Trabajo Final de Licenciatura

ESTUDIO PRELIMINAR DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN ROCAS CRETÁCICAS DEL SUR DE URUGUAY: CARACTERIZACIÓN DE DOMINIOS DE AMS EN LAS ESTRUCTURAS

Hernán Barcelona

2010

Directoras: Leda Sánchez Bettucci y Mabel Mena

Universidad de la República
Facultad de Ciencias

RESUMEN

Se realizó un estudio preliminar de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en rocas asociadas al magmatismo mesozoico que afloran al sudeste de Uruguay y que están relacionadas con la ruptura del margen occidental del Gondwana.

El área de estudio comprendió al Cerro Arequita, a 11km al norte de la ciudad de Minas y al macizo Valle Chico, entre los poblados de Mariscala y Colón, Departamento de Lavalleja. Se extrajeron 274 especímenes orientados para estudios de AMS en 19 sitios ubicados en afloramientos de las Formaciones Puerto Gómez, Arequita y Valle Chico, todas de edad cretácica temprana. El muestreo comprende riolitas, traquitas, basaltos, sienitas y rocas volcaniclásticas primarias, asociadas a estructuras de coladas, diques, plutones y flujos piroclásticos.

Se identificaron dominios de anisotropía de susceptibilidad magnética previo a la obtención de los tensores medios de AMS con el fin de disminuir el error asociado al muestreo. La AMS permitió caracterizar aspectos de la fábrica magnética en las unidades litoestratigráficas de las zonas de estudio.

Las AMS resultaron coherentes con las estructuras que la portan y se realizaron inferencias geológicas al respecto. Considerando las orientaciones de la AMS, distintos rasgos estructurales no evidenciados en afloramiento pudieron ser develados.

El estudio preliminar de la AMS determinó que las rocas mesozoicas han preservado su AMS y una posterior densificación del muestreo permitirá determinar aspectos de la historia tectónica, magmática y sedimentaria acontecida en la región.

Contenido

RESUMEN II

CONTENIDO III

1. INTRODUCCIÓN 1
   1.1 Objetivos 1
   1.2 Ubicación geográfica 2
   1.3 Descripción general de la zona de estudio 2
   1.4 Metodología de trabajo 3
   1.5 Antecedentes 5

2. GEOLOGÍA 7
   2.1 Introdución 7
   2.2 Geología regional: Provincia Paraná-Etendeka 8
      2.2.1 Introducción 8
      2.2.2 Edad 9
      2.2.3 Geoquímica de los basaltos 10
      2.2.4 Geoquímica de las riolitas 10
      2.2.5 Fuente mantélica de las lavas cretácicas 10
      2.2.6 Aportes de la AMS 11
   2.3 Ambientes Mesozoicos en Uruguay 12
      2.3.1 Introducción 12
      2.3.1 Cuenca Norte 13
      2.3.2 Cuenca de Punta del Este 13
      2.3.3 Cuenca Santa Lucía 14
      2.3.4 Cuenca de la Laguna Merín 15
      2.3.5 Fosas menores 15
   2.4 Unidades litoestratigráficas del área de estudio 16
      2.4.1 Introducción 16
      2.4.2 Unidades Precámbricas 17
      2.4.3 Formación Puerto Gómez 17
      2.4.4 Formación Valle Chico 18
      2.4.5 Formación Arequita 20
   2.5 Aspectos geoquímicos de las unidades e inferencias petrogenéticas 22

2.5.1 Introducción 22
2.5.2 Geoquímica de las unidades 23
2.5.3. Inferencias petrogenéticas 24
2.6 Geocronología 25
2.7 Evolución tectónica mesozoica local 27

3. AMS 29
3.1 Introducción 29
3.2 Representación de la susceptibilidad magnética en el espacio 32
3.3 AMS aplicada a la narración histórica de la geología. Implicancias del modelo teórico de adquisición de fábrica 34
3.4 Origen de la AMS 35
3.5 Fábrica normal, intermedia e inversa 37
3.6 Conceptos de AMS y fábrica 39
3.7 Métodos estadísticos tensoriales 42
3.8 Parámetros de AMS 43
3.9 AMS en función de las estructuras 46
3.9.1 AMS en cuerpos plutónicos 46
3.9.2 AMS en diques 48
3.9.3 AMS en coladas 53
3.9.4 AMS en depósitos ignimbríticos 54

4. TEORÍA DE LOS DASM. METODOLOGÍA 56
4.1 Teoría de los DASM 56
4.1.1 Introducción 56
4.1.2 Dominios de anisotropía de susceptibilidad magnética. Marco teórico, definición y supuestos 57
4.2 Metodología 58
4.2.1 Condiciones del muestreo y análisis de valores de los parámetros 58
4.2.2 Pruebas de normalidad 60
4.2.3 Criterios para el agrupamiento de datos 60
4.2.4 Contraste de medias 61
4.2.5 Legitimación de DASM y estadística tensorial 67
4.2.6 El error experimental como limitante en la discriminación 67
4.2.7 Parámetros descriptivos usados 68

5. ANÁLISIS DE LA AMS 69
5.1 Consideraciones previas al análisis de la AMS 69
5.2 Zona de Valle Chico 69
5.2.1 Diques riolíticos de la Formación Arequita 69
5.2.2 Diques traquíticos 80
5.2.3 Basalto-andesitas de la Formación Puerto Gómez 86
5.2.4 Sienitas de Valle Chico 90
5.3 Zona del Cerro Arequita 93
5.3.1 Riolitas del Cerro Arequita 93
5.3.2 Basaltos de la Formación Puerto Gómez 95
5.3.3 Análisis de las AMS en la zona del Cerro Arequita 96

6. CONCLUSIONES 98
Aspectos del muestreo preliminar 98
AMS en la zona de Valle Chico 99
Diques riolíticos de la Formación Arequita 99
Diques traquíticos de la Formación Valle Chico 100
Coladas basalto-andesíticas de la Formación Puerto Gómez 101
Sienitas de la Formación Valle Chico 101
AMS en la zona del Cerro Arequita 102
Riolitas de la Formación Arequita 102
Coladas basalto-andesíticas de la Formación Puerto Gómez 102
Conclusiones sobre la metodología para determinar DASM previo al análisis tensorial 103

Agradecimientos 104

REFERENCIAS 105

APÉNDICES 125
A. Descripción de cortes petrográficos 125
B. Tabla de las AMS medidas. 129

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

El objetivo principal y motivo del presente trabajo final de Licenciatura es caracterizar en forma preliminar la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS, por sus siglas en inglés) en las unidades litoestratigráficas que representan la actividad magmática mesozoica del sur de Uruguay (figura 1.1).

Las condiciones en las que afloran las unidades y sus relaciones de contacto condicionó el estudio por lo que fue necesario plantear un análisis estadístico de los datos. Para ello se desarrolló una metodología para la obtención de tensores medios de AMS representativos de cada formación muestreada.

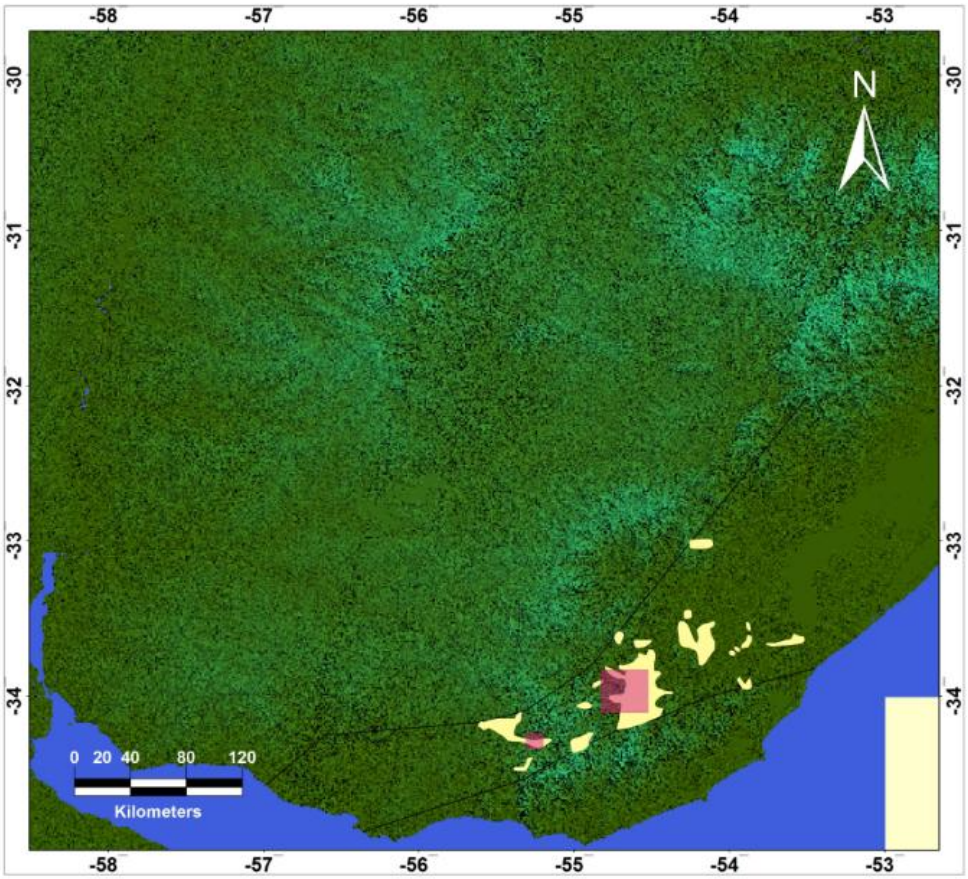

Figura 1.1. Localización general del área de estudio (rectángulos rojos). Se observa el ámbito restringido donde afloran rocas mesozoicas del sudeste de Uruguay -en color amarillo- (modificado de Bossi et al, 1998; Morales, 2006; DEM ASTER).

1.2 Ubicación geográfica

El área de estudio se encuentra íntegramente comprendida en el Departamento de Lavalleja y se la subdividió en dos zonas. La primera de ellas, a 11km al norte de la ciudad de Minas, entre los paralelos 34°18´ y 34°16´ latitud sur y los meridianos 55°13´ y 55°16´ longitud oeste, integra al Cerro Arequita.

La segunda, está localizada entre los poblados de Mariscala y Colón, a 165km de Montevideo. Comprende al macizo Valle Chico, delimitado por los paralelos 33°45´ y 34°00´ latitud sur y los meridianos 54°30´ y 54°45´ longitud oeste.

El acceso a la ciudad de Minas se puede realizar desde Montevideo por Ruta nacional N°8 o desde Piriápolis, por ruta 60. Caminos locales bien señalizados conectan la capital departamental con el Cerro Arequita. Al poblado de Mariscala se puede acceder por la Ruta nacional N°8 que bordea el margen oeste de Valle Chico y lo une a la Localidad de Colón. Caminos secundarios sin pavimentar circundan el margen sur y este del cuerpo ígneo, lo cual favorece el acceso a la zona y la realización de transectas con distinto rumbo.

1.3 Descripción general de la zona de estudio

Uruguay se caracteriza por un relieve muy suave en toda su extensión. El sistema de Sierras del Este es el principal accidente geomorfológico en una región dominada por amplias llanuras (Panario, 1988). Se destacan altos riolíticos mesozoicos a lo largo de toda la franja este, acentuados por la meteorización diferencial respecto a los basaltos contemporáneos (Bossi & Navarro, 1991).

El clima templado y húmedo de Uruguay no está condicionado por sus aspectos geomorfológicos, lo cual favorece paulatinas variaciones horizontales de los principales parámetros climáticos. La acción del anticiclón permanente del Atlántico determina vientos predominantes del NE al E. A Uruguay se le asigna el clima tipo *Cfa* en la clasificación climática de Köppen (Köppen, 1958). En el Departamento de Lavalleja se registran valores medios anuales de la temperatura del aire, humedad relativa, precipitación y vientos en superficie del orden de 16-17°, 76-79% y 1100-1200mm, respectivamente (extraído de *http://www.meteorologia.com.uy/*).

La geología impone restricciones estructurales sobre los principales cursos de agua en las zonas de estudio. Se destaca la cabecera del Río Santa Lucía entre los cerros Arequita y del Cuervo, donde encuentra un confinamiento parcial al divague de sus meandros característicos. Sin embargo, los cursos fluviales generalmente no tienen fuertes restricciones y varían su curso sobre las llanuras, formando amplias planicies aluviales.

1.4 Metodología de trabajo

La metodología del presente trabajo de Licenciatura constó de cuatro etapas generales.

La primera etapa se desarrollo íntegramente en gabinete. Consto de la revisión bibliográfica detallada tanto de la geología regional y del área de estudio como de la técnica de AMS y sus distintos matices. Se valoró el aporte de la cartografía geológica, imágenes satelitales ETM de dominio público, imágenes georeferenciadas extraídas del programa Google Earth y los modelos de elevación digital de los sensores TM y ASTER, con el fin de establecer la disposición de las estructuras geológicas y poder interpretar los resultados.

La segunda etapa consistió en el trabajo de campo. Se realizó el muestreo para el estudio de la AMS. El mismo consistió en la extracción de testigos de roca orientados por medio de una perforadora de mano a combustible. Se midieron lineaciones estructurales y se analizaron los contactos geológicos de las estructuras. Los 19 sitios relevados se presentan en las figuras 1.2 y 1.3.

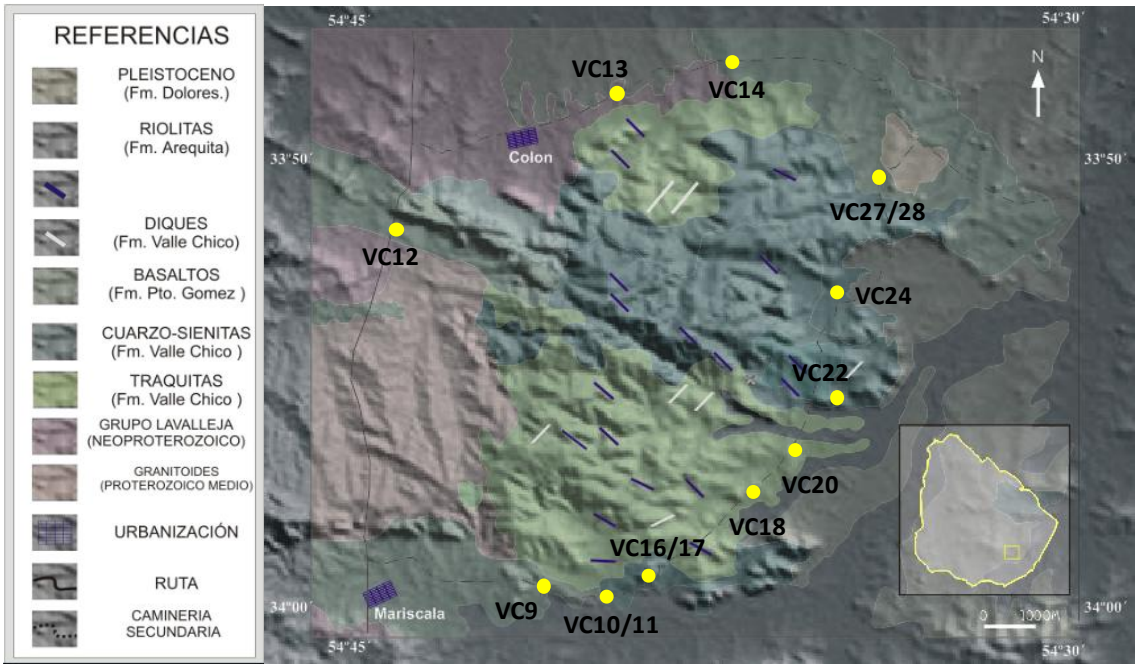

Figura 1.2 Localización de los sitios relevados del Complejo Valle Chico sobre las unidades geológica del área (modificado de Muzio, 2000).

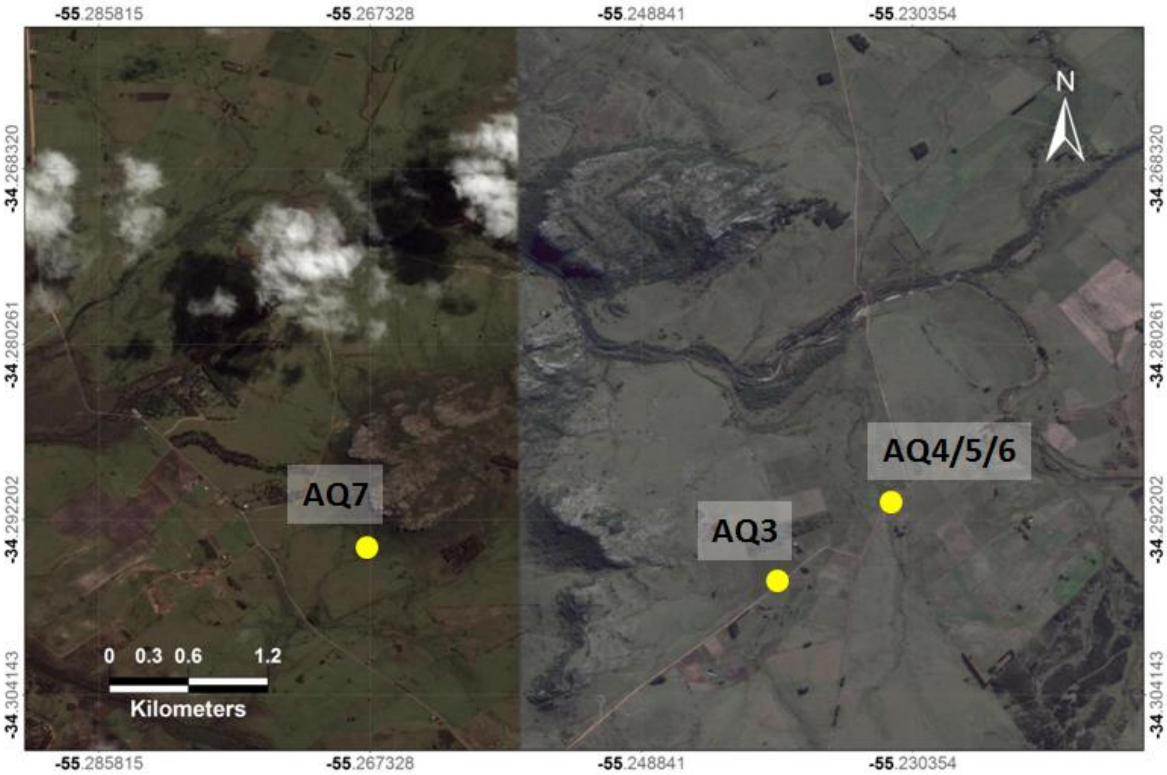

Figura 1.3. Localización de los sitios relevados en la zona del Cerro Arequita, representados sobre imagen satelital modificada de Google Earth.

Posteriormente, se realizó el trabajo de laboratorio en dos etapas. La primera consistió en la preparación de los testigos. Estos fueron cortados trasversalmente a su eje de revolución para obtener especímenes cilíndricos de 2.2cm de altura, acercándolos a la forma más próxima a una esfera (geometría que se utiliza para el modelado de la AMS volumétrica). A posterior, se prosiguió con las mediciones de AMS de 274 especímenes mediante un magnetómetro Kappabridge KLY-3S, Agico, aplicando campos magnéticos externos de baja intensidad, a temperatura de laboratorio. Las mediciones fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio, del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

La cuarta y última etapa fue íntegramente realizada en gabinete. Consistió en la interpretación de la AMS obtenida en cada sitio. Para el control litológico de las unidades muestreadas se realizaron interpretaciones petrográficas de los sitios (ver anexo X). Para la determinación de los tensores medios de susceptibilidad magnética se utilizó el programa ANISOFT, proporcionado por la empresa Agico y que es de dominio público. Una segunda revisión bibliográfica sobre análisis estadístico fue necesaria para la adaptación de los datos y la confección de un cuerpo teórico. Para el estudio probabilístico se manejaron distintas herramientas informáticas (Matlab, Statistica y Excel, principalmente).

1.5 Antecedentes

Las primeras descripciones de rocas mesozoicas del sudeste de Uruguay las realizaron Darwin (1846), Willmann (1915) y Walther (1919; 1927).

