



Revisión petrológica y estratigráfica del área de Cerro del Corral (San Ramón): nuevos afloramientos de rocas piroclásticas en la cantera El Diamante y sierra del Piojo (cantera Carin IV), Tandilia, Argentina

Jorge A. DRISTAS¹, Juan C. MARTÍNEZ^{1,2}, María C. FRISICALE¹, Franco D. BIANCHI^{1,2} y Constanza BOURNOD¹

¹Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. Argentina.

² INGEOSUR-CONICET Bahía Blanca

Email: jdristas@criba.edu.ar

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 23/08/2024

Aceptado: 29/05/2025

RESUMEN

Estudios realizados sobre las rocas piroclásticas previamente reconocidas en la sucesión neoproterozoica-paleozoica temprana de Tandilia (provincia de Buenos Aires) han permitido mejorar el conocimiento de la cubierta sedimentaria en la región central y sureste de Tandilia. Se realizaron numerosos perfiles en los niveles arcillosos de la unidad, en áreas que se consideraron críticas por la calidad de los afloramientos y su posición estratigráfica, incluyendo las rocas colindantes. Las muestras fueron escrutadas mediante petrografía de detalle y difracción de rayos X, estableciéndose las asociaciones paragenéticas arcillosas, zonación de alteración hidrotermal y evidencias de reemplazo metasomático en los distintos perfiles. Se utilizaron análisis químicos de óxidos mayoritarios, trazas y elementos de las Tierras Raras de las rocas representativas de las unidades estudiadas de trabajos previos de los autores, que permitieron establecer una correlación entre las piroclastitas básicas desde la Sierra de los Barrientos al SE, hasta la Sierra del Piojo en el NO. También se determinó que existen niveles de rocas piroclásticas ácidas en canteras de las localidades de Barker y Olavarría. En conclusión, se considera que la Formación Las Águilas representa un evento piroclástico de carácter básico incluido en la Formación Cerro Largo. Asimismo, las formaciones Las Águilas y Olavarría que están presentes en el área central (Barker) no son equivalentes entre sí, puesto que están separadas por la columna superior de la Formación Cerro Largo. Por lo tanto, se propone modificar la Formación Las Águilas en miembro Las Águilas dentro de la Formación Cerro Largo.

Palabras clave: lapillis y tobas básicos, contaminación epiclástica y accidental, hidrotermalismo, correlación estratigráfica.

ABSTRACT

Petrological and stratigraphic review of the Cerro del Corral area (San Ramón): new outcrops of pyroclastic rocks in El Diamante quarry and Sierra del Piojo (Carin IV quarry), Tandilia, Argentina.

New studies conducted on previously recognized pyroclastic rocks, along with newly discovered outcrops in the sedimentary sequence of the Tandilia ranges, have enabled the establishment of correlations between areas with sparse and isolated exposures in the western, central, and southeastern sectors of Tandilia. In critical zones—due to poor outcrop quality and ambiguous stratigraphic positioning—several vertical profiles were analyzed on clay-rich levels and adjacent lithologies. Petrographic and X-ray diffraction analyses allowed for the identification of paragenetic clay associations, hydrothermal alteration zoning, and metasomatic replacement features. Geochemical analyses, including major oxides, trace elements, and rare earth elements, were performed on representative samples from the studied units. These data revealed a clear correlation between the basic pyroclastic rocks of the Sierra de los Barrientos (southeast) and those of the Sierra del Piojo (northwest). Additionally, equivalent levels of acid pyroclastic rocks were recognized in the Olavarría Formation, permitting stratigraphic correlation among quarry exposures in the Barker and Olavarría localities. We

interpret the Las Águilas Formation as a basic pyroclastic event within the Cerro Largo Formation. Although both the Las Águilas and Olavarría Formations occur in the central Tandilia region (Barker area), they are not stratigraphically equivalent, being separated by the upper section of the Cerro Largo Formation. Consequently, we propose reclassifying the Las Águilas Formation as the Las Águilas Member within the Cerro Largo Formation.

Keywords: basic lapilli and tuffs, epiclastic and accidental contamination, hydrothermalism, stratigraphic correlation.

INTRODUCCIÓN

La geología de Tandilia presenta problemas en la correlación geológica de la cubierta sedimentaria, por lo disperso de sus afloramientos en un área extendida de más de 350 km, en su dirección NO-SE. Distintas formaciones con homogeneidad composicional, mayormente cuarzoarenitas (Formaciones Villa Mónica, Cerro Largo y Balcarce), complican aún más esa correlación geológica. Tradicionalmente se divide esta región en tres áreas: 1) Región NO (Olavarría), 2) Región Central (Sierra de la Tinta-Arroyo Diamante) y 3) Región SE (Mar del Plata-Balcarce). Este trabajo se realizó en la región central y parte de la región SE (San Manuel-Sierra del Piojo) (Fig. 1).

Los afloramientos expuestos en el Cerro del Corral-San Ramón (CCSR), Cerro Nuevo (CN), Sierra de la Tigra (SDLT) y Sierra de los Barrientos (SDLB) (Fig. 1), fueron descriptos por primera vez como rocas piroclásticas en el ámbito de Tandilia por Dristas y Frisicale (1987). Estos autores concluyeron que los yacimientos caolínicos mantiformes que las representan se originaron por la alteración hidrotermal in situ de rocas piroclásticas primarias básicas, que incluyen desde lapillitas a tobas. Además, destacaron que las rocas piroclásticas constituyen una unidad litoestratigráfica de singular importancia, en la medida que se amplíe su reconocimiento en la cubierta sedimentaria de Tandilia.

En el presente trabajo se realiza una revisión profundizando la petrografía y el análisis estratigráfico del estudio original del yacimiento CCSR y se analizan los nuevos aportes propios y otros publicados sobre esta temática en el área de Cuchilla de las Águilas, Cantera Loma Negra y Cantera El Diamante (Juárez), Cerro del Corral, Sierra de la Tigra y Sierra del Piojo (Necochea), Sierra de los Barrientos (Lobería) y Cantera Puracal (Olavarría) (Fig. 1). En dos nuevas localidades estudiadas, Sierra del Piojo (SDP) y Cantera El Diamante (CED), los estudios petrográficos, DRX y análisis químicos, aportan fuertes evidencias sobre la presencia de rocas piroclásticas en locaciones intermedias entre el área de

CCSR y la zona Oeste de Barker (localidades de San Manuel y López). También entre Barker y el área de Olavarría, la Formación homónima ha sido reconocida en distintas canteras de esa región. Lo que sugiere que estos eventos no son locales o marginales y tienen claras implicancias estratigráficas. Es por ello que horizontes guía que cubren grandes áreas en un corto período geológico de tiempo, son de suma utilidad en el contexto geológico de Tandilia. Los eventos piroclásticos estudiados representan una poderosa herramienta de correlación geológica. Sin embargo, a nivel mundial estos eventos piroclásticos en ambientes marinos, suelen pasar desapercibidos para no especialistas según Fiske (1969). La situación se agrava en la cubierta sedimentaria de Tandilia porque se agrega la profusa alteración hidrotermal de carácter regional, que destruye y enmascara muchas veces las texturas relicticas de las rocas originales, siendo el objetivo de este trabajo descifrar estos fenómenos y utilizar apropiadamente estos elementos de correlación.

ANTECEDENTES

Marco geológico

El basamento de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires se encuentra expuesto saltuariamente por más de 350 km como una faja, con un ancho máximo de 80 km, en dirección NO-SE desde el norte de Olavarría hasta Punta Mogotes cerca de Mar del Plata, en la provincia de Buenos Aires. Las rocas que lo componen son principalmente ortogneises y paragneises, migmatitas, anfibolitas y granitoides con una menor proporción de esquistos, anfibolitas, mármoles, hornblenditas y diques de composiciones ácida, intermedia y básica, que fueron agrupadas en el denominado Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975). De acuerdo con su historia evolutiva las rocas del basamento representan las raíces de un orógeno paleoproterozoico inicialmente acrecionario desde los ca. 2,2 Ga (Hartmann et al. 2002, Cingolani et al. 2002) que evolucionó en un orógeno colisional hacia los ca. 2,11 -2,14 Ga (Pankhurst et al. 2003,

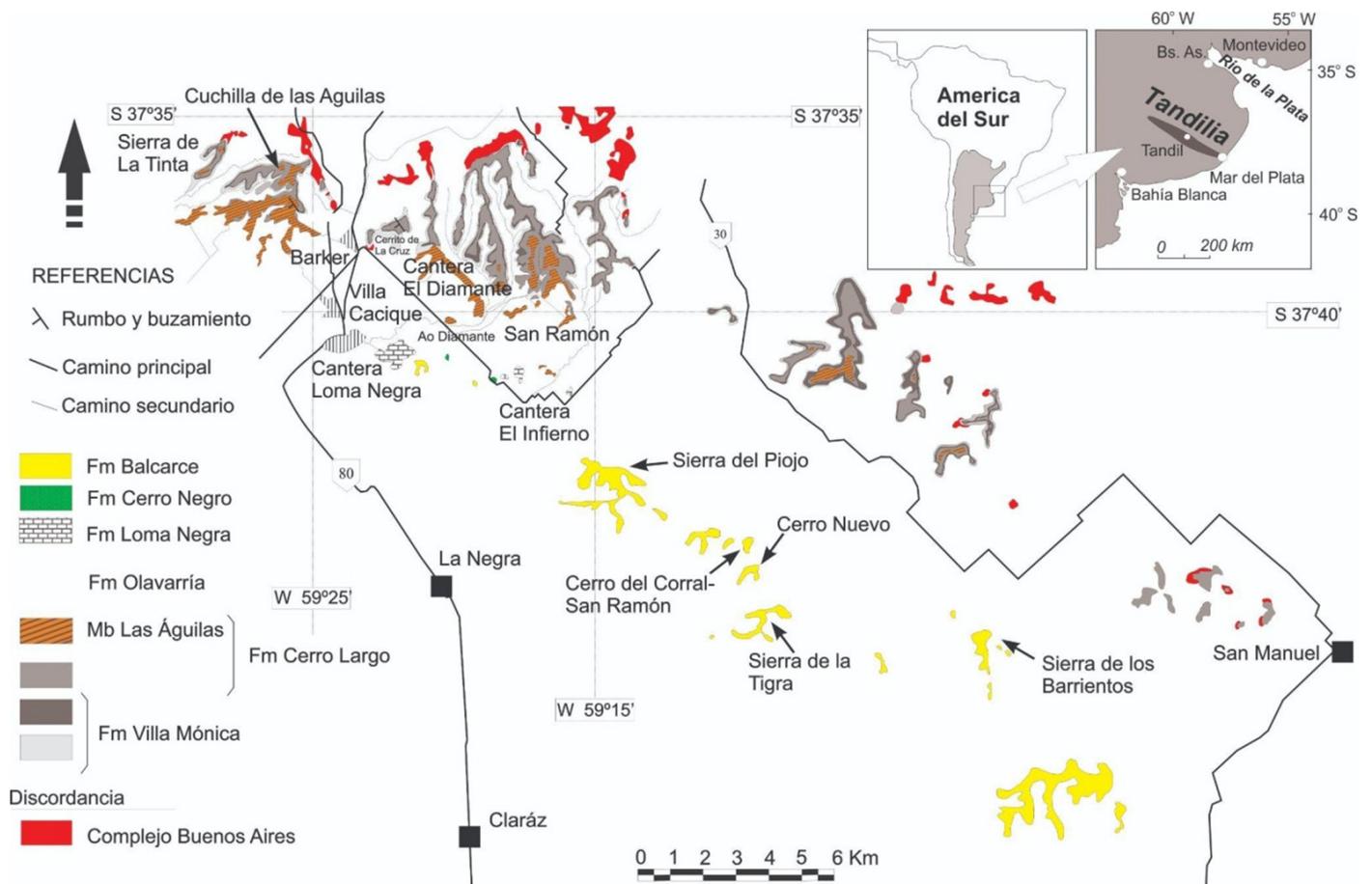


Figura 1. Mapa del área de estudio. Muestra las distintas localidades a las que se hace referencia en el texto y las unidades estratigráficas del área de estudio. Basado en el mapa de Martínez et al. (2013), modificado y extendido.

Chernicoff et al. 2015, Martínez et al. 2020).

En el análisis estratigráfico regional realizado Poiré y Spalletti (2005) se menciona que la relación basamento-cubierta sedimentaria se inicia ortoconglomerado basal, cuarzo arcósico o psamitas sobre un basamento saprolitizado. Estos autores no tuvieron en cuenta los trabajos previos de Dristas y Frisicale (1984), Frisicale y Dristas (1993) y Dristas et al. (2003), que demostraron la existencia de alteración hidrotermal regional en el contacto entre el basamento y la cubierta sedimentaria en varias localidades (Este de Barker, San Manuel y Oeste de Barker). Esto luego fue confirmado por numerosos trabajos de Dristas y Martínez (2007), Martínez y Dristas (2007) y Martínez et al. (2010 y 2013). Por otra parte, resulta improbable la persistencia de un basamento saprolitizado, ante una transgresión marina que produce ortoconglomerados basales y cuarzoarenitas casi puras, indicando alta madurez.

Zimmermann et al. (2011), proponen que la Formación Las Águilas se considere como depositada entre las Formaciones Cerro Largo y Loma Negra en lugar de la Formación Olavarría, como indicaran Poiré y Spalletti (2005). En este

trabajo se propone que ambas formaciones están representadas en la zona de Barker, no son equivalentes entre sí, y están mayormente formadas por rocas piroclásticas.

Las rocas piroclásticas

De acuerdo a los estudios petrográficos y de microsonda electrónica Krekeler et al. (1995), sugieren que las rocas piroclásticas descritas por Dristas y Frisicale (1987) en CCSR tendrían una composición riodacítica o riolítica, y propusieron una autigénesis para la alteración caolínica, en contraposición a la composición básica y alteración hidrotermal asociada a la intrusión de microgabros indicada por los últimos autores. En trabajos posteriores (Frisicale 1991, Dristas y Frisicale 1996a, Frisicale y Dristas 2000), ampliaron el estudio de los niveles de rocas piroclásticas a sectores de la cubierta sedimentaria en el área de Barker y sus alrededores y se confirmó el carácter básico de las mismas, mediante estudios petrográficos y geoquímicos. Domínguez y Silletta (2002) estudiaron el yacimiento de caolinita de la Sierra del Piojo (SDP) con énfasis en el análisis de los elementos traza, incluyendo los de las Tierras Raras y el estudio los isótopos estables de

oxígeno e hidrógeno. Si bien estos autores consideraron que este yacimiento caolínico contiene rocas estratigráficamente equivalentes a las presentes en los yacimientos del área de CCSR, no sugieren para las mismas un origen asociado a rocas piroclásticas, sino a procesos meteóricos o supergénicos en un microgabro. Por otro lado, Etcheverry et al. (2005) realizaron un estudio regional sobre el origen de algunos yacimientos de arcilla de Tandilia, que incluyó los yacimientos de CCSR y SDP, basado en el estudio de los isótopos de oxígeno e hidrógeno, que dieron un origen hidrotermal para los yacimientos de CCSR y SDP, en contraposición a lo sugerido por Krekeler et al. (1995) acerca de un proceso de autigénesis, y de lo sugerido por Domínguez y Silletta (2002) de una génesis supergénica, respectivamente. Asimismo, López Escobar (2006) en su trabajo de tesis doctoral estudia numerosos yacimientos de arcilla para establecer sus características básicas, no reconoce la roca intruída por un microgabro en la SDLB (El Ceferino) como una roca piroclástica, sino como una pelita caolínica de origen sedimentario, a diferencia de lo que ocurre en las áreas cercanas de CCSR, CN y SDLT. Posteriormente, Cingolani et al. (2010) analizaron los circones de un nivel de 2 m (espesor total) de rocas piroclásticas de CCSR por el método U-Pb (ID-TIMS) obteniendo edades del Meso y Paleoproterozoico. Por otra parte, Zimmermann et al. (2011) realizaron un estudio integral de la cubierta sedimentaria de Tandilia, enfatizando el empleo de diagramas de discriminación con elementos traza. En dicho trabajo se analizaron tanto el origen como la posición estratigráfica de la Formación Las Águilas, la cual solo ha sido reconocida hasta el momento en el área del Oeste de Barker. Además, Martínez et al. (2013) reconocieron con estudios geocronológicos, estratigráficos, petrográficos, DRX, índice de cristalinidad de sericitas, termometría de cloritas y análisis químicos la alteración hidrotermal sobre el centro y SE de Tandilia. Reconocen también la presencia de rocas piroclásticas en las formaciones Las Águilas y Olavarría. Finalmente, Dristas et al (2017) analizaron los efectos de los distintos tipos de brechas asociadas a la alteración hidrotermal, que afectaron a la Formación Loma Negra y las rocas del contacto inferior (Formación Olavarría, volcanita) y superior (Formación Cerro Negro *sensu lato*, limo/pelita con componentes volcanoclasticos), en el área de Villa Cacique-Barker.

