



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



# **Petrología del enjambre de diques máficos intruídos en el Granito Ñuñorco en la zona de la Cuesta de Miranda, Sistema de Famatina, La Rioja**

**Tettamanti, Magdalena**

Licenciado en Geología

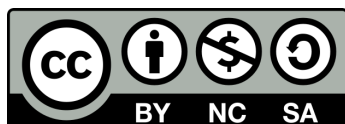
Dirección: Echeveste, Horacio

Co-dirección: Aguilera, Emilia Yolanda

Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
2019

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20190828001693>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons  
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
FCNyM - UNLP



UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE LA PLATA



Facultad de Ciencias  
Naturales y Museo

**Trabajo Final de Licenciatura**

---

# **Petrología del enjambre de diques máficos intruídos en el Granito Ñuñorco en la zona de la Cuesta de Miranda, Sistema de Famatina, La Rioja.**



**Alumna: Magdalena Tettamanti**  
**Director: Dr. Horacio Echeveste**  
**Co-Directora: Dra. Emilia Yolanda Aguilera**

## RESUMEN:

En el presente Trabajo Final de Licenciatura se estudiaron los diques máficos intruídos en el basamento ígneo de edad Ordovícica de la Cuenca de Paganzo, denominado “Granito Ñuñorco”. El objetivo fue establecer las características geológicas del enjambre de diques en el área de Cuesta de Miranda, a partir del estudio de su yacencia, petrografía y geoquímica.

El enjambre de diques máficos ha sido estudiado por numerosos autores, quienes los han clasificado dentro del grupo de los lamprófiros calcoalcalinos de tipo espesartita. La presencia de fenocristales de plagioclasa determina que las rocas analizadas no presentan las características recomendadas por la IUGS para ubicarlas dentro de la sistemática de lamprófiro y por lo tanto fueron clasificadas como microgabros horblendíferos.

Según los resultados obtenidos a partir de los análisis geoquímicos, se determinó que se trata de rocas de composición basáltica, subalcalina, calcoalcalina y metaluminosas que se habrían generado a partir de un magma poco diferenciado con herencia de arco y su emplazamiento es producto de una etapa extensional en el retroarco en un ambiente geotectónico de subducción.

En trabajos previos el emplazamiento de estos diques han sido datado entre el Devónico y el Carbonífero inferior, previo a la depositación del Grupo Paganzo, sin embargo el hallazgo de un dique máfico intruído en la Formación Las Pircas (Paganzo II) de edad Carbonífero superior a Pérmico inferior, amplía el rango temporal de la intrusión hasta el Pérmico inferior.

La yacencia permitió comprobar que, el contacto entre la Formación Las Pircas (Paganzo II) y la Formación Patquía-De la Cuesta (Paganzo III) es una paraconcordancia, a diferencia de lo expresado por otros autores quienes lo consideran concordante.

## ABSTRACT:

In the present Final Degree Project the mafic dykes intruded in the igneous basement of the Ordovician age of the Paganzo Basin, called "Ñuñorco Granite" were studied. The objective was to establish the geological characteristics of the dyke swarm in the Cuesta de Miranda area, based on the study of its lying, petrography and geochemistry.

The swarm of mafic dykes has been studied by numerous authors, who have classified them within the group of Lamprophyre calcoalkaline of the spessartite type. The presence of plagioclase phenocrysts determines that the analyzed rocks do not present the characteristics recommended by the IUGS to place them within the lamprophyre systematics and therefore they were classified as hordendiferous microgabs.

According to the results obtained from the geochemical analysis, it was determined that the rocks are of basaltic, subalkaline, calcoalkaline and metaluminous composition that would have been generated from a few differentiated magma with arc inheritance and its emplacement is the product of an extensional stage in the retroarc in a geotectonic subduction environment.

In previous works the location of these dykes have been dated between the Devonian and the lower Carboniferous, before to the Paganzo Group's deposition, however the presence of a mafic dike intruded in the Las Pircas Formation (Paganzo II) of higher Carboniferous age than lower Permian, extends the temporal range of the intrusion to the lower Permian.

The study of its lying revealed that, the contact between the Las Pircas Formation (Paganzo II) and the Patquía-De la Cuesta Formation (Paganzo III) is a disconformity, unlike that expressed by other authors who consider it concordant.

# ÍNDICE

RESUMEN: .....	1
ABSTRACT: .....	2
INTRODUCCIÓN .....	4
METODOLOGÍA .....	7
MARCO GEOLÓGICO .....	8
Sistema de Famatina .....	8
Estratigrafía del Paleozoico Inferior y Superior .....	10
GEOLOGÍA LOCAL .....	18
Unidades litológicas.....	18
Basamento Ígneo .....	18
Cobertura sedimentaria .....	21
DIQUES.....	24
PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE DIQUES MÁFICOS.....	29
Petrografía .....	29
Geoquímica.....	35
DISCUSIÓN .....	45
CONCLUSIONES .....	51
BIBLIOGRAFÍA.....	52

## INTRODUCCIÓN

El área de estudio del presente trabajo se encuentra dentro de la provincia geológica del Sistema de Famatina (Ramos, 1999), específicamente en el área de la Cuesta de Miranda entre los  $29^{\circ}19'12''$  y  $29^{\circ}20'30''$  de latitud sur y  $67^{\circ}45'14''$  y  $67^{\circ}46'20''$  de longitud oeste (Fig. 1), donde el río homónimo intersecta al Granito Ñuñorco, a las Formaciones Las Pircas, Patquía-De La Cuesta y depósitos cenozoicos, dejando al descubierto un complejo de diques máficos, que fueron el objeto de estudio.

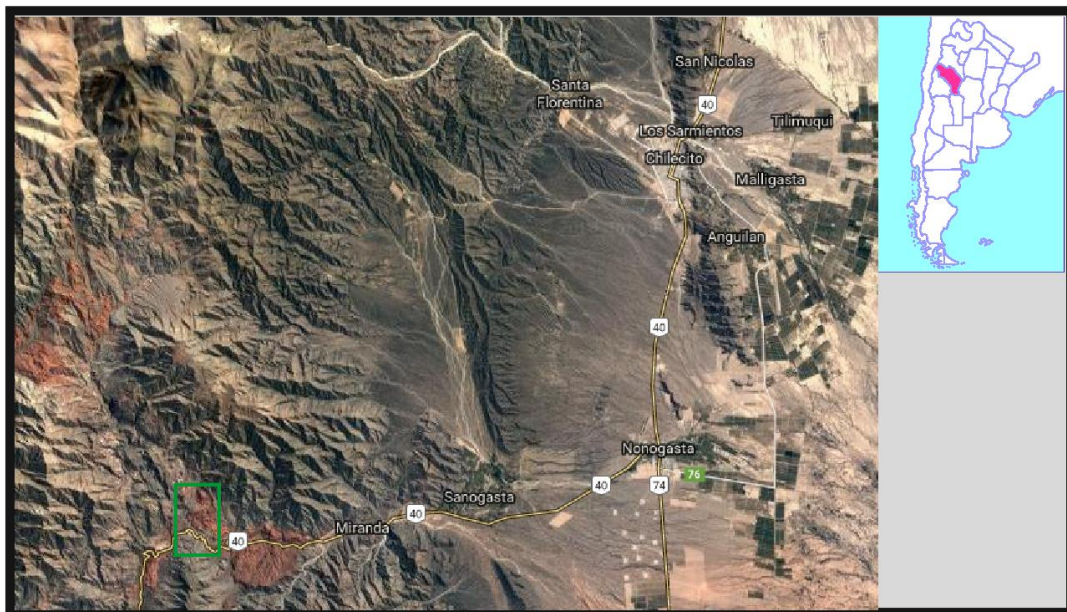


Figura1. Ubicación del área de estudio (recuadro verde)

Los diques son cuerpos ígneos intrusivos de morfología laminar o tabular, que representan el desplazamiento del magma a través de la litósfera (Shaw, 1980), casi siempre a partir de fracturas en la roca de caja. Suelen ser comunes en niveles litosféricos superficiales (Cañón-Tapia, 2008). Su morfología es poco favorable para la conservación del calor, por lo tanto, transportan magmas de baja viscosidad, además su baja masa calórica genera que haya poca diferencia térmica respecto de la roca de caja, en la que no se generan perturbaciones significativas por el contacto, solo en algunos

casos aureolas de oxidación. Los diques suelen tener orientaciones solidarias a las fracturas o a zonas de debilidad pre-existentes (Llambías, 2008).

Raramente se encuentran en forma aislada, suelen observarse como enjambres de diques asociados genéticamente. Su morfología puede ser anular, radial y longitudinal. Los enjambres de diques tienen una amplia distribución en ambientes geológicos (Llambías, 2008). Constituyen una habitual expresión de extensión en la corteza, como en dorsales centro oceánicas, cuencas sedimentarias y en otros casos asociados a batolitos orogénicos (Halls y Fahring, 1987). Estos cuerpos pueden mostrar variadas texturas, desde porfíricas propias de rocas volcánicas, hasta granulares características de las rocas plutónicas. Generalmente se reconocen diques con texturas intermedias entre las mencionadas, como consecuencia de las condiciones de enfriamiento y a los niveles de emplazamiento. Al igual que las texturas, las composiciones pueden ser muy variadas, desde felsíticas hasta máficas. Debido a las características mencionadas anteriormente respecto a la viscosidad, son más frecuentes los diques máficos (Llambías, 2008).

Por ejemplo los enjambres de diques longitudinales asociados a extensión de intraplaca como los del cratón del Río de La Plata, están compuestos por rocas andesitas toleíticas, ricas en  $\text{TiO}_2$  y elementos incompatibles, y andesitas basálticas (Bossi *et al.* 1993). En las fajas orogénicas, por ejemplo el enjambre de diques intruídos en el Batolito de la Costa de Perú, presenta composición calcoalcalinas, meso silícicas, formado por microdioritas, andesitas y otras rocas intermedias (Pitcher y Bussell, 1977). Otro caso que puede citarse es el de los diques intruídos en el plutón Panticosa, que forma parte del complejo de Panticosa-Cauterets (Debon, 1975), emplazado en la Zona Axial Pirenaica. Este enjambre está asociado a extensión, en un marco previo transpresivo dextral, compatible con el emplazamiento sintectónico del plutón en el que se emplazan. Se identificaron en este caso dos grupos de rocas lamprofíricas de acuerdo a sus afinidades geoquímica: calcoalcalinas, de tipo espesartitas y alcalinas representadas por

camptonitas, las cuales fueron intruidas en estadios posteriores a las calcoalcaninas (Santana *et al.*, 2006).

El enjambre de diques máficos que intruyen el basamento de la Cuenca de Paganzo (Bodenbender, 1911), en el Sistema de Famatina, ha sido objeto de estudio de numerosos autores. Varios de ellos han descrito a los diques textural y composicionalmente y los han vinculado genéticamente con los plutones Ordovícicos. Por ejemplo Bodenbender (1916) con escaso detalle de la petrografía de los mismos, los ha clasificado como **Lamprófiros de tipo Malchitas**. Posteriores trabajos los clasifican litológicamente dentro del grupo de los **Lamprófiros**, quienes además hacen referencia a la estructuración de los mismos (Fidalgo, 1968; Miranda, 1958). Maisonave (1972) describió en el área de Chaschuil (al norte del área de estudio) un enjambre de diques lamprófiricos y en base a su litología los clasificó como **Espesartitas (Lamprófiros calcoalcalinos)**. Villar Fabre *et al.*, (1973) hacen referencia a numerosos diques, verticales y subverticales con orientaciones NO-SE y NE-SO y variables espesores, que se encuentran intruyendo al Granito Ñuñorco en la región de la Cuesta de Miranda y los clasifican como **Lamprófiros calcoalcalinos** de tipo **Espesartitas** y **Quersantitas**.

En este trabajo se establecen las características geológicas del enjambre de diques a partir de su petrografía, geoquímica y yacencia. Para ello se realizó un mapeo y muestreo de las diferentes litologías de la zona de trabajo, con un previo análisis de la bibliografía y de imágenes satelitales obtenidas a partir Google Earth. Sobre la base de los objetivos propuestos se realizó una descripción mineralógica a escala microscópica y análisis geoquímico de las muestras obtenidas en el campo. Por último con los datos conseguidos se procedió a clasificar petrológicamente a los cuerpos máficos.

## METODOLOGÍA

El presente trabajo se realizó en el marco del Trabajo Final de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo-UNLP, con el objetivo de aplicar los conocimientos adquiridos durante la carrera. Para ello se desarrolló un trabajo de gabinete inicial, que se basó en la recopilación de antecedentes y la generación de un mapa base. Posteriormente se procedió con actividades de campo, en las cuales se mapearon los afloramientos y se realizó un muestreo del enjambre de diques y unidades intruídas.

El mapa geológico se realizó sobre un mapa base constituido por una imagen satelital de alta resolución espacial (Google Earth- Digital Globe) georeferenciada con coordenadas planas UTM y datum Posgar 94. La altimetría se obtuvo del modelo de elevación digital [SRTM] (Shuttle Radar Topography Mission) de 30 m de resolución.

Con las muestras extraídas se hicieron láminas delgadas para el estudio petrográfico, y se seleccionaron 5 de ellas que mostraban menos alteración para ser analizadas químicamente. Los análisis químicos fueron realizados en el laboratorio ALS Chemical por elementos mayoritarios y elementos trazas de valor petrogenético. Los elementos mayoritarios fueron analizados por fluorescencia de Rayos X y los elementos traza por ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente).

En última instancia se elaboró una caracterización petrográfica y geoquímica de las muestras obtenidas y se confeccionó un mapa geológico del área de estudio. El desarrollo de estas actividades estará detallado en este escrito.

## MARCO GEOLÓGICO

La región seleccionada para este trabajo se encuentra en el sector austral de la provincia geológica del Sistema de Famatina (Ramos, 1999) (Fig. 2), específicamente en el área de la Cuesta de Miranda, provincia de La Rioja.

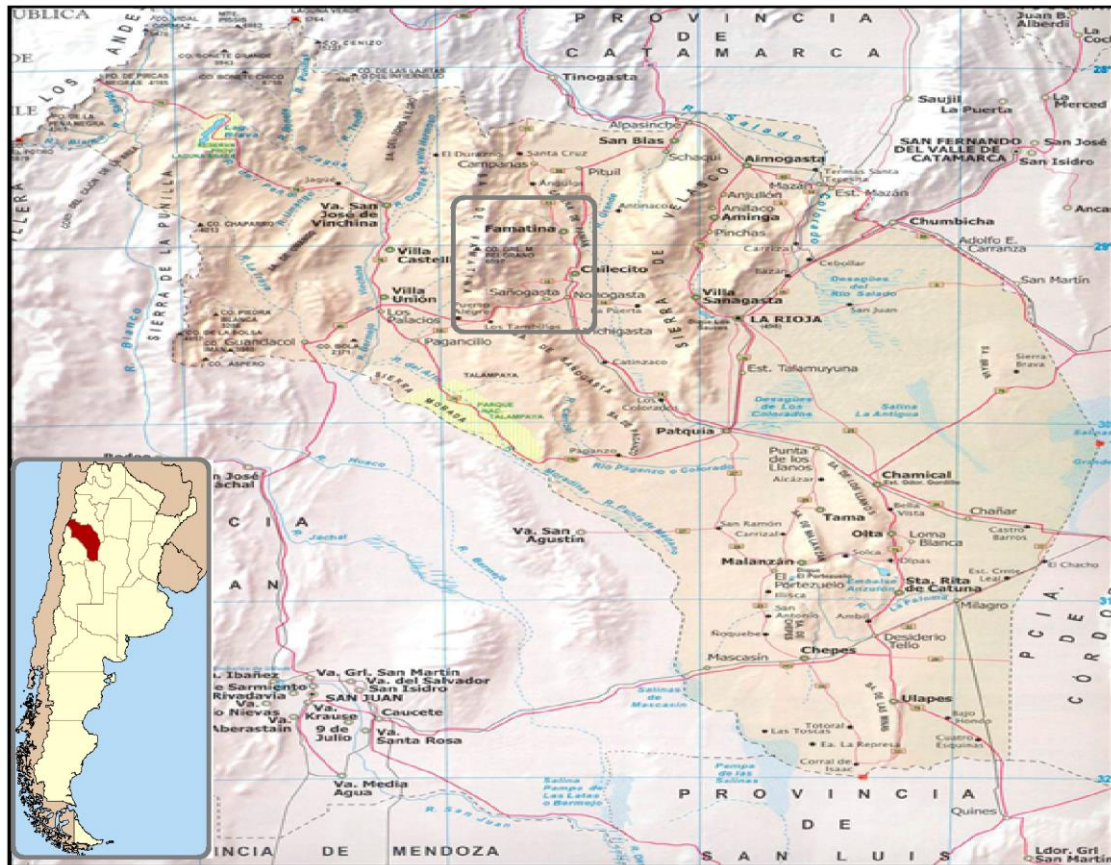


Figura 2. Mapa físico-político de la provincia de La Rioja donde se indica la ubicación del Sistema de Famatina (recuadro gris).

### Sistema de Famatina

Constituye una unidad morfoestructural, que abarca desde los 27° 25' a 30° 20' de latitud sur. Al NE limita con Sierra de Narvaez y al S con la Sierra de Paganzo. Presenta una elongación en sentido NNO-SSE de 320 km con un ancho de entre 40 y 60 km (Aceñolaza y Bernasconi, 1969) (Fig. 3).

