# Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) de la Formación Sierra de los Ríos (Cerro Largo, Uruguay)



Cecilia Pérez Álvarez

Tutora: Dra. Leda Sánchez Bettucci (Universidad de la República)Co-tutor: Dr. Augusto Rapalini (Universidad de Buenos Aires)

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología Facultad de Ciencias, Universidad de la República (Uruguay)

## ÍNDICE

RESUMEN	. 3
1. INTRODUCCIÓN	. 4
<ul> <li>1.1 Objetivos</li> <li>1.2 Metodología</li> <li>1.3 Ubicación y marco geográfico</li> </ul>	. 4 . 4 . 5
2. GEOTECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL	. 7
3. MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	14
3.1 GEOLOGÍA 3.2 Petrografía	14 20
4. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE	28
<ul> <li>4.1 Breve reseña histórica</li> <li>4.2 Generalidades del magnetismo</li> <li>4.3 Propiedades magnéticas de los materiales</li> </ul>	28 29 32
5. ANISOTROPÍA MAGNÉTICA	34
6. ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)	35
6.1 Conceptos básicos de la ASM 6.2 Procedimiento de campo y laboratorio en el área de estudio	35 40
8. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE ASM	46
9. CONCLUSIONES	64
10. AGRADECIMIENTOS	65
11. BIBLIOGRAFÍA	66
ANEXO 1	72
ANEXO 2	79
ANEXO 3	80

## RESUMEN

La Formación Sierra de los Ríos se ubica al noreste de la ciudad de Melo y está constituida por riolitas, flujos riolíticos e ignimbritas. La edad de estas secuencias es de *ca*. 580 Ma. Un rasgo típico en el cinturón orogénico Dom Feliciano es el desarrollo de cuencas extensionales y de antepaís periférico. Estas cuencas desarrollan importantes episodios volcánicos bimodales, uno de ellos está representado por esta formación.

La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), se utiliza para determinar la fábrica mineral de rocas masivas o sin rasgos macroscópicos claramente distintivos, como ser el interior de diques y flujos de lava. A través de la ASM se pueden inferir aspectos del emplazamiento del magma, que no son sencillos de estudiar con técnicas petrográficas tradicionales, a través del paralelismo que muchas veces se constata entre la fábrica petrográfica y la fábrica magnética.

La mayoría de las muestras revelaron bajo grado de anisotropía lo cual sugiere ausencia de deformación y lleva a interpretar que la fábrica magnética está condicionada por el flujo magmático únicamente, por lo tanto la fábrica magnética estaría reflejando la fábrica magmática de estas rocas.

Las direcciones de ASM están en general bien agrupadas en la mayoría de los sitios. En los diques (zona B) se observa como K3, el polo de la foliación magnética, es prácticamente perpendicular al plano del dique y K1, la lineación magnética, está contenida en este plano. La *fábrica magnética normal* (K1 paralelo al plano del dique), es interpretada como representativa del flujo magmático.

La susceptibilidad magnética media ( $K_m$ ) sugiere que en la mayoría de los sitios la susceptibilidad principal está controlada por minerales paramagnéticos, en algunos casos con proporciones variadas de contribución ferromagnética. En los sitios SR2, SR8 y SR12 la susceptibilidad magnética estaría controlada por minerales ferromagnéticos ( $k_m$  es mayor a 5 x 10<sup>-3</sup>).

A través de la interpretación de los resultados se puede decir que, los derrames riolíticos (zona A) presentan una dirección de flujo magmático NE-SO. Los diques riolíticos (zona B) muestran una dirección de flujo magmático subhorizontal E-O a ENE-OSO. En la mayoría de los sitios la lineación magnética es subhorizontal, indicando que predomina el flujo lateral de magma.

## 1. Introducción

Este trabajo se realizó en carácter de tesis de grado de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República.

Se lo considera una contribución al conocimiento de la Formación Sierra de los Ríos, expuesta en el Departamento de Cerro Largo, al noreste del territorio nacional.

En el presente trabajo se realizaron estudios de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), los cuales brindaron información que aporta al entendimiento más profundo y detallado de dicha unidad geológica.

Existe interés por comprender la dirección del flujo de los derrames y filones volcánicos ácidos (riolíticos) de la Formación Sierra de los Ríos, debido a que es un argumento infalible para caracterizar el origen efusivo o filoniano. A través de este trabajo se pretende establecer además una correlación entre sitios de muestreo que permita distinguir la presencia de una deformación superpuesta.

#### 1.1 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es determinar la fábrica magnética de las rocas magmáticas pertenecientes a la Formación Sierra de los Ríos (Elizalde *et al.*, 1970; Bossi *et al.*, 1975; Preciozzi *et al.*, 1985; Loureiro, 2007). A partir de allí, se correlacionan los resultados obtenidos con las fábricas magmáticas y estructuras de contacto para así inferir las condiciones de emplazamiento y dirección del flujo magmático.

Para determinar la fábrica magnética, se utilizó la técnica conocida como Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM, Khan, 1962; Hrouda, 1982; Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Henry, 1997), la cual define la fábrica magnética de las rocas.

Esta técnica se basa en que las medidas de la ASM son en la mayoría de los casos un "*proxy*" adecuado de la petrofábrica general de la roca en estudio. La ASM está determinada prioritariamente por la orientación, distribución y anisotropía de los minerales ferromagnéticos (de mayor susceptibilidad magnética).

Se espera a su vez poder establecer la posible existencia de deformación y/o metamorfismo confrontando los resultados de ASM con la interpretación de microestructuras observadas en microscopio petrográfico.

## 1.2 Metodología

La metodología consta de:

(*i*) Una recopilación de antecedentes de la zona de estudio y reconocimiento de dicha zona a través de imágenes satelitales (*Google Earth*),

(*ii*) tareas de campo para toma de muestras cilíndricas de roca en 14 sitios diferentes comprendidos dentro de la Formación Sierra de los Ríos. Se tomaron un total de 85 muestras que fueron sometidas a análisis a

través de la técnica de ASM. Se subdividió el estudio en dos zonas: A, correspondiente a los derrames, y B, correspondiente a los diques. Dichos estudios se realizaron en el Laboratorio Daniel A. Valencio del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y donde se cuenta con el equipamiento necesario para este tipo de estudios,

*(iii)* confección de láminas delgadas de algunas de las muestras para su observación y descripción en microscopio petrográfico. Estas observaciones fueron incluidas en el apartado 3 (Marco Geológico) de este trabajo y las descripciones completas se encuentran disponibles en el Anexo 1.

#### 1.3 Ubicación y marco geográfico

La zona de estudio se encuentra localizada en la Sierra de los Ríos, en el Departamento de Cerro Largo, 50 km al Este de la ciudad de Melo, aproximadamente (Figura 1).



Figura 1. Ubicación de la zona de estudio.

Cerro Largo se encuentra en el noreste de la República Oriental del Uruguay y la ciudad de Melo es su capital departamental.

La vía de acceso más directa a Melo desde Montevideo es la Ruta Nacional N°8 (Brigadier General Antonio Lavalleja). Para acceder a las zonas de estudio en Sierra de los Ríos, se pueden tomar dos caminos diferentes desde la ciudad de Melo: por la Ruta Nacional N°7 o por la Ruta Nacional N° 26.

Desde la Ruta Nacional N° 7 en el tramo de Melo a Centurión, se puede acceder a la zona de estudio por un camino pavimentado con balasto que nace hacia el sur y llega hasta la Sierra de los Ríos. Por la Ruta Nacional N°26 que une las ciudades de Melo y Río Branco, se puede acceder a la zona de interés por un camino pavimentado con balasto que nace hacia el norte en el km 25 de esta ruta.

Cerro Largo está ubicado al noreste del Uruguay, limita al oeste con Durazno, al norte con Rivera y Tacuarembó, al este con Brasil y al sur con el departamento de Treinta y Tres. Presenta una superficie de 13.648 km<sup>2</sup> siendo el cuarto departamento más extenso del Uruguay con una población de 84.555 habitantes según resultados preliminares del censo 2011 (www.ine.gub.uy/censos2011/index.html). La capital es la ciudad de Melo, la cual se encuentra a 387 km de distancia de Montevideo. Forma parte de la franja oriental del Uruguay junto a Treinta y Tres, Rocha y Rivera.

El suelo de Cerro Largo es en general llano y anegadizo en las cercanías de la Laguna Merín. La vegetación predominante es la pradera estival y es posible encontrar zonas forestales, las cuales han aumentado de forma considerable en los últimos años.

El relieve tiende a ser llano con algunas zonas de alto relieve como la Cuchilla Grande (Sierra de Aceguá y Sierra de los Ríos), el Cerro Largo, los Cerros de las Cuentas, Guzunambí y Tupambaé.

Cerro Largo cuenta con importantes cursos fluviales y bañados que sirven de abastecimiento interno y como límite natural en algunas de sus fronteras. El Río Yaguarón que separa Cerro Largo de la República Federativa de Brasil es el más caudaloso del Departamento, a sus orillas se encuentran las ciudades de Río Branco (Uruguay) y de Yaguarón (Brasil), sus principales afluentes son el Arroyo Las Cañas, el Arroyo Sarandí de Barcelo y el Arroyo Sarandí. La Cuchilla Grande divide las cuencas de la Laguna Merín y el Río Negro. Otros ríos y arroyos de importancia son el Tacuarí, el Arroyo Chuy, el Arroyo Malo, el Arroyo Piedras Blancas, el Arroyo Mangrullo y el Arroyo Garao (Chebataroff, 1954).

Las principales fuentes económicas del Departamento son la ganadería (bovina y ovina) y la agricultura (soja, arroz, trigo, horticultura, vid y maíz). La industria está poco desarrollada (lácteos y alimentos) y la minería se basa en la extracción de calizas y arcillas (www.geografiadeluruguay.eluruguayo.com/Departamento-de-Cerro-Largo01.htm).

El clima es templado y húmedo, la temperatura promedio es de 17°C. Es una de las regiones del país que se ven más afectadas por lluvias torrenciales e inundaciones, siendo el índice de precipitación de 1100 a 1200 mm anuales. El 14 de junio de 1967 se registró en la ciudad de Melo la temperatura mínima histórica del país, que fue de 11°C bajo cero (http://meteorologia.gub.uy/index.php/estcli).



Figura 2. Zona de estudio, 50 km al este de Melo.

## 2. Geotectónica y Geología Regional

La plataforma sudamericana (Almeida *et al.*, 1976) está caracterizada por dos componentes litosféricos: las áreas cratónicas y los cinturones orogénicos, parcialmente cubiertos por cuencas sedimentarias (Almeida *et al.*, 1981, 2000). Cinco cratones Paleoproterozoicos la componen: Río de la Plata, Amazónico, San Francisco, São Luiz (Oeste Africano) y Luis Alves. Durante el Paleoproterozoico estos cratones se habrían ensamblado formando el Supercontinente Atlántica (sensu Rogers 1996; Rogers & Santosh 2002, 2003; Meert 2002, Hou *et al.*, 2008, entre otros, Figura 3), juntamente con los cratones de Congo y África Occidental. En el Neoproterozoico fueron parte de Gondwana Occidental y finalmente durante el Carbonífero fueron parte de la Pangea.



Figura 3. Reconstrucción del Supercontinente Atlántica (tomado de Rogers y Santosh, 2004). WA: Cratón de Africa Occidental, GU: Cratón de Guyana, BR: Cratón de Brasilia, CK-SF: Cratón de Congo Sao Francisco, RP: Cratón del Río de la Plata.

Badgen *et al.* (2010) pusieron en duda la real existencia del Supercontinente Atlántica. Los autores realizaron estudios paleomagnéticos en plutonitas post-tectónicas no deformadas del Terreno Piedra Alta (Cratón del Río de la Plata). El polo paleomagnético obtenido fue inconsistente con los coetáneos de otros bloques corticales por lo que plantearon tres posibles escenarios, el CRP no integró Atlántica, la configuración de Atlántica es totalmente diferente a la planteada por Rogers & Santosh (2004) o el Supercontinente Atlántica nunca existió (Badgen *et al.*, 2010). D´Agrella Filho *et al.* (2011) se inclinaron por la última opción, mientras que Rapalini *et al.* (2014, en prensa) han propuesto una configuración de Atlántica radicalmente diferente a la original (Figura 4).



Figura 4. Reconstrucción del Supercontinente Atlántica (tomado de Rapalini *et al.*, 2014 *en prensa*). WA: Cratón de África Occidental, G: Cratón de Guyana, C-SF: Cratón de Congo Sao Francisco, RP: Cratón del Río de la Plata.

A continuación se describen los antecedentes para el basamento precámbrico y la cobertura paleozoica que ocurre en los alrededores del área de estudio.

Las primeras descripciones del basamento precámbrico del Uruguay, sugirieron que el mismo se encuentra compuesto de pizarras cristalinas y rocas ígneas, y que los granitoides más importantes se encuentran al sur del país (Walther, 1919). Estas rocas también fueron mencionadas en el centro y noreste, en los departamentos de Cerro Largo y Rivera, en especial en las Sierras de los Ríos y Aceguá, y en la Isla Cristalina de Cuñapirú-Vichadero, respectivamente, así como en el departamento de Rocha (Walther, 1919). A su vez, Walther (1919), mencionó en la Sierra de los Ríos la existencia de granitos de granulometría media a gruesa, generalmente porfíricos. Luego Falconer (1931) también menciona la existencia de granitos intrusivos, riolitas y basaltos en el departamento de Cerro Largo.

Mac Millan (1933) menciona por primera vez que esos terrenos especialmente en el SE de Cerro Largo son precámbricos. Las prominencias cristalinas aisladas en la Sierra de Aceguá y al sur de Rivera forman parte de esos terrenos.

Posteriormente, Preciozzi *et al.* (1979) propusieron que en el escudo cristalino uruguayo ocurren dos grandes unidades tectono-estratigráficas. Una de ellas de edad transamazónica que constituye el zócalo de la Cuenca del Río de la Plata. En segundo lugar una unidad que es el resultado de la orogénesis Brasiliana-Panafricana que los autores la denominan "zócalo del Área Atlántica" (el del área de estudio).

Según Bossi & Campal (1992) el basamento cristalino del Uruguay se divide por medio de las zonas de cizalla transcurrentes Sarandí del Yí-Piriápolis y Sierra Ballena. Luego Bossi *et al.* (1993b) caracterizan a dos de los terrenos separados por dichas megafallas. Estos terrenos serían: (i) el Terreno Piedra Alta al oeste, (ii) el Terreno Nico Pérez con forma de cuña en el centro. Luego Preciozzi *et al.* (1999) presentan la existencia del "Terreno Punta del Este", situado al Este de la Zona de Cizalla Sierra Ballena y de la "Faja Granítica Central". Bossi & Ferrando (2001) consideran a este último como el "Terreno Cuchilla Dionisio" (Figura 5). Según Preciozzi *et al.* (1979) existiría una falla N160° entre Sarandí del Yí y Salto, que se curvaría hacia el oeste en la zona norte del país, tal como lo sugiere el mapa de anomalías gravimétricas del Uruguay del Servicio Geográfico Militar (1973). Para Bossi & Campal (1992), sin embargo, esta es una zona de cizalla dúctil (semejante a Sierra Ballena) que se continuaría en línea recta hacia el norte, sin ninguna curvatura como sugirieron Preciozzi *et al.* (1979); Sánchez Bettucci *et al.* (2010) entre otros, y como lo sugieren los estudios gravimétricos.



