Alba E (1964) Descripción geológica de la Hoja 41j “Sierra Grande”, provincia de Río Negro. *Carta Geológica y Económica de la República Argentina, Boletín* 97, Dirección Nacional de Geología y Minería
- Dickinson WR, Gehrels GE (2003) U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA; paleogeographic implications. *Sed Geol* 163:29–66
- Dimieri L, Delpino S, Turienzo M (2005) Estructura de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*, pp 101–117
- Escayola MP, Pimentel M, Armstrong R (2007) Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U–Pb and Sm–Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35:495–498
- Flowerdew MJ, Millar IL, Curtis ML, Vaughan APM, Horstwood MSA, Whitehouse MJ, Fanning CM (2007) Combined U–Pb geochronology and Hf isotope geochemistry of detrital zircons from early Paleozoic sedimentary rocks, Ellsworth–Whitmore mountains block, Antarctica. *Geol Soc Am Bull* 119:275–288
- Gerdes A, Zeh A (2006) Combined U–Pb and Hf isotope LA–(MC–) ICP–MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet Sci Lett* 249:47–62
- Gregori DA, López VL, Grecco LE (2005) A Late Proterozoic–Early Paleozoic magmatic cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *J S Am Earth Sci* 19:155–171
- Gregori DA, Kostadinoff J, Strazzere L, Raniolo A (2008) Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Res* 14(3):429–450
- Harrington HJ (1947) Explicación de las hojas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería* 61:43
- Harrington HJ (1970) Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Cadena aulacogénica. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25:151–181
- Harrington HJ (1972) Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. In: Leanza A (ed) 1<sup>o</sup> Simposio de Geología Regional

- Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp 395–404
- Harrington HJ (1980) Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba 2:967–983
- Huber-Grünberg A (1990) Sedimentologie, Fazies und Herkunft der kambrisch/ordovizischen und silurisch/unterdevonischen Einheiten von Sierra Grande, Patagonien. Dissertation University of Munich, 196 pp
- Iizuka T, Hirata T (2005) Improvements of precision and accuracy in situ Hf isotope microanalysis of zircon using the laser ablation-MC-ICPMS technique. *Chem Geol* 220:121–137
- Johnson MR, Anhaeusser CR, Thomas RJ (2006) The Geology of South Africa. Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council of Geoscience, Pretoria
- Keidel J (1916) La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las Montañas del Cabo y de los Andes Dirección de Minería y Agricultura. Sección Geología Anales 11(3):5–77 (Buenos Aires)
- Klammer G (1964) Die Palaeozoischen Eisenerze von Sierra Grande, Argentinien. *Zeitschrift Erzbergbau und Metallhüttenweser* 17(10):534–541
- Leal PR, Hartmann LA, Santos JOS, Miró RC, Ramos VA (2003) Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: Nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argent* 58(4):593–607
- Lesta P, Sylwan C (2005) Cuenca de Claromecó. In: Chebli GA, Cortiñas JS, Spalletti LA, Legarreta L, Vallejo EL (eds) Frontera exploratoria de la Argentina 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos 10:217–231 (Mar del Plata)
- López Gamundi O (2006) Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constraints and common characteristics. *J S Am Earth Sci* 22:227–238
- Ludwig KR (2001) Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1, Version 2.49, 2455 Ridge Road, Berkeley
- Ludwig KR (2003) Isoplot 3.00: special publication 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley
- Manceñido M, Damborenea S (1984) Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. In: Ramos V (ed) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro: IX. Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Relatorio, pp 413–466
- Massabie A, Rossello E (1984) Estructuras deformativas en el Abra de la Ventana y adyacencias. Sierras Australes de Buenos Aires, Primera Reunión Sobre Microtectónica, Actas, pp 22–25
- Massabie A, Rossello E, López Gamundí OR (2005) Cubierta Paleozoica-Mesozoica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, pp 85–100
- Max MD, Ghidella M, Kovacs L, Paterlini J, Valladares JA (1999) Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. *Mar Pet Geol* 16:41–64
- Milani EJ (2007) The Paraná Basin: a multi-cycle sedimentary and magmatic intracratonic province of W Gondwana. In: Problems in Western Gondwana Geology, I workshop, Gramado, Brazil, extended abstracts 1:99–107
- Müller H (1965) Zur altersfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande/Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer fossillunde. *Geologische Rundschau* 54(2):715–732
- Naipauer M, Sato AM, González PD, Chemale F Jr, Varela R, Llamabías EJ, Greco GA, Dantas E (2010) Eopaleozoic Patagonia-East Antarctica connection: Fossil and U-Pb evidence from El Jagüelito formation. VII South American Symposium on Isotope Geology, pp 602–605 (Brasília)
- Núñez E, Bachmann EW, Ravazzoli I, Britos A, Franchini M, Lizuain A, Sepúlveda E (1975) Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica 4:247–266
- Palma MA (1989) Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del Continente Austral. Actas Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, Mar del Plata, pp 97–101
- Pankhurst RJ, Rapela CW, Fanning CM, Márquez M (2006) Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Sci Rev* 76:235–257
- Patchett PJ, Kouvo O, Hedge CE, Tatsumoto M (1981) Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib Mineral Petrol* 78:279–297
- Pupin JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73:207–220
- Ramos VA (1984) Patagonia: Un continente Paleozoico a la deriva?. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas 2:311–325 (Bariloche)
- Ramos VA (1986) Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Trans Geol Soc S Africa* 87(2):169–179
- Ramos VA (1988) Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes* 11:168–174
- Ramos VA (2002) Evolución tectónica de la Provincia de Santa Cruz. In: Haller MJ (ed) Geología y recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino. I-23:365–387 (El Calafate)
- Ramos VA (2004) Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of historical success and the present problems. *Gondwana Res* 7(4):1009–1026
- Ramos VA (2008) Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *J S Am Earth Sci* 26(2008):235–251
- Ramos VA (2009) Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the andean orogenic cycle. In: Kay SM, Ramos VA, Dickinson W (eds) Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision. Geological Society of America, Memoir 204:31–65
- Ramos VA, Cortés JM (1984) Estructura e interpretación tectónica. In: Ramos V (ed) Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(12):317–346
- Ramos VA, Kostadinoff J (2005) La cuenca de Claromecó. In: de Barrio RE, Etcheverry RO, Caballé MF, Llamabías E (eds) Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, pp 473–480
- Rapalini AE (1989) Dextral transcurrent movements along the northern boundary of Patagonia, suggested by paleomagnetic data. 1st Congress of Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. *Annals* 3:950–955
- Rapalini AE, Vilas JF (1991) Preliminary paleomagnetic data from the Sierra Grande formation: tectonic consequences of the first mid-Paleozoic paleopoles from Patagonia. *J S Am Earth Sci* 4(1–2):25–41
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Fanning CM, Grecco LE (2003) Basement evolution of the Sierra de la Ventana fold belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *J Geol Soc Lond* 160:613–628
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Fanning CM, Baldo EG, Gonzalez-Casado JM, Galindo C, Dahlquist J (2007) The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Sci Rev* 83:49–82
- Reinoso M (1968) Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geologica Argent* 23(4):287–295 (Buenos Aires)

