



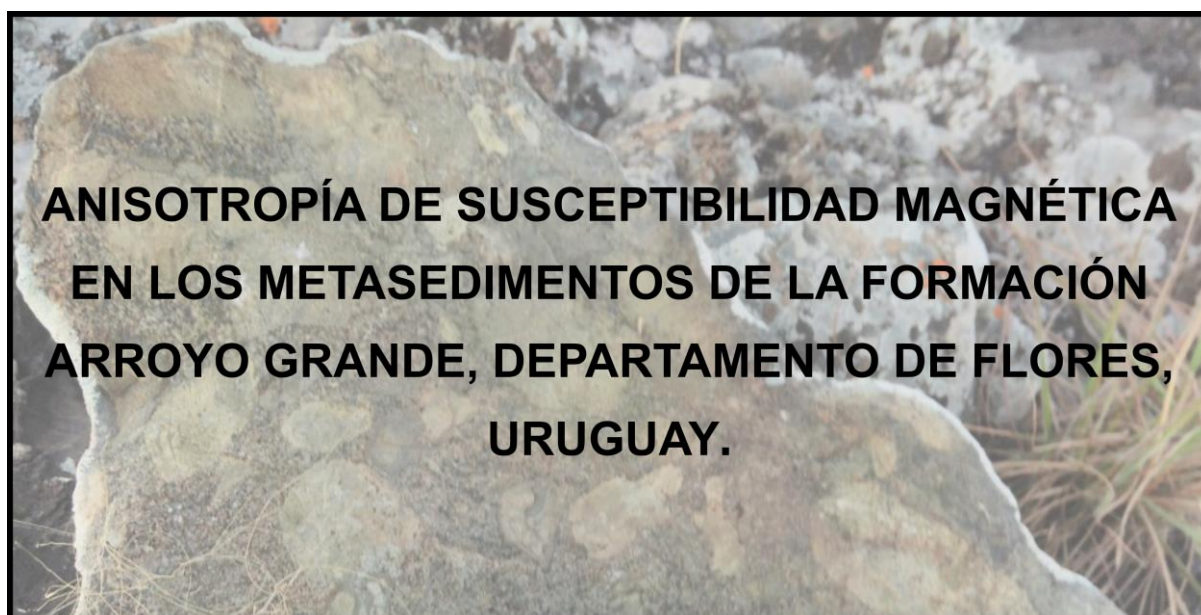
UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS
UDELAR fcien.edu.uy

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA FACULTAD DE CIENCIAS

Tesis de Grado de la Licenciatura en Geología



ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN LOS METASEDIMENTOS DE LA FORMACIÓN ARROYO GRANDE, DEPARTAMENTO DE FLORES, URUGUAY.

Fiorella Arduin Rode

Orientadora: Dra. Leda Sánchez Bettucci
Universidad de la República

Co-orientadora: Dra. Silvia Singer
Universidad de Buenos Aires

Montevideo, Uruguay

2018

PÁGINA DE APROBACIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS

El tribunal docente integrado por los abajo firmantes aprueba la Tesis de Investigación:

Título

Anisotropía de susceptibilidad magnética en los metasedimentos de la Formación Arroyo Grande, Departamento de Flores, Uruguay.

Autor

.....Fiorella Arduin Rode.....

Tutores

Orientadora: Dra. Leda Sánchez Bettucci - Universidad de la República

Co-orientadora: Dra. Silvia Singer - Universidad de Buenos Aires

Carrera

.....Licenciatura en Geología.....

Puntaje

..... Aprobado 11.....

Tribunal

Profesor: **Pedro Oyhantçabal**

Profesor: **Enrique Masquelin**

Profesor: **Néstor Campal**

Fecha: 11 de abril de 2019

Tabla de contenido

PÁGINA DE APROBACIÓN.....	2
AGRADECIMIENTOS.....	4
RESUMEN.....	8
ABSTRACT.....	9
1. INTRODUCCIÓN.....	10
1.1 OBJETIVOS.....	11
1.2 LOCALIZACIÓN.....	11
1.3 METODOLOGÍA.....	12
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	15
2.1 CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA.....	16
2.2 EL TERRENO PIEDRA ALTA.....	17
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	19
4. MARCO TEÓRICO.....	21
4.1 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS MATERIALES.....	21
4.1.1 Diamagnetismo.....	21
4.1.2 Paramagnetismo.....	21
4.1.3 Ferromagnetismo (<i>sensu lato</i>).....	21
4.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	25
4.3 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	26
4.3.1 Parámetros escalares.....	27
4.3.2 Representación gráfica de los datos ASM.....	29
4.3.3 Cálculo del elipsoide.....	31
4.3.4 Tipos de fábrica.....	32
4.3.5 Muestreo de materiales consolidados y preparación de las muestras.....	35
4.3.6 Anisotropía de susceptibilidad magnética en unidades geológicas del Uruguay.....	36
5. RESULTADOS.....	37
5.1 GEOLOGÍA DESCRIPTIVA.....	37
5.1.1 Formación Arroyo Grande.....	37
5.1.2 Granito Carpintería.....	41
5.2 FLUORESCENCIA DE RAYOS X (XRF).....	45
5.3 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	46
5.3.1 Sitio AG - Arroyo Grande.....	47
5.3.2 Sitio AGC - Arroyo Grande - Carpintería.....	49
5.4 MAGNETISMO DE ROCAS.....	53

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	54
7. BIBLIOGRAFÍA	57
Anexo 1.....	64
Datos XRF – Fm. Arroyo Grande.....	64
Datos XRF – Granito Carpintería.....	66

RESUMEN

La Formación Arroyo Grande (FAG), de edad paleoproterozoica (2.1 Ga), representa uno de los dos cinturones meta-volcanosedimentarios del Terreno Piedra Alta. Está conformada por una secuencia supracortical metamorfozada en facies esquistos verdes superior y anfibolita, la cual fue intruída por plutones tardíos a postectónicos como lo es el Granito Carpintería (GC). Estas unidades representan la porción norte, aflorante del Cratón del Río de la Plata en Uruguay. Han sido escasos los estudios realizados en estas rocas, por lo cual el conocimiento de los efectos de la intrusión del GC sobre la roca caja es fundamental para entender mejor la cinemática de la intrusión. Se llevaron a cabo reconocimientos geológicos y estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) tanto en los metasedimentos de la FAG (sitio AG) como en el contacto con el cuerpo granítico (sitio AGC). Los dos sitios presentaron susceptibilidades magnéticas bajas, menores a 5×10^{-4} , lo que implica que la susceptibilidad y anisotropía de estas rocas estaría controlada por la fracción mineral paramagnética. El elipsoide ASM para la FAG en el sitio AG es oblado triaxial, mientras que en el sitio AGC ambas unidades presentan elipsoides ASM prolados con eje K_1 bien definido. La presencia de una misma fábrica magnética en el sitio AGC, en ambas unidades, sugiere que la fábrica de la roca caja en el contacto ha sido reseteada durante el emplazamiento del plutón y que las condiciones cinemáticas a un lado y al otro del contacto fueron las mismas.

Este trabajo constituye parte de un proyecto multidisciplinario que tiene como fin aportar al conocimiento de la evolución paleogeográfica y geodinámica del Cratón del Río de la Plata durante el Paleoproterozoico.

PALABRAS CLAVE: Anisotropía de Susceptibilidad Magnética; Fábrica Magnética; Cratón del Río de la Plata; Terreno Piedra Alta; Formación Arroyo Grande; Granito Carpintería.

ABSTRACT

Arroyo Grande Formation (AGF) represent one of the two main metavolcanics-sedimentary belts of Piedra Alta Terrane (PAT). It is a Paleoproterozoic (2.1 Ga) supracrustal sequence affected by folding and regional metamorphism in greenschist to amphibolite facies, which was intruded by several late to post tectonic plutons, like Carpinteria Granite (CG). This units represents the north exposed area of Rio de la Plata Craton in Uruguay. Scarce geological studies were carried out in CG and in its host rock, therefore, the study of the relationship between these units could be an important contribution to the geological understanding of kinematic of the intrusion and tectonic evolution of PAT. Geological surveys and anisotropy of magnetic susceptibility studies were carried out in metamorphic sediments of AGF (site AG) and in the contact with CG intrusion (site AGC). In the two sites, the magnetic susceptibility is less than 5×10^{-4} SI, and it suggest that AMS signal is controlled mainly by paramagnetic minerals. The AMS ellipsoid for AGF in AG site is triaxial oblate, whereas in AGC site, both unites present prolate AMS ellipsoids and well defines K1 axes. The AMS data in AGC site show an only one magnetic fabric independently of lithology and suggests that the magnetic fabric of host rock was overprinted by granite emplacement and the kinematic condition on one side the contact and the other were the same.

This work is part of a multidisciplinary project that aims to contribute to knowledge of the paleogeographic and geodynamic evolution of Rio de la Plata Craton during the Paleoproterozoic.

KEYWORDS: Anisotropy of Magnetic Susceptibility; Magnetic Fabric; Piedra Alta Terrane; Arroyo Grande Formation; Carpintería Granite

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo corresponde a la tesis final de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República. Es una contribución al conocimiento geológico de rocas paleoproterozoicas del Departamento de Flores a través de la aplicación del método de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM). La propuesta de este trabajo se centra en estudios de ASM en el contacto entre la formación Arroyo Grande (Ferrando y Fernández, 1971) y uno de sus intrusivos asociados, el Granito Carpintería.

La formación Arroyo Grande representa uno de los dos cinturones metavolcanosedimentarios principales del Terreno Piedra Alta. Esta se compone por una secuencia supracortical metamorfozada en facies esquistos verdes a anfibolita. El Granito Carpintería es una intrusión tardi a post tectónica con disposición espacial discordante según la estructura regional (Fernández y Preciozzi 1974; Preciozzi et al 1985). No se conocen datos geocronológicos para este cuerpo granítico.

A escala regional, el contacto entre ambas unidades se expone escasamente, por lo que, su hallazgo supone un gran valor para la investigación geológica. El estudio del contacto entre un plutón y su roca de caja ofrece una gran oportunidad para conocer las condiciones cinemáticas durante el emplazamiento, a ambos lados del mismo. En este sentido, el método de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), ha resultado ser muy exitoso para realizar interpretaciones geológicas a partir del análisis de las fábricas magnéticas de plutones y de sus rocas de caja (ej: Bouillin et al, 1993; Bouchez et al., 1990).

Este trabajo es un gran aporte al conocimiento geológico de la Formación Arroyo Grande y a la evolución tectónica del Terreno Piedra Alta (*sensu* Bossi et al., 1993). Además, servirá para ampliar la base de datos estructurales y promover la aplicación del método de ASM ya que éste ha sido poco utilizado en nuestro país.

1.1 OBJETIVOS

Este estudio es parte de un proyecto de investigación multidisciplinario cuyo objetivo principal es aportar al conocimiento de la evolución paleogeográfica y geodinámica del Cratón del Río de la Plata durante el Paleoproterozoico. Los objetivos específicos se detallan a continuación:

- Confeccionar un mapa geológico del área estudiada, en base a información previa y a reconocimiento geológico de campo.
- Determinar la mineralogía de las rocas involucradas, a partir de observaciones macro y microscópicas. Elaborar curvas termomagnéticas con el fin de identificar la mineralogía magnética. Complementar la información obtenida con datos químicos de las rocas mediante fluorescencia de rayos X con un equipo portátil.
- Recolectar muestras litológicas del contacto noroeste entre la Formación Arroyo Grande y el Granito Carpintería, y en la roca de caja alejada de dicho contacto.
- Caracterizar la fábrica magnética de estas rocas a través de un estudio de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM).
- Correlacionar las fábricas magnéticas con la petrofábrica de las dos unidades
- Interpretar los resultados obtenidos en forma integrada.

1.2 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra al norte del departamento de Flores, a 45 Km de la ciudad de Trinidad y a 60 Km del pueblo Andresito. Desde Montevideo, Trinidad y Andresito se accede a través de la ruta nacional N°3, a la altura del km 207 (Fig. 1). La zona se localiza en el sector centro este de la hoja M20 Paso del Puerto del Plan Cartográfico Nacional 1:50.000 (Servicio Geográfico Militar, 1990). Está comprendida entre las coordenadas 33°11'57''S / 57°1'9''O y 33°12'58''S / 56°59'0''O.



Figura 1: Localización geográfica de la zona de estudio. Se recuadra en negro el área estudiada.

Las unidades geológicas que afloran en el área de estudio son la Formación Arroyo Grande (Ferrando y Fernández, 1971) y el Granito Carpintería. La Formación Arroyo Grande es definida como una sucesión meta-volcanosedimentaria donde la fracción detrítica está compuesta por cuarcitas, meta-arcosas, metaconglomerados, excepcionalmente micaesquistos, y la fracción volcánica por metalavas. La otra unidad corresponde a una intrusión de un granito tardío a postectónico conocido como Granito Carpintería.

1.3 METODOLOGÍA

El trabajo consistió en instancias de gabinete, campo, laboratorio y una pasantía en el Laboratorio "Daniel A. Valencio" del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires a cargo de la Dra. Silvia Singer.

Trabajo de gabinete

La primera etapa de la investigación comenzó con la revisión bibliográfica y estudio del método a aplicar; reconocimiento y delimitación del área de estudio, recopilación de datos geológicos y geofísicos, y análisis de imágenes satelitales con el software Google Earth. Finalmente se seleccionaron las unidades de muestreo.

Trabajo de campo y muestreo para ASM

En el campo se realizaron reconocimientos geológicos y se identificaron las dos unidades geológicas presentes en este estudio: Formación Arroyo Grande y Granito Carpintería. Luego, se extrajeron 76 cilindros de roca de ambas unidades por medio de una perforadora *Still* (motosierra modificada) con motor de combustión a dos tiempos (Fig. 2a). El elemento cortante es una broca cilíndrica y hueca, de un material no magnético y cuyo borde de ataque está constituido por polvo de diamantes. De este modo fue posible obtener cilindros de 2,5 cm de diámetro y longitud variable (Fig. 2c). Los cilindros de roca se orientan con respecto al norte magnético y al plano horizontal con brújula magnética, solar e inclinómetro (Fig. 2b). También se tomaron muestras de mano para estudios petrográficos.

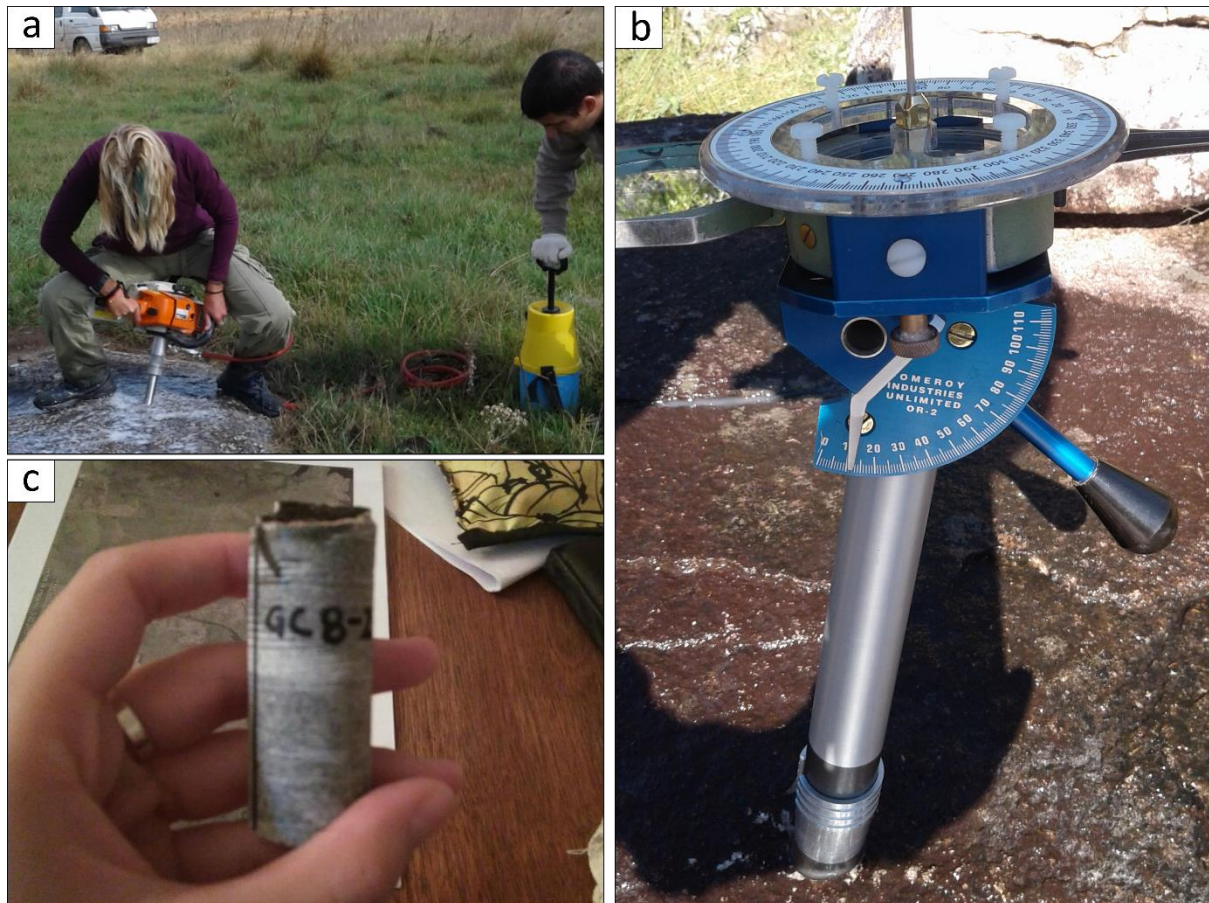


Figura 2: Muestreo para estudios de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM). a) Perforadora y broca; b) Orientador solar con brújula magnética; c) cilindro orientado.

Trabajo de laboratorio

Una vez obtenidos los cilindros de roca se procedió a cortarlos (siempre que fuera posible), en dos especímenes de 2,2 cm de altura, nombrados A y B respectivamente. Luego, se realizaron las mediciones de ASM (Fig. 3a, b) y curvas termomagnéticas de susceptibilidad vs. temperatura con el susceptibilímetro KappaBridge MFK1-FA (Agico SA) en el Laboratorio de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética de la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE). Aquí también fueron realizadas 16 láminas delgadas para observaciones petrográficas y, además, se analizaron las muestras con un difractómetro de rayos x portátil para control.

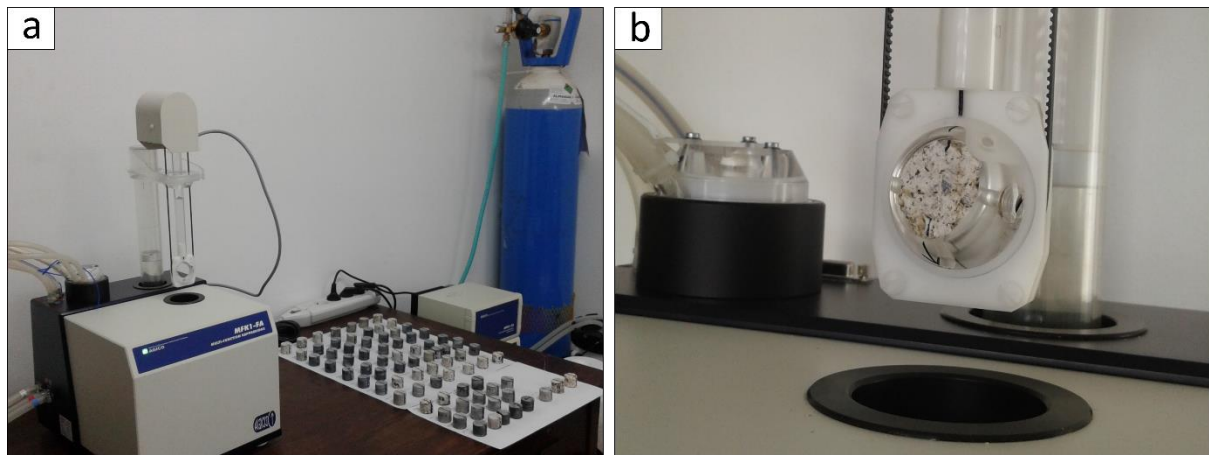


Figura 3: Laboratorio de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética. a) Susceptibilímetro KappaBridge MFK1-FA (Agico SA); b) Especímen orientado en susceptibilímetro.

Trabajo de gabinete II

Luego de obtener los resultados de ASM, petrografía y curvas termomagnéticas se procedió al análisis e integración de los datos junto a todo el conocimiento adquirido en las etapas previas. Se realizó una interpretación de fábrica magnética y se elaboró el informe final.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

La plataforma sudamericana (Almeida et al., 1976) está integrada por dos componentes litosféricos: cratones y cinturones orogénicos, parcialmente cubiertos por cuencas sedimentarias (Almeida et al., 1981, 2000). Cinco cratones Paleoproterozoicos conforman la plataforma: Río la Plata, Amazónico, San Francisco, São Luiz (Oeste Africano) y Luis Alves. Estos cinco cratones en conjunto con los cratones de Congo y África Occidental se habrían acrecionado durante el Paleoproterozoico dando lugar al Supercontinente Atlántica (sensu Rogers 1996; Rogers y Santosh 2002, 2003; Meert 2002, Hou et al., 2008, entre otros) (Fig. 4). Posteriormente durante el Neoproterozoico formaron parte de Gondwana Occidental y en el Carbonífero formaron parte de la Pangea.