METODOLOGÍAS

Más de 250 muestras de diferentes tipos de rocas alteradas y frescas fueron estudiadas, que incluyeron migmatitas, microgabros, piroclastitas, granitos, margas, calizas y pelitas.

Estas muestras fueron recolectadas durante varias campañas y estudiadas con microscopía petrográfica. También se utilizó la técnica de análisis con lupa binocular sobre muestras pulidas, recomendadas por Fiske (1969). Las arcillas fueron molidas con mortero de ágata y analizadas e identificadas por difracción de rayos X con un equipo Rigaku-Denki Geiger Flex Max III del Departamento de Geología de la UNS, Bahía Blanca, Argentina. El espectrómetro fue computarizado con el software MDI Data Scan. Las condiciones de funcionamiento del difractómetro de rayos X para el análisis de las muestras fueron: 35 kV y 15 mA, con un procedimiento de rutina de que incluye un ángulo 2θ entre 3 y 65°, 0,04° 2θ /s. Algunas muestras fueron previamente tratadas con etilenglicol a fin de identificar minerales arcillosos expandibles.

Adicionalmente, se realizaron cortes pulidos sobre rocas piroclásticas caolinizadas y con clastos de cuarzo de las rocas del yacimiento CCSR para obtener análisis químicos puntuales de fases minerales e inclusiones de materiales hasta tamaños menores a 10 micrones, entre ellas vidrio volcánico. Para ello se aplicaron técnicas de espectrometría dispersiva de longitud de onda (WDS), espectrometría dispersiva de energía (EDS) e imágenes de electrones retrodifundidos (BSI) con una microsonda Cameca SX100 del *Institut für Mineralogie und Kristallchemie* de la Universidad de Stuttgart, Alemania. Las condiciones operativas de dicho equipo fueron de un voltaje de 15 kV combinado con un haz de corriente entre 7 y 10 nA y un ángulo irradiación de 40°, que permitieron identificar fases minerales e inclusiones de materiales hasta tamaños menores a 10 micrones.

En cuanto al análisis de la química roca total, los óxidos mayoritarios y los elementos Ba, Sr, Y y Zr fueron realizados por fusión ICP-AES. Los elementos Cu, Pb, Zn, Ag, Ni y V mediante ICP-AES con digestión total de las muestras. Mientras que el Co, Cr, Hf, Sc, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb y Lu fueron analizados por INAA. Todos los análisis fueron desarrollados por la firma *Activation Laboratories de Ancaster*, Ontario, Canadá.

RESULTADOS

Área Cerro del Corral-San Ramón (CCSR)-Sierra de la Tigra (SDLT)-Cerro Nuevo (CN)-Sierra de los Barrientos (SDLB, El Ceferino)-Oeste de Barker-Loma Negra (Barker)

Análisis de campo, macroscopía, análisis bajo lupa binocular y microscopía petrográfica, DRX, análisis químicos, cálculo de transferencia de masa, diagrama de ETR y estudios con microsonda electrónica.

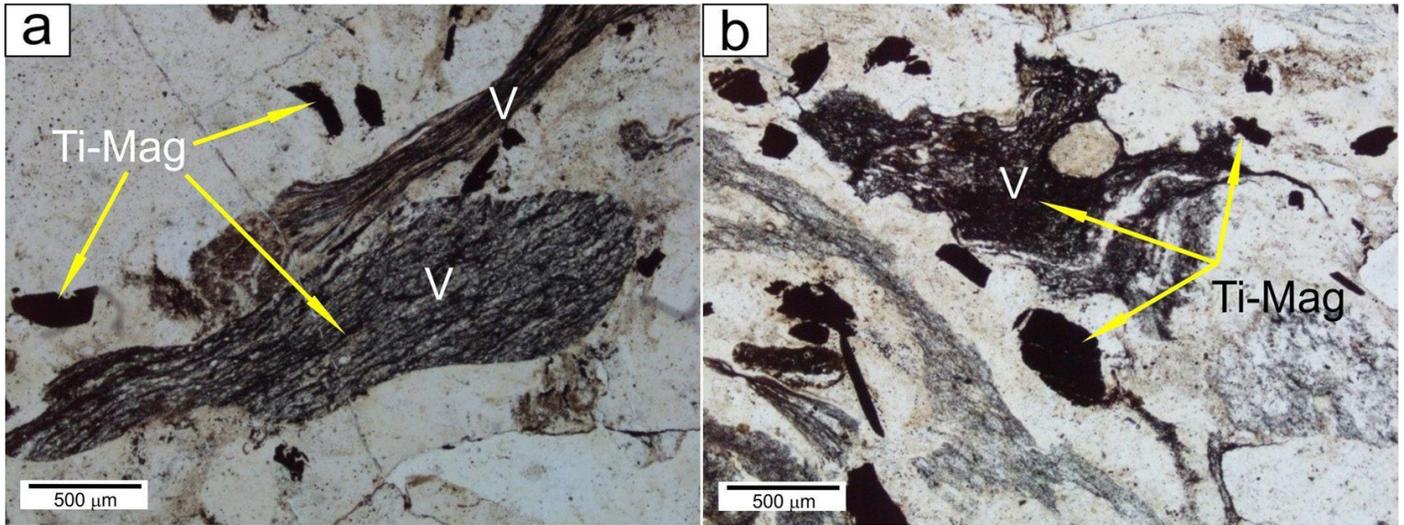


Figura 2. Fotomicrografías de vitroclastos escoriáceos (V) pseudomórficos según caolinita del Yacimiento CN. a) Vitroclastos en una matriz fina. Nótese la vesiculación elongada debido al flujo. b) Sector solo con vitroclastos y Ti-Mag sin matriz. Ambas lapillitas sin contaminación epiclástica y/o accidental. Luz paralela.

Estos depósitos piroclásticos tienen forma lenticular y cubren un relieve de fondo marino suavemente ondulado, de acuerdo a relevamientos topográficos de interior de mina realizados en el Cerro del Corral, la capa analizada tiene un espesor promedio de 2 m, y el piso cubre bajos y lomadas. Fue explotada económicamente para la extracción de arcillas caolínicas con propiedades refractarias. El material dominante de la roca original lo constituyen vitroclastos escoriáceos vesiculados, cuyo volumen varía entre el 90 y el 60 % de la roca (Fig. 2a y b).

El estudio de las secciones pulidas bajo lupa es muy importante porque revela con marcado detalle la forma prístina de los fragmentos vítreos (caolinizados) y la alta vesiculación de los mismos (Fig. 3a y b). En este trabajo se consideran los fragmentos de roca o cristales accidentales, aquellos que no se incorporan por retrabajo de material vitroclástico con sedi-

mentos, sino que son arrancados de las rocas preexistentes por efectos de la extrusión e incorporados a la piroclastita vía aérea, como fragmentos líticos o como cristales fragmentados de una roca original.

El otro componente juvenil o volcánico esencial de la roca es la titanomagnetita, cuyos cristales muestran la textura de desmezcla original de ilmenita relictica con pseudomorfosis, según un agregado de anatasa-rutilo determinado por DRX. Su distribución es caótica y en sectores llega al 30 % modal (Fig. 4). La presencia de titanomagnetita alterada en agregados rutilo/anatasa se refleja en los análisis químicos de la tabla 1 (de los cuales 6 son propios y 2 corresponden a otros autores), llegando a picos del 5 % de TiO_2 en peso y a un promedio de un 2 % de TiO_2 en peso, en las locaciones estudiadas.

Un tercer componente de la roca es el cuarzo epiclástico

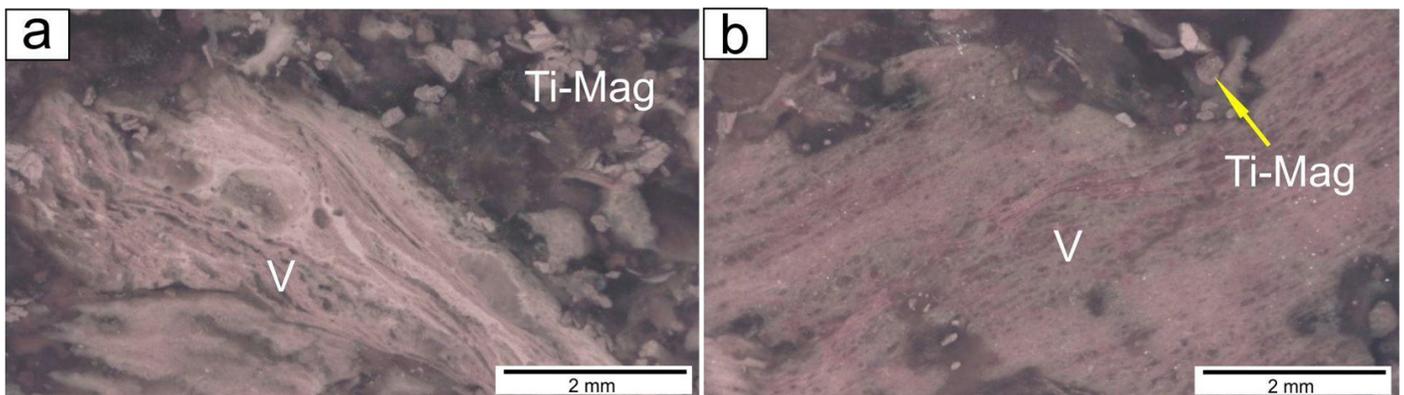


Figura 3. Lapillita con vitroclastos (V) de marcado detalle de vesiculación (reemplazados por caolinita) y las evidentes líneas de flujo en los mismos, que denotan un magma de baja viscosidad. Los cristales claros más pequeños, originalmente titanomagnetita (Ti-Mag), forman ahora un agregado fino de anatasa/rutilo en la matriz y dentro de los vitroclastos. En b, nótese los senos de corrosión producidos en el vitroclasto por la reabsorción del magma original. Tomado de Dristas y Frisicale (1987). Cantera CN. Secciones pulidas bajo lupa.

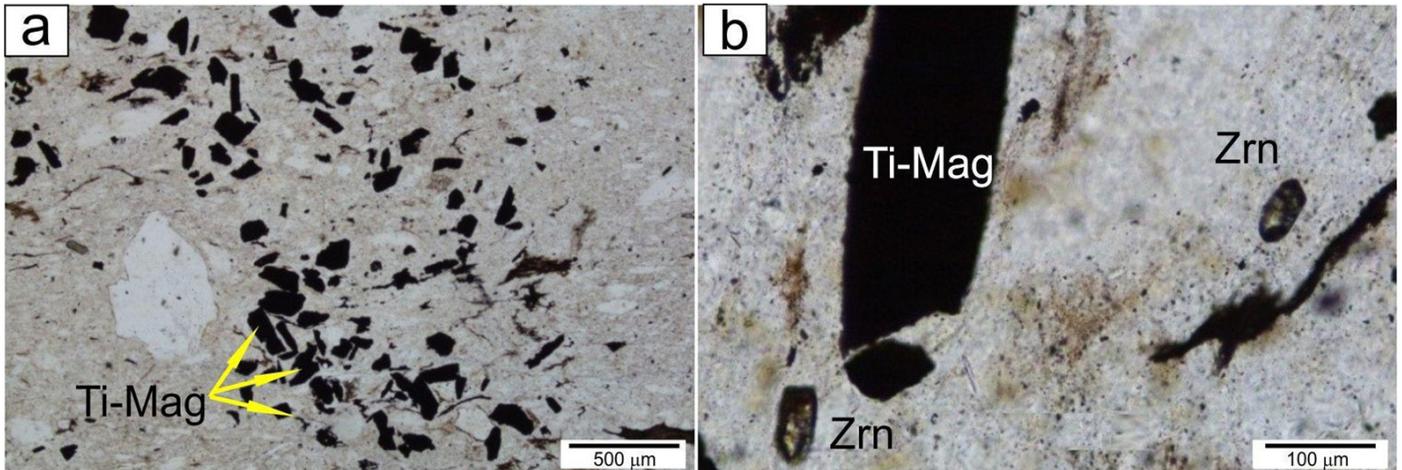


Figura 4. Fotomicrografías de piroclastitas alteradas en sección delgada. a) Cristales originales de titanomagnetita (Ti-Mag) con pseudomorfofisis según anatasa/rutilo, que muestran una distribución caótica en una matriz caolínica. Estratificación por compactación en sentido E-O. Yacimiento CCSR. b) Cristales de circón (Zrn) de formas erodadas en una matriz de caolinita. Yacimiento CN. Ambas microfotografías con luz paralela.

y el accidental, reconocidos en varios perfiles realizados del manto piroclástico entre piso y techo en varias locaciones. Estos dos tipos de cuarzo derivan del basamento ígneo-metamórfico preexistente son esencialmente anhedrales, normalmente tienen deformación y presentan extinción ondulante. En el centro de la capa los fragmentos líticos y cristales de cuarzo accidental adquieren una distribución caótica desde sectores con una inexistencia total, hasta un contenido modal del 30%, lo cual es típico para las rocas piroclásticas primarias, que no tienen un retrabajo sedimentario ordenado de los clastos. En los perfiles expuestos existen sectores con agrupamiento de clastos, y otros, donde solo existe matriz arcillosa derivada del de la matriz vítrea preexistente. Aunque también se han determinado en el campo niveles de re-

trabajo sedimentario decimétricos en el contacto de la capa piroclástica con las cuarzoarenitas que la limitan, superior e inferiormente. Los clastos de cuarzo que componen las cuarzoarenitas de los contactos superior e inferior no muestran redondeamiento, indicando baja madurez por retrabajo. Además, tienen un empaquetamiento apretado. En sectores donde no se reconoce contaminación accidental y/o epiclástica de cuarzo, tampoco hay presencia de circón, lo que se revierte cuando sucede lo contrario (Fig. 4b). Los cristales de circón tienen mayormente formas erodadas; probablemente provienen de las cuarzoarenitas infrayacentes (Fig.4b). El material epiclástico y/o accidental incorporado a la piroclastita es principalmente cuarzo deformado de origen metamórfico del basamento preexistente, al igual que biotita y circón, en

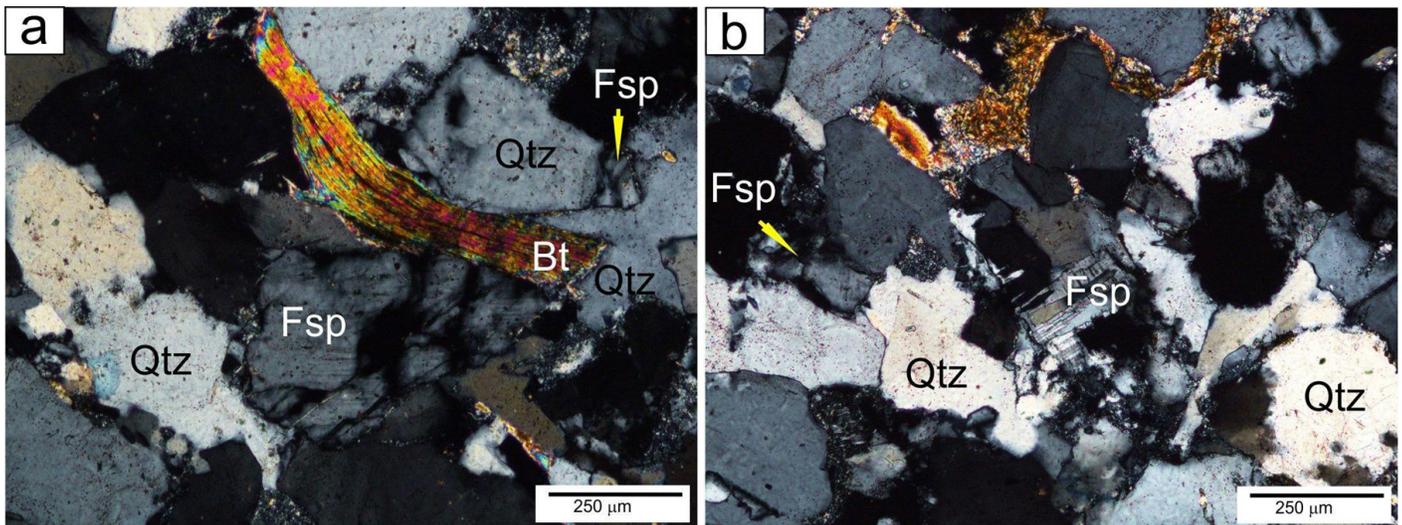


Figura 5. Fotomicrografías de distintos sectores de una cuarzoarenita del contacto inferior de la piroclastita en la cantera CCSR. Se muestra la presencia de escasos clastos de feldespato (Fsp) y biotita (Bt) en una marcada abundancia de clastos de cuarzo (Qtz). Nótese la ausencia de redondeamiento de los granos. Con polarizador.