En la década el ´30, los trabajos sobre las rocas ácidas de la región comenzaron a diversificarse (Frenguelli ,1930; Macmillan, 1933). Además, se realizaron interpretaciones regionales relacionando los distintos tipos de rocas mesozoicas (Walther, 1938). Serra (1944) describió las lavas de Puerto Gómez, acotadas al Mesozoico por Jones (1956).

Las campañas exploratorias de hidrocarburos en la década del ´50 estuvieron emparentadas con el aporte de valiosa información estratigráfica sobre la geología mesozoica del Uruguay. Variadas correlaciones estratigráficas se desarrollaron sobre las rocas efusivas de la región, principalmente elaboradas por Caorsi & Goñi (1958) quienes también realizaron una detallada descripción del Cerro Arequita y su estructura asociada.

Bossi & Fernández (1963) establecieron la asociación coetánea de los basaltos del norte de Uruguay con los de la Formación Puerto Gómez y las riolitas de Arequita.

Los ámbitos depositacionales asociados temporalmente al magmatismo en la región fueron parcialmente descritos e interpretados por Bossi (1966). Posteriormente, Almeida (1972) correlacionó los ámbitos tectónicos entre Uruguay y Brasil, extendiendo las inferencias al proceso que afectó a todo el margen meridional de la plataforma Sudamericana.

Apoyados en edades radimétricas que esclarecen aspectos de la estratigráfica que se venían acumulando, Bossi & Umpierre (1975) presentaron una excelente síntesis de la actividad magmática Mesozoica enmarcada en el contexto geotectónico. La narración de los eventos por parte de Preciozzi *et al*. (1985) sirvió de base a estudios locales más detallados (*e.g*. de Santa Ana et al., 1994; Veroslavsky, 1999; Pirelli, 1999; Muzio, 2000).

A fines de los ´90 y durante el siglo posterior, estudios geoquímicos aportaron al conocimiento de los procesos específicos asociados a la génesis y evolución de las distintas suits magmáticas (Muzio & Arthur, 1998; Kirstein *et al*., 2000; Lustrino *et al*., 2005).

Estudios del ambiente tectonomagmático Mesozoicos del sudeste de Uruguay fueron aportados por Rossello *et al*. (2000), Veroslavsky *et al*. (2002), Morales (2006), Morales *et al*. (2006), Rossello *et al*. (2007) Conti (2008), Muzio *et al*. (2009). En ellos se describe la asociación entre las estructuras geológicas desarrolladas y los principales acontecimientos magmáticos relacionados con las unidades volcánicas e hipoabisales características de la región.

Respecto a estudios de AMS en Uruguay, hasta el momento un solo trabajo fue realizado y apuntó a dilucidar la fábrica magnética en los diques básicos de Cuaró (Masquelin *et al.*, 2009). El mismo detalla la fábrica magnética compuesta que podría estar presente en los diques básicos de la Cuenca Norte y ejemplifica la complejidad de la interpretación de las AMSs en unidades mesozoicas.

2. GEOLOGÍA

2.1 Introdución

La configuración espacial de la litósfera se produce en respuesta a la evolución termo-dinámica del planeta en búsqueda del equilibrio energético para con el espacio que lo rodea y a su vez actúa consecuentemente influyendo en ella. Esto ha llevado a la colisión y amalgamación periódica de litosfera continental en reiteradas oportunidades (Condie, 2001). Una de estas amalgamaciones fue el Gondwana, que hacia finales del Jurásico, principios del Cretácico, sufrió un proceso de *break up*, con su correspondiente magmatismo asociado (*e.g*. Larson, 1991; Coffin & Eldholm, 1994; Alva-Valdivia *et al*., 2003; Vaughan & Pankhurst, 2008).

Desde los trabajos pioneros de Morgan (1971, 1972), el nexo entre la ruptura de supercontinentes, las grandes mesetas basálticas y las plumas mantélicas ha sido ampliamente tratado en la literatura. Por ejemplo, Renne *et al*. (1992) proponen el efecto de la pluma Tristan da Cunha sobre la litósfera gondwánica como desencadenante de la fragmentación de su margen oeste. En este sentido se puede considerar que, cuando una anomalía térmica se instaura en el manto, empiezan a jugar otros factores como el ascenso de carácter isostático de la región. Si éste sobrepasa los límites elásticos en su comportamiento, deviniendo así la rotura y consecuente descompresión adiabática que se suma a la anomalía térmica actuante, podría desencadenar la génesis de grandes volúmenes de magma.

Llama la atención que esta anomalía térmica podría tener sus raíces en una manto más frío e hidratado. Éste sería propenso a la actividad magmática provocando el *hidro-weakening* litosférico, a partir de la acumulación de agua en la *mid boundary layer*, (Maruyama *et al*., 2001; Maruyama *et al*., 2007), donde impera el rol del agua en la geodinámica interna. Sin embargo, no todos los modelos propuestos dependen de la presencia de plumas (*e.g*. Foulger & Natland 2003). Basados en evidencias geoquímicas, trabajos como los de Peate (1997), Marques *et al*. (1999) o Ernesto *et al*. (2002) descartan total o parcialmente el accionar de la pluma de Tristan da Chuna en la génesis de los depósitos volcánicos.

A pesar de esto, es evidente que en la búsqueda del equilibrio termo-mecánico entre el manto superior y la litósfera se reconfigure el patrón convectivo del nivel más superficial del planeta. Esto marcaría los últimos estadios gondwánicos, condicionando la historia posterior sobre los (comparativamente despreciables) volúmenes continentales. Para esa época, un nuevo actor se instauró entre los márgenes de Gondwana, la dorsal meso-oceánica del Atlántico Sur, y así comenzó la deriva relativa entre África y Sudamérica.

El fenómeno magmático más significativo asociado a estos acontecimientos corresponde a las lavas extruidas, los diques y filones capa alimentadores que en su conjunto constituyen una *large igneous province* (LIP). Su relevancia no se acota a la extremadamente alta taza de producción lávica calculada, sino que además aparentan ser precursores de la fragmentación de placas tectónicas (Hess, 1989). El estudio de los diferentes aspectos de una LIP es indispensable para intentar comprender el notablemente complicado proceso de fragmentación litosférica, sus causas y posibles efectos sobre a la mecánica cortical posterior.

Durante el Jurásico y Cretácico temprano un campo de esfuerzos preferentemente extensional se instauró en los alrededores de las zonas que hoy constituyen los márgenes pasivos de África y Sudamérica (Franke *et al*., 2007). La litosfera juro-cretácica actuó en consecuencia. Desarrolló una serie de rifteamientos y *strike-slip faults* a lo largo del extremo austral del Atlántico Sur (Franke *et al*., 2007 y referencias). El atenuamiento cortical y su fragmentación definitiva dieron lugar a una variedad de cuencas que, durante su desarrollo, estuvieron asociadas al magmatismo y la sedimentación contemporánea.

El territorio uruguayo es testigo de estas asociaciones. La interferencia, producto del comportamiento consecuente entre esfuerzos corticales imperantes y planos mecánicamente incompetentes a la deformación quedó bien registrada en la gestación de las cuencas del sureste. La creación de depocentros activó los procesos de acumulación de sedimentos, que alternando o concomitante a las efusiones lávicas e intrusiones magmáticas, constituyen sus principales rellenos.

2.2 Geología regional: Provincia Paraná-Etendeka

2.2.1 Introducción

Analizadas mundialmente, las LIPs aparentan preceder la fragmentación de cuerpos litosféricos hasta entonces estables. La Provincia Paraná-Etendeka no es la excepción. De carácter principalmente volcánico, esta manifestación magmática produjo un mínimo de $1.5x10^6$ km³ de rocas volcánicas (Renne *et al*., 1992) y se extiende mayoritariamente en Brasil y subordinadamente en Uruguay, Paraguay y Argentina (Piccirillo & Melfi, 1988).

Atendiendo a la clasificación planteada por Sheth (2007), se la clasifica como LVP (*Large Volcanic Province*), del tipo LBP (*Large Basaltic Province*) y específicamente, una meseta basáltica continental. Histogramas de contenido % de SiO_2 en muestras del cuerpo central reflejan una bimodalidad composicional (Peate, 1997). Predominan los basaltos y basalto-andesitas, pero aparecen subordinadamente riolitas y traquitas. Los términos contribuyentes a la moda principal –básicos- presentan distribución asimétrica, donde aproximadamente el 95% del volumen se presenta en Sudamérica y el restante en el sudoeste de

África (Gibson *et al*., 2006). Según estos autores, el magmatismo no muy diferenciado compuesto principalmente por tholeitas continentales se da en fase de *rift* maduro y no axial o periférico previo, respecto al lineamiento general del sistema de *rift* efectivo.

La actividad volcánica principal se constituyó a partir de sucesivos derrames subaéreos de lavas basálticas que se fueron acumulando en el transcurso del tiempo, en principio no muy extenso (Peate, 1997). Los afloramientos de derrames básicos integran las formaciones Serra Geral (Brasil), Posadas (Argentina; Gentili & Rimoldi, 1980), Alto Paraná (Paraguay) y Arapey (Uruguay; Bossi, 1966), como homólogos locativos (Peate, 1997). El espesor promedio de las lavas acumuladas sobre la provincia magmática es de 0.7km (Leinz *et al*., 1968).

Estas lavas se encuentran coronadas, al menos parcialmente, por términos ácidos contemporáneos que estarían genéticamente relacionados a ellas (Ernesto & Pacca, 1988). En la literatura, la gama composicional ácida es sintetizada en un solo término, riolita, atendiendo al criterio aplicado por Bellieni *et al*. (1986).

A partir de la naturaleza y distribución de las diferentes rocas volcánicas, Piccirillo *et al*. (1988) planteó la subdivisión de la cuenca. Para esto se basó en los lineamientos tectónicos determinados por la presencia del Rio Uruguay y Rio Piquiri, que evolucionaron durante el Devónico y tuvieron una fase particularmente activa durante el Triásico-Jurásico (Fúlfaro *et al*., 1982). Hacia el norte del Rio Piquiri, se presentan basaltos tholeíticos con alto contenido de titanio, donde en ocasiones reposan flujos riodacíticos porfiríticos -tipo Chapeco- (Ernesto & Pacca, 1988; Ernesto *et al*., 1999). Al sur del Río Uruguay, se disponen basaltos de bajo contenido en titanio y flujos riodacíticos y riolíticos del tipo Palmas, los que se ubican solo hacia el extremo inferior de la cuenca, aumentando sus espesores hacia el margen oriental (Bellieni *et al*., 1986). En la región central se encuentran presentes las *suits* volcánicas de las anteriores regiones.

2.2.2 Edad

El magmatismo presenta un rango de edades que va desde los 138 hasta los 120Ma (Peate, 1997). Histogramas realizados a partir de edades radimétricas sobre distintas LIPs fanerozoicas muestran que todas poseen un “pulso principal” de actividad volcánica, muy restringido temporalmente (Gibson *et al*., 2006). Según estos autores, tal restricción no aparece en las características de la Provincia Paraná-Etendeka, donde se desarrolló el cuerpo principal en un intervalo temporal más amplio.

Sin embargo, aunque se registraron variaciones en la taza de producción lávica, el pico efusivo (0.21km³) se habría alcanzado entre los 133 y 131 Ma (Rocha-Campos *et al*., 1988; Ernesto & Pacca, 1988; Stewart *et al*., 1996). Además, el desarrollo de esta LIP antecede en 5

Ma la deriva del suelo oceánico a lo largo de los 2000km más australes del sistema de *rift* del Atlántico Sur (Renne *et al*., 1992). Estudios de AMS realizados en ambos márgenes de la LIP demuestra que el proceso de rifting se inicio en forma previa al pico de actividad magmática (Glen *et al*., 1997).

2.2.3 Geoquímica de los basaltos

Geoquímicamente, los basaltos constitutivos pueden ser diferenciados en función del tenor en TiO_2, constituyendo grupos de bajo (<2wt.%) y alto (>2wt.%) titanio (Bellieni *et al*., 1984). Estos grupos jerárquicamente mayores resultan insuficientes para describir las variaciones químicas existentes. Peate *et al*. (1992) establecieron 6 tipos de magmas, en base a abundancias de elementos mayores y trazas. Encontraron que los basaltos de bajo contenido en titanio podían diferenciarse en tipos Gramado y Esmeralda, mientras que los de alto contenido de titanio en Urubici, Pitanga, Paranapanema y Ribeira.

También relaciones especificas como el Ti/Y fueron implementadas. La misma es un parámetro útil que se aplica a distintas provincias mesozoicas asociadas a Gondwana y permite realizar correlaciones entre LIPs (Hergt *et al*., 1991).

2.2.4 Geoquímica de las riolitas

Las riolitas también pueden ser clasificadas según el contenido % de TiO_2 y complementadas según su petrografía, pudiendo así ser correlacionadas con los términos basálticos. Bellieni *et al*. (1986) diferenciaron los tipos Chapeco (alto Ti) y Palmas (bajo Ti):

- La *suit* de rocas félsicas de Chapeco, con alta concentración de elementos incompatibles (*e.g*. Ba, La, Ce, Zr) presentan edades U-Pb en circones en el rango 135-137 Ma (Wildner *et al*., 2006) y ocurre principalmente al norte de la cuenca (Peate, 1997; Comin-Chiaramonti et al., 2010)
- Por su parte, las rocas félsicas de la *suit* Palmas, pobre en elementos incompatibles, se diseminan al sur de la cuenca. Algunos autores las asocian con las rocas félsicas de la región de Lavalleja y Valle Chico, Uruguay (*e.g*. Ruberti *et al*., 2005)

2.2.5 Fuente mantélica de las lavas cretácicas

A partir de elementos mayoritarios, trazas y relaciones isotópicas como Sr-Nd, Iacumin *et al*. (2003) han sugerido que las tholeiitas mesozoicas presentan caracteres similares a sus análogos precámbricos (arqueano tardio-proterozoico). Además, estos autores arribaron a la conclusión que la signatura geoquímica que presentan estas rocas no puede alcanzarse por

medio de asimilación, cristalización fraccionada y procesos de mezcla entre la corteza y el manto y que en consecuencia, estaría reflejando heterogeneidades en la fuente mantélica.

Basados en edades Tdm (Nd), Comin-Chiaramonti *et al*., (1997, 1999) establecieron geoquímicamente que las tholeiitas y rocas alcalinas de la LIP Paraná parecen tener dos fuentes mantélicas diferentes. Estas fuentes corresponden a eventos mantélicos metasomáticos producidos durante el Neoproterozoico (1.1-0.5Ga) y el Mesoproterozoico (1.6-1.3Ga).

También se propusieron otras dos fuentes de manto enriquecido en incompatibles para estas rocas. Se definieron dos miembros (Gastal *et al*., 2005). El miembro dominante, integrado por un manto con una fuerte signatura sería producto de eventos de subducción Neoarqueano-Paleoproterozoico, correspondientes al mayor periodo de formación de corteza en esos escudos. Esta composición sería la fuente de las tholeiitas bajas en Ti (Gastal *et al*., 2005). El segundo miembro correspondería a un manto empobrecido durante los eventos tectono-térmicos al término de la orogenia colisional Camboriu, que posteriormente sufrió nuevos procesos de enriquecimiento tipo OIB. Esta fuente podría ser la que aportó material para los cuerpos ígneos cretácicos del este de Paraguay (Gastal *et al*., 2005).

Una posible explicación para la presencia de estas heterogeneidades en las lavas es el proceso *edge-driven convection* (*e.g*. Piccirillo & Melfi, 1988; Piccirillo *et al*., 1989; Ernesto *et al*., 2002). Geodinámicamente, este proceso se refiere a la convección del manto superior debido a condiciones físicas contrastantes (temperatura y viscosidad) en la lateral, debajo de los márgenes de los cratones (King & Ritsema, 2000).

2.2.6 Aportes de la AMS

La AMS es una metodología ampliamente aplicada al estudio de esta LIP (*e.g*. Raposo & Ernesto, 1995; Glen *et al*., 1997; Tamrat & Ernesto, 1999). En forma amplia pueden diferenciarse cuatro tipos de depósitos ígneos asociados directamente a las LIPs: coladas, diques, ocasionales plutones y depósitos volcaniclásticos (*sensu lato*). Todos ellos fueron abordados mediante el estudio de sus fábricas magnéticas. Sin embargo, los estudios de enjambres de diques -*swarm dikes*- por medio del análisis de sus AMSs son los que aportan mayor cantidad y calidad de conocimiento al evento en general.

Estos estudios tienen el potencial de determinar los campos de esfuerzos imperantes la variación de este campo tensorial en el tiempo. Visto de otra forma, se puede estudiar la dirección de proveniencia del magma y consecuentemente, localizar la anomalía térmica en distintos estadios.

En la Provincia Paraná, los enjambres de diques claramente distinguidos son los de Punta Grossa y de Florianópolis (Peate, 1997). La AMS en estos fue estudiada por diversos autores (Raposo & Ernesto, 1995; Raposo, 1997; Archanjo *et al*., 2000). Sus resultados han aportado invaluables datos en los que hoy día todavía se centran diversas discusiones (ver Renne *et al*., 1996; Ernst & Buchan, 1997; Raposo, 1997).

2.3 Ambientes Mesozoicos en Uruguay

2.3.1 Introducción

La instauración de depocentros desarrollados netamente durante el Mesozoico en territorio uruguayo se entiende ligada al proceso de adelgazamiento cortical necesario para la fragmentación litosférica (Hawkesworth *et al*., 1999) sufrido sobre los actuales márgenes pasivos de las placas Sudamericana y de África.

La instauración de cuencas mesozoicas tiene un fuerte componente en las antiguas zonas de debilidad, inherentes al basamento precámbrico (Bossi, 1966; Sprechman *et al*., 1981; de Santa Ana *et al*., 1994; Veroslavsky, 1999). Tales discontinuidades dieron lugar a la materialización de diques que transportaron magma por debajo de la corteza inferior hasta la superficie. Aunque la actividad volcánica acontecida no fue excluyente en zonas de cuencas, éstas acumularon los mayores volúmenes de lavas extruidas. Sumado a las distintas facies sedimentarias registradas, las diferentes facies constituyen asociaciones petrotectónicas propias de ambiente de *rift* (Sanchez-Bettucci, 1998).

Bossi & Umpierre (1975) plantearon una de las primeras clasificaciones de cuencas desarrolladas sobre territorio uruguayo. Esta clasificación dispone de dos miembros principales, discriminados en función de su distribución respecto de las masas corticales estables, o cratónicas. Al noroeste del país se presenta una cuenca de índole intracratónica, denominada actualmente Cuenca Norte. La misma, constituiría el extremo sur de la Cuenca Paraná, por lo menos en alguno de sus estadios evolutivos. Por otra parte, las cuencas presentes sobre el margen sudeste fueron unificadas en estos términos y designadas como pericratónicas. Si bien el criterio discriminante utilizado no se emplea en la actualidad, resalta un marco diferencial entre ambos tipos que se va a prolongar hasta la génesis misma de estas cuencas.

Las clasificaciones actuales emplean criterios genéticos implícitos (*e.g.* Dickinson, 1983). Según estos criterios, Veroslavsky (1995) clasificó las cuencas de Punta del Este, Santa Lucia y Laguna Merín, ubicadas al sudeste uruguayo, como marginales y relacionadas a la apertura del Océano Atlántico Sur.

2.3.1 Cuenca Norte

La cuenca Norte integra el extremo sur de la cuenca del Paraná o Chaco-Paraná. Los primeros estudios fueron abordados por Almeida (1972). Esta cuenca se desarrolla al norte del Río Uruguay y sus actuales límites son de naturaleza erosiva-estructural (de Santa Ana, 1989). El limite erosivo al sur de la cuenca está claramente reflejado en la geología regional de Uruguay, ya que realizando una transecta N-S sobre la carta geológica 1:1.000.000 (e.g. Bossi *et al*., 1998) se puede observar la transición de unidades mesozoicas extrusivas a sedimentos paleozoicos para terminar sobre unidades precámbricas que caracterizan la porción sur del país. Esta discordancia tiene su origen en el paulatino ascenso del área cratónica hasta el Pérmico, asociado a esfuerzos compresivos en el margen oriental del Gondwana, evidenciado por deformación en las sedimentitas prejurásicas de la cuenca (de Santa Ana, 1989; de Santa Ana *et al*., 2001).