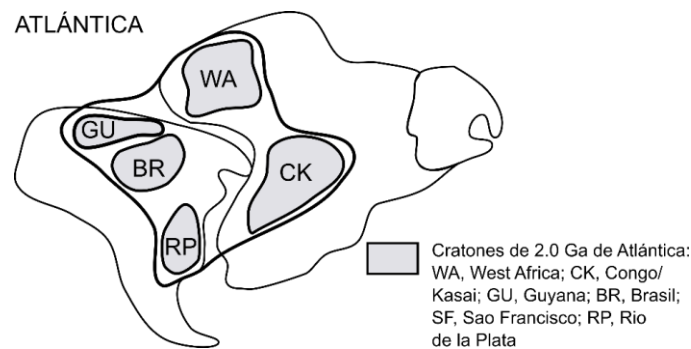


Figura 4: Propuesta del Supercontinente Atlántica, modificado de (Rogers y Santosh 2002).

Rapalini et al. (2015) plantean una nueva configuración del Supercontinente Atlántica basada en datos paleomagnéticos, el mismo se habría ensamblado a los 2.1 – 2.05 Ga (Fig. 5).

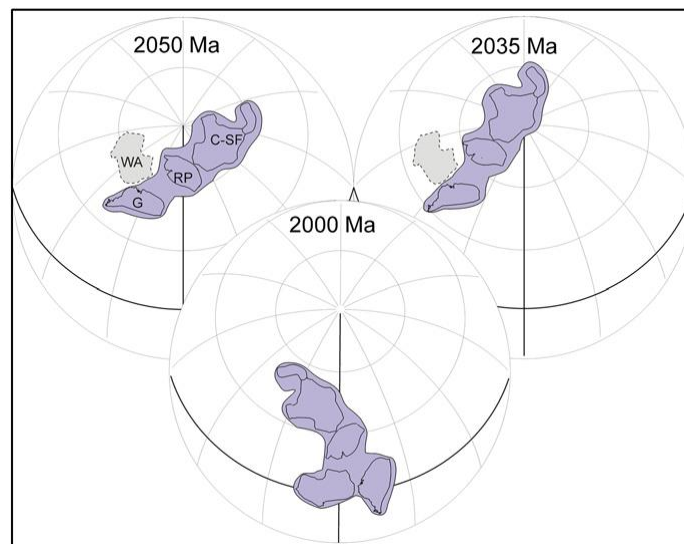


Figura 5: Propuesta para el Supercontinente Atlántica (tomado de Rapalini et al. 2015).

2.1 CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

Según Sánchez Bettucci et al. (2010a, 2010b), entre otros, el basamento uruguayo se divide en el Terreno Tectonoestratigráfico Piedra Alta (TTPA), Terreno Tectonoestratigráfico Nico Pérez (TTNP), Terreno Tectonoestratigráfico Punta del Este (TTPE) y el Cinturón Dom Feliciano. Estos están limitados por fallas tectónicas de primer orden como Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), y la zona de cizalla de Sierra Ballena.

Los primeros aportes a la geología occidental del Cratón del Río de la Plata se remontan a d'Orbigny en su viaje realizado entre 1826 y 1833, y a Darwin (1846). Walther (1911, 1919, 1920, 1924, 1927) llevó a cabo importantes aportes a la geología local, al igual que Mac Millan (1933) quien adjudicó una edad precámbrica a estas rocas. En base a los aportes de Caorsi y Goñi (1958) y Ferrando y Fernández (1971), Almeida (1973) definió el zócalo de la cuenca del Río de la Plata denominándolo Cratón del Río de la Plata. Este autor propuso como límites el sistema orogénico Ventania, al sureste de la Provincia de Buenos Aires (Argentina), y el Estado de Rio Grande do Sul (Brasil) al noreste, abarcando gran parte del Uruguay. Litológicamente se caracteriza por gneisses, migmatitas, anfibolitas y plutones graníticos de edades Paleoproterozoicas, encontrándose parcialmente cubierto por la Cuenca Paraná.

Basei et al. (2000) y Sánchez Bettucci et al. (2010b) plantearon que el Cratón del Río de la Plata está constituido por dos unidades principales: el Terreno Nico Pérez (TNP, Bossi y Campal, 1992) y el Terreno Piedra Alta (TPA, *sensu* Bossi et al., 1993), separadas por la ZCSY. El TNP fue afectado por eventos tectono-térmicos del Neoproterozoico-Cámbrico (Oyhantcabal et al. 2018; Oriolo et al. 2016), mientras que el Terreno Piedra Alta no fue afectado internamente a partir de los ~1.75 Ga (Oyhantcabal et al. 2011, 2018).

Oyhantcabal et al. (2011, 2018) sugirieron como límites para el Cratón del Río de la Plata la zona de cizalla Sarandí del Yí al este y norte, el sistema orogénico Ventania al sur y el subsuelo de las Sierras de Córdoba al oeste (Fig. 6). Por lo que el cratón quedaría comprendido por el Terreno Piedra Alta en Uruguay y el Cinturón Tandilia en Argentina (Cingolani, 2011).

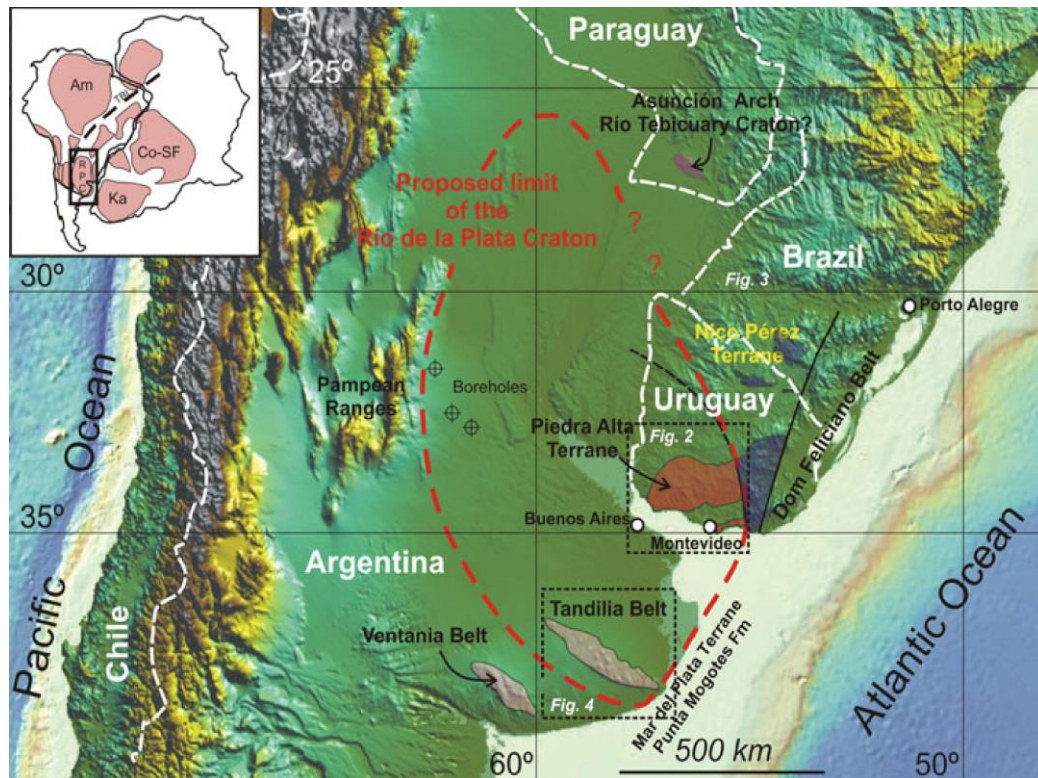


Figura 6: Principales áreas de afloramientos del Cratón del Río de la Plata y el nuevo límite oriental (tomado de Oyhançabal et al., 2018).

2.2 EL TERRENO PIEDRA ALTA

El Terreno Piedra Alta fue definido por Bossi et al. (1993), el mismo aflora al suroeste de Uruguay (Fig. 7), teniendo como límite este a la ZCSY (Hartmann et al., 2001), y quedando al norte cubierto por los sedimentos Fanerozoicos de la Cuenca Norte. Geológicamente está constituido por dos cinturones metamórficos supracorticales de grado bajo a medio llamados de Norte a Sur: Cinturón Arroyo Grande (Preciozzi et al. 1993) y Cinturón San José (Preciozzi et al., 1991; Oyhançabal et al., 2003, 2007b, 2010; Sánchez Bettucci et al., 2010b). Estos dos cinturones corresponden a antiguas secuencias volcanosedimentarias paleoproterozoicas metamorizadas durante el Ciclo Orogénico Transamazónico. Dichos cinturones están separados por una extensa zona granítico-gnéisica.

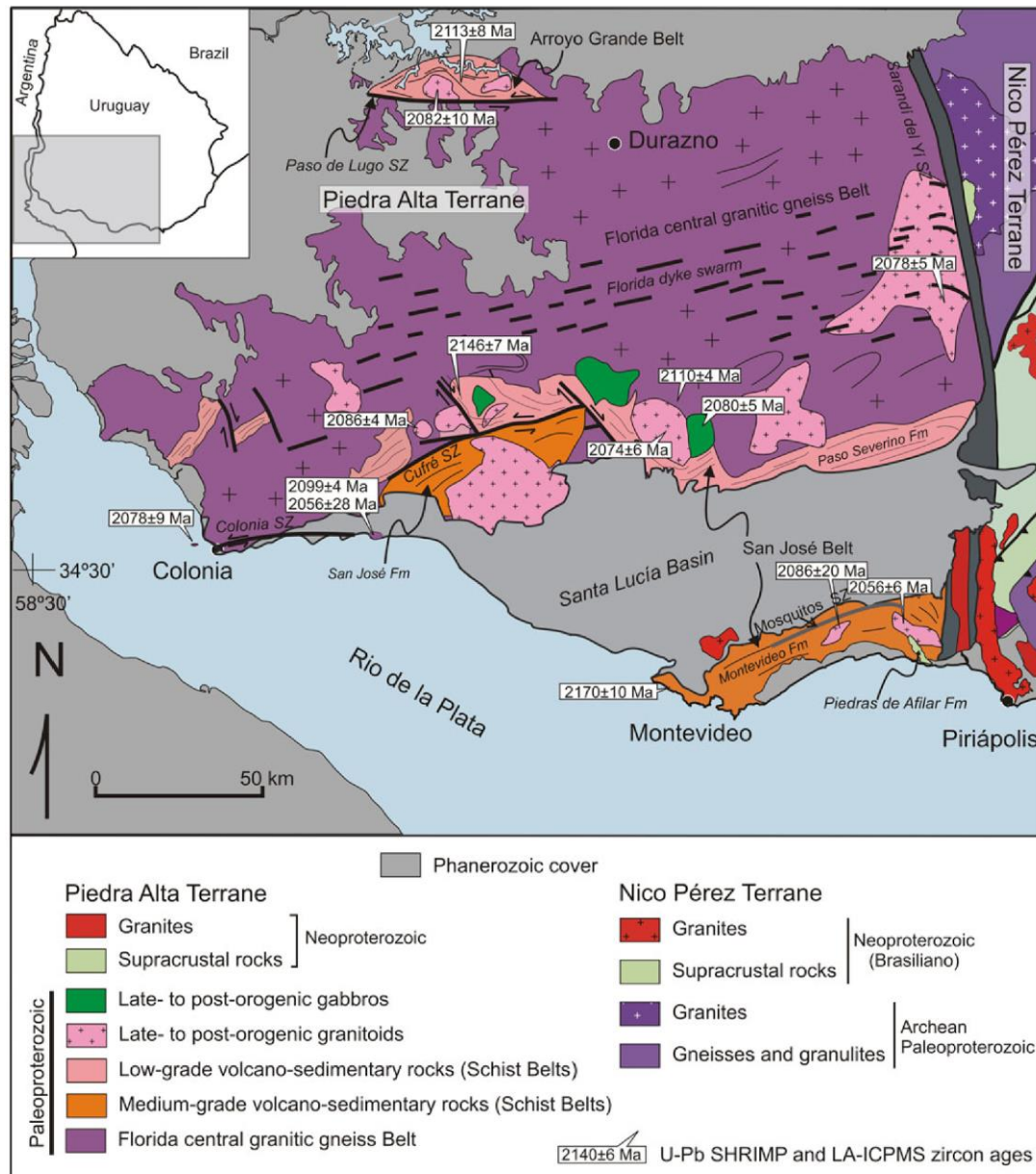


Figura 7: Mapa geológico del Terreno Piedra Alta (tomado de Oyhantçabal et al., 2018).

Estas unidades se encuentran intruidas por cuerpos tardío a postorogénicos que en su mayoría son calco - alcalinos de medio a alto potasio (Oyhantçabal et al. 2010). Por último, se reconoce un magmatismo extensional representado por un haz de diques máficos de composición dolerítica de 1.780 Ma (Bossi y Campal, 1991; Bossi et al. 1993). Hall et al. (2001) obtuvieron para estos diques una edad de 1790 ± 5 Ma mediante U-Pb en baddeleyita.

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área del presente trabajo abarca dos unidades dentro del Cinturón Arroyo Grande: la Formación Arroyo Grande y el Granito Carpintería (Fig. 8).

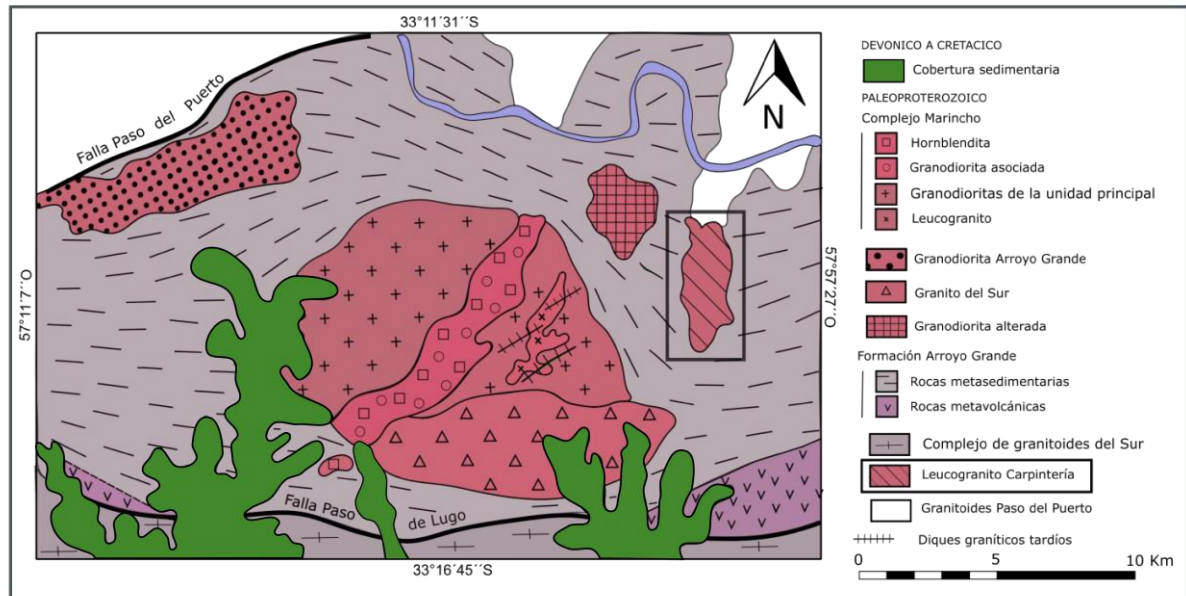


Figura 8: Mapa geológico del Cinturón Arroyo Grande. Modificado de (Preciozzi 1993).

La Formación Arroyo Grande (Ferrando y Fernández, 1971; Fernández y Preciozzi, 1974; Preciozzi et al. 1985) presenta 15 km de ancho y 50 km de longitud, aproximadamente, con dirección N 70° a E-O. Se extiende desde Paso de Lugo sobre el Arroyo Grande (al oeste) hasta el Arroyo Yí, en el este, el límite sur está dado por la falla de Paso de Lugo la cual separa tectónicamente las metamorfitas de una gran área de rocas graníticas indiferenciadas. Se trata de una secuencia volcanosedimentaria supracortical donde predominan las rocas detríticas incluyendo metarenitas, cuarcitas, metarcosas, metapelitas y metaconglomerados. Las rocas metavolcánicas están restringidas a la zona sur e incluyen metabasaltos, metaandesitas y metadacitas. Estas litologías están afectadas por metamorfismo en facies esquistos verdes a anfibolita inferior (Fernández y Preciozzi, 1974; Preciozzi et al. 1985). Los criterios de polaridad sugieren que la base de la secuencia se encuentra hacia el norte, habiendo comenzado la sedimentación original con una potente serie detrítica, rica en elementos groseros, culminando con actividad volcánica básica a intermedia (Ferrando y Fernández, 1971; Fernández y Preciozzi, 1974; Preciozzi et al., 1985; Preciozzi 1993). Se ha sugerido que esta unidad fue afectada por dos fases de deformación (Fernández y Preciozzi 1974; Preciozzi et al., 1985; Campal, 1990; Preciozzi,

1993): a) una fase de deformación regional, con formación de pliegues isoclinales y estiramiento diferencial de los cantos de algunos niveles conglomerádicos; b) una segunda fase de deformación vinculada a la intrusión de los cuerpos granitoides tardi a postectónicos, que condujo a una variación relativamente importante de la orientación espacial local de las rocas de la Formación, y sería la responsable de las variaciones constatadas en la disposición espacial de los elementos tectónicos lineales en las regiones E y O (Preciozzi et al., 1985). Dataciones U-Pb LA-ICPMS en zircones detríticos de metasedimentos dieron como valor máximo 2.1 Ga (Basei et al. 2016) y en una roca metavolcanica félsica dio una edad de 2113 ± 8 Ma (U-Pb en zircón. Citado por Bossi y Piñeyro 2014, y Bossi y Gaucher 2014, según Ferrando en com. pers.). Los datos U-Pb en zircones para las intrusiones graníticas post orogénicas asociadas a esta unidad oscilan entre 2108 ± 23 Ma y 2076 ± 18 Ma (Citado por Bossi y Piñeyro 2014, y Bossi y Gaucher 2014, según Ferrando en com. pers.).

El granito Carpintería aflora al E del Complejo Marincho, con una disposición marcadamente discordante en relación con la estructura regional. Según Preciozzi et al. (1985) se trata de un leucogranito de grano fino con moscovita y biotita. Petrográficamente es de textura granuda xenomorfa o heterogranuda con microclina poikilítica. Contiene plagioclasa en cristales xenomorfos o raramente subautomorfos, generalmente muscovitizados (22-25% de An. Oligoclasa); cuarzo xenomorfo con extinción ondulante; biotita en cristales irregulares con inclusiones sageníticas o asociada a la moscovita en crecimiento epitáxico; moscovita en cristales grandes aislados asociados a la biotita o como producto de la alteración de las plagioclasas; como accesorios pistacita y opacos generalmente con aureolas de esfeno.

4. MARCO TEÓRICO

4.1 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS MATERIALES

En estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética es fundamental conocer cuáles son los minerales responsables de las propiedades magnéticas de las rocas, ya que son los causantes de la anisotropía de la susceptibilidad magnética. El comportamiento magnético de los materiales depende de los momentos magnéticos de los átomos o de los electrones de estos. Según su comportamiento magnético, los materiales se pueden clasificar en diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.

4.1.1 Diamagnetismo

Son los materiales que presentan una susceptibilidad magnética negativa del orden de -1×10^{-5} SI. Adquieren una magnetización muy pequeña y de sentido opuesto al campo aplicado (Fig. 9a) que no depende de la temperatura. Algunos de los minerales diamagnéticos más comunes son cuarzo, feldespatos, calcita, halita, caolinita, grafito y blenda entre otros. Estos son importantes cuando las especies ferromagnéticas están completamente ausentes y los paramagnéticos constituyen menos del 1% de total de la roca (Opdyke y Channell, 1996).

4.1.2 Paramagnetismo

Son aquellos materiales que presentan una mayor respuesta al campo magnético externo que los materiales diamagnéticos. La susceptibilidad magnética es baja del orden de 5×10^{-4} SI y depende de la temperatura. Al ser retirado el campo magnético externo, los momentos magnéticos de los espines de los electrones se redistribuyen por vibraciones térmicas, y la magnetización remanente desaparece (Fig. 9b). Los minerales paramagnéticos más comunes son olivino, piroxeno, anfíbol, micas y arcillas. (Opdyke y Channell, 1996).

4.1.3 Ferromagnetismo (*sensu lato*)

En estos materiales la susceptibilidad magnética es alta ($k \gg 0$) y variable con el campo y la temperatura. En presencia de un campo magnético externo, los dipolos se alinean produciendo un aumento total del campo. Una vez retirado, el material conserva una magnetización espontánea o remanente. Existen varios tipos de ferromagnetismo en la naturaleza, dependiendo de la configuración de los momentos magnéticos de los electrones ante un campo magnético externo.

4.1.3.1 Ferromagnetismo (*sensu stricto*)

En condiciones naturales de la corteza, el ferromagnetismo (*sensu stricto*) es muy raro, presentándose únicamente en el hierro nativo, níquel y cobalto. En este caso la

magnetización espontánea se produce por el alineamiento del momento magnético de todos los átomos de hierro en la misma dirección y sentido (Fig. 9c).