Figura 5. a) Esquema tectono-estratigráfico del precámbrico de Uruguay, tomado de Bossi y Campal (1992). b) Esquema tectono-estratigráfico del Uruguay, tomado de Sánchez Bettucci *et al.* (2010).

El Cratón del Río de la Plata fue definido por Almeida *et al.* (1973). Los autores propusieron que se extiende desde Ventania, al sureste de la Provincia de Buenos Aires (Argentina), hasta el Estado de Rio Grande do Sul (Brasil) abarcando gran parte del Uruguay. Su borde occidental en contacto con el Terreno "Pampeano", en Córdoba, fue estudiado recientemente por gravimetría (Ramé & Miró 2011) y magneto-telúrica (Peri *et al.* 2013). Este cratón está caracterizado por gneises, migmatitas, anfibolitas y plutones graníticos de edades Paleoproterozoicas y se encuentra cubierto por sedimentos paleozoicos de la Cuenca Paraná, así como de cobertura cenozoica.

Basei *et al.* (2000) definieron, dentro del Cratón del Río de la Plata, varias unidades principales: una que comprende los bloques Rivera, Valentines y Pavas (Preciozzi *et al.*, 1985), y otra que comprende al Terreno Piedra Alta (Bossi *et al.*, 1993), ambas separadas por el lineamiento Sarandí del Yí-Piriápolis (Preciozzi *et al.*, 1979). La primera, afectada por eventos téctono-térmicos del Neoproterozoico-Cámbrico en el este y la otra, el Terreno Piedra Alta, no afectada internamente a partir de los 1.75 Ga (Basei *et al.*, 2000).

Recientemente, Oyhantçabal *et al.* (2011), redefinieron al Cratón del Río de la Plata, como comprendido por el Terreno Piedra Alta y el Cinturón Tandilia (Argentina). La Zona de Cizalla Sarandí del Yí es considerada el límite oriental del cratón (Figura 6). Según estos autores, en el Terreno Piedra Alta, la cratonización ocurrió en el Paleoproterozoico, según datos geocronológicos K-Ar y Ar-Ar. A su vez, la ausencia de registros de eventos superpuestos durante el Meso o Neoproterozoico es una característica distintiva para asumir que en el Neoproterozoico este terreno presentaba una corteza rígida y gruesa. En el Cinturón Tandilia fue indicado un escenario similar, a diferencia del Terreno Nico Pérez y el Bloque Tacuarembó (Oyhantçabal *et al.*, 2011).



Figura 6. Principales áreas de afloramientos del Cratón del Río de la Plata y el nuevo límite oriental (tomado de Oyhantçabal et al., 2011).

El Ciclo Orogénico Brasiliano-Panafricano está representado en Uruguay y en el sureste de Brasil por el Cinturón Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980) que se desarrolló entre 750 y 550 Ma atrás. El Cinturón Dom Feliciano se encuentra genéticamente relacionado a los episodios tectónicos que ocurrieron durante la convergencia de los cratones del Río de la Plata, Kalahari y Congo durante el Neoproterozoico. La etapa final de este ciclo orogénico se caracterizó por cuencas post colisionales (secuencias molásicas) y magmatismo extensional de la fase de relajación. La mayoría de las secuencias más precoces de cobertura fueron afectadas por deformación y metamorfismo de bajo grado (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

El Cinturón Dom Feliciano tiene una extensión de 1.200 km a lo largo del sudeste de Brasil y Uruguay, con una potencia media de 150 km, según Basei *et al.* (2000).

Según Rapalini & Sánchez Bettucci (2008), la geología del Uruguay se divide en cuatro grandes dominios, de oeste a este: (i) Terreno Piedra Alta (*sensu* Preciozzi *et al.*, 1991); (ii) Terreno Nico Pérez (Bossi & Campal, 1992); (iii) el Cinturón Dom Feliciano (Fragoso César, 1980) y (iv) el Terreno Punta del Este (Preciozzi *et al.*, 1999) (Figura 7).



Figura 7. Principales unidades tectónicas del Uruguay, terrenos tectono-estratigráficos Piedra Alta y Nico Pérez, Cinturón Dom Feliciano y Terreno Punta del Este (tomado de Sánchez Bettucci et al., 2010).

El Complejo Sierra de las Ánimas (Sánchez Bettucci, 1997), al sur del Uruguay fue en primera instancia definido como unidad formacional por Bossi (1966). Representa uno de los exponentes más importantes dentro del Cinturón Dom Feliciano. Este Complejo aflora desde la costa del Río de la Plata en Piriápolis por 50 km tierra adentro en dirección norte-sur y se encuentra emplazado entre la zona de cizalla Sarandí del Yí y el Cinturón Dom Feliciano. Está representado por unidades volcánicas y volcano-sedimentarias neoproterozoicas (Oyhantçabal *et al.*, 1993).

Según Sánchez Bettucci (1997) los basaltos y rocas asociadas al Complejo Sierra de las Ánimas corresponden a un magmatismo extensional, post-colisional, del Ciclo Brasiliano, de tipo bimodal, donde la serie ácida ha pasado por varios estadios de diferenciación magmática. La petrografía y la geoquímica de los basaltos muestran que son alcalinos a subalcalinos.

Este Complejo se extendería geocronológicamente del Neoproterozoico tardío al Cámbrico, según determinaciones de edades radiométricas en diferentes litologías que dan edades desde 615 a 490 Ma (Umpierre, 1965; Cingolani *et al.*, 1993; Sánchez Bettucci & Linares, 1996).

Sánchez Bettucci & Rapalini (2002) realizaron un estudio paleomagnético en el Complejo Sierra de las Ánimas, obteniendo como resultado dos paleopolos correspondientes a diferentes eventos magmáticos. El primero ocurriría entre 620 y 550 Ma, el cual llamaron Sierra de las Ánimas II, mientras que el segundo tendría lugar en 520 Ma aproximadamente, el cual es Sierra de las Ánimas I. Resultados geocronológicos precisos presentados recientemente (Rapalini *et al.*, 2011) sugieren sin embargo que todo el complejo fue

formado en el Neoproterozoico tardío. Estos autores dataron zircones a través del método U-Pb SHRIMP de una microsienita y una riolita, cuyos resultados fueron de  $573 \pm 2$  Ma y  $585 \pm 4$  Ma respectivamente.

El plutón Pan de Azúcar que se encuentra emplazado en volcánicas de Sierra de Ánimas, fue datado (Ar-Ar) por Oyhantçabal (2007) en 579 Ma.

La Formación Sierra de los Ríos (Elizalde *et al.*, 1970), al igual que el Complejo Sierra de las Ánimas, estaría relacionada a eventos distensivos en etapas finales del Ciclo Brasiliano (Cingolani *et al.*, 1993; Bossi *et al.*, 1993). Elizalde *et al.* (1970) la definen como un conjunto de diques y efusiones riolíticas acotadas entre el Cámbrico y Carbonífero Superior y cubiertas por sedimentitas paleozoicas. Los diques riolíticos presentan textura porfírítica y poseen fenocristales de ortosa pertítica de hasta 15 mm y cuarzo, muestran generalmente matriz micropegmatítica. Se los define como granófiros (Elizalde *et al.*, 1970; Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi *et al.*, 1993; Cingolani *et al.*, 1993). Según Elizalde *et al.* (1970) los filones presentan una orientación general N60°E en el norte de la Sierra de los Ríos mientras que en la Sierra de Aceguá se orientan entre N60°O y E-O. Loureiro (2007) coincide en la orientación de los filones indicada por Elizalde *et al.* (1970), y agrega información sobre los filones en el sur de Sierra de los Ríos, para los cuales indica una orientación promedio N10°E.

En el siguiente capítulo denominado *Marco Geológico*, se profundiza en la descripción de la Formación Sierra de los Ríos desde el punto de vista petrográfico, estructural y geocronológico.

En Uruguay se conoce como Cuenca Norte a las rocas sedimentarias depositadas durante el Carbonífero-Pérmico, las cuales forman parte de la Cuenca Paraná que se extiende por más de 1.400.000 km<sup>2</sup>. En Uruguay abarca una superficie de 90.000 km<sup>2</sup> aproximadamente y comprende a los departamentos de Artigas, Salto, Tacuarembó, Rivera, Paysandú y parcialmente Cerro Largo, Durazno y Río Negro.

La secuencia sedimentaria de esta Cuenca refleja la continentalización del amplio mar abierto hacia el oeste y que tenía como nivel de base al océano Panthalassa (Fulfaro *et al.*, 1982). A medida que los orógenos paleozoicos en el margen occidental de Gondwana se fueron desarrollando, el amplio mar progresivamente se fue transformando en un mar interior (Milani & Ramos, 1998; Milani, 2004).

Las formaciones que integran la secuencia permo-carbonífera del denominado Grupo Cerro Largo (Goso *et al.*, 1996), son de base a tope: San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista. La zona de estudio de este trabajo presenta rocas sedimentarias pertenecientes a las formaciones Tres Islas y Yaguarí.

La Formación Tres Islas según de Santa Ana *et al.* (2006) se subdivide en dos miembros: Inferior y Superior. El Miembro Inferior está constituido por areniscas medias a gruesas arcósicas a subarcósicas, de colores vivos anaranjados y amarillentos. Presenta estratificación cruzada en artesa y tangencial de gran porte. El Miembro Superior (en el tope de la unidad), está compuesto por areniscas finas cuarzosas a micáceas, con estratificación ondulante y estructuras de tipo *hummocky*, las cuales tienen asociados niveles pelíticos negros, carbones y calizas arcillosas.

La Formación Yaguarí según de Santa Ana *et al.* (2006), presenta litologías siliciclásticas, arenosas finas y pelitas de colores vivos siendo los más comunes los tonos abigarrados, predominando el verde, violáceo, rosado, rojo, castaño y morado.

## 3. Marco geológico del área de estudio

#### 3.1 Geología

El presente trabajo se realizó en rocas de la Formación Sierra de los Ríos (Elizalde *et al.*, 1970; Loureiro, 2007), las cuales intruyen a los Granitos de Las Cañas e Isidoro Noblía.

El Granito Las Cañas, renombrado por Loureiro (2007), fue descripto y definido por Preciozzi *et al.* (1985) como Granito Sierra de los Ríos y estudiado también a nivel regional por Bossi *et al.* (1998, 2001). Loureiro (2007) lo renombró con la finalidad de eliminar sinonimias.

El Granito Las Cañas y el Granito de Aceguá, aflorante en las cercanías de la localidad homónima, presentan algunas similitudes mineralógicas y texturales, Loureiro (2007) considera que estas unidades representan distintas facies de las raíces del mismo arco volcánico, dadas sus grandes similitudes mineralógicas, texturales y el hecho de encontrarse afectados por los mismos eventos tectónicos y magmáticos. Estos granitoides fueron caracterizados por Elizalde *et al.* (1970) como calcoalcalinos debido a su composición mineralógica. Esta unidad se encuentra recortada por venas pegmatíticas, granitos y microgranitos y por filones riolíticos pertenecientes a la Formación Sierra de los Ríos.

El Granito Isidoro Noblía fue descripto por primera vez por Elizalde *et al.* (1970) bajo el nombre de granitos rosados y microgranitos. Loureiro (2007) otorga el nombre formacional a esta unidad. El Granito Isidoro Noblía está constituido por granitos y microgranitos isótropos con biotita como mineral máfico predominante. Se encuentra bien representado en la Sierra de los Ríos, constituyendo filones y cuerpos elípticos pequeños.

Según Elizalde *et al.* (1970) en la zona de Sierra de los Ríos están representados cuatro tipos litológicos diferentes. El de mayor extensión varía de granito a granodiorita y se desarrolla en dos zonas aisladas sin vinculación directa entre ellas. Otra de las litologías encontradas es una pegmatita que está relacionada a la litología anterior y a la cual se encuentra recortando. La tercera unidad litológica es un microgranito (o granito) que se desarrolla como filones y es posterior a los anteriormente nombrados. La unidad más joven es la Formación Sierra de los Ríos, integrada por filones y derrames de riolitas granofíricas.

La Formación Sierra de los Ríos posee escaso desarrollo superficial y está compuesta por derrames ignimbríticos muy bien preservados, riolitas y gran cantidad de filones micrograníticos, que recortan a rocas graníticas pertenecientes al Ciclo Brasiliano, según trabajos de Bossi & Navarro (1991), Cingolani *et al.* (1993) y Bossi *et al.* (1993).

Las características geoquímicas permiten clasificar las rocas de la Formación Sierra de los Ríos como riolitas en el diagrama TAS (Le Maître, 1989), poseen alto contenido de K y son débilmente peraluminosas (Bossi *et al.*, 1998).

Los diques de la Formación Sierra de los Ríos intruyen el basamento granítico (Granito Las Cañas), sus pegmatitas asociadas y a los granitos y microgranitos Isidoro Noblía. Los derrames riolíticos se apoyan sobre el mismo basamento granítico.

En el marco de este trabajo se subdividió el área de estudio en dos zonas. La primera, denominada zona A, se encuentra constituida por los diques y la segunda, llamada zona B, está compuesta por los derrames. Dicha subdivisión se realizó con la finalidad de analizar la fábrica magnética y poder comparar las condiciones de emplazamiento de ambas litologías.

#### • Diques riolíticos

Los diques (Figuras 8 y 9) son generalmente porfíricos y en menor proporción ocurren como riolitas afaníticas. Presentan fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo, la matriz es afanítica, holocristalina con textura granofírica a micrográfica. Los fenocristales de feldespato potásico son de color rosado oscuro y poseen una granulometría promedio de 6 mm de arista. Los fenocristales de cuarzo poseen granulometrías más pequeñas y son de color transparente (Loureiro, 2007).

En el mismo trabajo Loureiro (2007) describe la matriz de los diques con textura micrográfica, producto de la cristalización eutéctica en el sistema sílice - feldespato potásico.

Los diques suelen presentar una asociación albita, clorita, epidota, microclina y cuarzos con extinción ondulante y en lamelas por lo que un metamorfismo en grado muy bajo no puede ser descartado para estas rocas. Los análisis de rayos X permitieron la identificación de magnetita como el mineral opaco dominante (Loureiro, 2007).

En el norte de la Sierra de los Ríos los filones presentan una orientación general N60°E, en la Sierra de Aceguá se orientan entre N60°O y E-O, los filones en el sur de Sierra de los Ríos presentan una orientación promedio N10°E (Elizalde *et al.*, 1970; Loureiro *et al.*, 2007).

En algunos trabajos (Cingolani *et al.*, 1993; Bossi *et al.*, 1993, 1998), se ha asociado a la Formación Sierra de los Ríos con diques de litologías similares con rumbo E-O que se ubican en la localidad de Aceguá. De la misma forma se asociaron filones ácidos de la Isla Cristalina Cuñapirú-Vichadero y en el sureste del área tipo.

Los filones de microgranitos son de entre 10 y 20 metros de espesor aparente y se encuentran compuestos por ortosa micropertítica y dos generaciones de plagioclasa (Preciozzi *et al.*, 1985; *et al.*, 1993b; Cingolani *et al.*, 1993).



Figura 8. Diques de riolita (zona A). Se observa diaclasamiento con espaciado regular que no supera los 30 cm



Figura 9. Vista general de los diques de riolita, afloramientos típicos de la Zona B.