La profundización de la cuenca se produjo hacia el noroccidente, donde el basamento se constata a más de 2000 metros de profundidad. Los sedimentos triásico-jurasicos, subyacentes a los derrames basálticos, presentan hasta 1200 metros de espesor (Gonzalez & de Santa Ana, 1998). En los mismos, se pudieron caracterizar dos facies diferenciables, correspondientes a sistemas eólicos y a fluvio-eólicos en condiciones áridas (de Santa Ana & Veroslavsky, 2003).

Santa Ana & Veroslavsky (2003) establecieron la tectosecuencia volcano-sedimentaria para el Jurásico y Cretácico. Partiendo de la base, se ubica la Formación Buena Vista sobre la que, en discordancia erosiva, yace la Formación Gaspar (basaltos del Jurasico medio). La secuencia continua con las sedimentitas de la Formación Itacumbú (Jurásico tardío) seguidas por la Formación Tacuarembo (Jurásico tardío-Cretácico temprano), las intrusivas de la Formacion Cuaró (Jurásico-Cretácico temprano) y por último, los basaltos de la Formación Arapey extruidos durante el Eocretácico.

2.3.2 Cuenca de Punta del Este

Sobre la plataforma uruguaya (*offshore* costero) se desarrolla la cuenca de Punta del Este, también denominada Cuenca del Plata Oriental (Yrigoyen, 1999). Elementos estructurales de primer orden, los altos de Polonio y Martín García, delimitan la cuenca al norte y sur, respectivamente (Yrigoyen, 1999). Esta cuenca presenta tendencia similar en la dirección de desarrollo de sus depocentros que las demás cuencas marginales adyacentes y puede llegar a ser considerada como el extremo nororiental de la cuenca Salado (Tavella & Wrigh, 1996; Franke *et al*., 2007). Su génesis estaría asociada a un brazo abortado de una disyunción triple, dándole el carácter aulacogénico a la cuenca Salado (Introcaso & Ramos, 1984) como parte de la tectónica extensional que operó sobre el margen occidental del Gondwana (Ucha *et al*., 2003). Su relleno, sedimentario y volcánico, es de edad mesozoica y cenozoica y presentan en sus

diferentes fases correlaciones con la actividad magmática-sedimentaria de las cuencas adyacentes, propio de compartir una misma génesis y evolución (Ucha *et al*., 2003).

Mientras las distintas cuencas marginales sobre el margen continental del extremo sur de Sudamérica presentan un desarrollo NO-SE, el margen sudeste de Uruguay presenta cuencas mesozoicas con desarrollo NE. Esta dirección y más precisamente N60º-70º y N40º, incluyen a los dos *grabens* tectónicos principales de la región, donde se desarrollaron las cuencas Santa Lucia y Laguna Merín, respectivamente (de Santa Ana *et al*., 1994). Entre éstas yacen una serie de fosas remanentes. En su conjunto, los depocentros desencadenaron su evolución a través de la interferencia heterogénea de discontinuidades, como parte del arreglo geométrico y la cinemática acontecida, en respuesta a la variación del estado tensorial cortical imperante antes y durante la fragmentación del segmento occidental gondwánico y de la posterior deriva de los continentes, sudamericano y africano, luego de la instauración de la dorsal meso-oceánica del Atlántico Sur. Sus rellenos son similares, al margen de variaciones propias intrínsecas de índole espacial, reflejando un mismo evento tectónico.

2.3.3 Cuenca Santa Lucía

La Cuenca Santa Lucia está delimitada hacia el sudoccidente y al oeste por dos elementos estructurales principales, el alto de Martín García, con dirección NW y la megafalla de Saradi del Yi desarrollada con rumbo N-S, respectivamente (Veroslavsky, 1999). Además, los márgenes de la cuenca con dirección N60° están controlados por el basamento (Bossi & Umpierre, 1975).Tales facciones estructurales previas, con sus historias cinemáticas a cuestas, interfirieron en la morfología (límites, inflexiones, etc), el estilo estructural (*i.e*. sistema conjugado de fallas normales con patrón lístrico y desarrollo de fallas sintéticas y antitética secundarias) y en última instancia, en la evolución de esta cuenca (de Santa Ana *et al*., 1994).

Parte del relleno de la cuenca son basaltos y fueron identificados como pertenecientes al evento extrusivo de la Cuenca Paraná (Jones, 1956; Bossi & Fernandez, 1963).

El modelo genético planteado por Veroslavsky (1999) dispone al fallamiento normal como producto de un campo de esfuerzos transtensional con una cinemática de carácter dextral. En el mismo, las suturas E-W precámbricas presentes en esta región del Cratón del Río de la Plata se reactivaron asociadas a la historia evolutiva del alto Martin García. La reactivación mesozoica de este elemento estructural tuvo su principal resolución espacial en el plano horizontal y con sentido sinestral. Según el autor, esto sería causal de un espacio sobre el borde oriental de la cuenca, reacomodando los bloques con una componente dextral, dando lugar a una típica cuenca tipo *pull apart*, con escaso magmatismo asociado.

2.3.4 Cuenca de la Laguna Merín

La mayor actividad magmática del segmento quedo registrada al noreste, en más de 1000m de potencia de coladas basálticas y andesíticas (correspondientes a la Formación Puerto Gómez; Bossi, 1966), halladas a través de perforaciones sobre la Cuenca Laguna Merín (pozo Puerto Gómez, N° 502; Bossi *et al*., 1998; Bossi & Schipilov, 2007). Conformando parcialmente la expresión uruguaya de la Cuenca Pelotas (Brasil), su desarrollo se presentó con fuerte control estructural del basamento en que se posa el que pertenece al dominio oriental del escudo uruguayo. El desarrollo extensional está controlado por los lineamientos Cebollati-Merín y Aigua-India Muerta-Chuy que constituyen los extremos norte y sur de la cuenca, respectivamente (Rossello *et al*., 2000). Su desarrollo y propagación hacia el O-SO fue controlado por la falla de Sierra Ballena, que se dispone en la zona, con rumbo N15º (Rossello *et al*., 2007).

En su extremo sureste hay abundante actividad piroclástica asociada a la formación Arequita (Muzio *et al*, 2008).

2.3.5 Fosas menores

Otras fosas menores se disponen entre las principales cuencas, a modo de remanentes contemporáneos (Rossello *et al*., 2000; 2007). Los depocentros de Minas, Aiguá, Lascano y Velásquez surgieron y evolucionaron por efecto del arreglo geométrico-estructural producto del fallamiento que dio lugar a las discontinuidades. Las fallas sirvieron para canalizar los movimientos de reacomodo, producto de inestabilidades en la condición elástica estática de las rocas asociadas a la acumulación de tensiones condicionadas por el campo de esfuerzos actuante.

Las depresiones de Aigua y Mariscala constituyen el extremo sudoccidental de la cuenca Laguna Merin (Rossello *et al*., 2007). Según Rossello *et al*. (2007), el arreglo geométrico y desplazamientos relativos del sistema de fallas que controlan el desarrollo de la cuenca denotan una tectónica transcurrente dextral dispuesta a lo largo de la dirección general NE (Figura 2.1). Estos autores definieron un sistema de fallas sintéticas con dirección N70°, de componente principalmente normal y fallas antitéticas con dirección N110°, sumado a fallas N15°-20°, genéticamente relacionadas con anisotropías del basamento (*e.g*. Falla de Sierra Ballena). Además, pudieron cuantificar el rechazo aparente de la componente transcurrente (4km) y de la inversa (0.3km).

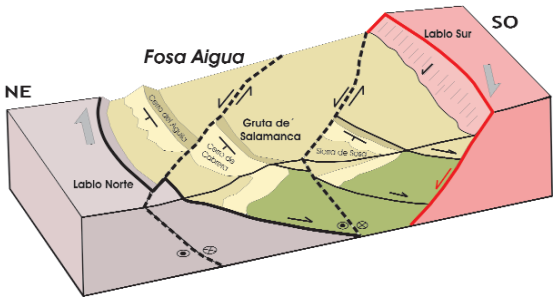

Figura 2.1: Análisis estructural de las fosas de Aigua y Mariscala (Rossello *et al*., 2007). Se observan fallas lístricas asimétricas inclinando al sur y controladas por fallas transcurrentes con dirección N130° sinestrales antitéticas, además de fallas normales con rumbo N70°.

2.4 Unidades litoestratigráficas del área de estudio

2.4.1 Introducción

La zona estudiada comprende 2 ámbitos disímiles pero englobados en un mismo mecanismo tectónico. Por un lado abarca la fosa de Minas y por el otro, la fosa de Mariscala y sus alrededores. La fosa de Aiguá prolonga su límite al norte y puede considerarse junto con la fosa de Mariscala el termino sur-occidental de la cuenca Laguna Merín (Rossello *et al*., 2007).

En la fosas de Minas y Mariscala el vulcanismo aconteció directamente sobre el basamento y evidencias de campo muestran que el mismo no fue exclusivo dentro de los márgenes de las fosas (Bossi & Navarro, 1991). Este vulcanismo se expresó de forma similar dando lugar a una secuencia que sólo difiere en cuanto la actividad hipabisal y volcánica asociada acontecida en la zona más al norte estudiada.

Las unidades litoestratigráficas que integran el magmatismo del Cretácico inferior en las zonas de estudio se describen a continuación. El orden temporal relativo de las unidades se basa en Bossi *et al*. (2001), pero con una variación respecto a la edad de la formación Valle Chico, ya que ésta no se asume como unidad “intrusiva cámbrica” parte del terreno Cuchilla Dionisio. La disposición relativa de la Fm. Valle Chico se realiza a partir de criterios presentes en el trabajo de Muzio (2000), donde se presenta la cartografía de la unidad a escala 1:50.000. La disposición

se considera relativa debido a que actualmente hay suficientes datos –principalmente geocronológicos- para posicionar a la Formación Puerto Gómez en el Cretácico inferior y no extender su edad desde el Jurásico, como se considera en el trabajo de Muzio (2000). Esta situación no hace más que marcar el problema que atañe a todos los relevamientos en el área, que es la extensa cobertura de suelos y unidades cuaternarias que tapizan y aíslan los afloramientos mesozoicos observados.

Se presenta a continuación una secuencia que entre las tres unidades sigue el esquema planteado por Bossi *et al*. (1975) y Preciozzi *et al*. (1979).

2.4.2 Unidades Precámbricas

Diferentes unidades precámbricas albergan al magmatismo mesozoico acontecido en las zonas. Todas ellas se enmarcan dentro del Terreno Nico Perez, según la división tripartita con criterios tectonoestratigráficos del basamento en Uruguay planteado por Bossi & Ferrando (2001).

En los alrededores de Minas, con estructuración regional nor-noreste (Fragoso Cesar, 1980), aflora el extremo norte del Grupo Lavalleja, de edad meso-neoproterozoica, subyacente a los depósitos ocasionados por la actividad magmática mesozoica. Tal secuencia, volcano-sedimentaria presenta un metamorfismo regional variable expresado a través de 3 formaciones con diferente grado metamórfico –de muy bajo a medio- (Sánchez-Bettucci & Ramos, 1999). El magmatismo bimodal, asociado a las características litológicas y sus relaciones estructurales permiten determinar un posible ambiente de cuenca tipo *back-arc* para la génesis de la secuencia (Sanchez-Bettucci *et al*., 2001, 2010).

El magmatismo hipoabisal de Valle Chico también se emplaza en diferentes unidades precámbricas. Según Muzio (2000), intruye al sector nororiental del Grupo Lavalleja y afecta además las intrusiones graníticas del “granito do arrojo Tapes Chico” (Díaz *et al*., 1990) y el granito de Alferez (Preciozzi *et al*., 1993).

2.4.3 Formación Puerto Gómez

Esta unidad fue definida por Bossi (1966), en base a trabajos realizados por Serra (1944) en el departamento de Treinta y tres y Caorsi & Goñi (1958) en un sondeo en la localidad ex Puerto Gómez. En ella se agrupan las lavas básicas con términos basálticos y subordinadamente andesíticos presentes en las fosas tectónicas del sur y sureste del país (Bossi & Navarro, 1988; Muzio, 2004).

Bossi *et al.* (1998) plantearon renombrar esta formación como Formación Mariscala, término que hoy día mantiene el autor en sus trabajos. En el presente trabajo se usa la primer

denominación, considerando pertinentes las aclaraciones planteadas por Veroslavsky *et al*. (2004).

Los basaltos se presentan en coladas de poco espesor -menores a 10m (Bossi *et al*., 1998), apilándose y constituyendo cuerpos que por momentos, pueden superar los 1000m (Bossi & Navarro, 1988). En el ámbito de la Cuenca Santa Lucía, lentes y capas de conglomerados y areniscas de grano grueso pueden estar intercaladas entre las coladas constitutivas (Veroslavsky, 1999). Dichos cuerpos mantienen una relación discordante con las rocas cristalinas predevónicas sobre las que yacen (Bossi & Navarro, 1988).

La primera descripción petrográfica fue realizada por Goñi (1956) a partir de los testigos de pozo recolectados. En la zona de estudio se presentan de color gris oscuro o adoptando tonalidades castaño-rojizas producto de la alteración, los basaltos presentan estructura amigdaloide y en menor medida masiva, desarrollan texturas subofítica a intersectal y ocasionalmente glomeroporfírica (Muzio, 2004). Mineralógicamente, las rocas presentan augita, plagioclasa cálcica, olivina y minerales opacos, mientras que las amígdalas contienen rellenos de minerales secundarios del grupo de las ceolitas, calcita, yeso y cuarzo. El carácter vacuolar fue asociado a efusiones subácueas en terrenos parcialmente inundados o en su defecto a magmas con alto contenido en fase volátiles (Bossi & Navarro, 1991). Sin un estudio apropiado para dilucidar el tema, se presenta como más coherente la última proposición planteada.

Según Bossi & Navarro (1991) los términos andesíticos afloran exclusivamente al sur de la localidad de Lascano, departamento de Rocha. Son rocas porfíricas de color castaño rojizo, con matriz afanítica que presentan fenocristales de andesina (An_{44}) y un ferromagnesiano serpentinizado, desarrollándose en coladas (Bossi & Schipilov, 2007).

2.4.4 Formación Valle Chico

La Formación Valle Chico fue definida por Ferrando & Fernández (1971). La denominación Complejo Ígneo Valle Chico (Lustrino *et al*., 2005) o Macizo Valle Chico (Muzio et al., 2002; Muzio, 2000), presenta una connotación locativa que favorece al estudio del área, pero no infiere a una unidad estratigráfica formal. En este trabajo, se respeta la terminología usada por cada autor.

La formación está representada por un macizo rocoso localizado entre las localidades de Mariscala y Colón, en el departamento de Lavalleja, a pocos kilómetros al norte de la ciudad de Minas. El mismo, bordeado de sedimentos cuaternarios y/o suelos, está delimitado parcialmente por el desarrollo estructural de las cuencas que lo marginan. Según se observa en perfil horizontal, el macizo tiene forma subcircular a levemente elíptica (con eje mayor en dirección NE), manteniendo una relación discordante con las estructuras NNE que presenta el basamento

cristalino que las alberga (Muzio, 2000). Este macizo está integrado principalmente por una secuencia plutono-volcánica/subvolcánica con miembros que varían composicional y texturalmente de sienitas a cuarzotraquitas y traquitas (Muzio & Arthur, 1998; Muzio, 2000).

Esta unidad fue posicionada estratigráficamente en el Mesozoico y tempranamente se la relacionó genéticamente con la actividad basáltica, dacítica y riolítica de la región por Umpierre (1965). De esta forma, Pirelli (1999) describió a la formación como un complejo múltiple de carácter alcalino-peralcalino que integra la suite de rocas magmáticas alcalinas generadas durante el Eocretácico, tectónicamente relacionadas con el desarrollo de los *flood basalts* de naturaleza tholeítica de la Cuenca Paraná (Muzio *et al*., 2002). Particularmente, la formación presenta una génesis concomitante a la Formación Arequita (Umpierre & Halpern, 1971), incluso aunque algunos términos estén disectando e intruyendo al macizo.

Regionalmente, su emplazamiento tuvo como principal control estructural al lineamiento Santa Lucia-Aiguá-Merín, definido por Rossello *et al*. (2000), que condicionó la actividad magmática y sedimentaria durante el Cretácico en Uruguay.

Dos asociaciones magmáticas que comprenden a la formación fueron definidas por Muzio & Arthur (1998) y Muzio (2000) en función de las características petrográficas y su inherente relación genética. A su vez, cada una de ellas corresponde a una etapa de evolución del macizo. Ambas asociaciones se describen a continuación:

a. Asociación Plutónica. Está localizada sobre la faja central del macizo, como cuerpos irregulares a partir de un eje con dirección EW (Muzio *et al*., 2002). Diagramas de composición modal definen muestras que en función principalmente del contenido de cuarzo se ubican en la franja propia de sienitas, lo cual sumado a criterios texturales, las define como constituida por cuarzo-sienitas inequigranulares medios a gruesos, finos a medios y sienogranitos inequigranulares medios a gruesos. Mineralógicamente, los primeros se caracterizan por ser relativamente homogéneos y presentar plagioclasa (oligoclasa a andesina), feldespato potásico (ortoclasa y microclino subordinado), hornblenda y anfíboles alcalinos (arfvedsonita/riebeckita), clinopiroxeno (aegirina-augita/augita) y accesorios como biotita, circón, apatita y minerales opacos asociados a los minerales máficos. Los sienogranitos presentan feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, hornblenda/arfvedsonita, aegirina-augita y tienen biotita como principal accesorio.
b. Asociación Volcánica. (Riolitas y cuarzotraquitas). Se presentan al norte y sur de las unidades plutónicas. Presentan texturas porfíricas y mineralógicamente están compuestas por feldespato potásico (ortoclasa y sanidina), frecuentemente albitizados, en una matriz afanítica oscura, con ocasionales cristales milimétricos de cuarzo y

minerales opacos. Los fenocristales no presentan una orientación preferencial y en algunos sectores pueden observarse estructuras primarias laminares por flujo magmático. Dentro de ésta se incluye a la Formación Arequita (Muzio *et al.*, 2002).

2.4.5 Formación Arequita

La Formación Arequita conlleva una concepción integradora en cuanto a su constitución como unidad litoestratigráfica. Concebida formalmente por Bossi (1966), está compuesta por diferentes rocas volcánicas e hipoabisales de edad mesozoica que reflejan el carácter ácido en su composición y representa en Uruguay a las riolitas (*sensu lato*) de Paraná en sentido de Bellieni *et al*. (1986). Incluye derrames de dacitas en los alrededores de Lascano y Río Branco (Departamento de Rocha y Cerro Largo, respectivamente) (Bossi *et al*., 1998). Además, integra depósitos netamente volcaniclásticos de diferente granulometría, grado de soldamiento y procesos de formación de clastos, transporte y depositación (Morales *et al*., 2006).

Las riolitas son las rocas que predominan en la unidad (Bossi *et al*., 1998). Tienen una naturaleza composicional alcalina-peralcalina (Muzio & Sanchez, 1998; Muzio, 2000), típica de ambientes de *rift* continentales (Hess, 1989) y se presentan formando parte de diques o derrames. Estos últimos pueden desarrollar depósitos de flujos piroclásticos, tipo ignimbritas. Una secuencia de estas rocas se pueden observar en el cerro homónimo a la formación, a pocos kilómetros al norte de la Ciudad de Minas. Allí se encuentran intruyendo a las calizas laminadas y estromatolíticas del Grupo Lavalleja (Sánchez-Bettucci, 1998). Allí se ubica la sección tipo de la formación (Bossi & Navarro, 1988), constituida por 3 derrames sucesivos en los que se distinguen niveles de brecha, tobas volcánicas y zonas de alteración hidrotermal (Bossi & Schipilov, 2007). En otras localidades el número de coladas determinadas es mayor (e.g. Lascano, donde se diferenciaron 7) y suelen presentar textura porfíricas, con fenocristales de cuarzo, albita y sanidina, y estructuras tipo *fiammes* (Bossi et al., 1998). Tales estructuras son constituidas por fragmentos pumíceos generados, en parte, durante el evento explosivo y ante el subsecuente comportamiento de flujo que adquiere, se aplastan y estiran disponiéndose paralelos a la superficie de los estratos (Scasso & Limarino, 1997), por lo cual los *fiammes* pueden ser indicadores de fluidalidad.