4.1.3.2 Ferrimagnetismo

Los minerales ferrimagnéticos presentan un momento magnético considerable debido a que la magnetización espontánea, producto de los espines de los electrones no apareados, se dispone en dos estructuras (con magnitudes diferentes), una paralela y otra antiparalela (Valencio, 1980) (Fig. 9d). Magnetita, pirrotina y maghemita son algunos de estos minerales. La temperatura de Curie es una propiedad muy importante en los materiales ferromagnéticos, ya que es la temperatura por encima de la cual estos materiales pasan a comportarse como un material puramente paramagnético. Cada mineral ferromagnético posee su propia temperatura de Curie (Valencio, 1980; Opdyke y Channell, 1996).

4.1.3.3 Antiferromagnetismo

En esta clase de materiales el momento magnético es cero, ya que los espines de los electrones se encuentran distribuidos de forma antiparalela y poseen igual magnitud. (Valencio, 1980) (Fig. 9e). La hematita y la goethita son claros ejemplos de minerales antiferromagnéticos. Éstos presentan remanencias estables debido a que el antiferromagnetismo no es perfecto por defectos en la red cristalina o pequeñas desviaciones de los vectores magnetización paralelo y antiparalelo (Butler, 1998)

4.1.3.4 Magnetismo parasito no compensado o cantedo

Los momentos magnéticos se encuentran un poco corridos del eje c lo que provoca una magnetización canteda o no compensada. La hematita es el mineral más común dentro de ellos.

Magnetización

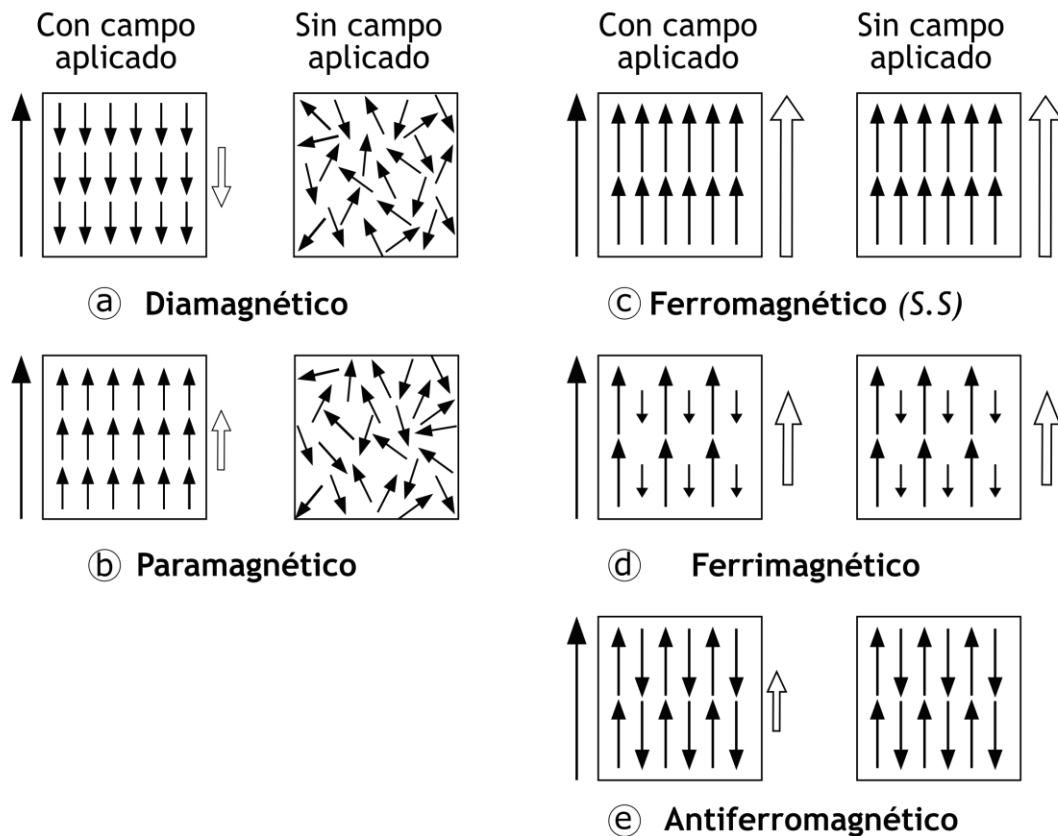


Figura 9: Diferentes formas de comportamiento magnético. Los diagramas muestran la magnetización (flecha hueca) adquirida por una sustancia bajo un campo magnético externo (flecha sólida) y la magnetización presente tras haber retirado el campo inductor. Modificado de (Tarling y Hrouda, 1993).

Las rocas con propiedades equivalentes al ferromagnetismo deben estas características a la presencia de óxidos de hierro y titanio y/o sulfuros de hierro, que constituyen minerales accesorios en la roca los cuales son generalmente ignorados en la clasificación petrológica (Fig. 10).

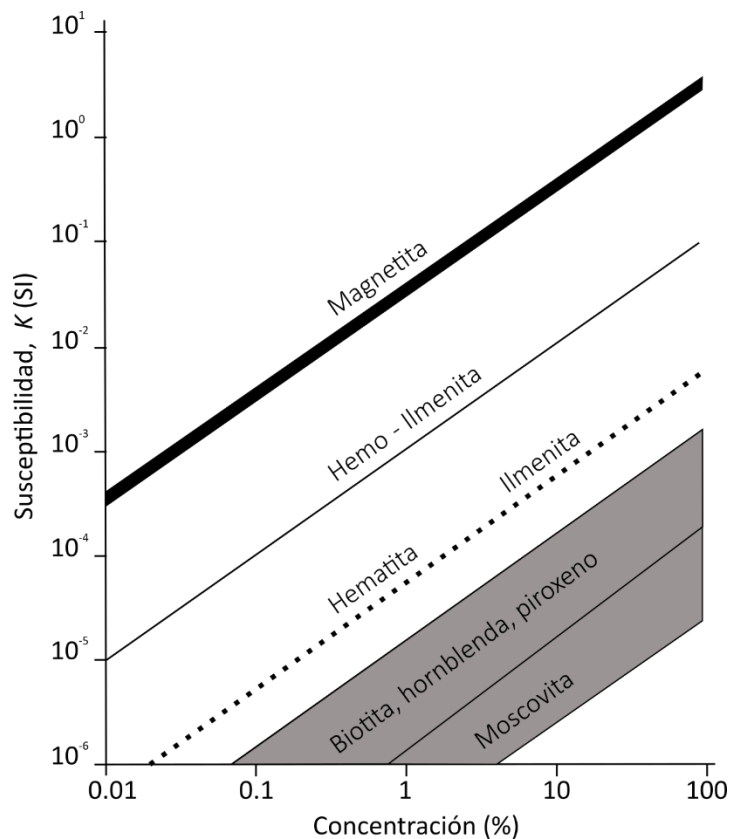


Figura 10: Contribución mineral a la susceptibilidad de una roca. Modificado de (Tarling y Hrouda, 1993).

Dominios de magnetización

Las propiedades ferromagnéticas de los materiales varían sensiblemente con el tamaño de grano de las partículas. Los granos más finos, más pequeños que un tamaño crítico, exhiben un tipo de comportamiento magnético inestable llamado **superparamagnetismo**. Por encima del tamaño crítico, una pequeña partícula (ideal y esférica), con los espines esencialmente alineados, adquirirá una magnetización uniforme a lo largo del grano y será denominada dominio simple (DS) o monodominio (Fig. 11a). La magnetización de una partícula de un solo dominio es muy estable, ya que para cambiarla se requiere rotar la magnetización espontánea uniforme del grano contra la anisotropía del grano, lo que requiere un campo magnético muy fuerte (el campo magnético requerido para invertir la dirección se denomina coercitividad) (Lowrie, 2007). En partículas de mayor tamaño o mayor intensidad de la magnetización, la energía magnetostática superficial aumenta tanto que desestabiliza a la partícula, adquiriendo un estado de magnetización no uniforme. En este caso aparecen dominios magnéticos o zonas de magnetización constante que reducen la energía magnetoestática en la superficie. Si las partículas presentan entre dos y cuatro dominios, se denominan dominio pseudo simple (Fig. 11b), y si presentan más de cuatro, multidominio (MD) (Fig. 11c). El cambio entre un dominio y el adyacente se da de forma

progresiva, en las paredes de Bloch (por rotación, crecimiento de unas respecto a otras o desplazamiento de las mismas). En los granos multi dominio, la magnetización puede cambiar moviendo la posición de una pared del dominio, por lo que algunos dominios aumenten de tamaño y otros disminuyen. Como consecuencia, presentan magnetización menos estable que los granos monodominio (Lowrie, 2007).

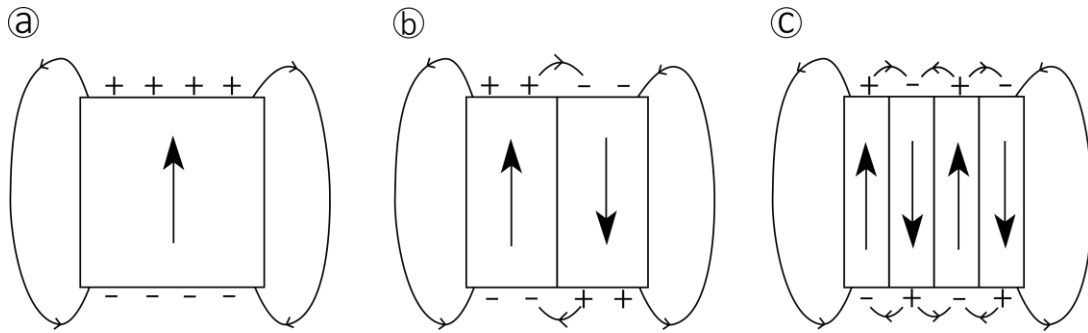


Figura 11: a) magnetización uniforme a lo largo de todo el grano; b) dos dominios de magnetización opuestos; c) cuatro dominios de magnetización alternados. Modificado de (Lowrie, 2007).

4.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética K es una propiedad física inherente de los minerales que constituyen las rocas y representa la magnetización inducida a un material por un campo magnético externo determinado.

Es adimensional y se define a partir de la siguiente expresión:

$$K = M / H$$

Donde M es la magnetización inducida (A/m) en el material por un campo magnético H (A/m).

Esta propiedad varía con la temperatura en la mayoría de los minerales, y depende de la concentración, forma, tamaño y tipo de grano que conforman la roca y de la magnitud del campo magnético externo aplicado (Tarling y Hrouda, 1993).

Representa la contribución de las susceptibilidades de todos los minerales presentes. Los minerales de alta susceptibilidad, aún en pequeñas concentraciones, pueden controlar las propiedades magnéticas de la roca.

Normalmente se mide a temperatura ambiente y con campos bajos ($\leq 1\text{mT}$) ya que a campos más altos **M** y **H** no son lineales. Puede realizarse con especímenes de volumen (cm^3) o masa (g) conocidos. Con el espécimen de volumen conocido se puede obtener la susceptibilidad volumétrica, la cual es adimensional en el Sistema Internacional (SI). Con el espécimen de masa conocido se puede obtener la susceptibilidad de masa la cual se define por:

$$X = K/P$$

P: densidad expresada en g/cm^3

4.3 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) es una propiedad física de las rocas que proviene de la orientación preferencial de los minerales magnéticos anisótropos, los cuales constituyen la fábrica magnética de la roca (Hrouda, 1982; Borradaile y Henry, 1997; Tarling y Hrouda, 1993). Es un método aplicable a todo tipo de roca y se caracteriza por ser versátil, rápido y económico. En particular, es útil para determinar la fábrica mineral de rocas masivas y carentes de características macroscópicas (Cañón Tapia, 2005). Con él se pueden realizar estudios detallados de petrofísica, deformación, emplazamiento de rocas ígneas, paleocorrientes y direcciones de proveniencia en rocas sedimentarias y piroclásticas, entre otros (Hrouda, 1982).

Se define la ASM como la variación de la susceptibilidad magnética con la orientación, la cual puede describirse matemáticamente como un tensor simétrico de segundo orden, visualizado de forma simple como un elipsoide (Fig. 12). El elipsoide está definido por la magnitud y orientación de los tres ejes principales $K_1 \geq K_2 \geq K_3$, que a su vez constituyen/representan los tres autovectores del tensor susceptibilidad. La orientación de los ejes en el espacio puede ser representada en coordenadas cartesianas o en coordenadas polares (declinación e inclinación).

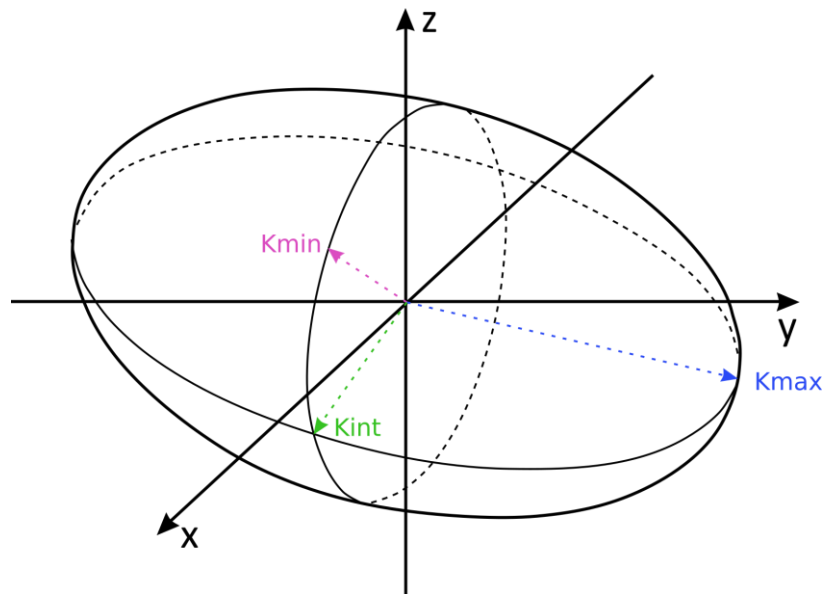


Figura 12: Elipsoide de susceptibilidad en un sistema de referencias cartesiano. Modificado de (Tarling y Hrouda, 1993).

La ASM depende de dos factores: la anisotropía de los granos individuales que componen la roca y de su grado de alineación. La anisotropía de los granos comprende dos elementos, la anisotropía de forma y la anisotropía de retículo cristalino. En el primer caso la anisotropía de una partícula multidominio es la imagen de la forma del grano (máxima susceptibilidad paralela al eje largo del grano y mínima susceptibilidad paralela al eje corto), y en el segundo los cristales presentan ejes o planos a lo largo de los cuales se alinea la magnetización.

Los datos de ASM pueden dividirse en dos grupos, parámetros escalares y parámetros direccionales. Los parámetros escalares contemplan el grado de anisotropía y la forma del elipsoide, mientras que los parámetros direccionales tratan con la orientación en el espacio de los ejes principales del elipsoide.

4.3.1 Parámetros escalares

Los siguientes parámetros escalares se han definido a través de las relaciones entre los ejes principales del elipsoide ASM. El eje K_1 es denominado eje de lineación magnética, los ejes K_1 y K_2 definen el plano de foliación magnética del elipsoide ASM, y el eje K_3 representa el polo del plano de foliación magnética.

4.3.1.1 Susceptibilidad media (K_m)

La susceptibilidad media de un espécimen está dada por la siguiente expresión:

$$K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}$$

Donde K_1 , K_2 y K_3 representan las susceptibilidades principales en unidades SI (Tarling y Hrouda, 1993).

4.3.1.2 Grado de anisotropía

Un parámetro de magnitud de anisotropía muy utilizado es el de Nagata (1961) el cual propone $P = P_2 = \frac{K_1}{K_3}$. Este parámetro es sensible a la variación en la susceptibilidad total, por lo que posteriormente se propone el grado de anisotropía normalizado H .

A pesar de que P y H son parámetros muy utilizados, es recomendado el uso del grado de anisotropía corregido (P_j) de Jelinek (1981). Éste incorpora al eje K_2 y al K_m lo que lo convierte en un parámetro más ilustrativo.

$$P_j = e^{[2[(n_1 - n_m)^2 + (n_2 - n_m)^2 + (n_3 - n_m)^2]]^{1/2}}$$

Donde $n_1 = \ln K_1$, $n_2 = \ln K_2$, $n_3 = \ln K_3$ $n_m = \frac{(n_1 + n_2 + n_3)}{3}$

4.3.1.3 Lineación

Está definida por la relación entre los ejes K_1 y K_2 . La dirección de K_1 muestra la dirección de la lineación (Basley y Buddington, 1960):

$$P_1 = L = \frac{K_1}{K_2}$$

4.3.1.4 Foliación

Está definida por la relación entre los ejes K_2 y K_3 . Y K_3 representa el polo del plano de la foliación (Stacey, 1960):

$$P_3 = F = \frac{K_2}{K_3}$$

4.3.1.5 Forma

Parámetro que combina la lineación y la foliación:

Forma del elipsoide (Hrouda, 1982):

$$T = \frac{2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3}{\eta_1 - \eta_3} = 2 \ln \ln F / \ln P - 1$$

Siendo $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$, $P = \text{grado de anisotropía (K1/K3)}$

Si $T \leq 0$ la forma de elipsoide magnético es prolato indicando fábrica linear; si $T \geq 0$, el elipsoide magnético tiene forma oblada.

Los elipsoides presentan 3 variaciones de formas básicas: prolada, oblada y triaxial (Fig. 13).

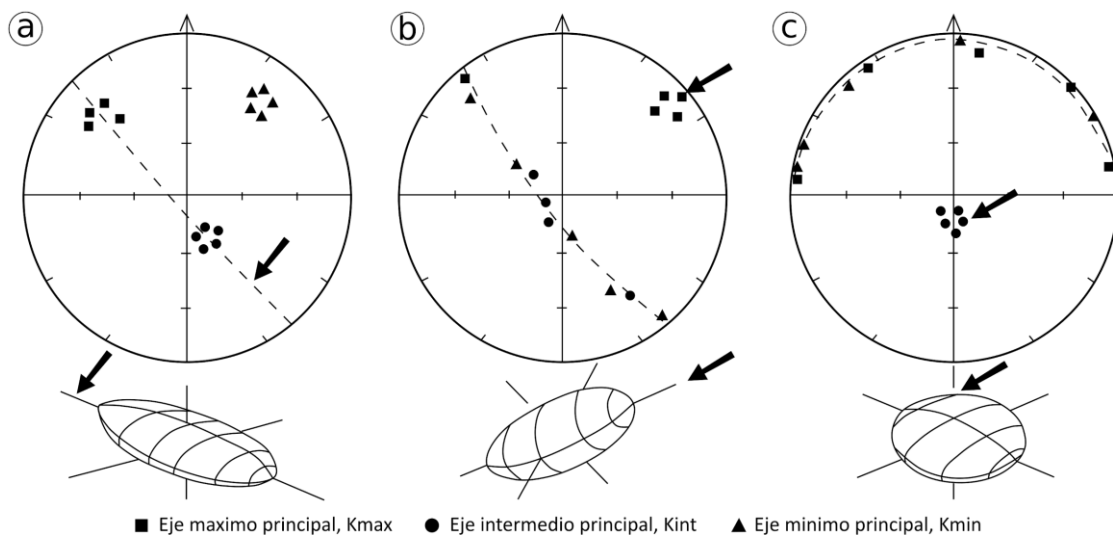


Figura 13: Diferentes formas del elipsoide. a) elipsoide triaxial; b) elipsoide prolado; c) elipsoide oblado. Modificado de (Tarling y Hrouda 1993).

4.3.2 Representación gráfica de los datos ASM

Tal como se manifiesta en el punto anterior los parámetros de magnitud y forma más recomendados son P_j y T . Estos pueden combinarse graficando uno versus el otro en un gráfico, el cual facilita una buena imagen de la relación entre la excentricidad y simetría del elipsoide. También son muy útiles los diagramas de tipo Flinn los cuales representan lineación (L) versus foliación (F) (Fig. 14). En este tipo de gráficos las fábricas obladas caen

por debajo de la recta de pendiente unitaria y las proladas por encima de la recta (Tarling y Hrouda, 1993).