- Robb LJ, Armstrong RA, Waters DJ (1999) The history of granulite-facies metamorphism and crustal growth from single zircon U-Pb geochronology: Namaqualand, South Africa. *J Petrol* 40:1747–1770
- Rodríguez SG (1988) Trazas fósiles en sedimentitas del Paleozoico de las Sierras Australes Bonaerenses. Segunda Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca), Actas, pp 117–130
- Rossello EA, Massabie AC, López-Gamundi OR, Cobbold PR, Gapais D (1997) Late paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia range, Argentina. *J S Am Earth Sci* 10:389–402
- Santos JOS, Rizzotto GJ, McNaughton NJ, Matos R, Hartmann LA, Chemale F Jr, Potter PE, Quadros MLES (2008) The age and autochthonous evolution of Sunsás Orogen in West Amazon Craton. *Precambr Res* 165:120–152
- Schiller W (1930) Investigaciones Geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata. Sección Mineralogía y Geología. Segunda Serie, Primera parte* 4:101
- Schwartz JJ, Gromet LP (2004) Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambr Res* 129:1–21
- Simon E, Jackson SE, Pearson NJ, Griffina WL, Belousova EA (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem Geol* 211:47–69
- Sims J, Ireland T, Camacho A, Lyons P, Pieters P, Skirrow R, Stuart Smith P, Miró R (1998) U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas margin: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana. In: Pankhurst RJ, Rapela CW (eds) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142:259–281 (London)
- Spalletti LA (1993) An iron-bearing wave-dominated siliciclastic shelf: facies analysis and paleogeographic implications (Silurian-Lower Devonian Sierra Grande Formation, Southern Argentina). *Geol J* 28:137–148
- Spalletti LA, Cingolani CA, Varela R (1991) Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma siluro-eo-devónica de la Patagonia, República Argentina. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, sección Geología* 10:305–318
- Stipanovic PN, Methol EJ (1980) Comarca Norpatagónica. In: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp 1071–1097 (Córdoba)
- Stipanovic PN, Methol EJ, Rodrigo F, Baulies OL, Martínez CG (1968) Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argent* 33(2):67–98 (Buenos Aires)
- Tankard AJ, Welsink H, Aukes P, Newton R, Stettler E (2009) Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa. *Mar Petrol Geol* 26(8):1379–1412
- Thirlwall MF, Walder AJ (1995) In situ hafnium isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry. *Chem Geol* 122:241–247
- Thomas RJ, Jacobs J, Armstrong RA, Henjes-Kunst F (1998) Geochronology of the Mesoproterozoic Cape Meredith Complex, West Falkland: comparisons with Natal and East Antarctica (Extended Abstract). *J Afr Earth Sci* 27(1A):194–195
- Tickyj H, Fernández MA, Chemale Jr F, Cingolani CA (2009) Granodiorita Pampa de los Avestruces, Cordillera Frontal, Mendoza: un intrusivo sintectónico de edad devónica inferior. XIV Reunión de Tectónica, Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba. Resúmenes. p 27
- Tomezzoli RN, Cristallini EO (2004) Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argent* 59(2):330–340
- Uríz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr F, Armstrong RA (2008a) U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology, pp 162–162 (San Carlos de Bariloche)
- Uríz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr F, Macambira MJ (2008b) Edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Ventana (provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de procedencia. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas II:912–913 (San Salvador de Jujuy)
- Varela R, Cingolani CA, Sato AM, Dalla Salda L, Brito Neves BB, Basei MAS, Siga Jr O, Teixeira W (1997) Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North Patagonian Massif Argentine. South American Symposium on Isotope Geology (Sao Paulo/Brazil, 15–18 June 1997). Extended Abstracts, pp 326–329
- Varela R, Basei MAS, Cingolani CA, Siga O Jr, Passarelli CR (2005) El Basamento Cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32:167–182
- Varela R, Basei MAS, González P, Sato AM, Sato K (2008) Granitoides Famatinianos y Gondwánicos en Sierra Grande. Nuevas edades radimétricas método U-Pb. 17° Congreso Geológico Argentino. Acta II:914–915 (San Salvador de Jujuy)
- von Gosen W (2002) Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *J S Am Earth Sci* 15:591–623
- von Gosen W (2003) Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina). Implications for a Patagonia Plate. *Tectonics* 22(1):5/1–5/33
- von Gosen W (2009) Stages of late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geol Mag* 146(1):48–71
- von Gosen W, Buggisch W, Krumm S (1991) Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics* 185:335–356
- Williams IS (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks WCP III, Ridley WI (eds) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Society of Economic Geologists Short Course 7
- Willner AP, Gerdes A, Massonne HJ (2008) History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°–36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chem Geol* 253(3–4):114–129
- Woodhead JD, Hergt JM, Shelley M, Eggins S, Kemp R (2004) Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation. *Chem Geol* 209:121–135
- Zanettini JCM (1981) La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argent* 36(2):160–179
- Zanettini JCM (1999) Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. In: Zappettini EO (ed) *Recursos minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y recursos minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Anales 35:745–762 (Buenos Aires)
- Zimmermann U, Spalletti LA (2009) Provenance of the lower Paleozoic Balcarce formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): Implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana. *Sed Geol* 219(1–4):7–23



## RESULTADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd Y Lu-Hf DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS SILÚRICO-DEVÓNICAS DEL SECTOR ORIENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO Y DE SIERRA DE LA VENTANA

Norberto J. Uriz<sup>1</sup>, Carlos A. Cingolani<sup>1,2</sup> y Farid Chemale Jr.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>División Científica de Geología-Facultad Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, (1900)-La Plata, Argentina. [nuriz@fcnym.unlp.edu.ar](mailto:nuriz@fcnym.unlp.edu.ar); <sup>2</sup>CIG (UNLP-CONICET): Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 1-644, (1900)-La Plata, Argentina. [ccingola@cig.museo.unlp.edu.ar](mailto:ccingola@cig.museo.unlp.edu.ar); <sup>3</sup>Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasil. [faridchemale@gmail.com](mailto:faridchemale@gmail.com)