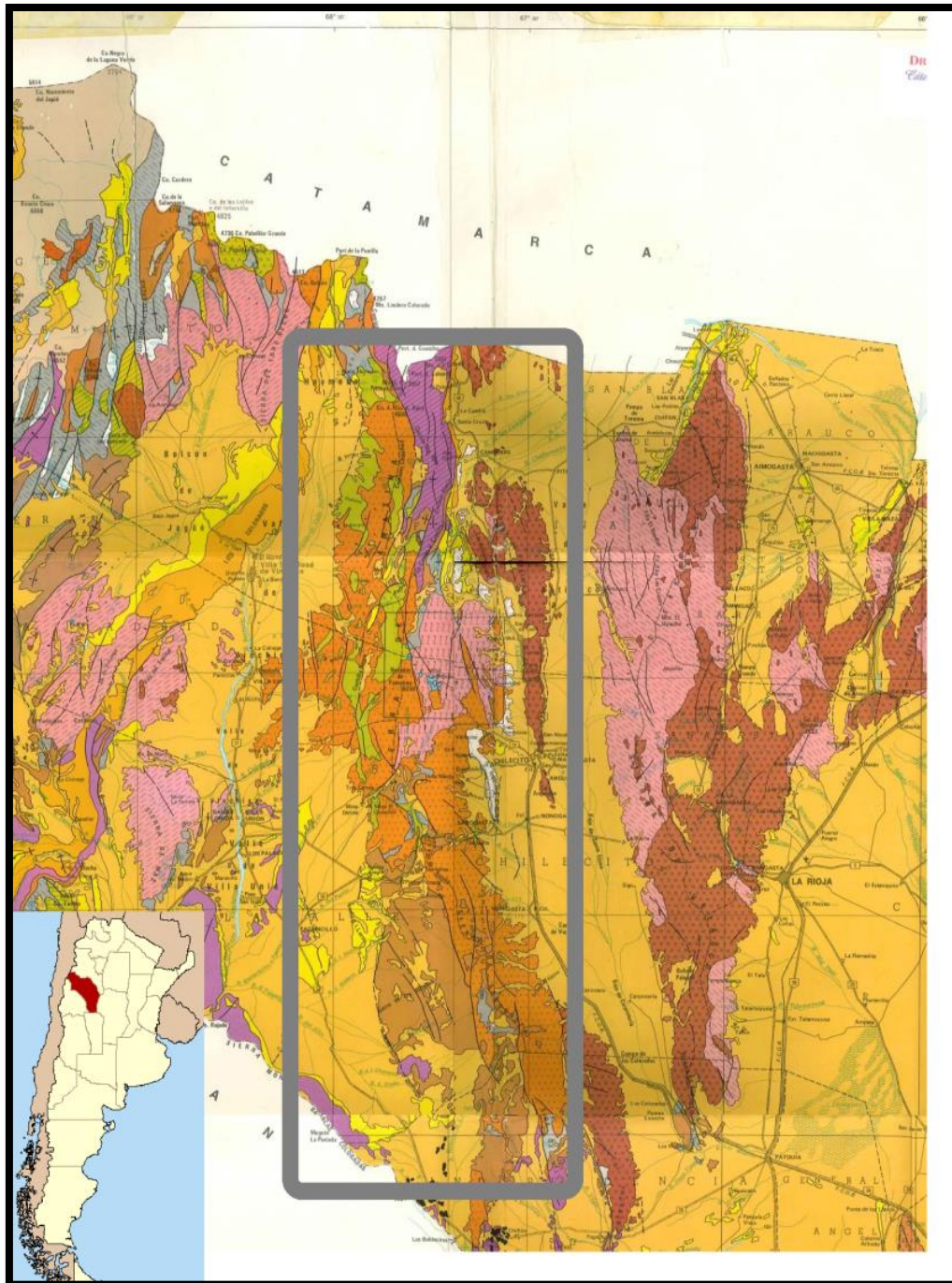


Figura 3. Porción del mapa geológico de la provincia de la Rioja a escala 1:500.000 (Guerrero *et al.*, 1993). Sistema de Famatina (rectángulo gris).

El sistema de Famatina se caracteriza geológicamente por la presencia de sedimentitas marinas del Ordovícico, similares a las de Precordillera, y por la abundancia de granitos, que lo asemeja a las Sierras Pampeanas. Por lo tanto se considera a este sistema como una unidad estructural independiente (Groeber, 1938).

## Estratigrafía del Paleozoico Inferior y Superior

El sistema de Famatina está constituido por un basamento metamórfico de bajo grado, de edad Paleozoico inferior, intruído por complejos magmáticos Ordovícicos, que son cubiertos por las sedimentitas Paleozoicas superiores de la Cuenca de Paganzo.

### *Basamento paleozoico inferior*

#### Formación Negro Peinado

La Formación Negro Peinado fue descrita formalmente por Turner (1960). Definió la unidad como “ectinitas, esquistos pizarras, junto con cornubianitas y anfibolitas aflorantes en ambas márgenes del cordón de Famatina”.

Litológicamente está constituida por filitas verdes y negras que alternan con metagrauvas cuarzosas a feldespáticas y niveles de metarcosas subordinados. (Candiani *et al.*, 2011)

Según dataciones de Collo *et al.* (2005), en circones detríticos por el método de U-Pb SHRIMP, la edad de depositación de la Formación Negro Peinado, sería posterior a los 505Ma. Los autores proponen que las rocas serían parte de los depósitos sinorogénicos del ciclo Pampeano y que su etapa de deformación y metamorfismo habría tenido lugar durante la Orogenia Oclógica (Collo y Astini, 2008).

#### Formación Achavil

La Formación Achavil se encuentra, junto con la Formación Negro Peinado, dentro del complejo metamórfico de bajo grado. Esta Formación ha sido denominada por Collo (2006) y Collo y Astini (2008), para hacer referencia al conjunto de rocas predominantemente pelíticas que afloran en la quebrada del río homónimo.

Litológicamente se trata de pelitas verdes y grises, de composición enteramente silicoclástica, intercaladas por areniscas muy subordinadas. Presentan clivaje penetrativo de escala mesoscópica, asociado a la deformación. Las areniscas son tabulares de no más de 10 cm de espesor. Las pelitas, presentan alto grado de bioturbación, lo que dificulta la descripción de las estructuras mecánicas (Candiani *et al.*, 2011)

Estratigráficamente la Formación Achavil, se encuentra cubierta por la Formación Volcancito de edad Cámbrico tardío, por lo tanto se considera que a la depositación es previa a dicha edad. Análisis en circones detríticos con el método U-Pb SHRIMP, arrojan un rango de edad entre el Cámbrico Medio a Tardío. (Collo *et al.*, 2005).

#### Formación Volcancito

La Formación Volcancito fue definida por Harrington en las inmediaciones del río homónimo (Harrington y Leanza, 1957), para hacer referencia a una secuencia de lutitas negras y areniscas de colores oscuros y grises. Presenta un miembro inferior compuesto por lutitas verdes con intercalación de margas y calizas margosas, y un miembro superior integrado por lutitas de color negro con contenido fosilífero (Turner, 1964).

El ambiente deposicional de las lutitas es marino de plataforma y se sugiere una profundización de la cuenca hacia el techo de la sucesión (Toselli, 1975; 1977).

Estudios bioestratigráficos en esta unidad, permiten localizar en el miembro inferior la transición entre el Cámbrico y el Ordovícico, con la aparición de trilobites diagnósticos (Tortello y Esteban, 1997; 1999). La edad del miembro superior se realizó en base a bioestratigrafía de graptolites que indican una edad Tremadociana temprana a tardía (Esteban *et al.*, 1999).

### Formación Bordo Atravesado

Fue definida por Astini (2003), con el fin de diferenciar a las rocas ubicadas en la quebrada Portezuelo de la Alumbreira, de la unidad infrayacente. Se compone de limoarcilitas verdosas a grisáceas laminadas e intercaladas con areniscas estratificadas. Esporádicamente se alternan con tobas silicificadas ricas en piritas (Candiani *et al.*, 2011).

La edad de la unidad fue definida por la presencia de conodontes y graptolitos que indican una edad Tremadociana superior.

### Vulcanitas Cerro Tocino

La unidad se compone de rocas predominantemente volcánicas, que se encuentran infrayacentes al Grupo Famatina (Candiani *et al.*, 2011).

Litológicamente la unidad presenta vulcanitas félsicas, estratificadas en cuerpos subtabulares de aspecto macizo. Se intercalan con cuerpos brechificados y hacia el techo con depósitos volcanoclasticos. (Candiani *et al.*, 2011)

Las vulcanitas Cerro Tocino presentan una edad U-Pb en zircones de 477 Ma (Dahlquist *et al.*, 2010), lo que permite inferir una cierta coetaneidad con las fases tempranas de los grandes batolitos graníticos que caracterizan la región (Candiani *et al.*, 2011).

### Grupo Famatina

La unidad se compone de rocas volcánicas-sedimentarias de edad Arenigiana. El grupo Famatina fue dividido en dos Formaciones, Suri y Molles definidas por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957). Está dominado por litologías volcanosedimentarias y volcánicas grises y verdes de gran espesor y sin metamorfismo. Se destacan las intercalaciones de niveles fangosos y arenosos entre los eventos volcánicos y múltiples bancos brechosos y de tobas silicificadas en el tope de la formación Suri y en todo Molles. (Candiani *et al.*, 2011).

La edad de las Formaciones se define a través del contenido fosilífero, con biozonas de Graptolites, características del Arenigiano inferior, en la base del Grupo. A su vez, las correlaciones estratigráficas indicarían que la formación Molles correspondería al Arenigiano medio. (Mángano y Buatois, 1994)

### Complejos ígneos Ordovícicos

Se los diferencia en tres complejos magmáticos: Cerro Toro, Paimán y Ñuñorco. En este último se hará especial hincapié durante este trabajo.

Estos granitoides serían sincrónicos con las unidades volcánicas Cerro Tocino, Cerro Morado y Grupo Famatina y en conjunto conformarían el arco volcánico del Ciclo Famatiniano (Saavedra *et al.*, 1998; Astini, 1999 a y b; Rapela *et al.*, 2001; Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Dahlquist y Galindo, 2004; Dahlquist y Alisano 2005)

### Complejo magmatico Ñuñorco

La unidad fue definida por Turner (1962, 1964) como Granito Ñuñorco, Formación Ñuñorco y Fidalgo (1968) como Formación Sañogasta. Está constituida por monzogranitos, granodioritas y en menor medida tonalitas. La roca tipo se encuentra en la Cuesta de Miranda.

En los monzogranitos la mineralogía típica es plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, biotita y otros minerales accesorios. Las rocas granodioríticas presentan similar mineralogía, pero con mayores porcentajes de plagioclasa y menor proporción de feldespato alcalino y cuarzo. (Candiani *et al.*, 2011)

Dentro del complejo se reconocieron fajas de cizallas frágil-dúctil que generan foliaciones miloníticas de varios metros de ancho, donde se observan texturas protomiloníticas. (Candiani *et al.*, 2011)

El complejo magmatico Ñuñorco se clasifica geoquímicamente como una suite calcoalcalina metaluminosa. (Candiani *et al.*, 2011)

La edad de la unidad fue definida por Mc Bride (1972) y Toselli (1978) a través del método K-Ar, que dio como resultado edades 449Ma y  $425 \pm 15$ Ma para las rocas metamórficas en contacto con el complejo, las cuales posiblemente hayan sufrido rejuvenecimiento. Posteriormente, Loske y Miller (1996), realizaron una datación por medio de circones y obtuvieron una edad U-Pb 463 Ma y 471Ma. En la zona de Cuesta de Miranda, Rapela *et al.* (1999) y Pankhurst *et al.* (2000), realizaron dataciones, considerablemente más antiguas, obteniendo edades Ordovicicas inferiores ( $484 \pm 5$  Ma, U-Pb SHRIMP en circones).

#### Grupo Cerro Morado:

El Grupo Cerro Morado fue denominado por Astini y Dávila (2002), para abarcar al conjunto volcano-sedimentario comprendido por las Vulcanitas Portillo y la Formación La Escondida.

Se compone de una unidad basal volcánica, con alternancias de flujos ignimbríticos y coladas riolíticas y una sección superior volcano-sedimentaria con intervalos marino someros. La unidad se desarrolló en un ambiente de arco volcánico subácueo y subaéreo.

Dentro del Grupo Cerro Morado, se hallaron fósiles de invertebrados que, junto con análisis palinológicos, determinarían una edad Llanvirniana. Sin embargo estratigraficamente la unidad sería previa al Arenigiano debido a que se ubica en discordancia con el Grupo Famatina.

#### Formación La Aguadita

La formación La Aguadita, fue definida por Durand *et al.* (1992) para diferenciar (a través de trazas fósiles) a las metasedimentitas de la región de Bordo Atravesado, de la Formación Negro Peinado.

Esta unidad corresponde a una roca sedimentaria con metamorfismo de bajo grado, compuesta por una intercalación de metapelitas y metaareniscas de poco espesor.

Fueron caracterizadas por Astini *et al.* (2004), como depósitos de plataforma, por su carácter rítmico e icnofacies propios del sistema.

Dataciones U-Pb SHRIMP de circones detríticos de origen ígneo, arrojan una edad  $480 \pm 5,7$  Ma (Astini *et al.*, 2003), lo que sugiere que las rocas madres de esta unidad, se habrían exhumado rápidamente. Esta evidencia junto con las trazas fósiles y el paleoambiente, asignan a la unidad una edad Ordovícica inferior. (Aceñolaza *et al.*, 2002).

### Diques

#### Diques Lamprofíricos:

Fueron reconocidos por Bodenbenber (1916), describiéndolos como malchitas. De Alba (1954), los clasifica dentro de las espesartitas. Su edad fue inferida inicialmente por Turner (1964), quien los ubico entre el Ordovícico y el Carbonífero en base a la relación estratigráfica.

La edad de los diques fue recientemente determinada por el método Ar-Ar, que arrojó un resultado de  $354.14 \pm 6.81$  Ma, asignándolos al Carbonífero temprano (Martina *et al.*, 2015).

En la Sierra de Famatina se han reconocido diques lamprofíricos de tipo espesartita, de textura equigranular a porfírico, cuya mineralogía consta de hornblenda (más del 40%) y plagioclasa entre 35-45%. Otros diques fueron clasificados como quersantita, de textura equigranular, de grano grueso a porfírico, constituido mineralógicamente por plagioclasa, anfíbol, cuarzo intersticial y biotita (Villar Fabre *et al.*, 1973).

El emplazamiento de los dique lamprofíricos, de rumbo predominantemente NO, está controlado estructuralmente y correspondería a un evento de extensión (Candiani *et al.*, 2011).

Estos diques se encuentran intruídos en las Formaciones Achavíl, Negro Peinado, en los Grupos Famatina y Cerro Morado y en los complejos magmáticos Ñuñorco y Cerro Toro.

#### Diques Félsicos mesosilícicos:

Los diques mesosilícicos tienen una composición traquidacítica a riolítica. Se disponen con orientación NO a EO e inclinaciones subverticales. Su yacencia es similar a la de los diques básicos. (Candiani *et al.*, 2011).

### *Cobertura sedimentaria Paleozoico superior*

#### Grupo Paganzo

##### Formación Agua Colorada (Paganzo I):

La Formación Agua Colorada fue definida por Turner (1960), para denominar a los sedimentos continentales integrados por conglomerados, arcosas, areniscas de grano grueso a fino y lutitas carbonosas, con bases erosivas en forma de “U” (Candiani *et al.*, 2011).

En la unidad se obtuvieron abundantes registros paleontológicos, incluyendo megaflores de la Zona NBG (Nothorthacopteris-Botrychiopsis- Ginkgophyllum Zone) (Limarino, 1984; Gutiérrez *et al.*, 1992), palinológicos (Césari y Gutiérrez, 2000) e icnológicos (Mángano y Buatois, 1994)

La sucesión fue atribuida a una sedimentación de ambiente glaciar, en base a las morfologías erosivas y litologías descriptas. En tanto las granulometrías más finas, corresponderían a depósitos fluviales producto de los deshielos del ambiente (López Gamundí y Martínez, 2000; Ezpeleta *et al.*, 2003).

La edad de esta unidad se determinó por medio del registro paleontológico, asignándole una edad Westfaliano superior-Stephaniano. (Gutiérrez, 1995)

#### Formación Las Pircas (Paganzo II):

La formación Las Pircas está constituida por conglomerados gruesos a muy gruesos con clastos graníticos e intercalaciones de areniscas, pelitas y mantos de carbón, depositados en ambiente continental.

Se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Agua Colorada y localmente solapa a granitos Ordovícicos. Es cubierta en concordancia por la Formación de la Cuesta.

Esta unidad es correlacionable estratigráficamente con las Formaciones Tupe y Río del Peñón, las cuales se encuentran datadas a partir de registro palinológicos e invertebrados fósiles (López Gamundí *et al.*, 1992, 1994; López Gamundí y Martínez, 2003). Esta correlación permitiría establecer una edad Carbonífero superior-Pérmico inferior para la Formación Las Pircas (Sterren, 2000; Cisterna *et al.*, 2002).

#### Formación Patquía- De La Cuesta (Paganzo III):

La Formación Patquía-De La Cuesta fue denominada por Turner (1960), para hacer referencia a los depósitos de gran espesor, de granulometrías pséfíticas, psamíticas y pelíticas de color rojizo.

