

GEOLOGÍA, GEOQUÍMICA Y GÉNESIS DE DIQUES PROTEROZOICOS DEL ÁREA DE SAN MIGUEL, SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

María F. LAJOINIE^{1,2}, Ricardo O. ETCHEVERRY^{1,2}, Mabel E. LANFRANCHINI^{1,3} y María C. CÁBANA^{1,3}

¹ Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: florencialajo@hotmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

³ Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA)

RESUMEN

El basamento cristalino de las Sierras Septentrionales se encuentra intruído por numerosos diques proterozoicos de composición básica, intermedia y ácida, que son utilizados como herramientas de correlación entre distintas unidades tectonomagmáticas. En el área de San Miguel, el análisis petrológico y geoquímico facilitó la interpretación de los procesos de formación de los diques y la identificación de dos tipos litológicos bien definidos: Granítico y andesítico-basáltico. El primero está conformado por granitos y granodioritas, calcoalcalinos, metaluminosos con tendencia a la peraluminosidad y con una signatura geoquímica de transición entre granitos sincollisionales y de arco volcánico. Los resultados geoquímicos de elementos de tierras raras de los distintos diques graníticos evidencian similitudes indicando que los mismos estarían relacionados genéticamente. Este es el primer estudio de diques graníticos en ámbito de las Sierras Septentrionales ya que hasta el momento sólo habían sido mencionados filones capa graníticos, emplazados en la foliación de una roca gneíssica, próximos a la ciudad de Tandil. Por otra parte, el dique de composición intermedia-básica es calcoalcalino de potasio medio. El análisis de los diagramas multielementos normalizados al manto primitivo, evidencia patrones de distribución similares a los de los diques de la suite calcoalcalina, de las Sierras Septentrionales, cuya edad es de ~2000 Ma.

Palabras clave: *Basamento, diques, elementos tierras raras, Sierras Septentrionales*

ABSTRACT

Geology, geochemistry and genesis of proterozoic dikes of the San Miguel area, Sierras Septentrionales, Buenos Aires province

The crystalline basement of the Sierras Septentrionales is intruded by numerous Proterozoic dikes of basic, intermediate and acid composition, which are used as a tool of correlation between different tectonomagmatic units. In the San Miguel area, the petrological and geochemical analyses allowed the interpretation of their main genetic processes, and the identification of two well-defined lithological types of dikes: Granitic and andesitic-basaltic. The first one corresponds to calc-alkaline, metaluminous granites and granodiorites, with a peraluminous tendency and with a syn-collisional to volcanic arc geochemical signature. Rare earth elements geochemical analyses performed on different granitic dikes show similarities in their composition indicating that they are genetically associated. This is the first study executed on granitic dikes in the Sierras Septentrionales, as only the presence of granitic sills hosted in gneissic rocks, near Tandil city, had been cited. The andesitic-basaltic dike is calc-alkaline-medium potassium. According to the analysis of multi-element diagrams, this body has a similar distribution pattern to the calc-alkaline dikes of the Sierras Septentrionales, whose age is ~2000 My.

Keywords: *Basement, dikes, rare earth elements, Sierras Septentrionales*

INTRODUCCIÓN

La presencia de enjambres de diques en zonas cratónicas representa una importante herramienta de correlación entre diferentes unidades tectónicas, ya que brinda información para la interpretación de procesos geodinámicos, así como para la reconstrucción de paleocontinentes (Baer y Heimann 1995).

El basamento de las Sierras Septentrionales hospeda un extenso sistema de diques proterozoicos (Figs. 1a, b) que fue ampliamente estudiado por numerosos autores (Villar Fabre 1955, Quartino y Villar Fabre 1967, Teruggi *et al.* 1974, Lema y Cuchi 1981, Dristas 1983, Kilmurray *et al.* 1985, Echeveste y Fernández 1994, Fernández y Echeveste 1995). Estos diques fueron reunidos en dos grandes grupos: Aquellos

emplazados durante el Proterozoico temprano y otros en el Proterozoico medio. Los primeros, de composición andesítica y riolítica, afloran en las Sierras de Tandil, Sierra del Tigre, Cerro Albión y especialmente en el Cerro Tandileufú (Fig. 2). Poseen una edad de ~2000 Ma (obtenida en biotita por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Teixeira *et al.* 2002) y corresponden a un volcanismo bimodal perteneciente a una asocia-

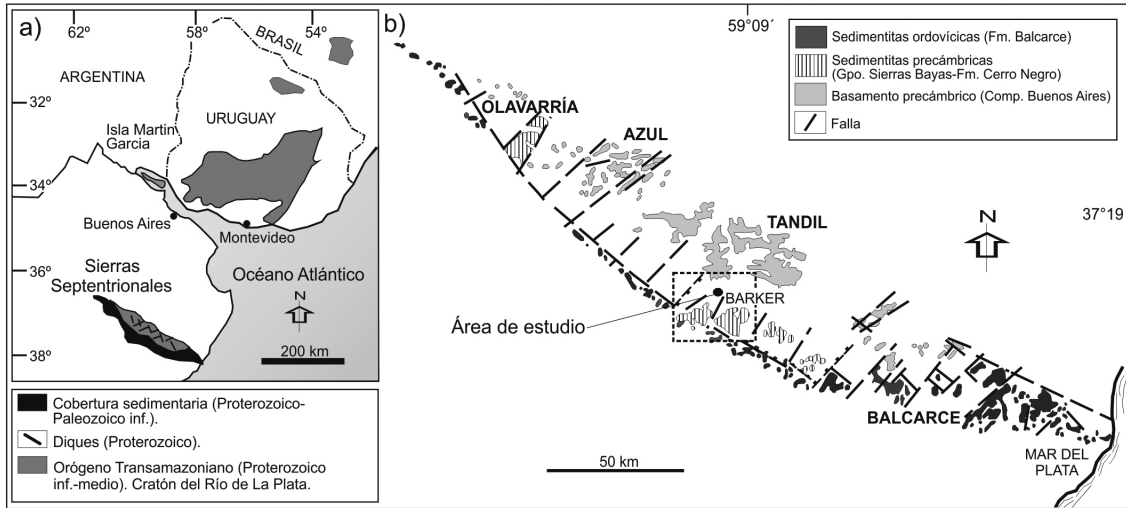


Figura 1: a) Mapa geológico de las Sierras Septentrionales, modificado de Iñiguez *et al.* (1989). b) Cratón del Río de la Plata, modificado de Delpino y Dristas (2008).

ción calcoalcalina (Fernández y Echeveste 1995, Iacumin *et al.* 2001). Estos diques se emplazaron durante una etapa transicional en el ciclo Transamazoniano (Iacumin *et al.* 2001). Los más jóvenes, cuya edad es de 1600 Ma, (Teixeira *et al.* 2002), son máficos y tholeíticos (Echeveste y Fernández 1994, Iacumin *et al.* 2001); comprenden dos tipos de diques: a) de diabasa que afloran en las Sierras de Azul y Tandil (Fig. 1b) y b) basálticos de alto TiO_2 que sólo afloran en las Sierras de Tandil (Teruggi *et al.* 1974 y 1988). El emplazamiento de los diques más jóvenes está asociado a un proceso extensivo durante la etapa post-colisional del ciclo Transamazoniano (Dalla Salda *et al.* 1988 y 1992).

Este trabajo tiene como objetivo presentar la caracterización petrológica y geoquímica de los diques ubicados en el área de San Miguel, situada aproximadamente a 60 kilómetros al sudoeste de la ciudad de Tandil (Fig. 2). Además, se comparan estos nuevos afloramientos con los distintos grupos de diques ubicados en sus proximidades, con el fin de asignarlos a uno de los dos grandes eventos de emplazamiento de diques ampliamente caracterizados por los autores antes mencionados.

MARCO GEOLÓGICO

La unidad conocida como Cratón del Río de la Plata (Almeida 1971, Rapela *et al.* 2007), que se observa en la figura 1a, está conformada por afloramientos de meta-

morfitas y granitoides ubicados en el oeste de la República Oriental del Uruguay, en el sur de Brasil y en las Sierras Septentrionales e Isla Martín García de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Dalla Salda *et al.* 2005, Cingolani 2010).