Tabla 1. Análisis químicos de elementos mayoritarios, trazas y ETR. Las muestras microgabro de SDLT y SDLB; piroclastitas CN, CED, Oeste Barker y SDLT (lapilli) de Dristas y Frisicale (1996 a); la muestra Gut. SDP de Domínguez y Silleta (2002) y muestra 2134 (EC) El Ceferino SDLB, de López Escobar (2006). Fm. Bal.=Fm. Balcarce, Fm. L.A. = Fm. Las Águilas.

Muestras	SDLB microgabro Poco alter	SDLT microgabro alterado	CN (lapillita) Fm. Bal.	SDLT (lapillita) Fm. Bal.	SDP (lapillita) Gut. Fm. Bal.	SDLB (EC) 2134 Fm. Bal.	CED (lapillita) Fm. L.A.	Oeste Barker Fm. L.A.
Óxidos	% en peso	% en peso	% en peso	% en peso	% en peso	% en peso	% en peso	% en peso
SiO ₂	46,78	42,17	43,55	45,45	44,79	48,04	36,98	48,57
TiO ₂	1,61	2,06	5,45	2,71	3,08	1,92	2,14	1,04
Al ₂ O ₃	13,28	24,37	35,56	36,12	35,31	33,84	46,29	34,36
Fe ₂ O ₃	13,21	6,22	0,70	0,32	0,58	1,54	0,61	0,64
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
MgO	5,95	0,54	0,02	0,23	0,19	0,06	0,20	0,20
CaO	11,62	0,23	0,06	0,19	0,31	0,13	0,14	0,14
Na ₂ O	2,96	0,10	0,15	0,13	0,03	0,02	0,22	0,22
K ₂ O	0,44	0,49	0,44	0,11	0,33	0,10	0,18	3,25
P ₂ O ₅	0,36	0,09	0,07	0,06	0,10	0,06	0,29	0,29
SO ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,01	n.d.	n.d.
LOI	2,64	22,95	13,57	14,35	14,03	13,75	12,36	9,48
Total	98,83	99,33	99,28	99,33	98,77	99,47	99,23	100,74
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,12	0,08	0,15	0,07	0,09	0,06	0,04	0,03
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,52	1,73	1,22	1,26	1,27	1,42	0,80	1,41
Elemento	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ag	0,6	1,1	1,5	1,4	n.d.	n.d.	0,6	0,5
Zn	83,0	39,0	43,0	25,0	13,0	n.d.	4,0	103,0
Ba	961,0	105,0	93,0	69,0	137,0	65,0	106,0	548,0
Sr	225,0	51,0	43,0	37,0	18,0	37,0	898,0	1185,0
Co	41,0	6,0	7,0	3,0	3,0	8,0	6,0	19,0
Cr	140,0	290,0	120,0	420,0	n.d.	84,0	69,0	160,0
Sc	35,0	51,0	39,0	43,0	n.d.	37,0	11,0	25,0
Cu	89,0	154,0	69,0	21,0	11,0	67,0	7,0	25,0
Pb	15,0	13,0	36,0	9,0	12,0	9,0	42,0	52,0
Ni	80,0	36,0	47,0	72,0	4,0	27,0	9,0	74,0
U	0,5	0,9	1,0	0,9	n.d.	9,0	5,2	4,0
V	244,0	490,0	296,0	407,0	n.d.	161,0	70,0	117,0
Hf	2,8	3,8	6,3	5,4	n.d.	20,0	20,0	8,0
Zr	110,0	120,0	245,0	190,0	177,0	715,0	787,0	359,0
Y	28,0	24,0	28,0	44,0	n.d.	75,0	41,0	100,0
Th	0,6	1,2	4,8	1,7	n.d.	40,0	30,0	17,0
La	8,5	8,5	23,6	14,0	14,8	132,0	135,0	36,0
Ce	19,0	29,0	46,0	20,0	65,0	160,0	705,0	918,0
Nd	10,0	19,0	26,0	14,0	66,0	145,0	58,0	78,0
Sm	3,8	4,0	4,5	3,0	6,5	<50	9,3	19,0
Eu	1,4	1,3	1,2	1,1	2,3	n.d.	2,1	3,8
Tb	0,5	0,7	0,8	1,0	n.d.	n.d.	1,3	2,8
Yb	2,8	3,0	3,0	5,9	3,7	n.d.	5,7	7,6
Lu	0,4	0,5	0,4	0,9	0,5	n.d.	0,9	1,1
Σ ETR	46,4	66,0	105,5	59,09	158,8	437,0	783,3	1066,3

mucha menor proporción. Este material definido petrográficamente corresponde a rocas graníticas y/o migmatíticas de composición granodiorítica (Fig. 5a y b). Por otra parte, es-

casos clastos de feldespatos, biotita y circón han sido reconocidos en las cuarzoarenitas que limitan la piroclastita de las canteras de CCSR, CN, SDLB y SDLT (Fig.5a y b). En

el yacimiento CCSR se han hallado fragmentos líticos metamórficos de hasta un centímetro de diámetro, en los cuales sólo cuarzo es preservado en continuidad óptica luego de la alteración pervasiva (Fig. 6a y b). En las cuarzoarenitas que limitan superiormente el manto piroclástico, se exhiben intercalaciones de sucesivos niveles decimétricos, con espesores decrecientes de piroclastitas muy retrabajadas, que alternan con las cuarzoarenitas hasta desaparecer.

El análisis petrográfico de más de 80 secciones delgadas realizado en este trabajo en distintas locaciones del área CCSR, CN, SDLT, SDP y SDLB (El Ceferino), indica que la presencia de anfíbol es muy baja, representando < 1 % modal, mineral que fue señalado como esencial (20 % modal) por Krekeler et al. (1995). Tampoco pudo reconocerse feldespato como señalan otros autores, que de existir habría sido reemplazado por caolinita debido a la actividad hidrotermal. Por otra parte, casi todo el cuarzo existente en la piroclastita muestra deformación. En nuestro estudio petrográfico detallado no se hallaron formas de cuarzo beta (*high-quartz*) que indiquen cuarzo volcánico juvenil, ni tampoco inclusiones vítreas en el cuarzo presente. El análisis con microsonda realizado tampoco mostró la presencia de vidrio incluido en los numerosos clastos de cuarzo analizados.

En la locación de la SDLB (Yacimiento El Ceferino) y en los sectores de la piroclastita más alejados del contacto basal con un microgabro (~1,5 m), se han podido reconocer las texturas piroclásticas idénticas a las otras locaciones de CCSR, CN y SDLT, con numerosos clastos de cuarzo mayormente deformados en una matriz caolínica. Además, se pudieron determinar escasos vitroclastos. Hacia los niveles cercanos a la base de la capa, existen horizontes piroclásticos tobáceos

basales más laminados por retrabajo, donde el metamorfismo aumenta progresivamente hacia el contacto con dicho microgabro, allí la textura finamente estratificada de la roca original caolínica, es replicada por la paragénesis metamórfica (Granate ± plagioclasa ± epidoto ± cuarzo)

Caracterización química de la alteración hidrotermal

Para determinar la transferencia de masa entre la roca fuente y el microgabro equivalente de la SDLT, que está alterado hidrotermalmente (Tabla1), se utilizó el método de (Barth, 1948). Se asume que 160 iones de oxígeno equivalen a un volumen fijo independientemente de la composición catiónica Czemanske y Atkin (1985). Con la aplicación de este método, el número de cationes del microgabro de SDLB se incrementa desde 113,16/160 iones de oxígeno a 172,14/160 iones de oxígeno en el microgabro alterado de SDLT, según se indica en la tabla 2.

Esto muestra que casi todos los óxidos alcalinos y alcalinotérreos fueron fuertemente lixiviados, lo que indica el severo metasomatismo sufrido por el microgabro de SDLT. Solo el H exhibe un gran incremento y en menor medida el Al. El Ti se mantiene relativamente inmóvil durante el proceso de reemplazo metasomático.

Si se normalizan los Elementos de las Tierras Raras (ETR) de las rocas alteradas hidrotermalmente con los de la sugerida roca fuente, el microgabro inalterado de SDLB, se puede conocer la respuesta de las distintas rocas a la alteración hidrotermal; especialmente aquellas que tengan nula o poca contaminación de fragmentos líticos accidentales y/o epiclásticos. Esto se realizó en la figura 7 que muestra una idéntica

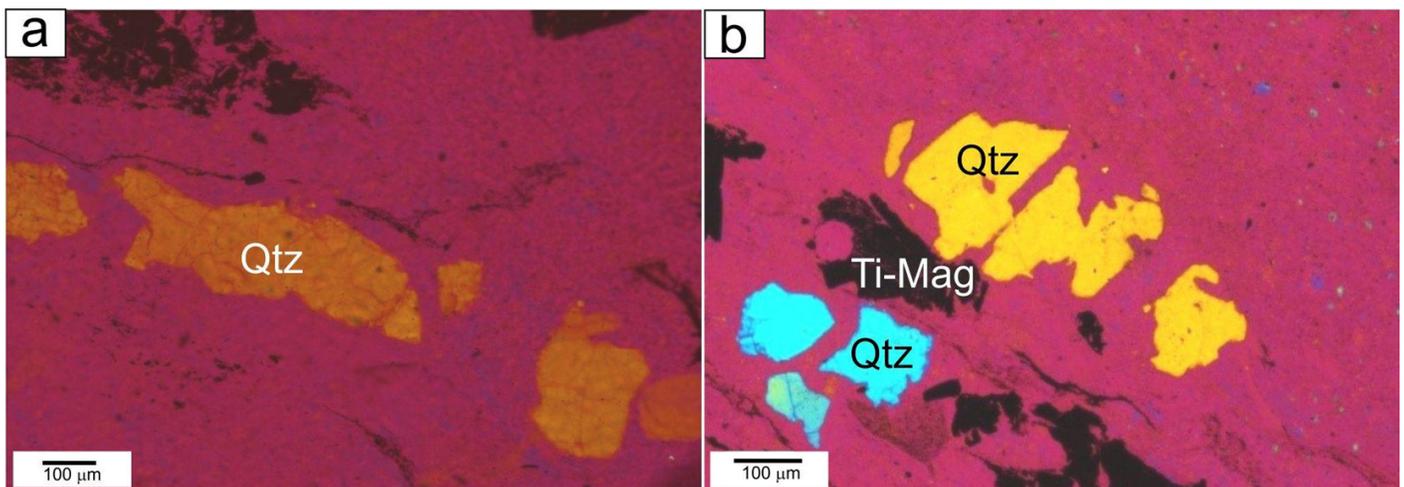


Figura 6. Fotomicrografía de fragmentos líticos metamórficos accidentales del Yacimiento CCSR. a) Obsérvese un cristal de cuarzo (Qtz) separado en granos de formas irregulares y en continuidad óptica con interespacios vacantes, que probablemente eran ocupados por feldespato u otro mineral en la roca original y que fueron reemplazados por la alteración hidrotermal. b) En esta imagen se observan dos fragmentos líticos separados por cristales de titanomagnetita (Ti-Mag) pseudomórficos según rutilo/anatasa en una matriz de caolinita. Los fragmentos líticos de cuarzo tienen extinción ondulosa y son derivados de rocas del basamento ígneo-metamórfico infrayacente. Luz polarizada con lámina de yeso.

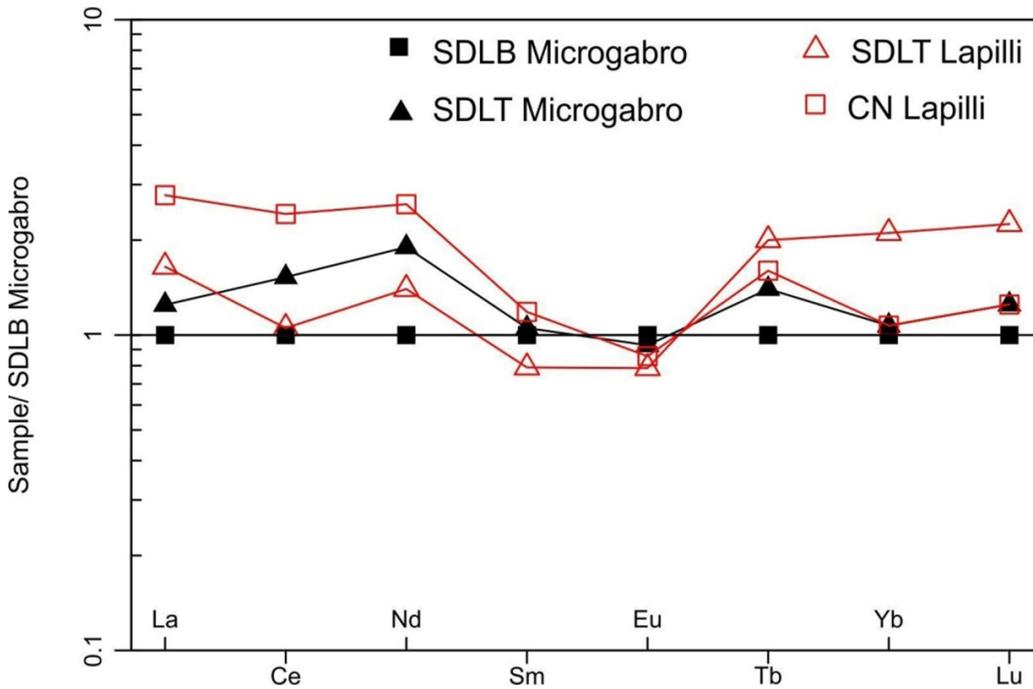


Figura 7. Diagrama de ETR del microgabro alterado de SDLT y los lapillis alterados de CN y SDLT (sin contaminación) normalizados al microgabro inalterado de SDLB.

respuesta del microgabro alterado de SDLT y los lapillis de SDLT y CN poco o nada contaminados (por su bajo contenido en Zr, tabla 1), que consiste en un débil enriquecimiento en ETR y una pequeña anomalía negativa en Sm y Eu.