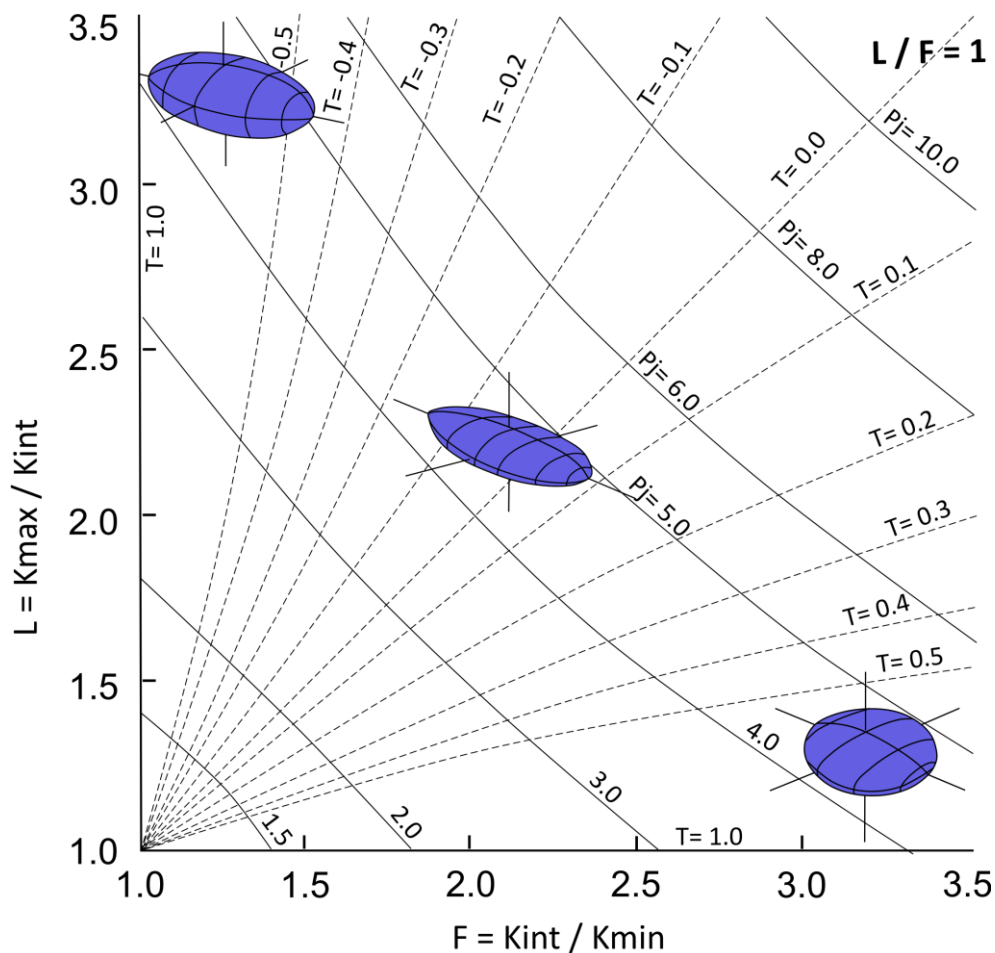


Figura 14: Diagrama tipo Flinn donde se expresa lineación (L) vs foliación (F). $T > 0$ corresponde forma oblada; $T < 0$ corresponde a forma prolada; $P_j = 1$ representa una esfera (forma perfectamente isótropa). Modificado de (Flinn, 1962).

Usualmente los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se grafican en proyecciones estereográficas equiareales o equiangulares (Fig. 15). Por convención los datos se representan en el hemisferio inferior y los ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad se simbolizan con cuadrados, triángulos y círculos respectivamente. Estas representaciones permiten distinguir con facilidad entre distintas formas del elipsoide y también representar otros rasgos, como planos de estratificación o flujo magmático, lineaciones estructurales, entre otros (Tarling y Hrouda, 1993).

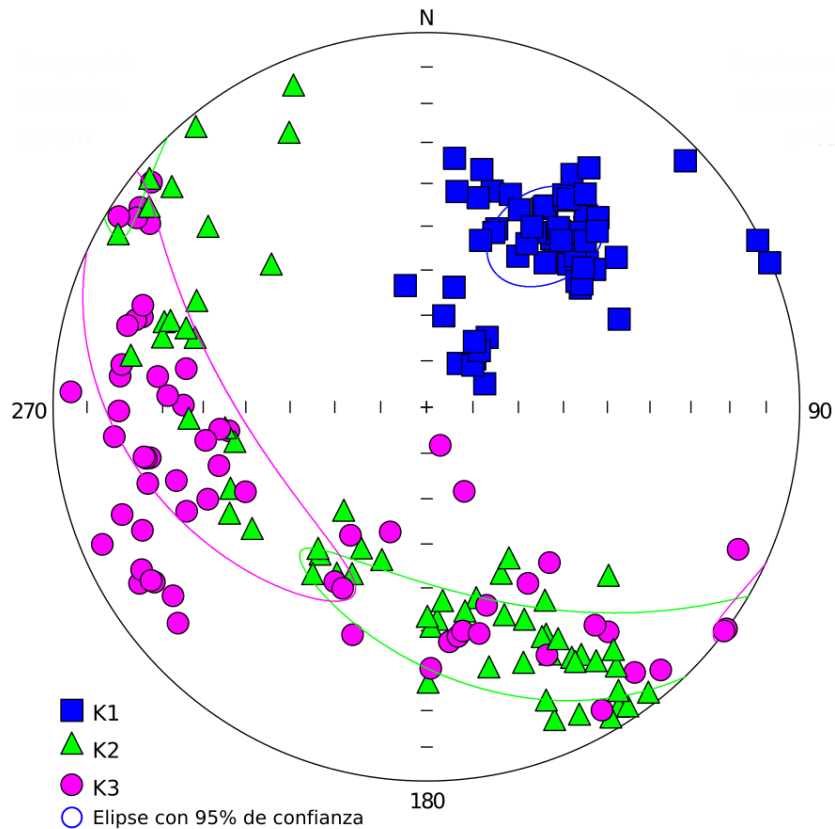


Figura 15: Presentación de los resultados ASM en hemisferio inferior de estereograma. Cuadrados, triángulo y círculos representan respectivamente a los ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad. Modificado de (Tarling y Hrouda, 1993). Software Anisoft.

4.3.3 Cálculo del elipsoide

La relación entre un campo magnético H y la magnetización inducida por él, puede ser aproximada por un conjunto de ecuaciones lineales. Las componentes de la magnetización inducida (en un sistema de coordenadas cuyos ejes son x , y y z), están relacionadas al campo por:

$$M_x = K_{xx}H_x + K_{xy}H_y + K_{xz}H_z$$

$$M_y = K_{yx}H_x + K_{yy}H_y + K_{yz}H_z$$

$$M_z = K_{zx}H_x + K_{zy}H_y + K_{zz}H_z$$

Lo cual es equivalente a $M_i = K_{ij}H_j$ donde K_{ij} es el tensor susceptibilidad magnética de segundo orden que puede expresarse como una matriz K_{ij} . Y ya que $K_{ij} = K_{ji}$, el tensor susceptibilidad define un tensor simétrico con seis elementos independientes (Hrouda, 1982; Tarling y Hrouda, 1993). Se requieren seis mediciones como mínimo para definir el

elipsoide ASM, pero si se desean estimar errores en la determinación de los datos es necesario realizar un número mayor.

Jelinek (1976, 1978) propone un método para el análisis de las incertezas en el cual se delimitan regiones de confianza para los autovectores que definen elipses a un nivel de confianza del 95%. Es asumido que las incertidumbres en los autovectores están en un plano que es tangente a la esfera unitaria y que pertenecen a una distribución normal bidimensional con semiejes que están alineados a lo largo de los autovectores.

4.3.4 Tipos de fábrica

Fábricas magnéticas primarias (Tarling y Hrouda, 1993) son aquellas adquiridas por las rocas ígneas o sedimentarias durante su formación. Las fábricas sedimentarias se forman esencialmente a la hora de la depositación de las partículas, e incluyen a todas las fábricas no tectónicas adquiridas por los sedimentos durante los procesos depositacionales y post-depositacionales hasta metamorfismo grado sub-esquistos verdes. Mientras que en el caso de las rocas ígneas se generan por un arreglo geométrico espacial de cristales a partir de fluidos magmáticos de mayor viscosidad y alta temperatura. Los eventos de deformación modifican estas fábricas primarias provocando nuevas estructuras como planos de foliaciones y lineaciones.

Fábrica magnética metamórfica (Tarling y Hrouda, 1993) es aquella que está directa o indirectamente relacionada con los efectos de procesos tectónicos e incluye aquella desarrolladas como resultado de un soterramiento profundo. Sin embargo, no es fácil distinguir entre procesos primarios y secundarios. Por ejemplo, las rocas sedimentarias presentan una fábrica “depositacional” primaria la cual puede verse intensificada por los procesos diagenéticos y metamórficos tempranos mientras que avanza gradualmente el metamorfismo. De manera muy similar, las rocas ígneas pueden adquirir características primarias y secundarias durante su emplazamiento en un ambiente que esté influenciado por un campo de esfuerzos anisótropo. Por lo tanto, la distinción entre fábricas magnéticas primarias y secundarias se basa en el estudio de las características del elipsoide y la orientación particular de la fábrica magnética, en relación con la posible orientación de los campos de esfuerzo responsables de su formación (Tarling y Hrouda, 1993).

En rocas deformadas, los ejes principales del elipsoide de la susceptibilidad (K_1 , K_2 , K_3) coinciden con los del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 , λ_3). Por lo tanto, el elipsoide de susceptibilidad magnética es coaxial con el elipsoide de deformación finita (Rathore, 1979; Hrouda y Janák, 1976; Tarling, 1981; Parés y Dinarés-Truell, 1993). Por ende, el eje de susceptibilidad mínima (K_3) coincide con la dirección media del polo del plano de foliación, y

la lineación magnética estará definida por el agrupamiento de los ejes de máxima susceptibilidad (K_1) siendo paralela a la lineación de estiramiento mineral.

Interpretación de fábricas magnéticas ASM

Rochette (1992) estudió la aplicación de ciertas suposiciones generales que se utilizan en análisis de datos ASM y llegó a las siguientes conclusiones:

I- El elipsoide ASM no siempre es coaxial a la petrofábrica. Generalmente se asume que: el eje K_3 es el polo del plano de la foliación y ésta puede corresponder a un plano de estratificación de una roca sedimentaria, a un plano de foliación magmática en una ígnea, o el plano de aplastamiento (*flattening*) para una roca deformada en estado sólido. Y que el eje K_1 es paralelo a la lineación de la petrofábrica la cual puede representar una lineación tectónica, la dirección de un flujo magmático o la dirección de una paleocorriente de sedimentos. Este autor plantea ejemplos donde lo expresado anteriormente no se cumple. Cuando la fábrica magnética se corresponde uno a uno con los ejes de la petrofábrica se denomina **fábrica magnética normal**, los minerales que la generan son filosilicatos, cloritas, biotita, piroxeno y anfíbol, entre otros.

Las fábricas que presentan una relación inversa entre los ejes de la petrofábrica y la fábrica magnética son llamadas **inversas** (Fig. 16). Éstas pueden encontrarse en rocas cuyas susceptibilidades están dadas por carbonatos ricos en hierro, turmalina, cordierita, magnetita dominio simple y goethita.

Las **fábricas magnéticas intermedias** son las que presentan un K_2 perpendicular a la foliación de la petrofábrica.

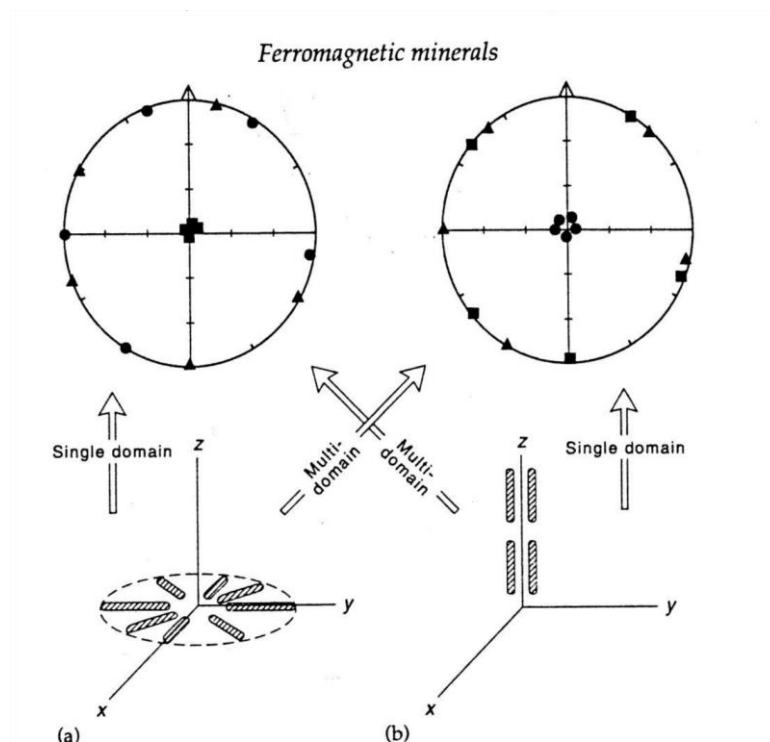


Figura 16: Cambios axiales en el elipsoide de ASM. En granos de magnetita multi dominio (MD) la ASM refleja la forma del grano, mientras que en granos de dominio simple (DS) hay una inversión entre los ejes K_1 y K_3 . Una distribución como a) tiene una fábrica normal (estereograma b) si el contribuyente a la susceptibilidad es magnetita MD, y una fábrica inversa (estereograma a) si el mineral es magnetita DS. Una distribución como b) tendrá una fábrica magnética normal (estereograma a) en el caso de magnetita MD y una fábrica inversa en el caso de magnetita DS (estereograma b). Modificado de (Tarling y Hrouda, 1993).

Existen importantes fuentes minerales de susceptibilidad las cuales no son portadoras de magnetización natural remanente, éstos son los minerales diamagnéticos, paramagnéticos y antiferromagnéticos. Son conocidos como los minerales de la matriz, ya que constituyen la fracción volumétrica principal de las rocas comunes (Rochette, 1987, 1992). Generalmente los minerales que contribuyen más a la susceptibilidad son los filosilicatos ya que frecuentemente presentan inclusiones de magnetita multidominio y dominio pseudo simple. Tarling y Hrouda (1993) plantean una aproximación para estimar la contribución magnética de los diferentes componentes minerales en base a la susceptibilidad total de la roca:

- Si una roca presenta $K > 5000 \times 10^{-6}$ SI y contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes, su susceptibilidad y anisotropía estarán controladas por la fracción ferrimagnética.
- Si una roca presenta $K < 500 \times 10^{-6}$ SI y contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes, su susceptibilidad y anisotropía serán controladas por la fracción paramagnética.
- Si una roca presenta K_m entre 500×10^{-6} y 5000×10^{-6} SI y contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes, su susceptibilidad y anisotropía serán controladas por las fracciones ferri y paramagnética.
- Si hematita o pirrotina contribuyen sustancialmente a la susceptibilidad media de la roca sus contribuciones a la anisotropía total serán aún mayor, debido a sus altas anisotropías intrínsecas.

II- La forma del elipsoide no está directamente relacionada a la petrofábrica. Si una roca debe su susceptibilidad a más de un mineral, no se podrá usar la relación de anisotropía ASM para realizar interpretaciones estructurales debido a que su variación corresponde principalmente a variaciones composicionales. En estos casos se recomienda el uso de gráficos P vs K_m .

III- Las mediciones de ASM están afectadas por magnetización natural o artificial. La ASM puede estar influenciada por la memoria magnética de los granos incluyendo la magnetización remanente natural (MRN) y se recomienda no realizar mediciones de muestras que hayan sido previamente utilizadas para estudios de magnetización remanente isotérmica (MRI) y magnetización remanente anhistérmica (MRA).

4.3.5 Muestreo de materiales consolidados y preparación de las muestras

Existen dos tipos de muestreo posible: perforación y orientación de las muestras en campo o recolección de muestras de mano orientadas que luego se perforan y reorientan en el laboratorio. En el primer caso se extraen muestras orientadas con una perforadora portátil, el elemento cortante es una broca cilíndrica y hueca construida con un material no magnético y cuyo borde de ataque está constituido por polvo de diamantes. Se obtienen cilindros de 2,5 cm de diámetro y longitud variable, se orientan con respecto al norte magnético y al plano horizontal con brújula magnética, solar e inclinómetro. En el segundo caso se orienta un bloque *in situ* (se traza una línea sobre la cara plana y se mide el azimut, luego se mide el ángulo de inclinación de la cara respecto de la horizontal) y luego se extrae el bloque que se perfora y reorienta en el laboratorio. El método más recomendado es el primero ya que no se introduce error al transferir las marcas de orientación (Tarling y Hrouda, 1993).

Es conveniente determinar la orientación de las estructuras macroscópicas en campo como planos de estratificación, foliaciones, lineaciones, etc, ya que permiten determinar las orientaciones de los ejes del elipsoide ASM respecto del norte geográfico y la horizontal. Los especímenes obtenidos de las muestras deben tener medidas y formas específicas que cumplan con los requerimientos de los instrumentos medidores de anisotropía, los cuales son muy sensibles a la forma de los especímenes (Collinson, 1983; Tarling, 1983; Tarling y Hrouda, 1993). Idealmente para estudios de ASM los especímenes deberían ser una esfera perfecta, pero es difícil de reproducir y orientar, por lo tanto las formas estándares más utilizadas son cilindros de 2,54 cm de diámetro y 2,2 cm de altura o cubos de 2 cm de lado. Para reducir el efecto de la desviación de la forma esférica, los cilindros son cortados de tal forma que su altura sea el 87% de su diámetro (Collinson, 1983; Tarling y Hrouda, 1993).

4.3.6 Anisotropía de susceptibilidad magnética en unidades geológicas del Uruguay

En Uruguay ha sido poco utilizado el método de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética. Los primeros estudios fueron realizados en rocas cretácicas por Barcelona et al., (2008, 2009, 2010) en la Fm. Arequita y Fm. Puerto Gómez; Masquelin et al., (2009) y Bonnevalle (2010) aplicaron el método en diques de la formación Cuaró. Pérez (2011) y Pérez et al. (2013) en diques y derrames riolíticos de la Formación Sierra de Ríos, de edad Neoproterozoica. Posteriormente, Lossada et al. (2014) trabajaron en diques máficos que afloran en los alrededores de la localidad de Zapicán, quienes además realizaron estudios isotópicos de Ar-Ar obteniendo una de edad Jurásica. Más recientemente Franceschinis et al. (2017) y García Saltzmann (2017) emplearon el método en cuerpos intrusivos post-tectónicos paleoproterozoicos del Terreno Piedra Alta. Arduin Rode et al. (2018) presentaron resultados preliminares de ASM de rocas metasedimentarias paleoproterozoicas del Terreno Piedra Alta.

5. RESULTADOS

5.1 GEOLOGÍA DESCRIPTIVA

A continuación, se presentan los datos obtenidos en la etapa de campo, así como las observaciones petrográficas (en el contacto) de las dos unidades principales.

5.1.1 Formación Arroyo Grande

En el área de estudio, la Formación Arroyo Grande está representada por metaconglomerados. Afloran en lomadas (zonas altas) y en laderas con poca densidad de afloramientos, como bloques que siguen la orientación de la foliación principal (Fig. 17a, b). Las mejores exposiciones se observan en donde la roca es más rica en cuarzo.

Los metaconglomerados son polimícticos matriz-soportados. Los cantos son fundamentalmente graníticos y de cuarzo, con tamaño entre los 3 y 20 cm de largo, redondeados y con relaciones axiales 3:1 (Fig. 17c, d). La matriz está compuesta principalmente por cuarzo y biotita con textura granolepidoblástica, y como accesorios feldespato, moscovita, granate y opacos. En algunas zonas, el porcentaje de matriz resulta ser más importante (Fig. 17b). La roca presenta dos foliaciones, una principal continua, de recta a anastomosada conformada por la biotita y una menos penetrativa conformada por la moscovita. La foliación principal es subvertical y varía entre N110° y N120°, en las proximidades del contacto con el GC la misma rota localmente en promedio 80° al este (Fig. 18). Estos datos también se constatan con la fotointerpretación. El contacto con el granito es neto, y presenta intercalación de diques graníticos. En los metaconglomerados se observa mayor orientación y deformación dúctil del cuarzo con respecto a las zonas distales al contacto (este aparece de color negro).

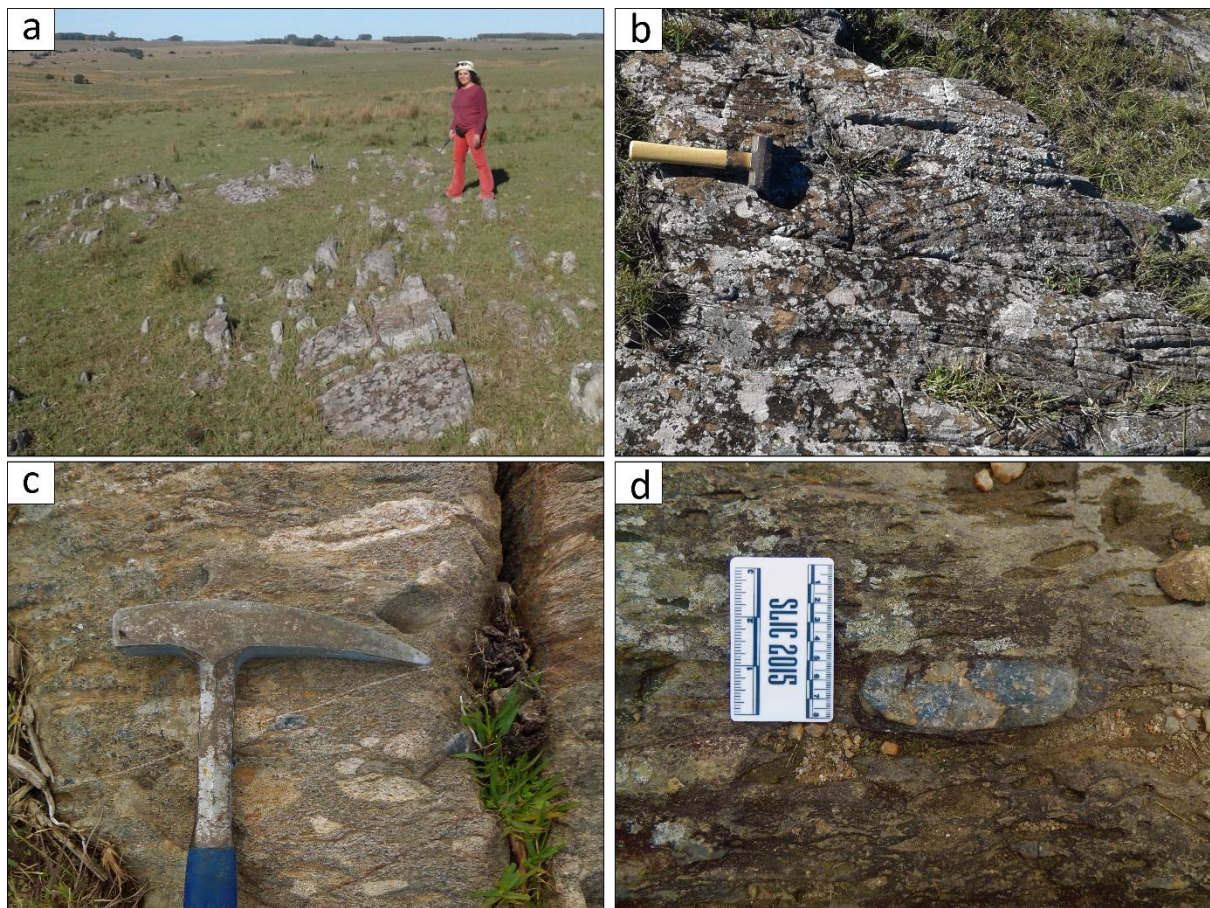


Figura 17: Formación Arroyo Grande. a) Aspecto de los afloramientos de metaconglomerado; b) Vista en planta de afloramiento de metaconglomerado donde la matriz es más potente; c) Clastos graníticos, vista en planta; d) Clastos de cuarzo con relaciones axiales 3:1, vista en planta.