#### • Derrames riolíticos

Los derrames están compuestos principalmente por riolitas porfíricas frescas a moderadamente meteorizadas, holocristalinas, con alteración hidrotermal cuya matriz contiene grandes cantidades de pistacita, escasas traquitas cuarzosas y brechas riolíticas. Los fenocristales en las riolitas pueden alcanzar 1,5 cm y en las traquitas cuarzosas 2 cm de arista aproximadamente. Presentan textura fluidal con rasgos texturales tales como *fiammes* y vacuolas aplanadas según la estratificación y flujo de la efusión. Esta planaridad se orienta N65°, 40°SE y fue observada por Loureiro (2007) en varios afloramientos que conciernen a la zona A de este trabajo (ver más adelante mapa con zonas de estudio, Figura 33). Dichas texturas de flujo no fueron observadas durante la tarea de campo de este trabajo.

Loureiro (2007) a través del análisis difractométrico observó que la albita aparece como un mineral abundante de forma más elevada que de lo que podría estimarse a través de los estudios petrográficos, aunque en menor proporción que el cuarzo y el feldespato alcalino. Esta diferencia la explica como debida a fenómenos de exsolución de los feldespatos alcalinos en, netamente potásicos y netamente sódicos. Asimismo, determinó que el feldespato alcalino más abundante es la microclina y la ortoclasa ocurre de forma subordinada.

Dentro del derrame, en el extremo sur del fotoplano Centurión, Elizalde *et al.* (1970) describieron diaclasas de rumbo N80°O producidas por una intensa actividad tectónica, el resultado fue una faja de milonitas de aspecto filitoso, de unos 400 m de ancho.



Figura 10. Diques y derrames riolíticos (zona A).



Figura 11. Mapa geológico de la zona de estudio (tomado de Loureiro, 2007).

#### Geocronología

Cordani & Soliani (1990) realizaron estudios geocronológicos para el área de las Islas Cristalinas de Rivera y Aceguá. Emplearon los métodos de datación K/Ar y Rb/Sr para rocas metamórficas del basamento transamazónico obteniendo edades de  $2204 \pm 65$  Ma. En granitoides porfiroides sintectónicos vinculables al Ciclo Brasiliano obtuvieron una edad de  $680 \pm 22$  Ma, en granitos brasilianos tardios a post-tectónicos una edad de 570–580 Ma y en microgranitos anorogénicos (de la Isla Cristalina de Rivera) edades en el entorno de los 520-540 Ma.

Bossi *et al.* (1993) obtuvieron edades Rb/Sr en roca total (riolitas y filones) de  $575 \pm 14$  Ma (Ro=0.7104) para la Formación Sierra de los Ríos. Se procesaron cuatro muestras para análisis en roca total, dos granitos provenientes de la Sierra de Aceguá y dos ignimbritas de la Sierra de los Ríos, las cuales fueron consideradas como co-magmáticas. Esta edad de 575 Ma ubica al magmatismo de Sierra de los Ríos en el Neoproterozoico tardío.

El origen de los enjambres de diques se relaciona directamente a un proceso extensional en el Neoproterozoico, lo que coincidiría en el tiempo según Bossi *et al.* (1993; 1998) con el resultado obtenido para el Haz de filones de Terreno Nico Pérez (diques de Zapicán). Recientemente, Lossada *et al.* (en prensa 2014), llevaron a cabo un estudio geocronológico Ar/Ar mediante desgasificado por etapas en cristales individuales de plagioclasa que arrojó una edad de  $158 \pm 3$  Ma. Los autores interpretan estos resultados sugiriendo que la intrusión de los diques de Zapicán ocurrió en el Jurásico tardío y probablemente esté asociada a los primeros esfuerzos distensivos que culminaron con la apertura del océano Atlántico Sur.

Loureiro (2007) realizó estudios geocronológicos K/Ar en roca total en cinco muestras de la Formación Sierra de los Ríos por duplicado. Obtuvo edades en un rango comprendido entre  $462.8 \pm 6.4$  Ma y  $489.9 \pm 5.3$  Ma y la edad promedio resultante fue de  $473.1 \pm 5.9$  Ma.

Molina Garza *et al.* (2008) dataron cuatro muestras de rocas subvolcánicas ácidas pertenecientes a la Formación Sierra de los Ríos, por el método Ar-Ar. Obtuvieron edades entre 469 Ma y 475 Ma, similares a las obtenidas por Loureiro (2007).

Recientemente, Peel (2012), a través de U/Pb en zircones obtuvo tres agrupamientos en el diagrama de concordia, generando edades de  $645,0 \pm 5,3$  Ma y 593,  $6 \pm 5,3$  Ma, y 560  $\pm 11$  Ma, en una muestra correspondiente a un dique riolítico de la Formación Sierra de los Ríos a 22 km al sureste aproximadamente de la zona A de este trabajo.

Algunas de estas edades resultan controversiales. Loureiro (2007) propone dos posibles escenarios. El primero, es considerar que el magmatismo que genera la Formación Sierra de los Ríos tuvo lugar entre 490 y 462 Ma (Ordovícico), sin tomar en cuenta los resultados anteriores de Bossi *et al.* (1993) y Cingolani *et al.* (1993). El segundo escenario, es considerar que el magmatismo se produjo a los 575 Ma, tal como proponen

Cingolani *et al.* (1993) y Bossi *et al.* (1993), y que las edades ordovícicas se deban a un fenómeno tectonotérmico ocurrido entre 490 y 462 Ma.

El primer escenario propuesto por Loureiro (2007) quedaría descartado con los nuevos datos obtenidos por Peel (2012). Las edades ordovícicas, entonces, se las adjudica a por lo menos un evento tectono-térmico y/o una reactivación de la zona de cizalla Sierra Ballena durante el Ordovícico (Loureiro, 2007; Peel, 2012).

#### 3.2 Petrografía

Se realizaron cortes delgados y sus respectivas descripciones petrográficas de siete muestras, cuatro de ellas pertenecientes a la zona A (derrames riolíticos) y las otras tres pertenecientes a la zona B (diques riolíticos).

Petrografía de las rocas pertenecientes a la zona A (muestras: SR1-4, SR2-7, SR3-2C, SR5-7B)

Los derrames riolíticos de la Formación Sierra de los Ríos observados en microscopio petrográfico son riolitas porfiríticas y presentan textura granofírica (Figura 12). Los fenocristales, principalmente de feldespato potásico, presentan textura poiquilítica y la matriz es localmente micrográfica.

Los fenocristales son de feldespato potásico (50 % aprox.) y cuarzo (50% aprox.).



Figura 12. Fenocristales de feldespato (muy alterado) y cuarzo inmersos en una matriz de la misma composición, petrografía típica las rocas de la zona A (de izquierda a derecha con nicoles cruzados y con luz natural respectivamente, muestra SR3-2C).

Los fenocristales de feldespato son subautomorfos y automorfos. Son poiquilíticos, poseen inclusiones de matriz y minerales opacos. Los cristales se encuentran corroídos, con bordes alterados a sericita en varias ocasiones y algunos casi totalmente alterados a minerales opacos. En algunos ejemplares se observa macla de Carlsbad y presencia de pertitas (Figuras 13 y 14). Generalmente exhiben fracturas rellenas de cuarzo, feldespato y opacos asociados a óxidos de hierro.



Figura 13. Fenocristal de feldespato potásico con macla de Carlsbad (nicoles cruzados, muestra SR1-4).



Figura 14. Fenocristal de feldespato potásico (luz natural, muestra SR1-4).

Los fenocristales de cuarzo son subautomorfos y automorfos y la mayoría presenta extinción ondulante, lo cual implica una deformación (Figuras 15 y 16). Algunos cristales se encuentran fracturados y alterados. Sus bordes están sericitizados, ocurre cuarzo y feldespato alrededor del borde del cristal presentando textura micrográfica.



Figura 15. Fenocristal de cuarzo con extinción ondulante (nicoles cruzados, muestra SR1-4).



Figura 16. Fenocristal de cuarzo, es el mismo ejemplar que en la Figura(luz natural, muestra SR1-4).

La matriz es afanítica y en ocasiones con el máximo aumento (40x) del microscopio es difícil identificar cristales. La misma está representada por cuarzo, feldespato, filosilicatos (posiblemente sericita  $\pm$  muscovita), minerales opacos y óxidos de hierro (Figuras 17 y 18). La textura es en parte micrográfica y se observan algunas zonas con esferulitas de desvitrificación.



Figura 17. Matriz con textura micrográfica, qtz+kfs±filosilicatos (nicoles cruzados, muestra SR1-4).



Figura 18. Matriz con textura micrográfica, qtz+kfs+opacos±filosilicatos (luz natural, muestra SR1-4). Loureiro (2007) sugiere, un proceso de cristalización en tres etapas para la matriz de estas rocas. El primer flujo de lava rompe y arrastra fenocristales y fragmentos de magma enfriados de forma casi estática. La lava del segundo pulso presenta fenocristales en una matriz muy fina con bandeado de flujo. A este proceso le sigue un tercer micropulso que produce fenómenos de cataclasis, corrosión y recristalización, al igual que el pulso anterior, pero que se enfría muy rápidamente produciendo una matriz hialocristalina (Loureiro, 2007). Es de destacar que en las láminas delgadas observadas en este trabajo no se identificó vidrio volcánico.

#### Petrografía de las rocas pertenecientes a la zona B (muestras: SR11-3B, SR14-4, SR14-9)

La zona B está representada por diques riolíticos. Estos presentan textura porfirítica y glomeroporfirítica con matriz micrográfica y esferulítica. Los fenocristales son de cuarzo (60% aprox.), feldespato potásico (30% aprox.) y plagioclasa (10% aprox.).

Los fenocristales de cuarzo son automorfos a subautomorfos (Figuras 19 y 20). Presentan en su mayoría extinción ondulante. Se observa deformación frágil, algunos cristales están fracturados y algunas fracturas se encuentran rellenas con sericita y óxidos de hierro. En algunas ocasiones los cristales forman glomérulos.



Figura 19. Fenocristal de cuarzo automorfo (nicoles cruzados, muestra SR14-4).



Figura 20. Fenocristal de cuarzo automorfo (luz natural, muestra SR14-4).

Los fenocristales de feldespato potásico son automorfos y subautomorfos. Exhiben maclas de Carlsbad y también pertitas. Presentan textura poiquilítica e inclusiones de filosilicatos: sericita y clorita (Figuras 21 y 22). Algunos cristales están muy alterados con sericita, muscovita, biotita y minerales opacos. Al igual que el cuarzo algunos cristales se encuentran fracturados.



Figura 21. Fenocristal de feldespato potásico poiquilítico con macla de Carlsbad (nicoles cruzados, muestra SR14-9).



Figura 22. Fenocristal de feldespato potásico poiquilítico, mismo ejemplar que en la Figura 20 (luz natural, muestra SR14-9).

Los fenocristales de plagioclasa ocurren en menor proporción que los anteriores. Estos suelen ser automorfos y presentan gran alteración a sericita, casi en su totalidad. Exhiben macla de albita y en general están asociados a los feldespatos potásicos (Figuras 23 y 24).



Figura 23. Fenocristal de plagioclasa con macla de albita alterado a sericita y matriz micrográfica (nicoles cruzados, muestra SR11-3B).



Figura 24. Fenocristal de plagioclasa, mismo ejemplar que en la Figura (luz natural, muestra SR11-3B). La matriz presenta textura micrográfica y esferulítica, se observan con claridad intercrecimientos de cuarzo y feldespato (Figuras 25 y 26). Está compuesta principalmente por cuarzo, feldespato, muscovita y/o sericita, clorita y en menor proporción por minerales opacos, biotita y epidota ocasionalmente. Se observan finas fisuras rellenas por minerales opacos y óxidos de hierro.



Figura 25. Matriz con textura micrográfica, de izquierda a derecha con nicoles cruzados y con luz natural respectivamente (muestra SR14-4).



Figura 26. Matriz con esferulita, de izquierda a derecha con nicoles cruzados y con luz natural respectivamente (muestra SR14-9).

## 4. Campo magnético terrestre

#### 4.1 Breve reseña histórica

Tales de Mileto en el siglo VI A.C. realizó una descripción sobre la atracción y repulsión de materiales naturalmente magnetizados. Es desde entonces que el magnetismo ha sido foco de estudio de diferentes investigadores y estudiosos a lo largo de la historia. Los chinos fueron los primeros en descubrir las propiedades direccionales, seguramente varios siglos A.C. Así como también descubrieron la ahora llamada declinación magnética en el 720 D.C., cuando notaron que la aguja de la brújula formaba cierto ángulo con el Sur (Tarling, 1983).

La naturaleza dipolar de un imán fue descubierta en Europa por Petrus Peregrinus en el año 1269, quien notó que la dirección a la que apuntaba la aguja de la brújula era hacia los polos de rotación de la Tierra, que en ese entonces se creía que era el eje del universo. La declinación magnética como tal fue descubierta seguramente en la misma época, pero no fue hasta el siglo XV que se afirmó que sus variaciones no eran uniformes. Gerhard Mercator en 1546 observó discrepancias entre las coordenadas geográficas y la dirección a la que apuntaba la brújula, así como el navegante Joao Castro, quien había realizado 43 observaciones de declinación entre 1538 y 1541 durante sus viajes por África y el Mar Rojo (Tarling, 1983).

En el año 1600 William Gilbert, publica el trabajo "De Magnete", considerado por muchos el primer tratado científico escrito en Occidente. En este trabajo, Gilbert extendió el trabajo de Peregrinus, incluyendo valores de inclinación y declinación y relacionó la inclinación del campo magnético con la latitud. A su vez, afirmó que la Tierra en sí misma es un gran imán, gracias a la comparación entre sus experimentos y las observaciones registradas del campo geomagnético (Tarling, 1971).

Van Bemmelen en 1899 realizó mapas de valores de declinación en intervalos de 50 años, desde 1550 a 1700. En 1839, Gauss utilizó su nuevo desarrollo del análisis armónico esférico para demostrar matemáticamente la esencialidad de la naturaleza dipolar y el origen interno del campo magnético terrestre.

El estudio de la magnetización de las rocas se remonta al descubrimiento de la magnetita y más adelante el uso de la brújula como herramienta de navegación y el poder de algunas rocas de ser lo suficientemente magnéticas como para desviar la aguja de la brújula. En el Siglo XIX fue posible detectar la remanencia magnética natural más débil en rocas ígneas. En 1849, Delesse mostró que algunas lavas se magnetizaban uniformemente y de forma paralela al campo magnético terrestre (Tarling, 1971).

Posteriormente, estudios realizados por Melloni & Forstermannen (1859) mostraron que la magnetización remanente de las lavas desaparecía una vez que estas eran calentadas a 100°C y volvía a magnetizarse cuando se enfriaban. Este trabajo continuó hasta que encontraron que la dirección de la magnetización de estas lavas era paralela al campo magnético terrestre una vez que se las calentaba y volvía a enfriar. Concluyeron que esta dirección original podía ser preservada por al menos 2000 años (Tarling, 1971).

David & Brunhes (1901), revelaron reversiones de polaridad magnética, luego de encontrar magnetización opuesta a la actual en estudios de arcillas calentadas. Estudios realizados posteriormente, entre 1910 y 1926 por Mercanton, demostraron la existencia de polaridades normales y reversas y se observó que la dirección promedio del campo geomagnético era consistente con la de un dipolo axial geocéntrico (Tarling, 1971).