Esta unidad presenta dos miembros. El miembro inferior, corresponde a depósitos fluviales y el miembro superior conformado por eolianitas y depósitos lacustres efímeros subordinados.

La edad de estas sedimentitas se determinó en base a correlaciones estratigráficas. La Formación De La Cuesta es equivalente a las formaciones Patquía, Ojo de Agua, La Antigua, Cochico y La Colina, que han sido datadas por estudios paleontológicos y palinológicos en el Pérmico Inferior.

## **GEOLOGÍA LOCAL**

### **Unidades litológicas**

Durante el mapeo de afloramientos se describieron cuatro unidades litológicas y se determinaron las relaciones estratigráficas existentes entre ellas. Estas unidades se definieron como: basamento ígneo, cobertura sedimentaria paleozoica, diques y sedimentos del cenozoico (depósitos de talud, sedimentos del Río Miranda, depósitos de pie de monte). Las mismas fueron representadas en un mapa geológico (Fig. 4)

### **Basamento Ígneo**

En el área occidental de la zona de estudio se identificó el basamento ígneo ordovícico denominado Granito Ñuñorco. Se encuentra interceptado de NO a SE por el Río Miranda. El corte del río permite apreciar las variaciones litológicas y las estructuras dentro de la unidad, en la porción noreste del mapa, una falla inversa de bajo ángulo monta al granito sobre las sedimentitas paleozoicas.

El Granito Ñuñorco presenta en este sector dos variedades litológicas pertenecientes a la misma formación, las cuales difieren principalmente por su mineralogía.

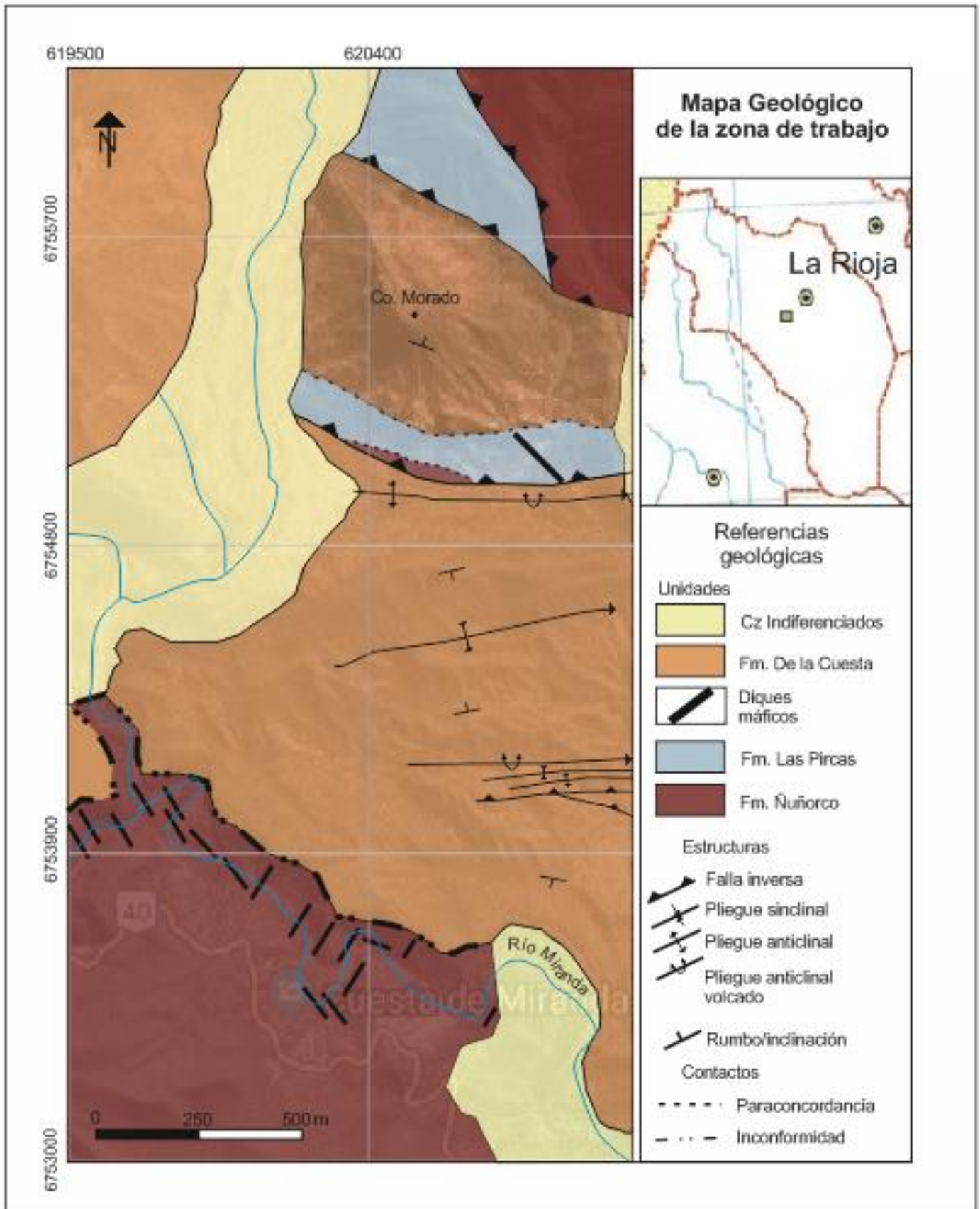


Figura 4. Mapa geológico de la zona de trabajo.

El granito blanquecino grisáceo presenta textura granuda, tamaño de grano fino y homogéneo, a escala mesoscópica se observan minerales tales como plagioclasa, feldespato, cuarzo y biotita. El segundo tipo de granito presenta coloración rosada, debido a la presencia de abundantes cristales de feldespato, plagioclasas y grandes cristales de cuarzo de tonalidad violácea y biotita. La textura de este granito es homogénea con tamaño de grano grueso. Los granitos han sido clasificados como monzogranitos y granodioritas respectivamente.

Incluidos dentro del cuerpo rocoso, se pudieron observar enclaves de color negro foliados y con metamorfismo. Los mismos, podrían corresponder a la roca de caja cambro-ordovícica (Fig. 5).

A escala de afloramiento el macizo presenta evidencias de deformación como fallas y al menos tres juegos de diaclasas de orientaciones N-S, NO-SE y NE-SO (Fig. 6).



Figura 5. Enclaves máficos y foliados dentro del basamento ígneo Ordovícico.



Figura 6. Diaclasas de orientaciones N-S, NO-SE y NE-SO dentro del basamento ígneo

### **Cobertura sedimentaria**

La cobertura sedimentaria, descrita en el área de estudio pertenece al Grupo Paganzo.

El contacto con el basamento es por inconformidad, el cual se observa especialmente el flanco NE del valle escarpado del Río Miranda. En el sector NE del área relevada, una falla inversa de bajo ángulo monta el granito sobre las sedimentitas (Fig.4)

En la base del Cerro Morado, ubicado al N del área de estudio, se realizó una caracterización de las litologías aflorantes donde se puede observar las relaciones estratigráficas y límites de las unidades (Fig. 7).



Figura 7. Base del Cerro Morado flanco NE del anticlinal del morado, miembros M2 a M5.

En la base del cerro se describe una estructura de piel gruesa que eleva el granito y parte de la sucesión sedimentaria, en el flanco norte del anticlinal (Fig 4).

La sucesión sedimentaria se inicia con un miembro (M1) conglomerádico de coloración rojiza, en contacto mediante una inconformidad con el basamento ígneo expuesto. Continúa un miembro (M2) de coloración rosado compuesto por areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada en artesa (Fig 8) y planar que se interdigitan con pausas pelíticas de morfología lenticular Este miembro se interrumpe por una paraconcordancia sobre la que se deposita el miembro siguiente, M3, que comienza con

pelitas rojas que aumentan su granulometría hacia el techo finalizando con conglomerados matriz sostén. Posteriormente se puede observar un miembro (M4), blancequino, compuesto por conglomerados clasto sostén con matriz arenosa y morfología lenticular. Por último la sucesión finaliza con un miembro (M5) de gran espesor, de coloración rojiza, de areniscas y conglomerados con estratificación planar.



Figura 8. Estructuras sedimentarias entrecruzadas en artesa miembro M2.

## DIQUES

Los diques máficos ubicados en el área de Cuesta de Miranda se encuentran en relación intrusiva con el basamento ígneo.

En escala de afloramiento los diques tienen, color negro, granulometría fina, con fenocristales de anfíboles y feldespatos, un ancho de entre 0,05-5 m, longitudes aflorantes de decenas de metros, en la zona relevada sobre el valle del Río Miranda con un espaciado máximo de 20 m y mínimo de 15 cm. (Fig 9.)



Figura 9. Diques máficos intruídos en Granito Ñuñorco, en el valle del Río Miranda

En la base del Cerro Morado los miembros M1 y M2, descritos en el apartado anterior, se encuentran intruídos por un dique máfico de azimut N310°/90°E, 30cm de ancho y más de 10m de desarrollo vertical (Fig.10). Los miembros siguientes cubren de manera discordante tanto a la unidad infrayacente como a al cuerpo intrusivo.



Figura 10. Dique máfico en miembro M2.  
A la derecha vista N, a la izquierda vista S

En general el contacto entre los diques y la roca de caja es neto. En algunos sectores se observan alteraciones propilíticas que están relacionados con las diferencias composicionales entre ambas rocas. En otros casos hacia los bordes de los diques emplazados en el granito, se observan foliaciones. En el caso del intrusivo en roca sedimentaria se puede reconocer, por un cambio de coloración, una aureola térmica y la alteración generada por el cuerpo discordante sobre la roca de caja. (Fig. 11)

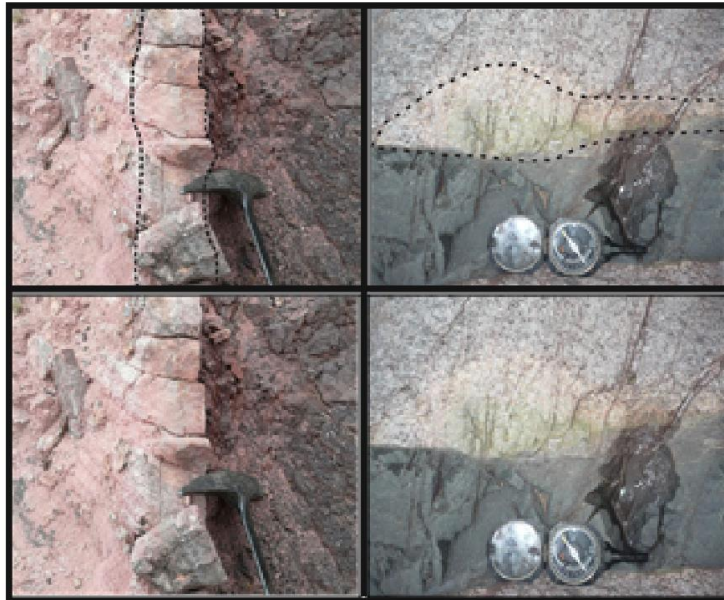


Figura 11. A la izquierda contacto entre el dique máfico y la sedimentita del miembro M2, a la derecha alteración propilítica sobre el Granito Ñunorco.

En toda el área de estudio es común la presencia de vetillas de carbonatos que penetran tanto a las rocas de caja como a los diques máficos.

En el sector centro-oeste del área de estudio se reconocieron un conjunto de diques máficos de orientación NO-SE con menores inclinaciones que pierden continuidad de un lado al otro del Rio Miranda (Fig.12).

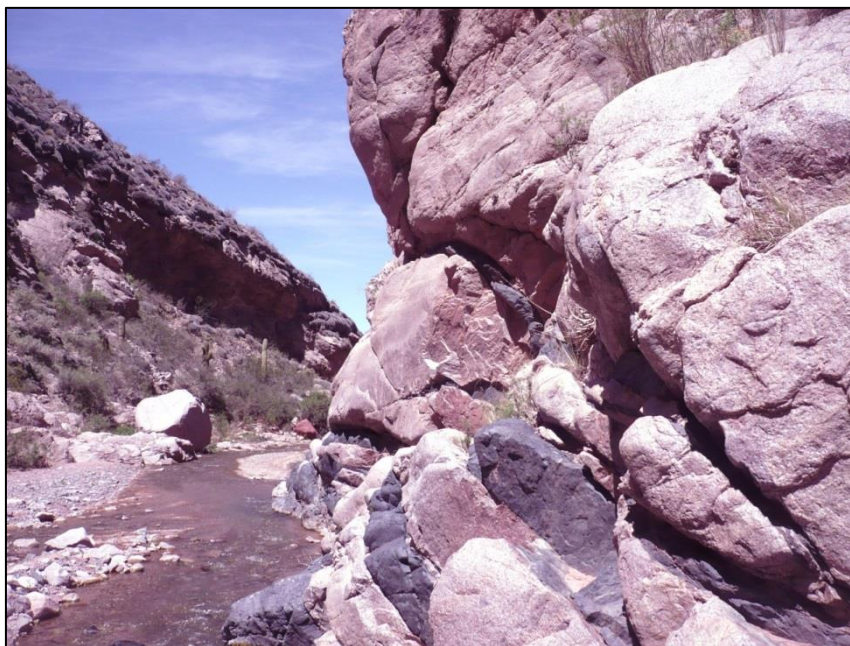


Figura 12. Diques máficos de baja inclinación en el flanco SW del Rio Miranda

Además de los diques máficos descritos, se reconocieron diques félsicos, que son considerados previos a la intrusión de los diques básicos debido a la relación de corte existente entre ellos (Fig.13). Los mismos cuentan con una orientación aproximadamente E-O, inclinación vertical, espesores semejantes y menor frecuencia que los diques máficos. El contacto con la roca de caja en este caso es irregular. Mineralógicamente el cuarzo es el mineral mayoritario. Se observan cristales de plagioclasa de entre 1 y 1,5 mm algunos de ellos presentan maclas simples, polisintéticas y zonación normal. Como minerales accesorios se reconocen biotitas alterada a minerales opacos y clorita.

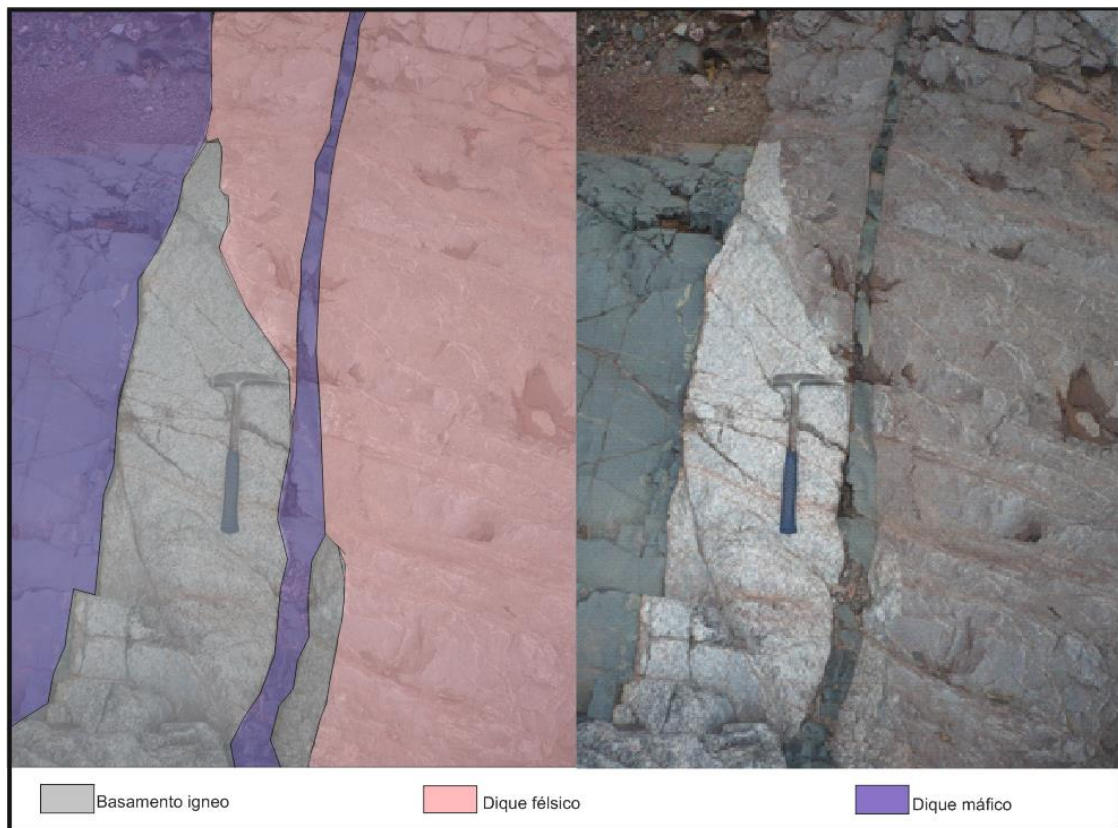


Figura 13. Relación intrusiva entre diques máficos y félsicos. Los diques félsicos intruyen al Granito Ñuñorco y los diques máficos intruyen al Granito Ñuñorco y a los diques félsico.