El basamento cristalino de las Sierras Septentrionales, denominado Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975), corresponde a una típica asociación ígneo-metamórfica compuesta por gneisses granítico-tonalíticos, migmatitas, anfibolitas y plutones graníticos a intermedios y en menor proporción por mármoles, esquistos y diques de composición ácida, intermedia y básica (Dalla Salda *et al.* 2005, Cingolani 2010).

Su evolución tectonomagmática corresponde al ciclo orogénico Transamazoniano o Tandileano, 2200-1800 Ma (Teruggi *et al.* 1973, Dalla Salda *et al.* 1988). Este período es asignado a un episodio de colisión continental, según Cingolani y Dalla Salda (2000), que generó deformación, metamorfismo y anatexis de las rocas corticales, provocando el emplazamiento de cuerpos graníticos. Posteriormente, entre los 1800 y 1600 Ma tuvo lugar un estadio post-colisional de naturaleza distensiva.

Sobreyace al basamento una cobertura sedimentaria compuesta por una sucesión calcárea y silicoclástica, contemporánea con el ciclo Brasiliano, que comprende el Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez 1979, Poiré *et al.* 1984, Poiré 1993) con edades de 900-800 Ma hasta los 560-543 Ma (Poiré 1987, Gómez Peral *et al.*

2007, Gómez Peral 2008) y la Formación Cerro Negro (Iñiguez y Zalba 1974) de edad neoproterozoica (de acuerdo a su contenido fosilífero, Gómez Peral *et al.* 2005). Sobre la sucesión anterior se encuentra depositada la Formación Balcarce que corresponde a una secuencia silicoclástica de edad cámbrico-ordovícica, ~500 Ma (Teruggi *et al.* 1958, Poiré *et al.* 2003). Ambas sucesiones (calcárea-silicoclástica y silicoclástica), corresponden a un ambiente de plataforma (Poiré *et al.* 1987 y 2003). Previo a la depositación de la Formación Balcarce, en el Neoproterozoico tardío - Cámbrico, se registra un importante fallamiento provocado por esfuerzos de orientación suroeste (Iñiguez *et al.* 1989) que afectó al basamento paleoproterozoico y a parte de la cobertura sedimentaria neoproterozoica.

Área de estudio

El área de San Miguel se encuentra situada entre las localidades de Barker y Azucena, al SO de la ciudad de Tandil (Fig. 2). Los afloramientos emplazados en esta zona corresponden a rocas ígneas, principalmente granitoides ácidos e intermedios, y metamórficas del Complejo Buenos Aires. Se distinguen dos cuerpos ígneos graníticos correspondientes al Cerro Guacho y al Cerro Quesería, este último datado en ~2130 Ma (Halpern *et al.* 1970) y uno de composición tonalítica que aflora en el casco de la Estancia San Miguel (Fig. 3). Las rocas metamórficas consisten en gneisses granatífero-biotíticos, compues-

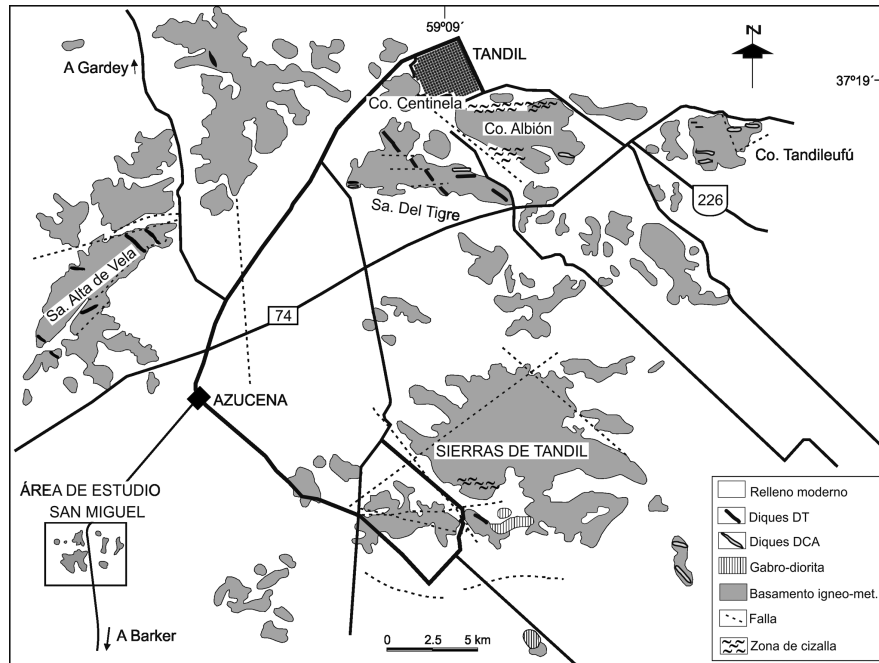


Figura 2: Mapa geológico del área de Tandil, modificado de Dalla Salda *et al.* (1988 y 2006). En el recuadro: ubicación del sector de estudio.

tos además por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas. Algunos de estos gneisses presentan milonitización y abundantes inyecciones de composición cuarzo-feldespática. En este basamento se distinguen un depósito tipo skarn y diversos diques de naturaleza tanto ácida como intermedio-básica. Sobre el basamento se dispone una cobertura sedimentaria que está representada por rocas silicoclásticas de la Formación Villa Mónica, Grupo Sierras Bayas, aflorante al SO del área de estudio, en las que se identificaron circones detriticos (Rapela *et al.* 2007) que arrojaron edades U-Pb SHRIMP de ~2200 Ma, confirmando que la edad del conjunto de rocas basamentales es paleoproterozoica. Gran parte de los afloramientos estudiados se halla cubierta por extendidos depósitos cuaternarios.

METODOLOGÍA

Se confeccionaron 25 secciones delgadas para la caracterización petrográfica de los distintos diques y sus rocas de caja presentes en el área de San Miguel. Sobre la base de la homogeneidad litológica de estos diques, se seleccionaron muestras representativas para cada uno. Parte de

estas muestras fueron trituradas y pulverizadas a malla 200 en un molino de anillos, para ser analizadas geoquímicamente en el Laboratorio ALS Patagonia S.A. (Argentina). Los elementos mayoritarios fueron determinados por espectroscopia de fluorescencia de rayos X, mediante la rutina ME-XRF12, en la que las muestras fueron primero calcinadas y disueltas con 50% $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - 50% LiBO_2 y finalmente fundidas a 1050-1100 °C hasta la obtención de una perla. Los patrones utilizados fueron SARM-39 y SARM-45. Los elementos minoritarios y traza se determinaron mediante la rutina ME-MS81, la misma consistió en mezclar 0,20 g de muestra con 0,9 g de LiBO_2 y fusionar a 1000 °C. El preparado resultante se enfrió y disolvió en 100 ml de HNO_3 al 4% - HCl al 2%. Esta solución fue analizada por una combinación de espectrometría de emisión de plasma y espectrometría de masas. Los patrones utilizados fueron OREAS-45, OREAS-14 y SY-4. Los valores determinados se graficaron con el programa Petrograph versión 6.0 para Windows 98/2000/XP (Petrelli *et al.* 2005), donde se obtuvieron los diferentes gráficos de clasificación que se utilizaron en el presente trabajo.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LOS DIQUES

Los diques del área de San Miguel afloran en tres sectores, los cuales fueron denominados: Nororiental, suroriental y occidental (Fig. 3).