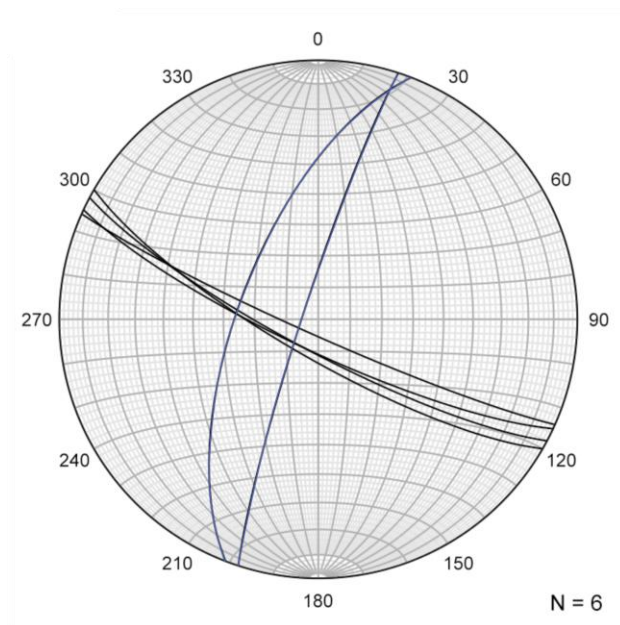


Figura 18: Datos de foliación principal de metaconglomerado. Negro: foliación en zona distal al contacto con el granito. Azul: foliación próxima a la intrusión, nótese la rotación de esta 80° al Este

Petrografía del contacto

La zona del contacto entre ambas unidades, presenta grano fino, con textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo y biotita, como accesorios feldespato, clorita, moscovita, epidoto, plagioclasa, granate y opacos, rutilo y turmalina. Presenta dos foliaciones, una principal continua, de recta a anastomosada conformada por biotitas y el sentido de estiramiento del cuarzo, y una menos penetrativa, oblicua a la anterior conformada por moscovitas.

El cuarzo y el feldespato conforman el dominio granoblástico. El cuarzo (60-65%) se presenta de grano medio de hasta 2 a 3 mm anhedral, como listones o ribbons y en bandas de grano más fino que en algunos casos envuelven a los cristales más grandes.

Los feldespatos potásicos (7-10%) son de grano fino a medio anhedrales y presentan macla simple con bordes irregulares. Se encuentran parcialmente alterados a sericita/moscovita/epidoto, generando un aspecto “sucio” a los cristales.

Las plagioclasas son muy poco abundantes (3%) y pequeñas, pero se pueden reconocer maclas polisintéticas.

La biotita junto a la moscovita compone el dominio lepidoblástico. Las biotitas (15-18%) son de euhedrales a anhedrales llegando a medir hasta 1,2 mm. En luz polarizada plana sin nicols cruzados presentan tonalidades desde marrón claro o pardas a marrón rojizo, usualmente presenta extinción estrellada. Las secciones transversales son más comunes que las basales y son más abundantes en las zonas donde el cuarzo es más fino.

Las moscovitas (5-7%) son de euhedral a subhedral, se presentan en bastones de hasta 1,4 mm. En algunos casos se encuentran formando glomérulos con epidoto.

La clorita (3-5%) es principalmente incolora en luz polarizada plana sin nicols cruzados y presenta colores de interferencia dentro del primer orden y azul claro anómalo.

El epidoto (3-5%) corresponden a pistacita (Fig. 19c, d) y clinozoisita. La clinozoisita presenta color de interferencia azul anómalo gradando a amarillo y la pistacita presentar colores de interferencia variado dentro del segundo orden.

Los granates (1-2%) son isótropos desde incoloros a rosa pálido en luz polarizada plana (Fig. 19a, e) y con nicols cruzados quedan totalmente extintos (Fig. 19b, f). Presentan textura poikilitica con pequeñas inclusiones y micro fracturas rellenas. Algunos muestran bordes de oxidación.

Los opacos (menos de 1%) son subhedrales a anhedrales y algunos se presentan en listones o tirillas, y se encuentran asociados a la biotita.

Los bordes de todos los cristales van desde rectos a lobulados e irregulares. Las microestructuras presentes en el cuarzo son subgranos, extinción ondulosa y en bandas, bordes lobulados e irregulares y ribbons, las cuales son características de recrystalización

dinámica (rotación de subgranos y *bulging*). También son comunes las juntas triples y bordes casi poligonales en los cristales de menor tamaño. Las moscovitas presentan estructuras de *micafish* (Fig. 19e, f).

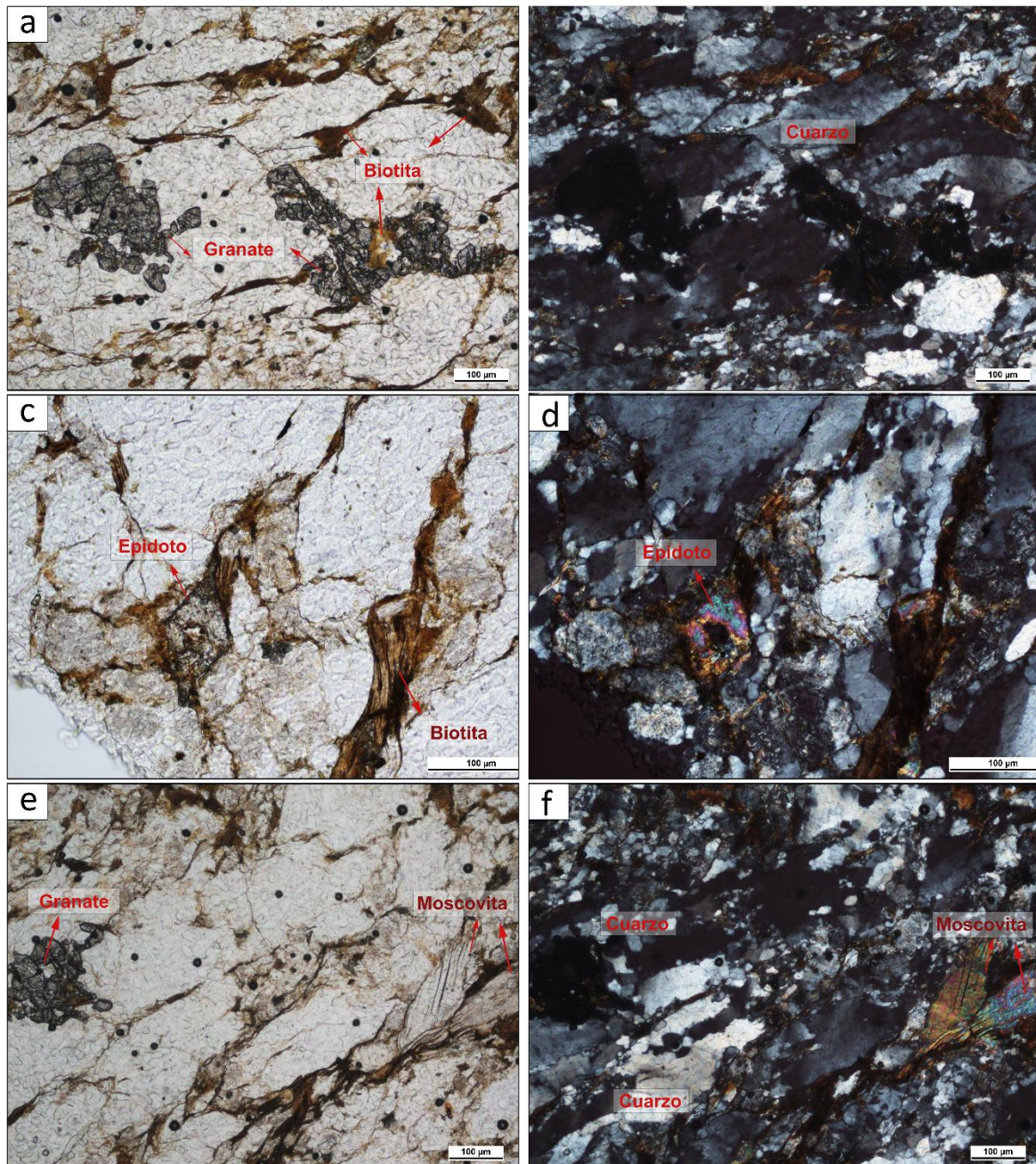


Figura 19: a) Vista bajo luz polarizada plana sin nicols cruzados de la foliación principal anastomosada conformada por la biotita. Detalle de granates con alto relieve; b) misma sección que (a) con polarizadores cruzados donde se señalan cristales de cuarzo, y granate totalmente extinto; c) vista con luz polarizada plana sin nicols cruzados de epidoto euhedral y foliación conformada por biotita; d) misma sección que (c) con polarizadores cruzados donde se observa cuarzo con extinción ondulante y subgranos; e) detalle bajo luz polarizada plana sin nicols cruzados de la textura de la roca, se señala granate, moscovita como *micafish*; f) misma sección que (e) bajo polarizadores cruzados, se señala moscovita, cuarzo con extinción ondulante y bordes lobulados.

5.1.2 Granito Carpintería

El granito Carpintería tiene una disposición espacial discordante con la estructura regional (Fig. 20). La figura 20a y b muestran mapas geofísicos de concentración de Uranio-Torio y de Potasio respectivamente. Las zonas de baja concentración de Uranio-Torio y alta concentración de Potasio corresponden al granito, y las zonas con concentración intermedias de Uranio-Torio y Potasio a la roca caja del granito. El análisis de las imágenes aerogeofísicas sugiere una mayor extensión del cuerpo granítico de lo que se observa aflorando.

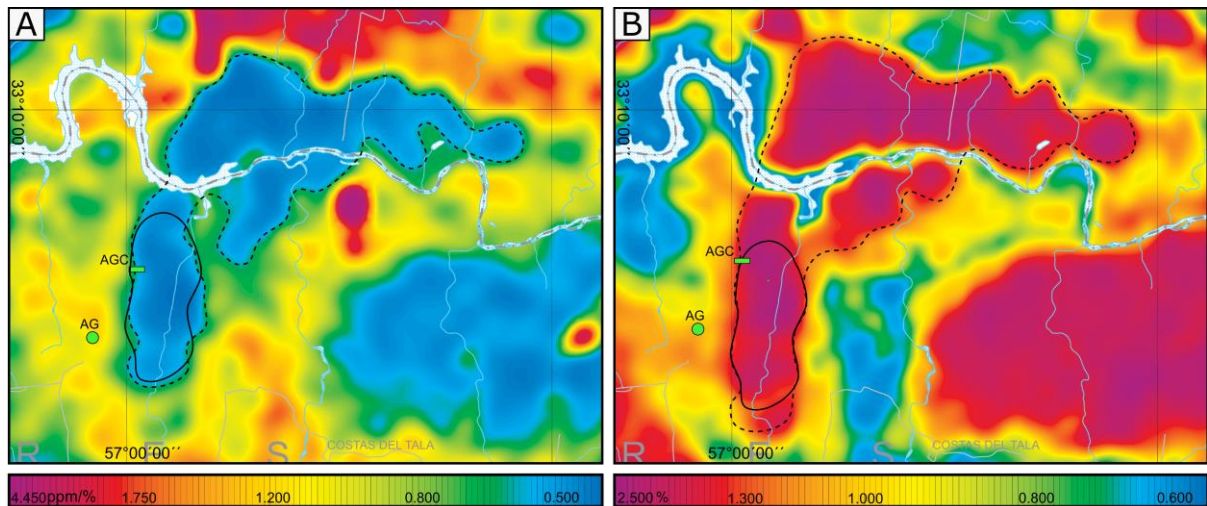


Figura 20: Mapas de geofísica aeroportada (DINAMIGE 2015) en la zona de estudio. Se presenta en línea negra continua el área de afloramiento y en línea punteada los posibles límites para el granito Carpintería. A) Cociente de uranio equivalente potasio en ppm/%. B) concentración de potasio en %.

Este cuerpo granítico presenta gran densidad de afloramiento, desarrollando pequeños cerros muy pedregosos y “mares de piedra”, con patrones de alteración de disyunción esferoidal (Fig. 21a). Existen claras evidencias de que se encuentra intruyendo a la Formación Arroyo Grande, y ambas unidades están recortadas por diques posteriores.

Se caracteriza por presentar coloraciones grises y ser de grano medio a fino con textura inequigranular seriada (Fig. 21b) a porfírica en algunos sectores. Está compuesto por cuarzo, feldespato alcalino, biotita, moscovita, epidoto y opacos.

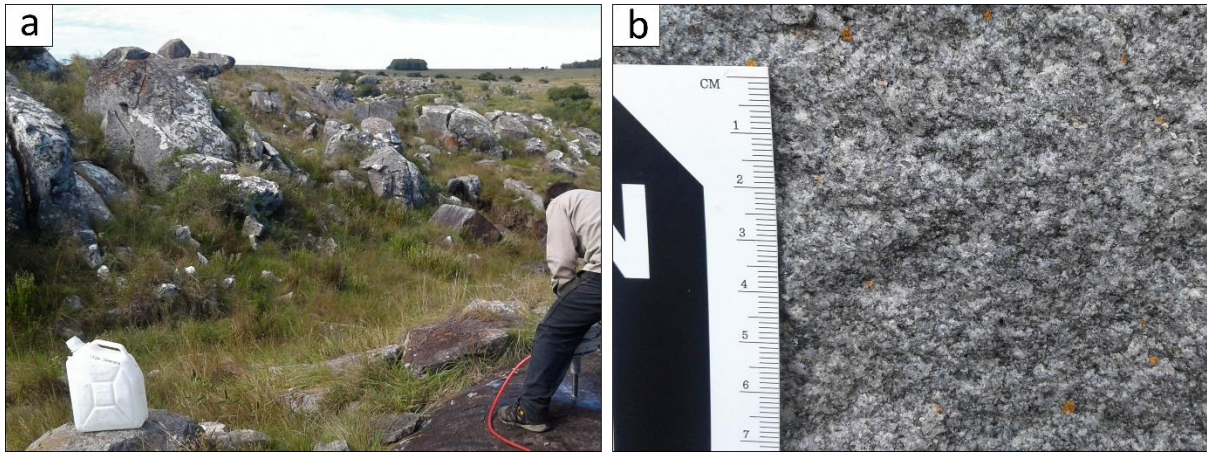


Figura 21: Granito Carpintería. a) Aspecto en campo de afloramiento en pequeños cerros. b) muestra de mano con textura inequigranular seriada de grano medio.

Petrográficamente es de grano medio, con textura inequigranular seriada, compuesta por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita, moscovita, y como accesorios epidoto y opacos. Como productos de alteración de los feldespatos se observan moscovita, sericita y epidoto. El cuarzo (25-30%) se presenta anhedral de hasta 3,6 mm. Se observan antiguos cristales grandes reemplazados totalmente por nuevos cristales y bordes suturados. Son comunes los intercrecimientos de cuarzo y feldespato. Los feldespatos corresponden a ortoclasa y microclina. Son subhedrales con macla simple (Fig. 22a, b, c, d) y en algunos casos presentan zonación (Fig. 22a, b). Hay presencia de cristales intersticiales y textura poikilitica (Fig. 22a, b). Algunos cristales tardíos envuelven a otros cristales más pequeños. La microclina (10%) se presenta en cristales subhedrales a anhedrales de hasta 1,8 mm con macla enrejada, y se observan cristales intersticiales. Las plagioclasas (10%) son anhedrales a raramente subhedrales de hasta 2,4 mm, presentan zonación y sericita/moscovita como alteración (Fig. 22d). Según la ley Michel Levy son de composición intermedia (Oligoclasa - Andesina), aunque es posible que las maclas estén un poco combadas (Fig. 22 f). Las moscovitas (10%) son principalmente euhedrales. Se presentan en dos tamaños de grano, unas en cristales grandes aislados de hasta 0,6 mm asociados a la biotita (Fig. 22e, f). Los cristales de menor tamaño son producto de la alteración de los feldespatos (Fig. 22a, b). Las biotitas (10%) son de hasta 2 mm y de color marrón rojizo en luz polarizada plana sin nicols cruzados (Fig. 22a, c). Presentan inclusiones aciculares en secciones basales. El epidoto (5 - 7 %) es pequeño, secundario y está asociado a otros minerales como las micas y feldespatos. Presenta relieve alto y color de interferencia azul anómalo gradando a amarillo, así como también puede presentar colores de interferencia dentro del segundo orden. Corresponden a pistacita y clinozoisita, de hábito tabular o

granular. Los contactos entre los minerales son principalmente rectos y en algunos casos curvos a lobados.

Las microestructuras observadas en el cuarzo son extinción ondulosa y en bandas; subgranos y en algunas zonas se observan juntas triples y bordes poligonales. Hacia los bordes del plutón y en los diques se observan mayor cantidad de microestructuras que en la zona central. Las maclas de las plagioclasas están deformadas.

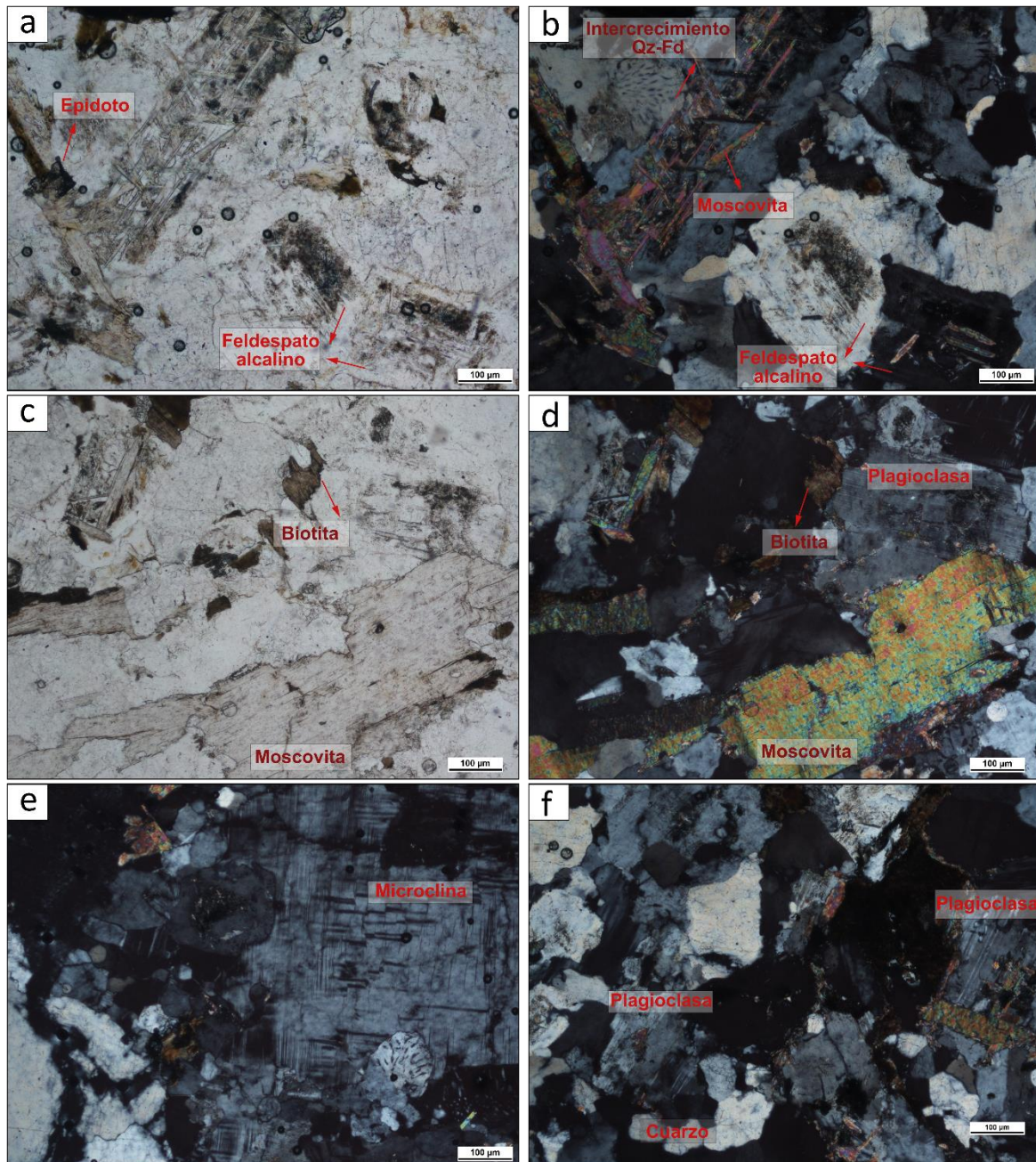


Figura 22: a) Detalle en luz polarizada plana sin nicoles cruzados de la textura del granito Carpintería donde se señala biotita y feldespato alcalino (el aspecto “sucio” de los cristales permite observar la zonación); b) misma sección que en (a) bajo nicoles cruzados, se señala intercrecimiento mirmequítico de Qz y Fd, moscovita y feldespato alcalino con zonación; c) textura del granito bajo luz polarizada plana, se señala biotita y un gran cristal de moscovita, en la esquina superior izquierda se

observa moscovita de grano más fino; d) misma sección que en (d) con polarizadores cruzados, se señala plagioclasa sericitizada en el centro; e) detalle de textura en luz polarizada plana con nicoles cruzados, se señala gran cristal de microclina e intercrecimiento de Qz y Fd; f) Vista con polarizadores cruzados de la textura del granito, se señala plagioclasa con sericitización y con maclas combadas. El Qz presenta bordes rectos.