El pionero del estudio paleomagnético moderno fue Chevallier, quien publicó en 1924 un trabajo sobre su estudio en el Monte Etna. Este trabajo abarcó sobre la uniformidad de la magnetización en flujos individuales, la distinción de zonas afectadas por calentamiento y la determinación de variaciones en la dirección del campo magnético terrestre desde el Siglo XII hasta ese momento.

Hacia 1930, la mayoría de los descubrimientos paleomagnéticos fundamentales ya se habían realizado. Los trabajos subsecuentes fueron principalmente sobre el desarrollo de nuevas técnicas de medida y tecnología para análisis más precisos sobre la magnetización de las rocas. Estos avances fueron acompañados por el aumento en el conocimiento de los procesos físicos que desarrolló Louis Néel y el desarrollo en las técnicas estadísticas por Ronald Fisher. Estas nuevas técnicas permitieron medir la intensidad y la dirección de la remanencia magnética de rocas con magnetización muy débil que anteriormente no era posible medir (Tarling, 1971).

A partir de 1960, el paleomagnetismo como disciplina científica comenzó a expandirse y aumentaron de forma exponencial los centros dedicados al estudio del magnetismo de rocas. Hoy en día se posee gran cantidad de información que permite un mayor entendimiento sobre la evolución de la Tierra.

#### 4.2 Generalidades del magnetismo

Conocemos al campo magnético terrestre por los diferentes efectos que éste tiene en algunos objetos, como pedazos de metal magnetizados, rocas naturalmente magnéticas o imanes temporales como las bobinas de cobre que trasmiten corriente eléctrica.

En 1819, Hans Oersted demostró que una corriente eléctrica en un alambre desviaba la aguja de una brújula cercana. A partir de ese descubrimiento, se enlazó por primera vez el campo magnético con la corriente eléctrica. Así comenzó el conocimiento sobre el origen del campo magnético.

Las corrientes eléctricas crean los campos magnéticos. Por lo tanto, el campo magnético se puede definir en términos de la corriente eléctrica que lo genera. Si se perfora una hoja de papel plana con un alambre recto que lleva una corriente **i**, y luego se esparcen limaduras de hierro sobre la hoja, las limaduras se alinean según el campo magnético generado por la corriente del alambre. Las líneas del campo serán circunferencias centradas en el alambre, como se muestra en la Figura 27 (Tauxe, 2010).

El campo magnético **H** es perpendicular a la dirección del flujo de la corriente y al vector radial **r**, (véase Figura 27b). La magnitud del campo magnético (**H**) es proporcional a la intensidad de la corriente **i**. En este caso sencillo ilustrado en la Figura 27 b, la magnitud de **H** está dada por la Ley de Ampere:

$$H = \frac{i}{2\pi r}$$

donde r es la longitud del vector  $\mathbf{r}$  (radio de la bobina). La Ley de Ampere en su forma más general es una de las ecuaciones de electromagnetismo de Maxwell, en un campo magnético estable (Tauxe, 2002, 2010).



Figura 27. a) Distribución de limaduras de hierro en una hoja plana perforada por un alambre recto con una corriente i. b) Relación del campo magnético con la corriente para un alambre recto. Ley de la mano derecha. (Tomado de L. Tauxe, 2010).

Una corriente eléctrica en un alambre genera un campo magnético que se "enrosca" alrededor del alambre. Si el alambre es doblado en forma de lazo, con un área de  $\pi r^2$  y una corriente **i**, se creará un campo magnético representado por las limaduras de hierro (Figura 27a). Este campo magnético es el mismo que se produciría por un imán. La fuerza del hipotético imán se puede cuantificar en términos del *momento magnético m* (Tauxe, 2010).

El momento magnético se crea a partir de una corriente  $\mathbf{i}$ , y depende del área del lazo con corriente. Cuanto mayor es el lazo, mayor será el momento. El momento creado por un conjunto de lazos, es la suma de los n lazos individuales, ver Figura 28c.

 $m = ni\pi r^2$ 



Figura 28. a) Limaduras de hierro muestran el flujo magnético generado por un lazo con una corriente. b) Un lazo con una corriente i, y área πr<sup>2</sup>, produce un momento magnético m. c) El campo magnético de los lazos dispuestos como un solenoide, es la suma de la contribución de los lazos individuales. (Tomado de Tauxe, 2010).

En la Figura 29, se observa que la dirección del campo en cualquier punto está dada por las flechas, mientras la magnitud del campo depende de que tan cerca estén las líneas de campo unas de las otras. Las líneas de campo magnético representan el *flujo magnético*.



Figura 29. Un momento magnético m, genera un campo magnético B. Las líneas de flujo están representadas por las flechas. (Tomado de L. Tauxe, 2010).

La densidad de las líneas de flujo, es una medida de la fuerza del campo magnético, llamada, inducción magnética **B**. Un momento magnético m, en presencia de un campo magnético **B** tiene una *energía magnetoestática* (*Em*) asociada a él. Esta energía tiende a alinear las agujas de la brújula con el campo magnético. La energía magnética se mide en Joules y está en su mínimo cuando m está alineado con **B**.

La relación entre la magnetización inducida en un material  $\mathbf{M}\mathbf{I}$  y el campo externo  $\mathbf{H}$  se define de la siguiente forma:

$$\mathbf{M}\mathbf{I} = \mathbf{X}\mathbf{b}.\mathbf{H}$$

El parámetro Xb es la susceptibilidad magnética volumétrica del material. Puede ser una función complicada de orientación, temperatura, estado de esfuerzos, escala de tiempo y campo aplicado, pero generalmente se lo trata como un escalar. **M** y **H** poseen las mismas unidades por lo que Xb es adimensional.

En paleomagnetismo, **B** y **H** están muy relacionadas y, en la práctica, ambas se refieren al "campo magnético". Estrictamente, **B** es la inducción y **H** es el campo magnético. La relación entre **B** y **H** es la siguiente:

$$\mathbf{B} = \mu . (\mathbf{H} + \mathbf{M})$$

donde  $\mu$  es una constante física conocida como *permeabilidad*. En la mayoría de los casos de interés paleomagnético, nos encontramos fuera del cuerpo magnetizado, por lo que **M** = 0, y **B** =  $\mu$ **H** (Tauxe, 2010).

#### 4.3 Propiedades magnéticas de los materiales

El comportamiento magnético de un material depende de parámetros vinculados a las estructuras atómicas y a los momentos magnéticos de los átomos.

La susceptibilidad magnética (k), es uno de los parámetros que define el comportamiento de un material frente a un campo magnético externo. Si la susceptibilidad magnética del material es positiva (k > 0) el material adquirirá una magnetización de igual sentido que el campo magnético. Estos materiales son los llamados paramagnéticos y ferromagnéticos, los cuales se describen brevemente más adelante. Si la susceptibilidad magnética es negativa (k < 0), la magnetización será de sentido opuesto al campo magnético y se le llamará diamagnético (Valencio, 1980).

Se puede distinguir un material paramagnético de uno ferromagnético, ya que este último tiene la particularidad de alcanzar la saturación de su magnetización inducida con el aumento progresivo del campo aplicado. En estos casos la relación magnetización vs campo aplicado deja de ser lineal, generando un ciclo de histéresis (Valencio, 1980). La Temperatura de Curie, es una de las propiedades de los materiales ferromagnéticos, es la temperatura que puede alcanzar un mineral sin perder sus propiedades ferromagnéticas, por encima de ésta el mineral se comporta como paramagnético. Esta temperatura es característica de cada mineral (Valencio, 1980; Opdyke & Channell, 1996). A continuación se describen los tres tipos de materiales según su comportamiento en presencia de un campo magnético: diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo.

#### **Diamagnetismo**

Los materiales diamagnéticos, son aquellos que presentan una respuesta débil ante la presencia de un campo magnético externo, sufren una magnetización muy pequeña y de sentido opuesto al campo inductor. La susceptibilidad magnética de estos materiales es negativa (k < 0) y constante, tanto en relación al campo aplicado como a la temperatura. Su magnitud es muy pequeña. Minerales diamagnéticos son, por ejemplo, el cuarzo, los feldespatos potásicos y alcalinos, la calcita, la halita, etc. También suelen serlo las rocas con alto contenido de estos minerales (Opdyke & Channell, 1996).

#### Paramagnetismo

Los materiales paramagnéticos poseen una mayor respuesta al campo magnético externo que los materiales diamagnéticos. La susceptibilidad magnética depende de la temperatura y es positiva (k > 0). Una vez retirado el campo magnético externo, los momentos magnéticos de los espines de los electrones se redistribuyen por vibraciones térmicas, no quedando magnetización remanente alguna. Algunos ejemplos de minerales paramagnéticos son los materiales arcillosos, la siderita, ilmenita, biotita y pirita (Opdyke & Channell, 1996).

#### **Ferromagnetismo**

La susceptibilidad magnética en estos materiales suele ser alta y variable (k > 0) con el campo y la temperatura. Una vez retirado el campo magnético externo, el material retiene una magnetización remanente. En la naturaleza existen varios tipos de ferromagnetismo dependiendo del arreglo del momento magnético de los electrones frente a un campo magnético externo. Algunos ejemplos de minerales ferromagnéticos son la magnetita, hematita, maghemita, pirrotina, greigita y goethita (Valencio, 1980).

El ferromagnetismo (*sensu lato*) es extremadamente raro en la corteza terrestre ocurriendo únicamente en el hierro nativo. En estos materiales la magnetización espontánea se produce por el alineamiento del momento magnético de todos los átomos de hierro en la misma dirección y sentido. Los minerales más comunes "ferromagnéticos" presentan sin embargo arreglos magnetocristalinos más complejos con la superposición de estructuras paralelas y antiparalelas de magnetización espontánea- A estos comportamientos se les llama *antiferromagnetismo* y *ferrimagnetismo* (Valencio, 1980).

#### Antiferromagnetismo

En los materiales antiferromagnéticos, los espines de los electrones se encuentran distribuidos de forma antiparalela y poseen igual magnitud, por lo que su momento magnético es cero. (Valencio, 1980). Ejemplos de antiferromagnetismo los presentan la hematita y la goethita. La razón por la que ambas presentan remanencias estables se debe a que el antiferromagnetismo no es perfecto por defectos en la red cristalina o pequeñas desviaciones de los vectores magnetización paralelo y antiparalelo ("*canted antiferromagnetism*", Butler, 1998)

#### Ferrimagnetismo

En el ferrimagnetismo, la magnetización espontánea producto de los espines no apareados de los electrones se dispone en dos estructuras, una paralela y otra antiparalela. Las magnitudes no son uniformes por lo que poseen un momento magnético importante (Valencio, 1980). Ejemplos de este comportamiento son la magnetita, pirrotina y maghemita.



Figura 30. Estado magnético de los materiales. Los diagramas reflejan la magnetización que adquiere una sustancia (flecha hueca) bajo un campo magnético externo (flecha sólida) y la magnetización presente tras haber retirado el campo inductor (modificado de Tarling & Hrouda, 1993).

#### 5. Anisotropía magnética

La susceptibilidad y su anisotropía representan una suma de las respuestas de todas las especies minerales que presenta la muestra. Las rocas, al contener gran variedad de minerales (ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos) muestran la sumatoria de la contribución de cada grano mineral a la susceptibilidad total. De igual modo, la anisotropía de la susceptibilidad magnética está controlada por la contribución a la misma de las distintas fases minerales, su distribución, orientación, susceptibilidad y anisotropía. Si la roca presenta cantidades mayores a 0,1% de volumen total de minerales ferrimagnéticos, por ejemplo magnetita, estos minerales de alta susceptibilidad tenderán a dominar las propiedades magnéticas observadas. Si la roca no presenta minerales ferromagnéticos y contiene más de 1% de minerales paramagnéticos, éstos tenderán a dominar sobre los minerales diamagnéticos. En general, todas las rocas poseen de los tres tipos de minerales y cada uno de ellos contribuye a la susceptibilidad magnética de la roca en estudio (Tarling & Hrouda, 1993).

La magnitud de la anisotropía va a depender de dos factores. El primero, la anisotropía de las propias partículas, y el segundo, el grado de su alineación y su distribución. Todas las propiedades magnéticas son anisótropas para granos individuales de casi cualquier mineral debido a la estructura cristalina, el esfuerzo y/o la forma del grano (Tarling & Hrouda, 1993).

En la mayoría de las rocas, la intensidad de la magnetización inducida por un campo débil, depende de la orientación relativa de la muestra con respecto al campo magnético. En este caso, se dice que la roca es

magnéticamente anisótropa. En algunas rocas, la magnetización inducida siempre tiene la misma intensidad, sin importar la dirección en la que el campo es aplicado, a estas rocas se dice que son magnéticamente isótropas (Tarling & Hrouda, 1993).

La variación de la susceptibilidad con la orientación está matemáticamente descripta por el tensor de susceptibilidad y puede visualizarse en términos de un elipsoide que es definido por dicho tensor. Las mediciones del tensor de susceptibilidad en campos débiles son definidas con el término ASM (*anisotropía de la susceptibilidad magnética*).

A través de interacciones electroestáticas y de permuta, los iones magnéticos en una red cristalina interactúan entre ellos y con los átomos vecinos no magnéticos. La intensidad y naturaleza de las interacciones son variables dependiendo de la orientación de la red. El momento de los electrones se alinea más fácilmente a lo largo de ciertas direcciones, cuando se aplica un campo magnético, en cuyos casos la muestra adquiere mayor magnetización (Tarling & Hrouda, 1993).

El hábito cristalino de los minerales y su cristalografía en general determina la ASM. Para minerales puros hay relaciones angulares precisas entre los ejes de la ASM y los ejes del cristal.

Las propiedades magnéticas están controladas por las condiciones de contorno sobre las superficies de los granos compuestos por materiales altamente magnéticos, como magnetita, maghemita, pirrotina. Se le llama a éste efecto de forma clásica, en términos de cargas magnéticas, que se forman en la discontinuidad que se produce en la frontera entre las regiones con y sin magnetización.

#### 6. Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

#### 6.1 Conceptos básicos de la ASM

La ASM es una herramienta que permite estudiar en detalle el emplazamiento de las rocas ígneas, la deformación en rocas ígneas y sedimentarias, las direcciones de paleocorrientes y proveniencia en sedimentitas y rocas piroclásticas, etc. (ver p.ej. Hrouda, 1982). Esta técnica ha venido utilizándose de forma exponencial desde 1990. El crecimiento tan rápido se debe al desarrollo y mejora de los instrumentos, que cada vez poseen mayor exactitud (Cañón Tapia, 2011). Hasta ahora, en Uruguay, los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética han sido escasos. Todos apuntaron a comprender las condiciones de emplazamiento magmático de diques. Se realizaron estudios de ASM en los diques doleríticos de Cuaró con anchos mayores a 15 metros (Masquelin *et al.*, 2009), mostrando la presencia de fábricas magnéticas perturbadas. Una investigación de doctorado sigue en curso (Bonnevalle *et al.*, 2008) para establecer el sentido de emplazamiento magmático en al menos uno de esos diques. También se realizaron estudios de ASM en diques traqui-riolíticos asociados al Complejo Intrusivo Valle Chico (Barcelona *et al.*, 2009; 2010).