En la zona aledaña al Cerro Arequita, Sanchez-Bettucci (1998) realizó una caracterización petrográfica de las mismas. Macroscópicamente, presentan color rosado, con fenocristales de cuarzo y sanidina. Petrográficamente presentan textura fluidal porfírica, con matriz microcristalina. Los fenocristales son mayoritariamente de cuarzo y feldespato. Algunas riolitas presentan textura pertítica o esferulítica, siendo más escasas aquellas con textura felsitica con matriz criptocristalina. Mineralógicamente están constituidas por plagioclasa, feldespato alcalino, piroxenos, cuarzos y accesoriamente opacos, apatita y circón. Además, el

autor describió un conjunto de riolitas definidas como pantelleritas, con fenocristales de anortoclasa anhedral, sanidina ehuedral, aegirina, anfíbol y cuarzo en una pasta felsítica y traquítica.

Los flujos piroclásticos tienen una relación estratigráfica bien definida, yaciendo sobre la Formación Puerto Gómez (Bossi *et al*., 1998). Dicha relación se extiende a las principales fosas tectónicas marginales (Cuenca Santa Lucia y Cuenca Laguna Merín) y a sus remanentes intermedios contemporáneos (*e.g*. Cuenca de Aiguá).

Las riolitas hipoabisales se emplazan formando diques y disectan distintas unidades del basamento a lo largo de todo el margen sudeste de Uruguay. En la zona de Valle Chico, los diques son de composición riolitica y traquitica con disposición N40°-60° y N20°-40°, respectivamente (Pirelli, 1999; Muzio, 2000). Muzio (2000) realizó una descripción petrográfica de éstos, evidenciando su naturaleza porfírica. Los fenocristales (20% del volumen de la roca) están constituidos por feldespato potásico euedral, prismático y con bordes frecuentemente corroídos. La matriz afanítica, hipocristalina, está constituida por agregados microlíticos de feldespato (potásico y plagioclasa), clinopiroxeno, minerales opacos y cuarzo (Muzio, 2000).

En trabajos recientes se ha destacado la ocurrencia de depósitos magmáticos mesozoicos al noreste del país donde la Formacion Arequita se encuentra presente. Estos ámbitos se presentan relacionados con la evolución de la cuenca de la Laguna Merín.

Walther (1927) define la Serie de Aigua, denominada Serie de Lascano por Caorsi & Goñi (1958). Posteriormente, Bossi (1966) eleva el rango a unidad entendiéndolas tal cual hoy se agrupan. Estudios más actuales de relevamiento geológico estructural a escala 1/50.000 en la Sierra de Ajos (Departamento de Rocha) revelaron la presencia litofacies cuyos términos volcaniclásticos incluyen brechas volcaniclásticas líticas brechas masivas y areniscas volcánicas con bandeado laminar, pudiendo desarrollar depósitos de surge (oleadas) y flujos piroclásticos (Morales *et al*., 2006). Asociados a estos últimos, se encuentran depósitos fragmentados de origen explosivo (Muzio *et al*., 2008).

Además, en la localidad de Lascano, Bossi (1988) describe dacitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa (An_{30}) en una matriz de textura micropegmatítica con intercrecimiento de cuarzo y feldespato (ortosa). Otras dacitas, en Rio Branco, presentan textura vitrofírica, con fenocristales de plagioclasa (con mayor contenido de An_{65-85}) e hipersteno, con xenenolitos gneisicos y graníticos (Bossi *et al*., 1998).

Por último, esta formación incluye granófiros (roca ígnea caracterizada por una textura de intercrecimiento cuarzo-feldespático). Se presentan en filones que son partes constituyentes de la Sierra de San Miguel y fue estudiada en distintas oportunidades (*e.g*. Muzio *et al*., 2004; Muzio *et al*., 2008; Muzio *et al*., 2009).

Siguiendo una lógica del tipo rasgo-funcionalidad o "fisiológica", estos filones fueron interpretados por Bossi & Navarro (1991) como los conductos alimentadores de la *suit* de rocas volcánicas asociadas contemporáneas. Estos cuerpos, propio de erupciones del tipo fisural, se repiten en los diferentes afloramientos de la región y su origen fue química, mineralógica y petrográficamente comprobado en diferentes estudios realizados. Muzio *et al*. (2009) definieron dos asociaciones volcánica/subvolcánicas que integran esta unidad litoestratigráfica en la región de la Sierra de San Miguel. La asociación volcánica félsica está compuesta por derrames de riolita y dacitas porfíricas, de naturaleza subalcalina, mientras que la asociación subvolcánica félsica está compuesta por los granófiros anteriormente mencionados, con signatura geoquímica peralcalina.

Estudios recientes revelaron la existencia de granófiros en la localidad de Lascano, ampliando su distribución espacial inicial a todo el margen oriental de la cuenca Laguna Merín (Conti, 2008).

Geoquímicamente, las rocas ácidas de Uruguay y las de la Provincia Paraná-Etendeka tienen signaturas distintas (Kirstein *et al*., 2000; Kirstein *et al*., 2001; Umann *et al*., 2001), reflejando aspectos diferentes en cuanto a fuente, génesis o evolución magmática.

2.5 Aspectos geoquímicos de las unidades e inferencias petrogenéticas

2.5.1 Introducción

Diferentes estudios geoquímicos se realizaron sobre las rocas máficas y félsicas generadas durante la principal actividad ígnea mesozoica registrada en Uruguay, con distintos objetivos (e.g. Muzio & Arthur, 1998; Lustrino et al., 2005). La caracterización de las lavas según abundancias en elementos mayores, menores y trazas resulta fundamental para posicionar al magmatismo dentro del marco geotectónico regional. El magma primigenio va sufriendo procesos de diferenciación a lo largo de su historia evolutiva e interactúa con las rocas aledañas a partir de desequilibrios químicos propios de un sistema natural –abierto- de esta naturaleza. Esto condiciona signaturas químicas e isotópicas particulares, que además de utilizarse como criterio de clasificación, puede presentarse como sustento de los modelos de evolución petrogenética de las diferentes rocas presentes y asistir a interpretaciones tectónicas del área.

2.5.2 Geoquímica de las unidades

La génesis de los basaltos vacuolares integrantes de la Formación Puerto Gómez están asociadas al desarrollo de la cuenca de la Laguna Merín (Bossi & Navarro, 1991). Gómez Rifas & Masquelin (1996), realizaron estudios geoquímicos sobre estos basaltos. Estos autores observaron que su composición en términos de elementos mayores y menores, correspondía a estadios iniciales de la formación de un verdadero océano. Bossi & Schipilov (2007), utilizaron los datos presentados por los anteriores autores y denotaron una cualidad importante en éstos: su carácter alcalino, en principio, no sería determinante. A posterior, presentaron un reagrupamiento de los datos, a partir de un análisis comparativo de la relación Ti-V, que dio como resultado una indeterminación en cuanto a la diferenciación de estas lavas respecto a las de la Formación Arapey, aboliendo la distinción realizada por Gómez Rifas y Masquelin (1996).

Las riolitas de la Formación Arequita presentan una naturaleza composicional alcalina-peralcalina (Muzio & Sanchez, 1998; Muzio, 2000). Esta signatura es característica de una corteza de gran espesor y está asociada a *rifting* corticales (Hess, 1989). Otros análisis llevados a cabo determinan que las mismas pueden contener de 1.8 a 3.4% de aegirina normativa (según CIPW), acentuando el carácter peralcalino de su composición (Muzio *et al*., 2002). Los diagramas presentados por Muzio (2000) demuestran que dentro de la Formación Arequita, los derrames y diques riolíticos presentan una similar signatura geoquímica, pudiendo entreverse varios pulsos magmáticos. Esta observación podría ser fruto de un muestreo no lo suficientemente detallado. Las riolitas pueden presentar un rango de cuarzo normativo que va de 26% al 40%, presentando bajas concentraciones de Ba y Sr, y con una fuerte anomalía negativa de Eu (Muzio *et al*., 2002).

Respecto a las rocas félsicas de Valle Chico, Lustrino *et al*. (2005) determinaron el carácter mayoritariamente peralcalino de las mismas. Además, no encuentraron diferencias sustanciales en términos geoquímicos entre los términos plutónicos y volcánicos. Esta conclusión es determinante en muchos aspectos para efectuar inferencias tectónicas y pretrogenéticas sobre esta *suit*.

En general, las rocas ígneas mesozoicas del sudeste de Uruguay presentan una marcada bimodalidad y Kirstein *et al*., (2000) las clasificaron geoquímicamente de la siguiente manera:

1. Rocas máficas (40*48 wt % de SiO_2) diferenciadas según abundancia de HFSE y isótopos de Sr y Nd en dos tipos de magmas:
    - Magma tipo Santa Lucía. Presenta signatura de elementos traza e isotópica que permite su correlación con los basaltos oceánicos y pueden ser modelados mediante

una mezcla de magmas producto del efecto de la pluma Tristan da Cunha y basaltos tipo Treinta Y Tres.

- Magma tipo Treinta Y Trés. Similar al tipo Gramado de Paraná, pero con mayor porcentaje de fusión.

2. Rocas félsicas. Son más variables geoquímicamente que las de Paraná, se clasifican según diferencias en elementos menores y trazas en:
   - Serie Lavalleja. Química e isotópicamente similares al tipo Palmas, de Paraná y relacionada al magma tipo Treinta Y Tres.
   - Serie Aiguá. Son diferentes a las de Paraná y se interpretan como producto de fundidos de materiales máficos preexistentes en niveles inferiores de la corteza.

2.5.3. Inferencias petrogenéticas

Algunos autores han realizado estudios geoquímicos con una visión regional, integrando la posición periférica de Uruguay dentro del ámbito de la Cuenca Paraná como parámetro de variabilidad espacial de las características geoquímica dentro de ésta (*e.g.* Kirstein *et al*., 2000; Lustrino *et al*., 2005).

Kirstein *et al*. (2000) sintetizaron distintos aspectos entre las riolitas en Uruguay y las del cuerpo mayor de Paraná-Etendeka de la siguiente manera:

a. Diferencias de temperatura de extrusión. Las riolitas en Uruguay reflejan menor temperatura de erupción; 850-950°C (Kirstein *et al*., 2000) respecto a los 950-1150°C en Paraná (Bellieni *et al*., 1986). Esto explicaría la presencia de texturas bien preservadas en las primeras y su ausencia en las de Paraná (Garland *et al*., 1995).
b. Diferencia en porcentajes de fenocristales. Las riolitas de Uruguay presentan hasta más de un 40%.
c. Diferencia en los elementos mayores. Las riolitas de Paraná presentan menores tenores en SiO_2, K2O, Na_2O y mayor F_2O_3 y TiO_2.
d. Elementos trazas y elementos de las tierras raras (REE, *rare earth elements*):
   - Mayor concentraciones de Rb, Zr y REE y menor Sr y por lo tanto, mayor relación Rb/Sr y Rb/Ba en las riolitas uruguayas.
   - Similares relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las serie Lavalleja y Aiguá con las Palmas y Chapeco de Paraná, respectivamente.

Kirstein *et al*. (2000) plantearon un modelo petrogenético que integra a las riolitas de la serie Lavalleja y Chapeco, partiendo de las características mencionadas anteriormente y de signaturas isotópicas de $\delta^{18}O$. Estas características podrían ser modeladas por procesos de cristalización fraccionada en un sistema abierto a partir de magmas tipo Treinta y Tres y

Gramado. Éstos, a su vez, pueden devenir de procesos de diferenciación y asimilación de fraccionamiento de material cortical superior (Garland *et al*., 1995; Kirstein *et al*., 2000).

Por su parte, Lustrino *et al*. (2005) plantearon que en la génesis de rocas félsicas de Valle Chico estaría involucrado material de la corteza inferior, ya sea por fusión concomitante o por medio de anatexis cortical. Según los autores, la participación de la corteza inferior está bien reflejada en el arreglo Sr-Nd y la fusión parcial estaría relacionada a procesos de descompresión o a anomalías térmicas relacionadas a la pluma de Tristan da Cunha. De esta forma, las sienitas y traquitas de Valle Chico podrían ser explicadas por medio de una serie transicional, evolucionando a miembros saturados en SiO_2 (granitos/riolitas) marcados por una fuerte contribución de corteza superior como magma contaminante. Además, por lo menos parcialmente se podría establecer una similitud entre estas rocas y las traquitas de Lavalleja (Kirstein *et al*., 2000).

No pueden descartarse otras hipótesis, como la contaminación de manto superior por un fragmento de corteza inferior asociado a un proceso de delaminación cortical (acontecido en forma posterior a la colisión continente-continente en los últimos estadios de la Orogenia Panafricana- brasiliano en Uruguay (Lustrino *et al*., 2005).

2.6 Geocronología

Las edades absolutas asociadas al fechado aportado por los datos geocronológicos cumplen un papel fundamental para esclarecer la evolución regional y son base de infinidad de asunciones. En el caso de Uruguay, estos datos se fueron acumulando con el correr del tiempo y se fue ordenando con mayor precisión la estratigrafía.

Las dataciones sobre rocas uruguayas en principio no pudieron aportar demasiado a la determinación de los acontecimientos, debido a que los márgenes de error eran amplios, no permitiendo discriminar fehacientemente la secuencia de los acontecimientos. Hoy día, además de haberse densificado las mediciones, las dataciones K/Ar son muy precisas. De la observación de las edades publicadas se pueden sacar ciertas conclusiones (tabla 2.1). La primera es que estas rocas son contemporáneas al magmatismo central de la Provincia de Paraná. La formación Arequia sugiere una edad ligeramente más joven que las otras dos. Es tan angosto el rango de edades, que sólo dataciones Ar/Ar o las actuales K/Ar son capaces de arrojar resultados con intervalos de confianza lo suficientemente estrechos como para discriminar las distintas edades de las unidades. Igualmente, una densificación de los datos y con mejores controles en cuanto a ubicación geográfica ayudarían a establecer con menor incertidumbre las relaciones entre las unidades.

Tabla 2.1. Fechados radimétricos de las unidades litoestratigráficas.

FORMACIÓN	EDAD (Ma)	ERROR (Ma)	MÉTODO	LITOLOGÍA	AUTOR	FECHA
PUERTO GOMEZ	140[1]	10	*K/Ar RT*	*Basalto*	Bossi & Umpierre	1975
	157[2]	4	*K/Ar*		Vieira	1985
	131.4	0.7	*Ar/Ar*	*Basalto*[3]	Stewart *et al*.	1996
	132.7	1	*Ar/Ar*	*Basalto*[3]	Stewart et al.	1996
	133.1	0.6	*Ar/Ar*	*Basalto*[4]	Stewart *et al*.	1996
	165.6[5]	16.6	*K/Ar*		Veroslavsky	1999
	132[6]	0.2	*Ar/Ar RT*	*Basalto*	Féraud *et al*.	1999
	120	3.2	*K/Ar*		Muzio	2000
	120[7]	2	*K/Ar RT*	*Basalto*	Lustrino *et al*.	2005
VALLE CHICO	120[8]	5	Rb/Sr RT	sienitas y traquitas	Umpierre y Halpern	1971
	119[9]	3	Rb/Sr	Microsienitas y traquitas porfíricas	Umpierre	1974
	124	1	Rb/Sr	Traquita y riolita[10]	Umpierre	1974
	123	3	Rb/Sr RT		Bossi y Umpierre	1975
	133	0.8	Ar/Ar	Sienita	Stewart *et al*.	1996
	138	7	K/Ar RT	Sienita	Pirelli	1999
	138	9.5	K/Ar anf.	Sienita	Pirelli	1999
	128.1	1.6	U/Pb (circon)		Muzio	2000
	128[11]	2	U/Pb	Cuarzo-sienita	Muzio *et al*.	1999
	1746	16	Sm/Nd	Cuarzo-sienita[12]	Muzio *et al*.	1999
	128.1[13]	1.6	U/Pb (circon)	Cuarzo-sienita	Lustrino *et al*.	2005

AREQUITA	124[14]	4	K/Ar		Umpierre	1965
	128,2	0,7	Ar/Ar	Riolita	Stewart *et al*.	1996
	131,9	0,6	Ar/Ar	Riolita	Stewart *et al*.	1996
	127	0,6	Ar/Ar	Riolita	Stewart *et al*.	1996
	131,8	0,9	Ar/Ar	Riolita	Pirelli	1996
	125	9	K/Ar RT	Riolita	Féraud *et al*.	1999
	131,4	0,4	Ar/Ar (sanidina)	Flujo riolítico[15]	Féraud *et al*.	1999
	130,2	0,2	Ar/Ar (sanidina)	Flujo riolítico[15]	Féraud *et al*.	1999
	131	0,2	Ar/Ar (sanidina)	Flujo riolítico[15]	Féraud *et al*.	1999
	132	0,4	Ar/Ar (sanidina)	Flujo riolítico[15]	Féraud *et al*.	1999
	131,7	0,4	Ar/Ar (sanidina)	Flujo riolítico[15]	Féraud *et al*.	1999
	130,8	0,5	Ar/Ar (sanidina)	Flujo riolítico[15]	Muzio	1999
	133,5	3,1	K/Ar		Lustrino *et al*.	2000
	134	3,1	K/Ar RT	Riolita		2005

Observaciones:

1. En el texto presenta la edad de 142+-10, pero el dato no figura en la tabla.
2. Comunicación personal, intro Muzio, 2004.
3. Basalto con alto contenido de Nd.
4. Magma tipo gramado.
5. Edad defectuosa.
6. Valor acorde, pero con problemas: en intervalo medio de temperatura, liberación del 57% AR39.
7. Contaminada con Ar atmosférico.
8. Recalculada por Muzio *et al*. (1999): 124+-5.
9. Recalculada por Muzio *et al*. (1999): 123+-3.
10. Muestras de 2 proveniencias distintas.
11. Por diagrama de Concordia.
12.Contenidos de Sm-Nd Tm, enriquecimiento de Nd, correspondido según autores al manto litosférico.
13. Edad de Concordia, a partir de 2 poblaciones de circones.
14. *Apud* Bossi 1966.
15. Denominada por los autores Formación Lascano, en la que integran a los basaltos de Puerto Gomez y a los flujos riolíticos de la Formación Arequita.

2.7 Evolución tectónica mesozoica local

No abundan las propuestas geocinemáticas para entender los arreglos estructurales que presentan los cuerpos rocosos en la región. La configuración actual de las unidades mesozoicas

del sudeste de Uruguay es explicada a través del lineamiento juro-cretácico Santa Lucía-Aiguá-Merín –SaLAM- por Veroslavsky *et al*. (2004).

La síntesis evolutiva que describe esta mecánica superficial y controla el magmatismo de la región está contemplada en dos etapas (Rossello *et al*., 2000; Veroslavsky *et al*., 2004):

1) Fase inicial: se desarrolló desde el Jurásico superior al Eocretácico en un ámbito extensional, contemporáneo a la formación de las cuencas Norte y Paraná. Según los autores citados, se pueden reconocer dos pulsos tectomagmáticos intrínsecamente asociados a la Cuenca Paraná: el más antiguo –basaltos y dacitas- está correlacionado con la extrusión de lavas en Cuenca Norte y la fase *sinrift* I de cuenca Punta del Este. El segundo (Neocomiense), expresado en el segmento intermedio y noroccidental del SaLAM, dio lugar a las formaciones Puerto Gómez, Arequita y Valle Chico. El aparente control de la actividad volcánica sobre la *suit* de rocas félsica observado por el lineamiento estructural que presentan los afloramientos de la formación Arequita fue explicado por la presencia de 3 cámaras magmáticas someras (Morales, 2006; Conti, 2008; Muzio *et al*., 2008; Muzio *et al*., 2009) (figura X). Sin embargo, la relación genética entre el magmatismo de Puerto Gómez con la anomalía gravimétrica de Bouger positiva debajo de la Laguna Merín aun no está clara (Veroslavsky et al., 2002).
2) Fase tardía: se desarrolló desde el Aptiano. Presenta un carácter transcurrente, cinemáticamente dextral, que concentró esfuerzos transtensivos, disipados parcialmente por las principales discontinuidades del basamento precámbrico (Veroslavsky *et al*., 2004). Según estos autores, el marco compresivo está relacionado con los acomodamientos de las tensiones intraplacas transferidos desde el margen oeste por la deriva de la placa Sudamericana asociada a la instauración del la dorsal meso-oceánica del Atlántico Sur, y desde el margen occidental, debido al desarrollo de la subducción protoandina.