Se presentan las edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  (roca total) y las relaciones isotópicas Lu-Hf de circones detríticos de unidades sedimentarias silicoclásticas, equivalentes tanto en edad como en sus características litológicas, aflorantes en dos ámbitos geológicos distantes unos 500 km. Corresponden por un lado, a la parte superior del Grupo Ventana expuestas en las Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires e integrada de base a techo, por las Formaciones Bravard, Napostá (FN), Providencia (FP) y Lolén (FL), y por otro, la Formación Sierra Grande (FSG), presente en el borde oriental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. Sobre la base del conocimiento previo, el intervalo estratigráfico para las tres unidades superiores del Grupo Ventana (FN, FP y FL) comprende el lapso Silúrico-Devónico medio, mientras que la FSG queda limitada entre el Silúrico medio-superior a Devónico inferior. En recientes trabajos (Uriz *et al.*, 2008; 2010), se han presentado los datos U-Pb (LA-ICP-MS y SHRIMP) en circones detríticos de ambos sectores, registrando patrones de procedencia semejantes con picos principales del Neoproterozoico y Cámbrico-Ordovícico, mientras que las edades del Mesoproterozoico se presentan como grupo secundario.

Como complemento de los datos citados, se han aplicado las metodologías Sm-Nd y Lu-Hf. Los isótopos del Nd han sido ampliamente utilizados como indicadores de procedencia (Nelson y DePaolo, 1988; McLennan *et al.*, 2003). Las características isotópicas del Nd en rocas sedimentarias terrígenas conforman una 'mezcla promedio' de las fuentes que suministraron los detritos a la cuenca. En tanto que, los análisis Lu-Hf en circones detríticos (previamente datados por U-Pb) contribuyen a identificar la fuente del magma a partir del cual cristalizaron. Para el análisis de las edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  se utilizaron 5 muestras para el Grupo Ventana, de las cuales una corresponde a los niveles inferiores-medios de la FN (SVN054), otra para la FP (SVP005) ubicada hacia el techo de la unidad y 3 muestras distribuidas en distintos niveles de la FL (SVL050 de la parte inferior; SVL036 en los niveles medios y SVL060 parte superior), mientras que para la FSG fueron analizadas 3 muestras pertenecientes a distintas secciones de la parte superior de la misma (SGS010, SGLF024 y SGE027). Los análisis isotópicos fueron realizados en el Laboratorio de Geología Isotópica de la UFRGS, Porto Alegre, Brasil (Chemale *et al.*, 2010; Uriz *et al.*, 2010).

Resultados Sm-Nd (roca total): Para el Grupo Ventana los resultados pueden sintetizarse como sigue (Fig. 1a). La FN ( $t=430$  Ma) registra una edad modelo  $T_{DM}$  de 1,34 Ga (Mesoproterozoico medio) y  $\epsilon Nd(t)$  de -4,4. Por su parte la FP ( $t=420$  Ma) presenta un valor  $T_{DM}$  de 1,91 Ga (Paleoproterozoico medio) con un  $\epsilon Nd(t)$  de -13,3, mientras que las muestras analizadas correspondientes a la FL ( $t=407$  Ma) han resultado del orden de 1,71; 1,78 y 1,88 Ga (Paleoproterozoico temprano) con valores negativos de  $\epsilon Nd(t)$  de -6,9; -4,5 y -10,6 respectivamente. Se puede observar un cambio en las edades modelos  $T_{DM}$  entre la FN y las unidades suprayacentes, lo cual podría significar una variación de sus fuentes, aunque siempre corticales. Para la FP y para las muestras de los niveles inferiores de la FL las edades modelo  $T_{DM}$  resultan similares, con  $\epsilon Nd(t)$  negativos. Para la FSG ( $t=415$  Ma) los análisis arrojaron edades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  del orden 1,36; 1,47 y 1,94 Ga y valores de  $\epsilon Nd(t)$  -4,3; -5,7 y -13,6 respectivamente. Las edades modelos  $T_{DM}$  obtenidas comprenden el rango entre el Mesoproterozoico medio a Paleoproterozoico medio, que expresa el espectro promedio de las edades modelo de las rocas fuente (Fig. 1a). De la comparación de los resultados y el análisis de los datos Sm-Nd  $T_{DM}$  para las unidades del Grupo Ventana (FN, FP, FL) y de la FSG se desprende que comparten una similar herencia de las fuentes aportadas a los depocentros.