Luego de la medición de más de 150 diques máficos, ubicados en el valle del Río Miranda, se observaron dos sets, en general verticales a subverticales con orientaciones NO-SE y SO-NE (Fig.14)

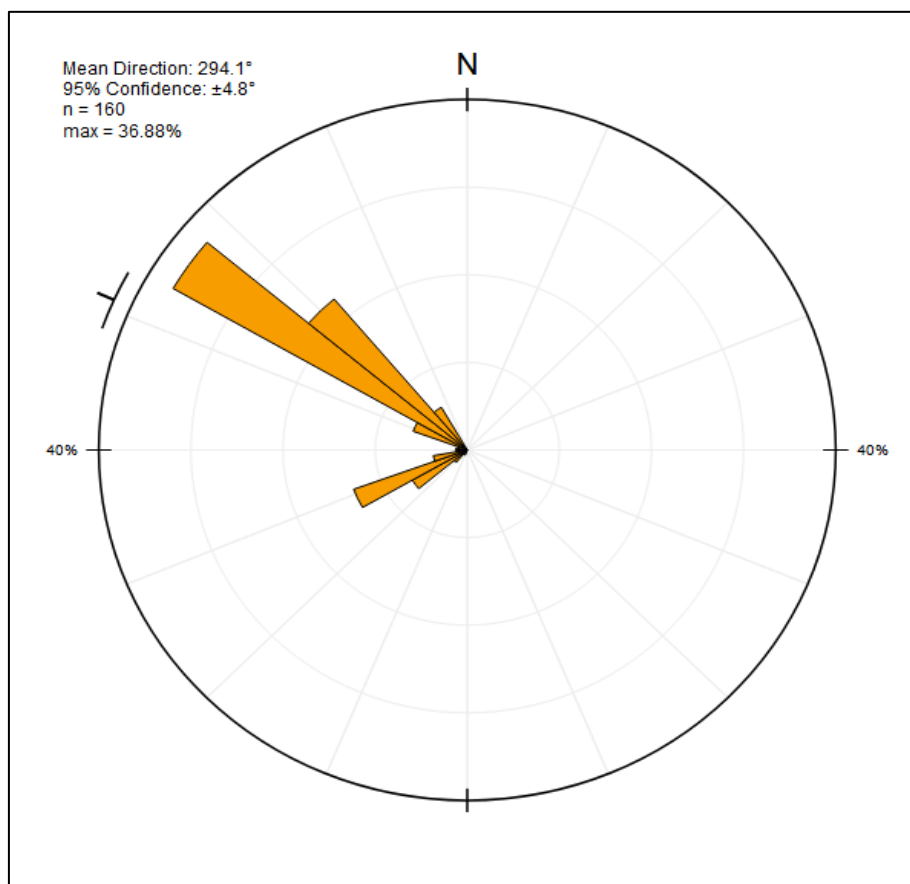


Figura 14. Diagrama de rosas de las orientaciones azimutales de los diques máficos de la Cuesta de Miranda

# PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE DIQUES MÁFICOS

## Petrografía

Luego del mapeo y caracterización de los diques y rocas encajantes, a escala mesoscópica, se realizaron cortes delgados de las diferentes litologías.

Se extrajeron 17 muestras representativas de las rocas descritas, teniendo en cuenta los sectores de menor alteración y diferencias texturales de los afloramientos.

En los diques máficos, intruídos en rocas ígneas, se pudo observar en corte delgado, textura holocristalina, porfírica con fenocristales rodeados por cristales de menor granulometría, que constituye una pasta de tamaño microgranuda (Fig 15).

Los fenocristales se componen de anfíbol, plagioclasa y piroxeno, alterados a minerales secundarios. También minerales opacos con desarrollo de cristales euhedrales de hábito posiblemente tabular (posiblemente pirita, magnetita y hematita).

En la pasta se observan mayoritariamente anfíbol, plagioclasa alterada, y cristales opacos de similares características que los fenocristales además de otros minerales accesorios como apatita, clorita, cuarzo y biotita alterada.

Los minerales en general se encuentran alterados hidrotermalmente a minerales secundarios tales como epidoto, carbonato, sericita y clorita. Las microfracturas se encuentran rellenas por minerales cálcicos como epidoto, calcita o titanita.

Por otro lado, los minerales máficos muestran rasgos de desferrización evidenciados por la abundante concentración de minerales opacos en sus planos de clivaje, dicha desferrización conduce a la disminución del color y por ende disminuye el color de interferencia en anfíboles y biotitas.

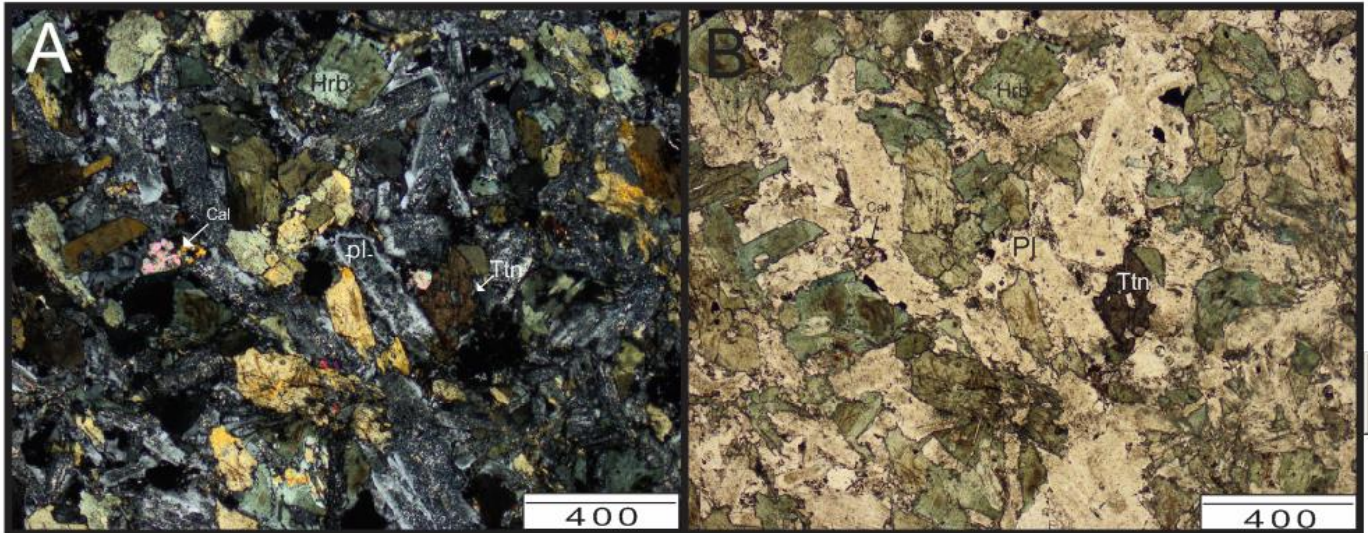


Figura 15. A) Fotomicrografía donde se aprecia la textura holocristalina de uno de los diques máficos compuesto mineralógicamente por abundantes fenocristales de plagioclasa (Pl), hornblenda (Hrb), calcita (Cal) intersticial y titanita (Ttn) (con analizador). B) Igual a la anterior sin analizador, se distingue claramente un cristal de titanita. (La unidad de la escala gráfica, en ambos casos se encuentra en  $\mu\text{m}$ ).

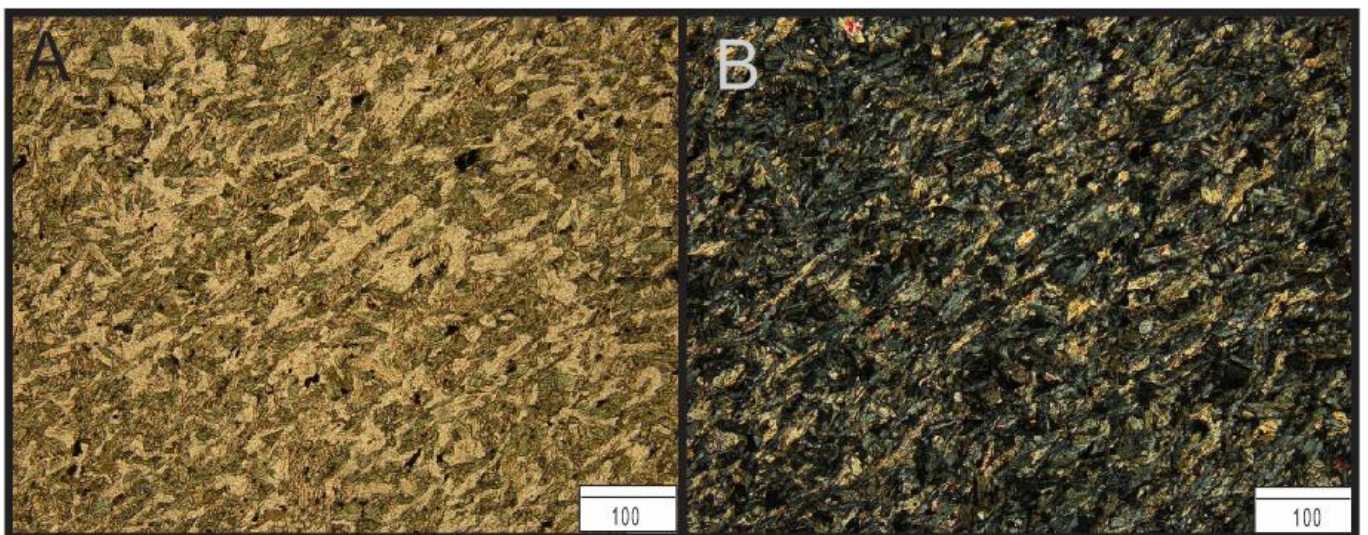


Figura 16. A) Fotomicrografía donde se aprecia la textura holocristalina de uno de los diques máficos compuesto por cristales orientados, sin analizador. B) Idem anterior, con analizador. (En ambos casos, la unidad de la escala gráfica se encuentra en  $\mu\text{m}$ ).

Los anfíboles se presentan euhedrales y prismáticos como fenocristales y prismáticos o aciculares en la pasta. Sus tamaños varían de 1 mm a 2,5 mm y en la pasta los tamaños máximo son de 60 micrones.

Presentan débil pleocroísmo y colores de interferencia disminuídos, lo que posiblemente se debe a la desferrización. Los cristales cuentan con buen clivaje en secciones

longitudinales. Las secciones basales tienen forma hexagonal y dos direcciones de clivaje en ángulos  $60^{\circ}/120^{\circ}$  (Fig. 17). En los planos de clivaje es común encontrar inclusiones de minerales opacos, lo que también podría adjudicarse a la desferrización de los minerales máficos. Estos anfíboles fueron clasificados como **hornblendas**. En muchos casos se encuentran alterados a epidoto, clorita y minerales opacos.

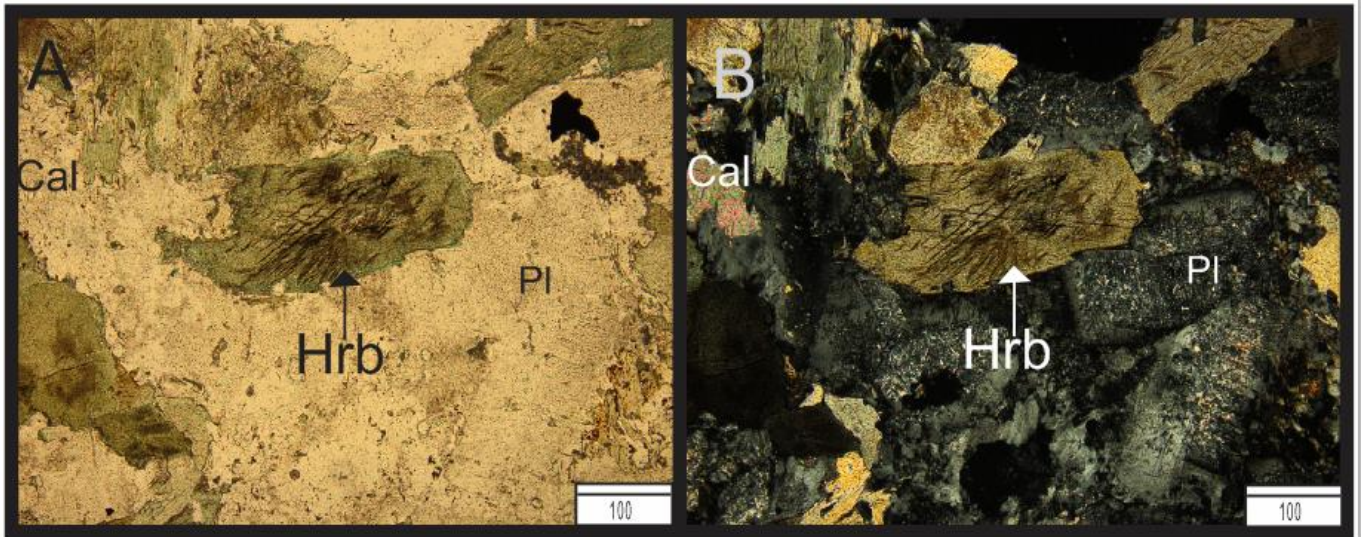


Figura 17. A) Fotomicrografía donde se aprecia la textura holocrystalina de uno de los diques máficos compuesto mineralógicamente por fenocristales de hornblenda (Hrb). Y plagioclasa (Pl). Se aprecia claramente una sección basal de hornblenda con minerales opacos incluidos en los planos de clivaje (sin analizador). B) Idem anterior, con analizador. (La unidad de la escala gráfica, en ambos casos, se encuentra en  $\mu\text{m}$ ).

La **plagioclasa** se encuentra como fenocristal (en algunos casos son los únicos fenocristales presentes en la roca) y en la pasta. Los tamaños varían entre 0,2 – 0,9 mm para los fenocristales y 50 micrones máximo para la pasta. Su morfología se presenta tanto euhedral como anhedral. En el primer caso tienen hábitos tabulares con maclas simples, polisintéticas y zonaciones normales con núcleos más básicos. En la mayoría de los cristales se pueden observar que muchos de los cristales de plagioclasa presentan una corona más ácida, libre de alteración (Fig. 18), y con alteración a epidoto, calcita y argilominerales en los núcleos.(Fig. 19)

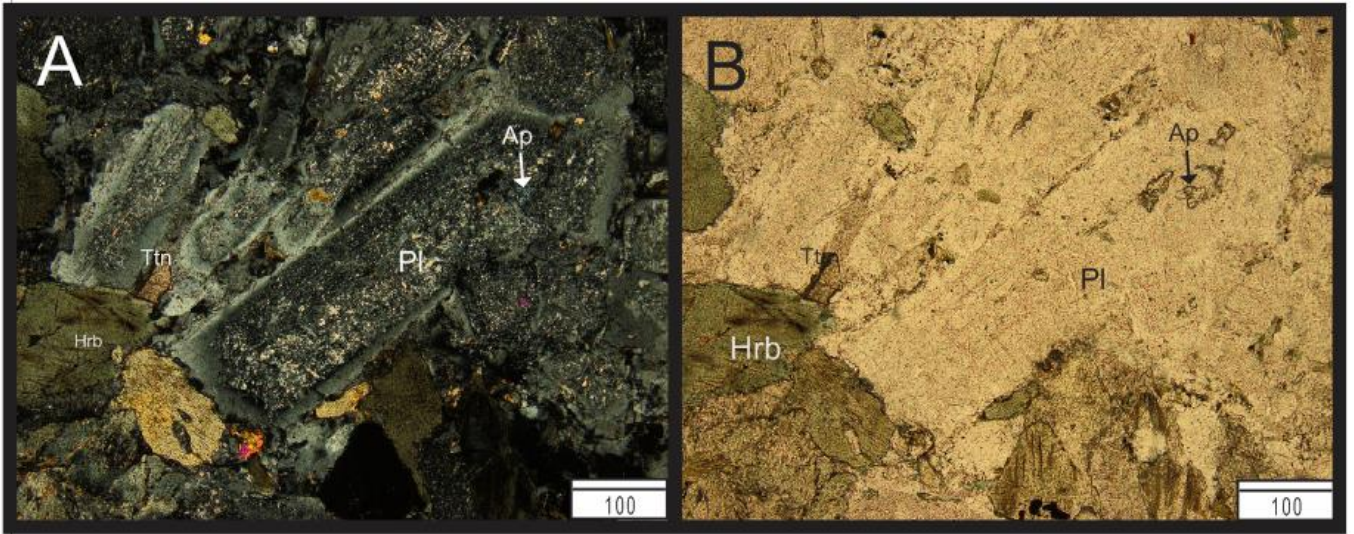


Figura 18. A) Fotomicrografía donde se aprecia la textura holocristalina de uno de los diques máficos compuesto mineralógicamente por abundantes fenocristales de plagioclasa (Pl) con rebordes ácidos sin alteración y en el centro con alteración argilica o carbonática (con analizador) B) Idem anterior, sin analizador. (La unidad de la escala gráfica, en ambos casos, se encuentra en  $\mu\text{m}$ ).