Cantera El Diamante (CED)

La figura 8 muestra un perfil típico de la CED donde puede reconocerse un nivel inferior ferruginoso de 2,5 m, al que se sobrepone una capa arcillosa blanquecina de 3,5 m. Ésta es cubierta por una alternancia de capas ricas en cuarzoarenitas y arcillas de 3,5 m (tidalitas, Zalba et al. 1988), para rematar superiormente en cuarzoarenitas masivas fuertemente cementadas (Fig. 8). La sección basal del perfil formado por

cuarzo secundario tiene un espesor variable (1-2 m), contiene inclusiones fluidas, agregados de goethita-hematita y relictos de las cuarzoarenitas originales corroídas y reemplazadas. Está ubicada por encima del segundo nivel ortocuarcítico de la Formación La Tinta en el esquema estratigráfico de Leveratto y Marchese (1983).

El nivel de cuarzo secundario y brechas silicificadas es la base de la Formación Las Águilas. Por encima continúa una sección dominada por hematita y goethita (Fig. 8), con presencia arcillosa de pirofilita, sericita y dickita; en el primer y segundo mineral existen diminutos cristales rutilo y goethita que diseñan la forma de los vitroclastos escoriáceos relícticos. Venillas de dickita entre 75 y 220 µm atraviesan los niveles ferruginosos y arcillosos. En la tabla 3 se muestra una zonación mineral y su relación con el nivel estratigráfico.

Tabla 2. Cationes por 160 iones oxígeno del microgabro SDLB (poco alterado) comparado con el microgabro de SDLT (muy alterado). Datos de Dristas y Frisicale (1996 a).

Muestra	Microgabro SDLB	Microgabro SDLT	Balance
Si	44,42	31,24	-13,18
Ti	1,15	1,15	
Al	14,89	21,32	+6,43
Fe3	9,44	3,47	-5,97
Mn	0,01	0,01	
Mg	8,42	0,71	-7,71
Ca	11,83	0,18	-11,65
Na	5,45	0,14	-5,31
K	0,53	0,46	-0,07
P	0,29	0,06	-0,23
H	16,73	113,40	+96,67
Total	113,16	172,14	+58,98

Tabla 3. Comparación de la zonación de alteración hidrotermal desarrollada en el miembro piroclástico de la CED y su relación con el nivel estratigráfico.

Zona de alteración hidrotermal	Nivel estratigráfico
Cuarzoarenitas masivas	Formación Cerro Largo
Zona de sericita ± pirofilita	Nivel de alternancia de cuarzoarenitas y arcillas (Tidalitas)
Zona de caolinita ± diásporo ± pirofilita	Capa blanquecina
Zona de goethita ± hematita ± dickita ± pirofilita	Capa basal rojiza
Zona de cuarcita secundaria con brechas e inclusiones fluidas	Base de la cantera
Cuarzoarenitas masivas con inclusiones fluidas secundarias	Formación Cerro Largo

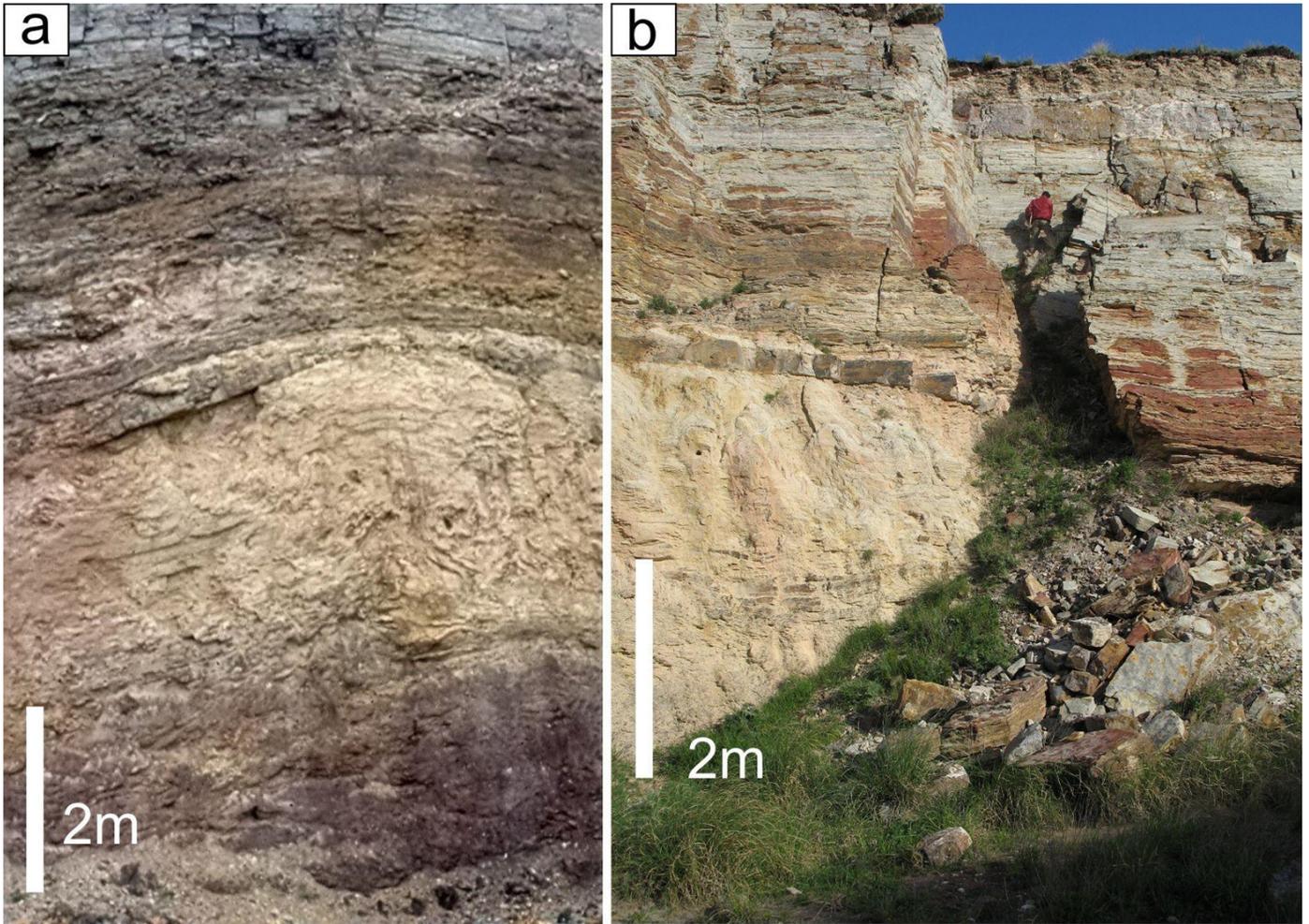


Figura 8. Frente de explotación en la CED, mostrando las unidades típicas que se reconocen en la misma, suavemente plegadas, a) El piso no expuesto corresponde a niveles de cuarcita secundaria y ocasionalmente brechas silicificadas, está cubierto por una capa basal rojiza con goethita, hematita y arcillas, a la que se sobrepone una capa blanquecina con alteración arcillosa avanzada (AAA) (*advanced argillic alteration* AAA, Meyer y Hemley, 1967), que continúa hacia niveles superiores con una alternancia de cuarzoarenitas y arcillas. b) Otro perfil mostrando un mayor desarrollo de la capa blanquecina y la culminación con cuarzoarenitas masivas de la Formación Cerro Largo.

En el límite entre la capa basal rojiza (zona de goethita ± hematita ± dickita ± pirofilita) y la capa blanquecina (zona de caolinita ± diásporo ± pirofilita ± sericita) se encontraron niveles prístinos de una roca de textura fragmental, representada por una matriz rojiza oscura y clastos blanquecinos y anaranjados-rojizos de forma irregular, elongados en el sentido de la estratificación (Fig. 9a y b).

Los vitroclastos que originalmente poseían marcada vesiculación, están ahora reemplazados pseudomórficamente por una AAA. Los vitroclastos más intensamente reemplazados presentan la paragénesis: caolinita ± diásporo ± pirofilita ± sericita. La matriz tiene la asociación paragenética: pirofilita ± caolinita ± sericita ± hematita (goethita). Ambas paragénesis fueron determinadas por DRX y petrografía. La orientación general de los vitroclastos mayores es paralela a la estratificación general del perfil, así como también los de menor tamaño que integran la matriz de la roca (Fig. 10a

y b). Es remarcable la ausencia de cuarzo y circón de inclusión accidental o epigenética comprobada petrográficamente, que generalmente se preservan como relictos de contaminación, en otras áreas de afloramientos como el Oeste de Barker.

En la tabla 1 se muestra un análisis químico de una muestra del yacimiento CED, que exhibe un mayor contenido en alúmina (presencia de diásporo) y una baja en SiO_2 con respecto a otros de rocas piroclásticas alteradas hidrotermalmente. Si bien la muestra seleccionada para el análisis químico tiene bajo contenido en Fe_2O_3 (arcillas blanquecinas), existe también un aumento progresivo del mismo hacia los niveles inferiores del yacimiento, llegando a elevados valores (Fig. 8). Por otra parte, las rocas piroclásticas del Oeste de Barker y aquellas de la CED, que tienen paragénesis de alteración de mayor temperatura (incluyen pirofilita y diásporo), presentan un mayor enriquecimiento en la Σ de ETR (Tabla 1).

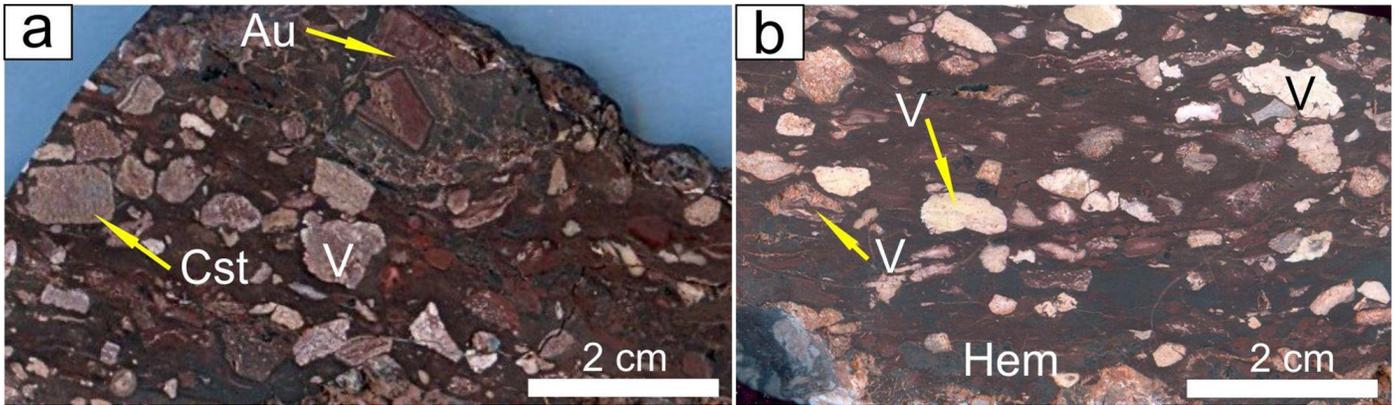


Figura 9. a) Roca piroclástica dominada por vitroclastos (V) seudomórficos más claros en una matriz rojiza oscura. En la parte superior se puede reconocer un autolito (Au). b) Ídem anterior, donde los vitroclastos seudomórficos (V) muestran una mayor orientación. En la parte inferior más oscura se puede reconocer hematita (Hem). Imágenes tomadas con escáner sobre secciones pulidas.

Sierra del Piojo (SDP)-Cantera Carin IV

En la figura 12a, se muestra el contacto entre un microgabro y una roca piroclástica que yace superiormente. El análisis petrográfico del nivel (4) de la figura 12a confirma la abundante presencia de titanomagnetita seudomórficamente reemplazada por un agregado de rutilo y anatasa (Fig. 12b). Esto resulta idéntico a lo hallado en los yacimientos del área del CCSR, CN, SDLB y SDLT. En forma similar, la caolinita reemplaza seudomórficamente los vitroclastos originales. Por otra parte, se verifica una destrucción progresiva de esa textura, hacia los niveles inferiores más cercanos al contacto con el microgabro. La textura original del microgabro está totalmente obliterada en el contacto por la alteración hidrotermal y sus minerales esenciales son mayormente reemplazados por caolinita y por clorita accesoriamente. Solo se preserva la titanomagnetita seudomórfica como relicto, formando un agregado de anatasa y rutilo, como indica la transferencia de

masa en forma similar a lo que ocurre con el microgabro de SDLT (Tabla 2).

Los análisis químicos presentados por Domínguez y Silletta (2002) para la muestra Gut. (Tabla 1) indican una composición muy cercana a la de los yacimientos CN y SDLT, incluyendo el alto contenido en TiO_2 y la relación TiO_2/Al_2O_3 de 0,09. Esto último sugiere un origen básico para la roca, de acuerdo a la propuesta de Spears y Kanaris-Satiriou (1979) para las "tonsteins" europeas, donde el límite de esta relación para el comienzo de las rocas ácidas es 0,02. Todos los análisis químicos indicados en la tabla 1 están por encima de ese valor, aun considerando la contaminación epiclástica y/o accidental de cuarzo, que diluye la cantidad de TiO_2 .

Cantera Loma Negra (CLN)

La parte superior de la Formación Olavarría está expuesta en la CLN en Villa Cacique (Fig. 1). Una roca idéntica a la descrita fue hallada en la parte superior de la Formación

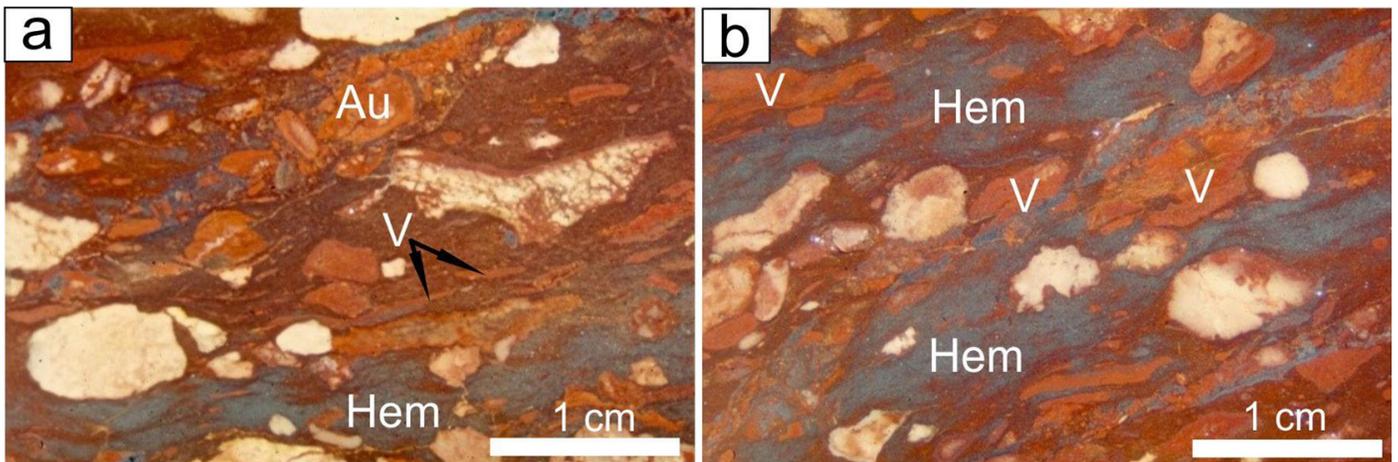


Figura 10. Detalles de la textura fragmental de la roca piroclástica alterada hidrotermalmente (pirofilita ± dickita ± goethita ± hematita ± sericita ± diásporo). Esta probable colada piroclástica muestra vitroclastos seudomórficos (V) mayores y menores orientados, algunos de ellos teñidos por goethita que delinea delicados detalles. Ambas imágenes muestran la presencia de hematita (Hem) de color acerado y el sentido del flujo o movimiento. Nótese en a) un autolito (Au). Imágenes tomadas con lupa sobre secciones pulidas.