Según Veroslavsky *et al*., (2004) "inicialmente la tectónica estuvo dominada por un régimen de subsidencia térmica que involucró fenómenos de flexuras corticales bajo una relativa calma tectónica y escasos episodios magmáticos asociados". A posteriori, la cinemática dextral dominaría en forma progresiva los arreglos estructurales de la región, acotando el emplazamiento de los diques, las geometrías de los depocentros, la deformación de filones y el control de todo el comportamiento frágil en general.

3. AMS

3.1 Introducción

La aplicabilidad y significancias geológicas de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) surge en los 60', compartiendo un ámbito e interés común con las técnicas paleomagnéticas direccionales. Durante el correr de esa década, su aplicabilidad terminará aportando a la gran revolución en las ciencias de la tierra. La geología como ciencia histórica, a través de resultados experimentales que confirmaron la temprana suposición de Taylor y Wegener de la década del ´10 sobre la deriva de los continentes (Hallam, 1985) dejó atrás una geología que, acotada por los conceptos isostáticos desarrollados más de un siglo antes, solo permitían resolver los movimientos supuestamente acontecidos a través del plano vertical.

Durante el predominio del mecanicismo clásico, la entidad física portadora de propiedades solo podía ser el cuerpo (i.e. materia) o un fenómeno de interacción del mismo. El proceso histórico conocido como revolución maxwelliana termina de mancomunar la mecánica newtoniana con los fenómenos eléctricos y magnéticos de acción a distancia. Los mayores protagonistas de tal revolución, Faraday, Maxwell y Hertz, acuñaron el concepto de campo como una nueva entidad física a la que es posible otorgarle propiedades. Este concepto, elaborado durante la primer mitad del siglo XIX es finalmente aceptado en sus postrimerías (Cohen, 1989; Boido & Flichman, 1996).

Tinder (2008) entiendió a una propiedad como un coeficiente que linealmente relaciona un parámetro intensivo (una causa) con un parámetro extensivo (su efecto). Los parámetros dependientes de la cantidad de material son extensivos, mientras que los independientes son intensivos y están asociados sólo a condiciones externas impuestas al sistema (i.e. campos). El flujo del campo magnético vectorial es un parámetro intensivo y está dado por la integral del vector sobre un área determinada (Tauxe, 1998). La magnetización es un momento expresado por unidad de volumen o de masa y es un tipo de parámetro extensivo. Tanto el flujo magnético como la magnetización se representan con tensores de primer grado (vectores) y de su interacción surge la susceptibilidad magnética como propiedad. Como ambos parámetros son variables tensoriales, la propiedad también es una cantidad tensorial (Tinder, 2008). En consecuencia, se define la susceptibilidad magnética χ como un coeficiente adimensional que relaciona un campo magnético (H) aplicado a un material en el cual induce su magnetización (M), según la siguiente ecuación:

$$M = \chi H$$

donde χ es una función dependiente de la orientación, los estados de esfuerzos, los campos aplicados y la temperatura.

La susceptibilidad magnética de las rocas fue tratada por primera vez por Graham (1954). El posterior análisis realizado por Nye (1960) sobre la anisotropía de ciertas variables relacionadas con la estructura cristalina y sus propiedades físicas permitió obtener un modelado matemático satisfactorio para la propiedad que nos compete. Haciendo uso de estos conceptos y con una concepción aplicada de la propiedad, el trabajo sobre diques máficos de Kahn (1962) se destaca como pionero en el uso de la técnica de AMS aplicada a la narración histórica de la geología.

Según Cañon-Tapia (2004), Kahn interpreta la AMS como producto del alineamiento estadístico de un grupo de granos de magnetita y la anisotropía de orientación obtenida es explicada por la interacción mecánica de los granos con el fluido. La AMS podría entonces ser utilizada como un equivalente de la orientación promedio de los minerales en la roca. Entonces la AMS tiene directa correlación con la orientación preferencial de cristales en la roca (Fuller, 1963; Uyeda et al., 1963). Para que la susceptibilidad magnetica de las rocas, dadas por el cociente M/H pueda considerarse constante, ciertas condiciones deben ser restringidas, dado que esta relación depende de la temperatura y la intensidad del campo aplicado (Tarling & Hrouda, 1993). Para campos menores a 1mT y mediciones a temperatura estándar de laboratorio (20°), se asume que la proporcionalidad es constante. Por ello los estudios de AMS se efectúan a bajo campo magnetizante (<1mT; LF, por sus siglas en ingles).

La ventaja de estos métodos por sobre otros estudios de petrofábrica radica en que la AMS es muy sensible a fabricas débiles y que la velocidad de las mediciones permiten un tratamiento estadístico de los datos (Raposo, 1997).

Con el correr del tiempo, el tipo de rocas y estructuras asociadas sometidas a este tipo de análisis se fue diversificando. Actualmente, la AMS puede ser medida con precisión en cualquier tipo de roca (Borradaile 2001). Incluso, es de uso común para el estudio de rocas metamorfizadas, deformadas, sedimentarias y piroclásticas (*e.g.* Borradaile & Jackson, 2004; Park *et al.*, 2005; Archanjo *et al*., 2006). En el presente trabajo se enfocará la descripción a las rocas/estructuras partícipes de nuestro estudio, que comprenden rocas volcánicas, hipoabisales y flujos piroclásticos ampliamente abordadas por esta metodología.

La AMS puede emplearse para cuantificar diversos aspectos de la fábrica (*e.g.* orientación, foliaciones y/o lineaciones) y en algunos caso puede proveer estimaciones de la deformación en varios ambientes tectónicos, sean éstos sedimentarios, metamórficos e ígneos (*e.g*. Borradaile, 1991; Rochette *et al*., 1992; Hrouda, 1993, Borradaile & Henry, 1997).

Además, la relación entre AMS y tectónica puede permitir estudiar esfuerzos actuantes y aspectos de la neotectónica (Borradaile & Henry 1997). Esto deja claro los dos objetivos principales que tienen estos estudios: reconstruir el patrón de flujo y/o cuantificar la deformación finita a partir de inferencias del campo de esfuerzos acontecido. Callot & Guichet (2003) resumen en dos los aspectos fundamentales que complican el análisis de la deformación inferida: a) mezcla de minerales con marcados contrastes en sus propiedades magnéticas (Borradaile *et al*., 1987; Borradaile & Henry, 1997) y b) la existencia de múltiples zonas en la roca con orientación preferencial ((Daly, 1970; Hrouda, 1992; Henry, 1997). Este último aspecto será tratado en el capítulo posterior.

Los estudios de AMS deben ser complementados con otros para que ciertas variables queden acotadas y para que las inferencias realizadas a partir de los resultados obtenidos presenten la menor incertidumbre posible. La temperatura crítica de cada tipo de cristal ferromagnético *sensu lato,* por encima de la cual el comportamiento cooperativo de los spin desaparece y el material se vuelve paramagnético, se denominada Temperatura de Curie, Θ (Tauxe, 1998). La combinación de estudios de AMS y la determinación de Θ determina la naturaleza de los minerales portadores de la susceptibilidad. En cuanto a técnicas magnéticas, otras propiedades como la histéresis del material aporta datos sobre el tamaño de los granos y el origen de la anisotropía magnética (Bascou *et al*., 2005).

Existen gran cantidad de técnicas para medir la orientación preferencial de los cristales (*i.e*. SPO, *shape preferred orientation*) y asiduamente son usadas como mecanismos de control y calibración de la AMS. Al margen de las técnicas macroscópicas para medir la orientación de cristales clásicas en estudios estructurales, el análisis de imágenes digitales se ha transformado en los últimos tiempos en una técnica muy efectiva y versátil (Launeau & Robin, 1996). Ésta está basada en la digitalización de imágenes fotográficas de secciones delgadas cortadas paralelas al plano de foliación o integrando la lineación. La subfábrica de interés (e.g. feldespatos y/o biotitas) puede ser realzada a conveniencia y se orientan los ejes mayores para tratarlos estadísticamente por medio de la distribución von Mises y obtener el parámetro de concentración k (Sen & Mamtani 2006).

Tambien existen técnicas más avanzadas como EBSD (*electron backscattered diffraction*), que puede medir la orientación preferencial de la red cristalográfica de todos los minerales con tamaños menores a 20 µm y una precisión relativa de la orientación del cristal menor a 1° (Lassen, 1996).

3.2 Representación de la susceptibilidad magnética en el espacio

El primer modelado matemático de la susceptibilidad magnética en rocas lo realizó Nye (1960) como parte de un estudio de las propiedades físicas de las estructuras cristalinas. Como H y M son magnitudes vectoriales, dependen de su orientación en el espacio. Consecuentemente, sus variaciones se propagan a sus relaciones lineales, teniendo que expresarse en cierta cantidad de componentes para cubrir tantos planos como se quiera representar. En un sistema cartesiano de tres coordenadas tenemos que:

$$M_1 = \chi_{11}H_1 + \chi_{12}H_2 + \chi_{13}H_3$$

$$M_2 = \chi_{21}H_1 + \chi_{22}H_2 + \chi_{23}H_3$$

$$M_3 = \chi_{31}H_1 + \chi_{32}H_2 + \chi_{33}H_3$$

Estas tres ecuaciones lineales relacionan el campo inductor y el inducido por medio de constantes, donde χ_{ij} son los coeficientes de susceptibilidad magnética. Los coeficientes χ_{ij} son elementos del tensor simétrico de segundo orden, un operador matemático conocido como el tensor de anisotropía de susceptibilidad magnética $\boldsymbol{\chi}$ (Tauxe, 1998). Tiene la forma de matriz 3x3, donde hay 6 elementos independientes, ya que $\chi ij = \chi ji$.

$$\boldsymbol{\chi} = \begin{pmatrix} \chi_{11} & \chi_{12} & \chi_{13} \\ \chi_{21} & \chi_{22} & \chi_{23} \\ \chi_{31} & \chi_{32} & \chi_{33} \end{pmatrix}$$

Cuando se mide la AMS, al tensor se lo simboliza con la letra griega kappa en mayúscula, **K**. La traza de la matriz integra los ejes principales, perpendiculares entre sí. Por convención, se ordenan los elementos independientes ortogonales de forma tal que $K_1>K_2>K_3$.

El tensor K puede resumirse con sus autovectores y autovalores. Las ecuaciones lineales anteriormente descritas pueden ser reacomodadas para formar un sistema de ecuaciones homogéneo, que resumidas, adoptan esta forma:

$$(\mathbf{K} - \lambda I)X=0$$

donde **I** es la matriz identidad, **X** es un autovector (con elementos xi) y λ un escalar que se denomina autovalor (Carr, 1995). A diferencia de otros marcos conceptuales, donde la interpretación y significado de **X** y λ es un tanto abstracta, cuando se aplican a AMS están asociados a una realidad física concreta: los autovectores definen la orientación de los ejes principales del tensor y los autovalores determinan el módulo de los mismos, es decir, la intensidad de la propiedad en esa dirección.

El tensor de segundo orden está asociado gráficamente a un elipsoide descrito por la siguiente ecuación:

$$\frac{x^2}{K_1{}^2}+\frac{y^2}{K_2{}^2}+\frac{z^2}{K_3{}^2}=1$$

y sus ejes principales corresponden a los autovectores de **K**. La representación gráfica de los **K** es una de las características más destacables, ya que condujo a las primeras interpretaciones de la AMS obtenida y le otorgó al análisis actual cierto grado de simplicidad. El simbolismo adosado al elipsoide hace de nexo continuo entre los resultados empíricos y las teorías.

Dos aspectos de los elipsoides de **K** son descritos asiduamente: la simetría y la forma.

La simetría habla sobre la relación entre los ejes ortogonales del elipsoide. Las rocas magnéticamente anisótropas son todas aquellas donde la intensidad de la magnetización inducida varía con la dirección del campo aplicado y en concecuencia, el elipsoide se aparta significativamente de la esfericidad. La magnetización inducida en especímenes simétricos puede llegar a ser isótropa, pero es poco común (Tarling & Hrouda, 1993). Los elipsoides anisótropos, a su vez, pueden ser triaxiales (los tres autovalores significativamente distintos) o con simetría rotacional (dos de los 3 ejes estadísticamente similares). A estos se los denomina rotacionales, por la capacidad de intercambiar ejes sobre un plano de incertidumbre. En función del eje de rotación (aquel que está bien definido) pueden ser rotacionales prolados (K_1 fijo y con plano de indeterminación formado por $\mathbf{K}_2$ y $\mathbf{K}_3$) u oblados ($\mathbf{K}_1$ y $\mathbf{K}_2$ con orientación indeterminada y eje $\mathbf{K}_3$ bien definido en su orientación).

Si son anisótropos, los **K** pueden presentar dos formas: proladas ($K_1 >> K_2$) y obladas ($K_2 >> K_3$).

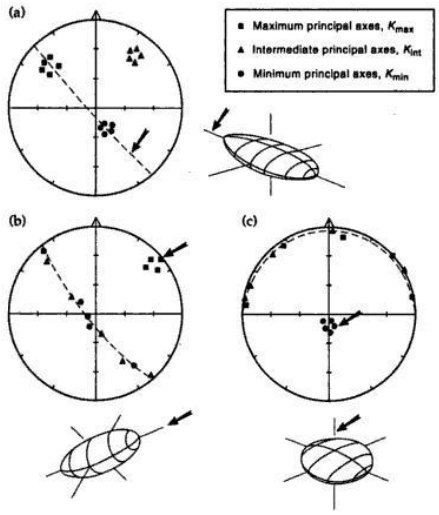

Figura 3.1. Representación estereográfica de las anisotropías direccionales según las principales formas de **K**. a) elipsoide triaxial, b) elipsoides prolados y c) elipsoides oblados (Tarling & Hrouda, 1993).

3.3 AMS aplicada a la narración histórica de la geología. Implicancias del modelo teórico de adquisición de fábrica

La técnica de AMS se aplica para poder inferir sobre acontecimientos que se analizan en el marco de la geología. El trabajo de Cañon-Tapia (2004) es muy instructivo al respecto. En el mismo, los estudios de AMS son entendidos como una interacción entre las fuentes de la AMS, el modelo teórico de adquisición de fábrica que sustenta la predicción y las inferencias geológicas que se desprenden.

El modelo teórico de adquisición de fábrica es adoptado en función de cada investigador y supone el comportamiento original del material portador de la AMS y/o del fenómeno físico de interacción que la ocasiona. Su función es apoyar las observaciones empíricas y usarlo como predictor. El accionar del mismo deriva en un ajuste de los datos empíricos, a los cuales se les transfiere las características o cualidades del modelo teórico pre-supuestamente válido que sustenta las afirmaciones de un pasado acontecido.

Se debe tener bien claro y definido tanto la fuente de la AMS como el modelo teórico usado para que después las inferencias realizadas presenten cierto grado de precisión, afinidad y coherencia. El presupuesto proceso de adquisición de AMS va a determinar el esquema de muestreo. Y la falta de éste es uno de los principales tópicos tratados en este trabajo.

Si se considera un fluido natural como el mágma, el patrón tridimensional que adquiere la variabilidad del gradiente de velocidad es por demás complejo. A pesar de esto, varios modelos mecánicos que soportan la relación AMS adquirida con la dirección de flujo son usados para fijar esquemas de muestreo e interpretar los datos obtenidos.

Se han realizado simulaciones numéricas y analógicas de adquisición de AMS modeladas para distintos tipos de flujos en distintas condiciones de contorno, tanto en matrices magmáticas como subsólidas (*e.g.* Hanmer & Passchier 1991; Ildefonse *et al*. 1992a; Tikoff & Teyssier, 1994).

A partir de estos estudios se pudo determinar que el grado de SPO está influenciado por varios parámetros como la deformación, la relación de aspecto de las partículas, la reología de la matriz, el tipo de flujo, la concentración de objetos rígidos y la interacción entre estas partículas (Sen & Mamtani, 2006). En particular, la relación de aspecto y la cantidad de deformación determinan que partículas elongadas alcancen una orientación estable con muy poca deformación (Cañón-Tapia & Chávez-Álvarez, 2004). En el caso de rotaciones de cuerpo

rígido, el desarrollo de SPO depende de la deformación finita y la concentración del material en el fluido (Ildefonse *et al*., 1992a, b; Piazolo & Passchier, 2002).

Establecer con cierta precisión cuál es el modelo de adquisición de la fábrica y saber su estadio final en función de determinados parámetros, además de permitir el proceso de inferencias, permite realizar muestreos sesgados. En este caso, el muestreo sesgado consiste en realizar observaciones que no son independientes del contexto y que buscan determinados resultados. Su finalidad es la de observar sólo cierto aspecto del comportamiento de las partículas en la fábrica que nos sea beneficioso para determinar las direcciones de desplazamiento buscadas. Esto puede darse por procesos que sólo se generen en determinados aspectos de la estructura, acotados principalmente por las condiciones de contorno mecánico a que están asociados. En consecuencia, se puede definir el arreglo geométrico de las observaciones, para poder muestrear de mejor manera los lugares de las estructuras donde hay potencial capacidad de determinar las direcciones de flujo.

Adicionalmente, para hacer interpretaciones geológicas, es necesario hacer algunas asunciones sobre los procesos que controlan la adquisición de la fábrica en sí misma (Cañon-Tapia, 2004).

3.4 Origen de la AMS

Las fuentes de AMS condicionan el modelo de adquisición de la fábrica, que es el pilar lógico para la realización de hipótesis geológicas y por lo tanto, de la metodología (Cañon-Tapia, 2004). El origen de la AMS es un tema no menor y ha sido estudiado parcialmente. Actualmente nuevos modelos numéricos contemplan efectos de interacción magnética en el ordenamiento durante el proceso de adquisición de fábrica que antes no se tenían en cuenta por distintos motivos (principalmente por el grado de complejidad a la hora del modelado de las interacciones).

La AMS del espécimen de roca es resultante de una gran cantidad de factores, aunque sólo unos pocos son mayoritariamente influyentes en la anisotropía final observada (Stacey, 1960; Brathal, 1971; Hrouda, 1982; Hargraves *et al*., 1991; Rochette *et al*.; 1992; Tarling & Hrouda, 1993; Cañon-Tapia, 2004).

Tarling & Hrouda (1993) clasifican las fuentes (i.e. causalidad directa) de la AMS en función de la escala en la que se desarrolla la anisotropía. Ésta puede tener su origen a nivel de granos magnéticos (faces mineralógicas individuales) o a nivel de muestra, sin descartar puntos intermedios. Además, hay factores por momentos confundidos con fuentes o simplemente no bien ponderados por diversos autores que subyacentemente supeditan a las fuentes y que serán destacados llegado el caso.

La anisotropía de forma fue definida a partir de un estudio realizado por Nye (1960), donde relacionó las dimensiones físicas del grano mineral con los ejes principales del tensor de susceptibilidad magnética (Cañon-Tapia, 2004). Tarling & Hrouda (1993) explicaron este fenómeno como producto de la polarización magnética en puntos opuestos de la superficie cristalina, debida al alineamiento de los spines electrónicos por efecto de un campo magnético externo. Al separarse más los polos, habría una reducción de fuerzas magnetostáticas internas a lo largo del eje mayor de la partícula (que actúan como fuerzas demagnetizantes), provocando como consecuencia una mayor magnetización.