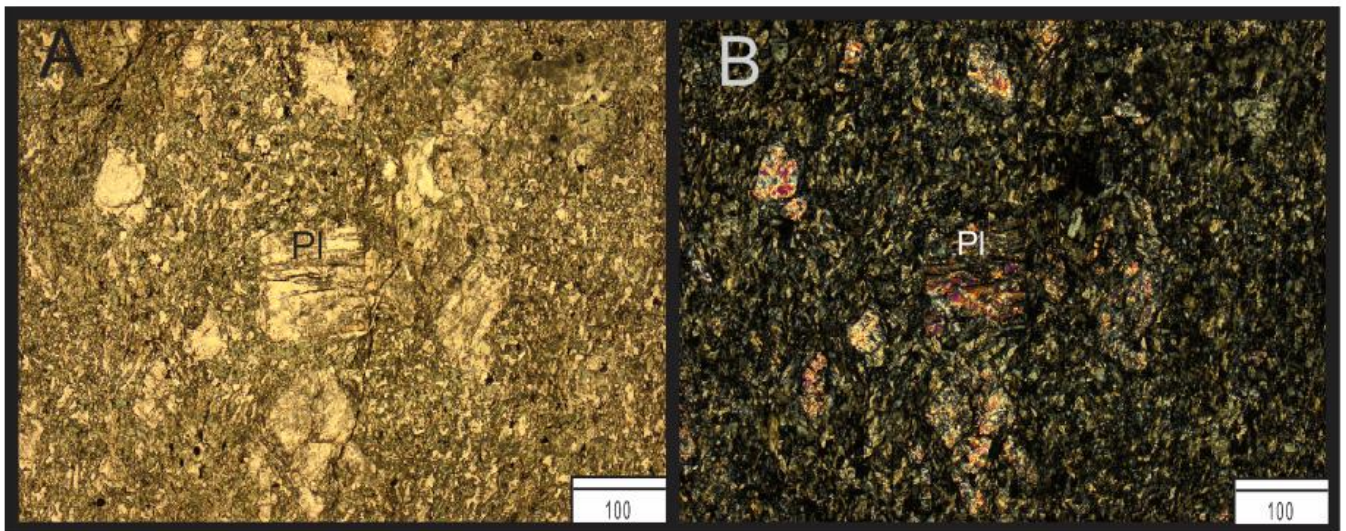


Figura 19. A) Fotomicrografía donde se aprecia la textura holocristalina de uno de los diques máficos compuesto mineralógicamente por fenocristales únicamente de plagioclasa (Pl), sin analizador. B) Con analizador se puede apreciar claramente que los fenocristales de plagioclasa (Pl) se encuentran alterados a epidoto. (La unidad de la escala gráfica se encuentra en  $\mu\text{m}$ ).

Los **piroxenos** se observaron en menores proporciones tanto en la pasta como entre los fenocristales. Tienen relieve moderado, son incoloros a amarillo pálido, sin pleocroísmo, y en ocasiones los que se presentan como fenocristales se encuentran euhedrales o anhedrales. Presentan extinción oblicua y colores de birrefringencia de primer orden hasta segundo orden. Los mismos fueron clasificados como cristales de clinopiroxeno de tipo **augita**.

Al igual que los piroxenos, la **biotita** se encuentra en baja proporción. Se observan como fenocristales y en la pasta. En algunos casos los cristales se encuentran flexionadas y/u orientados. Se reconocen alteraciones a minerales secundarios como clorita y minerales opacos (Fig. 20).

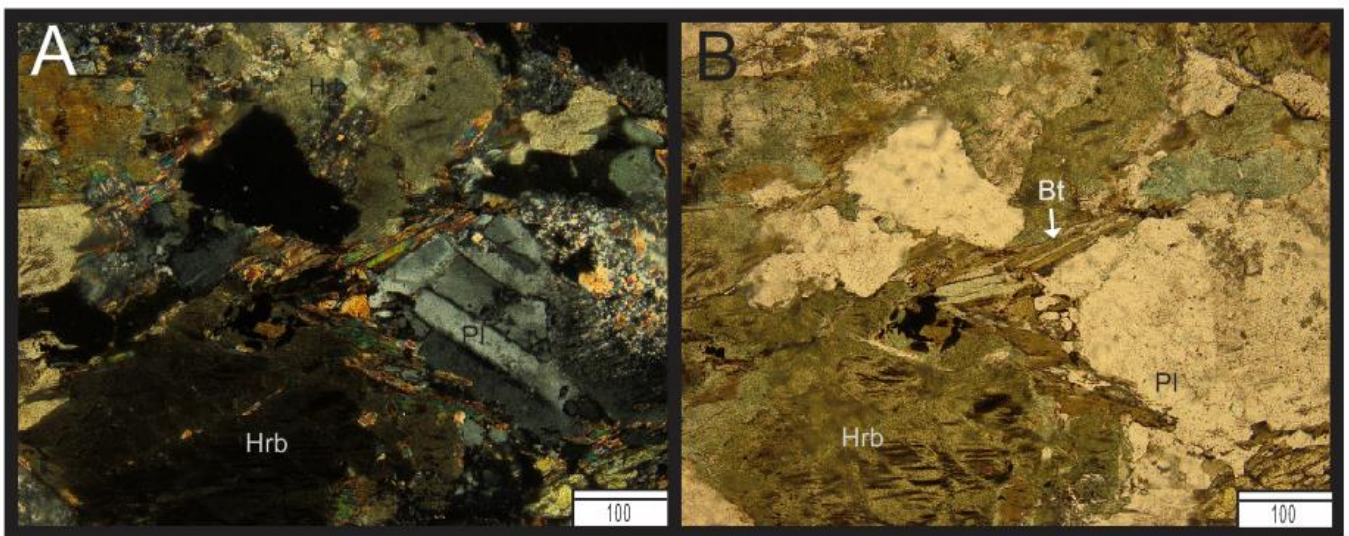


Figura 20. A) Fotomicrografía donde se aprecia la textura holocristalina de uno de los diques máficos compuesto mineralógicamente por fenocristales de plagioclasa (Pl), y hornblenda (Hrb) con biotitas (Bt) flexuradas en los intersticios de los fenocristales (con analizador). B) Idem anterior sin analizador. (La unidad de la escala gráfica, en ambos casos, se encuentra en  $\mu\text{m}$ ).

El dique intruído en los miembros M1 y M2 de la Formación Las Pircas, presenta una alteración pervasiva de los minerales primarios a minerales secundarios carbonáticos, filosilicatos y opacos que obliteran totalmente la mineralogía y textura de la roca original. Solo quedan pseudomorfos (algunos de ellos con caras de 6 lados) completamente degradados, es decir se conserva la forma cristalina externa de una especie mineral que ha sido completamente alterado a otra especie mineral (clorita, calcita, epidota y serpentina) (Fig. 21). En estas pseudomorfosis no se encuentran núcleos del mineral primario sin alterar.

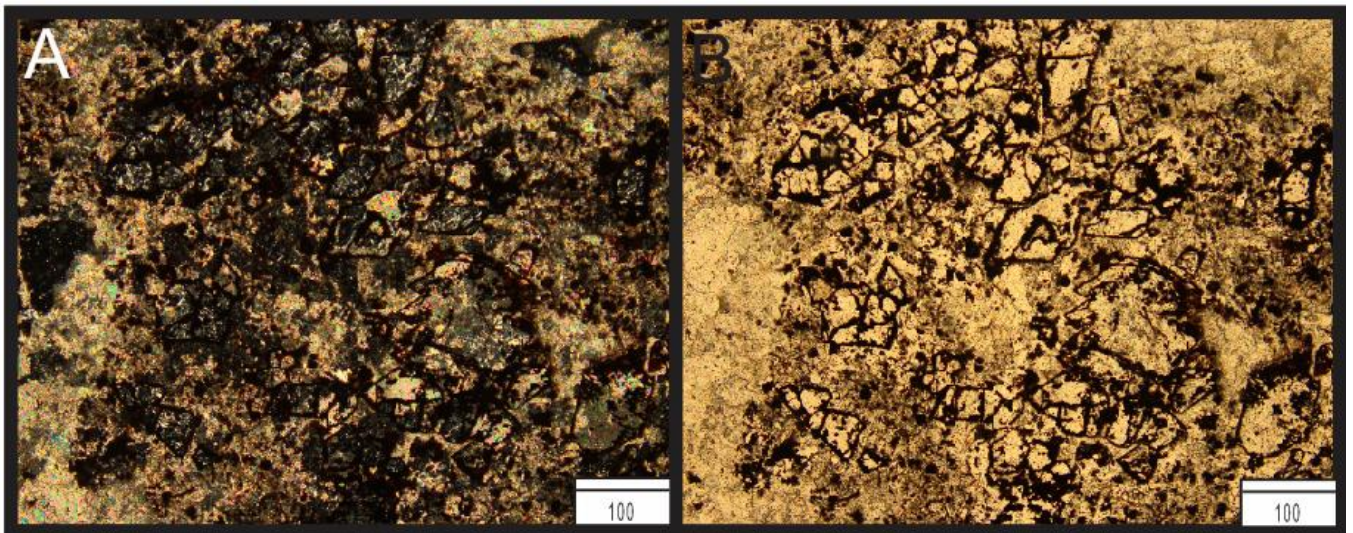


Figura 21. A) Fotomicrografía donde se aprecia la textura holocristalina de uno de los diques máficos compuesto mineralógicamente por fenocristales completamente degradados con alteración a serpentina, la pasta se encuentra totalmente alterada a carbonatos. (Con analizador). B) Idem anterior, sin analizador. (La unidad de la escala gráfica, en ambos casos, se encuentra en  $\mu\text{m}$ ).

## Geoquímica

A partir de la observación de los cortes petrográficos se separaron las cinco muestras con menor grado de alteración, se les realizó molienda y posterior análisis químico en laboratorio (Tabla 1).

Los análisis geoquímicos, determinaron que las muestras presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> alrededor de 50 % en peso (47,58-51,55 % en peso), por lo tanto se las clasifica como rocas básicas.

		DB2/1	DB2/2	DB4/1	DB4/2	DB5/1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	%	47,58	48,98	50,41	50,45	51,55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	%	1,06	1,04	1,34	1,08	0,82
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	%	16,16	15,87	15,74	16,3	15,3
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	%	10,75	10,9	10,94	10,92	9,99
<b>MgO</b>	%	9,13	8,02	7,4	7,2	8
<b>MnO</b>	%	0,24	0,23	0,24	0,22	0,18
<b>CaO</b>	%	8,5	8,73	8,13	8,88	8,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	%	1,12	1,08	1,46	0,9	1,72
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	%	2,51	2,88	2,54	2,58	2,36
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	%	0,22	0,22	0,34	0,3	0,17
<b>H<sub>2</sub>O</b>	%	2,53	2,03	2,16	1,88	1,93
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	%	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04
<b>SO<sub>3</sub></b>	%	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
<b>BaO</b>	%	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04
<b>SrO</b>	%	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
<b>Total</b>	%	100,05	100,2	100,95	100,95	100,25
<b>Ag</b>	ppm	<0.01	0,01	0,01	<0.01	0,01

<b>Al</b>	%	2,99	2,71	2,99	3,38	2,5
<b>As</b>	ppm	0,3	0,4	0,9	0,9	0,9
<b>Au</b>	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
<b>B</b>	ppm	<10	10	<10	10	<10
<b>Ba</b>	ppm	100	60	70	70	170
<b>Be</b>	ppm	0,69	0,34	0,34	0,22	0,2
<b>Bi</b>	ppm	0,23	0,07	0,06	0,05	0,05
<b>Ca</b>	%	1,78	1,82	1,93	2,23	1,47
<b>Cd</b>	ppm	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
<b>Ce</b>	ppm	21,7	21,4	23,5	25,5	19,45
<b>Co</b>	ppm	24,2	20	17,8	20,8	21
<b>Cr</b>	ppm	146	128	79	94	131
<b>Cs</b>	ppm	0,92	1,38	0,87	1,56	4,56
<b>Cu</b>	ppm	9,5	13,7	10,8	6,6	11,2
<b>Fe</b>	%	3,64	3,46	3,54	3,46	2,81
<b>Ga</b>	ppm	8,7	7,19	8,44	7,12	6,3
<b>Ge</b>	ppm	0,14	0,12	0,13	0,13	0,1
<b>Hf</b>	ppm	0,22	0,24	0,28	0,27	0,22
<b>Hg</b>	ppm	0,02	<0.01	0,01	0,01	0,02
<b>In</b>	ppm	0,02	0,018	0,02	0,017	0,011
<b>K</b>	%	0,13	0,17	0,16	0,19	0,57
<b>La</b>	ppm	12	11,2	12,4	14,2	10,2
<b>Li</b>	ppm	78,6	29,4	43,2	32,1	31,4
<b>Mg</b>	%	2,33	1,44	1,79	1,59	1,59
<b>Mn</b>	ppm	838	602	786	671	358
<b>Mo</b>	ppm	0,38	0,47	0,66	0,75	0,3
<b>Na</b>	%	0,27	0,28	0,29	0,35	0,16
<b>Nb</b>	ppm	<0.05	0,05	0,06	<0.05	<0.05
<b>Ni</b>	ppm	78,1	61,2	48,3	40,2	71,9
<b>P</b>	ppm	890	910	1390	1240	710

<b>Pb</b>	ppm	15,7	16,8	10,6	11,6	11,8
<b>Rb</b>	ppm	10,1	12,1	10,7	11,2	32,2
<b>Re</b>	ppm	<0.001	0,001	<0.001	<0.001	<0.001
<b>S</b>	%	0,01	0,01	0,01	<0.01	0,01
<b>Sb</b>	ppm	<0.05	<0.05	0,05	0,05	<0.05
<b>Sc</b>	ppm	9,5	8,3	10,1	7,5	5,6
<b>Se</b>	ppm	0,4	0,5	0,4	0,5	0,6
<b>Sn</b>	ppm	0,4	0,4	0,3	0,2	0,3
<b>Sr</b>	ppm	67,4	67,3	74,3	76,8	42,2
<b>Ta</b>	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
<b>Te</b>	ppm	0,02	0,01	<0.01	0,01	0,02
<b>Th</b>	ppm	3,8	3,8	3,5	3,7	5,5
<b>Ti</b>	%	0,196	0,174	0,212	0,19	0,183
<b>Tl</b>	ppm	0,06	0,08	0,05	0,07	0,22
<b>U</b>	ppm	2,49	1,6	0,91	0,81	0,74
<b>V</b>	ppm	104	111	126	119	98
<b>W</b>	ppm	0,84	1,4	1,46	0,98	2,11
<b>Y</b>	ppm	9,36	7,53	10,7	8,83	4,26
<b>Zn</b>	ppm	74	43	51	43	39
<b>Zr</b>	ppm	10	10,6	10,3	10,4	8,3
<b>#Mg</b>		<b>68,67</b>	<b>65,51</b>	<b>63,58</b>	<b>62,99</b>	<b>67,39</b>

Tabla 1. Resultados de los análisis.

Según la clasificación por el diagrama Total Alkalies versus Sílice (Le Bas *et al.*, 1968) (Fig 22.), las rocas analizadas se ubican dentro de los campos de **basaltos** (equivalente plutónico de gabro). La totalidad de los diques máficos, ploteadas en el diagrama de Irvine y Baragar (1971) (Fig 23), han sido agrupadas dentro de la **serie subalcalina**.

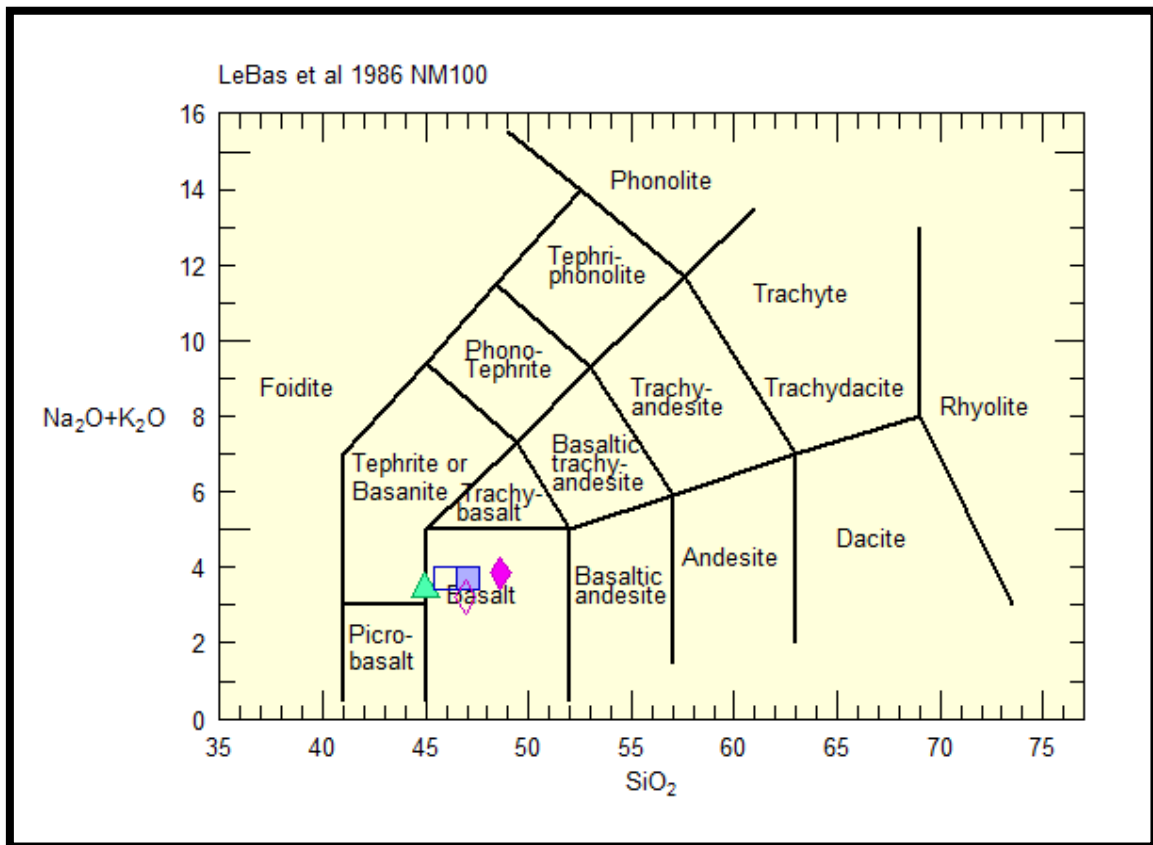


Figura 22. Diagrama Total Alkalies versus Sílice (Le Bas *et al.*, 1968) (y equivalentes plutónicos). Las muestras se ubicaron en el campo de los Basaltos (o gabro en su equivalente plutónico)