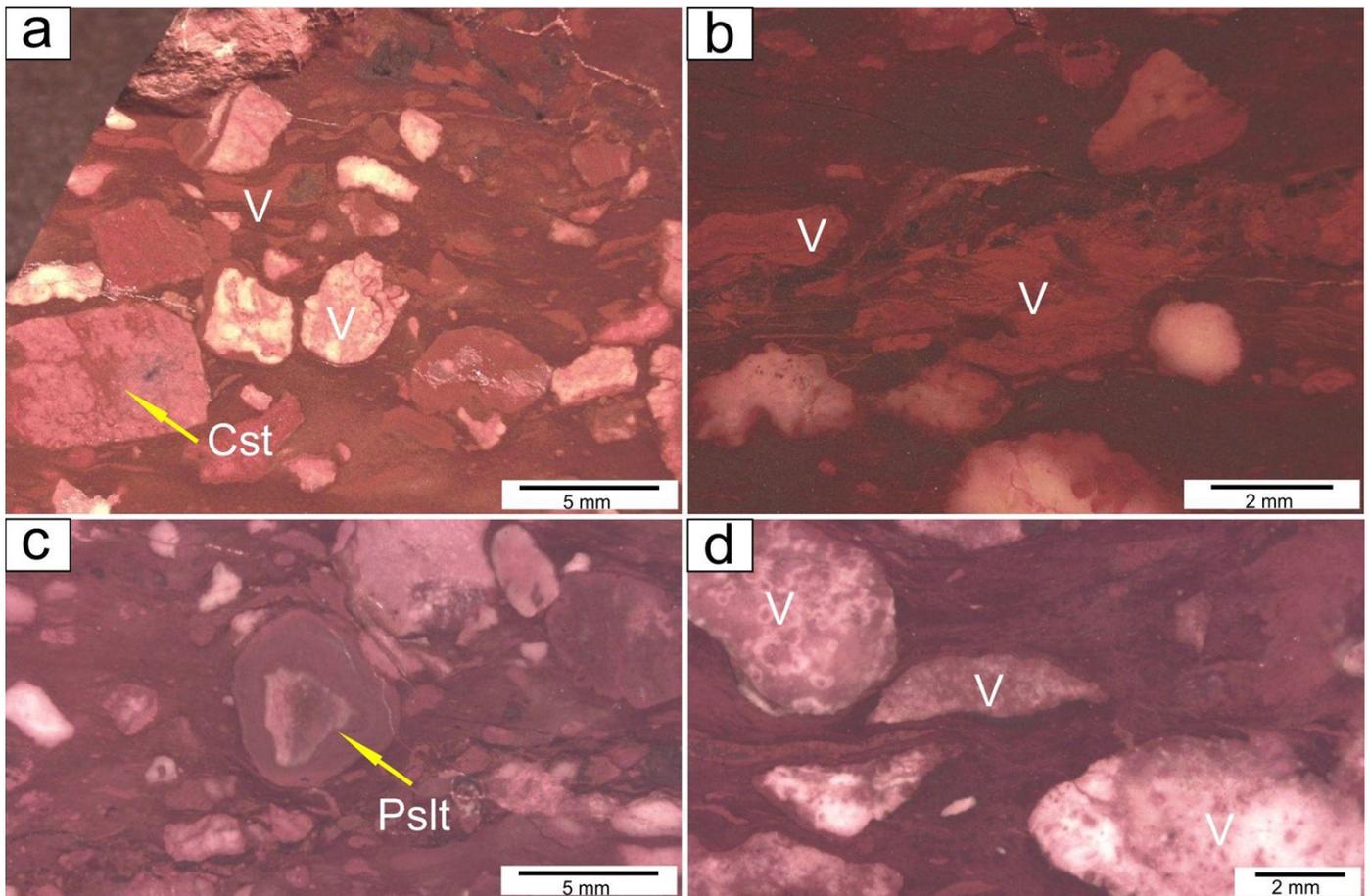


Figura 11. Detalles de la roca piroclástica alterada hidrotermalmente, reemplazada por una paragénesis arcillosa. Cantera El Diamante (CED), ubicada al Este de la localidad de Barker, figura 1. a) Vitroclastos (V) y un probable cristaloclasto no identificado (Cst) reemplazado pseudomórficamente. b) delicadas formas de vitroclastos pseudomórficos indicando nulo transporte o abrasión. c) Se puede reconocer una pisolita (PsIt) con un núcleo vitroclástico. b) y d) Muestran detalles de vesiculación de los vitroclastos originales. Secciones pulidas bajo lupa.

Olavarría en la cantera Puracal (Olavarría) (Fig. 13a y b), lo que asigna a esta roca un carácter regional.

DISCUSIÓN

Schauer y Venier (1967) identifican en el Cerrito de la Cruz (Barker) el miembro dolomítico del Grupo Sierras Bayas, en la que al presente se denomina Formación La Juanita para la región central de Tandilia (Tabla 4). Estos afloramientos muestran un claro adelgazamiento con respecto a aquellos de las Sierras Bayas y no se reconocen más al Este de la cuenca. Martínez y Dristas (2008) encuentran escasos afloramientos dolomíticos en el yacimiento La Siempre Verde y en la parte basal de la Cuchilla de las Águilas. Estas dolomitas estromatolíticas originalmente micríticas, están total o parcialmente reemplazadas por calcita secundaria y posteriormente silicificadas por efectos de la alteración hidrotermal sufrida. Los hallazgos de rocas dolomíticas relicticas son excepcionales, probablemente porque la alteración hidrotermal

de carácter ácido las disolvió parcialmente. La relación entre el basamento ígneo-metamórfico y la secuencia sedimentaria normalmente se manifiesta por el contacto basamento/cuarzoarenitas. Este contacto es afectado por un hidrotermalismo de carácter regional que abarca con mayor o menor intensidad casi toda Tandilia, desde San Manuel y Barker (Martínez et al., 2013) hasta Olavarría (Poiré et al. 2005 y Gómez Peral et al., 2011).

La Formación Cerro Largo, incluyendo las rocas piroclásticas como un miembro de ella, tiene una clara continuidad desde la Sierra de la Tinta en el Oeste hasta la cantera El Diamante en el Este (Fig. 1). Entre ésta y los afloramientos de la Sierra del Piojo más al Este se presume que comienzan los afloramientos de la Formación Balcarce, según Domínguez y Silletta (2002). López Escobar (2006), indica que la Formación Balcarce aflora en la SDLB y menciona que la Formación Las Águilas “superior” se encuentra al Norte de la SDLB. Por otra parte, señala con dudas que pozos exploratorios ubicarían la Formación Cerro Largo y su “miembro medio pelítico” (Formación Las Águilas) al Oeste de la SDLB. Regalía (1987)

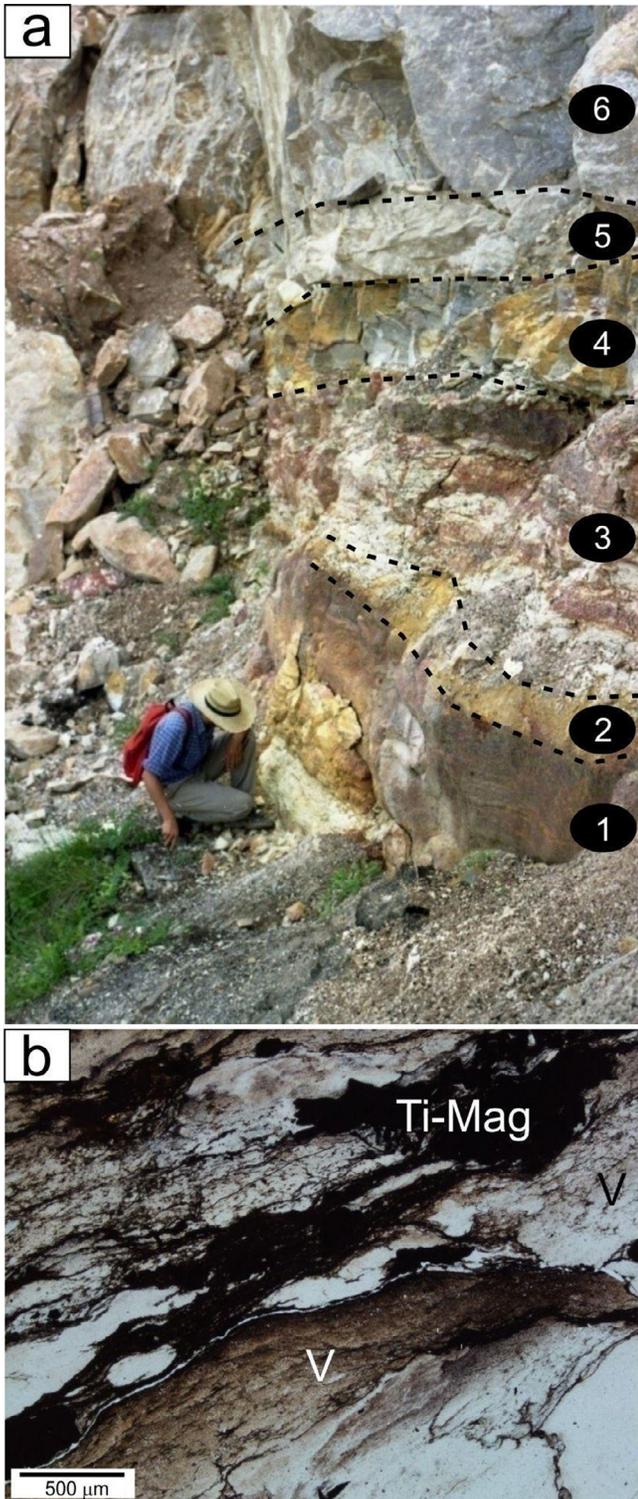


Figura 12. a) Frente de falla de la cantera Carin IV que muestra en la base un microgabro subhorizontal (1). Por encima se encuentra el microgabro alterado de tonos amarillentos (2). La roca piroclástica basal afectada por el intenso hidrotermalismo (3). La roca piroclástica menos afectada por el hidrotermalismo (4). La roca piroclástica superior, retrabajada con sedimentos epiclásticos (5). Las cuarzoarenitas masivas culminan el perfil (6). b) Sección delgada del nivel piroclástico menos alterado (nivel 4 en la figura 9a), que muestra la abundancia de titanomagnetita (Ti-Mag) degradada a un agregado de anatasa/rutilo, en una matriz caolínica secundómica de vitroclastos escoriáceos (V). Luz paralela.

reconoce a unos 10 km al NE de SDLB (San Manuel) cuarzoarenitas que se asignan a la actual Formación Cerro Largo (anterior Formación Sierras Bayas), que están afectadas por un hidrotermalismo de ~600 Ma (Martínez et al. 2013), consecuentemente no podría ser la Formación Balcarce como se verá más adelante.

Al presente existen dudas en la determinación de la edad de la Formación Balcarce, como ya lo expresaron Celesia et al. (2008). Una edad máxima depositacional de 485 ± 7.2 Ma para las diamictitas de la Formación Balcarce fue determinada por Van Staden et al. (2009). Posteriormente, Rapela et al. (2011) analizaron numerosas muestras de la Formación Balcarce, determinando patrones de proveniencia U-Pb y los diagramas de concordia con edades mínimas en circones que llegan a 475 Ma, a las que se agregan otras edades de 505, 530, 535 y 540 Ma. Por otra parte, Rapela et al. (1974) asignan una edad mínima K-Ar de 498 ± 25 Ma para la intrusión del microgabro de SDLB en la Formación Balcarce, lo cual es contradictorio. Como surge de lo expresado precedentemente y lo determinado por Cingolani et al. (2010), que solo encuentra circones Meso y Paleoproterozoicos en las rocas piroclásticas de CCSR, podría colegirse entonces que la unidad portadora de las rocas piroclásticas de CCSR podría corresponder a la Formación Cerro Largo. Si esto fuera así, habría una continuidad de un horizonte guía piroclástico desde Sierra de los Barrientos hasta la Sierra de La Tinta en el Oeste de Barker. No obstante, esto debe confirmarse con nuevos estudios, que se encuentran en curso para determinar edades de los sedimentos que contienen las piroclastitas. En la tabla 4 se sintetiza la información obtenida hasta el momento sobre la existencia de rocas piroclásticas e hidrotermalismo asociado en las rocas que conforman la cobertura sedimentaria de Tandilia y aquellas definidas por otros autores para la región (Zimmermann et al. 2011 y Martínez et al. 2013)

Los yacimientos CCSR, SDLT, SDP, CED y del Oeste de Barker son considerados primarios en el concepto de White y Houghton (2006), al menos en los sectores medios de las capas, donde no hay retrabajo sedimentario. El yacimiento SDLB se considera con retrabajo y eventualmente removilizado, dado que presenta una clara laminación distintiva de los otros yacimientos, por la destrucción de los frágiles fragmentos vítreos por la atrición y el eventual transporte local sufrido.

Según Fisher y Schmincke (1984), la alta vesiculación de los vitroclastos, fragmentos vítreos o trizas indica una eyección subaérea, basado en el lento enfriamiento relativo necesario, para obtener esta textura. Una eyección subacuática sin proyección subaérea produciría una limitada vesiculación o ninguna por tener un enfriamiento mucho más rápido. Debe considerarse que el ambiente de depositación del área es-

Tabla 4. Esquema estratigráfico para la región de Tandilia (Tomado y modificado de Martínez et al. 2013)

Edades	NW REGION (Olavarría)	REGION CENTRAL (Sierra de la Tinta – Arroyo Diamante)	REGION SE San Manuel- Sierra del Piojo	Breve descripción litológica
NEOPROTEROZOICO	Grupo Sierras Bayas	Formación Balcarce	Formación Balcarce	Cuarzoarenitas con intercalaciones de piroclastitas básicas y lentes conglomerádicos .
		Formación Cerro Negro	Formación Cerro Negro (s.l.)	Limos, material volcánico, arcillas, escasas areniscas finas, calcita hidrotermal con inclusiones fluidas y cloritización y silicificación en la base.
		Formación Loma Negra	Formación Loma Negra	Calizas micríticas finas con brechas hidrotermales y brechas de colapso. Venas de calcita y baritina. Calcita recristalizada hidrotermalmente en la base y techo.
		Formación Olavarría + Mb. piroclástico	Formación Olavarría + Mb. piroclástico	Limos, cuarzoarenitas y miembro piroclástico ácido en el techo, con alteración hidrotermal.
		<1000 Ma Formación Cerro Largo	Formación Cerro Largo Mb. Las Águilas	Espesa secuencia de cuarzoarenitas masivas fuertemente cementadas, con intercalaciones de brechas hidrotermales concordantes y discordantes. Intercalación de rocas piroclásticas básicas alteradas hidrotermalmente, con enriquecimiento en ETR.
	Formación Villa Mónica	(Formación Villa Mónica = Fm. La Juanita)	Formación Cerro Largo	Cuarzo arenitas bimodales a unimodales y dolomitas parcialmente reemplazadas hidrotermalmente. Con intercalaciones de arcillas en la parte superior
Paleoproterozoico	Complejo Buenos Aires (CBA): Basamento igneo-metamórfico no diferenciado. Con alteración hidrotermal regional decreciente desde el contacto hacia los niveles inferiores y superiores.			

tudiada en base de las rocas encajantes y la presencia de icnofósiles, es de plataforma poco profunda. Por lo que la extrusión del material piroclástico en ese mar, debe considerarse largamente derivado de columnas subaéreas. En este caso los vitroclastos caerían en superficie del mar, flotarían parcialmente (*pumice rafts*) y finalmente se hundirían en el fondo marino sin mayor retrabajo. La falta de selección y redondeamiento de los clastos de las cuarzoarenitas encajantes, indicarían una sedimentación rápida. Evitando así, que el evento piroclástico sufra mayormente el retrabajo sedimentario, permitiendo la preservación de las frágiles estructuras vesiculadas de los vitroclastos.