La ASM se utiliza para determinar la fábrica mineral de rocas masivas o sin rasgos macroscópicos claramente distintivos, como ser el interior de diques y flujos de lava. Es muy común que se piense que la ASM es un método paleomagnético, ya que utiliza una propiedad magnética de las rocas. Sin embargo, la metodología y la técnica difieren del paleomagnetismo clásico, pues no se investiga la memoria magnética de las rocas, sino su fábrica. Como tal, la ASM se asemeja a otros métodos tradicionales de análisis de petrofábrica. A través de la ASM se pueden inferir aspectos del emplazamiento del magma, que no son sencillos de estudiar con otras técnicas tradicionales (Cañón Tapia, 2005).

Según Cañón Tapia (2005) existen dos conceptos erróneos sobre el método de ASM. El primero, es que la ASM es lo mismo que el paleomagnetismo, o al menos un tipo modificado de paleomagnetismo. El segundo, que las mediciones de la ASM sólo serán de importancia si la roca contiene titanomagnetita u otros minerales magnéticos. A continuación se explicarán las principales características de la ASM para un mayor entendimiento del método y su utilidad.

Según el mismo autor, los métodos paleomagnéticos tienen como objetivo decodificar la magnetización remanente adquirida en el momento de formación de la roca y por ese motivo los minerales paramagnéticos y diamagnéticos no son importantes para este tipo de estudio. Desde el punto de vista de la metodología, como los paleomagnetistas están interesados en recuperar la magnetización remanente de las rocas, las mediciones se deben realizar en ausencia de un campo magnético externo. De esta forma no se crea interferencia entre la magnetización remanente y la magnetización inducida. A diferencia de la metodología anterior, cuando se trata de mediciones de ASM, el objetivo es la determinación de la intensidad y la orientación de la magnetización inducida en el espécimen de roca. La magnetización inducida es generada en los tres tipos de materiales, aunque con diferentes intensidades, por lo que a la ASM le conciernen los minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos del mismo modo. Las mediciones se realizan en presencia de un campo magnético se la perturbación que finalmente se quiere medir.

Además de las diferencias en la preparación de las muestras, para realizar ASM o un análisis óptico, ambos métodos necesitan de una señal externa. En el caso de la ASM, esta señal externa es un campo magnético de intensidad y dirección conocidas; en el método óptico es la luz. Como resultado de la ASM o los métodos ópticos tradicionales, se pueden identificar direcciones especiales dentro de la muestra de roca. En el caso de los métodos ópticos tradicionales, cuando la luz atraviesa la muestra de roca, es posible visualizar la dirección y/o alineación de algunos minerales dependiendo de la forma y color de contraste entre los diferentes componentes. En el método de ASM se observan tres direcciones en las cuales la magnetización inducida es siempre paralela al campo magnético externo. En el caso de algunos minerales ferromagnéticos, por ejemplo la titanomagnetita, la susceptibilidad magnética no está controlada por las propiedades cristalográficas sino por la forma macroscópica de cada cristal. De hecho, el análisis óptico de la fábrica de este mineral y la ASM muestran los mismos resultados. Si se trata de minerales diamagnéticos, paramagnéticos o algunos ferromagnéticos como la hematita, la situación es más complicada porque la susceptibilidad magnética y las
propiedades ópticas están directamente relacionadas con la orientación preferente de retículo cristalino (OPR) y no con la orientación dimensional o de forma del mineral (OPD) (Hobbs *et al.*, 1985). De todas formas, las direcciones que arrojan ambos métodos son en general muy similares (Cañón Tapia & Castro, 2004; Cañón Tapia, 2005).

Según Cañón Tapia (2005) el método de ASM, se diferencia de las técnicas tradicionales de petrofábrica en tres aspectos principales. En primer lugar, el volumen de roca examinada en la ASM es mayor, lo cual brinda una orientación de la fábrica estadísticamente más representativa que las mediciones ópticas. El segundo aspecto, a diferencia de los métodos ópticos, la ASM proporciona un promedio de la orientación de la fábrica que pueden estar presentes en la roca. En tercer lugar, en circunstancias especiales la fábrica de la ASM puede estar parcialmente sesgada hacia la distribución de los granos ferromagnéticos en vez de reflejar la orientación preferencial de una fase mineral en particular, como ocurre comúnmente en la determinación a través de métodos ópticos.

Es posible identificar tres orígenes para la anisotropía en las rocas ígneas (Figura 31). Los dos orígenes conocidos más antiguos y atractivos por su simplicidad, asocian las dimensiones físicas del mineral con el tamaño de las susceptibilidades principales.

Ambos se basan en la descripción tensorial de las propiedades anisotrópicas del cristal hechas por Nye (1957), la cual permite una representación geométrica del tensor de susceptibilidad. Basándose en esta representación geométrica del tensor de susceptibilidad, es posible asumir la relación de proporcionalidad directa entre las dimensiones físicas de un grano mineral y sus ejes principales de susceptibilidad. Sin embargo, existe también una relación de proporcionalidad inversa entre los ejes físicos y magnéticos (Cañón Tapia, 2005).

A principios de los 90' empezó a cobrar importancia para la interpretación de la ASM un tercer origen de la anisotropía. Wolff *et al.* (1989) y Hargraves *et al.* (1991) argumentaron que la magnetita contenida en muchas rocas ígneas no era elongada sino que era casi perfectamente isométrica. Posteriormente, Stephenson (1994), demostró que si la separación entre granos es muy pequeña, la interacción magnética puede incluso modificar la ASM de partículas diferentes y reflejar la forma de todo el grupo de granos en vez de la orientación preferencial de cada uno (Cañón Tapia, 2005). Así se muestra en la Figura 31 c. A veces es posible identificar una fase dominante que controla la susceptibilidad magnética de la roca. Esto se debe a las grandes diferencias en la magnitud de la susceptibilidad magnética principal ( $k_m$ ) de las diferentes especies minerales, que derivan de los tres tipos principales de comportamiento magnético. Utilizando los órdenes de magnitud de  $k_m$  de cada tipo magnético, es posible estimar el orden de magnitud de  $k_m$  de la roca, conociendo las proporciones de los minerales que la forman (Cañón Tapia, 2005).



Figura 31. Representación de los tres orígenes de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en rocas ígneas. (A) La ASM de cada mineral es tal, que el eje de máxima susceptibilidad (flecha larga en cada partícula) coincide con la dimensión más larga de la partícula y el eje mínimo de susceptibilidad (flecha pequeña en cada partícula) coincide con la menor dimensión. (B) Representa un cambio de los ejes de susceptibilidad con respecto al caso (A). En este caso la ASM también es consecuencia de la orientación de los granos, pero la resultante *K*<sub>min</sub> apunta a lo largo de la dirección de la petrofábrica. (C) Cuando los granos magnéticos están muy próximos unos de los otros, el efecto resultante de la ASM refleja la forma del grupo en vez de la forma de cada grano individual. (D) Diagrama en rosa representando la orientación del eje largo de la partícula (petrofábrica) medido en cada uno de los diagramas previos (tomado de Cañón Tapia, 2005).

Basándose en este principio, Tarling & Hrouda (1993), sugirieron una regla muy útil para discriminar entre dos fuentes principales de susceptibilidad de la roca, es decir, si está dominada por una fracción ferromagnética, paramagnética o raramente diamagnética, con otra residual. Si la susceptibilidad magnética media ( $k_m$ ) es mayor a 5 x 10<sup>-3</sup> SI, las contribuciones de minerales paramagnéticos y diamagnéticos son despreciables, la susceptibilidad principal es controlada solo por los minerales ferromagnéticos. Si  $k_m$  es menor a 10<sup>-4</sup> SI, las contribuciones de minerales ferromagnéticos y la susceptibilidad principal está controlada por los minerales paramagnéticos y la susceptibilidad principal está controlada por los minerales paramagnéticos y posiblemente alguna contribución de minerales diamagnéticos (Cañón Tapia, 2005).

Basándose en la premisa de que la ASM no se relacionaba únicamente a la dirección de flujo y régimen de flujo, Cañón Tapia *et al.* (1996), estudiaron en mejor detalle la ASM de flujos de lava individuales. En ese estudio, utilizaron patrones de deformación definidos por vesículas aplanadas en dos flujos de lava con direcciones de flujo ya determinadas. Como resultado de ese estudio, se confirmó que la ASM de un flujo de lava presenta una relación muy cercana con la deformación en tres dimensiones que sufre ese mismo flujo. Además se sugirió que dicha relación puede ser utilizada para identificar regiones vulnerables a haber sufrido cizallamiento más intenso dentro del mismo flujo. Posteriormente, Cañón Tapia *et al.* (1997), sugirió que las

diferencias en el grado de anisotropía pueden estar relacionadas a diferentes tipos de emplazamiento de la lava.

La susceptibilidad principal puede utilizarse para realizar una clasificación más detallada de las rocas graníticas. En el caso de los flujos de lava, las condiciones de fugacidad del oxígeno durante la cristalización favorecen la formación de titanomagnetita. En consecuencia, los minerales ferromagnéticos comúnmente dominarán la susceptibilidad principal de este tipo de rocas, resultando susceptibilidades principales en general en el orden de  $10^{-2}$  SI. Sin embargo, la susceptibilidad principal de los flujos de lava estudiadas en mayor detalle muestran que no son unimodales y de forma similar ocurre en los granitos. En el extremo inferior del rango, fonolitas y riolitas, poseen susceptibilidades principales entre  $10^{-4} - 10^{-3}$  SI aproximadamente (Cañón Tapia & Castro, 2004; Hrouda *et al.* 2005). Sin embargo, la mayoría de las lavas basálticas en general presentan susceptibilidades principales que exceden 6 x  $10^{-2}$  SI (Cañón Tapia, 2011).

A pesar de las diferencias en la definición de los flujos de lava y los granitos, estas rocas comparten muchas características, especialmente cuando se trata de los mecanismos que controlan el emplazamiento. De hecho, los flujos de lava y los granitos se forman como resultado de movimiento y/o deformación de un líquido viscoso que contiene fases sólidas y gaseosas en suspensión. A su vez, la variabilidad de la fábrica magnética en ambos tipos de roca es igual de amplia (Cañón Tapia, 2011).

Según el mismo autor y de acuerdo a la teoría, la fábrica mineral de granitos tenderá a ser más estable por distancias más largas, mientras en los flujos de lava e intrusiones tabulares la fábrica podrá cambiar rápidamente en distancias cortas.

Debido a que la adquisición de una fábrica mineral (incluyendo la fábrica magnética) depende de la historia de deformación de la roca y para algunos es insensible a la composición mineral del fundido, resulta que los estudios de la ASM de flujos de lava y granitos tienen muchas cosas en común. Sin embargo, desde el punto de vista de las mediciones magnéticas existen algunas diferencias significativas entre los granitos y los flujos de lava. En primer lugar, en los flujos de lava es común encontrar la presencia de titanomagnetita, a diferencia de los granitos donde puede estar ausente. Esta diferencia controla el rango de susceptibilidad principal que se espera obtener de cada tipo de roca. En segundo lugar, el contenido de cristales en los flujos de lava durante el flujo plástico es relativamente pequeño, mientras en los granitos dicho proceso ocurre cuando el contenido de cristales es relativamente alto. Debido a que la concentración de partículas en los granitos es mayor al 20%, se espera que la fábrica de estas rocas permanezca estable por largas distancias (Cañón Tapia, 2011).

Consecuentemente, la fábrica en los flujos de lava puede variar en escala de centímetros, mientras que en los granitos la fábrica mineral puede ser homogénea a grandes escalas incluso de kilómetros.

Según Llambías (2008), la información recogida por el tratamiento de las muestras a través de la ASM puede dividirse en:

- Datos direccionales de tipo vectorial. Incluyen a la lineación magnética, definida por la orientación del eje K1 (eje mayor del elipsoide) y la foliación magnética (orientación del plano perpendicular al eje K3).
- Datos cuantitativos de tipo escalar. El módulo de las susceptibilidades magnéticas a lo largo de los semiejes principales (K1, K2, K3) del elipsoide magnético proporciona una serie de parámetros sobre la geometría del elipsoide de la fábrica magnética (elipsoide de anisotropía). A través de estos valores se pueden definir tres tipos de fábricas magnéticas (Tarling & Hrouda, 1993) correspondientes a elipsoides prolados (fábricas lineares), oblados (fábricas planares) o triaxiales (fábricas planolineares), ver Figura 32.

La susceptibilidad magnética media (K = 1/3 (K1+K2+K3)) es la media aritmética de los módulos de los tres ejes principales del elipsoide de susceptibilidad magnética. La anisotropía total (P = K1/K3) expresa el grado de anisotropía total de la roca. Se define como la relación entre los semiejes máximo y mínimo del elipsoide (Tarling & Hrouda, 1993).



Figura 32. Tipos de fábricas con elipsoides correspondientes a cada una de ellas (tomado de Llambías, 2008).

#### 6.2 Procedimiento de campo y laboratorio en el área de estudio

El trabajo de campo se realizó a unos 50 kilómetros al este de la ciudad de Melo. Consistió en la toma de muestras en dos zonas diferentes, las cuales se denominan en este trabajo como Zona A y Zona B (Figura 33). La primera incluye los sitios SR 1 al SR 7 (Figura 34) y la segunda del SR 8 al SR 14 (Figura 35).

La obtención de muestras en los diques (zona B), como lo sugieren Cañón Tapia & Herrero Bervera (2009) fue planificada de la siguiente forma:

- (i) toma de muestras en una línea perpendicular a las paredes del dique,
- (ii) toma de muestras en dos perfiles lineales paralelos a las paredes del dique a cada lado de la intrusión,
- (iii) un cuarto muestreo no lineal en la zona central del dique.

En cada caso manteniendo una distancia máxima entre muestras no mayor a 20 cm.

Lamentablemente esta estrategia de muestreo no fue posible aplicar. La vegetación y la meteorización de los afloramientos limitaron la elección de los sitios. Una vez elegidos los sitios la limitante fue la gran dureza de las rocas. En la mayoría de los casos no fue posible perforar en el lugar seleccionado y el muestreo se tuvo que realizar de forma aleatoria siguiendo solamente la estrategia de muestreo (iii) mencionada anteriormente.



Figura 33. Zonas de estudio (A y B). Puntos verdes (sur): zona A. Puntos azules (norte): zona B



Figura 34. Zona de estudio (A). Puntos de muestreo del SR1 al SR7. 32°11'02S



Figura 35. Zona de estudio (B). Puntos de muestreo del SR8 al SR14.

Para el presente estudio se tomaron 85 muestras en 14 sitios diferentes. Las muestras son cilindros de roca de 2,54 cm de diámetro y de 5 a 9 cm de largo. Algunas muestras se fracturaron durante su extracción y fueron adheridas nuevamente con un pegamento no magnético para evitar cualquier tipo de influencia durante la medición. Para su orientación fueron necesarias las medidas del ángulo azimutal con respecto al norte y el ángulo de inclinación con respecto a la normal. La orientación con respecto al norte se obtuvo de dos maneras diferentes, una con brújula magnética respecto al norte magnético y otra con brújula solar respecto al norte geográfico. Esta doble medición es debida a la posible existencia de un campo magnético local que modifique la lectura de la brújula magnética (Figuras 36-38).



Figura 36. Extracción de muestras con corte adiamantado, obteniéndose cilindros (long. > 5 cm, diámetro = 2,54 cm).



Figura 37. Extracción de muestras en riolitas de la zona B.



Figura 38. Extracción de muestras en riolitas de la zona A.