Sector nororiental

En esta zona, la presencia de una cantera deja al descubierto la morfología interna del skarn San Miguel (de Barrio *et al.* 2009, Lajoine *et al.* 2013), el cual se encuentra intruido por un dique de composición granítica (Quartino y Villar Fabre 1967) con rumbo general $\text{N}15^\circ\text{O}$, aproximadamente vertical. Si bien los afloramientos son escasos, la cantera muestra una sección completa del dique, de 2 metros de espesor (Fig. 4a), en la que se reconocen sus contactos netos y escasas evidencias de metasomatismo, como la presencia de apatita y epidoto en los sectores periféricos del mismo. Su color gris oscuro contrasta con las coloraciones de tonalidades más claras del skarn (Fig. 4b). Su textura es granosa a levemente porfiroide, con tamaño de grano medio. Está compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

Sector suroriental

Se reconocen varios afloramientos de un dique granítico de similares características al descrito en la zona de la cantera. Se destacan dos afloramientos mayores cuyos rumbos generales son $\text{N}35^\circ\text{O}$ y $\text{N}25^\circ\text{O}$ (Figs. 4c, d), junto con numerosos asomos de menor tamaño, todos ellos parcialmente cubiertos y en apariencia desvinculados espacialmente entre sí (Fig. 4e). Si bien las relaciones de campo no son claras, este dique estaría en contacto con una roca ígnea de composición tonalítica, que aflora inmediatamente al este del dique y con un gneiss granatífero-biotítico, que asoma al oeste del mismo (Fig. 4e). Los afloramientos tienen aspecto redondeado por la meteorización; presentan diaclasamiento muy marcado, sobre todo los dos mayores, donde se registran tres sistemas de diaclasas cuyos rumbos son $\text{N}45^\circ\text{E}$ (d1), $\text{N}35^\circ\text{O}$ (d2) y $\text{N}15^\circ\text{O}$

(d3), como se observa en las figuras 4c y d. La d2 es la más frecuente e intercepta a la d1. El sistema d3 corta a los anteriores y es el de menor abundancia pero mayor longitud. En este sector se reconoció una labor de destape que exhibe un frente de 30 metros de longitud, en el cual se observa una zona de cizalla vertical a subvertical con rumbo N35°O. Esta zona se encuentra intensamente fracturada, deformada y con una fuerte tinción rojiza provocada por la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro (Figs. 4f, g). En algunos planos de fractura se observan superficies estriadas y pulidas. Esta zona de cizalla afecta a la roca de caja (gneiss biotítico-granatífero), al dique granítico, como así también a un cuerpo diqueiforme de coloración gris más oscura, emplazado entre los anteriores o en planos de fractura del dique granítico, cuyo espesor aproximado es de un metro (Fig. 4g). Hacia el sur se identificaron varios afloramientos menores de este mismo cuerpo con un rumbo que varía entre N-S y N15°O que totalizan una longitud de 15 metros. Este dique está conformado por una roca negra a gris oscura con un tamaño de grano muy fino, constituida mayoritariamente por cristales de anfíbol de tipo hornblenda.

Sector occidental

Se identificaron dos diques graníticos, uno en el Cerro Guacho y otro extenso y continuo de aproximadamente 100 metros de longitud al este de este cerro (Fig. 3). El primero se emplaza en una roca ígnea plutónica de composición granítica y presenta una longitud de 4 metros con rumbo N35°O. El afloramiento se encuentra muy diaclasado (Fig. 4h) y afectado por las tareas de extracción realizadas en una cantera, ubicada en este cerro. Su mineralogía está compuesta por microclino, plagioclasa, cuarzo y escasa biotita. El segundo dique se emplaza en el gneiss granatífero, aunque el contacto entre ambos no puede observarse bien debido a la cobertura de suelos (Fig. 4i). Su rumbo es N15°O, es aproximadamente subvertical y presenta diaclasamiento en dos direcciones, una N40°O y otra menos manifiesta N45°E. La roca que compone este

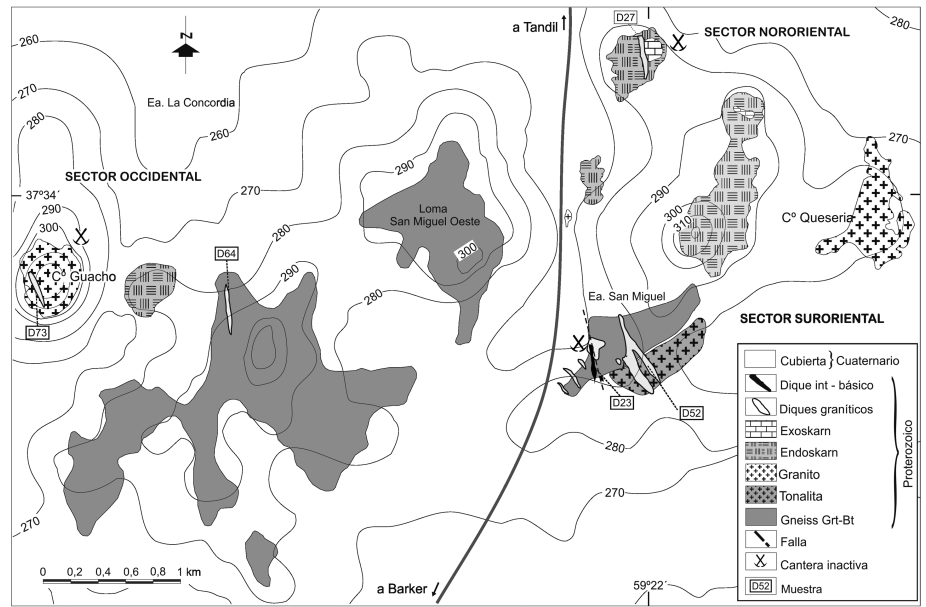


Figura 3: Mapa geológico del área de San Miguel (Lajoinie *et al.* 2013), en el que se destacan los tres sectores donde afloran los diques estudiados y la ubicación de las muestras.

dique presenta, al igual que los diques graníticos antes mencionados, textura granosa con tamaño de grano medio y una mineralogía compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

PETROGRAFÍA DE LOS DIQUES

Al microscopio, el dique nororiental y el del sector occidental emplazado en el Cerro Guacho, presentan una mineralogía compuesta por cuarzo (50-55 %), plagioclasa sódica (15-20 %), feldespato potásico (20-25 %), biotita (5-10 %) y como mineral accesorio circón. Poseen textura granosa a levemente porfiroide con un tamaño de grano medio que varía entre 0,8 y 2 milímetros (Figs. 5a, g), siendo las plagioclasas los minerales de mayor tamaño. Los cristales de cuarzo evidencian procesos de deformación, dados por la presencia de microestructuras como extinción ondulosa y bandas de deformación (Figs. 5b, i). Al mismo tiempo, otros cristales presentan signos de recuperación (presencia de subgranos) y recristalización dinámica como se observa en las figuras 5b e i. Las plagioclasas presentan desarrollo euahedral a subahedral y una composición general, determinada por el método de Michel-Lévy, entre albita y oligocla-

sa (An₀₅₋₁₂). Algunas poseen núcleos con coloración verdosa, producto de la alteración a epidoto, lo que podría indicar una composición más cálcica (Figs. 5c, j); por otro lado, también muestran rasgos de deformación intracristalina como maclas ahusadas. Los feldespatos potásicos están representados por microclino de hábito poco definido (subahedrales), presentando zonas reemplazadas por sericita y minerales arcillosos (Figs. 5b, i). Las biotitas son euahedrales y se encuentran desferrizadas, con una consecuente pérdida de color en los cristales (Figs. 5c, j). En los sectores periféricos del dique nororiental se observan crecimientos de cristales de epidoto y apatita, con desarrollos euahedrales (Figs. 5d, e, f) que corresponden a minerales neoformados, probablemente por la incorporación metasomática de calcio del exoskarn (Lajoinie *et al.* 2013).

El dique granítico suroriental y el del sector occidental emplazado en el gneiss granatífero-biotítico, también presentan similares características a las descritas para los diques anteriores. Poseen textura granosa, con tamaño de grano medio a fino entre 0,7 y 1 milímetro, con una mineralogía constituida por cuarzo (40 %), plagioclasa (25-30 %), feldespato potásico (25 %) y biotita (0-10 %), como se observa en las figuras 6a y d. Estos minerales exhi-



Figura 4: a) Afloramiento del dique del sector nororiental en uno de los frentes de la cantera del skarn San Miguel. b) Contacto entre el dique y el skarn. c) y d) Dique del sector suroriental. Afloramientos mayores, donde se observan los distintos sistemas de diaclasas. e) Aspecto de los afloramientos menores, menos diaclasados en contacto con el gneiss granatífero-biotítico. f) Zona de cizalla sumamente meteorizada donde afloran el dique granítico diaclasado y el gneiss (roca de caja) ambos afectados por meteorización. g) Dique granítico en contacto con el dique de composición intermedia-básica ambos afectados por fracturación y oxidación. h) e i) Diques del sector occidental. h) Afloramiento del dique del Cerro Guacho. i) Vista del dique de mayor longitud emplazado en el gneiss.

ben las mismas texturas de deformación intracristalina (especialmente en cuarzo y feldespato) y recristalización de tipo dinámica (Fig. 6b, e). Sin embargo en estos

diques la plagioclasa es más abundante y su composición general, determinada por el método de Michel-Lévy, es más cálcica (An_{15-23}), correspondiente a una oligoclasa.