La disposición de los fragmentos de cuarzo en las figuras 6a y b no puede realizarse al azar, dado que forman una unidad cristalográfica en continuidad óptica que cristalizó en los interespacios de una roca ígnea, luego deformada, o directamente recristalizó en una roca metamórfica. Tampoco estos "clastos" podrían conservarse en un ambiente sedimentario de abrasión con esa débil arquitectura, para luego incorporarse en continuidad óptica a la piroclastita por retrabajo sedimentario.

En un resumen Krekeler et al. (1995), analizan el nivel piroclástico de CCSR basado en el estudio de sección delgada

y microsonda electrónica. El estudio realizado probablemente carece de volumen representativo de muestras, dado que ignora el contenido de titanomagnetita que en sectores llega hasta un 30 % modal (Fig. 4a). La presencia de inclusiones vítreas ácidas en cuarzo como lo indicaron Krekeler et al. (1995), no fue registrado en nuestro estudio con microsonda de varias muestras de CCSR. Teniendo en cuenta que el vidrio es un material metaestable, es improbable que se preserve desde el Paleoproterozoico o Paleozoico inferior, menos aún si adicionalmente es sometido a la alteración hidrotermal manifiesta en los yacimientos piroclásticos estudiados. La casi totalidad del cuarzo de las piroclastitas presentan en mayor o menor proporción, deformación. Lo que permite considerarlo como material accidental derivado del basamento durante la extrusión, o localmente retrabajado en el piso y techo de la capa piroclástica

Según Dristas y Frisciale (1996 a), el microgabro de la SDLB con muy baja alteración puede considerarse la roca fuente del evento ígneo-piroclástico, como se indica en la tabla 1. La transferencia de masa resultante de la alteración hidrotermal es idéntica a la obtenida por Domínguez y Silleta (2002), entre el microgabro fresco y el alterado, en el yacimiento de SDP.

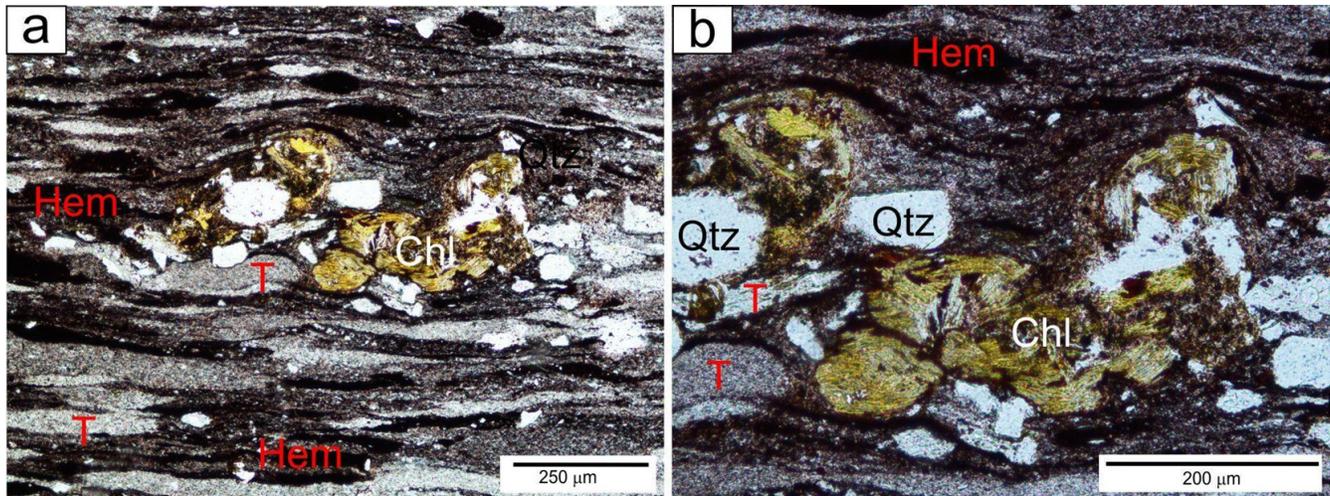


Figura 13. Fotomicrografías del nivel superior de la Formación Olavarría cercano al contacto con la Formación Loma Negra en la Cantera Puracal, Olavarría (36° 59' 33" S - 60° 17' 31" W). a) Ignimbrita/colada piroclástica de probable composición riolítica, donde se pueden reconocer cristalo-clastos de cuarzo (Qtz) y biotita (Bt) agrupados en una masa de trizas (fiames) (T). b) Detalle cristalo-clastos agrupados. Los cristalo-clastos de cuarzo muestran signos de corrosión, los agregados de biotita están rotados en una masa de trizas. Los dos últimos fueron deformados por efectos de un probable flujo en un medio de alta viscosidad. La posterior alteración hidrotermal produjo sericitización de los feldespatos y trizas, parcial cloritización de la biotita e impregnación con hematita (Hem). Luz paralela.

El esquema estratigráfico reconocido en la CED, es idéntico al mencionado por Zalba et al. (1988) para la Formación Las Águilas a escasos km al Oeste de la CED. Frisicale (1991), estudió en detalle un perfil típico de la CED donde la explotación de arcillas está limitada inferiormente por un nivel de cuarcita secundaria (*secondary quartzite*, Zharikov et al. 2007). En el esquema de Zalba et al. (1988), el nivel de cuarcita secundaria y brechas silicificadas es equivalente a la base de la Formación Las Águilas. Frisicale (1991) realizó un análisis secuencial del perfil por medio de DRX y petrografía, estableciendo una zonación de origen hidrotermal característica, a lo que se agrega ahora su relación con el nivel estratigráfico (Tabla 3).

Las evidencias texturales de vitroclastos, identificación de paragénesis minerales con AAA, zonación mineral, reemplazos metasomáticos, inclusiones fluidas en cuarcita secundaria y brechas hidrotermales reconocidas previamente en la Formación Las Águilas en la zona Oeste de Barker (Frisicale 1991, Dristas y Frisicale 1992, 1996 a, 2001, Frisicale y Dristas 2000, Dristas y Martínez 2007, Martínez et al. 2006), son similares a las aquí descritas para la CED, no fueron tenidas en cuenta en la evaluación de la Formación Águilas realizada por Zimmermann et al. (2011).

Como puede verse en la figura 8, existe un aumento significativo de Fe_2O_3 hacia la base de los afloramientos lo que sugiere el carácter básico de la roca piroclástica original. Finalmente, el aumento de la sílice y el K_2O en la muestra del sector Oeste de Barker en la tabla 1, responde a la presencia de sericita, dentro de la paragénesis mineral dominante en esa área: pirofilita ± caolinita ± sericita (mica blanca potási-

ca). La Σ de los ETR es marcadamente elevada en aquellas paragénesis con AAA (que contienen diásporo) en los yacimientos del Oeste de Barker y la CED. Esto se explica por la presencia de minerales aluminio/fosfato/sulfato (AFS) (Dristas et al. 2003, 2007, Martínez y Dristas 2007, Martínez et al. 2006, 2010, 2013, Zalba et al. 2007 y Dristas et al. 2024). Dristas y Frisicale (1996 a), atribuyeron equivocadamente a la presencia de diásporo, el elevado contenido en Elementos de las Tierras Raras (ETR).

En el yacimiento de SDP las evidencias de campo que se exhiben en la figura 12a, sugieren fuertemente el carácter intrusivo del microgabro afectando la capa superior piroclástica. Esto es lo que comúnmente ocurre en otros afloramientos del área (Rapela et al. 1974, Dristas y Frisicale 1987, 1996 a). Si bien Domínguez y Silletta (2002) señalan que el resultado de los estudios de elementos traza y de las Tierras Raras en el yacimiento son ambiguos, reconocen un enriquecimiento en Ce y Nd. Los estudios existentes al presente sobre los ETR en el área de Barker demuestran que el enriquecimiento en los yacimientos de arcilla está asociado a la neoformación hidrotermal de minerales del grupo AFS ricos en ETR, especialmente Ce, La, Nd y Sm (Dristas y Frisicale 1996 b, Dristas et al. 2003, 2007, 2017, 2024, Martínez y Dristas 2007, Martínez et al. 2006, 2007, 2010, 2013, Zalba et al. 2007).

Los datos de isotopía de oxígeno e hidrógeno, presentados por Etcheverry et al. (2006) para determinar la génesis de la caolinita de SDP y CCSR, indican valores similares asociados a aguas meteóricas hidrotermales, en contraposición a lo sugerido por Domínguez y Silletta (2002) acerca de una génesis supergénica para la caolinita de SDP. Consecuente-

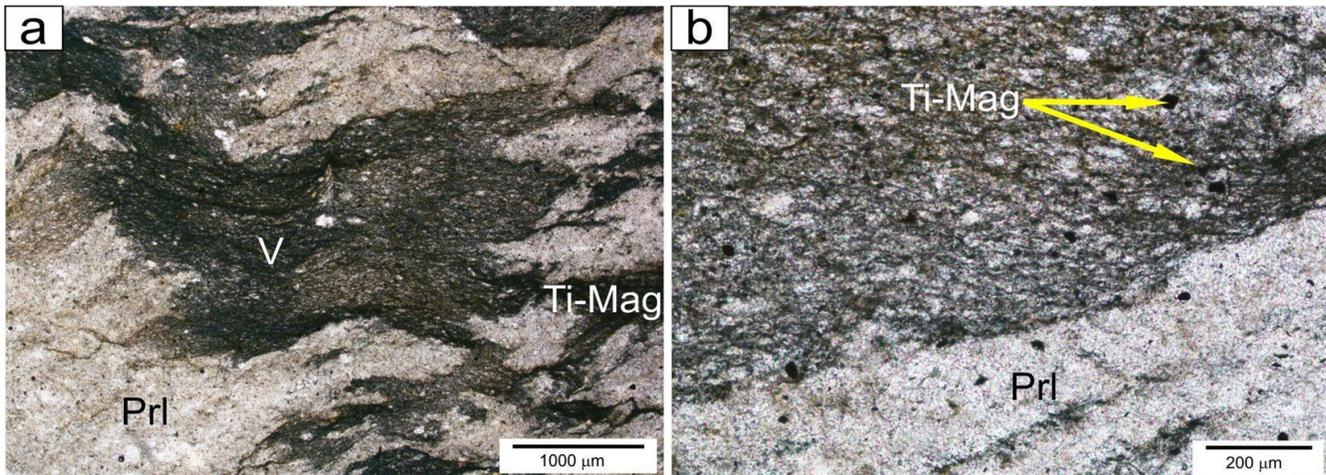


Figura 14. a) Seudomorfosis de vitroclastos escoriáceos básicos (V) en la Formación Las Águilas (Oeste de Barker). Nótese la fuerte vesiculación escoriácea delineada por diminutos cristales de TiO_2 (rutilo/anatasa) en una masa de pirofilita (PrI) que reemplaza vitroclastos originales. b) Detalle de un vitroclasto que muestra la vesiculación y pequeños cristales de titanomagnetita (Ti-Mag) incorporados, así como relictos de los mismos (ahora rutilo/anatasa) en la matriz reemplazada por pirofilita (PrI). Cantera Vittor (Oeste de Barker). Luz paralela.

mente, estos datos también se contraponen a la autigénesis sugerida por Krekeler et al. (1996) para la caolinita de CCSR.

La Formación Olavarría fue definida inicialmente por Andreis et al. (1996) en el área de Olavarría, a 100 km al NO de Barker. Martínez et al. (2013) analizan un pequeño afloramiento de 2,5 m de espesor correspondiente a la parte superior de la Formación Olavarría en la cantera Loma Negra de Villa Cacique-Barker, donde describieron en detalle características de una roca determinada como una toba soldada o ignimbrita. Sin embargo, para la región central de Tandilia (Barker), Zimmermann et al. (2011) no reconocieron la Formación Olavarría y la hacen estratigráficamente equivalente a la Formación Las Águilas allí expuesta. Es probable que ésta última como evento piroclástico básico no tenga gran extensión y no se la ha reconocido en el campo más allá de la Sierra de La Tinta al Oeste, no existiendo como tal en la región NO de Tandilia (Olavarría) según la bibliografía existente, pero en la región central (Barker y alrededores) existen ambas formaciones, separadas entre sí por las cuarzoarenitas masivas de la parte superior de la Formación. Cerro Largo (ver Tabla 3).

El material vitroclástico escoriáceo pseudomórfico en las áreas de CCSR, CN, SDLT, SDLB y SDP muestra una alta vesiculación y evidencias de fluidez típica, en general, de magmas de baja viscosidad, en contraposición a los magmas riolíticos de alta viscosidad. Debe tenerse en cuenta, además, que el único evento ígneo subvolcánico post-sedimentario en Tandilia y que justamente aflora en esta área, es de carácter básico y afecta directamente los niveles piroclásticos. Esto ocurre en SDLB con metamorfismo de contacto Rapela et al. (1974) y con alteración hidrotermal en el área de CCSR, CN, SDLT, SDP y SDLB, (Dristas y Frisicale 1987). En estos yacimientos se ha comprobado la presencia de dichas intrusiones

en niveles inferiores de las piroclastitas, por lo que resulta mucho más razonable asignar al hidrotermalismo, el mecanismo que degradó la titanomagnetita a un agregado pseudomórfico de anatasa/rutilo, (Dristas y Frisicale 1987). Estos agregados diminutos son los que diseñan y que permiten ver la delicada pseudomorfosis de los vitroclastos según caolinita, generada por la alteración hidrotermal de relativa baja temperatura (~200-250 °C) y no a autigénesis como sugieren Krekeler et al. (1995). Esa temperatura es suficiente como para reemplazar el feldespatos contaminante, pero no logra afectar al cuarzo del mismo origen. A partir de lo indicado por la figura 7, se puede asumir que las rocas piroclásticas fueron afectadas por el mismo hidrotermalismo que alteró al microgabro de SDLT y produjo la lixiviación de elementos alcalinotérreos y alcalinos a partir de un material lábil como lo es el vidrio volcánico. Seguidamente, estas rocas se enriquecieron en alúmina y agua, formando principalmente caolinita con la sílice aportada por los vitroclastos y la matriz vítrea. El Ti de la titanomagnetita se mantuvo relativamente inmóvil bajo la forma de TiO_2 (anatasa y rutilo). También otros elementos traza como Cr, V y Ni relativamente inmóviles y típicos con valores altos en las rocas básicas, se mantuvieron con los elevados valores de la roca fuente (microgabro de SDLB), en las tres rocas alteradas (microgabro de SDLT, lapillis SDLT y CN, tabla 1). Lo que resulta otra evidencia del carácter básico de estas rocas piroclásticas (SDLT y CN).

Ante la pregunta de si el material piroclástico en el área CCSR, CN y SDLT está retrabajado o no, la respuesta es que ambas alternativas sucedieron. Asimismo, el material piroclástico identificado en las áreas CCSR y SLDT presenta evidencias de retrabajo en los sectores próximos a los contactos (superior o inferior), mientras que los niveles medios, parecen

conservar el material piroclástico sin retrabajo (material vítreo de caída, *fallout*), (Figs. 1a y b, 3a y b) con líticos accidentales (Fig. 6a y b). Lo antes mencionado podría estar asociado a un comienzo y un final del evento extrusivo con poco aporte y un episodio central del mismo evento mucho más intenso y con mayor volumen de material piroclástico y accidental eyectado. Asimismo, las intercalaciones decimétricas de material piroclástico, reconocidas en las cuarzoarenitas superiores del yacimiento CCSR, representarían los eventos póstumos de la extrusión principal.