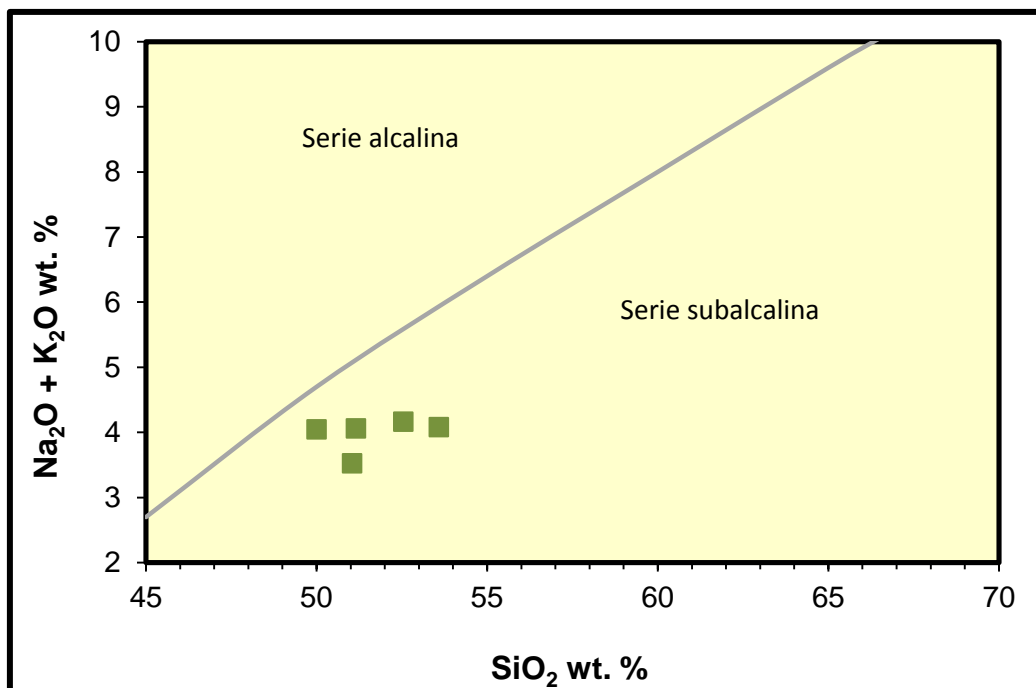


Figura 23. Diagrama de Irvine y Baragar (1971), la totalidad de las muestras se ubicaron en el campo correspondiente a la Serie Subalcalina

Además de clasificar los diques según sus contenidos porcentuales de elementos mayoritarios se los clasificó con diversos diagramas que tienen en cuenta los elementos traza. Los diques estudiados presentan alteraciones secundarias que podrían haber movilizado a los elementos mayoritarios, en cambio muchos de los elementos traza presentan carácter de elementos inmóviles por lo tanto es posible que se preserven las cantidades iniciales.

Es así que según el diagrama (Winchester y Floyd, 1977) (Fig. 24), los diques se agrupan dentro del campo de rocas **basálticas subalcalinas**. Por otro lado en el diagrama Th (ppm) vs. Co (ppm) (Hastie *et al.*, 2007) (Fig. 25) las rocas han sido clasificadas como **andesita basáltica y andesita, calcoalcalinas**.

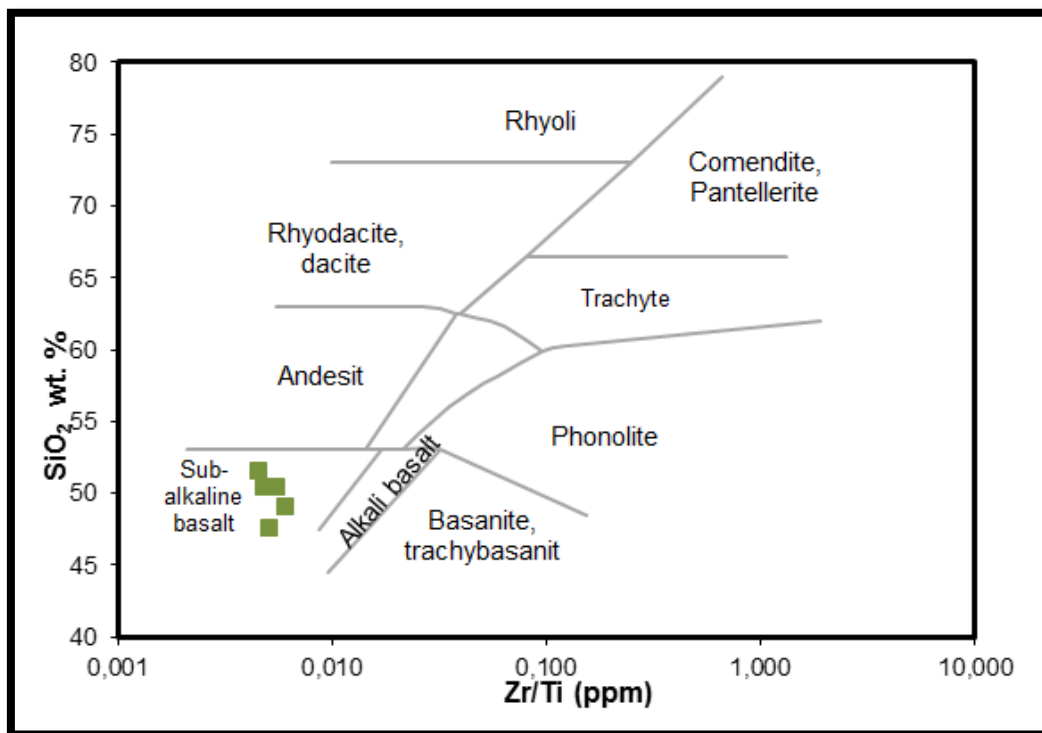


Figura 24. SiO<sub>2</sub> (% en peso) vs. Zr/Ti (ppm) Winchester y Floyd (1977) los diques se agrupan dentro del campo de rocas basálticas subalcalinas.

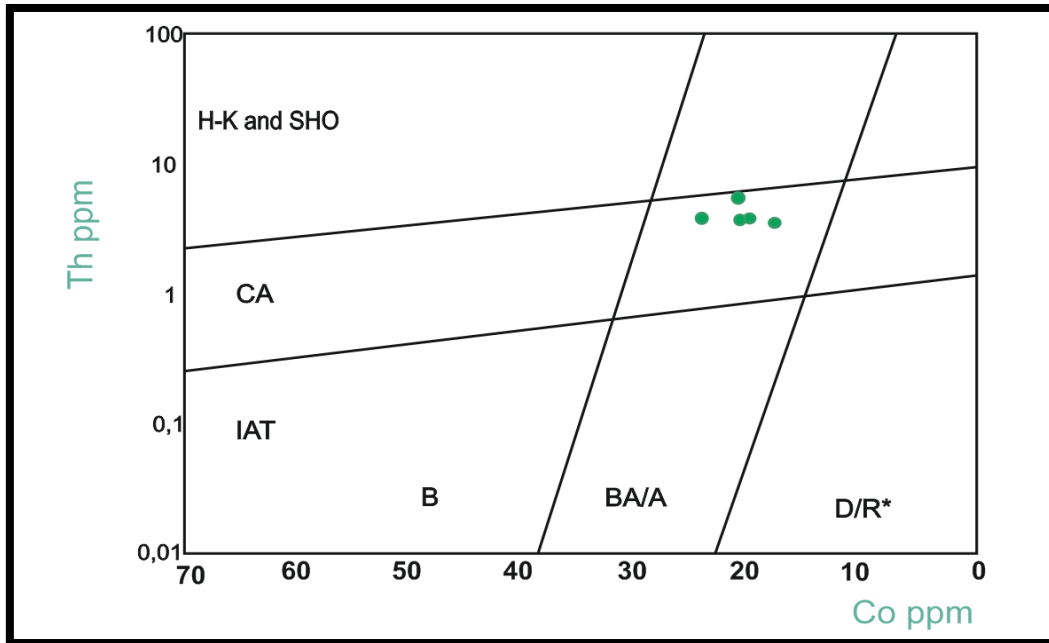


Figura 25. Diagrama Th (ppm) vs. Co (ppm) Hastie *et al.*, (2007). B, basalto; BA/A, andesita basáltica y andesita; D/R\*, dacitas y riolitas (\* indica que latitas y traquitas también caen en el campo D/R). HK, alto potasio; SH, shoshonítico; CA, calcoalcalino; IAT, toleítas de arco de isla las rocas han sido clasificadas como andesita basáltica y andesita, calcoalcalinas

Tal como sugieren los contenidos de  $K_2O$  (% en peso) de las muestras analizadas, entre 0,9-1,7% en peso, se clasifican en el diagrama  $K_2O$  (% en peso) vs  $SiO_2$  (% en peso) (Fig. 26) como **basaltos y andesitas basálticas** dentro de las **series calcoalcalinas y calcoalcalinas ricas en K.**

La saturación de alúmina, de acuerdo a Shand (1927) (Fig 27), desarrolla tres clases de rocas: 1) **Rocas Peraluminosas** cuya proporción molecular de  $[Al_2O_3 > (CaO + Na_2O + K_2O)]$ ; 2) **Rocas Metaluminosas**, que presentan una proporción molecular de  $[Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O) > (Na_2O + K_2O)]$ ; 3) **Rocas Peralcalinas** en las cuales la proporción molecular de  $[Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)]$ . En este caso las muestras analizadas han sido agrupadas dentro de las **rocas metaluminosas**

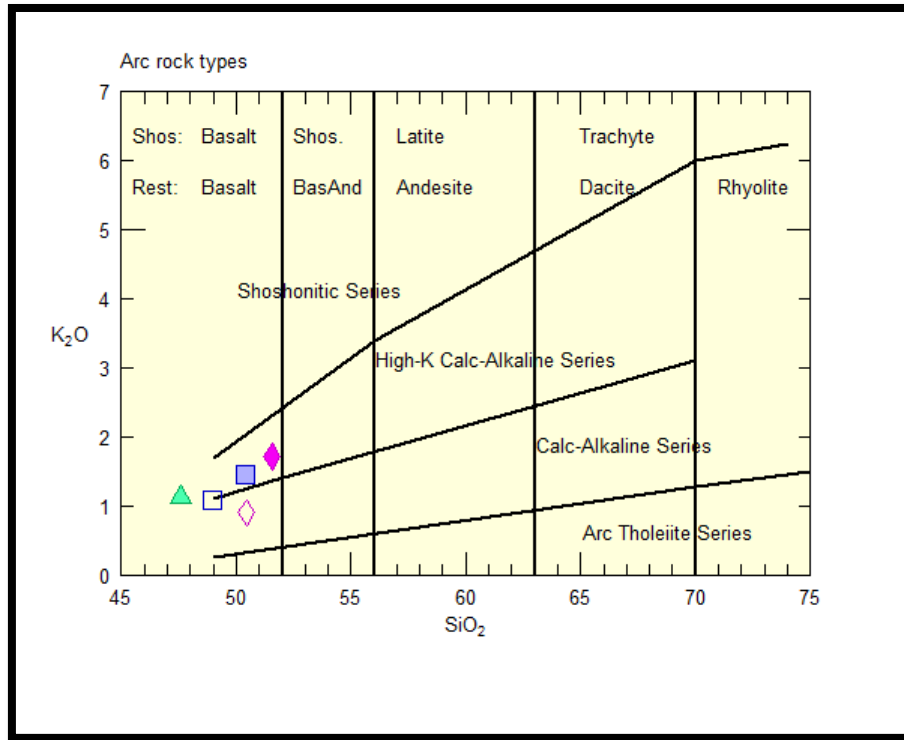


Figura 26. Diagrama K<sub>2</sub>O (% en peso) vs SiO<sub>2</sub> (% en peso). (Peccerillo and Taylor, 1976) los diques máficos de la Cuesta de Miranda se clasifican como basaltos y andesitas basálticas dentro de las series calcoalcalinas y calcoalcalinas ricas en K.

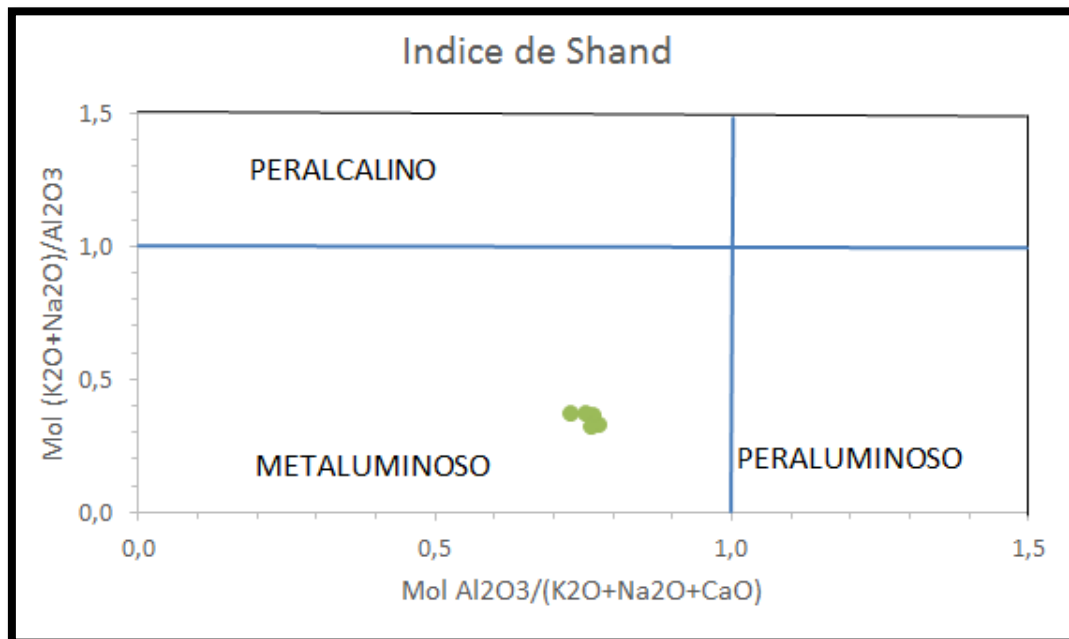


Figura 27. Índice de Shand (1927) las muestras analizadas han sido agrupadas dentro de las rocas metaluminosas.

Para clasificar los diques según su saturación en sílice se calculó la norma CIPW (Tabla 2). Las muestras DB4/1, DB4/2 y DB5/1, presentan cuarzo e hipersteno normativos, lo

que las ubica en el campo de las rocas **sobresaturadas en sílice**, por el contrario las muestras *DB2/1* y *DB2/2* contienen hipersteno y olivina normativos lo que nos permite clasificarlas dentro del grupo de rocas **saturadas en sílice**.

<b>Muestra</b>	<b>DB2/1</b>	<b>DB2/2</b>	<b>DB4/1</b>	<b>DB4/2</b>	<b>DB5/1</b>
<b>Q</b>	0	0	1,95	2,52	2,3
<b>Cor</b>	0	0	0	0	0
<b>Ort</b>	6,21	5,96	8,02	4,91	9,51
<b>Ab</b>	19,88	22,68	19,9	20,25	18,73
<b>An</b>	27,69	25,08	24,76	27,34	24,14
<b>Ne</b>	0	0	0	0	0
<b>Le</b>	0	0	0	0	0
<b>Kp</b>	0	0	0	0	0
<b>Hy</b>	13,07	13,78	19,41	18,89	20,41
<b>Di</b>	8,39	10,94	8,12	8,83	9,47
<b>Wo</b>	0	0	0	0	0
<b>Ol</b>	7,74	4,46	0	0	0
<b>La</b>	0	0	0	0	0
<b>Ac</b>	0	0	0	0	0
<b>Na_ms</b>	0	0	0	0	0
<b>Mag</b>	14,61	14,73	14,72	14,66	13,58
<b>Hem</b>	0	0	0	0	0
<b>Ilm</b>	1,89	1,84	2,35	1,9	1,45
<b>Tit</b>	0	0	0	0	0
<b>Ru</b>	0	0	0	0	0
<b>Pwk</b>	0	0	0	0	0
<b>Ap</b>	0,49	0,49	0,74	0,66	0,36

<b>Cc</b>	0	0	0	0	0
<b>Ft</b>	0	0	0	0	0
<b>Py</b>	0	0	0	0	0
<b>%An en</b>	58,2	52,51	55,44	57,44	56,3
<b>Pl</b>					
<b>ITT</b>	53,78	53,72	54,63	55,02	54,68

Tabla 2. Porcentajes de minerales normativos calculados a partir de la Norma CIPW.

En el diagrama normalizado a MORB (Pearce, 1983), se observó que existen las anomalías negativas en Sr, P, Zr, T e Y, (Fig 28) y en el diagrama normalizado a condrito (Thompson, 1982) se aprecia que la pendiente es negativa (Fig 29).