Otra fuente de AMS a nivel de grano es la anisotropía magneto-cristalina, resultante de la interacción de fuerzas de ordenamiento cristalino sobre la configuración de los spines de los electrones (Tarling & Hrouda, 1993). Considerando que esta fuente por sí misma no tendría incidencia directa con el proceso de interacción mecánica entre el fluido y los granos que da una orientación y orden específico durante la adquicisión de la petrofábrica, la aplicabilidad de la metodología se vería reducida. Es de esperar que granos con forma isótropa interactúen con el fluido de forma tal que no se produzca orientación particular de los granos. La anisotropía de cada grano estaría compensada con la del otro por lo que a nivel de muestra la respuesta seria isótropa. Sin embargo, visto como fenómenos, la anisotropía cristalina en varios casos no puede separarse de la anisotropía de forma. Este es el caso de filosilicatos paramagnéticos (*e.g*. biotita, clorita, muzcovita), donde sus ejes de magnetización fácil están contenidos en el plano de mayor desarrollo de la estructura cristalina, perpendicular al eje c de la misma (Borradaile & Werner, 1994; Martín-Hernandez & Hirt, 2003).

Hay cierto grado de competencia entre las fuentes y ambas aportan a la anisotropía total con diferente peso. En rocas ígneas, la AMS de las titanomagnetitas está dominada por la anisotropía de forma y no por los ejes de fácil magnetización (Tarling & Hrouda, 1993) y por lo tanto existe un marcado control mineralógico y/o litológico. Cabe destacar que por medio del análisis de AMS de bajo campo no es posible diferenciar entre el aporte de la anisotropía magnetocristalina y de la anisotropía de forma (Tarling & Hrouda, 1993).

Un factor que controla la magnitud de la respuesta magnética del grano es el tipo de dominio magnético presente. La fase mineral implicada determina el umbral que separa los dominios simples (SD) de los multiples (MD), en función de la composición química, geometría y el estado de tensiones en el grano (Butler & Banerjee, 1975). La relación de proporcionalidad entre la magnitud de la susceptibilidad y las dimensiones físicas del grano en partículas SD es inversa (Potter & Stephenson, 1988). En rocas ígneas la presencia o no de tamaños SD se transforma en sí misma en una fuente de AMS (*i.e*. Cañon-Tapia, 2004).

En su primordial trabajo de 1962, Khan interpretó la anisotropía observada en muestras de diques básicos como producto de una orientación preferencial de un conjunto de granos elongados de magnetita. De esta forma queda definida la anisotropía de orientación.

La anisotropía de orientación de granos con anisotropía de forma fue la explicación dominante de la principal causa de la AMS observada durante un par de décadas (Cañon Tapia, 2004). Wolff *et al*., (1989) plantearon otra explicación para la AMS que observaron en tobas soldadas. Las fases modales mayoritarias que constituyen la petrofábrica habrían condicionado el espaciamiento y distribución de los minerales magnéticos. Hargraves *et al*. (1991) demuestraron que en ciertas rocas intrusivas básicas las magnetitas pueden ser perfectamente isótropas y como consecuencia, la AMS observada tendría que explicarse de otra forma. Según los autores, la AMS estaría reflejando una anisotropía de distribución impuesta por la cristalización tardía de las magnetitas y controlada por el alineamiento de la fabrica silicatada. La relación espacial de los granos y su anisotropía de distribución controlaría el fenómeno de interacción magnética entre los granos (Hargraves *et al*., 1991; Gaillot *et al*., 2006). Sthephenson (1994) demostró que aún con partículas con formas isótropas se puede obtener altos grados de AMS a partir de la interacción magnética en un agregado de granos ferromagnéticos y en casos extremos, llegar a que la susceptibilidad máxima sea perpendicular a la forma del aglomerado o cúmulo (Cañon Tapia, 1995). También podría explicarse por una competencia en la cristalización de los granos de magnetita intersticiales a lo largo y perpendicular a la lineación de plagioclasas (Archanjo *et al*., 2002). Si la separación de granos es pequeña (menor a dos diámetros de grano) la AMS medida refleja la forma del cúmulo de granos (Cañón-Tapia *et al*., 1995; Grégorie *et al*., 1995). El proceso de interacción magnética a partir de una anisotropía de distribución no sólo puede ser explicado por el crecimiento tardío de las fases magnéticas. Tambien procesos de arrastre y colisiones entre granos adjacentes dentro de un flujo viscoso en movimiento pueden crear heterogeneidades normales a la dirección de estiramiento (Launeau & Cruden, 1998). Sin embargo, es difícil determinar el mecanismo responsable de la anisotropía porque aún si hay partículas elongadas, la anisotropía podría seguir siendo de distribución (Stephenson, 1994).

3.5 Fábrica normal, intermedia e inversa

La fábrica normal es un término acuñado por Rochette (1988) que se refiere a un tipo de fábrica magnética producto de un paleoflujo (Knight & Walker, 1988; Rochette *et al*., 1991, 1992). En ella, el K_1 es paralelo a la lineación estructural, ya sea por flujo o deformación extensional y el K_3 se presenta perpendicular a la foliación estructural ya sea por aplastamiento,

flujo o efecto del plano basal (Rochette *et al*., 1999) y la simetría de la AMS replica la simetría de la petrofábrica. En diques, la fábrica normal presenta su foliación paralela a los márgenes.

En contrapartida, la fábrica inversa presenta el K_1 y K_3 intercambiados (Rochette, 1988; Borradaile & Puumala, 1989; Potter & Stephenson, 2006). Su fuente estaría en la propia característica de las estructuras cristalinas de minerales magnéticos fuertes. Siendo portadores de anisotropía de forma y granos tipo SD, los ejes de magnetización fácil, paralelos con los ejes se simetría mayores, coinciden con los de magnetización espontánea, resultando una magnetización nula a lo largo del eje mayor (Rochette, *et al*. 1999). Minerales como la turmalina, cordierita, carbonatos ricos en hierro y magnetitas SD son ejemplos de minerales que portan la fábrica inversa (Rochette, 1988).

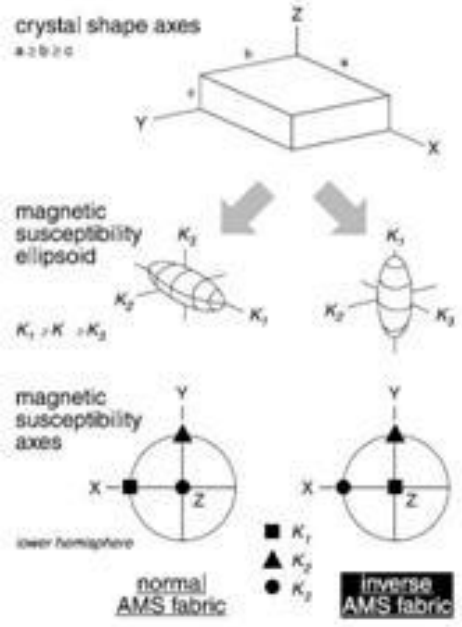

Figura 3.2. Relación de aspecto entre cristales y elipsoides de susceptibilidad magnética en fábricas normales e inversas (Ferré, 2002).

Estadios intermedios han sido descritos y su origen parece tener distintos orígenes. Rochette *et al*., (1991, 1992) definieron la fábrica magnética intermedia observada por otros autores (Park *et al*., 1988; Ernst & Baragar, 1992; Raposo & Ernesto, 1995) cuando K_1 y K_3 están sobre el plano de un dique, y estos se presentan en posiciones intercambiadas. La fábrica intermedia puede estar presente en una gran variedad de rocas (citas intro Ferre, 2002).

No menos de 6 explicaciones son asociadas a la presencia de estas fábricas anómalas. La coexistencia de granos de magnetita SD y MD es la causa más común de la existencia de fabrica intermedia, en especial en rocas con baja susceptibilidad magnética (Rochette *et al*., 1992; 1999; Ferre, 2002). Otra explicación está fundada en la presencia de granos magnéticos finos, particularmente de granos dominios pseudo-simples (PSD) (Rochette *et al*., 1992;

Aubourg *et al*., 1995). También se ha estudiado fenómenos de interaccion asociados a anisotropías de distribución como producto de la disposición anómala de los ejes (Cañón-Tapia *et al*., 1996). Además, no hay consenso sobre las características de la respuesta magnética en minerales como anfíboles y piroxenos (Hrouda, 1982). Muchos silicatos presentan el K_2 paralelo al eje mayor cristalográfico, e.g. ortopiroxenos, riebeckita y estaurolita (Rochette *et al*., 1992). Para el caso de diques, Rochette *et al*. (1992) atribuyeron a la compactación vertical de una columna de magma estático con el mínimo esfuerzo a lo largo de la dirección del dique como fuente de la anomalía. Estos autores plantearon como posibilidad la interacción entre AMS y magnetización remanente.

3.6 Conceptos de AMS y fábrica

La fábrica de una roca, o petrofábrica, se entiende como la configuración espacial y la relación geométrica entre todos los componentes que la constituyen (Hobbs *et al*., 1976). Las relaciones entre fases minerales son producto de distintos procesos gobernados por el enfriamiento de un magma generalmente polifacético. Hay dos procesos que determinan las relaciones texturales: el flujo magmático y su deformación asociada.

El flujo magmático impreso en la textura se da a través de la deformación por el desplazamiento de magma/lava, con la consecuente rotación de cuerpos mecánicamente rígidos pero sin la suficiente interferencia de los cristales como para causar la deformación de éstos (Paterson *et al*. 1989). Este proceso da lugar a una petrofábrica magmática, definida por Paterson *et al*. (1998) como las lineaciones, foliaciones y microestructuras asociadas formadas durante el flujo magmático. Otras estructuras asociadas son el bandeado tectónico, pliegues, *boudinage* y estructuras S/C. Todas estas estructuras fueron descritas en rocas plutónicas, flujos lávicos y diques (*e.g*. Shelley, 1985; Blumfeld & Bouchez, 1988; Paterson *et al*., 1989; Bouchez *et al*., 1990; Nicolas, 1992; Philpotts & Asher, 1994; Smith *et al*., 1994; Smith, 1998). El principal criterio para determinar la presencia de flujo magmático es la orientación preferencial de minerales ígneos primarios, como biotita y feldespatos potásicos euhedrales, sumado a la ausencia de indicios de deformación plástica y/o recristalización, ya sea en cristales euhedrales como anhedrales intersticiales (Vernon *et al*., 1988).

El segundo proceso destacado es la deformación en estado magmático, que conlleva al desarrollo de fábricas cristalográficas definidas por el alineamiento de cristales anisométricos en la matriz fluida (Blumenfeld & Bouchez, 1988; Nicolas, 1992). La deformación plástica significativa se piensa que ocurre sólo cuando el magma tiene menos de 30% de material fundido (Arzi, 1978; Van der Molen & Paterson, 1979). También podría darse cuando local o puntualmente suceden ciertas particularidades como cuando convergen o divergen las líneas de flujo. Las rocas deformadas en estado magmático presentan estructuras clásicas inducidas por

un campo de esfuerzos desviatorio, similares a las observadas en deformación plástica en rocas metamórficas (Blumenfeld & Bouchez, 1988; Nicolas, 1992; Auborg *et al*., 1995; Borradaile & Hernry, 1997). La deformación magmática es fácilmente distinguible de la deformación plástica, que se caracteriza por la orientación preferencial de las estructuras cristalográficas (*e.g*.Paterson *et al*., 1989; Nicolas, 1992).

Las petrofábricas pueden clasificarse en función de la relación temporal respecto al proceso imperante formador de la roca. La fábrica primaria en rocas ígneas se refiere a la presencia de sus elementos de fábrica –sus minerales constituyentes- tal como fueron formados y por lo tanto, presentando rasgos de flujo y/o deformación magmático/lávica (Balk, 1937; Herrero-Bervera *et al*., 2000).

La fábrica magnética puede definirse como un resumen de los aspectos que hacen a la petrofábrica desde un punto de vista de las propiedades magnéticas del conjunto de componentes que la conforman. Esto incluye la mineralogía magnética, sus propiedades magnéticas específicas, el tamaño de grano magnético, su memoria magnética (*i.e* la remanencia), historia y respuesta magnética asociada. Estudiar la AMS es abordar desde la susceptibilidad magnética ciertos aspectos de la fábrica.

A la susceptibilidad magnética de una roca contribuyen todos los minerales constituyentes, ya sean diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos. Cualquiera de estos puede ser la fase dominante en el control y quedar reflejado en la AMS (Tarling y Hrouda, 1993). La susceptibilidad magnética de todas las contribuciones puede ser calculada por la siguiente ecuación:

$$K_t = V_d * K_d + V_p * K_d + V_f * K_f$$

donde K_t es la susceptibilidad total, V_d, V_p y V_f y K_d, K_p y K_f son los porcentajes en volumen y la susceptibilidad total de los minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos (sensu lato), respectivamente (Hrouda, 1982).

Para cualquier estudio de AMS es fundamental establecer claramente los vínculos entre la petrofábrica y las características de su respuesta magnética.

La subfábrica silicatada está constituida por minerales paramagnéticos, corresponde a mayoritarios modales en las roca de la corteza y por lo general su aporte define y/o controla la textura (Callot & Geoffroy, 2004). La subfábrica paramagnética es aquella a la que apunta el proceso de inferencias ya que predominantemente tiende a reflejar el accionar del flujo magmático. Sin embargo, cuando está presente la subfábrica ferromagnética, ésta controla la respuesta magnética y se la denomina “fábrica magnética” *sensu lato* (Tarling & Hrouda, 1993;

Callot & Geoffroy, 2004). En consecuencia, se instaura la incertidumbre en cuál es el grado de coaxialidad entre la subfábrica magnética y la subfábrica silicatada, ya que éstas no tienen por qué coincidir, incluso cuando las dos fábricas están relacionadas al flujo magmático (Archanjo & Araújo, 2002).

Por suerte, muchas evidencias apuntan a que cada fase mineral, con una cara cristalográfica en particular, aporta a un control de la subfábrica silicatada sobre el crecimiento intersticial de fases tardias (*e.g*. Bascou *et al*., 2005). Aunque los óxidos ferromagnéticos son comúnmente producto de los estadios finales de cristalización (*i.e*. post-flujo), su anisotropía de distribución dentro de los silicatos debería reflejar la textura magmática fluidal, debido a que crecen en los espacios entre minerales formados anteriormente (Hargraves *et al*., 1991).

Una complicación anexa es la posible presencia de más de una generación de magnetita/titanomagnetita. Esto puede darse cuando una fábrica primaria portadora de titanomagnetitas sufre algún proceso de alteración posterior. En este caso, la AMS observada en los especímenes será una combinación de ambas generaciones (Cañon-Tapia, 2004). Borradaile & Gauthier (2003) mostraron que aún cuando fases ferromagnéticas recristalizadas dominan la respuesta, la anisotropía medida seguirá siendo determinada por la subfábrica ferromagnética primaria.

Tanto en subfábrica paramagnéticas, ferromagnéticas o cuando hay presente dos subfábricas ferromagnéticas, es necesario separar el aporte de cada una a la susceptibilidad magnética total.

Para el primero de los casos, Borradaile & Gauthier (2001) plantearon la posibilidad de discernirlas sin la necesidad de estudios complementarios. Este análisis se basa en la separación de especímenes de alta (subfábrica ferromagnética) y baja susceptibilidad (mayor inferencia de la subfábrica paramagnética) dentro de un mismo conjunto de muestras. Según los autores, al comparar ambos subconjuntos podría ser posible determinar si la subfábrica paramagnética está o no alineada con la ferromagnética. Desde mi punto de vista, salvo contadas excepciones, esto no sería posible. Para poder observar diferencias de orientación entre los dos subconjuntos es necesario que éstos tengan características muy contrastantes. Es difícil encontrar cuerpos que presentando zonación en su distribución de ferromagnéticos, hayan registrado en su fábrica similares condiciones de flujo (*i.e*. orientación del mismo).

El aporte de técnicas como la anisotropía anhisterética de remanencia magnética -AARM- puede ser un buen complemento para solucionar el problema de la incertidumbre en la coaxialidad de las subfábricas. Estas se basan en aislar el aporte de la anisotropía anhisterética de remanencia magnetica (e.g. Jackson, 1991; Borradaile & Jackson, 2004). La fracción mineral

portadora de la AARM es accesoria y esta subfábrica puede representar una historia evolutiva, de cristalización o deformación distinta (Borradaile, 2001).

3.7 Métodos estadísticos tensoriales

Los primeros pasos para un tratamiento estadístico de datos de AMS fueron dados por los geólogos estructurales, acostumbrados a trabajar con orientaciones de planos y líneas en el espacio. Scheidegger (1965) trató la dispersión de los mismos mediante matrices. Sus autovalores determinan la intensidad de la orientación preferencial y los autovectores caracterizan la orientación de los datos. Según Borradaile (2001), Woodcock (1977) extiendió el concepto de tensor orientado para describir una distribución anisótropa de orientaciones. Fue el primero en normalizar los autovalores. De esta forma, los agrupamientos puntuales y en guirnalda tendrían relaciones $E_{max}>E_{int}\approx E_{min}$ y $E_{max} \approx E_{int}> E_{min}$, respectivamente. Como en el caso de K_1, K_2 y K_3, E_{max}, E_{int} y E_{min} también son la divergencia de una matriz, pero no del tensor K, sino de la matriz que define el tensor deformación E. De esta forma Woodcock cuantificó el esquema subjetivo que había planteado Flinn (1962) respecto a la deformación vertical y horizontal a volumen constante (el conocido diagrama de Flinn).

Posteriormente, Jelinek (1977, 1978) presentó un análisis estadístico tensorial respetando la relación ortogonal entre los ejes y tratando el dato de una forma acorde a la realidad física observada. Este método se utilizó en el presente trabajo, tanto en las AMS de los especímenes individuales como para obtener los tensores medios de cada sitio.

Dicho método se basa en la estadística tensorial desarrollada por Hext para el cálculo de las elipses de confianza que determinan la incertidumbre de los autovectores medios determinados. Las regiones de confianza son determinadas a partir de distribuciones normales proyectadas sobre los planos principales (aquellos que contienen a los ejes principales).

Para evaluar la simetría y forma de la AMS en espécimenes individuales el método utiliza tres pruebas estadísticas basadas en distribuciones F. La prueba llamada F indica si es o no significativa la anisotropía, mientras que las pruebas F_{12} y F_{23} sirven para establecer significancias en las simetrías rotacionales alrededor de K_3 o K_1, respectivamente.

El promedio de los autovalores de K queda definido con un error estándar en función de la matriz de covarianza entre las mediciones y el tensor residual.

Además, el método prevee la normalización de los tensores, evitando una distorsión en los autovectores del **K** medio por el aporte de algunos tensores con autovalores mayores (ver

Figura 3.3). Por otra parte, puede revelar interacciones mutuas en la incertidumbre direccional de las direcciones medias (Jelinek, 1978).

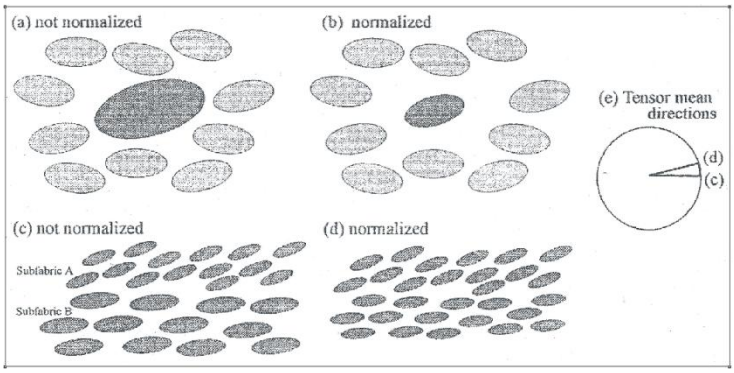

Figura 3.3. Efecto de la normalización de las magnitudes de AMS para suprimir la influencia de las subfabricas con alta χ. (Borradaile, 2001).

En acuerdo con Borradaile (2001), cuando la fábrica aparenta no presentar la disposición ortorrómbica teórica de sus ejes, el método estadístico de Jelinek no puede ser aplicado. Según el autor, se pueden mensionar dos razones geológicas claras para que la fábrica aparezca sub-ortorrómbica: la presencia de subfábricas y la presencia de distinta cantidad de minerales accesorios con alta susceptibilidad en los especímenes, asociada a fábricas intermedias.

3.8 Parámetros de AMS

Las propiedades empleadas en el presente estudio que describen aspectos de la matriz de AMS son: la susceptibilidad magnética media, la forma del elipsoide y su apartamiento de la esfericidad o magnitud de la anisotropía. Para describirlas se emplean una serie de parámetros.