Afortunadamente, existieron sectores de la cuenca en un ambiente de plataforma marina con erosión restringida, donde el material piroclástico de caída (*fallout*) fue cubierto rápidamente sin retrabajo (Figs. 2a y b, 3a y b). Esto explica también la preservación de los detallados icnofósiles (Gutierrez, 2017), reconocidos en estas rocas y la conservación prístina de sectores con vitroclastos que exhiben marcados detalles texturales, donde existe nula o muy poca contaminación epiclástica y/o accidental. Esto demuestra que los depósitos piroclásticos de las áreas CCSR, SDLT, CN y CED son primarios y se encuentran *in situ* desde su eyección y depositación con nulo transporte, si bien pueden existir sectores de piso y

techo con retrabajo.

Según Cingolani et al. (2010), los circones analizados en las rocas piroclásticas del área CCSR pertenecen al basamento Meso-Paleoproterozoico. Si el circon se incorporó como mineral accidental a la piroclastita, como lo demostrarían sus formas euhedrales y subhedrales, también lo deberían haber hecho el cuarzo, los feldespatos y la biotita que son minerales esenciales del basamento. Esto confirma lo expresado por Dristas y Frisicale (1987) acerca de que el cuarzo, el feldespato y la biotita en la roca piroclástica, son incorporados a ésta por retrabajo en el piso y techo de la misma (Fig. 5a y b), o como minerales accidentales del basamento preexistente (Ígneo-metamórfico y sedimentario). Consecuentemente, los cristales de cuarzo como los de la escasa biotita no son primarios de origen volcánico o juvenil como expresaron Krekeler et al. (1995). Adicionalmente y confirmando lo antes dicho, tanto el cuarzo como la escasísima biotita se presentan generalmente deformados, como sucede mayormente en las rocas del basamento de Tandilia. En la figura 6a y b se observan los fragmentos de material lítico provenientes de las rocas del basamento de Tandilia. Según surge de lo determinado en el yacimiento de CCSR por Cingolani et al.

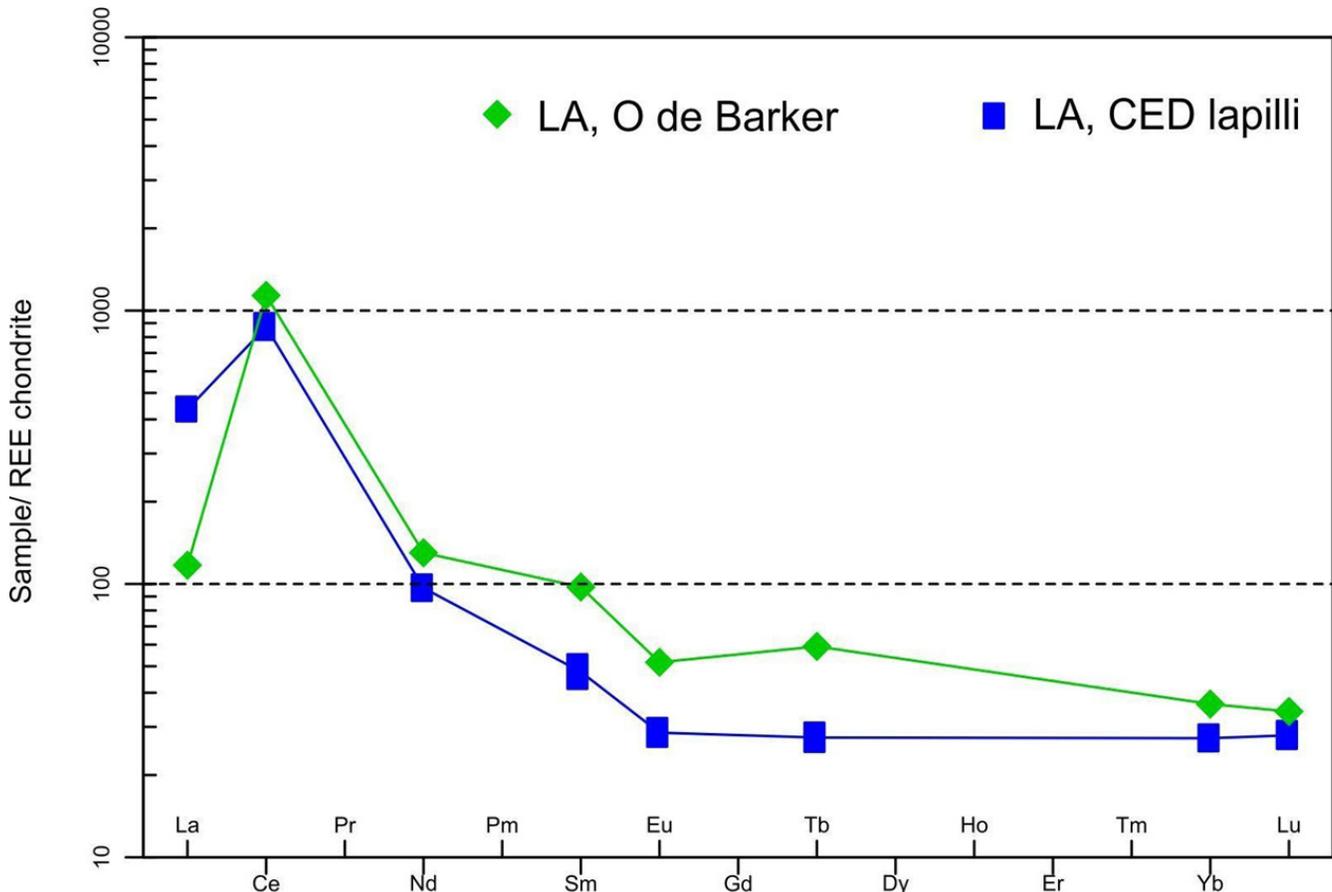


Figura 15. Diagrama de ETR normalizado a condrito (Boyton, 1984) de muestras de la Formación Las Águilas (LA), en la zona de yacimientos del Oeste de Barker y CED, que muestran un claro enriquecimiento en ETR con fuertes anomalías en Ce. Tomado de Dristas y Frisicale (1996 a).

(2010), no se hallaron circones cogenéticos con un magma extrusivo riolítico de edad ordovícica en las rocas piroclásticas asignadas a la Formación Balcarce. Esta ausencia confirma el carácter básico del evento extrusivo. Estos autores afirman también que los cristales euhedrales y subhedrales estudiados representan un producto de rocas volcánicas Paleoproterozoicas previas, aunque en el basamento de Tandilia predominan las rocas ígneas plutónicas Paleoproterozoicas, que podrían ser también, y más probablemente, portadores de ese tipo de cristales de circón, indicando por lo tanto la edad de ese basamento.

En su trabajo López Escobar (2006) no vincula genéticamente el yacimiento de SDLB (El Ceferino) con una roca piroclástica original de composición básica, ni lo relaciona con los otros yacimientos ubicados en posiciones estratigráficamente equivalentes en CCSR, SDLT, SDP y CN y en cercanía geográfica. Sus argumentos se basan principalmente en el análisis de elementos traza y de las Tierras Raras. Sin embargo, menciona que la capa caolínica ha sido afectada por fenómenos metamórficos y/o hidrotermales, que claramente podrían haber afectado la condición original de los elementos minoritarios de esa roca piroclástica. De hecho, en los análisis presentados se verifica un enriquecimiento en elementos de las Tierras Raras livianas (ETRL), tales como Ce, La y Nd. Estos elementos son típicos de los minerales AFS descriptos por Dristas y Frisicale (1996a); Dristas et al., (2003, 2007 y 2024); Martínez y Dristas (2007); Martínez et al. (2006, 2010 y 2013), como asociados a yacimientos de arcilla de Tandilia de origen hidrotermal. También el alto contenido en Zr (715 ppm) y el hallazgo de circones de formas erodadas sugieren la contaminación epiclástica y/o accidental de la capa piroclástica caolinizada, que modifican características geoquímicas originales de la piroclastita, como ya lo indicaron Dristas y Frisicale (1987) para este yacimiento. Sin embargo, en los niveles superiores de la capa se reconocen texturas idénticas a las de las locaciones cercanas de CCSR, CN y SDLT. Es por ello que no resulta confiable establecer solo la incompatibilidad geoquímica entre el microgabro inalterado de SDLB y la piroclastita claramente modificada como el único criterio para descartar la afinidad entre ambas rocas, como sugiriera López Escobar (2006). La actividad hidrotermal en este yacimiento se vincula a la retrogradación resultante del metamorfismo de contacto reconocido por Rapela et al. (1974), y fue la que produjo la caolinización, silicificación e impregnación con óxidos e hidróxidos de hierro del nivel piroclástico. En síntesis, tenemos una serie de locaciones próximas entre sí (Fig. 1, CCSR, SDLT, CN, SDLB (El Ceferino) y SDP (Carin IV) donde se pueden observar: 1) rocas mantiformes formadas esencialmente por caolinita, 2) que a su vez tienen

una posición estratigráfica común en el piso y techo, 3) que están afectadas directa o indirectamente por un intrusivo de carácter básico (microgabro), que genera un hidrotermalismo/metamorfismo en el contacto basal. 4) que, además, la mayoría de ellas presenta características petrográficas, texturales y mineralógicas que demuestran un origen piroclástico básico. Si bien hay peculiaridades en cada locación como: mayor o menor retrabajo del material vitroclástico, mayor o menor aporte de material accidental o epiclástico y mayor o menor distancia a la fuente de eyección, el contexto general sugiere un origen común para todas las locaciones citadas. A esto deben sumarse las características químicas de los óxidos mayoritarios que apoyan un origen común para estas rocas piroclásticas.

Como indican los resultados de los análisis químicos incluidos en la tabla 1, así como otros preexistentes (Dristas y Frisicale 1996a, Frisicale y Dristas 2000) realizados sobre las rocas de la Formación Las Águilas, la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ presenta valores bajos (entre 0,79 y 1,97) y el contenido en TiO_2 valores relativamente altos (entre 1,04 y 2,08 en % en peso). En sentido contrario Zimmermann et al. (2011), en su muestreo de la Formación Las Águilas, obtienen valores altos (entre 14,73 y 4,26) para la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y contenidos bajos en TiO_2 (entre 0,04 y 0,64 % en peso). Lo que sugiere que su muestreo tiene una alta contaminación con la Formación Cerro Largo que actúa como sustrato y techo, puesto que el aporte de cuarzo licúa la proporción de TiO_2 y aumenta la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Siendo el TiO_2 , en la forma de rutilo y/o anatasa, los que delimitan las formas relícticas de los vitroclastos básicos (Fig. 14a y b), es coherente tener un contenido relativo elevado de TiO_2 en la Formación Las Águilas propiamente dicha. Debe recordarse además que el TiO_2 es inmóvil en el proceso de transferencia de masa (Tabla 2) generado por la alteración hidrotermal. El índice químico de alteración (*Chemical index of alteration CIA*, Nesbitt y Young, 1982) utilizado para evaluar cuantitativamente la meteorización en rocas sedimentarias, fue aplicado por Zimmermann et al. (2011) y López Escobar (2006) para las rocas de cubierta sedimentaria de Tandilia. Esta determinación no sería apropiada al tratarse de rocas piroclásticas que, de acuerdo a las paragénesis minerales identificadas, fueron afectadas por procesos de metasomatismo y de lixiviación de elementos químicos, como sucede con la Formación Las Águilas (Oeste de Barker y la CED) y la Formación Balcarce (SDLB, El Ceferino).

Los cristales de circón con formas erodadas son indicativos de contaminación epiclástica con la Formación Cerro Largo en los niveles piroclásticos retrabajados de la Formación Las Águilas. En cambio, los citados autores sugieren un

aporte volcánico riolítico no documentado y no consideran la presencia de la movilización hidrotermal de los ETR verificada en la Formación Las Águilas y otras unidades de la cubierta sedimentaria y del basamento (Dristas y Frisicale 1996 a y b, Frisicale y Dristas 2000, Dristas et al. 2003, 2007, Martínez y Dristas 2007, Martínez et al. 2006, 2010), que claramente afectan los diagramas discriminitorios de proveniencia presentados por Zimmermann et al. (2011). La tabla 1 muestra cómo las rocas piroclásticas afectadas por una génesis de alteración hidrotermal pervasiva de alta temperatura: pirofilita \pm diásporo \pm dickita (caolinita) \pm hematita \pm sericita (Oeste de Barker y CED), se enriquecen más en la Σ ETR con respecto a aquellas que solo se alteran en caolinita a partir de una paragénesis de menor temperatura, tabla 1. Adicionalmente, se exhiben fuertes anomalías en Ce en algunas de las muestras más intensamente alteradas hidrotermalmente (Fig. 15), relacionadas a la presencia de minerales AFS en la Formación Las Águilas, con valores de 705 y 918 ppm para CED y el Oeste de Barker, respectivamente (Dristas y Frisicale 1996a).

Esto invalida consideraciones sobre estados de oxidación de ambientes sedimentarios (Ce/Ce*) expresadas por Zimmermann et al. (2011). Por el contrario, refleja las condiciones de alta oxidación de los fluidos hidrotermales de carácter ácido que afectan a las rocas piroclásticas, transformando en Fe³⁺ (hematita \pm goethita) los componentes máficos originales (ricos en Fe²⁺, titanomagnetita y vidrio básico) que fueron alterados, generando las "denominadas pelitas rojizas" (Fig. 8). La parte basal de la Formación Las Águilas representa esta condición en los yacimientos del Oeste de Barker y en la CED, donde además se acumula SiO₂ como cuarzo secundaria (cuarzo secundario, denominado chert por otros autores) y brechas silicificadas producto del metasomatismo. La sílice fue lixiviada a partir de la destrucción del vidrio volcánico y la corrosión del eventual cuarzo contaminante. Por otra parte, las denominadas tidalitas en realidad representan el estado agónico del evento piroclástico, donde se renueva el aporte normal del ambiente de plataforma, interrumpido por el rápido evento extrusivo. En consecuencia, se considera que la denominada Formación Las Águilas constituye una corta interrupción de la sedimentación del ambiente de plataforma de la Formación Cerro Largo que continúa posteriormente con cuarzoarenitas masivas, que Poiré y Spalletti (2005) incorporaron a la Formación Las Águilas. Los espesores reconocidos en Barker y alrededores indican que fue el área de mayor aporte piroclástico (~15 m, Zalba et al. 1988). También fue el área de mayor amplitud y más intensa alteración hidrotermal, que enmascara las texturas originales que superaron una eventual degradación de los vitroclastos en ambiente de alta energía. No obstante, en detallados estu-

dios petrográficos (Frisicale 1991; Dristas y Frisicale 1992, 2001 y Frisicale y Dristas 2000) se reconocieron relictos de vitroclastos y titanomagnetita en la Formación Las Águilas en la zona Oeste de Barker, incluyendo la Sierra de La Tinta (Fig. 1). A esto se agrega el hallazgo realizado en la CED que confirma esos trabajos previos y sugiere que el aporte de material piroclástico es significativo y dominante. Que, sumado a la ausencia de cuarzo y circón, las características texturales y químicas (elevada proporción de Fe₂O₃), sugieren que esta roca de la CED es un lapilli y/o colada piroclástica de carácter básico sin contaminación epiclástica y/o accidental (Fig. 11a, b, c y d). En trabajos previos (Frisicale 1991; Dristas y Frisicale 1992, 1996 a y b, 2001; Frisicale y Dristas 2000; Dristas et al. 2003; Dristas y Martínez 2007; Martínez y Dristas 2007, 2008; Martínez et al. 2010, 2013 y Dristas et al. 2017) se ha demostrado que, en el área de Barker y alrededores, el basamento y la cubierta sedimentaria, incluyendo la base de la Formación Cerro Negro, se encuentran afectados hidrotermalmente en mayor o menor medida, dependiendo de la reactividad de la roca de caja. Este reemplazo y alteración hidrotermal selectivos afecta principalmente los feldespatos de las rocas del basamento, el vidrio volcánico y feldespatos de las rocas piroclásticas y los niveles calcáreos de la secuencia, que involucran dolomitas (Martínez y Dristas 2008) y calizas (Dristas et al. 2017). No obstante, en zonas de intensa alteración, incluso el cuarzo es corroído y reemplazado por minerales arcillosos hasta la pseudomorfosis completa. A partir de la determinación de Martínez et al. (2013) por los métodos Ar-Ar sobre Na-alunita y K-Ar sobre sericita, se estableció una edad de 620-590 Ma para alteración hidrotermal en el área de Barker y alrededores. Las rocas portadoras de la Formación Las Águilas, las cuarzoarenitas de la Formación Cerro Largo, tienen edades menores a 1000 Ma a partir de determinaciones U-Pb en circones detríticos Gaucher et al. (2008). Los datos de la alteración hidrotermal son coincidentes con los determinados por Bonhomme y Cingolani (1980) que asignan una edad mínima entre 632 y 584 Ma, para las sericitas del Oeste de Barker por el método K-Ar, aunque estos autores le dan un origen detrítico a esa edad. También asignan una edad Rb-Sr de c. 730 Ma a la Formación Cerro Negro a partir de illitas diagenéticas, edad que se ajusta bien a la edad de la alteración hidrotermal propuesta para la base de esta formación Dristas et al. (2017).