5.2 FLUORESCENCIA DE RAYOS X (XRF)

En el marco de la colaboración académica con la DINAMIGE fue posible el uso de un espectrómetro de dispersión de rayos X (XRF) portátil modelo S1 TITAN 600 de BRUKER. Este equipo permite cuantificar la concentración de elementos químicos, desde el magnesio hasta el uranio. La muestra es bombardeada con rayos X (para generar fluorescencia de rayos X) los cuales lanzan electrones individuales fuera de los átomos de los elementos, principalmente de las capas atómicas internas K y L. Las vacantes resultantes se llenan nuevamente con electrones de las capas de energía más alta. El exceso de energía de estos electrones es entonces emitido en forma de radiación de fluorescencia de rayos X. Esta radiación es característica de cada elemento como una huella dactilar e independiente del enlace químico del átomo. La intensidad de la radiación es proporcional a la concentración del elemento en la muestra. En la tabla 1 se muestran algunos resultados obtenidos para las dos litologías estudiadas. Los datos originales se pueden ver en el anexo I. Es de destacar que estos datos no son concluyentes, sino que fueron utilizados como control debido a las limitaciones del equipo.

Tabla 1: Concentración promedio de óxidos en % y de elementos menores en ppm para la Formación Arroyo Grande y el Granito Carpintería.

Unidad		Arroyo Grande	Carpintería
Concentración en %	MgO	0,9	0,6
	Al ₂ O ₃	8,3	13,7
	SiO ₂	86,5	80,9
	P ₂ O ₅	0,0	0,1
	K ₂ O	1,4	3,3
	CaO	1,3	1,3
	TiO ₂	0,2	0,2
	MnO	0,1	0,0
	Fe ₂ O ₃	2,3	0,7
	S	41	155
Concentración en ppm	Cl	85	13
	V	6	14
	Cr	0	11
	Cu	21	15
	As	1	1
	Rb	10	27
	Sr	154	263
	Y	13	5
	Zr	87	56
	Mo	6	4
	Cd	1	1
	Ba	382	884
	La	15	10
	Ce	47	302
	Ta	13	50
	Pt	1	1
	Tl	0	1
	Pb	1	4
	Th	1	3

A partir de estos resultados químicos preliminares, surgen algunos datos interesantes. La concentración de hierro es mayor en la roca de caja. Este resultado es consistente con el valor de susceptibilidad magnética promedio (145×10^{-6} SI) obtenido para esta formación, ya que para muestras del granito los valores de susceptibilidad magnética medios son 97×10^{-6} SI. Asimismo, se observa una mayor concentración de elementos incompatibles en el plutón, lo cual es esperable para un fundido de origen cortical.

5.3 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Los análisis de ASM se realizaron en muestras provenientes de dos sitios: uno correspondiente a los metasedimentos de la FAG alejados de la intrusión (sitio **AG**) y otro sitio principal donde se realizó un perfil en el contacto granito - metasedimentos (sitio **AGC**). La distribución de los sitios se presenta en el mapa geológico (Fig. 23). Las mediciones son consistentes en cada sitio y entre ellos, lo cual permite realizar una interpretación confiable de la fábrica magnética y por ende de la petrofábrica.

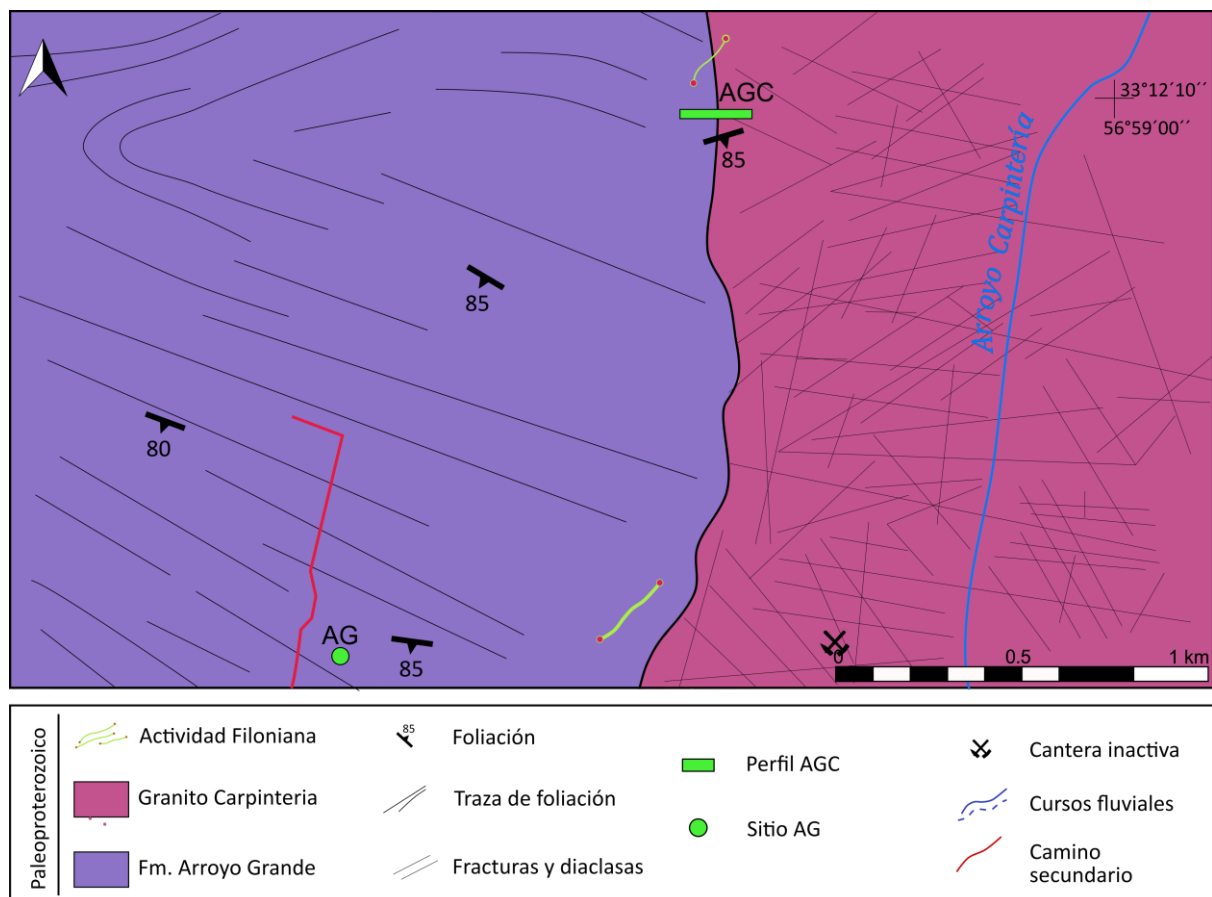


Figura 23: Mapa geológico de la zona de estudio.

5.3.1 Sitio AG - Arroyo Grande

El sitio **AG** corresponde a la Formación Arroyo Grande, 1100 m al suroeste de la intrusión granítica. Se extrajeron 5 cilindros de roca y se cortaron 10 especímenes. Los resultados de las mediciones de ASM se muestran en la Tabla 2.

Tabla 2: Valores de los parámetros ASM para el sitio AG. N: número de especímenes por sitio. Km: susceptibilidad volumétrica media en unidades SI. L: lineación magnética. F: foliación magnética. Pj grado de anisotropía corregido. T: parámetro de forma. K₁, K₂ y K₃ (valores en grados) ejes máximos, intermedio y mínimo del elipsoide. Dec/Inc: coordenadas esféricas del azimut y del hundimiento de cada eje principal de susceptibilidad. e/z: semi ángulos de los ejes mayor y menor de la elipse de 95% de confianza alrededor de la dirección media correspondiente

Sitio	N	Km (x10 ⁻⁶ SI)	Parámetros ASM				Vectores					
			L	F	Pj	T	K1		K2		K3	
							Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z
AG	10	266	1,028	1,041	1,071	0,175	32/74	12/3	152/8	14/6	244/13	11/3

Los especímenes del metaconglomerado presenta valores de K entre 107×10^{-6} y 662×10^{-6} SI, y a nivel sitio, el K medio es de 266×10^{-6} SI. La lineación magnética del elipsoide es del 2,8%, mientras que la foliación magnética (4,1%) se encuentra mejor definida ($F > L$) (Fig. 24a). La foliación magnética, obtenida a partir del eje K₃ es N334/77°, la cual es consistente con la foliación petrofábrica medida en campo.

El grado de anisotropía **Pj** es medio, menor a 10% mientras que el valor del parámetro de forma **T** (Fig. 24c) es positivo, lo cual corresponde a un elipsoide oblado (Hrouda, 1982). La información de los parámetros escalares a nivel espécimen está contenida en la figura 24a, b y c.

El estereograma correspondiente al sitio AG se muestra en la figura 25. Se observa que la fábrica magnética es oblada triaxial, con buen agrupamiento de los tres ejes principales de susceptibilidad. Además, de que el plano de foliación magnética, definido por los ejes K1 y K2, es subvertical

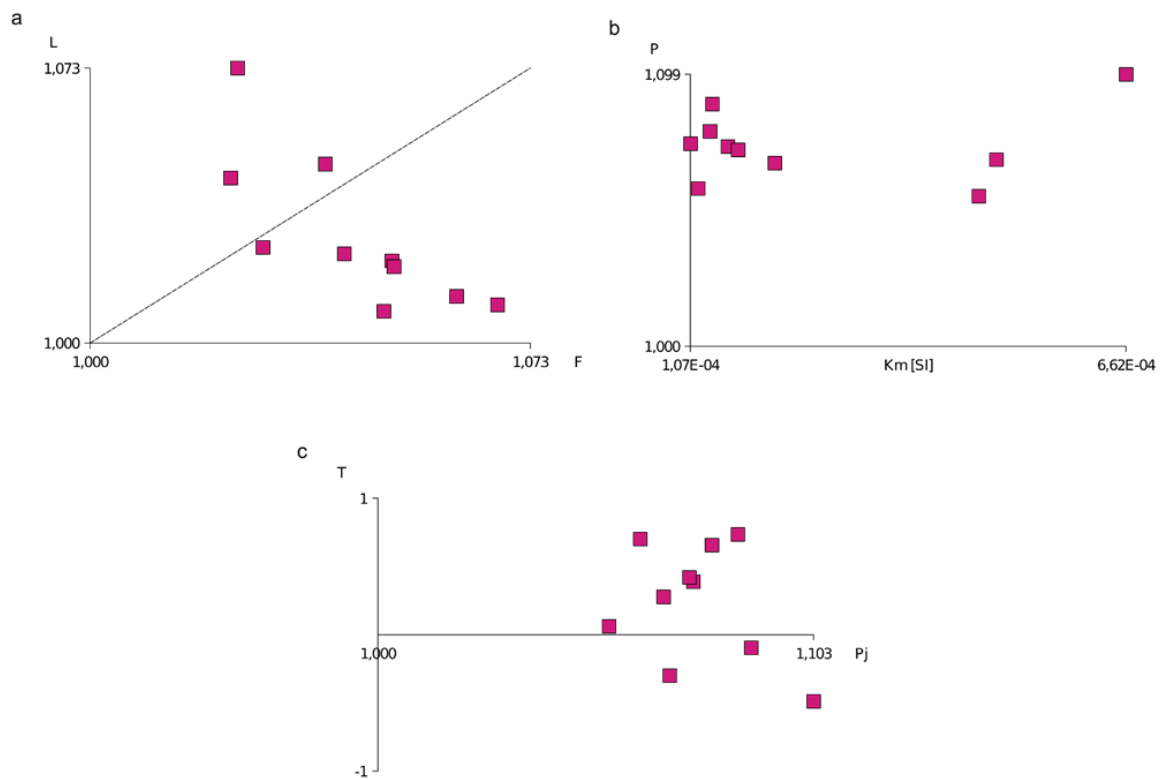


Figura 24: Parámetros escalares para el sitio **AG** obtenidos con Software Anisoft. a) Lineación vs. Foliación; b) Susceptibilidad total (Km) vs grado de anisotropía (Pj); c) Forma del elipsoide (T) vs. Grado de anisotropía (Pj).

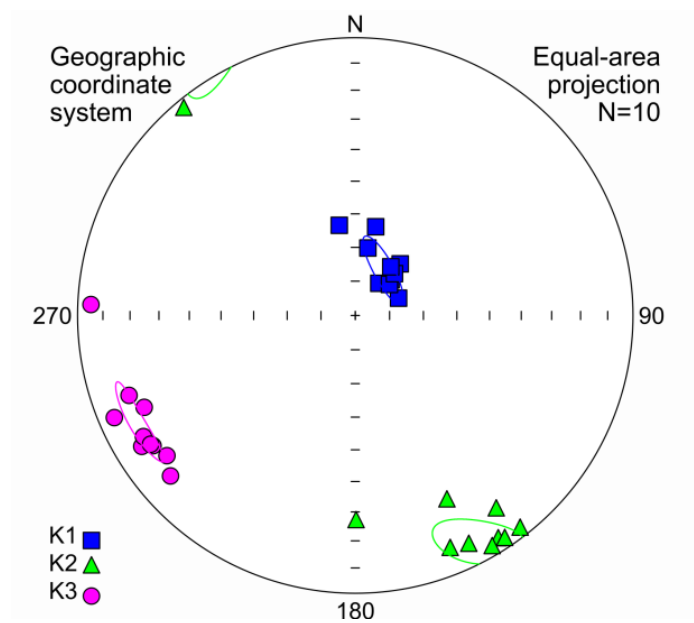


Figura 25: Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los ejes principales del elipsoide ASM y de sus elipses al 95% de confianza para el sitio **AG**. Software Anisoft.

5.3.2 Sitio AGC - Arroyo Grande - Carpintería

El sitio **AGC** representa un perfil del contacto noroeste entre el Granito Carpintería y la Formación Arroyo Grande. El perfil presenta 750 m de longitud con dirección este-oeste en el cual se extrajeron 72 cilindros de roca y se cortaron 94 especímenes. Los resultados de las mediciones de ASM se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3. Valores de los parámetros ASM para el sitio AGC. N: número de especímenes por sitio. Km: susceptibilidad volumétrica media en unidades SI. L: lineación magnética. F: foliación magnética. Pj grado de anisotropía corregido. T: parámetro de forma. K₁, K₂ y K₃ (valores en grados) ejes máximos, intermedio y mínimo del elipsoide. Dec/Inc: coordenadas esféricas del azimut y del hundimiento de cada eje principal de susceptibilidad. e/z: semi ángulos de los ejes mayor y menor de la elipse de 95% de confianza alrededor de la dirección media correspondiente.

Sitio	N	Km (x10-6 SI)	Parámetros ASM				Vectores					
			L	F	Pj	T	K1		K2		K3	
							Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z
AGC	94	97	1,045	1,005	1,056	-0,783	35/37	15/13	154/34	60/14	272/36	60/14
AGC (CAJA)	53	145	1,073	1,005	1,088	-0,864	34/40	11/9	158/32	66/84	272/34	66/11
AGC (GTO)	41	36	1,015	1,004	1,020	-0,558	23/18	33/22	126/34	59/33	270/50	59/20

Los especímenes del granitoide presentan valores de Km entre $5,9 \times 10^{-6}$ y 60×10^{-6} SI, mientras que los del metaconglomerado varían entre $67,4 \times 10^{-6}$ y 288×10^{-6} SI. Tarling y Hrouda (1993), sugieren que si una roca presenta $K < 500 \times 10^{-6}$ SI y contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes, su susceptibilidad y anisotropía serán controladas por la fracción paramagnética, lo cual aplica en este caso.

La foliación magnética es débil en ambas unidades, mientras que la lineación magnética es el elemento de fábrica más fuerte ($L > F$) (Fig. 26a). El granito presenta una lineación con dirección NNE-SSO con ángulo de inmersión de aproximadamente 18° y la roca caja presenta dirección NNE-SSO con ángulo de inmersión de 40° . Este sitio independientemente de la litología muestra una lineación magnética con dirección NNE-SSO con ángulos de buzamiento medios a bajo.

El grado de anisotropía (**Pj**) del granito a nivel especímen es bajo (Fig. 26a, b), menor a 6% y varía entre 1,016 y 1,060. El metaconglomerado presenta valores comprendidos entre 1,050 y 1,140, menor a 14%.

El parámetro de forma **T** presenta valores negativos en las dos unidades del sitio AGC (Fig. 26c), lo que sugiere elipsoides prolados (Hrouda, 1982). La información de los parámetros escalares a nivel espécimen está contenida en la figura 26.

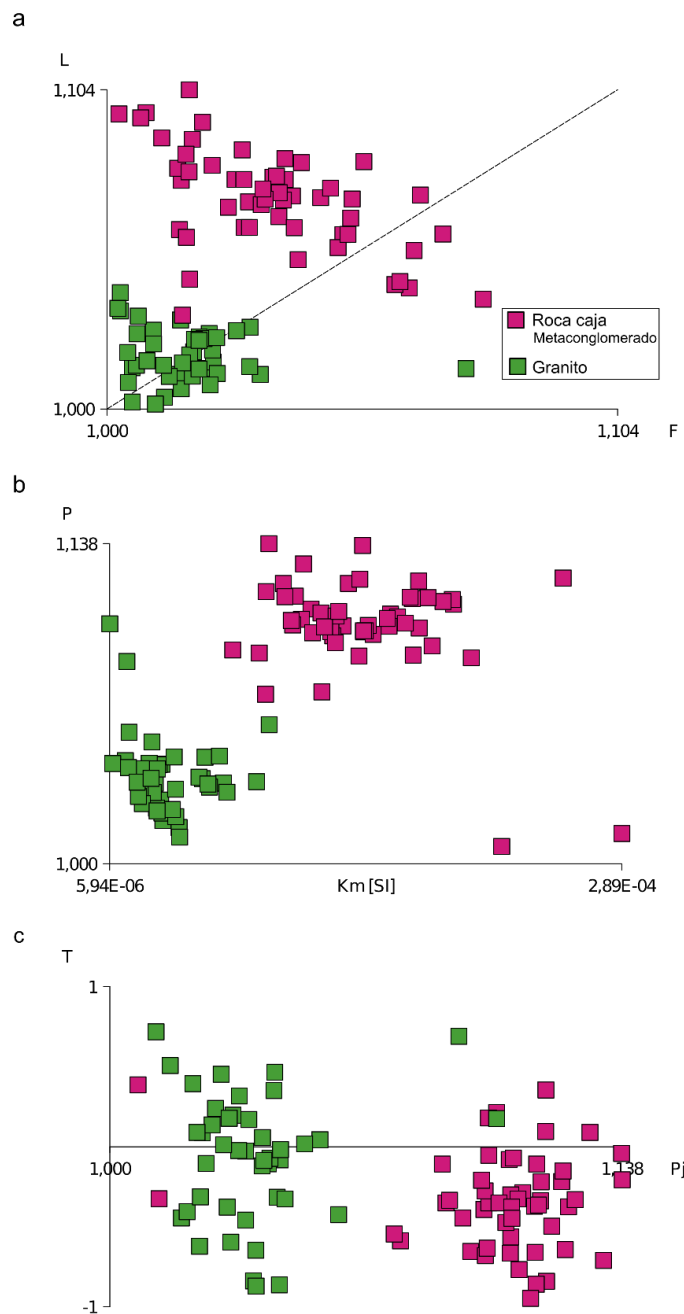


Figura 26: Parámetros escalares para el sitio **AGC** obtenidos con Software Anisoft. Cuadrados morados y verdes corresponden a la roca caja y al granito respectivamente. a) Lineación vs. Foliación; b) Susceptibilidad total (Km) vs grado de anisotropía (Pj); c) forma del elipsoide (T) vs. Grado de anisotropía (Pj).

Los estereogramas del sitio AGC se muestran en la (Fig. 27). A pesar de que la fábrica del granitoide muestra mayor dispersión de los ejes (Fig. 27c) que la roca caja (Fig. 27b), ambas unidades presentan una fábrica magnética lineal (Fig. 27a), con elipsoides prolados y eje K1 bien definido.