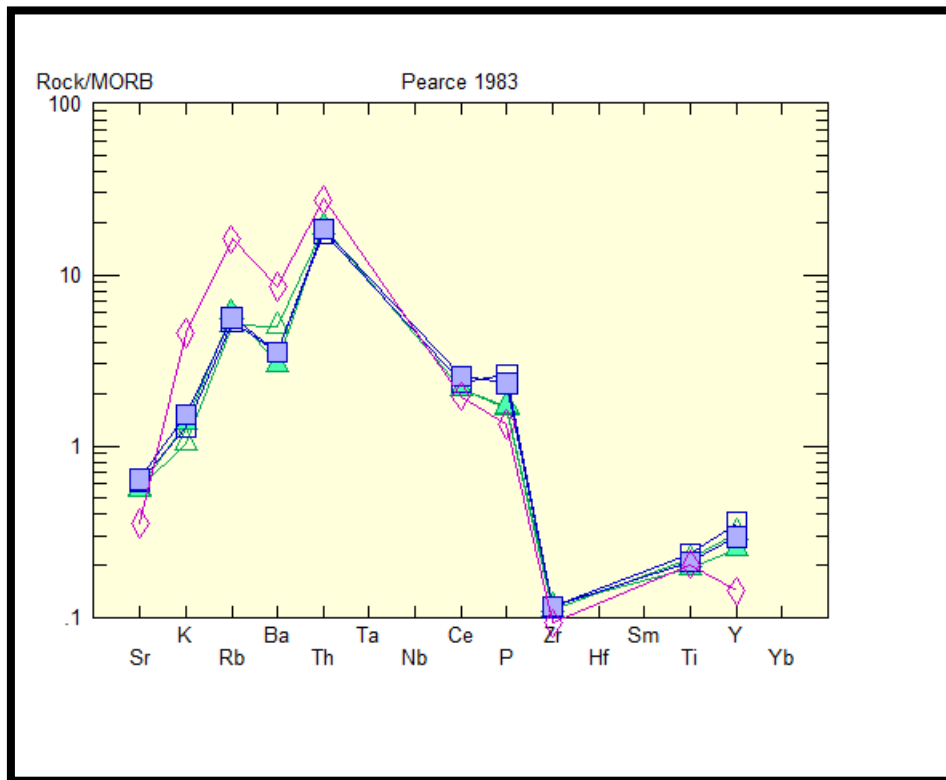


Figura 28. Diagrama multielemento normalizado a MORB, con valores de Pearce (1983). Las muestras presentan anomalías negativas en Sr, P, Zr, T e Y.

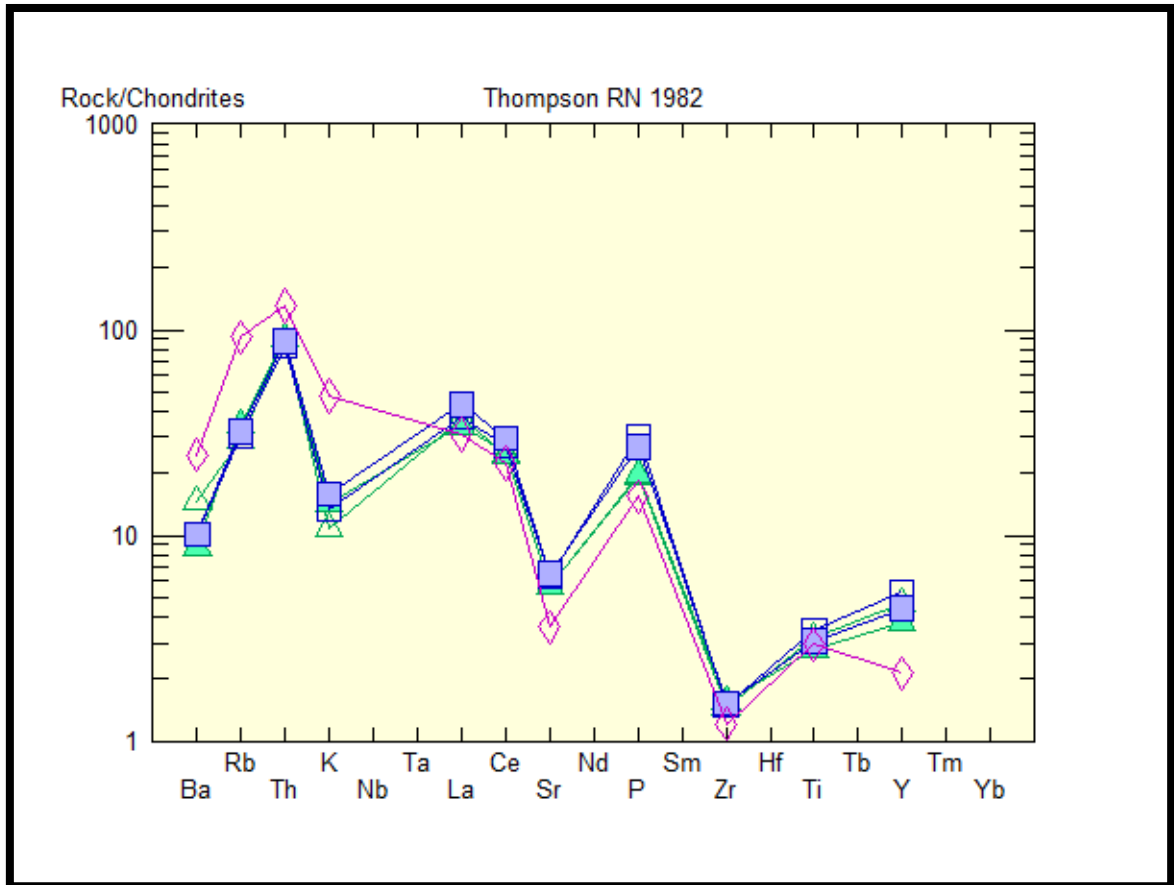


Figura 29. Diagrama normalizado a condrito (Thompson, 1982). Se aprecia una pendiente negativa

Con respecto al #Mg (Tabla 1), el promedio de las muestras analizadas es de 65, con valores máximos de 68, lo que indicaría que el magma presenta una herencia mantélica, ya que los mismos tienen #Mg, normalmente, mayor que 65 (Wilson 1989).

## DISCUSIÓN

El enjambre de diques máficos que intruyen el basamento de la Cuenca de Paganzo (Bodenbender, 1911), en el Sistema de Famatina, como ha sido citado en el apartado introductorio, fue objeto de estudio de numerosos autores, que clasifican a los dique máficos como Lamprófiros de tipo Malchitas (Bodenbenber, 1916) o bien como Lamprófiros Calcoalcalinos de tipo Espesartita o Quersantita (Fidalgo, 1968; Miranda, 1958; Maisonave, 1972; Villar Fabre *et al.*, 1973; Mannheim, 1993; Toselli *et al.*, 1996).

El término **Lamprófiro** fue introducido por Gumbel (1874), para agrupar a rocas oscuras que forman intrusiones menores con fenocristales de mica y horblenda que **carecen de fenocristales de feldespato**. Por su mineralogía y textura los lamprófiros, se caracterizan por presentar altos porcentajes de anfíboles y biotitas además de minerales con F, Cl, S<sub>03</sub>, CO<sub>2</sub> y H<sub>20</sub> como carbonatos y sulfuros. Otro rasgo típico de estas litología son los minerales hipermelanocráticos (CI > 33%) con textura porfírica (o panidiomorfica) **sin cuarzo o feldespatos como fenocristales** (Rock, 1991). Los lamprófiros también se caracterizan por poseer flogopita pseudohexagonal o con textura “castellated”. Presentan típicamente estructuras globulares que ocurren como ocelos leucocráticos en cuerpos esferoidales o lenticulares, rosados o grises (McHone, 1978). En este tipo de rocas, no es posible la aplicación de catalogaciones basadas en diagramas clásicos para rocas ígneas como el QAPF . Rock (1991) las definió como un clan de rocas ígneas y las separó en base a características mineralógicas y geoquímicas en cinco clases (Fig. 30): a) lamprófiros calcoalcalinos o shoshoníticos; b) lamprófiros alcalinos; c) lamprófiros ultramáficos; d) lamprófiros lamproíticos y e) lamprófiros kimberlíticos.

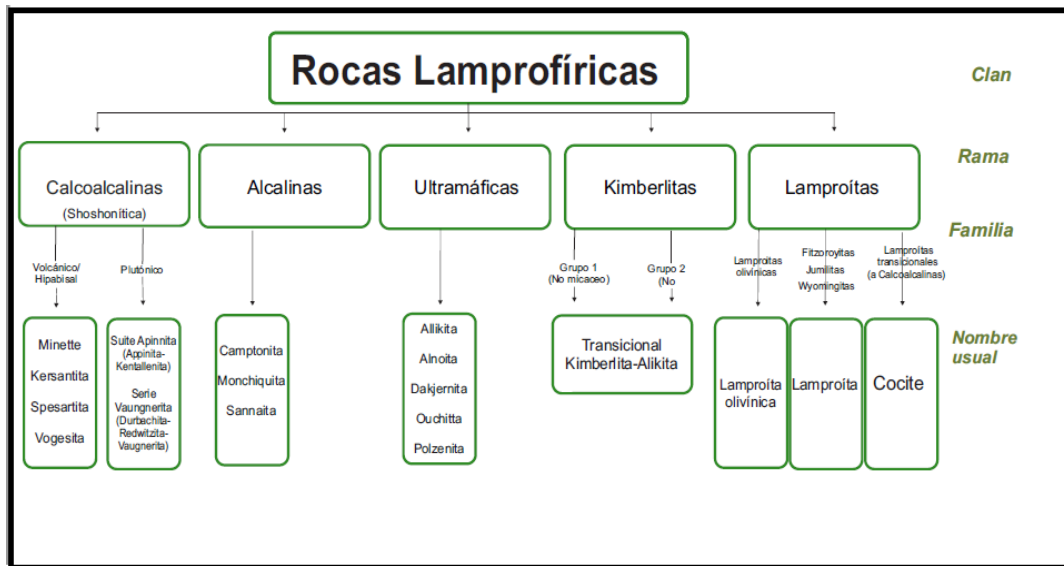


Figura. 30 Cuadro síntesis de la clasificación del “Clan de rocas Lamprofíricas”.  
(Rock, 1991)

Streckeisen, (1980), expone que los lamprófiros no son solo variedades texturales de rocas volcánicas y plutónicas y reconoce tres clases de lamprófiros: *a)* calcoalcalinos, *b)* meliliticos y *c)* alcalinos, en base sus características geoquímica.

La Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Igneas de la Union Internacional de Ciencias Geológica (IUGS-SCMR) divide a las rocas lámprofiricas según su composición mineralógica, (Fig 31) teniendo en cuenta que:

- Son rocas meso o melanocráticas, raramente ultramáficas, porfíricas.
- Contiene biotita-flogopita y/o anfíboles esenciales, junto con clinopiroxeno, olivino y ocasionalmente melilita.
- De haber feldespatos y/o feldespatoides están restringidos a la pasta.
- La alteración hidrotermal de olivino, piroxeno, biotita-flogopita y plagioclasas son comunes.
- Calcita, zeolita y otros minerales hidrotermales son comunes.
- Usualmente tienen contenidos comparativamente altos de  $K_2O$  (o  $K_2O + Na_2O$ ) a contenidos relativamente bajos de  $SiO_2$ .

- Sus contenidos de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Ba son generalmente altos en comparación con rocas de contenido similar de SiO<sub>2</sub>.

Clasificación y nomenclatura de los lamprófidos*				
Constituyentes de color claro		Minerales máficos predominantes		
feldespato	feldespatoídes	Biotita > hornblenda, ± augita diopsídica, (± olivino)	Hornblenda, augita diopsídica, (± olivino)	Anfibol marrón, Ti- augita, olivino, biotita
Or > Plg		Mineta	Vogesita	
Plg > Or		Kersantita	Spesartita	
Or > Plg	Feld > Foid			Sannaita
Plg > Or	Feld > Foid			Camptonita
	vidrio o Foid			Monchiquita

Figura 31. Clasificación de Lamprófiro según los criterios de la IUGS (Le Maitre, 2002)

Teniendo en cuenta esas características, esta clasificación deja afuera de las rocas lamprófiras, a las Kimberlitas y Lamproítas, que habían sido incluidas por Rock (1991) dentro del “Clan de Lamprófiro” (Tabla 3.)

Según surge en esta investigación no es apropiado denominar como lamprófiro a los diques máficos estudiados en este trabajo, debido a la ausencia de características elementales que los definen, como la presencia de plagioclasa solamente restringida a la pasta. Por lo tanto hemos considerado más adecuado clasificar a estas rocas como **microgabros de tipo hornblendíferos**.

En cuanto a las características geoquímicas no existe coincidencia entre los trabajos previos, Martina *et al.* (2015) expresan que los diques analizados poseen composiciones toleíticas a alcalinas, mientras que Toselli *et al.* (1996) sostiene que son pertenecientes a

la serie calcoalcalina. En este trabajo según los análisis químicos se determinó que, los diques son subalcalinos y debido a la presencia de magnetita normativa (que indica una alta fugacidad de oxígeno) y hornblenda (propia de condiciones de alta presión de volátiles) se presume un ambiente vinculado a magmatismo calcoalcalino.

Los diques analizados tienen afinidades magmáticas de **tipo I** con un origen de fuente enriquecida como demuestran los valores altos de  $\text{TiO}_2$  ( $>1$ ) y  $\text{K}_2\text{O}$  ( $>0,1$ ) y la pendiente negativa del diagrama normalizado a condrito (Fig 29) (Thompson, 1982). El proceso petrológico de magma diferenciado es característico de magmatismo de subducción.

De acuerdo con las apreciaciones geotectónicas realizadas por algunos autores los diques máficos sería coincidente con un evento extensional en el retroarco, vinculado a la generación de la Cuenca de Paganzo (Durand *et al.*, 1994; Toselli *et al.*, 1996). Además la extensión tendría orientación aproximadamente Este-Oeste y habría generado fracturas propicias para la intrusión de magma (Spagnuolo *et al.*, 2008). Sin embargo otros autores exponen que los diques presentan características geoquímicas de intraplaca (Mannheim, 1993) y que estos cuerpos intrusivos por su edad y signatura geoquímica podrían correlacionarse con granitos de tipo A que afloran en la región de Sierras Pampeanas como el Plutón Cerro de la Gloria (Dahlquist, *et al.*, 2010; Martina *et al.*, 2015), lo que resultaría en que el evento magmático presento un carácter bimodal en las Sierras Pampeanas durante el Carbonífero temprano (Martina *et al.*, 2015). Dilucidar estas diferencias excede a los alcances de esta investigación

Además de su clasificación y su génesis geotectónica, la edad de los diques ha sido objeto de discusión, inicialmente fue inferida por Turner (1964), quien los ubicó estratigráficamente entre el Ordovícico y el Carbonífero. Posteriormente Villar Fabre *et al.* (1973), realizaron estudios isotópicos y acotaron la edad, con el método K-Ar, a  $395 \pm 20$  Ma (Devónico tardío). Spagnuolo *et al.* (2008) proponen que el evento

intrusivo habría ocurrido entre el Silúrico y el Devónico. Más tarde Martina *et al.*, (2015) determinan la edad de los diques máficos de la Cuesta de Miranda, por el método Ar-Ar, a **354.14 ± 6.81 Ma** (Carbonífero temprano) previo a la depositación del Grupo Paganzo. Debido al hallazgo de un dique máfico intruído dentro de la Formación Las Pircas (Paganzo II), de similares características que los que se encuentran en el Granito Ñuñorco (rumbos, inclinaciones, espesores y petrografía) en este trabajo, se considera que la edad del evento intrusivo presenta un rango más amplio que concluye luego de la depositación de la secuencia “Paganzo II” y previo a la Formación Patquía-De la Cuesta (Paganzo III), es decir hasta el Carbonífero tardío- Pérmico temprano.

En base a la interpretación de Candiani *et al.* (2011), el núcleo del anticlinal ubicado al SSO de la base del Cerro Morado corresponde a las Formación Las Pircas y es cubierta en concordancia por la Formación Patquía- De La Cuesta. La identificación de los miembros M1 y M2 con la Formación Las Pircas se refuerza por el hecho que el dique máfico que la intruye es truncado por la superficie sobre la que se apoya la unidad M3, es decir una discordancia (paraconcordancia) separa los miembros M1 y M2 de los miembros M3, M4 y M5 que corresponden a la Formación Patquía- De La Cuesta. Por lo tanto el contacto entre ambas unidades no sería una superficie concordante como lo han expuesto los autores antes mencionados. En la figura 32 se ilustra las relaciones estratigráficas mencionadas en este párrafo.