El feldespato potásico presenta desarrollo subhedral, es de tipo microclino en el dique suroriental y observa un maclado tipo Carlsbad y texturas mirmequíticas

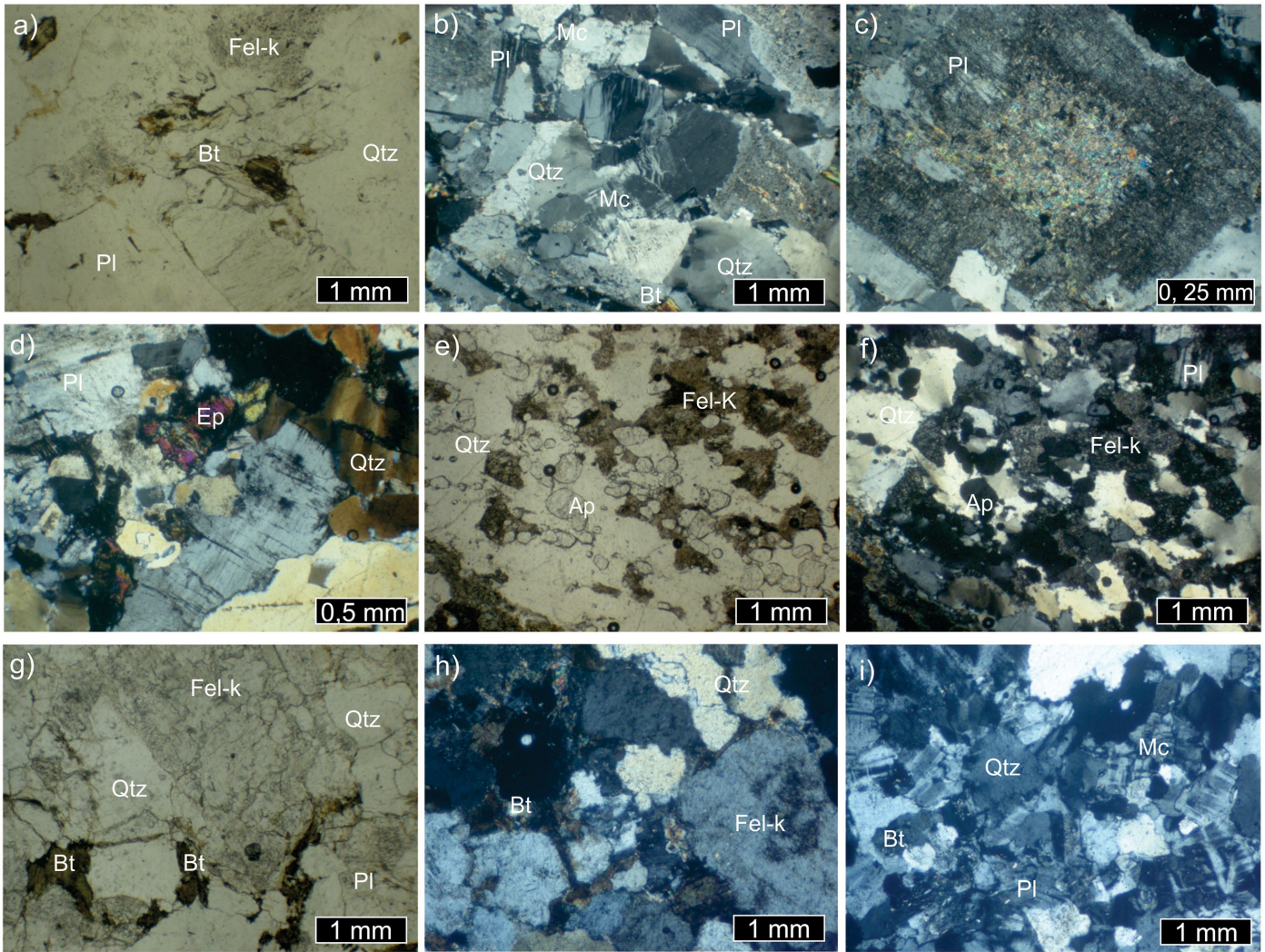


Figura 5: a) Textura microscópica y mineralogía sin analizador, del dique nororiental. b) Aspecto microscópico de los minerales con analizador y microestructuras de deformación en cristales de cuarzo. c) Cristal de plagioclasa zonado y alterado. d) Cristales de epidoto, generados como consecuencia del metasomatismo. e y f) Cristales de apatita, con nicoles paralelos y cruzados, respectivamente. g) Aspecto microscópico y mineralogía, sin analizador, del dique occidental emplazado en el Cerro Guacho. h) e i) Microestructuras de deformación en cristales de feldespato y cuarzo, con nicoles cruzados. Abreviaturas de minerales según Siivola y Schmid (2007).

(Fig. 6b), en el dique del sector occidental. En ambos diques el feldespato potásico presenta crecimientos de sericita generado por los procesos de alteración (Fig. 6c, f). La biotita es escasa y de crecimiento intersticial y posee una leve cloritización (Fig. 6a, d). Los minerales accesorios son circón y titanita, ambos de tamaño muy pequeño (inferior a 0,1 milímetros), el primero asociado a los sectores con biotita. En el sector suroriental se reconoció un dique conformado por una roca de coloración gris oscura a negra, que vista al microscopio presenta grano fino a muy fino y textura inequigranular tipo porfírica. Está compuesta por una matriz de grano

muy fino (0,1 milímetros), que en algunos sectores evidencia una ligera orientación de los minerales que la componen. Está constituida por plagioclasa, anfíbol de tipo hornblenda parcialmente reemplazado por tremolita, biotita y clorita, escaso cuarzo y minerales opacos (Fig. 7a, b). Los fenocristales son de plagioclasa y poseen tamaños que varían entre 1 y 2 milímetros. Tienen un desarrollo euhédrico, poseen maclas tipo polisintética y Carlsbad y una marcada zonación (Fig. 7c). Esta zonación queda resaltada por la presencia de inclusiones o pequeños cristales de anfíbol especialmente en los bordes de la mayoría de los fenocristales, donde

se observan uno o dos anillos de extinción diferencial, lo que indica un cambio composicional en la plagioclasa, asociado a episodios de desequilibrio durante su cristalización (Fig. 6c). En aislados fenocristales, estas inclusiones se concentran en sus núcleos. En otros sectores del mismo dique se observa una intensa deformación que se manifiesta a través de una marcada orientación preferencial en la matriz, paralela a planos de disolución por presión, bien definidos y a la presencia de fenocristales de plagioclasa deformados (Fig. 6d). En menor cantidad se presentan fenocristales de anfíbol de tipo hornblenda, los cuales se encuentran de-