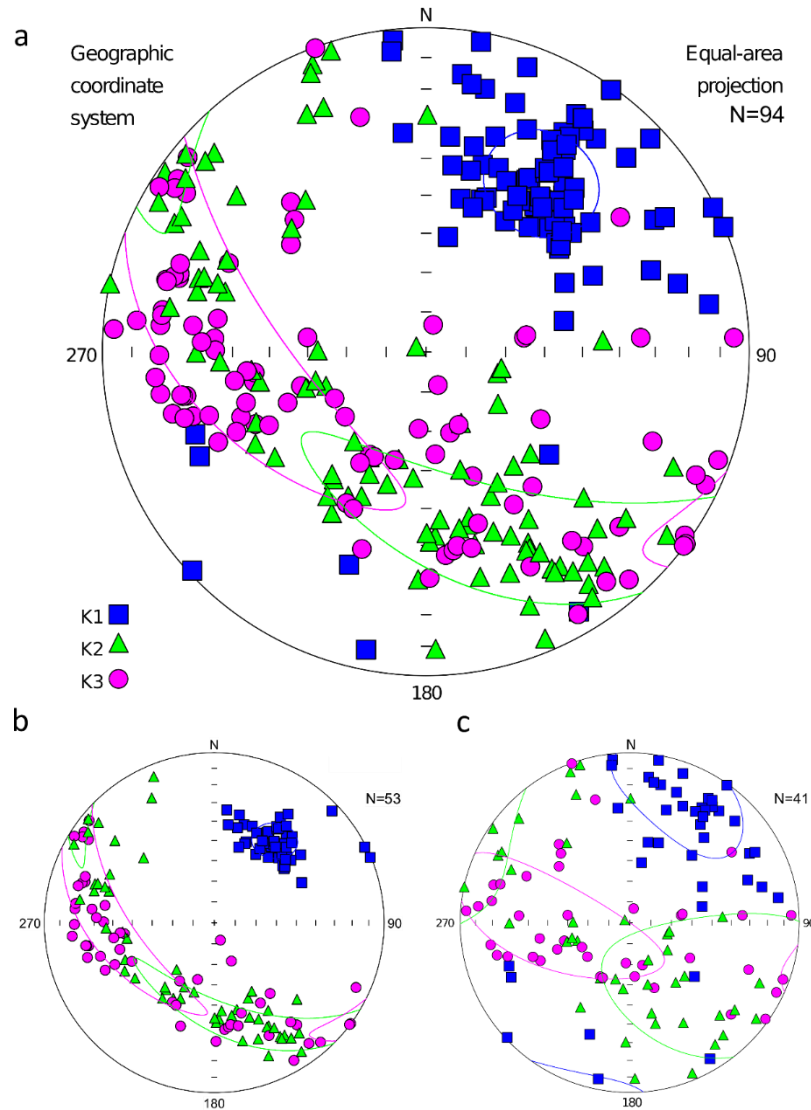


Figura 27: Proyecciones estereográficas en el hemisferio inferior de los ejes principales del elipsoide ASM y de sus elipses al 95% de confianza para el sitio AGC. a) sitio AGC; b) roca caja (metaconglomerado) en el sitio AGC; c) granito en el sitio AGC. Software Anisoft.

Para simplificar y sintetizar la información anteriormente descrita se elaboró la figura 28 que muestra el mapa de lineaciones y foliaciones magnéticas para el área de estudio.

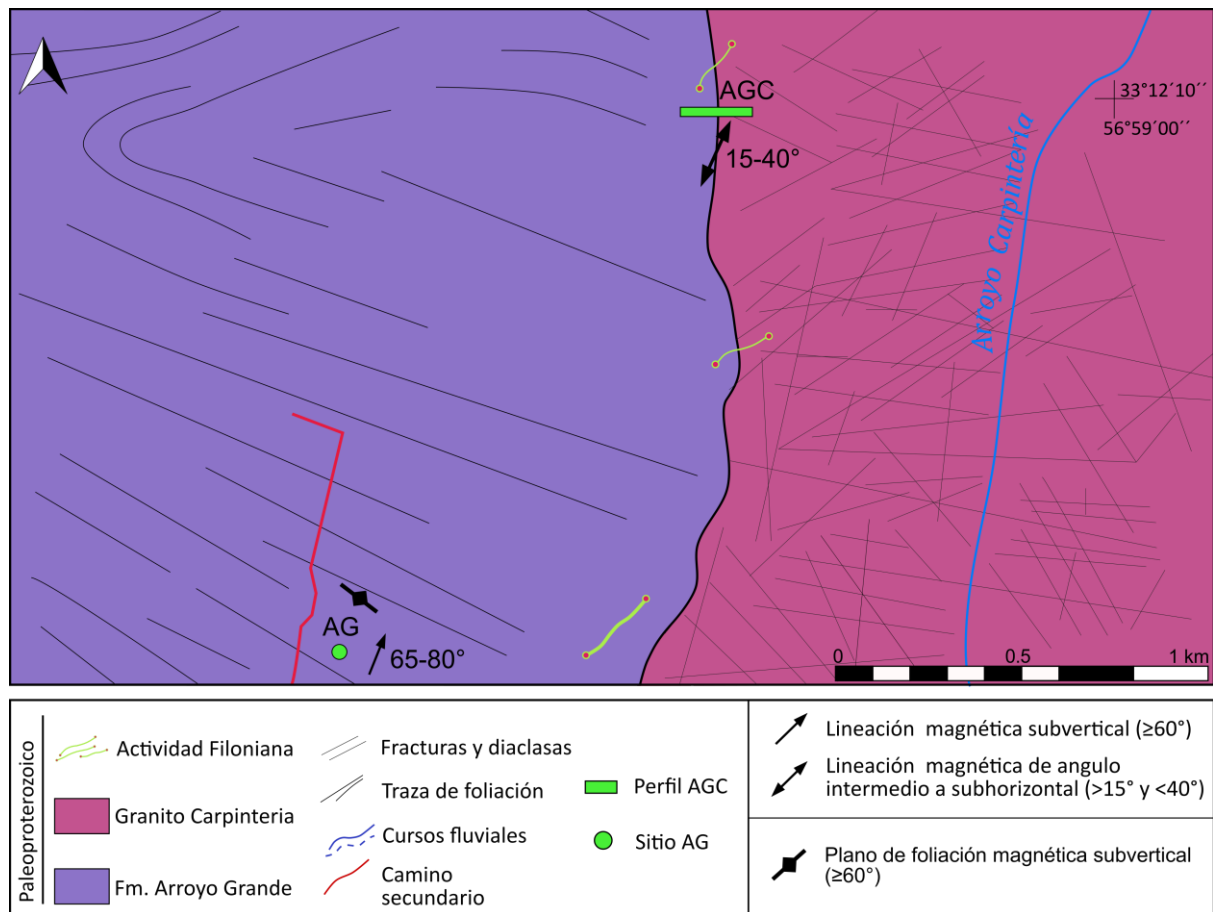


Figura 28: Mapa de lineaciones y foliaciones magnéticas para la zona de estudio.

5.4 MAGNETISMO DE ROCAS

Si bien la K_m de estas rocas es baja y cae en el campo de los minerales paramagnéticos (por lo cual solo contienen trazas de minerales ferromagnéticos *-sensu lato-*), se realizaron estudios de magnetismo de rocas para conocer mejor la mineralogía magnética presente.

Se midió la susceptibilidad en función de la temperatura durante el calentamiento (hasta 700°C) y el enfriamiento (a temperatura ambiente) de unos pocos miligramos de muestra triturada (con mortero de ágata) en una atmósfera inerte por bombeo continuo de argón. La figura 29 muestra el comportamiento de la temperatura de Curie correspondiente a la roca caja (Fig. 29a) y al granito (Fig. 29b). Ambas litologías muestran curvas irreversibles y un decaimiento en la susceptibilidad entre 580 y 600°C, lo cual sugiere fuertemente la presencia de magnetita.

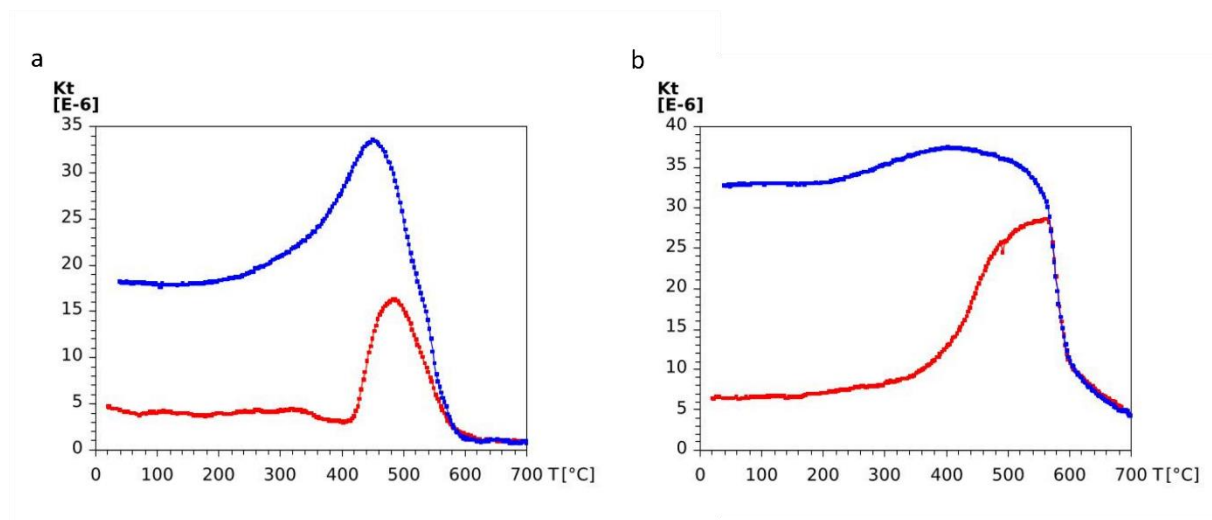


Figura 29: Curvas termomagnéticas (alta temperatura) de susceptibilidad (K) vs temperatura (T). Calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul). a) Formación Arroyo Grande; b) Granito Carpintería. Software Cureval8

Sería conveniente profundizar el conocimiento de la mineralogía magnética con observaciones microscópicas de pulidos calcográficos y estudios de anisotropía de remanencia.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los estudios petrográficos de anisotropía de susceptibilidad magnética, curvas termomagnéticas y de fluorescencia de rayos X, permiten señalar las siguientes conclusiones.

Las observaciones petrográficas y las curvas termomagnéticas de susceptibilidad vs. temperatura obtenidas, permitieron definir las asociaciones minerales presentes en las unidades estudiadas. Petrográficamente, el metaconglomerado presenta una asociación mineral (determinada en función de las relaciones texturales) dada por cuarzo + moscovita + biotita + granate + epidoto + clorita. Esta asociación de minerales es estable en las condiciones de presión y temperatura de metamorfismo en facies esquistos verdes superior - T entre 450 y 500°C, P entre 200 y 700 Mpa - (Spear, 1989, Bucher y Frey, 1994, Bucher y Grapes, 2011). Según la serie de Barrow (1893, 1912) corresponde a la zona del granate almandino, donde son estables la clorita, biotita, moscovita, granate, cuarzo. En esta asociación el granate es el mineral indicador de mayor temperatura el cual se forma aproximadamente a partir de los 450°C (Fig. 30).

Las microestructuras presentes en los dominios de grano medio de cuarzo son subgranos, extinción ondulante, en bandas, bordes irregulares y levemente lobulados. Estas estructuras evidencian recristalización dinámica, siendo el principal mecanismo la rotación de subgranos, el cual opera entre 400 - 500°C (Fig. 30). La ausencia de evidencias claras de migración de borde de grano sugiere que la temperatura no superó los 500°C (Hirth y Tullis, 1992). En las bandas de grano fino son comunes las juntas triples y los bordes casi poligonales que evidencian recristalización estática mediante reducción de borde de área de grano.

La presencia de granate junto con la rotación de subgranos como principal mecanismo de deformación en el cuarzo, sugieren que las condiciones de máxima temperatura registrada en las rocas son de entre 450° y 500°C.

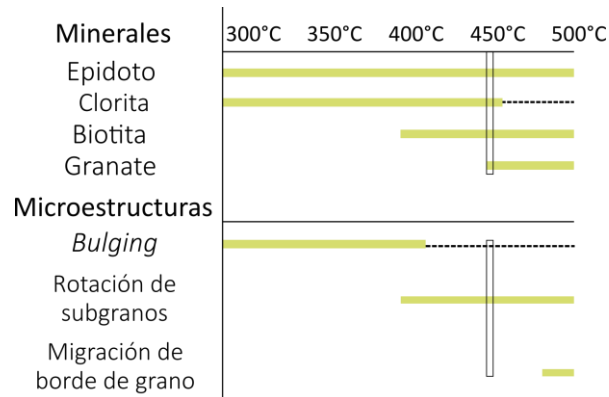


Figura 30: Minerales indicadores de metamorfismo en metapelitas con $X_{Fe}=0.8$ para condiciones de P y T de gradiente Barrowiano (tomadas de Bucher y Grapes 2011). Temperaturas para microestructuras en cuarzo según Hirth y Tullis (1992).

Por otra parte, las curvas termomagnéticas de susceptibilidad vs. temperatura sugieren que la magnetita sería el mineral magnético presente en estas unidades.

Según el criterio de Tarling y Hrouda (1993), la Formación Arroyo Grande y el Granito Carpintería son rocas débilmente magnéticas con susceptibilidades magnéticas bajas, menores a 5×10^{-4} SI. Esto implica que la susceptibilidad y anisotropía de estas rocas estaría controlada por la fracción mineral paramagnética. En particular, estas unidades contienen un alto porcentaje de filosilicatos, los cuales serían los responsables de su comportamiento magnético.

La Formación Arroyo Grande (FAG) presenta grado de anisotropía de susceptibilidad magnética (P_j) medio ($<10\%$). La forma de su elipsoide es oblada triaxial y con un buen agrupamiento de los tres ejes principales. La foliación magnética es el elemento de fábrica dominante $N334/77^\circ$, sin embargo, la lineación también es importante $N32/74^\circ$, lo cual es consistente con las observaciones de campo.

En la zona del contacto con el Granito Carpintería (GC), la FAG presenta P_j medio ($<14\%$) y el GC P_j bajo a medio ($<7\%$). Independientemente de la litología, estas rocas muestran una única fábrica magnética lineal con elipsoides prolados (buena concentración de ejes $K1$). La lineación magnética es importante con rumbo $N 35^\circ$ (NNE-SSO) e inmersión media a baja de entre 15° y 40° , mientras que la foliación magnética es débil. La presencia de una misma fábrica magnética en ambas unidades sugiere que la fábrica de la roca caja ha sido reseteada durante el emplazamiento del plutón y que las condiciones cinemáticas a un lado y al otro del contacto fueron las mismas.

Por el contrario, lejos del contacto, la fábrica magnética de la roca de caja muestra otras características, independientes del emplazamiento del granito. Bouillin et al. (1993), expresan que para plutones emplazados en la corteza superior, la zona dúctil de la roca de caja (que puede compartir la misma cinemática del plutón) es restringida a zonas de alta temperatura, las cuales son muy limitadas en extensión. En este trabajo, las asociaciones minerales de alta temperatura encontradas, justificaría la aplicación de este concepto.

Las diferencias entre el elipsoide ASM oblado de la formación Arroyo Grande, y el prolado localizado en el contacto con el granitoide, permite corroborar lo planteado por Ferrando y Fernández (1971), Fernández y Preciozzi (1974) y Francescchinis et al. (2017) de al menos dos etapas de deformación para esta unidad.

La lineación magnética (paralela a la lineación de estiramiento mineral) no es coincidente con la tendencia regional del TPA, la cual posiblemente sea el resultado de un evento de extensión (*stretching*) local NNE-SSO.

Se propone aquí que el Granito Carpintería correspondería a una intrusión tardi-tectónica emplazada durante este evento de extensión local. Por otra parte, estudios que se llevan a cabo sobre muestras del núcleo del plutón, permitirán proponer un modelo de emplazamiento para este cuerpo granítico.

7. BIBLIOGRAFÍA

- 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. y Stehli, F. G. (Eds) *The ocean basins and margins*. Plenum, Nueva York. pp 411-446.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.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., 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.
- Arduin Rode, F., Singer, S., García Saltzmann, S., Franceschinis, P., Loureiro Olivet, J., Campal, N., Morales Demarco, M., Sánchez Bettucci, L. (2018) *Preliminar anisotropy of magnetic susceptibility studies in the contact between Arroyo Grande Formation and Carpinteria Granite (Paleoproterozoic), Arroyo Grande Belt, Piedra Alta Terren, Uruguay: Inferences about deformation and metamorphism*. 49° Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, Brasil.
- Barcelona, H., Mena, M., Sánchez Bettucci, L. (2008) *Estudio preliminar de anisotropía de susceptibilidad magnética en rocas ígneas cretácicas del sudeste de Uruguay*. XVII Congreso Geológico Argentino. San Salvador de Jujuy
- Barcelona, H., Mena, M., Sánchez, L. (2009) *Preliminary AMS Study in Cretaceous Igneous Rocks of Valle Chico Complex, Uruguay: Statistical Determination of Magnetic Susceptibility*. AGU Joint Assembly. Toronto, Canada
- 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. (2010) *Estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética en la Formación Valle Chico, rocas ígneas cretácicas del sudeste de Uruguay*. Universidad de la Republica, Facultad de Ciencias, Uruguay.
- 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, Minas [CD-ROM].

- Barrow, G. (1893) *On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the S.E. Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism*. Q J Geol Soc London 49:330–358
- Barrow, G. (1912) *On the geology of lower Deeside and the southern Highland border*. Proc Geol Assoc 23:268–284
- 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.
- Basei, M.A.S, Sanchez Bettucci, L., Peel, E., Porta Preciozzi, F. (2016) LAICPMS U–Pb zircon ages from basement and metamorphic cover of Piedra Alta Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo
- Basley, J.R y Buddington, A.F. (1960) *Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses*. Am. J. Sci. 285 A, 6-20.
- Bonnevalle, L., Aífa, T., Hallot, E., Masquelin, H. (2010) *Magnetic fabrics across a Mesozoic Cuaró doleritic dyke, Paraná, Uruguay*. 5th International Symposium on Hydrocarbons & Chemistry
- Borradaile, G. J y Tarling, H. (1981) *The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks*. Tectonophysics, 77, 151 - 168.
- Borradaile, G.J. (1988) *Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain*. Tectonophysics, 156, 1 - 20.
- Borradaile, G.J y Henry, B. (1997) *Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy*. Earth Sci. Rev. 42, 49 – 93.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay II*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo, 411 pág.
- Bossi, J., Campal, N. (1991) *Granitos negros filonianos del Uruguay - Resultados de las Investigaciones*. Ed Facultad de Agronomía, Montevideo.
- Bossi, J y Navarro, R. (1991) *Geología del Uruguay I*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, pp 453.
- Bossi, J. y 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., Campal, N., Preciozzi, F. (1993) *Precámbrico del Uruguay, parte I: Terreno Piedra Alta*. DINAMIGE–UdelaR, pp. 1-58.
- Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N. (1993b) *Predevoniano del Uruguay. Parte I: Terreno Piedra Alta*. Ed. DINAMIGE. 1-50. Montevideo - Uruguay.

- Bossi, J. y Ferrando, L. (2001) *Carta geológica del Uruguay*. Geoeditores. CD-ROM, Montevideo.
- Bossi, J. y Piñeyro, D. (2014) Terreno Piedra Alta. En: Bossi, J. y Gaucher, C. (eds) *Geología del Uruguay*. Tomo 1: Predevónico. Universidad de la República, Montevideo, pp 45–86.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., T. Djouadi, T., Rochette, P. (1990) *Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foixm pluton (French Pyrenees)*. Tectonophysics 184, 157-171.
- Bouillin, J. P., Bouchez, J. L., Lespinasse, P., & Pecher, A. (1993) *Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba, Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, 118(1-4), 263-279.
- Bucher, K y Frey, M. (1994) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Alemania, Springer – Verlag Berlin Heidelberg.
- Bucher, K y Grapes, R. (2011) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Alemania, Springer – Verlag Berlin Heidelberg.
- Butler, R. (1998) *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Edición electrónica (<http://www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/>). Universidad de Arizona, EE. UU. 238 pp.
- Campal, N. (1990) *Aportes al conocimiento de la estratigrafía durante el Precámbrico Medio del Uruguay*. In: 1° Congreso Uruguayo de Geología. Actas: p.65-70 (resumen ampliado).
- 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.
- Caorsi, J y Goñi, J. (1958) *Geología Uruguay*. Boletín del instituto Geológico del Uruguay. 37: 1-73.
- Cingolani, CA., (2011) *The Tandilia system of Argentina as southern extension of the Río de la Plata craton: an overview*. Int J Earth Sci 100:221–242
- Collinson, D.W. (1983) *Methods in Rocks Magnetism and Paleomagnetism*. Chapman & Hall, London, 503p.
- Darwin, C. (1846) *Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836*. London: Smith Elder and Co. 276 pág.
- Ferrando, L y Fernandez, A. (1971) *Esquema tectónico - cronoestatigráfico del predevoniano en Uruguay*. En: XXV Congreso Brasileiro de Geología. I: 199-210. San Pablo. Paulo.
- Fernandez, A y Preciozzi, F. (1974) *La formación Arroyo. Grande y los granitoides asociados*. En: Anales. XXVIII Congreso. Brasileiro de Geología pp 212–226
- Flinn, D. (1962) *On folding during three dimensional progressive deformation*. Q. J. Geol. Soc. Lond., 118, 385-428.