Un parámetro de susceptibilidad magnética se define como un algoritmo relativamente simple que utiliza los autovalores del tensor de susceptibilidad magnética, con o sin transformaciones (i.e. aplicación de logaritmos, exponentes, etc.), para cuantificar distintos aspectos del mismo. Aunque no siempre suceda, deben intentar describir cierta realidad física concreta del tensor (Ellwood *et al*., 1988).

Una gran cantidad de parámetros fueron propuestos para describir las propiedades anteriormente mensionados e intentar cuantificar las relaciones entre la deformación, velocidad de flujo y geometrías (Tarling & Rhouda, 1993; Cañon-Tapia, 2007).

A continuación se describirán aquellos parámetros que fueron empleados en este trabajo.

La susceptibilidad media K_m es el valor medio de la integral de la susceptibilidad direccional sobre todo el espécimen (Nagata, 1961). Es una de las tres invariantes del tensor **K** y

tiene un significado claro: es una medida de la susceptibilidad independientemente del sistema de coordenadas usado como referencia (Cañon-Tapia, 2007). Puede expresarse por medio de la media geométrica (para correlaciones con elipsoide de deformación) o aritmética (Tarling & Rhouda, 1993; Cañon-Tapia, 1994), siendo esta última, en sistema de unidades SI, calculada según:

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

Dada la confusión en la literatura, debe aclararse la terminología de este parámetro cuando se usan valores netos o estandarizados. La ecuación anterior podría ser descrita de la siguiente manera:

$$K_m = K_{\overline{T}} = \frac{K_{T_1} + K_{T_2} + K_{T_3}}{3}$$

siendo $K_{\overline{T}}$ la susceptibilidad magnética media sin normalizar. De esta manera queda expreso el uso de tensores con su magnitud sin transformaciones de ningún tipo. Sin embargo, es muy común en estudios de AMS a baja intensidad de campo el uso de tensores normalizados y cada eje de susceptibilidad principal estará determinado por la siguiente expresión:

$$K_i = \frac{K_{T_i}}{K_m}$$

siendo i=1; 2; 3. A pesar de la aclaración, en el presente trabajo se utilizara la nomenclatura anterior de uso común en la bibliografía.

Para expresar la magnitud de la anisotropía se usaron los parámetros P (Nagata, 1961) y P_j (Jelinek, 1981). El parámetro P, particularmente sensible al K_m (Tarling & Hrouda, 1993) relaciona los ejes mayor y menor a partir del cociente:

$$P = \frac{K_1}{K_3}$$

El grado de anisotropía corregida, P_j presenta algunas particularidades respecto a P. En primer lugar, los ejes principales son transformados por medio de sus logaritmos naturales, en concordancia con la supuesta distribución logarítmica de la susceptibilidad magnética como variable. Por otro lado, hace uso del K_2 y realza las desviaciones respecto a la media, haciendo que intrínsecamente represente más características de la AMS que P. La expresión que lo define es la siguiente:

$$P_j = \exp\sqrt{2\left(\left[\eta_1 - \eta_m\right]^2 + \left[\eta_2 - \eta_m\right]^2 + \left[\eta_3 - \eta_m\right]^2\right)}$$

$$\eta_i = \ln K_i; i = 1,2,3 \quad \eta_m = \frac{\left(\eta_1 + \eta_2 + \eta_3\right)}{3}$$

P_j es usado en estudios de petrofábrica para determinar el grado de orientación de los minerales magnéticos (*e.g*. Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Jackson, 2004) y relacionado con la deformación en numerosos estudios con éxito variable (citas *intro* Sen & Mamtani, 2006).

Para cuantificar aspectos de la forma del elipsoide se usaron diversos parámetros. La intensidad de la lineación fue cuantificada por medio del parámetro L (Basley & Buddingtong, 1960), basado en la relación entre los autovalores mayor e intermedio según:

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

La foliación, F, es atribuida a la relación entre los autovalores intermedio y menor a partir de la simple relación:

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

Los parámetros P, L y F también pueden ser nombrados en la literatura como P_2, P_1 y P_3, respectivamente. El parámetro de forma T (Jelinek, 1981) resume la lineación y foliación del elipsoide en un solo algoritmo que relaciona sus logarítmos de la siguiente manera:

$$T = \frac{\left(\ln L - \ln F\right)}{\left(\ln L + \ln F\right)}$$

El significado real de cada parámetro, el sentido de lo que verdaderamente está reflejando, fue abordado por distintos autores, ente otros Ellwood *et al*. (1988), Hrouda & Jelinek, (1990), Cañón-Tapia, (1994). Se Intenta establecer el vínculo entre el parámetro y la realidad física que intentan cuantificar. En especial, el trabajo de Cañon-Tapia (1994) llega a la conclusión que hay pocos parámetros con significación propia y que los restantes son meros casos particulares. El parámetro Q, homólogo normalizado de T, también fue utilizado ocacionalmente.

Se tuvo en cuenta la aplicación del logaritmo natural a K_m, dado que la susceptibilidad magnética total como varaible tiene una distribución logarítmica (Tarling & Hrouda, 1993). Por lo tanto, si se comparan dos litologías distintas, es aconsejable utilizar la transformación. Sin embargo, no es necesario aplicarla para el contraste entre especímenes de un mismo sitio ya que las diferencias entre K_m se mantienen proporcionales con o sin transformación.

3.9 AMS en función de las estructuras

El análisis de AMS en rocas ígneas, tanto lavas como cuerpos plutónicos y flujos piroclásticos de tipo ignimbríticos se presenta como un método expeditivo que aporta implicancias cinemáticas (i.e. estudio del movimiento de partículas en un material sin importar las causas de tales movimientos; Passchier & Trouw, 1998) durante la formación de la roca. Cada estructura presenta sus particularidades que se resumen a continuación.

3.9.1 AMS en cuerpos plutónicos

A grandes rasgos, los cuerpos plutónicos pueden ser anorogénicos, sin- o postectónicos. La principal aplicación de AMS en estas litologías es determinar la historia de emplazamiento del mismo, tanto las relaciones temporales como los mecanismos por medio de la interpretación de la fábrica por flujo y/o deformación del cuerpo y rocas que lo circundan (*e.g*. Rouda, 1982; Borradaile, 1988; Bouchez *et al*., 1990; Tarling & Hrouda, 1993; Benn *et al*., 2001; Bolle *et al*., 2003; Gregorová *et al*, 2004; Mamtani & Greiling, 2005).

Los procesos tectónicos regionales dan lugar a campos de esfuerzo imperantes en determinados ambientes que, en mayor o menor medida, están condicionando la formación de los cuerpos intrusivos. Estos esfuerzos pueden ser registrados en aspectos pervasivos de la petrofábrica. Además, el ascenso de magma, ya sea por descompresión o por diferencia de densidades, imprime estructuras y fábricas magmáticas al cuerpo ígneo.

Los plutones, a pesar de su poca capacidad de registrar fábricas por flujo, pueden presentar múltiples fábricas magmáticas (Paterson *et al*., 1998). En consecuencia, es de esperar que puedan registrar algún tipo de sobreimposición de fábricas, lo cual dificultaría la interpretación de la AMS obtenida (e.g. Benn *et al*., 1998; Tikoff *et al*., 2005). A pesar de las complicaciones, Sen & Mamtani (2006) demuestran que la asociación entre la relación de aspecto, la deformación aplicada y la orientación preferencial de los cristales observada en granitos es adecuada para la utilización de estos métodos magnéticos.

Es fundamental para la interpretación de la AMS entender los mecanismos que dan lugar a los cuerpos plutónicos. Estos pueden resumirse en 5 (Becker, 2000; Becker *et al*., 2000): *stoping*, diapirismo, procesos tectónicos regionales, *ballooning* y *diking*.

Stoping se refiere a la movilización de material por la caída de roca caja –enclaves- y este mecanismo no tiene gran capacidad de generar grandes cuerpos graníticos, pero sí de asistir a otros procesos que requieran de la generación de espacio y movilización (Glazner & Bartley,

2006). Tanto *stoping*, *ballooning* como diapirismo aparentan no ser procesos suficientes como para ponderarlos durante la creación de masas graníticas (Glazner *et al*., 2004).

Hoy día se entienden a los cuerpos plutónicos como predominantemente laminares, en los que impera la acumulación progresiva, lenta y paulatina de pulsos magmáticos durante centenas de miles de años (Glazner *et al*., 2004).

Para el entendimiento de la AMS en plutones, el trabajo de Paterson *et al*., (1998) sobre fábricas magmáticas es una referencia ineludible.

Durante la formación de granitoides el flujo laminar es el más común, si se parte de la base que las fábricas preservadas se forman cuando los magmas estan cercanos a su *solidus* y en esas condiciones no ocurriría el flujo turbulento (Paterson *et al*., 1998).

La figura 3.4 muestra un modelado análogo del desarrollo de la AMS en un diapiro columnar realizado por Kratinová *et al*. (2006). La figura sirve como mapa semi cuantitativo de la anisotropía magnética en estas estructuras. Se observa que la AMS está sujeta a las condiciones cambiantes de contorno. El mecanismo de ascenso de diapirismo produce estructuras únicas tanto en el diapiro como en la roca caja (Clemens *et al*., 1997).

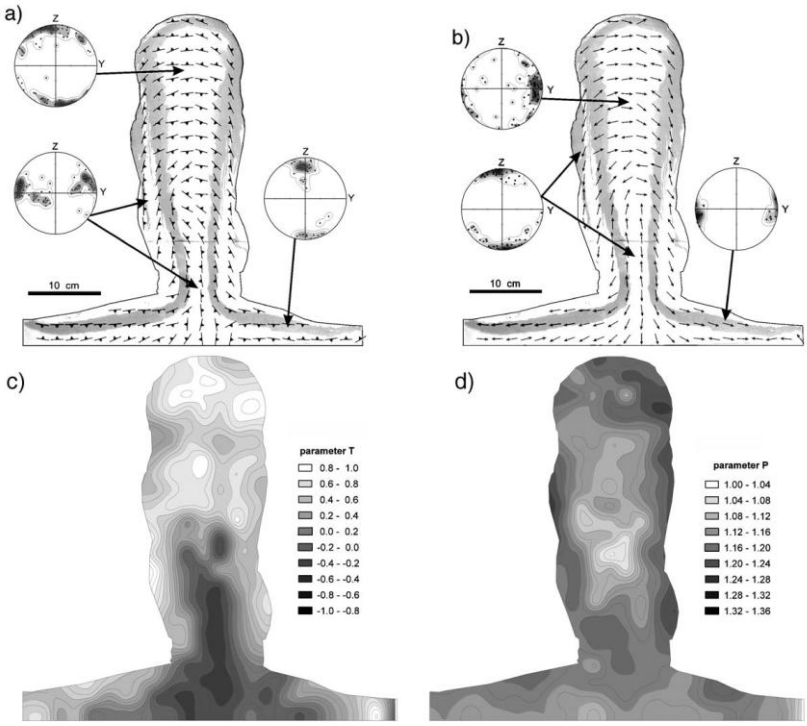

Figura 3.4. Sección Trasversal de un modelado de adquisición de fábrica magnética en un diapiro. a) orientación de la foliación, b) orientación de la lineación, c) y d) diagramas de contorno respectivos (Kratinová *et al*. 2006).

Distintos aspectos de la fábrica adquirida por éste y otros mecanismos de emplazamiento pueden consultarse en Paterson & Tobisch (1988), Ramsay (1989), Paterson (1996), Clemens *et al*. (1997), Becker (2000) y Glazner *et al*. (2004).

Es importante tener en cuenta la composición mineralógica del plutón, ya que ésta condiciona la respuesta magnética. El comportamiento de la AMS puede presentar muchas variaciones asociadas a diferentes facies mineralógicas, definidas en la petrofábrica silicatada o no. Igualmente, tanto en granitoides paramagnéticos como ferromagnéticos puede aplicarse efectivamente la metodología (e.g. Geuna *et al*., 2008; Archanjo *et al*., 1995).

Además, la asociación entre cuerpos plutónicos y diques puede abordarse por medio del estudio de sus fábrica magnéticas (e.g. Talbot et al., 2005). Esta relación se basa en la funcionalidad de unos con otros durante procesos de acumulación de magma en la corteza, desplazamiento y alimentación de fuentes volcánicas en superficie (Clemens & Maxwer, 1992; Rubin, 1995; Petford, 1996). Esta mensión es importante, ya que expande el potencial horizonte de estudio debido a que la zona de Valle Chico presenta tanto cuerpos plutónicos hipoabisales como rocas extrusivas que se piensan genéticamente relacionadas entre sí (Muzio, 2000; Kirstein *et al*., 2000; Lustrino *et al*., 2005).

3.9.2 AMS en diques

El trabajo pionero de Kahn (1962) tenía el ambicioso objetivo de determinar cuál fue la dirección del flujo magmático al momento del emplazamiento de los diques básicos estudiados. Esta es la aplicación fundamental de esta técnica en diques: la obtención de un vector de flujo que sintetice la dinámica acontecida.

Los diques pueden preservar aspectos que permiten inferir la dirección de flujo original. Macroscópicamente, la mejor evidencia para la observacion del flujo magmático esta dado por la disposición de los feldespatos cercanos a los márgenes de los diques (Blanchard *at el*., 1979).

Con la finalidad de dictaminar la dirección del flujo magmático inmediatamente posterior a la generación de espacios por la propagación de fracturas, se tomaron en cuenta distintas estructuras mesoscopicas como: vesículas elongadas y estiradas, lineaciones superficiales (*finger and groove* y marcas de corriente), pliegues asimétricos y rampas (citas *intro* Varga *et al*., 1998). También fueron explorados métodos petrográficos basados en mediciones de la elongación (*e.g*. Philpotts & Asher, 1994; Wata, 1992) los que permitieron determinar imbricaciones que determinan el sentido del flujo magmático. Otros indicadores de flujo magmático incluyen fragmentos de plagioclasa, *Reidel shears* y granófiros adosados a los fenocristales (Philpotts & Asher, 1994).

Para entender el porqué, su origen y la aplicabilidad de la anisotropía registrada, debe conocerse algunos aspectos de la formación de un dique y las características del flujo magmático dentro de la estructura.

Una roca sometida a un campo de esfuerzos concentra las tensiones en los puntos de unión de sus discontinuidades -*tip points*- y al ir sobrepasando su límite elástico permite que se desarrollen fracturas. El crecimiento de fracturas rellenas de magma forman un dique y este proceso es comúnmente denominado *diking* (*e.g*. Lister & Kerr, 1991). Sin embargo, no hay unanimidad entre autores sobre los mecanismos efectivos actuantes (citas *intro* Weinberg, 1999).

El mecanismo de emplazamiento del dique juega un rol importante a la hora de estudiar las características del flujo. La compleja dinámica del flujo magmático que acontese es altamente dependiente de la viscosidad del magma y de la taza de enfriamiento desde los márgenes, que va variando durante la historia del dique (Turcotte *et al*., 1987).

Trabajos como el de Varga *et al*. (1998) indican que la dirección de flujo dentro de los diques puede cambiar rápidamente respecto a la registrada en sus bordes. Incluso durante el estadio de enfriamiento puede ser común la presencia de flujo inverso –*backflow*- (Philpotts & Asher, 1994; Wata, 1992). Según Varga *et al*. (1998); estos cambios serían más propensos en diques de gran espesor y más extensos asociado a una historia de enfriamiento prolongada.

Los diques basálticos de poco espesor son ideales para la buena preservación de características direccionales. Su fábrica magmática sobre los márgenes esta asociada a altos esfuerzos tangenciales aplicados sobre el fluido viscoso newtoniano que contiene partículas rígidas en diferentes proporciones de aspecto (Callot & guichet, 2003). Aunque se podríaesperar que existieran grandes diferencias, los mecanismos de formación de fábricas magnéticas por ascenso de magma en diques ácidos son similares a los acontecidos en diques básicos (Hrouda *et al*., 2002).

La escala de trabajo influye en forma particular sobre la metodología, que varía mucho en cada caso y autor. La complejidad inherente al emplazamiento de diques junto con la complejidad del proceso de muestreo descarta cualquier diseño automático en el tratamiento de los datos (*e.g*. Callot & Geoffroy, 2004).

Según distintos autores (Knight & Walter, 1988; Tauxe *et al*., 1998; Callot & Geoffroy, 2004) es conveniente seleccionar diques con ambos márgenes bien expuestos, sin alteración y con unos pocos metros de espesor para excluir diques afectados con potencial turbulencia o flujo múltiple. Raposo (1997) empleó distintos diagramas de muestreo, en función de la

disponibilidad del afloramiento. Varga *et al*. (1998) muestreó con especímenes a menos de 5cm del margen del dique. Según datos obtenidos por simulaciones con el método bootstrap paramétrico, podrían usarse especímenes desplazados hasta 10cm del margen (Tauxe *et al*., 1998). Desgraciadamente, no siempre se cuenta con afloramientos ideales donde los márgenes estén expuestos (*e.g*. Talbot *et al*., 2005).

La interpretación de la AMS observada es un tema no menos complejo. En primer lugar, hay que dictaminar si la fábrica es normal, inversa o intermedia. Después del trabajo de Rochette *et al*. (1992), la mayoría de los investigadores consideran la "fabrica normal" como indicadora de fabrica relacionada al flujo magmático (Callot & Geoffroy, 2004). La misma implica diques con planos de foliación magnética que guardan una relación angular baja con los planos que acotan el dique. En estos, el K_1 medio presenta mayor incertidumbre en su orientación que el K_3 y sin embargo es usado para inferir la dirección de flujo.

Las fábricas, que son generalmente de baja anisotropía, son propensas a superposición y a establecer caracteres compuestos (Callot & Geoffroy, 2004). La ausencia de la fábrica normal ha presentado diversas causalidades. Autores como Herrero-Bervera *et al*. (2001) la justifican como producto de la compactación de una columna de magma estático con el gradiente de esfuerzo mínimo en la dirección del dique. Tambien puede explicarse por el comportamiento de los diques como conducto de esfuerzo a medida que la compresión fuerza al material a lo largo del rumbo del dique (Raposo & Ernesto, 1995). Además, se ha recurrido a factores de nucleación y crecimiento de cristales. Archanjo *et al*. (2002) propusieron que granos de magnetita que cristalizan a lo largo y perpendicular a la lineación desarrollada por la plagioclasa en diques máficos podría explicar la fabrica anormal.

La figura 3.5 resume las situaciones anteriormente planteadas.

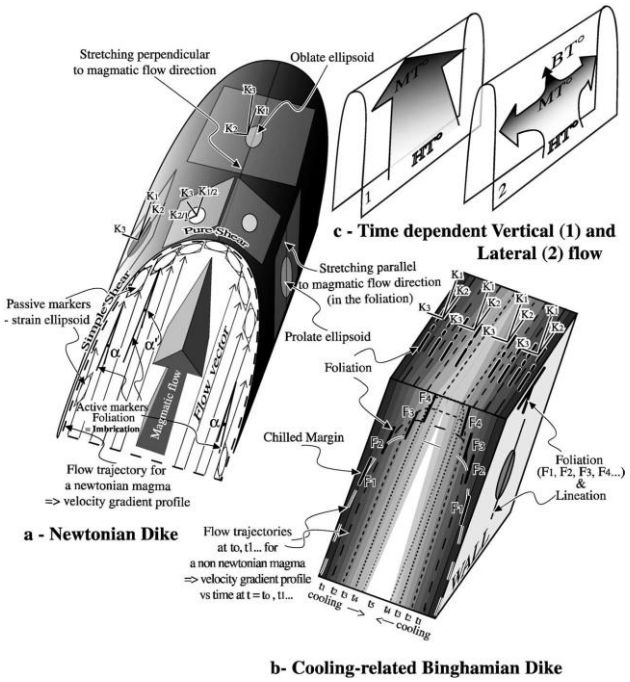

Figura 3.5. Esquema que representa distintos modelos para la relación entre flujo, viscosidad y fábrica. a) clásico modelo de adquisición de fábrica por flujo newtoniano b) adquisición de fábrica durante el enfriamiento del magma, donde las condiciones reológicas varían temporalmente c) evolución del patrón de flujo en el tiempo relacionado con b (Féménidas *et al*., 2004)

Al ángulo que guarda la foliación o lineación magnética respecto al margen del dique (menor a 45°) se le denomina imbricación de la fábrica magnética. La imbricación generalmente es simétrica respecto al plano de simetría perpendicular al eje menor del dique, aunque en algunos casos puede no serla. Su origen puede ser por interacción entre partículas y/o entre los márgenes del dique y las partículas (Callot & Guillet, 2003). En 1988, Knight & Walter documentaron por primera vez el uso de la imbricación de la fábrica magnética para la determinación de la paleodirección y sentido del flujo. A partir de este trabajo, se popularizó el uso de arreglo simétrico a ambos lados de los márgenes del dique, aunque la imbricación en un solo margen del dike es generalmente suficiente para determinar el sentido de cizalla (Wata, 1992; Philpotts & Asher, 1994).