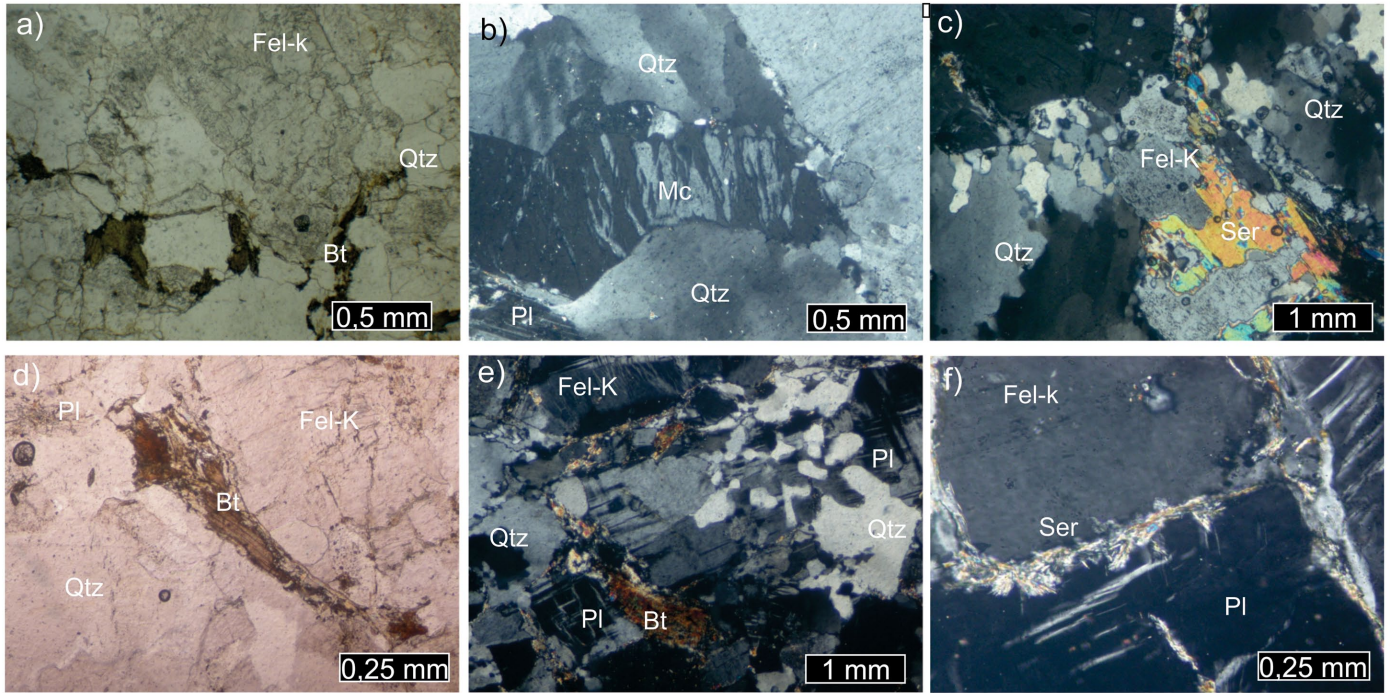


Figura 6: a) Textura microscópica y mineralogía sin analizador, del dique del sector suroriental. Los cristales de biotita presentan una pérdida de color. b) Aspecto microscópico con analizador, donde se pueden apreciar las microestructuras de deformación en los cristales de cuarzo y microclino. c) Cristal de feldespato potásico, rodeado de cuarzo, parcialmente reemplazado por sericita. d) Textura microscópica y mineralogía, sin analizador, del dique occidental emplazado en el gneiss granatífero-biotítico, donde se observa el crecimiento intersticial de cristales de biotitas desferrizadas. e y f) Microtexturas de deformación en cuarzo (con extinción ondulosa) y en feldespato (con maclas ahusadas), con analizador. Algunos feldespatos presentan textura mirmequítica. Abreviaturas de minerales según Siivola y Schmid (2007).

formados, exhibiendo estructuras núcleo-manto con colas asimétricas tipo sigma (Fig. 6d); dicho rasgo junto con la presencia de planos de disolución evidencian un proceso de milonitización intenso (Fig. 6d, e). Con posterioridad al proceso de deformación dúctil se desarrolló un estadio de deformación frágil que generó diaclasamiento en dos direcciones bien definidas que son perpendiculares entre sí y forman ángulos de 45° con la foliación milonítica (Fig. 7f).

GEOQUÍMICA DE LOS DIQUES

Con el objeto de realizar una adecuada tipificación geoquímica de los diques, se realizaron análisis químicos de roca total incluyendo concentraciones de los elementos mayoritarios, minoritarios y traza de las muestras extraídas de cada sector; los resultados analíticos se muestran en el cuadro 1. Los porcentajes de óxidos mayoritarios fueron recalculados a 100 % en base anhidra, como se recomienda para la

confección de los distintos gráficos utilizados.

Elementos mayoritarios

La muestra D23 corresponde al dique de composición intermedia-básica y las otras a los diques graníticos, del sector nororiental (D27), suroriental (D52) y occidental (D64 y D73), como se indica en la figura 3. En los diagramas se graficaron además, los datos geoquímicos de muestras procedentes de diques andesítico-basálticos de la región de Tandil (cercanos al área de estudio) emplazados en la Sierra Alta de Vela y en las Sierras de Tandil (Iacumin *et al.* 2001). Los mismos fueron separados en diques tholeíticos y diques calcoalcalinos, debido a la gran importancia de esta diferenciación en la interpretación de su génesis. También se graficaron otros datos geoquímicos de rocas graníticas de la región de Tandil (Dalla Salda *et al.* 1988, Dalla Salda y Franzese 1989), y se compararon con las firmas geoquímicas de los diques graníticos del área de San Miguel. Para la clasificación general de los di-

ques se utilizó el diagrama binario K_2O-SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976), que se observa en la figura 8a. Las muestras D27, D52, D64 y D73 quedan incluidas en el campo de rocas calcoalcalinas de alto potasio y la D23 en el campo calcoalcalino de potasio medio, junto a las muestras de los diques calcoalcalinos.

La figura 8b grafica la relación entre el índice de saturación en alúmina (Shand 1927, que diferencia los magmas metaluminosos de los peraluminosos) y el Índice Agpaítico (que separa los magmas en subalcalinos y peralcalinos). En ésta, se observa como las cinco muestras estudiadas se disponen en el campo de magmas subalcalinos, pero la D23 lo hace en el cuadrante subalcalino-metaluminoso y las correspondientes a D27, D52, D64 y D73 en el cuadrante subalcalino - peraluminoso.

Las rocas de los diques estudiados fueron clasificadas mediante una serie de diagramas ampliamente utilizados en la literatura geológica. En el diagrama "Total Alkali - Silica" (Le Maitre 2002) de la figura 8c,

la muestra D23 queda comprendida en el campo de las andesitas basálticas junto con las muestras de los diques de composición intermedia-básica de la región de Tandil, que corresponden al evento más antiguo de emplazamiento de diques (Iacumin *et al.* 2001). De igual manera las muestras D27, D52, D64 y D73 fueron ploteadas en el diagrama de Middlemost (1994), donde D27 y D64 corresponden a granitos, mientras que D52 y D73 son granodioritas (Fig. 8e).

Elementos traza y tierras raras

Como los diques del área de San Miguel presentan evidencias petrográficas de procesos de metamorfismo y alteración posteriores a su cristalización, es conveniente utilizar diagramas de clasificación sobre la base de determinados elementos traza inmóviles, dado que los mismos no experimentan grandes cambios con los procesos acaecidos con posterioridad a la formación de la roca. Teniendo en cuenta la utilidad de ciertos elementos traza como parámetros de discriminación de ambientes tectónicos, se emplearon distintos diagramas según el tipo de roca. Para los diques graníticos se usó el diagrama propuesto por Pearce *et al.* (1984), donde se observa que las muestras D27, D52, D64 y D73 corresponden a una transición entre granitos sincolisionales y arco volcánico al igual que los granitos del área de Tandil (Fig. 9a, Dalla Salda *et al.* 1988, Dalla Salda y Franzese 1989).

Para los diques intermedio-básicos (diques calcoalcalinos, diques tholeítico y D23), se utilizó el diagrama triangular $Ti/100-Zr-3Y$ (Fig. 9b), propuesto por Pearce y Cann (1973), D23 corresponde a basalto calco-alcalino, al igual que los diques calcoalcalinos, mientras que los diques tholeíticos plotean en el campo de los basaltos de intraplaca.

Diagramas multielementos

Se realizaron dos gráficos uno de tierras raras normalizado a condrito (Fig. 9c, Sun y McDonough 1989) y otro diagrama extendido de elementos traza normalizado al manto primitivo (Fig. 9d) de acuerdo a Wood *et al.* (1979). En el primero se inclu-