Las mediciones de ASM se realizaron en el Laboratorio "Daniel A. Valencio" del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. El instrumental utilizado fue un susceptibilímetro MFK1-FA Multi Function Kappabridge de AGICO (Figura 39). Los datos se procesaron con el programa controlador del instrumento, Safyr 1.5, el cual brinda los tensores de susceptibilidad de cada testigo a partir de las 15 mediciones realizadas. Estas 15 mediciones, se realizan en posiciones predeterminadas, primero se rota alrededor del eje  $x_3$ , luego alrededor del eje  $x_1$  y por último alrededor de  $x_2$ .



Figura 39. Equipo MFK1-FA Multi Function Kappabridge (AGICO)

El equipo se calibró antes de realizar cada medición utilizando una muestra patrón con un valor de susceptibilidad conocido (138,4 x  $10^{-3}$  SI) y también se midió la susceptibilidad del porta muestra, la cual fue restada luego de cada medición. En el sistema de referencia utilizado, se define por convención la dirección x<sub>1</sub> del cilindro como aquella definida por el corte del plano que pasa por la marca de orientación y su plano perpendicular, el sentido positivo es hacia la marca de orientación. La dirección x<sub>3</sub> es paralela al eje del cilindro y x<sub>2</sub> es ortogonal a x<sub>1</sub> y a x<sub>3</sub> (Figura 40).





Figura 40. Muestras y sistema de referencia de los especímenes.

## 8. Resultados e interpretación de ASM

A continuación se ilustra la distribución de los sitios donde se tomaron las muestras para el estudio de ASM en el mapa geológico (Figura 41) y los resultados, sitio por sitio, con sus respetivas tablas de datos, gráficos e interpretación.



Figura 41. Mapa geológico de las dos zonas de estudio (A y B) con los sitios de muestreo para ASM (modificado de Loureiro, 2007).

## Zona A (derrames riolíticos)

#### Sitio SR1

Tabla 1. Datos promedio de la ASM del sitio SR1. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	К3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR1	8	1.005	0.998	0.997	1.85x10 <sup>-4</sup>	1.28x10 <sup>-4</sup>	1.009	0.627

La susceptibilidad media de este sitio cae muy cercana al campo puramente paramagnético (Tarling & Hrouda, 1993), lo que sugiere que la contribución de la fracción ferromagnética es pequeña y la fábrica está probablemente dominada por los constituyentes principales.

No hay una muy buena agrupación de los 3 ejes. El eje K1 (lineación magnética) es de bajo ángulo y apunta aproximadamente al E. Los ejes K2 y K3 tienen distribución como en guirnalda, con dirección NNW.

Presenta grado de anisotropía muy bajo (Pj = 1,009).

El parámetro de forma es prolado, se observa en el gráfico de T vs. P; y en el valor de T (T = -0,627).



Figura 42. Sitio: SR1. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P

Tabla 2. Datos promedio de la ASM del sitio SR2. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR2	5	1.019	1.007	0.973	$5.99 \times 10^{-3}$	9.36x10 <sup>-3</sup>	1.049	-0.521

La susceptibilidad media de este sitio cae en el campo ferromagnético pero con alta dispersión.

La cantidad de muestras en este sitio es baja, teniendo en cuenta que eran 6 muestras y se descartó una de ellas (SR2-5) ya que sus valores eran anómalos.

La agrupación de ejes es excelente. El eje K1 es de muy bajo ángulo y apunta al SO, por lo tanto la lineación magnética es subhorizontal con dirección NE-SO.

La foliación magnética es de alto ángulo y de rumbo NE-SO. Presenta grado de anisotropía bajo, Pj: 1,013 Según el gráfico de T vs. P el parámetro de forma es prolado. T = -0.521.



Figura 43. Sitio: SR2. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 3. Datos promedio de la ASM del sitio SR3. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR3	5	1.012	0.998	0.990	$3.95 \times 10^{-3}$	$3.64 \times 10^{-3}$	1.023	-0.256

Este sitio cae muy cercano al campo ferromagnético (Tarling & Hrouda, 1993) en base a su susceptibilidad, sugiriendo que los minerales ferromagnéticos condicionan en buena medida la magnetofábrica. Nuevamente se observa alta dispersión en los valores de susceptibilidad entre muestras.

La agrupación de ejes es bastante similar a SR1. El eje K1 presenta ángulo bajo a moderado.

La lineación magnética (eje K1) es NE-SO y de bajo ángulo.

El grado de anisotropía es bajo, Pj: 1,023 y el parámetro de forma es prolado ya que T= -0,256



Figura 44. Sitio: SR3. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 4. Datos promedio de la ASM del sitio SR4. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	К3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR4	7	1.009	1.000	0.991	$1.32 \times 10^{-4}$	$2.57 \times 10^{-5}$	1.018	0.070

Este sitio presenta una susceptibilidad baja en el límite del campo paramagnético, sugiriendo que la contribución ferromagnética es probablemente despreciable.

El grado de anisotropía es bajo, Pj: 1,018, pero la definición de la fábrica es muy pobre. Una muestra se aleja del grupo mostrando un grado de anisotropía moderado a alto (P: 1.11). El eje K1 presenta un ángulo moderado a alto en algunas muestras. La lineación magnética es subvertical y la foliación es subvertical y aproximadamente E-O, pero con muy alta dispersión

Observando el gráfico de T vs. P se puede ver que el parámetro de forma es ligeramente oblado. T= 0,070



Figura 45. Sitio: SR4. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 5. Datos promedio de la ASM del sitio SR5. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR5	8	1.008	1.003	0.989	$3.83 \times 10^{-4}$	8.43x10 <sup>-4</sup>	1.020	0.470

Este sitio presenta una susceptibilidad media baja, con alta dispersión, sugiriendo que la contribución ferromagnética es nula a pequeña en la mayoría de las muestras.

El grado de anisotropía es bajo, Pj: 1,020

El parámetro de forma es claramente oblado según el gráfico de T vs. P (T = 0,470).

Se observa la lineación magnética subvertical hacia el NE y la foliación magnética subvertical con dirección NE-SO, con una disposición de los ejes (K1 y K2) en guirnalda.



Figura 46. Sitio: SR5. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 6. Datos promedio de la ASM del sitio SR6. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR6	5	1.013	1.012	0.975	$4.35 \times 10^{-3}$	$2.63 \times 10^{-3}$	1.045	0.924

Este sitio se encuentra por su susceptibilidad media en el límite inferior del campo ferromagnético.

El grado de anisotropía es moderado, Pj: 1,045

Observando el gráfico de T vs. P se puede ver que el parámetro de forma es fuertemente oblado. T= 0,924.

La foliación magnética está muy bien definida, es subvertical con rumbo NNE. La lineación magnética está pobremente definida.



Figura 47. Sitio: SR6. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 7. Datos promedio de la ASM del sitio SR7. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 K3 son las direcciones principales, las cuales no fue posible definir por la poca cantidad de muestras. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR7	4	-	-	-	$1.84 \times 10^{-3}$	$1.45 \times 10^{-3}$	1.053	0.488

La susceptibilidad media ubica a este sitio en un campo con contribuciones ferro y paramagnéticas.

N=4 (Las muestras no son suficientes para realizar estadísticas de Jelinek)

El grado de anisotropía es moderado, Pj: 1,053.

Según el gráfico de T vs. P el parámetro de forma es oblado. T= 0,488

La foliación magnética es subvertical con dirección NE y se ve bien definida a pesar de la poca cantidad de muestras que presenta el sitio. Sobre la lineación magnética se puede observar que es de alto ángulo.



Figura 48. Sitio: SR7. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo. Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

## Zona B (diques riolíticos)

#### Sitio SR8

Tabla 8. Datos promedio de la ASM del sitio SR8. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR8	5	1.018	1.001	0.980	8.58x10 <sup>-3</sup>	$2.50 \times 10^{-6}$	1.039	0.104

La susceptibilidad media ubica a este sitio claramente en el campo ferromagnético, notándose una baja dispersión en los valores.

El grado de anisotropía es moderado a bajo; Pj: 1,039.

Según el gráfico de T vs P el parámetro de forma es ligeramente oblado. T= 0,104

De los 5 especímenes analizados, 4 presentan un muy buen agrupamiento de los ejes K1, K2 y K3. El quinto es discordante y es el mismo espécimen que presenta la mayor P (ver gráfico P vs. Km).

La agrupación de ejes es relativamente buena y la foliación que inclina unos 60° hacia SSE tiene dirección ENE-OSO, la lineación es subhorizontal apuntando al este.



Figura 49. Sitio: SR8. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 9. Datos promedio de la ASM del sitio SR9. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR9	5	1.017	0.998	0.985	$2.18 \times 10^{-4}$	$3.11 \times 10^{-4}$	1.032	0.177

Este sitio presenta una susceptibilidad media que sugiere la contribución combinada ferro y paramagnética. El grado de anisotropía es bajo; Pj: 1,032.

Observando el gráfico de T vs. P, se puede ver que el parámetro de forma es ligeramente oblado. T= 0,177

La foliación magnética es de alto ángulo y rumbo ENE, mientras que la lineación es de bajo ángulo apuntando hacia el OSO.

Los ejes presentan muy buena agrupación menos uno de ellos que posee un K de un orden de magnitud mayor y es el que presenta una permuta de los ejes K2 y K3.



Figura 50. Sitio: SR9. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 10. Datos promedio de la ASM del sitio SR10. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR10	5	1.016	1.001	0.982	$4.13 \times 10^{-4}$	$2.94 \times 10^{-4}$	1.035	0.116

Se trata de otro sitio con aporte tanto ferro como paramagnético a su fábrica.

El grado de anisotropía es bajo; Pj: 1,035.

El parámetro de forma es ligeramente oblado según el gráfico de T vs. P. T= 0,116

La foliación magnética tiene dirección EO y es de alto ángulo. La lineación magnética apunta al E con un ángulo intermedio.



Figura 51. Sitio: SR10. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 11. Datos promedio de la ASM del sitio SR11. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	К3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR11	5	1.004	1.003	0.993	2.82X10 <sup>-3</sup>	2.83X10 <sup>-3</sup>	1.012	0.731

La susceptibilidad media sugiere un aporte significativo ferromagnético pero con probable contribución paramagnética

El grado de anisotropía es muy bajo, Pj: 1,012

Según el elipsoide y el gráfico de T vs. P el parámetro de forma es oblado; T= 0,731

Se puede observar que la foliación tiene dirección aproximada EO y es de alto ángulo buzando al S; K1 y K2 se agrupan en forma de guirnalda. La lineación magnética está pobremente definida pero tiende a apuntar al E con un ángulo bajo.



Figura 52. Sitio: SR11. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 12. Datos promedio de la ASM del sitio SR12. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	К3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR12	7	1.026	1.018	0.955	$7.41 \times 10^{-3}$	$4.49 \times 10^{-3}$	1.082	0.786

Este sitio es dominado por minerales ferromagnéticos

El grado de anisotropía es moderado, Pj: 1,082

El elipsoide presenta buena agrupación de los 3 ejes. Según el gráfico de T vs. P el parámetro de forma es oblado; T=0,786

Presenta foliación magnética con dirección ENE-OSO y de alto ángulo de buzamiento al S. La lineación magnética es subhorizontal y apunta al OSO.



Figura 53. Sitio: SR12. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 13. Datos promedio de la ASM del sitio SR13. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR13	5	1.008	1.004	0.988	$3.80 \times 10^{-5}$	9.85x10 <sup>-6</sup>	1.022	0.544

La susceptibilidad de este sitio es baja y sugiere una contribución exclusivamente paramagnética.

El grado de anisotropía es bajo, Pj: 1,022

El parámetro de forma es oblado, T= 0,544

La foliación magnética es subvertical con dirección ENE-OSO y está muy bien definida. La lineación magnética (pobremente definida) tiende a ser de bajo ángulo.



Figura 54. Sitio: SR13. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Tabla 14. Datos promedio de la ASM del sitio SR14. N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la media geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio expresada en unidades SI.  $\sigma$  es la desviación estándar de lnKm. Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	Ν	K1	K2	К3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR14	9	1.020	1.006	0.974	$3.17 \times 10^{-3}$	$2.51 \times 10^{-3}$	1.048	0.404

La susceptibilidad de este sitio es dominada por minerales ferromagnéticos

El grado de anisotropía es moderado; Pj: 1,048

Los tres ejes se encuentran bien definidos. La foliación magnética es subvertical con dirección EO o OSO. La lineación magnética apunta al OSO y es de ángulo moderado a bajo.

Según el gráfico de T vs. P el parámetro de forma es oblado. T=0,404.



Figura 55. Sitio: SR14. Proyección estereográfica de los elipsoides de cada testigo con la correspondiente estadística de Jelinek (las elipses representan las elipses de confianza para los ejes del sitio). Gráfico P vs. Km. Gráfico T vs. P.

Los datos de ASM mostrados anteriormente y su interpretación permitieron graficar la lineación y foliación magnética para los sitios estudiados (Figuras 56 y 57).



Figura 56. Mapa con los resultados del eje K1 el cual representa la lineación magnética (modificado de Loureiro, 2007).



Figura 57. Mapa con los resultados de foliación magnética (modificado de Loureiro, 2007).

Las zonas A y B además de haber sido separadas por ubicación geográfica presentan resultados de ASM que también se pueden dividir de la misma forma.

Los 14 sitios en los que se realizó la ASM, presentan en general un grado de anisotropía bajo. En los siete sitios pertenecientes a la zona A (muestras SR1 a SR7), el grado de anisotropía es bajo (Pj: entre 1.009 y 1.053). En la zona B (muestras SR8 a SR14), el grado de anisotropía es en general bajo a moderado, pero ligeramente mayor a la zona anterior (Pj: entre 1.012 y 1.082).

Los gráficos del parámetro de forma (T) en función del grado de anisotropía (Pj) permiten clasificar la forma de la fábrica magnética, siendo oblada para valores de T positivos y prolada en el caso de valores negativos.

En las fábricas proladas, la lineación magnética (L, L = K1/K2) es dominante, en las obladas domina la foliación (F, F = K2/K3). En la zona A en los tres primeros sitios (SR1, SR2 y SR3) el parámetro de forma es prolado y en los otros cuatro (SR4, SR5, SR6 y SR7) el mismo es oblado. En la zona B todos los sitios muestreados presentan parámetro de forma oblado.

Se puede decir que estas rocas presentan fábrica planar, la cual está representada por la foliación magnética. En la zona A la foliación magnética es subvertical, con dirección NE. En la zona B la foliación magnética es subvertical con dirección ENE-ONO.

La lineación magnética es predominantemente subhorizontal con dirección NE-SO en la zona A con la excepción de los sitios SR4 y SR7 que presentan lineación de alto ángulo. En la zona B es subhorizontal con dirección E-O y ENE-OSO.

## 9. Conclusiones

El bajo grado de anisotropía (Pj) medido en todos los sitios sugiere la ausencia de deformación en estas rocas y lleva a interpretar que la fábrica magnética observada está condicionada únicamente por el flujo magmático durante el emplazamiento de los derrames y los diques. En este caso, entonces, debido al bajo grado de anisotropía, se considera que la fábrica magnética es reflejo de la fábrica magmática.

Los valores de la susceptibilidad magnética media ( $K_m$ ) sugieren que en la mayoría de los sitios la susceptibilidad principal está controlada por minerales paramagnéticos, con proporciones variadas de contribución ferromagnética. En los sitios SR2, SR8 y SR12 la susceptibilidad magnética estaría controlada por minerales ferromagnéticos ( $k_m$  es mayor a 5 x 10<sup>-3</sup>). Se considera que muy probablemente el mineral predominante sea la magnetita. Este mineral fue detectado en éstas mismas riolitas mediante análisis difractométrico por Loureiro (2007).