CONCLUSIONES

1. Se confirma que los mantos caolínicos intercalados en la Formación Balcarce (?) en los yacimientos CCSR, SDLT,

SDP (Carin IV), CN y SDLB (El Ceferino) fueron originalmente rocas piroclásticas de carácter básico, esencialmente lapillitas y tobas de caída. Estas rocas han tenido mayor o menor retrabajo en el techo y piso y aportes de fragmentos líticos accidentales del basamento Paleoproterozoico. No obstante, existen sectores donde se preservan rocas piroclásticas sin retrabajo ni contaminación epiclástica y/o accidental.

2. Intrusiones básicas (microgabros) afectan las rocas piroclásticas directamente en SDLT, SDLB (El Ceferino) y SDP (Carin IV), o indirectamente CCSR y CN a través de las cuarzoarenitas basales de escaso espesor. Se comprueba que el manto de caolinita en el yacimiento de SDLB (El Ceferino) corresponde a material piroclástico con retrabajo y con laminación en la parte basal. Tanto en éste como en los yacimientos de CCSR, SDLT, CN y SDP (Carin IV) actúa la alteración hidrotermal de baja temperatura, reemplazando pseudomórficamente los vitroclastos escoriáceos originales y el eventual feldespató contaminante por caolinita.

3. La Formación Las Águilas representa esencialmente un episodio de eyección piroclástica intercalado en la Formación Cerro Largo. En este caso existe un claro retrabajo, especialmente en los niveles superiores (tidalitas). La alteración hidrotermal en la zona Oeste de Barker y el área de la CED es de alta temperatura 270-340°C y profusa, obliterando parcialmente las texturas originales que, no obstante, persisten en ciertos sectores, como ha quedado demostrado precedentemente. El excepcional hallazgo en la CED permite la demostración incontestable de rocas piroclásticas en la Formación Las Águilas. Su mineralogía, quimismo y texturas relícticas sugieren fuertemente un carácter básico para las mismas.

4. Se reconocen al menos tres eventos piroclásticos en la secuencia sedimentaria de Tandilia, que en el área de Barker por orden decreciente de edad son: 1) tobas y lapillitas de carácter básico interestratificados en la Formación Cerro Largo, 2) rocas piroclásticas de carácter ácido en la Formación Olavarría, 3) el área SE de Tandilia: en los yacimientos CCSR, SDLT, SDLB, SDP y CN existen tobas y lapillitas de carácter básico incluidos en la que hasta hoy se asume tentativamente como la Formación Balcarce ?, hasta que nuevos estudios lo verifiquen, dado que los datos sugieren que podría corresponder a la Formación Cerro Largo.

5. Las denominadas Formaciones Las Águilas y Olavarría están representadas en la estratigrafía del área de Barker (Tandilia, región central) y no son equivalentes entre sí. La primera debería ser reclasificada como miembro piroclástico Las Águilas, por tratarse de una intercalación dentro de la Formación Cerro Largo (Art. 29 Código Argentino de Estratigrafía), como sucede con las intercalaciones piroclásticas en las Formaciones Balcarce (?) y Olavarría.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Universidad Nacional del Sur por el otorgamiento de los subsidios PGI 24H/147, así como por permitir la utilización del vehículo para la realización de las campañas. También nuestro agradecimiento a la ANPCYT (PICT 2015 N° 455) por los fondos otorgados oportunamente, así como a la Fundación Alexander von Humboldt (3.4-Fokoop_ARG/1005880) por el otorgamiento de equipos, bibliografía y fondos para viajar a Alemania y realizar tareas de investigación a los autores (J.A.D. y J.C.M.). Finalmente, al Prof. Dr. H.-J. Massonne por las sucesivas invitaciones a nuestro grupo para trabajar en el Institut für Mineralogie und Kristallchemie de la Universidad de Stuttgart, Alemania. Una mención especial de agradecimiento a los revisores, que claramente ayudaron a mejorar la presentación del trabajo, y consecuentemente, una más fluida comprensión del mismo.

REFERENCIAS

- Andreis, R.R., Zalba, P.E., Iñiguez Rodríguez, A.M. y Morosi, M. 1996. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión superior de la Formación Cerro Largo, Sierras Bayas (Buenos Aires, Argentina). VI Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 293-298.
- Barth, T.F.W. 1948. Oxigen in rocks. A basis for petrographic calculations. *Journal of Geology* 56: 50-60.
- Bonhomme M.G. y Cingolani C.A. 1980. Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la 'Formación La Tinta', provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 519-538.
- Celesia, N., Rapallini, A.E., Geuna, S.E. y Singer, S.E. 2008. Modelado magnetométrico del intrusivo básico de la Sierra de los Barrientos, provincia de Buenos Aires. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1075-1076. San Salvador de Jujuy.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Pesce, A. y McNaughton, N.J. 2015. Zircon and Titanite U-Pb SHRIMP dating of unexposed basement units of the Buenos Aires region, southeastern Rio de la Plata Craton, Argentina. *International Geology Review*, 58, (5): 643-652
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O. y McNaughton, N.J. 2002. U-Pb SHRIMP Dating of the zircons from the Buenos Aires Complex of the Tandilia Belt, Río de La Plata Craton, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Argentina, Actas I: 149-154.
- Cingolani, C., Basei, M.A. y Uriz, N. 2010. U-Pb (ID-TIMS) zircon ages on pyroclastic events from Balcarce Formation, Tandilia System: un-reworked or reworked origin? 7 SSAGI South American Symposium on Isotope Geology. CD Rom version, Brasilia.
- Czemanske, G.K. y Atkin, S.A. 1985. Metasomatism, titanian acmite and

- alcali amphiboles in lithic-wake inclusions within the Coyote Peak diatreme, Humboldt County, California. *American Mineralogist*, 70: 499-516.
- Domínguez, E. y Silletta, A. 2002. Los elementos traza, las Tierras Raras e isótopos en la determinación de la génesis de caolinita: el caso del yacimiento de Sierra del Piojo, prov. de Buenos Aires, Argentina. *Min. Met* 2002: 127-134. Buenos Aires.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C. 1984. Estudio de los yacimientos de arcilla del Cerro Reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de la prov. de Buenos Aires. *Actas del IX Congreso Geológico Argentino*, V, 507-521.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M. C. 1987. Rocas piroclásticas en el sector sureste de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 18(1/4): 33-45.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M. C. 1992. Breccias associated with hydrothermal clay deposits, Barker, Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, 425 H. 6: 1901-1915.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C. 1996a. Geochemistry of an altered pyroclastic suite interbedded in the sedimentary cover of the Tandilia area, Buenos Aires province, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I*, H. 7/8: 659-675.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C. 1996b. Lanthanoids enrichment in hydrothermally altered granodioritic rocks, Tandilia, Argentina. 15 *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, Terra Nostra, Heft (8/96): 37-38. Hamburgo.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C. 2001. Precambrian-Paleozoic clay deposits originated by hydrothermal activity in SE region of Tandilia, Buenos Aires province, Argentina. *The 12th International Clay Conference. Field Excursion Guide Book*: 1-24.
- Dristas, J.A., Frisicale, M.C. y Martínez, J.C. 2003. High REE APS minerals associated to advanced argillic alteration in Cerrito de la Cruz clay deposit, Barker, Buenos Aires province, Argentina. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, Festschrift Prof. H.J.Behr*, Sb5: 1-6, Göttingen Universität, Alemania.
- Dristas, J.A. y Martínez, J.C. 2007. Late Proterozoic unconformity-related hydrothermal iron deposits in the north Barker area (Tandilia ranges, Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 246/3: 267-281.
- Dristas, J.A. Martínez, J.C., van den Kerkhof, A.M., Massonne, H.-J., Theye, T., Frisicale, M.C. y Gregori, D. 2017. Hydrothermal karst and associated breccias in Neoproterozoic limestone from the Barker-Villa Cacique area (Tandilia belt), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 182-197.
- Dristas, J.A., Martínez, J.C. y Massonne, H.-J. 2024. REE enrichment associated with the hydrothermal alteration in the Barker area, Tandilia, Argentina. *Actas del XXII Congreso Geológico Argentino*: 516-517. San Luis.
- Etcheverry, R., Recio, C., Lanfranchini, M. y Domínguez, E. 2005. Análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{O}$ - δD) en depósitos de arcilla de las sierras de Tandil. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 19: 1-2.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*, 484 p. Springer. Berlin.
- Fiske, R.S. (1969) Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 80: 1-8.
- Frisicale, M.C. 1991. Estudio de algunos yacimientos de arcilla originados por actividad hidrotermal, en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral (inédita) 218 p. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.
- Frisicale, M.C. y Dristas, J.A. 1993. Alteración hidrotermal en el contacto entre el basamento (Complejo Buenos Aires) y la secuencia sedimentaria (Fm. La Tinta), en el Cerrito de la Cruz, Tandilia. 12° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 5: 222-228. Buenos Aires.
- Frisicale, M.C. y Dristas, J.A. 2000. Génesis de los niveles arcillosos de la Sierra de La Tinta, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 3-14.
- Gaucher, C. Finney, S.C., Poiré, D.G, Valencia, V.A, Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K. y Gómez Peral, L. 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research* 167: 150-170.
- Gómez Peral, L.A., Raigemborn, L.S., Ganem, F., Poiré, D.G. y Canalicchio, J.M. 2011. Argilofacies con pirofilita en el Grupo Sierras Bayas, área de Olavarría, Argentina: implicancias genéticas. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén. *Actas*: 1100-1101.
- Gutiérrez, C. 2017. Revisión del icnotaxón *Herradurichnus* Poiré y del valle de la Formación Balcarce (Silúrico) en Cabo Corrientes, provincia de Buenos Aires. Tesis de Licenciatura (Inédita), 108 p. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Hartmann, L.A. 2002. The Mesoproterozoic supercontinent Atlantica in the Brazilian shield— review of geological and U–Pb zircon and Sm–Nd isotopic evidence. *Gondwana Research*: 157–163.
- Krekeler, M.P.S., Friedhoff, M., Yost, D.A., Huff, W.D. y Cingolani, C.A. 1995. Alteration and mineralogy of Middle Ordovician volcanoclastic rocks at Del Corral Hill, Argentina. *Geological Society of América, Southeastern Section Meeting. Abstracts* 27 (2):67.
- Leveratto, M.A. y Marchese, H.G. 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave Sierra de La Tinta-Barker-Villa Cacique- Arroyo Calaveras, prov. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37: 235-247.
- López Escobar, K.F. 2006. Geología y mineralogía de los depósitos de arcilla - "Don Camilo", "La Elvira", "Los Cardales" y "El Ceferino", Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral (Inédita), 231 p. Universidad Nacional de La Plata.
- Marchese, H. y Di Paola, E. 1975. Reinterpretación de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (1): 44–52.
- Martínez, J.C., Dristas, J.A., Massonne, H.J. y Theye, T. 2006. Alunite

- and REE rich APS minerals associated to the hydrothermal clay deposits in the Barker area, Tandilia, Argentina. *Clay Science*: 12: 15-20.
- Martínez, J.C. y Dristas, J.A. 2007. Paleoactividad hidrotermal en la discordancia entre el Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta en el área de Barker, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 375-386.
- Martínez, J.C. y Dristas, J.A. 2008. Mineralogía y petrología del nivel dolomítico de la sierra de la Siempre Verde y Cuchilla de las Águilas, Tandilia, 12° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 3: 1368-1369. *Ju-juy*.
- Martínez, J.C., Dristas, J.A., Massonne, H.-J. y Theye, T. 2010. A hydrothermal clay assemblage at the Late Proterozoic unconformity in the Buenos Aires Complex – La Tinta Argentina. *Mineralogical Society; Clay Minerals (print)*; 45; 2; 6-2010; 209-224
- Martínez, J.C., Dristas, J.A., van den Kerkhof, A.M., Wemmer, K., Massonne, H.J., Theye, T. y Frisicale, M.C. 2013. Late-Neoproterozoic hydrothermal fluid activity in the Tandilia belt, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 422-438.
- Martínez, J.C., Massonne, H.-J., Dristas, J.A., Opitz, J. y Angeletti, M. 2020. Paleoproterozoic metamorphosed calc-alkaline dikes of the southwestern Rio de la Plata craton, Tandilia belt of Argentina, record a prograde high-pressure, medium-temperature evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 101: 102595.
- Meyer, C. y Hemley, J. 1967. Wall rock alteration. In: Barnes, H.L. (Ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Holt, Rinehart and Winston: 166–235. New York.
- Nesbitt, H.W. y Young, Y.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299:715–717.
- Pankhurst, R.J., Ramos, A. y Linares, E., 2003. Antiquity of the Rio de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 5-13.
- Poiré, D.G. y Spalletti, L.A. 2005. La cubierta sedimentaria Precámbrica - Paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. In de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (eds). *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. 16° Congreso Geológico Argentino. *Relatorio* 4: 51-68. La Plata.
- Rapela, C., Dalla Salda, L. y Cingolani, C. 1974. Un intrusivo básico en la Formación La Tinta (Sierra de los Barrientos. Prov. de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 319-331.
- Rapela, C., Fanning, M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D. y Baldo, E.G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/Brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research* 20: 673-690.
- Regalía, G.M. 1987. Caracteres geológicos del área de San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17: 143-152.
- Schauer, O.C. y Venier, J.A. 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires. C.I.C. de la provincia de Buenos Aires. *Notas* 5(6):1-18. La Plata.
- Spears, D.A. y Kanaris-Satiriou, R. 1979. A geochemical and mineralogical investigation on same British and other European tonsteins. *Sedimentology* 26: 407-425.
- Van Staden, A., Zimmermann, U., Gutzmer, J., Chemale Jr., F. y Germs, G.J.B. 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*. Abstracts:13–15.1. Bergen.
- White, J.D.L. y Houghton, B.F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34: 677-680.
- Zalba, P., Andreis, R. e Iñiguez, A.M. 1988. Formación Las Águilas, Barker, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*: 198-209.
- Zalba, P.E., Manassero, M., Laverret, E., Beaufort, D., Meunier, A. y Segovia, L. 2007. Middle Permian telodiagenetic processes in Neoproterozoic sequences, Tandilia System, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77: 525-538.
- Zharikov, V.A., Pertsev, N.N. Rusinov, V.L., Callegari, E. y Fette, D.J. 2007. Metasomatism and metasomatic rocks. IUGS Subcommission of Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Zimmermann, U., Poiré, D.G. y 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 (Geol Rundsch)* 100:489–510.