Datos isotópicos Lu-Hf (LA-ICP-MS): Se analizaron 30 circones detríticos de la FSG cubriendo la mayor parte de las poblaciones datadas previamente por U-Pb (LA-ICP-MS) (Uriz *et al.*, 2010). Los datos obtenidos muestran que los circones pertenecientes a edades mesoproterozoicas registran relaciones  $^{176}Hf/^{177}Hf$  para  $\epsilon Hf(t)$  entre 9,46 y -20,46 y edades modelo  $T_{DM}$  entre 1,27 y 2,39 Ga. Los circones neoproterozoicos varían entre 11,04 y -14,53 con  $T_{DM}$  Hf entre 1,07 y 1,77 Ga. Por su parte los circones paleoproterozoicos y arqueanos presentan relaciones de  $\epsilon Hf(t)$  de 7,07 y -7,87 y edades  $T_{DM}$  Hf entre 1,80 y 2,75 Ga. Finalmente los circones con edades que comprenden al denominado 'Ciclo Famatiniano' (Cámbrico medio a Devónico) muestran relaciones

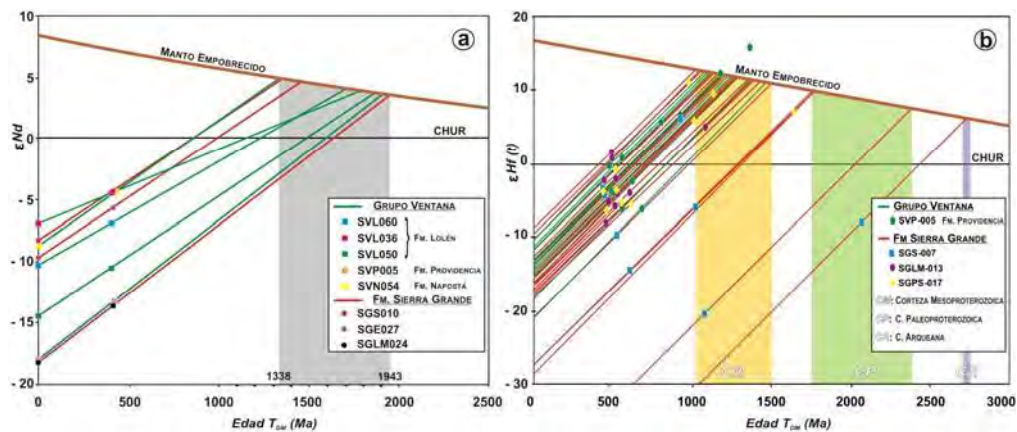




isotópicas de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  1,5 y -9,28 y edades modelo  $T_{\text{DM}} \text{ Hf}$  de 1,05-1,51 Ga. Para la *FP* (Grupo Ventana) fueron analizados 10 granos de circones, que registran los de edades U-Pb mesoproterozoicas, relaciones de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  para  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre 12,25 y 15,79 y edades  $T_{\text{DM}} \text{ Hf}$  de 1,20-1,22 Ga. Los pertenecientes al grupo del Neoproterozoico tienen  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre 6,57 y -6,27 y edades  $T_{\text{DM}} \text{ Hf}$  entre 1,13-1,50 Ga. Finalmente los circones del Cámbrico superior-Ordovícico muestran  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre -0,37 y -4,11 y  $T_{\text{DM}} \text{ Hf}$  entre 1,11-1,27 Ga (Fig. 1b).

Las muestras de la *FSG* tienen una evolución similar de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  comparadas con la muestra de la *FP*, con la excepción de la SGS007. El grupo de circones con valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  positivos corresponden a un origen mantélico juvenil, mientras que los que se encuentran cercanos a línea 0 son interpretados como materiales reciclados de la corteza y finalmente los valores negativos corresponden a circones de origen cortical. Se puede deducir así que el 31% de los circones analizados han cristalizado de fuentes magmáticas juveniles, el 5% de fuentes corticales y el 64% han derivado de un significativo reciclaje cortical de una fuente esencialmente mesoproterozoica.