Las direcciones de ASM están en general bien agrupadas. En los diques (zona B) se observa como K3, el polo de la foliación magnética, es prácticamente perpendicular al plano del dique y K1, la lineación magnética, está contenida en este plano. A este fenómeno se le conoce como *fábrica magnética normal* (K1 paralelo al plano del dique), Rochette *et al.* (1992) la interpretan como representativa del flujo magmático.

Según los datos obtenidos e interpretados en este trabajo, los derrames riolíticos (zona A) presentan una dirección de flujo magmático NE-SO. Los diques riolíticos (zona B) muestran una dirección de flujo magmático subhorizontal E-O a ENE-OSO.

La lineación magnética dada por el eje K1 en la zona de los derrames riolíticos cambia de un sitio a otro desde subhorizontal hasta subvertical, lo cual señala la posible existencia de varios puntos de alimentación de magma. La existencia de cambios bruscos en la inclinación de la lineación magnética en una misma sección refleja cambios en la dinámica del flujo de magma en un mismo conducto o fractura y sugiere un ascenso de magma en varios pulsos distintos en el tiempo (Aranguren *et al.*, 1998). Este tipo de procesos de inyección de magmas es muy complejo y en este caso se lo observa de forma muy local por lo que se debería abordar de manera más profunda y sistemática en otro trabajo específico. En la mayoría de los sitios la lineación magnética es subhorizontal, indicando que predomina el flujo lateral de magma.

En cuanto a la deformación, como se mencionó anteriormente, según el grado de anisotropía estas rocas carecen de deformación y la fábrica presente muy probablemente sea magmática. Las microestructuras presentes son estrictamente magmáticas, se observan texturas poiquilíticas en los fenocristales, matrices micrográficas y esferulíticas sin deformación. A su vez, se observa gran cantidad de cristales de cuarzo con extinción ondulante, lo cual sí es evidencia de deformación. Por lo tanto, es posible que estas rocas hayan sufrido algo de deformación la cual no llegó a estadios importantes como para verse reflejado en las microestructuras ni en la ASM.

## **10. Agradecimientos**

En primer lugar quiero agradecer a mi familia que está todos los días a mi lado, a los que están lejos y a los que ya no están pero que siempre los tengo en mi corazón.

En especial agradezco a mis padres, a quienes dedico este trabajo, por la motivación que me brindaron, su apoyo incondicional y la forma en la que me enseñaron a perseguir mis sueños sin prejuicios y con total libertad. No tengo palabras para agradecerles ni para describir mi amor hacia ellos.

Agradezco a Ale, por su amor, por estar siempre a mi lado, aguantarme, entenderme y motivarme a seguir adelante en este largo recorrido y en cada nuevo desafío.

A Leda, por ayudarme a crecer académicamente, por sus charlas, sus consejos y su gran solidaridad desde todo punto de vista. Muchas Gracias por enseñarme geología y tantas otras cosas de la vida.

A Augusto por darme la bienvenida en el mundo de la ASM y trasmitirme todos sus conocimientos. Asimismo, al Laboratorio Daniel A. Valencio del INGEBA en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

A Edgardo Cañon Tapia por enviarme todos sus artículos.

A la Facultad de Ciencias (Universidad de la Republica) y a los docentes del Instituto de Ciencias Geológicas.

A Elena y a Pati por su excepcional compañía en el campo, siempre tendré presente su gran ayuda, generosidad y compañerismo.

A Pati, Pablo y Mauri por estar en el día a día durante el transcurso de este trabajo, les agradezco sus consejos, su solidaridad, su compañía y alegría.

A Daniel y Alejandro por la confección de las láminas delgadas.

Nada sería igual sin los compañeros de generación, ellos hicieron de este camino el más disfrutable, aprendimos, crecimos y nos divertimos juntos. Muchas gracias a toda la geo-generación 2004 y a los que se fueron sumando en el correr de los años.

## 11. Bibliografía

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Bito Neves, B. (1976). *The Upper Precambrian of South America*. Boletín del Instituto de Geociencias de la Universidade de Sao Paulo, 7: 48- 80.
- Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. (1973). *The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazona*. En: Nairn, A. C. M., Kanes, W. H. & Stehli, F. G. (Eds) The ocean basins and margins. Nueva York. pp 411-446.
- ✤ Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. Earth-Science Reviews, 17: 1–29.
- ✤ Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. (2000). Origin and evolution of the South American Platform. Earth-Science Reviews. 50: 77–111.
- Aranguren, A., Lonso Olazabal, A., Carracedo, M., Larrea, F.J. (1998). La anisotropía de la susceptibilidad magnética en diques de composición ácida e intermedia (Complejo filoniano asociado al Batolito de los Pedroches). Revista de la Sociedad Geológica de España. 11(3-4): 355-368.
- Badgen, E., Rapalini, A., Sánchez Bettucci, L., Vásquez, C. (2010). Primer polo paleomagnético Paleoproterozoico del Cratón del Río de la Plata: dudas sobre el Supercontinente Atlántica. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Argentina.
- Barcelona, H., Mena, M., Sánchez, L., Muzio, R. (2009). Statistical Determination of Magnetic Susceptibility Domains Applied to a Preliminary AMS Study in Cretaceous Igneous Rocks of Valle Chico Complex, Uruguay. In: 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brazil - PO-10, Gravity & Magnetic & Electromagnetic Methods.
- Barcelona, H., Mena, M., Sánchez Bettucci, L. (2010). AMS en rocas ígneas cretácicas y su potencial aporte a la configuración estructural del Complejo Valle Chico, Uruguay. VI CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA, 2010 Minas [CD-ROM].
- Basei, M.A S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its Foreland (Río de la Plata Craton): Framework, Tectonic Evolution and Correlations with similar Terranes of Southwestern Africa. En: Cordani, U.G., Thomaz-Filho, A. & Milani, E.J. (Eds) Precambrian Evolution of South America. International Geological Congress – IUGS, Río de Janeiro. pp. 311-334.
- Bonnevalle, L. (2008). Les fabriques magnétiques dans un des filons doléritiques mésozoïques du Cuaró (Uruguay). Mémoire de Master Recherche: Sciences de la Terre mention Géologie/Géophysique. Geosciences Rennes, CNRS-UMR 6118. Rapport inédit, pp. 1-26.
- Borradaile, G.J., & Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Science Reviews. 42: 49-93.
- Bossi J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo.
- Bossi, J., Cingolani, C., Lambías, E., Varela, R., Campal, N. (1993a). Características del Magmatismo Post-orogénico Finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Ánimas. Revista Brasileira de Geociéncias 23(3): 282-288.
- Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N. (1993b). Predevoniano del Uruguay. Parte 1: Terreno Piedra Alta; Ed. DINAMIGE. 1-50; Montevideo - Uruguay.
- Bossi, J. & Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: J. Gutiérrez, J. Saavedra, & I. Rábano (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, Alicante. pp. 343-356.

- Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay (1:500.000).Geoeditores, Versión digital, Montevideo.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montana, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., Sprechmann, P. (1998). *Carta Geológica del Uruguay, escala 1/500.000*. Geoeditores. Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J., Ferrando, L., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I., Montaña, J. (1975). *Carta geológica del Uruguay. Escala 1/1.000.000*. Editada por los Autores. Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*. Departamento de publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. 966 pp.
- Butler, R. (1998). Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Edición electrónica (http://www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/). Universidad de Arizona, EEUU. 238 pp.
- Cañón Tapia, E., Walker, G.P.L., Herrero Bervera, E. (1996). *The internal structure of lava flows-Insights from AMS mesurements:* I. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 70:21-36.
- Cañón Tapia, E.Walker, G.P.L., Herrero Bervera, E. (1997). The internal structure of lava flows-Insights from AMS mesurements: II. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 76: 19-46.
- Cañón Tapia, E. & Castro, J. (2004). AMS measurements on obsidian from the Inyo Domes, CA.: A comparison of magnetic and mineral preferred orientation fabrics. Journal of Volcanology and Geothermal Research.134: 169-182.
- Cañón Tapia, E. (2005). Uses of anisotropy of magnetic susceptibility in the study of emplacement processes of lava flows. Manga M., Ventura, G. (Eds). Kinematics and dynamics of lava flows. Geological Society of America. Colorado, Estados Unidos. Pp. 29-46.
- Cañón Tapia, E. & Herrero Bervera, E. (2009). Sampling strategies and the anisotropy of magnetic susceptibility of dykes. Tectonophysics, 466, 3-17.
- Cañón Tapia, E. (2011). *The Earth's Magnetic Interior*. IAGA Special Sopron Book Series. Springer Science Business Media B.V. 1: 263-280
- Chebataroff, J. (1954). Tierra Uruguaya: Geografía de la República Oriental del Uruguay al alcance de todos. Don Bosco. Montevideo, Uruguay.
- Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R., Campal, N., Bossi, J. (1993). Avances sobre la Cronoestratigrafía del Magmatismo No-orogénico Fini-brasiliano en el Uruguay: Formación Sierra de Ánimas y Formación Sierra de Ríos. I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata II. Actas de Resúmenes Ampliados. Montevideo. pp63-68.
- Cordani, U.G. & Soliani, E. (1990). Idades K-Ar e Rb-Sr das "Ilhas Cristalinas" de Rivera e Aceguá (Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil) e seu Enquadramento no Contexto Geotectónico Regional. Annais da Academia Brasileira de Ciencias. 62(2): 145-156.
- D'Agrella Filho, M. S., Trindade, R., Tohver, E., Janikian, L., Teixeira, W., Hall, C. (2011). Paleomagnetism and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the high grade metamorphic rocks of the Jequié block, Sao Francisco Craton: Atlantica, Ur and beyond. Precambrian Research. 185 (3-4): 183-201.
- De Santa Ana, H., Goso, C., Daners, G. (2006). Cuenca Norte: Estratigrafía del Carbonífero-Pérmico. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (Eds.). Cuencas sedimentarias del Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico. D.I.R.A.C. Montevideo, Uruguay.

- Elizalde, G., Eugui, W., Verdesio, J., Stapff, M., Telechea, J. (1970). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000, 3, Segmanto Aceguá, Sector XXX. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo, Uruguay.
- Falconer, J.D. (1931). Memoria Explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del Depto. De Cerro Largo. Instituto de Geología y Perforaciones, Montevideo. Boletín Nº 12. 22 pp.
- Fragoso César, A.R.S. (1980). O Craton do Rio de la Plata e o Cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. XXXI Congresso Brasileiro de Geología, SBG. Camboriú. Anais 5: 2879-2891.
- Fulfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M.V., Viana, R.B. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 12(4): 590-610.
- Goso, C., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H. (1996). *Modelo estratigráfico seqüêncial da Bacia Norte Uruguaia*. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Salvador, pp. 159-161.
- Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y. (1991). Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? Geophysics. Res. Letters., 18:2193-2196.
- Hobbs, B.E. (1985). The geological significance of microfabric analysis. In: Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis (edited by Wenk, H.-R.). Academie Press, Orlando, Florida, 463-484
- Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G.S., Li, J. (2008). Configuration of the Late Palaeoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms. GondwanaResearch.14: 395-409.
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophysical Surveys 5, 37-82.
- Hrouda, F. Chlupacova, M., Schulman, K., Smid, J., Zavada, P. (2005). The effect of lava viscosity on the magnetic fabric intensity in alkaline volcanic rocks. Studia Geophys Geod. 49: 191-212.
- ✤ Khan, M.A. (1962). The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. J. Geophys. Res.,67(7): 2873-2885.
- Le Maitre R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell. Oxford. 193 pp.
- Lossada, A., Rapalini, A., Sánchez Bettucci, L. (en prensa 2014). Enjambre de diques básicos de Nico Pérez-Zapicán, Uruguay: evidencias radimétricas y paleomagnéticas sobre su edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina. En prensa.
- Loureiro, J. (2007). Estudio Petrológico y Geocronológico K-Ar de la Formación Sierra de Ríos, Noreste de Uruguay. Tesis de Grado, Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, Universidad de la República. Montevideo, Uruguay. 155 pp.
- Llambías, E. (2008). Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria n°29. 222 pp.
- Masquelin, H., Aïfa, T., Muzio, R., Hallot, E., Veroslavsky, G., Bonnevalle, L. (2009). The Cuaró Mesozoic doleritic dyke swarm, southern Paraná basin Uruguay: Examples of superimposed magnetic fabrics? Compte Rendus Geoscience, 341, 1003-1015.
- Mc Millan, J.G. (1933). Terrenos precámbricos del Uruguay. Instituto de Geología y Perforaciones Montevideo. Boletín N°18: 1-61.

- Meert, J.G. (2002). Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. Gondwana Research. 5: 207–215.
- Milani, E.J. (2004). Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. En Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Ré Carneiro, C.D. & de Brito Neves, B.B.: Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Ed., São Paulo. pp. 265-279.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. (1998). Orogenias paleozóicas no dominio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 28(4): 473-484.
- Molina Garza, R., Sánchez Bettucci, L., Rapalini, A. (2008). Ar-Ar Geochronology of Sierra de Ríos extensional magmatism (NE Uruguay). VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche, Argentina.
- ✤ Nye, J.F. (1957). Physical Properties of Crystals: Their Representation by Tensors and Matrices. Oxford University Press.
- Opdyke, N. & Channel, J. (1996). *Magnetic Stratigraphy*. Dmowska, R. & Holton, J. (Eds.). International Geophysics Series, vol. 64. Department of Geology, University of Florida, USA. 346 pp.
- Oyhantçabal, P., Muzio, R., De Souza., S. (1993). Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo Sur del Cinturón Don Feliciano. Revista Brasileira de Geociencias. 23(3):296-300.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. (2011). *The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature.* International Journal of Earth Sciences. 100:201-220.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P. (2007). Post collisional transition from calk-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brziliano-Pan African, Uruguay). Lithos. 98: 141-159.
- Peel, E. (2012). Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Complexo Paso del Dragón (NE do Uruguaí): implicações geotectônicas na evolução do Cinturão Dom Feliciano. Tesis de doctorado. Universidad de San Pablo, Brasil. 198 pp.
- Peri, G.P., Pomposiello, M.C., Favetto, A., Barcelona, H., Rosello, E.A. (2013). Magnetotelluric evidence of the tectonic boundary between the Río de La Plata Craton and the Pampean terrane (Chaco-Pampean Plain, Argentina): The extension of the Transbrasiliano Lineament. Tectonopysics. 608: 685-699.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. (1979). Carta Geo-Estructural del Uruguay. M.I.E. Instituto Geológico Ing. Eduardo Terra Arocena. Montevideo, Uruguay.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., Basei, M.A.S. (1999). The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. II South American Symposium on Isotope Geology Córdoba. Actas 338-340.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P. (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. DI.NA.MI.GE. Montevideo.
- Preciozzi F., Bossi, J., Morales, H. (1991). The crystalline basement of Uruguay. Geotransecta Valparaíso (Chile) Punta del Este (Uruguay). 14 pp.
- Ramé, G.A. & Miró, R.C. (2011). Modelo geofísico de contacto entre el Orógeno Pampeano y el Cratón del Río de La Plata en las provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Temas de correlación geológica II. Serie correlación geológica, 27(2): 111-123.