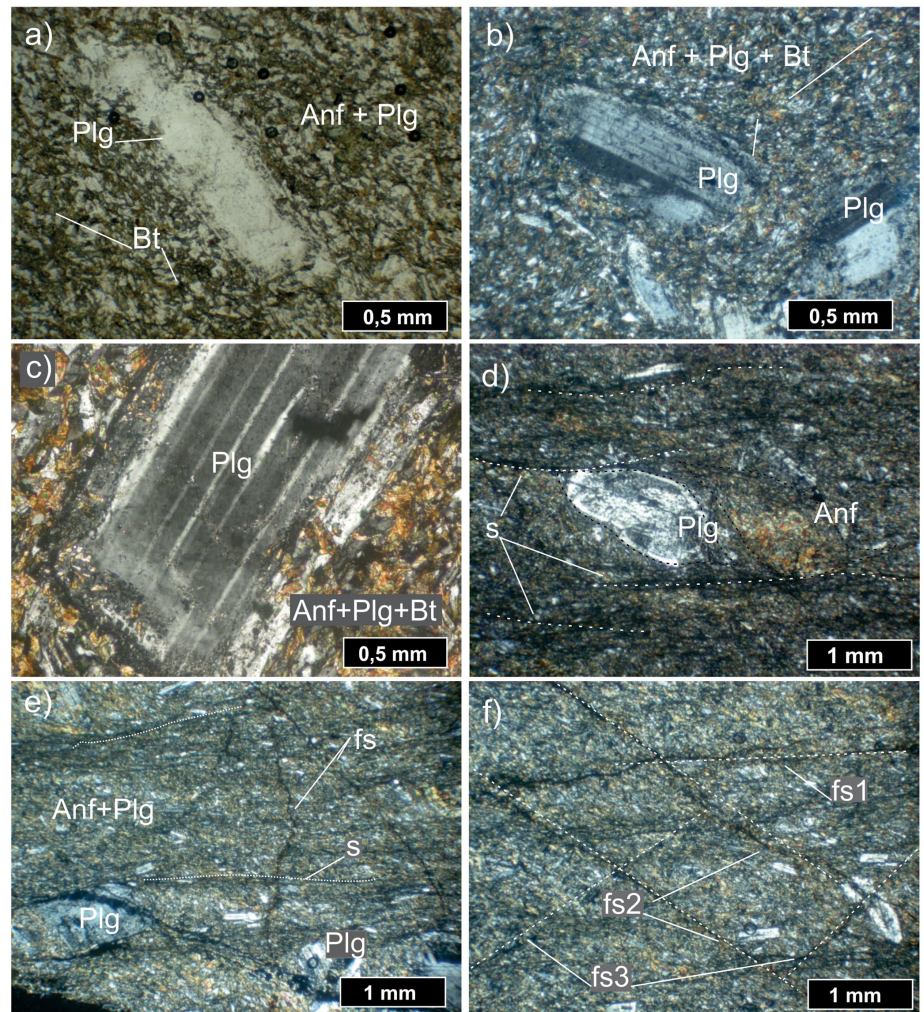


Figura 7: a) y b) Textura microscópica y mineralogía del dique intermedio-básico, sin y con analizador, respectivamente. c) Fenocristal de plagioclasa zonado, rodeado por la matriz holocristalina, con analizador. d) Porfiroclastos tipo sigma de hornblenda y plagioclasa, rodeados por una matriz que presenta una fábrica anisótropa planar tipo foliación milonítica. e) Relación angular entre la foliación milonítica (s) y los planos de fisura posteriores (fs). f) Relación angular entre los planos de fisura. Abreviaturas de minerales según Siivola y Schmid (2007).

yeron también tres muestras de los diques estudiados por Iacumin *et al.* (2001), dos correspondientes a los tholeíticos y una a los calcoalcalinos. En la figura 9c se observa un diseño con pendientes negativas para todas las muestras, los diques graníticos poseen casi el mismo diseño pero con diferentes anomalías de Eu. La muestra D23 presenta el mismo diseño que los diques calcoalcalinos, con un enriquecimiento en elementos tierras raras livianas, mientras que los diques tholeíticos tienen un diseño sin pendiente debido a que no presentan enriquecimiento en elementos tierras raras livianas. La anomalía de Eu de los diques fue cuantificada mediante la

fórmula $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$, la cual arrojó valores de 0,08; 0,35; 0,19 y 0,69 para D27, D52, D64 y D73 respectivamente y un valor de 0,87 para D23.

El grado de evolución de los fundidos está indicado por los valores de elementos tierras raras totales (en ppm): 201,06 para D27; 235,86 para D52; 106,20 para D64; 200,65 para D73 y 128,88 para D23. El grado de fraccionamiento de las rocas (que se refleja en las pendientes) se calculó con la relación $(La/Yb)_N$, la cual arrojó valores de 27,88; 10,34; 13,65; 22,38 y 7,04 para D27, D52, D64, D73 y D23, respectivamente. Para los diques tholeítico esta relación es de 1,55 y para los diques cal-

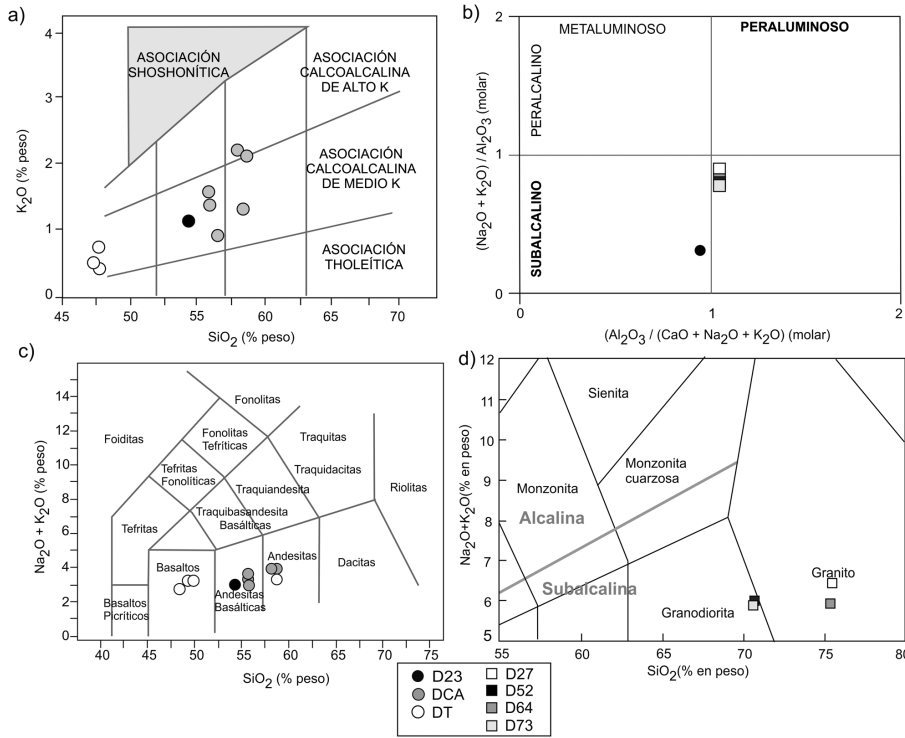


Figura 8: a) Diagrama binario K_2O-SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976). b) Índice de Saturación en Alúmina (Shand 1927) vs. Índice Agpaítico. c) Diagrama TAS (Le Maitre 2002). d) Diagrama TAS, para rocas plutónicas de Middlemost *et al.* (1994). DT y DCA muestras tomadas de Iacumin *et al.* (2001).

la muestra D23 un valor de 3,98, mientras que esta relación (también calculada con datos de Iacumin *et al.* 2001) es de 1,01 para los diques tholeíticos y de 3,19 para los diques calcoalcalinos. Para los diques graníticos se calculó la misma relación, obteniéndose valores de 3,39; 5,06; 3,38 y 5,74 (para D27, D52, D64 y D73).

En el diagrama de la figura 9d, normalizado al manto primitivo (Wood *et al.* 1979, se observa como la tendencia del dique D23 es a acercarse a la distribución de tierras raras de los diques calcoalcalinos y a diferenciarse un poco más de los diques tholeíticos. Los diques tholeíticos tienen concentraciones menores de Ba, La, Ce y Nd, pero mayor cantidad de Ti, en comparación con los diques calcoalcalinos y D23 (Fig. 9d, e). Si bien la D23 presenta grandes similitudes con los diques calcoalcalinos, la primera tiene contenidos ligeramente menores de Rb, K, Nb y P, asociado al grado de alteración meteórica que presenta este dique.