**Agradecimientos:** Al CONICET por el apoyo económico recibido a través de los PIP 5027 y 0647. Al personal de la UFRGS, Porto Alegre, Brasil por su colaboración, especialmente por las sugerencias aportadas por A. Bertotti. La presente contribución es parte del trabajo de tesis doctoral (UNLP) del primer autor.



**Figura 1. a)** Diagrama de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  vs. Edad  $T_{\text{DM}}$  según DePaolo (1981) para las unidades del Grupo Ventana (*FN*, *FP* y *FL*) y Formación Sierra Grande (*FSG*). Se destaca con franja gris el intervalo de edades  $T_{\text{DM}}$  obtenidas. **b)** Diagrama comparativo de la evolución  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  vs. Edad  $T_{\text{DM}}$  de circones detriticos de la *FP* y de la *FSG*. El cálculo del manto empobrecido se realizó según Patchett et al. (1981). Los rangos (franjas) principales de  $T_{\text{DM}} \text{ Hf}$  son del Mesoproterozoico y en menor proporción del Paleoproterozoico.

Chemale, F. Jr., Kawashita, K., Dussin, I. A., Ávila, J. N., Justino, D. and Bertotti, A., 2010. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using mixed detector configuration. Anais da Academia Brasileira de Ciencias (en prensa).

Nelson, B.K. and D.J. DePaolo, 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. Journal of Sedimentary Petrology 58:348-357.

McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M., McDaniel, D.K., 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: Lentz, D.R. (Ed.): Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to minerals deposit-forming environments. Geological Association of Canada, GeoText 4, 7-38.

Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. Contributions on Mineralogy and Petrology, 78:279-297.

Uriz, N.J., Cingolani C.A., Chemale Jr. F., Macambira M.J. 2008. Edades U-Pb en circones detriticos del Grupo Ventana (provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de procedencia. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas II: 912-913. San Salvador de Jujuy.

Uriz, N.J., Cingolani C.A., Farid Ch.Jr., Macambira, M.B., Armstrong, R. 2010. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. International Journal of Earth Sciences. (in press) DOI: 10.1007/s00531-010-0597-z

## Procedencia sedimentaria del Paleozoico Inferior-Medio del Grupo Ventana y de la Formación Sierra Grande, Argentina. Nuevas edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos

N.J. Uriz<sup>1</sup>, C.A. Cingolani<sup>1,2</sup> y J.Ch. Marques<sup>3</sup>

<sup>1</sup> División Científica de Geología-Facultad Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, (1900)-La Plata, Argentina, nuriz@fcnym.unlp.edu.ar

<sup>2</sup> CIG (UNLP-CONICET): Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 1-644, (1900)-La Plata, Argentina, ccingola@cig.museo.unlp.edu.ar

<sup>3</sup> Laboratorio de Geología Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, Brasil, juliana.marques@ufrgs.br

El registro de secuencias sedimentarias silicoclásticas de edad Silúrico-Devónico en el margen oriental de Argentina, con manifestaciones en el Sistema de Ventania y en el sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, ha sido objeto de numerosos estudios, atrayendo investigaciones vinculadas a debatir sobre su origen, evolución en el suroeste de Gondwana y especialmente su vinculación con la historia paleogeográfica de Patagonia (Ramos, 1984; Pankhurst *et al.*, 2006)

El Grupo Ventana (Harrington, 1947), expuesto en las sierras homónimas de la provincia de Buenos Aires, está integrado de base a techo por las Formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén, asignadas al lapso Ordovícico Medio-Devónico Medio. Por otro lado, en el sector nororiental de Patagonia, provincia de Río Negro, la Formación Sierra Grande (Müller, 1965), compuesta en orden ascendente por los Miembros Polke, San Carlos y Herrada (Zanettini, 1981, 1999), referidos al Silúrico Medio?-Devónico Inferior, es portadora de importantes horizontes ferríferos de interés minero. Ambas sucesiones se encuentran distantes 500 km aproximadamente, presentando similares características litoestratigráficas, cuyos estudios derivaron en diversos modelos paleogeográficos para explicar su origen. En trabajo precedente, se aportaron datos relacionados a la identificación de las áreas fuentes de detritos (Uriz *et al.*, 2011 y referencias) (Figs. 1a y 1b). La presente contribución amplía los resultados vinculados a establecer la procedencia sedimentaria para estas unidades, a partir de las nuevas edades U-Pb en circones detríticos y su comparación con las obtenidas en trabajos previos.