- Franceschinis, P., Rapalini, A., Sánchez Bettucci, L., Martinez Dopoco, C., Milanese, F. (2017) *Magnetic fabrics of late to post-tectonic paleoproterozoic intrusive bodies of the Piedra Alta terrane, Río de La Plata craton, Uruguay*. 5ta Reunión Bienal Latinmag. Santiago de Queretaro, Mexico.
- Garcia Saltzmann, S y Singer, S. (2017) *Estudio preliminar de la fábrica magnética del Granito paleoproterozoico de Carpintería, Cinturón Arroyo Grande, Terreno Piedra Alta, Uruguay. Inferencias sobre su modo de emplazamiento*. Congreso Argentino de Estudiantes de Geología (CADEG). Córdoba, Argentina.
- Halls, H.C., Campal, N., Davis, D.W., Bossi, J. (2001) *Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: Paleomagnetic and economic implications*. Journal of South American Earth Sciences, 14(4): 349-361.
- Hartmann, L.A. (2001) *Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay—SHRIMP U–Pb zircon reconnaissance geochronology*. J South Am Earth Sci 14:557–570.
- Hirth, G y Tullis, J. (1992) *Dislocation creep regimes in quartz aggregates*. J Struct Geol 14:145–159.
- 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 y Janák, F. (1976) *The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation*. Tectonophysics, 34, 135 - 148.
- Hrouda, F. (1982) *Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics*. Geophys. Surveys 5, 37-82.
- Jelinek, V. (1976) *The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application*. Geophysika, Brno.
- Jelinek, V. (1978) *Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens*. Studia Geophysica et Geodetica 22, 50-62.
- Jelinek, V. (1981) *Characterization of the magnetic fabric of rocks*. Tectonophysics 79, 63-67.
- Lossada, A. C., Rapalini, A. E., Sánchez Bettucci, L. (2014) *Enjambre de diques básicos de Nico Pérez-Zapicán, Uruguay: evidencias radimétricas y paleomagnéticas sobre su edad*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 71(3), 345-355.
- Lowrie, W. (2007) *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press
- Masquelin, E., Aífa, T., Muzio, R., Hallot, E., Veroslavsky, G., Bonneville, L. (2009) *The Cuaró Mesozoic doleritic dyke swarm, southern Paraná basin Uruguay: Examples of superimposed magnetic fabrics?* Compte Rendus Geoscience, 341, 1003-1015. ISSN 1631-0713.

- Mac Millan, J. (1933) *Terrenos precámbricos del Uruguay*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 18:1-60.
- Meert, J.G. (2002) *Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia*. Gondwana Research. 5: 207–215.
- Nagata, T. (1961) *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo, 350 pp
- Opdyke, N y Channel, J. (1996) *Magnetic Stratigraphy*. Dmowska, R. & Holton, J. (Eds.). International Geophysics Series, vol. 64. Department of Geology, University of Florida, USA. 346 pp.
- Oriolo, S., Oyhantcabal, P; Wemmer, K., Heidelbach, F., Pfänder, J., Basei, M., Hueck, M., Hannich, F., Sperner., Siegesmund, S. (2016) *Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay*. Journal of Structural Geology. 92. 59-78. 10.1016/j.jsg.2016.09.010.
- Oyhantcabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., Huelmo, S. (2003) *Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado*. Rev Soc Urug Geol Pub Esp 1:38–48
- Oyhantcabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P. (2007) *Post collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brazilian-Pan African, Uruguay)*. Lithos. 98: 141-159.
- Oyhantcabal, P., Spoturno, J., Loureiro, J. (2007b) *Caracterización geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región Centro-Sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta—Cratón Del Río De La Plata)*. In: Actas V Congreso Uruguayo de Geología. CD-ROM
- Oyhantcabal, 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.
- Oyhantcabal, P. Oriolo, S. Philipp, R. Wemmer, K. Siegesmund, S. (2018) *The Nico Pérez Terrane of Uruguay and southeastern Brazil*. In: Siegesmund S., Basei M., Oyhantcabal P., Oriolo S. (eds) Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews. Springer, Cham. pp 161-188
- Oyhantcabal P., Cingolani C.A., Wemmer K., Siegesmund S. (2018) *The Río de la Plata Craton of Argentina and Uruguay*. In: Siegesmund S., Basei M., Oyhantcabal P., Oriolo S. (eds) Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews. Springer, Cham. pp 89-105
- Passchier, C y Trouw. R. (2005) *Microtectonics*. Berlin: Springer Verlag in Heidelberg. 366p.
- Parés, J.M y Dinarès-Turell, J. (1993) *Magnetic fabric in two sedimentary rock types from the Southern Pyrenees*. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 45, 193 – 205

- Pérez, C. (2011) *Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) de la Formación Sierra de los Ríos (Cerro Largo, Uruguay)*. Universidad de la Republica, Facultad de Ciencias, Uruguay.
- Pérez, C., Sánchez Bettucci, L., Rapalini, A. (2013) *Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) de riolitas y diques riolíticos pertenecientes a la Formación Sierra de Ríos (Cerro Largo, Uruguay)*. VII Congreso Uruguayo de Geología & I Simposio de minería y desarrollo del cono Sur. Uruguay.
- 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., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi. P., (1985). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Dirección Nacional de Minería y Geología Montevideo. 92p.
- Preciozzi, F., Bossi, J. & Morales, H. (1991) *The Uruguayan crystalline basement*. Global. Geosciences Transect, Valparaiso-Chile, Punta del Este-Uruguay, Ed. C.M. Podozis.
- Preciozzi, F. (1993) *Petrography and geochemistry of five granitic plutons from southcentral Uruguay*. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane. PhD Thesis, Université du Québec, Quebec, 189 pp
- Rapalini, A., Sánchez Bettucci, L., Badgen, E., Vásquez, C. (2015) *Paleomagnetic Study on mid-Paleoproterozoic rocks from the Rio de la Plata Craton: Implications for Atlantica*. Gondwana Research. 27: 4, 1534-1549.
- Rathore, J.S. (1979) *Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian Slate Belt of North Wales and correlation with strain*. Tectonophysics, 53, 83 - 97.
- Rochette, P. (1987) *Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies*. Journal of Structural. Geology 9, 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., (1992) *Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility*. Reviews of Geophysics 30 (3), 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 y Santosh, M. (2002) *Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent*. Gondwana Research. 5: 5–22.
- Rogers, J.J.W y Santosh, M. (2003) *Supercontinents in Earth History*. Gondwana Research, 6: 357–368.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, E., (2010a) *The Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay*. International Geology Review, 52(1): 51-78. ISSN 0020-6814
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Oyhantçabal, P. (2010b) *Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata Craton*. International Geology Review, 52: 1, 32-50.

- Singer, S. (2013) *Paleomagnetismo y anisotropía de la susceptibilidad magnética de ignimbritas del Complejo Volcánico Altiplano- Puna, Andes Centrales: su aplicación a la reconstrucción volcano-tectónica*. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Spear, F y Cheney, J. (1989) *A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$* . Contrib Mineral Petrol 101:149-164
- Stacey, F.D., Joplin, G., Lindsay, J. (1960) *Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S. E. Australia*. Geophysica Pura e Applicata. 47, 30-40.
- Tarling, D.H y Hrouda, F. (1993) *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 217p.
- Tauxe, L. (2010) *Essentials of paleomagnetism*. Univ of California Press.
- 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. (1911) *Las rocas cristalinas fundamentales de los alrededores de Montevideo*. Revista del Instituto de Agronomía, 9: 1-39.
- Walther, K. (1919) *Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay*. Rev'm del Instituto Nacional de Agronomia, (2a Serie) 3: 3-67.
- Walther, K. (1920) Ideas Generales sobre la Geología del Uruguay. Revista de la Asociación Rural del L'nigriar. 49: 925-951.
- Walther, K. (1924) *Estudios geológicos y geomorfológicos*. Revista del Instituto de Historia y Geografía. 3: 1-32.
- Walther, K. (1927) *Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 10: 1-381.

Referencias web

- http://www.periodicas.edu.uy/o/Anales_Universidad/pdfs/Anales_Universidad_a31_n110_1921.pdf
- <https://www.bruker.com/es/products/x-ray-diffraction-and-elemental-analysis/x-ray-fluorescence/what-is-xrf.html>

Softwares

- Anisoft 4.2 – Agico, Inc.
- Safyr6 – Agico, Inc.
- Cureval - Agico, Inc.
- Sufyte5 - Agico, Inc.

Anexo 1

Datos XRF – Fm. Arroyo Grande

N° muestra	Concentración en %									Concentración en ppm													
	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	MnO	Fe2O3	S	Cl	V	Cu	Rb	Sr	γ	Zr	Mo	Cd	Ba	La	Ce	Ta
AGC 4	1,0	8,4	91,3	0,1	0,8	1,3	0,3	0,3	3,1	193	31	0	21	0	146	15	83	0	0	270	0	0	0
AGC 10	0,6	7,3	82,3	0,0	1,5	1,1	0,2	0,0	2,0	0	6	5	28	20	200	6	36	9	0	875	0	0	0
AGC 5	1,1	5,8	74,1	0,0	0,9	1,5	0,2	0,0	2,4	0	51	36	33	61	217	10	70	9	0	355	0	182	0
AGC 4	1,1	5,7	79,6	0,0	0,8	0,9	0,2	0,1	2,6	12	27	15	25	26	187	9	77	14	0	470	0	99	0
AGC 6	1,0	5,2	86,0	0,0	0,6	0,7	0,1	0,0	1,6	194	38	0	26	8	144	9	87	0	0	327	0	0	0
AGC 9	0,6	7,9	89,2	0,1	1,1	1,5	0,2	0,3	2,6	176	363	0	16	0	149	11	76	0	0	265	0	0	0
AGC 12	1,0	7,8	77,6	0,1	1,1	1,3	0,2	0,3	2,7	0	0	21	30	34	206	12	71	9	0	623	0	0	0
AGC 15	0,7	7,2	80,4	0,0	1,2	1,4	0,2	0,0	1,6	0	0	10	23	28	223	4	59	11	0	407	0	0	0
AGC 15	0,8	7,0	81,3	0,1	1,6	1,3	0,2	0,0	1,7	0	0	12	28	25	205	6	43	8	0	720	0	165	0
AGC 16	1,0	9,5	79,9	0,0	1,0	1,6	0,4	0,0	2,3	0	0	18	21	23	178	10	141	11	0	260	0	83	0
AGC 17	1,2	6,5	75,9	0,0	1,1	1,3	0,3	0,0	2,9	0	0	26	24	45	216	8	66	14	0	488	0	43	0
AGC 18	0,7	7,4	82,9	0,1	0,8	1,4	0,2	0,0	1,8	0	0	8	24	9	240	17	83	0	0	245	0	255	0
AGC 19	0,8	10,8	76,4	0,2	0,8	2,4	0,6	0,0	2,2	0	20	33	0	18	282	13	151	6	0	349	0	0	89
AGC 21	0,5	13,4	80,7	0,0	1,2	2,7	0,1	0,0	0,9	0	43	10	22	3	282	33	211	9	0	727	266	57	0
AGC 22	1,2	8,9	79,0	0,0	1,2	2,2	0,2	0,0	2,5	0	285	18	23	33	202	10	65	7	0	275	0	0	0
AGC 23	1,2	11,3	76,0	0,1	2,1	2,3	0,3	0,0	3,0	186	199	19	19	40	252	11	67	0	0	711	0	0	0
AGC 24	1,4	8,0	81,2	0,0	1,5	4,1	0,1	0,1	4,5	0	0	8	23	21	162	8	56	0	0	417	0	0	0
AGC 25	0,8	9,2	86,2	0,0	1,9	1,4	0,2	0,0	1,8	38	0	0	69	0	221	6	43	0	0	751	0	97	0
AGC 26	0,6	6,3	95,2	0,0	0,7	0,4	0,2	0,0	1,9	0	0	0	25	0	86	8	57	7	0	0	0	0	0
AGC 27	0,7	10,6	92,7	0,0	2,1	1,4	0,2	0,0	2,6	0	26	0	21	0	142	2	69	4	0	1035	0	0	0
AGC 28	0,9	7,4	91,3	0,1	1,0	1,1	0,2	0,0	2,4	8	0	0	17	0	158	12	56	6	17	0	0	0	0
AGC 29	0,8	10,5	88,5	0,1	1,0	1,9	0,2	0,0	2,2	136	37	0	20	0	177	13	99	3	0	274	222	0	0
AGC 30	0,9	9,4	90,5	0,1	1,0	1,7	0,2	0,0	2,2	0	0	0	0	0	143	12	79	5	0	0	0	105	76
AGC 34	1,1	7,9	87,4	0,0	1,1	1,7	0,2	0,0	2,2	0	49	0	20	0	185	13	81	4	0	588	0	180	0
AGC 35	1,0	10,2	86,5	0,1	1,8	1,4	0,3	0,1	4,3	0	0	0	19	0	159	13	91	0	0	237	0	0	0
AGC 37	1,1	8,9	89,8	0,0	1,6	1,2	0,2	0,0	2,3	0	7	0	3	0	151	9	52	6	0	387	0	0	84
AGC 38	0,7	8,8	91,6	0,0	1,4	1,3	0,2	0,0	2,1	0	76	0	19	0	161	8	43	3	0	361	0	0	0
AGC 39	1,1	5,7	88,9	0,0	0,9	1,2	0,3	0,0	2,7	72	184	0	25	1	132	11	59	10	0	386	0	0	0
AGC 61	0,7	7,7	95,5	0,0	1,5	1,0	0,2	0,0	1,8	51	1285	0	18	0	107	2	52	3	0	418	0	0	0
AGC 41	1,0	8,1	87,7	0,0	1,2	1,2	0,2	0,0	2,6	0	7	0	21	0	193	8	63	9	0	491	0	34	0
AGC42	0,7	7,7	97,2	0,0	1,8	0,8	0,3	0,0	2,1	48	152	0	21	0	83	2	129	0	0	470	0	0	0
AGC 43	0,8	6,3	96,7	0,0	0,9	0,8	0,1	0,0	1,4	4	42	0	18	0	87	11	82	0	15	394	240	22	0
AGC 48	0,8	6,4	92,2	0,0	1,3	0,7	0,2	0,0	1,6	24	1	0	0	0	117	9	47	6	0	409	0	0	73
AGC 50	0,7	4,7	89,2	0,0	1,0	0,7	0,2	0,0	1,4	166	211	0	52	4	110	9	24	0	0	0	0	0	0
AGC 51	0,6	5,1	90,3	0,0	0,8	0,9	0,2	0,0	2,0	0	464	0	18	0	96	6	33	0	0	0	0	0	0
AGC 52	0,6	7,2	96,9	0,1	0,9	1,0	0,2	0,0	1,9	509	0	0	17	0	91	3	55	0	0	0	0	0	0
AGC 59	1,0	7,5	92,4	0,1	0,8	1,9	0,2	0,0	1,6	61	0	0	19	0	170	10	91	6	0	293	0	306	0

N° muestra	Concentración en %									Concentración en ppm													
	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	MnO	Fe2O3	S	Cl	V	Cu	Rb	Sr	Y	Zr	Mo	Cd	Ba	La	Ce	Ta
GC22-2B	0,8	7,1	96,9	0,1	1,1	1,1	0,2	0,0	2,4	30	3	0	22	0	85	2	82	0	0	0	0	0	0
GC22-4	1,2	9,7	87,4	0,1	1,4	1,5	0,2	0,0	3,3	0	42	0	1	0	129	15	70	7	0	284	0	0	68
GC22-1	0,8	7,1	88,6	0,1	1,2	1,0	0,3	0,0	2,9	0	39	0	25	0	132	15	96	7	0	0	0	0	0
GC22-3	0,6	13,5	83,3	0,1	1,3	2,3	0,5	0,0	2,5	31	0	5	22	0	227	15	114	2	0	821	0	21	0
AGC 2-1	0,9	10,6	81,3	0,0	3,1	0,3	0,4	0,1	2,2	0	138	6	18	29	55	43	267	5	0	480	0	140	0
AGC 2-2	0,9	12,3	79,5	0,0	3,4	0,5	0,2	0,0	1,9	0	0	11	23	31	81	45	193	16	0	591	0	0	0
AGC 2-3	0,9	9,5	85,3	0,0	2,4	0,4	0,2	0,0	1,6	0	0	0	0	4	55	28	151	13	0	482	0	270	140
AGC 2-4	0,9	10,5	84,4	0,0	2,4	0,5	0,2	0,0	1,7	0	184	1	1	4	103	38	183	7	0	400	0	94	76
AGC 2-5	0,5	9,2	92,3	0,0	2,3	0,4	0,2	0,0	1,6	0	0	0	18	0	73	30	205	6	0	225	0	0	0

Datos XRF – Granito Carpintería

N° muestra	Concentración en %									Concentración en ppm													
	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	MnO	Fe2O3	S	Cl	V	Cu	Rb	Sr	Y	Zr	Mo	Cd	Ba	La	Ce	Ta
AGC1	0,4	16,7	73,2	0,0	6,8	1,0	0,1	0,0	0,3	293	0	23	o	76	355	2	43	0	0	1590	0	0	0
AGC 2	0,4	15,2	83,1	0,0	5,6	0,8	0,1	0,0	1,0	0	0	4	21	0	177	7	36	0	0	521	0	0	0
AGC 3	0,8	11,8	86,1	0,0	2,3	1,2	0,1	0,0	0,9	0	0	0	o	0	194	6	45	6	0	218	0	0	124
AGC 7	0,7	6,9	92,7	0,0	1,9	0,4	0,0	0,0	0,5	25	0	0	19	0	155	7	64	0	0	1325	0	0	0
AGC 8	0	20,7	81,3	0,1	2,6	2,3	0,0	0,0	0,4	333	30	1	0	0	223	1	81	0	0	228	0	0	142
AGC 11	1,3	15,6	82,5	0,1	4,5	1,3	0,3	0,0	2,0	51	9	5	50	0	239	11	132	12	0	956	0	93	0
AGC 13	0,1	13,3	88,2	0,1	1,8	1,5	0,0	0,0	0,2	242	118	0	20	0	239	9	97	7	0	758	0	0	0
AGC 14	0,4	13,0	77,5	0,0	4,8	0,9	0,0	0,0	0,3	0	0	13	29	43	167	5	17	0	0	805	0	271	0
AGC 20	0,9	17,7	80,4	0,1	3,1	1,7	0,1	0,0	1,1	0	0	4	0	0	159	9	51	6	0	772	0	0	147
AGC 32	0,5	11,5	80,1	o	3,0	1,2	0,1	0,0	0,5	0	0	8	0	21	219	6	48	0	0	772	0	0	76
AGC 33B	0,7	14,6	84,9	0,0	2,4	1,6	0,0	0,0	0,3	297	0	1	0	0	249	1	40	7	0	686	0	0	118
AGC 44	0,3	11,7	86,9	0,0	3,8	1,0	0,1	0,0	0,6	403	8	0	0	0	235	7	45	10	0	625	0	1532	109
AGC 45	0,5	9,6	87,9	0,0	1,6	1,3	0,0	0,0	0,3	170	0	0	21	0	205	6	90	0	0	312	0	410	0
AGC 46	0,3	18,2	81,0	0,1	3,7	2,1	0,0	0,0	0,4	0	0	2	20	0	272	2	55	4	0	727	0	0	0
AGC 47	0,6	11,4	87,7	0,0	1,4	1,4	0,1	0,0	0,7	577	155	0	20	0	199	3	86	0	0	425	0	0	0
AGC 53	0,6	7,7	90,2	0,0	2,8	0,5	0,1	0,0	0,5	592	0	0	21	0	140	6	141	7	17	735	263	0	0
AGC 54	0,3	14,1	71,8	0,0	3,3	1,4	0,0	0,0	0,3	0	0	5	22	73	307	2	1	0	0	111	0	0	0
AGC 55	0,7	13,9	79,3	0,0	5,4	0,7	0,1	0,0	0,4	220	0	5	27	21	197	5	24	0	0	758	0	0	0
AGC 56	0,5	17,6	56,3	0,1	7,8	0,8	0,1	0,0	0,3	328	0	205	0	257	700	0	14	18	0	5497	0	4745	99
AGC 57	0,5	13,5	72,4	0,0	3,1	1,4	0,0	0,1	0,5	57	0	13	0	59	371	1	35	10	0	850	0	0	138
AGC 58	0,5	8,0	92,5	0,0	2,2	0,8	0,1	0,0	0,7	239	0	0	24	0	167	4	56	3	0	538	0	0	0
GC 22-2	0,4	13,3	86,3	0,7	0,5	2,4	0,0	0,0	0,7	74	0	0	45	0	157	17	29	0	0	638	0	0	0
GC 22-5	0,7	19,0	77,5	0,0	4,2	1,8	0,1	0,0	1,0	0	0	9	0	0	317	1	58	7	0	948	0	137	112
GC 22-6	0,5	12,4	80,4	0,0	2,1	1,5	0,0	0,0	0,4	0	0	9	14	11	357	3	49	7	0	741	0	587	0
GC 22-7	1,1	13,9	64,8	0,0	2,5	1,8	0,3	0,0	2,7	118	22	30	0	129	394	8	41	0	0	800	0	0	106
GC 21-1	0,3	15,8	77,7	0,0	2,1	2,2	0,1	0,0	0,6	0	0	16	0	10	455	1	73	0	0	640	0	72	137