De igual forma se calculó la relación $(Zr/Ti)_N$, dando valores de 1,71; 1,88 y 0,78 (para D23, diques calcoalcalinos y diques tholeíticos respectivamente), siendo la anomalía de Ti mayor en los dos primeros y prácticamente nula en el último.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los estudios petrográficos y geoquímicos permitieron diferenciar dos tipos litológicos en los diques del área: (1) granítico y (2) andesítico-basáltico. El primero corresponde a granitos y granodioritas, de similar mineralogía, pero con una variación en la abundancia y composición de las plagioclasas. Según los diagramas de clasificación geoquímica y discriminación tectónica, son granitos calcoalcalinos, metaluminosos con tendencia a la peraluminosidad, con una signatura geoquímica que los ubica en un zona de transición entre los granitos sin-colisionales y de arco volcánico, en coincidencia con los granitos del área de Tandil. Si bien desde el punto de vista geoquímico, los altos valores de Rb son los esperados para los granitos tipo-S (entre 244

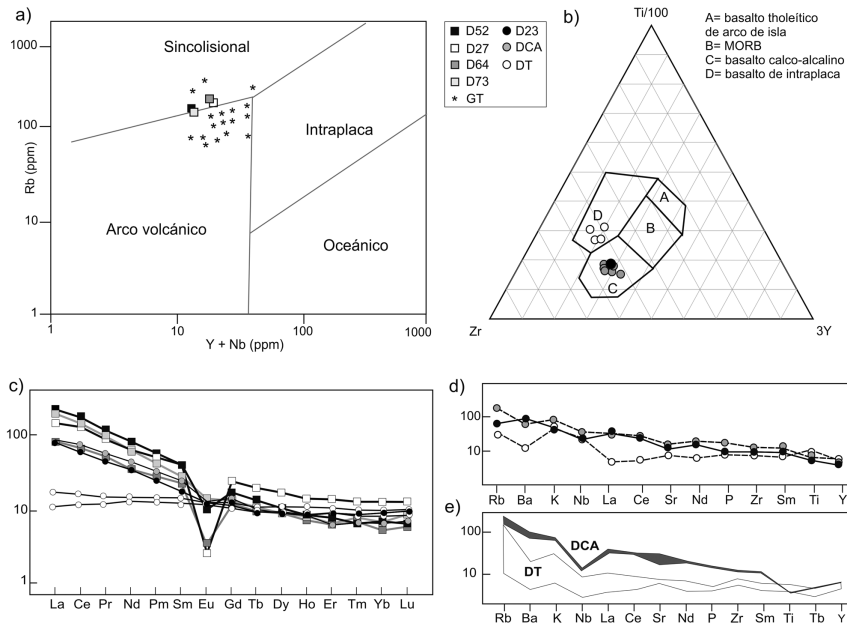


Figura 9: Diagramas de discriminación tectónica. a) Diagrama binario propuesto por Pearce *et al.* (1984). b) Diagrama triangular propuesto por Pearce y Cann (1973). DT y DCA muestras tomadas de Iacumin *et al.* (2001) y GT tomadas de Dalla Salda (1988) y Dalla Salda y Franzese (1989). Diagramas multielementos. c) Normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989). d) Normalizado al manto primitivo (Wood *et al.* 1979). Tendencias de los diques DT y DCA estudiados por Iacumin *et al.* (2001).

coalcalinos es igual a 10,00 (Iacumin *et al.* 2001). La relación $(La/Sm)_N$ (Schilling *et al.* 1983), que evidencia el grado de frac-

cionamiento de las tierras raras livianas de las rocas correspondientes a los diques respecto al manto primitivo, arrojó para

y 352 ppm), según Christiansen y Jeffrey (1996), el índice de saturación en alúmina indica que los valores de Al_2O_3 son levemente menores a los esperados para granitos típicamente peraluminosos. Esto acompañado con la ausencia de minerales como muscovita o polimorfos del aluminio, hace pensar que estos granitos serían metaluminosos con una tendencia a la peraluminosidad, considerando que en muchas ocasiones los granitoides con alta SiO_2 son los últimos residuos en cristalizar y tienen además de agua, volátiles ricos en aluminio lo que podría obliterar este valor. En el análisis de los diagramas multielementos se observa una distribución con pendientes negativas para estos diques en la que se destaca un enriquecimiento en elementos tierras raras livianas y anomalías negativas de Eu. Esta anomalía es menor en las granodioritas, probablemente debido a la mayor proporción de plagioclasa respecto a los granitos. Estos diques serían preliminarmente comparables con filones capa graníticos emplazados al SO del cerro Centinela, en la foliación de una roca gnéissica (Quartino y Villar Fabre 1967). Presentan similitudes petrográficas y geoquímicas, sugiriendo que podrían derivar del mismo fundido granítico aunque con diferente modo de emplazamiento. En el área de estudio la coincidencia de los rumbos e inclinaciones que poseen los diques se debe a que su emplazamiento estuvo controlado por un mismo sistema de fracturas preexistente de rumbo preferencial NO.

Por otra parte el dique andesítico-basáltico es calcoalcalino de potasio medio. Se encuentra emplazado en una zona de cizalla con una actitud similar a la de los diques graníticos, por lo que presenta rasgos característicos de deformación plástica como el desarrollo de una foliación milonítica y porfiroclastos con bordes deformados y recrystalizados. Los porfiroclastos, principalmente de plagioclasa, presentan una fuerte zonación, que en la mayoría de los casos se debe a desequilibrios químicos durante su cristalización. Según las relaciones geoquímicas $(La/Yb)_N$ y $(La/Sm)_N$ obtenidas, este dique evidencia afinidad con los calcoalca-

CUADRO 1: Resultados de análisis geoquímicos de los diques aflorantes en el área de San Miguel.

Muestra	D-27	D-52	D-23	D-64	D-73
Coordenada	5556280	5556308	5556162	5554509	5553640
G-K	5842817	5841514	5841446	5841684	5841779
SiO_2	76,7	72,8	54,5	76	72,1
Al_2O_3	12,6	13,65	15,4	13,15	14,6
BaO	0,014	0,075	0,075	0,03	0,12
CaO	0,61	1,42	5,69	0,8	1,63
Cr_2O_3	0,021	0,032	0,017	0,04	0,02
Fe_2O_3	1,1	1,66	12,6	0,94	2,55
K_2O	4,58	4,75	1,23	4,72	3,94
MgO	0,09	0,33	4,94	0,13	0,53
MnO	0,035	0,022	0,164	0,02	0,04
Na_2O	3,46	3,16	2,49	3,62	3,97
P_2O_5	0,017	0,047	0,178	0,01	0,08
SrO	0,005	0,017	0,026	0,01	0,03
TiO_2	0,08	0,24	0,64	0,08	0,34
LOI 100	0,6	0,65	1,94	0,5	0,75

Muestra	D-27	D-52	D-23	D-64	D-73
Ba	153,5	722	677	236	1080
Ce	79,5	104	44,8	40,8	87,9
Cr	180	210	120	260	200
Cs	12,5	5,85	2,78	4,77	3,98
Dy	4,55	2,76	3,25	2,44	2,38
Er	2,39	1,33	2,11	1,11	1,17
Eu	0,16	0,61	1	0,21	0,85
Ga	19,1	18,8	17,5	16,7	19
Gd	5,1	3,66	3,28	2,67	2,85
Hf	5,1	4,8	2,8	3	6,1
Ho	0,83	0,5	0,68	0,44	0,49
La	35	50,9	22,8	19,3	47,2
Lu	0,34	0,17	0,35	0,16	0,23
Nb	13,3	9,1	5,2	8	7,7
Nd	30,1	38,8	20,1	16,4	29,4
Pr	8,55	11,1	5,28	4,87	9,45

Muestra	D-27	D-52	D-23	D-64	D-73
Rb	352	244	51,5	254	144
Sm	6,43	6,28	3,57	3,56	4,37
Sn	6	3	1	2	3
Sr	41,4	201	255	67,5	213
Ta	1,9	0,7	0,4	0,7	0,6
Tb	0,77	0,51	0,49	0,39	0,43
Th	16,45	18,45	4,9	15,65	12,45
Tl	<0,5*	<0,5*	<0,5*	<0,5*	<0,5*
Tm	0,34	0,18	0,31	0,19	0,21
U	5,04	3,22	0,98	4,42	2,68
V	9	16	121	14	30
W	12	13	3	18	14
Y	24,7	13,8	18,5	12,7	12,5
Yb	2,3	1,24	2,2	0,96	1,22
Zr	120	170	100	78	245

Nota: Los óxidos mayoritarios están expresados en % en peso, los elementos minoritarios y traza en ppm. El número de decimales depende de la exactitud del método para la detección del elemento.