Los análisis isotópicos fueron realizados aplicando la metodología ICP-LA-MS (Laboratorio de Geología Isotópica, UFRGS, Porto Alegre, Brasil) en una muestra de la Formación Napostá (SVN034 GPS: 38° 04' 35.9'' S -62° 00' 08.2'' W /524 m.s.n.m.) para el ámbito bonaerense y otra de la Formación Sierra Grande (SGLM025 GPS: 41° 39' 27.6'' S -65° 22' 51.3'' W /266 m.s.n.m.) correspondiente a los niveles inferiores del Miembro San Carlos de la comarca nordpatagónica.

Formación Napostá: Se analizaron 44 granos de circones cuyos resultados isotópicos revelan que las edades entre 1006-1381 Ma (Mesoproterozoico) y 449-480 Ma (Ordovícico) se hallan presentes como fuente principal de aporte, mientras que las edades entre 490-532 Ma (Cámbrico) y 547-590 Ma (Neoproterozoico superior) están representadas como contribuciones secundarias en igual proporción. Edades de 1689 Ma (Paleoproterozoico) y 2594-2634 Ma (Neoarqueano) se registran en porcentaje menor. Finalmente, se obtuvo una edad del Silúrico Superior (418 ± 7 Ma) que podría estar indicando una edad máxima de sedimentación para esta unidad. Estos resultados son coherentes con los obtenidos para las muestras estudiadas previamente en esta región (Formaciones Providencia y Lolén; Uriz *et al.* 2011). De esta manera, se identifica un patrón común en los aportes de detritos, reconociéndose circones del ciclo Famatiniano (Cámbrico Medio-Silúrico/Devónico) como fuente dominante, secundariamente componentes de edades mesoproterozoicas y del ciclo Pampeano-Brasiliano (Neoproterozoico-Cámbrico Inferior). Por otro lado, existe una coincidencia respecto a la escasa presencia de circones con edades paleoproterozoicas y neoarqueanas (Fig. 2 a).

Formación Sierra Grande: 53 circones detríticos fueron sometidos al análisis isotópico arrojando edades comprendidas entre 543-664 Ma (Neoproterozoico) como fuente dominante para esta muestra. La fuente secundaria está representada por las edades acotadas entre 491-542 Ma (Cámbrico), siendo más relevante el Cámbrico Inferior. Edades entre 1035-1187 Ma (Mesoproterozoico Superior) y 1861-2081 Ma (Paleoproterozoico) se encuentran presentes de manera subordinada, mientras que el Neoarqueano se registra con un dato de 2627 Ma. La edad mas joven encontrada es de 469 ± 13 Ma (Ordovícico Medio). Teniendo en cuenta la posición estratigráfica de esta muestra y realizando una comparación con las edades obtenidas en los trabajos precedentes para esta misma Formación, se observa que comparten los patrones de fuentes principales correspondientes al ciclo Pampeano-Brasiliano (Neoproterozoico-Cámbrico Inferior), estando escasamente representado el ciclo Famatiniano y las edades mesoproterozoicas, mientras que el Paleoproterozoico y el Neoarqueano permanecen presentes. Los resultados isotópicos obtenidos reflejan similares frecuencias de aportes a la muestra analizada por Naipauer *et al.* (2011) para la región de la mina de hierro oolítico (HIPARSA) donde la presencia de circones del ciclo Famatiniano es escaso (Fig. 2 b).

Integrando estos nuevos resultados con los datos de edades U-Pb recopilados hasta el momento y realizando una comparación de las fuentes que aportaron a estas cuencas, se observa la existencia de una contribución similar reflejada en la presencia dominante de circones detríticos de los ciclos Famatiniano (Cámbrico Medio-