- Rapalini, A. & Sánchez Bettucci, L. (2008). Widespread magnetization of late Proterozoic sedimentary units of Uruguay and the apparent polar wander path for the Rio de la Plata Craton. Geophysical Journal International, 174: 55-74.
- Rapalini, A., Tohver, E., Sánchez Bettucci, L., Barcelona, H. (2011). The Sierra de las Animas magmatic Complex, Southern Uruguay, revisited: new paleomagnetic and precise geochronologic data. Latinmag Letters. Tandil, Argentina. Special Issue. 1: 1-5.
- Rapalini, A., Sánchez Bettucci, L., Badgen, E., Vásquez, C. (en prensa 2014). Paleomagnetic Study on mid-Paleoproterozoic rocks from the Rio de la Plata Craton: Implications for Atlantica. Gondwana Research.
- Rochette, P., Jackson, M., Auborg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Reviews of Geophysics. 30: 209-226.
- Rogers, J J.W. (1996). A history of continents in the past three billion years. Journal of Geology. 104: 91-107.
- Rogers, J.J.W. & Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research. 5: 5–22.
- Rogers, J.J.W. & Santosh, M. (2003). Supercontinents in Earth History. Gondwana Research, 6: 357–368.
- Rogers, J.J.W. & Santosh, M. (2004). Continents and Supercontinents. New York, Oxford University Press, p. 289.
- Sánchez Bettucci, L. (1997). Los Basaltos Postorogénicos de la Región de Piriápolis-Pan de Azúcar, República Oriental del Uruguay. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(1): 3-16.
- Sánchez Bettucci, L. & Linares, E. (1996). Primeras edades Potasio-Argón en Basaltos del Complejo Sierra de Ánimas, Uruguay. Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I: 399-404.
- Sánchez Bettucci, L. & Rapalini, A. (2002). Paleomagnetism of the Sierra de las Animas Complex, southern Uruguay: its implications in assembly of western Gondwana. Precambrian Research. 118:243-265.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Oyhantçabal, P. (2010). Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton, International Geology Review, 52: 1, 32-50.
- Stephenson, A. (1994). Distribution anisotropy: two simple models for magnetic lineation and foliation. Physics of Earth Planet Interiors. 82:49-54.
- Tarling, D. H. (1983). Paleomagnetism: Principles and applications in Geology, Geophysics and Archaeology. Chapman and Hall. Gran Bretaña. 379 pp.
- Tarling, D. H. (1971). Principles and Aplications of Paleomagnetism. Chapman and Hall. Gran Bretaña. 164 pp.
- Tarling, D.H. & Hrouda, F. (1993). Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall. Gran Bretaña. 232 pp.
- Tauxe, L. (2002). Paleomagnetic principles and practice. Kluwer Academic Publishers. Países Bajos. 309 pp.
- Tauxe, L. (2010). Essentials of Paleomagnetism. University of California Press. Berkeley y Los Angeles, California (EEUU). 489 pp.

- Umpierre, M. (1965). Edades K/Ar de Rocas de la Sierra de las Ánimas. En: Bossi, J. 1966. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo. pp. 134-135
- Valencio, D. A. (1980). El magnetismo de las rocas. Su aplicación geológica, la deriva continental, la tectónica de placas y otros problemas geofísicos y geológicos. Editorial Universitaria de Buenos Aires. Buenos Aires, Argentina. 351 pp.
- Walther, K. (1919). Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay. Revista del Instituto Nacional de Agronomía. 3 3–67.
- Wolff, J.A., Ellwood, B.B., Sachs, S.D. (1989). Anisotropy of magnetic susceptibility in welded tuffs: application to a welded-tuff dyke in the Tertiary Trans-Pecos Texas volcanic province, USA. Boletín Volcanology. 51:299-310.

## **Referencias web**

- http://www.geografiadeluruguay.eluruguayo.com/Departamento-de-Cerro-Largo01.htm
- http://www.ine.gub.uy/censos2011/index.html
- http://meteorologia.gub.uy/index.php/estcli

# ANEXO 1

## Descripción láminas delgadas

#### Lámina SR1-4

Presenta textura granofírica, poiquilítica y matriz micrográfica. Los fenocristales son de cuarzo y feldespato potásico prácticamente en partes iguales. Los fenocristales de feldespato potásico (posiblemente sanidina) son automorfos/subautomorfos presentan macla simple (Carlsbad) y se encuentran alterados. Son poiquilíticos, engloban matriz, minerales opacos y sericita. Los fenocristales de cuarzo son automorfos/subautomorfos y algunos de ellos presentan extinción ondulante. Se encuentran alterados principalmente en los bordes del cristal presentando textura granofírica. Los minerales de alteración son filosilicatos (sericita) los cuales tienen intercrecimiento radial en los bordes del cristal y alrededor de los mismos siguiendo el contorno del cristal. La matriz posee zonas con textura micrográfica. Está formada por cuarzo, feldespato, óxidos, filosilicatos (sericita) y minerales opacos. Posee una pequeña fisura rellena con: feldespato, plagioclasa y cuarzo.



1. Fenocristal de feldespato potásico poiquilítico con mala simple.



2. Fenocristales de cuarzo inmersos en matriz cuarzo-feldespática.


3. Matriz con textura micrográfica.

### Lámina SR2-7

Posee textura poiquilítica en los fenocristales y presenta zonas con textura micrográfica. Los fenocristales son de feldespato potásico y cuarzo. Los fenocristales de feldespato potásico son automorfos y se encuentran casi y totalmente corroídos por minerales opacos. Son poiquilíticos y engloban cuarzo, feldespato y matriz. Los fenocristales de cuarzo son subautomorfos, poseen extinción. La matriz está formada por cuarzo, feldespato, sericita y minerales opacos. Se observan algunas zonas con esferulitas y textura micrográfica.



4. Fenocristales de cuarzo con deformación frágil y con los bordes alterados a sericita.



5. Fenocristal de cuarzo fracturado (la fractura sólo afecta al fenocristal de cuarzo, no a la mesóstasis), fenocristal de feldespato potásico corroído en matriz compuesta por cuarzo, feldespatos y filosilicatos.

#### Lámina SR3-2C

Posee textura poiquilítica en los fenocristales y presenta zonas con textura micrográfica en la matriz. Los fenocristales son de feldespato potásico y cuarzo. Los cristales de feldespato son automorfos y algunos de ellos presentan macla de Carlsbad y pertitas, estas últimas a veces son difíciles de diferenciar por la gran alteración que presentan los feldespatos. Poseen textura poiquilítica con inclusiones de cuarzo, feldespato y minerales opacos. Los fenocristales de cuarzo son subautomorfos/automorfos, presentan sus bordes alterados, rodeados por sericita y minerales opacos. Algunos cristales poseen extinción ondulante. La matriz es muy fina y presenta algunas zonas con textura micrográfica. Está compuesta por cuarzo, feldespatos, sericita, minerales opacos y óxidos.



6. Matriz compuesta por cuarzo, feldespato, sericita y opacos.

#### Lámina SR7-B

Presenta fenocristales de cuarzo y feldespato, los de cuarzo se encuentran en mayor proporción.

Los fenocristales de cuarzo son automorfos/subautomorfos, presentan extinción ondulante, golfos de corrosión, algunos de ellos son poiquilíticos englobando matriz. La mesóstasis en los bordes de los cuarzos está alterada a sericita. Los fenocristales de feldespato potásico son subautomorfos, se encuentran corroídos y alterados, poseen pertitas y engloban minerales opacos (textura poiquilítica). La matriz es fina, compuesta por cuarzo, feldespatos y filosilicatos (muscovita).



7. Fenocristales de feldespato potásico poiquilítico y cuarzo con extinción ondulante.



8. Matriz compuesta por pequeños cristales de cuarzo, feldespatos y muscovita.

### Lámina SR11-3B

Presenta textura glomeroporfírica en algunas zonas. Los fenocristales son de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los fenocristales de cuarzo son subautomorfos y presentan extinción ondulante. Se observa deformación frágil en cristales fracturados y las facturas con relleno de sericita. Los fenocristales de feldespato potásico son automorfos/subautomorfos. Presentan macla simple y pertitas. Poseen textura poiquilítica, englobando filosilicatos (sericita y clorita). Al igual que los cristales de cuarzo se encuentran fracturados. Los fenocristales de plagioclasa son automorfos y se encuentran en menor proporción que los dos anteriores. Presentan macla de albita y poseen sericitización importante. La matriz está compuesta por cuarzo, feldespatos, muscovita, sericita, clorita y en menor proporción opacos, biotita y epidota? En algunas zonas presenta textura micrográfica y algunas esferulitas.



9. Matriz con clorita, cuarzo y feldespato.



10. Esferulita en la matriz.



11. Textura micrográfica. Distribución homogénea de opacos pequeños en la matriz cristalizada.

### Lámina SR14-4

Presenta fenocristales de cuarzo bipiramidal, y feldespato potásico. Los fenocristales de cuarzo son automorfos/subautomorfos, algunos presentan extinción ondulante y bordes alterados a sericita. Se observó una inclusión de circón. Los fenocristales de feldespato potásico son automorfos y se encuentran muy alterados a sericita y clorita. Algunos ejemplares presentan pertitas y se observan cristales fracturados. La matriz presenta textura micrográfica y esferulítica. Posee cuarzo, feldespato, muscovita, corita, opacos (automorfos) y biotita en menor proporción.



12.Fenocristal de cuarzo automorfo.



13. Textura micrográfica, matriz con cuarzo, feldespato y muscovita.

### Lámina SR14-9

Presenta fenocristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa en menor proporción. Los fenocristales de cuarzo son automorfos/subautomorfos, presentan extinción ondulante y algunos cristales se encuentran fracturados Presentan bordes alterados a sericita. Los fenocristales de feldespato potásico son automorfos y presentan macla simple y pertitas. Se encuentran muy alterados, principalmente a sericita, muscovita, biotita, minerales opacos y clorita. Los bordes de los cristales están alterados a sericita. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran alterados pero se logra observar maclado tipo albita. La matriz es micrográfica y esferulítica. Se encuentra compuesta por cuarzo, feldespato, sericita y minerales opacos. Se observan pequeñas fisuras rellenas de minerales opacos.



14. Fenocristal del feldespato potásico con macla simple y textura poiquilítica.



15. Cuarzo automorfo. Inclusiones de probable limonita. Fracturas deutéricas saturadas.



16. Esferulita

# ANEXO 2

## Tablas de resultados de la ASM

Zona A

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR1	8	1.005	0.998	0.997	1.85x10 <sup>-4</sup>	1.28x10 <sup>-4</sup>	1.009	0.627
SR2	6	1.019	1.007	0.973	5.99x10 <sup>-3</sup>	9.36x10 <sup>-3</sup>	1.049	0.499
SR3	5	1.012	0.998	0.990	3.95x10 <sup>-3</sup>	3.64x10 <sup>-3</sup>	1.023	-0.256
SR4	7	1.009	1.000	0.991	$1.32 \times 10^{-4}$	2.57x10 <sup>-5</sup>	1.018	0.070
SR5	9	1.010	1.001	0.989	3.53x10 <sup>-4</sup>	7.94x10 <sup>-4</sup>	1.021	0.165
SR6	5	1.013	1.012	0.975	$4.35 \times 10^{-3}$	$2.63 \times 10^{-3}$	1.045	0.924
SR7	4	_	_	_	$1.84 \times 10^{-3}$	$1.45 \times 10^{-3}$	1.053	0.488

Zona B

Sitio	Ν	K1	K2	K3	Km(SI)	σ(SI)	Pj	Т
SR8	5	1.018	1.001	0.980	8.58x10 <sup>-3</sup>	2.50x10 <sup>-6</sup>	1.039	0.104
SR9	5	1.017	0.998	0.985	$2.18 \times 10^{-4}$	3.11x10 <sup>-4</sup>	1.032	0.177
SR10	5	1.016	1.001	0.982	$4.13 \times 10^{-4}$	2.94x10 <sup>-4</sup>	1.035	0.116
SR11	5	1.004	1.003	0.993	$2.82 \times 10^{-3}$	2.83x10 <sup>-3</sup>	1.012	0.731
SR12	7	1.026	1.018	0.955	$7.41 \times 10^{-3}$	$4.49 \times 10^{-3}$	1.082	0.786
SR13	5	1.008	1.004	0.988	3.80x10 <sup>-5</sup>	9.85x10 <sup>-6</sup>	1.022	0.544
SR14	9	1.020	1.006	0.974	$3.17 \times 10^{-3}$	2.51x10 <sup>-3</sup>	1.048	0.404

### ANEXO 3

### Sitios de muestreo

Sitio	muestra	BB	i	BS	lat	long	h (m)
SR1	1	63	23	61	32°17'02.8"	53°54'23.2"	339
	2	9	49	9			
	3	10	43	9			
	4	7	42	6			
	5	12,5	42	2			
	6	11	26	9			
	7	279	20	277			
	8	54	19	53			
SR2	1	141	25	135	32°17'00.0"	53°54'53.7"	340
	2	65	37	76			
	3	287	25	285			
	4	335	24	334			
	5	307	29	305			
	6	268	15	268			
SR3	1	63	53		32°16'54.7	53°54'55.1"	302
	2	58	36				
	3	118	37				
	4	105	65				
	5	38	56				
SR4	1	285	54	285	32°17'19.1"	53°54'36.5"	297
	2	260,5	68	260,5			
	3	313	28	312			
	4	324	40	324			
	5	324	40	324			
	6	180	24	180			
	7	180	21	180			
SR5	1	359	20	359	32°17'18.5"	53°54'39.6"	299
	2	53	31	53			
	3	168	40	170			
	4	185	25	186			
	5	145	18,5	146			
	6	130	34	131			
	7	173	35,5	164			
	8	143	25	144			

SR6	1	28	42	28	32°17'19.5"	53°54'45.6"	288
	2	151	37	150			
	3	182	28	182			
	4	231	17,5	229			
	5	28	5	27			
SR7	1	153	15,5	153	32°16'53.7"	53°54'45.9"	326
	2	141	29	140			
	3	43	18,5	42			
	4	136	37,5	138			
SR8	1	356	31	356	32°11'09.6"	53°51'49.4"	266
	2	359	32	358			
	3	330	36	329			
	4	348	35	347			
	5	331	35	330			
SR9	1	241	23,5	241	32°11'05.9"	53°51'49.0"	265
	2	256	27	263			
	3	288	11,5	291			
	4	93	29	97			
	5	201	20	203			
SR10	1	95	54	97	32°11'20.3"	53°51'49.3"	297
	2	266	28,5	266			
	3	66	47	66			
	4	48	32	49			
	5	257	33	307			
SR11	1	209	27	210	32°11'18.7"	53°51'50.8"	296
	2	195	19	196			
	3	283	43	284			
	4	246	28	244			
	5	232	20	234			
	7	158	24	158			
	8	149	23	151			
SR12	1	70	23	69	32°11'29.4"	53°51'43.0"	
	2	56	32	54			
	3	38	42	39			
	4	311	11	307			
	5	302	13,5	296			
	7	146	35	172			

	8	188	42,5	187			
SR13	1	152	49	164	32°1145.7"	53°51'39.2"	340
	2	191	52	191			
	3	79	40,5	79			
	4	147	60	147			
	5	227	45	227			
SR14	1	246	26	246	32°11'47.7"	53°38.0"	350
	2	104	23	106			
	3	249	33	251			
	4	241	16	243			
	5	266	31	267			
	6	266	38				
	7	158	33				
	8	327	19,5				
	9	223	43				