* Por debajo del límite de detección.

linos estudiados por Iacumin *et al.* (2001) para los cuales Teixeira *et al.* (2002) determinan una edad de ~2000 Ma. En el mismo sentido, el diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (Wood *et al.* 1979) muestra similar enriquecimiento para algunos elementos litófilos de gran radio iónico (Ba y Sr) y elementos tierras raras livianas (La y Ce) en D23 y en los diques calcoalcalinos. Dicho enriquecimiento podría deberse a la asimilación del material cortical que experimentan los magmas calcoalcalinos en su ascenso a través de una corteza engrosada. En este sentido, Iacumin *et al.* (2001), proponen que los diques calcoalcalinos que se emplazaron a los ~2000 Ma, deri-

van de la fusión parcial de material mantélico, afectado por metasomatismo a partir de la interacción con material cortical. En síntesis, sobre la base de las relaciones de campo, los análisis petrológicos, geoquímicos y los datos geocronológicos disponibles en la región investigada, se concluye que el dique andesítico-basáltico se emplazó a través de un sistema de planos de debilidad reactivado que afectó al gneiss y al dique granítico. De esta forma si al dique andesítico-basáltico se le asigna una antigüedad de ~2000 Ma, los graníticos tendrían una edad entre los 2000 y 2200 Ma, considerando la edad máxima determinada por Rapela *et al.* (2007) para el basamento que aflora en el área de es-

tudio y la datación del cuerpo granítico en el cerro Quisería de 2130 Ma (Halpern *et al.* 1970).

Finalmente, los diques del área de San Miguel representan evidencias de complejos procesos tectonomagmáticos desarrollados en un lapso de unos 200 Ma, de gran importancia para la historia evolutiva del cratón del Río de la Plata.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo desean expresar su agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; a los señores Miguel Catella y Luis Magnasco, por su hospitalidad en la zona de trabajo y al Lic. Hernán de la Cal por su colaboración en los trabajos de campo. Este trabajo fue financiado por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires y por la Universidad Nacional de La Plata en el marco del Proyecto 11N-617. El manuscrito fue considerablemente mejorado gracias a los valiosos aportes de dos revisores anónimos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 1: 13-21.
- Baer, G. y Heimann, A. 1995. Physics and Chemistry of Dikes. A.A. Balkema, 339 p., Rotterdam.
- Christiansen, E.H. y Jeffrey, D.K. 1996. Trace Element in Silicic Magmas: A Metallogenic Perspective. En Wyman, D.A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 115-151, Manitoba.
- Cingolani, C.A. 2010. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata cratón: An overview. *International Journal of Earth Science* 100: 221-242.
- Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H. 2000. Buenos Aires cratonic region. En Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress: 139-146, Río de Janeiro.
- Dalla Salda, L.H. y Franzese, J.R. 1989. Los granitoides de Tandil. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas 1: 845-861, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H. e Iñiguez Rodríguez, A.M. 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-550, Neuquén.
- Dalla Salda, L.H., Bossi, J. y Cingolani, C.A. 1988. The Rio de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11: 263-269.
- Dalla Salda, L.H., Franzese, J.R. y Posadas, V.G. 1992. The 1800 Ma mylonite-anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. *Basement Tectonics* 7: 161-174.
- Dalla Salda, L.H., de Barrio, R.E., Echeveste, H. y Fernández, R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R., Caballé, M.F. y Llambías E.J. (eds.) *Geología y Recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 26º Congreso Geológico Argentino 32-50, La Plata.
- Dalla Salda, L.H., Spalletti, L.A., Poiré, D.G., de Barrio, R., Echeveste, H. y Benialgo, A. 2006. Tandilia. *Temas de Geología Argentina* 1. Serie Correlación Geológica 21:17-46. San Miguel de Tucumán.
- de Barrio, R.E., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Martín-Izard, A., Tessone, M.O. y Paz, M. 2009. Geological and geochemical evolution of the San Miguel skarn, Tandilia Belt, Buenos Aires Province, Argentina. 24th International Applied Geochemistry Symposium 281-284, Canada.
- Delpino, S.H. y Dristas, J.A. 2008. Dolomitic marbles and associated calc-silicates, Tandilia belt, Argentina: Geothermobarometry, metamorphic evolution, and P-T path. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 147-175.
- Dristas, J.A. 1983. Petrología de una metariolita en la Sierra del Tigre, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 192-200.
- Echeveste, H.J. y Fernández, R. R. 1994. Asociaciones de óxidos y sulfuros en diques básicos de las Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata* 11: 99-118.
- Fernández, R. R. y Echeveste, H. J. 1995. Caracterización geoquímica y petrológica de diques del Sistema de Tandilia, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Actas 1: 329-337, Buenos Aires.
- Gómez Peral, L.E. 2008. Petrología y diagénesis de las unidades sedimentarias precámbricas de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 619 p., La Plata.
- Gómez Peral, L. E., Poiré, D.G. y Canalicchio, J.M. 2005. Clastos fosfáticos en la Formación Villa Mónica, Neoproterozoico inferior, Sistema de Tandilia, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 125-132, La Plata.
- Gómez Peral, L., Poiré, D.G., Strauss, H. y Zimmermann, U. 2007. C-O Isotope data and diagenetic constraints of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group, (SW Gondwana), Argentina. *Chemical Geology* 237:127-146.
- Halpern, M., Umpierre Urquhart, M. y Linares, E. 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America, as relate to Gondwana and Andean geologic provinces. 4º Upper Mantle Symposium, *Petrología y Volcanismo* 345-356, Buenos Aires.
- Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J. y Ribot, A. 2001. Early Proterozoic Calc-Alkaline and Middle Proterozoic Tholeiitic Dyke Swarms from Central-Eastern Argentina. *Petrology, Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Tectonic Implications*. *Journal of Petrology* 42: 2109-2143.
- Iñiguez, A.M. y Zalba, P. 1974. Nuevo nivel de arcillas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *Anales del Lemit* 264: 95-100.
- Iñiguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L. y Zalba, P. 1989. Cuenca Precámbrica-Paleozoico inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En Chebli, G., Spalletti, L.A. (eds.) *Cuencas sedimentarias argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 245-263, Tucumán.
- Kilmurray, J.O., Leguizamón, M.A. y Ribot, A. 1985. Los diques de diabasa del noroeste de las Sierras de Azul, Provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses* 863-866.
- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O. y Recio, C. 2013. Zonación mineral vinculada a procesos geoquímicos en el skarn San Miguel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 402-412.
- Lema, H. y Cucchi, R. 1981. Hallazgo de meta-

- vulcanitas en el Cerro Tandileufú, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 1-103.
- Le Maitre, R. W. 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University, 236 p., Cambridge.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E. 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 161-179.
- Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Science Review* 37: 215-224.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D. y Peccerillo, A. 2005. Petrograph: a New Software to Visualize Model and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, Geochemistry, Geophysics and Geosystems, vol 6, Q07011, DOI 10.1029/2005G000932.
- Poiré, D.G. 1987. *Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Baya en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 271 p., La Plata.
- Poiré, D.G. 1993. *Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina*. 10º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1-11, Mendoza.
- Poiré, D.G., del Valle, A. y Regalía, G.M. 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 249-266, Río Negro.
- Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y del Valle, A. 2003. The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, palaeoenvironments and sequence stratigraphy. *Geologica Acta* 1: 41-60.
- Quartino, B. y Villar Fabre, J. 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 223-251.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49-82.
- Schilling, J.G., Meyer, P.S. y Kingsley, R.H. 1983. Rare earth geochemistry of Iceland basalts: Spatial and temporal variations. En Bott, M.H.P., Saxov, S., Talwani M. y Thiede J. (eds.) *Structure and development of Greenland Scotland Ridge*, Press Plenum, 319-342. New York y London.
- Shand, S. J. 1927. *The Eruptive Rocks*. John Wiley, 360 p., New York.
- Siivola, J. y Schmid, R. 2007. List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. www.bgs.ac.uk/scmr/home.html.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En Saunders A.D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Blackwell Scientific, 313-345, Boston.
- Teixeira, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A, Fernández, R., Renne, P.R. y Heaman, L.M. 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data provide new clues for intraplate rifting shortly after the TransAmazonian orogeny. *Precambrian Research* 119: 329-353.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O. 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 185-204.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L.H. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 295: 81-94.
- Teruggi, M. E., Kilmurray, J.O., Rapela, C.W. y Dalla Salda, L.H. 1974. Diques básicos en las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 41-60.
- Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A. y Ramos, V.A. 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina* 43: 366-374.
- Villar Fabre, J.F. 1955. Resumen geológico de la Hoja 32p, Sierras del Azul, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina* 10:75-99
- Wood, D.A., Joron, J.L. y Treuil, M. 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 326-336.

Recibido: 14 de febrero, 2013
Aceptado: 5 de febrero, 2014