Devónico), Pampeano-Brasiliano (Neoproterozoico-Cámbrico Inferior) y Mesoproterozoico/M3, existiendo variaciones en las proporciones en las cuales se hallan presentes. Las edades paleoproterozoicas y neoarqueanas registradas, continúan indicando la participación de antiguos terrenos cratónicos en el proceso sedimentario. La escasa presencia del ciclo Famatiniano para la muestra SGLM025 sugiere que las fuentes locales ordovícicas aún se encontraban soterradas y no aportaban significativamente a la cuenca. Para la muestra de la Formación Napostá, la edad de  $418 \pm 7$  Ma (Silúrico Superior) obtenida, si bien resulta ser aislada, podría ser considerada como la edad máxima de sedimentación. Los nuevos datos brindados continúan reforzando el modelo de sedimentación de plataforma silicoclástica con la existencia de fuentes similares a ambas cuencas. (Figs. 2a y 2b)

Agradecimientos: Por el apoyo económico recibido del PIP-CONICET 0647. Al personal profesional y técnico de la UFRGS (Porto Alegre, Brasil) que hicieron posible la realización de los análisis isotópicos.

Palabras clave: Procedencia, Paleozoico inferior-medio, Ventania, Patagonia, circones detríticos.

Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería 61: 43 p.  
 Müller, H., 1965. Zur altersfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande / Río Negro in Nordpatagonien aufgrund neuer fossilfunde. Geologische Rundschau 54 (2): 715-732.  
 Naipauer, M., P.D. González, R. Varela, A.M. Sato, F. Chemale Jr., E. Llambías y G. Greco, 2011. Edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos del Miembro Polke, Formación Sierra Grande, Río Negro: ¿Una nueva unidad Cambro-Ordovícica?. 18 Congreso Geológico Argentino, Actas (CD-Room): 113.  
 Pankhurst, R.J., C.W. Rapela, C.M. Fanning y M. Márquez, 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth Science Reviews 76 (3-4): 235-257.  
 Ramos, V.A., 1984. Patagonia: Un continente Paleozoico a la deriva?. 9 Congreso Geológico Argentino Actas 2: 311-325.  
 Uriz, N.J., C.A. Cingolani, F. Chemale Jr., M.B. Macambira y R. Armstrong, 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. International Journal of Earth Sciences, doi: 10.1007/s00531-010-0597-z.  
 Zanettini, J., 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina 36 (2): 160-179.  
 Zanettini, J., 1999. Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. En O. Zappettini (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR Anales 35: 745-762.



Figura 1. Ubicación general de las áreas de estudio y su contexto geotectónico. (a) Sierra de la Ventana, Grupo Ventana; (b) Macizo Nordpatagónico, Formación Sierra Grande.

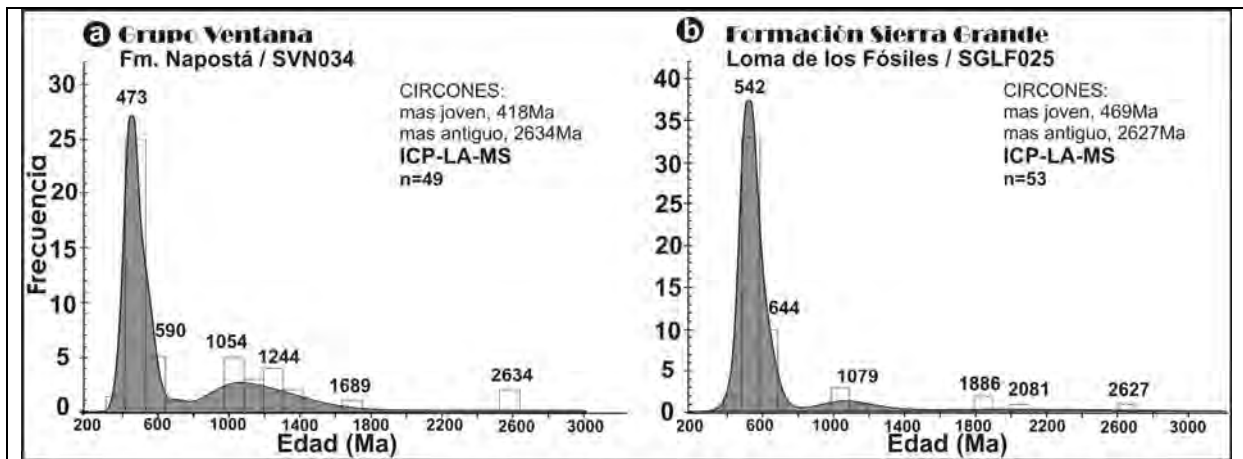


Figura 2. Edades obtenidas para la Formación Napostá, Grupo Ventana (a) y para la Formación Sierra Grande (b).