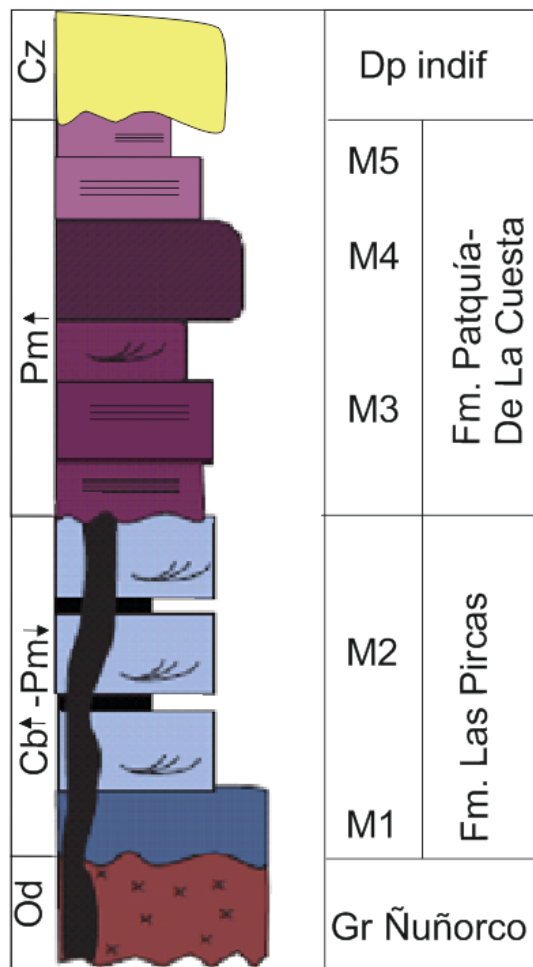


Figura 32. Esquema de la relación estratigráfica en el área de la Cuesta de Miranda donde se representa las relaciones de corte y estratigráficas de las unidades (en negro se representa el dique máfico intruido en la Fm. Las Pircas).

## CONCLUSIONES

A modo de conclusión podemos decir que los diques máficos de la Cuesta De Miranda son de composición basáltica, subalcalinos, calcoalcalinos y metaluminosos. Según sus características texturales y mineralógicas fueron clasificados como **microgabros horblendíferos**.

Geoquímicamente son afines a magmas de tipo I con un origen de fuente enriquecida como demuestran los valores altos del  $\text{TiO}_2$  ( $>1$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $>0,1$ ) y la pendiente negativa del diagrama normalizado a condrito (Fig. 29). El proceso petrológico de magma diferenciado es característico de magmatismo asociado a subducción. Geotectónicamente coincidente con un evento extensional en el retroarco, vinculado a la generación de la Cuenca de Paganzo.

Por último cabe destacar que el hallazgo de un intrusivo máfico en la Formación Las Pircas (Paganzo I), redefinen las relaciones estratigráficas observadas en el anticlinal de la base del Cerro Morado permitiendo comprobar que el contacto entre las Formaciones Las Pircas y Patquía-De La Cuesta es paraconcordante. Además este hallazgo amplía temporalmente el evento intrusivo de los diques máficos hasta el Carbonífero tardío-Permico temprano y por consiguiente el evento extensivo habría continuado durante la depositación de la secuencia “Paganzo II”.

## BIBLIOGRAFÍA

ACEÑOLAZA, F. G., Y BERNASCONI, A., 1969. Sobre la edad de los intrusivos que afloran en el sector norte de la Precordillera riojana: área del río Bonete. *Actas 4° Jornada Geológicas Argentinas*, 2: 61-67. Buenos Aires.

ACEÑOLAZA, F.G., MILLER H., y TOSELLI, A.J., 2002. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America. A discussion. *Tectonophysics* 354:121-137.

ASTINI, R.A., 1999a. El Ordovícico del Sistema de Famatina. In *Geología del Noroeste Argentino* (González-Bonorino, G.; Omarini, R.; Viramonte, J.; editores). In *Relatorio del Congreso Geológico Argentino*, No. 14, Vol. 1, p. 152-158. Salta.

ASTINI, R.A., 1999b. El ambiente geotectónico del Ordovícico de la región del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Réplica*, Vol. 55, p. 136-138.

ASTINI, R.A., 2003. The Ordovician proto Andean basins. En: *Ordovician fossils of Argentina* (Benedetto, J.L., Ed.), p.1-74. Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba.

ASTINI, R.A y DÁVILA, F.M., 2002. El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28-29 S), Andes Centrales del oeste argentino. *Revista Geologica De Chile - Rev Geol Chile*. 29.

ASTINI, R.A., DÁVILA, F.M., RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y FANNING, C.M., 2003. Ordovician back-arc clastic wedge in the Famatina Ranges: New ages and implications for reconstruction of the Proto- Andean Gondwana Margin. En: *Ordovician from the Argentina* (Eds. G.L. Albanesi, M.S. Beresi, and S.H. Peralta) *Serie Correlación Geológica*, 17, 375-380.

ASTINI, R. A., WAISFELD, B., TORO, B. A. Y BENEDETTO, J. L., 2004. El Paleozoico inferior y medio de la región de Los Colorados, borde occidental de la Cordillera Oriental (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 243-260.

BODENBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 19 (1): 2-211, Córdoba.

BODENBENDER, G., 1916. El Nevado de Famatina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 21: 100-182.

BOSSI, J., CAMPAL, N., CIVETTA, L., DEMARCHI, G., GIRARDI, V.A.V., MAZZUCHELLI, M., NEGRINI, L., RIVALENTI, G., FRAGOSO CESAR, A.R.S., SINIGOI, S., TEXEIRA, W., PICCIRILLO, E.M. y MOLESINI, M., 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106 (3): 263-277.

- CANDIANI, J.C., ASTINI, R., DÁVILA, F. COLLO, G., EZPELETA, M., ALASINO, P., DAHLQUIST, J., 2011. Hoja Geológica 2969-18 2969-24 Famatina y Sañogasta. 1: 100.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 379.
- CAÑÓN-TAPIA, E., 2008. How deep can be a dyke?. En: Journal of Volcanology and Geothermal Research. 171. 215-228.
- CÉSARI, S.N. y GUTIÉRREZ, P.R., 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic in central-western Argentina. Palynology 24: 113-146.
- CISTERNA, G.A., SIMANAUKAS, T. y ARCHBOLD, N.W., 2002. Permian brachiopods from the Tupe Formation, San Juan Province, Precordillera, Argentina. Alcheringa 26: 177-200.
- COLLO, G., 2006. Caracterización petrográfica y termobarométrica de las unidades con bajo grado de metamorfismo de la región central de Famatina. Universidad Nacional de Córdoba, Tesis Doctoral inédita, 263 pp.
- COLLO, G., DO CAMPO, M. y ASTINI, R.A., 2005. Caracterización mineralógica, microestructural e historia pos-deposicional de La Formación La Aguadita, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22 (3): 283-297.
- COLLO, G. y ASTINI, R.A., 2008. La Formación Achavil: una nueva unidad de bajo grado metamórfico en la evolución cámbrica superior del Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (3): 344-362.
- DAHLQUIST, J.A y GALINDO, C., 2004. Geoquímica isotópica de los granitoides de la sierra de chepes: un modelo geotectónico y termal, implicancias para el orógeno famatiniano. Revista de la asociación geológica argentina, 59 (1):57-69.
- DAHLQUIST, J.A. y ALASINO, P.H., 2005. Hallazgo de granitoides fuertemente peraluminosos en la sierra de famatina, orógeno famatiniano. Revista de la asociación geológica argentina 60 (2): 301-310.
- DAHLQUIST, J.A., ALASINO, P.H., EBY, G.N., GALINDO, C.; CASQUET, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. Lithos: 115 (1-4): 65-81.
- DE ALBA, E., 1954. Descripción Geológica de la Hoja 16c, Villa Unión (provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Minería, 81 p. Buenos Aires.
- DEBON, F., 1975. Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves: une étude pétrographique et géochimie. Tesis Doctoral, Univ. de Nancy, n° 33, 420 p.

DURAND, F.R.; ACEÑOLAZA, F.G. y ESTEBAN, S.B., 1992. El Proterozoico superior y Cámbrico inferior metasedimentario de la región de Bordo Atravesado y extremo norte de la sierra de Paimán, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja. Serie Correlación Geológica N° 9: 31-40.

DURAND, F.R., TOSELLI, A.J., ACEÑOLAZA, F.G. y ROSSI DE TOSELLI, J.N., 1994. Evolución geológica del Sistema de Famatina durante el Precámbrico Paleozoico. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Serie monográfica.

ESTEBAN, S., TORTELLO, F., MÁNGANO, M.G., BUATOIS, L.A. y ACEÑOLAZA, F.G., 1999. Bioestratigrafía del Paleozoico inferior del Sistema de Famatina. En Gonzalez Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J (Eds.) Geología del Noroeste Argentino, Relatoriodel 14vo Congreso Geológico Argentino. Tomo 1: 189-212. Salta.

EZPELETA M., DÁVILA F. M. y ASTINI, R.A., 2003. Geoformas relictuales de la glaciación Gondwánica en el extremo sur de la sierra de Velasco, Sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina. En: Collantes, M.M.; Sayago, J.M.; Neder, L. del V: (Ed). II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología: 267-274. Tucumán.

FIDALGO, F., 1968. Descripción geológica de la Hoja 17d, Cantinzaco, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito), Buenos Aires.

GROEBER, P., 1938. Mineralogía y Geología. Espasa-Calpe Argentina, 1-492, Buenos Aires.

GUERRERO, M. A., LAVANDAIO, E., MARCOS, O., CAMINOS, R., NULLO, E., PANZA, J.L., FERNANDEZ LIMA, J.C.R. y REINOSO, M.S., 1993. Mapa Provincial de La Rioja 1:500.000. Servicio Geológico Minero Argentino.

GUMBEL VON, C.W., 1874. Die Palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. Franz, Munchen.

GUTIÉRREZ, P.R., 1995. Nuevos registros paleoflorísticos para la Formación Agua Colorada, Carbonífero Superior, en el sector sudoriental de la sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. Ameghiniana 32(2):111-118.

GUTIÉRREZ, P.R., GANUZA, D.G., MOREL E. y ARRONDO, O.G., 1992. Los géneros Cordaicarpus Geinitz, Cornucarpus Arber y Samaropsis Goeppert (Semillas platispérmicas) en el Neopaleozoico Argentino. Ameghiniana, 29 (1):49-68. Buenos Aires.

HALLS, H.C. y FAHRING, W.F., (Eds), 1987. Mafic Dyke Swarms, Geological Association of Canada, Special Paper 34.

HARRINGTON, H.J. y LEANZA, A.F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Special Publication, 259 pg. Kansas.

- HASTIE, A.R., KERR, A.C., PEARCE, J.A. y MITCHELL, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *J. Petrology*, 48(12): 2341-2357.
- IRVINE, T. y BARAGAR, W., 1971. A guide to the chemical classifications of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol 8: 523-548.
- LLAMBÍAS, E., 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29 e INSUGEO, Serie Correlación Geológica 15, 222 p., Buenos Aires.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B., 1968 A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- LE MAITRE, R.W., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. 2nd Edition. Cambridge University Press.
- LIMARINO, C.O., 1984. Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico Superior), provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (1-2): 58-67. Buenos Aires.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., LIMARINO C.O. y CÉSARI S.N., 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeocology* 91: 251-261.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., ESPEJO, I.S., CONHAGAN, P.J., y POWELL, P.J., 1994. Southern South America. In *Permian-Triassic Pangean Basins and fold belts along the Panthalassan margin of Gondwanaland* (Veevers J.J.; Powell C., editors), Geological Society of America Memoir 184: 281-329. Boulder.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y MARTINEZ M., 2000. Evidence of glacial abrasión in the Calingasta-Uspallata and western Paganzo basins, mid Carboniferous of western Argentina. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeocology* 91:305-329.
- LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. y MARTÍNEZ, M., 2003. Esquema estratigráfico-secuencial para las unidades neopaleozoicas de la cuenca Calingasta-Uspallata en el flanco occidental de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 367-382.
- LOSKE, W. Y MILLER, H., 1996. Sistemática U-Pb de circones del granito de Ñuñorco-Sañogasta. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*, Mánchner Geologische Hefte 19(A): 221-227, Mánchen.

MAISONAVE, H.M., 1972. Evidencias de un Magmatismo Silúrico de Composición Basáltica en Las sierras del Sistema de Famatina (provincias de La Rioja y Catamarca, república Argentina). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 27 (4): 413-416.

MÁNGANO, M.G. y BUATOIS, L.A., 1994. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores del río Chaschuil, Ordovícico del Sistema del Famatina, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1: 143-169.

MANNHEIM, R., 1993. Génesis de las vulcanitas eopaleozoicas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Ac-tas 4: 147-155.

MARTINA, F., DÁVILA, F.M., M. DE HOLLANDA M.H. y TEIXEIRA, W., 2015. Edad y correlación de los lamprófiros paleozoicos del Famatina, Sierras Pampeanas de Argentina. En *Relatorio del Congreso Geológico Chileno*, No. 14, Vol. 1, pp. 100-101. La Serena.

MC BRIDE, S., 1972. A potassium-argon age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca y La Rioja provinces, Argentina. Thesis, Geology Department, Queens University.

MCHONE, J.G., 1978. Lamprophyre dikes of New England. University of North Carolina at Chapel Hill, Chapel Hill, NC, United States.

MIRANDA, J.A., 1958. Observaciones geológicas y petrográficas entre la Cuesta de Miranda y Puerto Alegre (La Rioja). Tesis inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.

PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; SAAVEDRA, J.; BALDO, E.; DAHLQUIST, J.A.; PASCUA, I. y FANNING, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In *The Proto Andean margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). Geological Society of London, Special Publications 142: 343-367. London.

PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W. y FANNING, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I and S type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*. 91: 151-168.

PEARCE J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230-249.

PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*,

58, 63-81.

PITCHER, S.W y BUSSELL, A.M., 1977. Structural control of batholithic emplacement in Peru: A review. *Journal of The Geological Society - J GEOL SOC.* 133. 249-255.

RAMOS, V.A., 1999 Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (22): 651-682. Buenos Aires.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., DAHLQUIST J.A. y FANNING, C.M., 1999. U-Pb SHRIMP ages of Famatinian granites: new constraints on the timing, origin and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Acta: 264-267. Villa Carlos Paz.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., BALDO, E.G.A, CASQUET, C., GALINDO, C, FANNING, C.M. y SAAVEDRA, J., 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb shrimp ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. Third SSAGI (South American Symposium on Isotope Geology).

ROCK, N.M.S., 1991. *Lamprophyres.* Blackie and Sons Ltd, Glasgow: 285.

SAAVEDRA, J., TOSELLI, A.J., ROSSI, J.N., PELLITERO, E. y DURAND, F.R., 1998. The Early Palaeozoic magmatic record of the Famatina System: a review. En: *The Proto-Andean margin of Gondwana* (Pankhurst R.J. y Rapela C.W., Eds.). Geological Society London Special Publications, 142: 283-295.

SANTANA, V., VEGAS, N., PINOTTI, L. Y TUBÍA J.M., 2006 *Fábrica magnética de diques doleríticos del Plutón de Panticosa (Zona Axial, Pirineos).* *Geogaceta*, 39 (2006), pp: 19-22.

SHAND, S.J., 1927. *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition Classification and Their Reaction to Ore-Deposits, with a Chapter on Meteorites.* Murby, London.

SHAW, H.R., 1980. The fractures mechanism of magma transport. En Hargraves, R (Ed.): *Physics of Magmatic Processes*, pp. 199-262. Princeton University Press. Princeton.

SPAGNUOLO, C., EZPELETA M., y ASTINI, R.A., 2008. Paleomagnetismo y estratigrafía del intervalo superior del antepaís neopaleozoico de la región centro-oeste de Argentina. 5to Simposio Argentino del Paleozoico Superior. Abril de 2008, Buenos Aires.

STERREN, A., 2000. Moluscos bivalvos en la Formación Río del Peñón (Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano), provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 37: 421-438.

STRECKEISEN, A., 1980. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.

Geologische Rundschau, 69(1): 194-207.

THOMPSON, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.

TORTELLO, M.F. y ESTEBAN, S.B., 1997. Significado bioestratigráfico de una asociación de trilobites del tramo basal e la Formación Volcancito (Sistema de Famatina), La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 34(3):265-270.

TORTELLO, F. y ESTEBAN, S.B., 1999. La transición Cámbrico-Ordovícico en la Formación Volcancito (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 36:371-387.

TOSELLI, A.J., 1975. Contribución al conocimiento geológico de la región de Volcancito, sierra de Famatina, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de Córdoba

TOSELLI, A.J., 1977. El Paleozoico inferior y medio de la región de Volcancito, sierra de Famatina, Provincia de La Rioja, Rep. Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 14:83-104. S.M. de Tucumán.

TOSELLI, A.J., 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, sierra de Famatina, La Rioja. *Rev. Asociación Geológica Argentina*, 33(1): 86-89.

TOSELLI, A. J.; SAAVEDRA, J.; DURAND, F. R.; ROSSI DE TOSELLI, J.; PELLITRERO, E., 1996. Lamprófiro del Sistema de Famatina. In *Geología del Sistema de Famatina* (Aceñolaza, F., Miller, H y Toselli, A, Editores). *Munchener Geologische Hefte*, 19 (Reihe A): 275-281, Munchen.

TURNER, J.C., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la sierra de Famatina y Adyacencias. La Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 42 (1): 77-126.

TURNER, J.C., 1962. Estratigrafía del tramo medio de la sierra de Velasco y región oeste (La Rioja). *Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba*, 42: 77-126, Córdoba.

TURNER, J.C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 100, 81 págs. Buenos Aires.

VILLAR FABRE, J.F., GONZALEZ, R y TOSELLI, A.J., 1973. Los lamprófiro intrusivos del granito de la Cuesta de Miranda. *Acta Geológica Lilloana*, 12 (3): 23-60, San Miguel de Tucumán.

WILSON, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. p. 1-466. Chapman & hall, 1-466, London.

WINCHESTER, J.A., y FLOYD, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. 20, 325-343