Como se destacó anteriormente, la imbricación puede perder su carácter simétrico. Fábricas con imbricación fueron observadas junto con fábricas compuestas S/C sobre margenes de diques (Nicolas, 1992; Philpotts & Asher, 1994) y flujos lávicos (Nicolas, 1992; Smith, 1998). Varios mecanismos fueron propuestos para el desarrollo de estructuras asimétricas compuestas: interacción entre particulas, *pinching effect* y pliegues (Nicolas, 1992). Incluso la imbricación puede estar indicando eventos transtensionales durante la formación y evolución del dique. Esta inferencia, presentada por Lefort *et al*. (2006), fue comprobada por estudios macroscópicos en base al lineamiento de fenocristales o burbujas con alto ángulo respecto a las paredes del dique.

La interpretación de la AMS obtenida se realiza en función de los atributos geométricos utilizados. Dos tipos de métodos interpretativos son planteados para determinar la dirección y sentido del vector desplazamiento en diques basados en la imbricación de la lineación o de la foliación magnética (Callot *et al*., 2001; Herrero-Bervera *et al*., 2001; Callot & Geoffroy, 2004).

El método basado en la lineación magnética es utilizado por varios autores (*e.g*. Rochette *et al*., 1991; Staudigel *et al*., 1992; Raposo, 1997). Knight & Walker (1988) plantearon que si hay un buen agrupamiento de K_1 paralelos al plano de dique y K_3 perpendiculares a éste, entonces K_1 puede representar el eje de flujo magmático. Ellwood (1978) sugirió que un buen agrupamiento de los K_2 puede representar el flujo magmático, mientras que K_1 queda sin definirse con precisión. Trabajos como los de Bates & Mushayandebvu (1995) y Cañon-Tapia *et al*. (1995) plantean que tanto K_1 como K_2 pueden ser considerados producto de la dirección del flujo magmático. Según Raposo (1997), la simetría de la imbricación es de gran utilidad para resolver este dilema.

Experimentos numéricos y estudios de campo enfatizan posibles diferencias entre la lineación magnética y la textura fluidal relacionada (Ellwood, 1978; Baer, 1995; Dragoni *et al*., 1997; Moreira *et al*., 1999; Geoffroy *et al*., 2002; Callot & Guichet, 2003). Geoffroy *et al*. (2002) propuso el uso de la imbricación del plano de foliación magnética para determinar la dirección y sentido del vector de flujo, evitando así el uso del K_1.

Basado en estudios previos, Raposo y Ernesto (1995) y posteriormente Hrouda *et al*. (2001) sintetizan las 4 más frecuentes fábricas magnéticas observadas en diques:

1) Tipo I de Raposo y Ernesto (1995). Donde la foliación magnética es paralela al plano del dique, con la lineación magnética vertical, horizontal u oblicua, en función de la dirección del flujo magmático.

2) Tipo II, subdividido en dos (Raposo y Ernesto, 1995; Park et al., 1988)

IIa) la foliación y lineación magnética es horizontal.

IIb) la foliación y lineación magnética es vertical. Se origina por la compactación de una columna de magma estático; los minerales se reorientan con sus superficies mayores perpendiculares al flujo magmático.

3) foliación magnética horizontal y lineación magnética horizontal, perpendicular al dique (raro). Se la relaciona a mecanismos secundarios, como el hidrotermalismo (Rochette *et al*., 1991).

4) orientación aleatoria de las foliaciones y lineaciones magnéticas. Pueden ser resultado de complejos patrones de flujo o de varios cambios en mineralogía magnética most-magmática (Hrouda, 1985).

El K_1 puede usarse como indicador de la distancia entre la fractura y la fuente magmática (Knight & Walker, 1988; Ernst & Baragar, 1992, Raposo & Ernesto, 1995; Raposo, 1997). El criterio utilizado es que la inclinación aumenta cuando se está cerca de la fuente.

Por último, variaciones de los parámetros a lo largo del dique y en especial sobre los márgenes, pueden corresponder a desplazamientos de las paredes de la roca caja (Correa-Gomez et al., 2001).

3.9.3 AMS en coladas

Estudios como los de Bascou *et al*. (2005) demuestraron que en la mayoría de los casos las coladas pueden tener AMS muy robustas respecto a la dirección de flujo original, lo cual incentiva y favorece la aplicabilidad de esta técnica. Sus objetivos primordiales son establecer la dirección del flujo magmático y determinar los antiguos focos de actividad volcánica.

Los modelados numéricos y analógicos de adquisición de fábrica no dejan de ser fundamentales para determinar el modelo teórico al cual se va a comparar los resultados de las observaciones. Partiendo de una distribución aleatoria de los cristales y forma constante durante su deformación, Ventura *et al*. (1996) relacionaron la SPO con la deformación aplicada. Según sus resultados, la deformación por cizalla en flujos lávicos naturales aparecería principalmente localizada en los márgenes del cuerpo, mientras que la zona central se caracterizaría por una orientación preferencial mal definida.

Teniendo en cuenta la alta deformación por cizalla (alto gradiente de desplazamiento cerca de un límite mecánico), otros modelos experimentales muestran que las partículas elongadas interactúan y tienden a alinearse a bajos ángulos respecto a la dirección de flujo (Arbaret *et al*., 1996; Ildefonse *et al*., 2002) y en consecuencia se observa la generación de fábrica imbricada (Knight & Walker, 1988; Cañon-Tapia *et al*., 1996; Moreira *et al*., 1999; Geofroy *et al*., 2002).

La imbricación puede estar presente tanto en la sección basal como en la parte superior o techo. Esto se debe a un aumento en el gradiente deformacional por cizalla al formarse un límite mécanico superficial por generación de costra de lava solidificada (Bascou *et al*., 2005).

Hay que esperar que se presenten desviaciones al comportamiento teórico descrito. Variaciones de tensiones en magmas viscosos (Dragoni *et al*., 1997) y alteraciones post-flujo o esfuerzos tectónicos (Park *et al*., 1988) pueden dar lugar a AMS sin un patrón definido. En mesetas basálticas, los bordes de las coladas –sin contar el contacto basal- pueden ser fuente de gran dispersión de la SPO. Autores como Cañon-Tapia & Coe (2002) explican el fenómeno como producto de sucesivas inyecciones de pulsos de lava.

Tambien los aspectos topográficos deben ser tenidos en cuenta. La pendiente que afectó el desplazamiento de las lavas podría condicionar el patrón de flujo y el desarrollo o no de procesos de imbricación sobre la base del techo (e.g. Bascou *et al*., 2005).

3.9.4 AMS en depósitos ignimbríticos

Estas estructuras depositacionales presentan una gran variabilidad espacial producto de sus características formacionales. Las connotaciones reológicas, sedimentológicas y de la mecánica del emplazamiento afectan a la interpretación de la AMS que portan.

Hay dos hipótesis de cómo se desplazan los flujos piroclásticos. Con la hipótesis del flujo expandido -*expanded flow*- (Aramaki, 1966; Yokohama, 1974), se los caracteriza por partículas en suspensión de características turbulentas que pueden sobrepasar barreras topográficas y representan potenciales negativos, debido a su gran espesor. Además, desarrollan estratificación y flujos densos en la base (Valentine, 1987) que pueden ser perturbados y bloqueados por las barreras topográficas, desacoplándose del flujo turbulento superior y moviéndose como un flujo sedimentario por gravedad, pendiente abajo.

La hipótesis de flujos densos postula que se comportan como flujos no turbulentos (Sparks & Wilson, 1976; Carey, 1991), desplazados por su momento y con direcciones de flujo no necesariamente a favor de la pendiente, alejándose directamente de la fuente.

El origen de la señal magnética en ignimbritas es un resultado complejo de distintas contribuciones (Le Pennec *et al*., 1998):

- anisotropía de forma de granos magnéticos libres en la matriz
- anisotropía de forma de cristales magnéticos incluidos en fragmentos pumíceos y líticos
- cristalización de pequeños granos magnéticos durante el enfriamiento del depósito en todas las superficies y discontinuidades que generan una anisotropía de distribución
- alteración por el agua meteórica e hidrotermal, que origina modificaciones en la señal post-emplazamiento.

Para una buena interpretación de la AMS es necesario un relevamiento y control estratigráfico estricto, dada la variabilidad del proceso de adquisición de fábrica. Con estas

consideraciones, es posible destacar las características de un surge basal y de una ignimbrita a través de su AMS, partiendo de que teóricamente hay un contraste entre el patrón de flujo turbulento y laminar, respectivamente (Cagnoli, 1997).

Para ciertas condiciones, como puede ser una gradación inversa en una sección proximal, el aumento de P_j, L y F hacia la base del estrato puede usarse para determinar aspectos de la mecánica del fluido (Cagnoli, 1997).

El cálculo de las direcciones medias en estos depósitos suele realizarse tomando los ejes en forma independiente como con métodos estadísticos tensoriales, propiamente dicho, que usan su ortogonalidad teórica como herramienta de cálculo (Ellwood, 1982; Ort, 1993).

La distribución de Bingham es al presente la mejor forma cuantitativa de describir la AMS en ignimbritas, pero sólo se aplica a distribuciones unimodales y simétricas (Le Pennec, 1998).

4. TEORÍA DE LOS DASM. METODOLOGÍA

4.1 Teoría de los DASM

4.1.1 Introducción

En estudios paleomagnéticos direccionales o clásicos un sitio representa una única litología. El fundamento de este criterio es que un proceso físico ordenador aplicado en una roca en formación determina una única dirección de remanencia magnética primaria.

Como se describió en el Capítulo 3, el muestreo para la técnica de AMS precisa un patrón geométrico definido. Esto se debe a la relación entre el proceso de adquisición, el modelo teórico de referencia y la interpretación del dato. Es evidente que la variabilidad del proceso de adquisición de la orientación de la AMS primaria respecto de las direcciones paleomagnéticas es mayor.

En consecuencia, las diferencias en los patrones de muestreo corresponden a la necesidad de lograr una homogeneidad conceptual a cierta escala de trabajo, i.e. una resolución máxima del método. La determinación de qué y/o cuánto abarca un sitio es el criterio común usado para definir una *dispersión crítica aceptable*. Dentro de ésta, el vínculo entre un único proceso físico ordenador acontecido y la respuesta observada aporta soluciones únicas y parte de la variabilidad de los factores se debe a las desviaciones respecto del marco teórico. De esta forma queda determinado el "error estándar" propio del método.

El muestreo del presente trabajo tuvo netas connotaciones paleomagnéticas. Por lo tanto, se debe cuestionar la posibilidad de realizar un estudio de AMS a partir de datos obtenidos mediante un muestreo paleomagnético.

Las incompatibilidades se encuentran comúnmente cuando, por ejemplo, dentro de un mismo sitio se presentan especímenes cuyas AMS corresponden a elipsoides oblados, prolados y/o isótropos. Estos cambios reflejarían diferencias de viscosidad y tasa de flujo al tiempo de emplazamiento (Tarling & Hrouda, 1993).

Respecto a las variaciones en un sitio, Borradaile (2001) presentó los siguientes conceptos:

- una petrofábrica homogénea es aquella donde la distribución de orientación de la propiedad es la misma en toda la muestra
- En fabricas homogéneas un muestreo lo suficientemente denso puede alcanzar un *lineamiento de saturación* y lograr definir su media

- por medio de la inspección visual de los datos se puede discernir heterogeneidades, homogeneidad y validez del tratamiento estadístico tensorial.
- una subpetrofábrica se considera como una subpoblación con distribución de frecuencia unimodal y normal.

Al observar la AMS como poblaciones (e.g. de valores de un parámetro en el espacio), se le puede conferir sus propiedades y tratarlas como tal. De esta forma encontramos una herramienta para poder lidiar con el "ruido inherente" relacionado con la incertidumbre espacial de los especímenes asociada al muestreo paleomagnético direccional llevado a cabo. Estas zonas, subconjuntos de individuos (especímenes), poblaciones o dominios son el objeto final de la homogeneidad deseada y es a su individualización a lo que apunta el siguiente tratamiento de datos.

4.1.2 Dominios de anisotropía de susceptibilidad magnética. Marco teórico, definición y supuestos

Los flujos de naturaleza magmática o lávica se definen comúnmente como turbulentos y son caracterizados por la presencia de vórtices, donde distintas aceleraciones actúan y afectan la variabilidad de la velocidad de las partículas, tanto en modulo como dirección y sentido. En consecuencia, no es posible que un vector desplazamiento en determinado punto determine al patrón de flujo de la estructura geológica en su conjunto. Para ello hay que considerar un promedio de los vectores. Además, la AMS debe ser tratada como un tipo de dato geoestadístico y por lo tanto la variabilidad poblacional también dependerá del espacio.

La fábrica magnética es atribuida a las características composicionales de los minerales presentes, tamaño, concentraciones, orientación y forma de los granos magnéticos y sus aglomerados. Estos son factores que condicionan en forma subyacente la variabilidad de la AMS en las estructuras geológicas. Si los parámetros son algoritmos simples que permiten describir ciertas propiedades de la AMS, necesariamente reflejarán tales variaciones.

Las variaciones en la respuesta magnética de toda la fábrica puede ser descrita y modelada por medio de una variable hipotética X, construída a partir de una combinación lineal de parámetros y con una función de densidad de probabilidad continua. Es de esperar que los cambios de fábricas a través de la estructura se reflejen en variaciones de X, que adoptará distintos valores, cuyos cambios pueden describirse calculando gradientes y segundas derivadas. Una representación gráfica a través de un perfil en la estructura mostrará que la curva de distribución de frecuencia de probabilidad será multimodal. Cada moda puede considerarse como el valor central de poblaciones unimodales que presentan cierto grado de solapamiento. La esperanza matemática de estas subpoblaciones conduce a sus medias representativas

poblacionales. El espacio en que se presentan las modas va a depender de la homogeneidad en la distribución de los factores en toda la roca.

En geología es común trabajar con poblaciones caracterizadas por una o más variables que al estar asociadas a la distribución espacial de los objetos, pasan al carácter de dominios. Bajo esta perspectiva, una lava, dique, dique-capa o cuerpo ígneo puede ser considerado como un mosaico de dominios de anisotropía de susceptibilidad magnética, DASM. Se define un DASM como una zona de la estructura geológica donde los valores de los parámetros están distribuidos con un grado específico de homogeneidad.

Si la AMS responde a una textura por flujo o tiene cierto grado de acoplamiento al mismo, el DASM también va a indicar similares condiciones cinemáticas. Dentro de cada DASM podría haber una correspondencia entre sus autovalores y autovectores medios. Esta relación se plantea como la hipótesis de trabajo y permitirá diferenciar aspectos del patrón de muestreo original basado en las magnitudes características de los autovalores. La aplicabilidad de los DASM apunta a una mejor resolución en la orientación final de la AMS.

Para encarar el tratamiento poblacional de parámetros escalares de la AMS, que permita hacer consideraciones sobre la incertidumbre espacial y definir subconjuntos de especímenes con adecuada homogeneidad, se implementó la siguiente metodología.

4.2 Metodología

A continuación se describe la secuencia de análisis para intentar establecer el número de DASM presentes en la muestra que caracteriza al sitio y poder obtener sus tensores medios representativos. La metodología se basa en contrastes de medias de distintos parámetros y propiedades que representan las esperanzas matemáticas características de distintos conjuntos de especímenes agrupados según determinados criterios. Del cotejo y caracterización de los agrupamientos, acompañados en cada caso de un análisis del comportamiento de la orientación de los autovectores, se obtendrán los tensores medios que representan al sitio. Se detallan factores a tener en cuenta y las características generales de cada herramienta estadística con énfasis en su directa aplicabilidad a este análisis.

Por la densidad del muestreo en cada sitio los métodos no paramétricos poseen escasa potencia (*i.e*. capacidad de discernir) y comúnmente se utilizan las distribuciones teóricas continuas.

4.2.1 Condiciones del muestreo y análisis de valores de los parámetros

Esta instancia intenta determinar en forma cualitativa cómo se distribuyen los datos, tratando de obtener sus características principales por medio de gráficos. Es la etapa más

importante y los procedimientos posteriores tratarán de cuantificar las características observadas. En ocasiones, el análisis multivariante de las variables puede determinar relaciones no observables en las dimensiones en que se expresan los gráficos.

El análisis parte con la totalidad de los especímenes de un sitio y una batería de gráficos son suficientes para el caso. Principalmente histogramas y diagramas de dispersión son los más útiles, aunque también gráficos de caja -*box plot*- con sus rangos y medias o medianas permiten divisar aspectos de la distribución de los valores.

Durante la confección de los histogramas para cada variable se debe prestar especial atención en el número, el límite y los intervalos de las clases que se asignan. Estas variables del gráfico influirán en la forma en que observamos la distribución de frecuencias de los valores.

Los diagramas de dispersión, comúnmente confeccionado con dos variables representadas en ejes ortogonales (se puden hacer 3-D, pero su interpretación es un tanto engorrosa), permiten obtener cualitativamente la forma en que se comportan conjuntamente las propiedades. Se puede determinar la amplitud (*i.e*. rango o recorrido) de los datos y la forma en que se distribuyen, permitiendo determinar agrupamientos que pueden ser indicios del control de factores que nos competen. Además, pueden verse interesantes relaciones parcialmente lineales (a partir de algún coeficiente de correlación paramétrico como el lineal de Pearson, r), logarítmicas o exponenciales. Características comunes apreciables por estos gráficos son: aumentos de K_m acompañado de mayores P_j, diferencias de K_m según distintas formas de los elipsoides, cambios de orden de magnitud de K_m reflejando ligeras pero considerables variaciones en la presencia de titanomagnetitas.

Es recomendable establecer el coeficiente de determinación R^2 y un test que determine su nivel de significancia. Se define a R^2 por medio del cociente entre la suma de los cuadrados residual y total, entendiendo a la suma de cuadrados como una medida de dispersión respecto a un valor central.

La presencia de una marcada bimodalidad o multimodalidad en histogramas, o la falta de homogeneidad y/o presencia de nubes separadas de puntos en los diagramas de dispersión (pudiendo cuantificarse los mismos con distancias estadísticas, e.g. euclideanas), claramente identificados por *gaps* (*i.e*. intervalos sin registro) en los rangos de distribución de las variables dan indicios que podría haber por lo menos 2 DASM representados en el sitio.

El patrón de muestreo aunque sea insuficiente, es una primer guía a la hora de adjudicar un porque al comportamiento de la distribución de los valores. Incluso meras indicaciones como

pueden ser "testigo 3 al 7, apartados 4 metros de los restantes" son útiles a la hora de acotar la variabilidad espacial de la AMS.

Sin embargo vale recordar que puede darse el caso que DASM definidos por medio de las características reflejadas a través de sus autovalores tengan autovectores estadísticamente similares, en cuyo caso puede no valer la pena discernir los DASM.

Debe considerarse también al tensor medio resultante mediante la estadística de Jelinek. Aunque la distribución de las muestras no sea satisfactoria para la utilización de esta herramienta, puede detectar la presencia de subpetrofábricas muestreadas inadecuadamente o la multimodalidad de la población de autovectores (Borradaile, 2001).

4.2.2 Pruebas de normalidad

Las pruebas de normalidad es un soporte a las observaciones anteriores. Sin embargo nunca es determinante. La aplicabilidad en esta instancia tiene como finalidad "levantar sospechas".

Las distribuciones de valores observadas pueden presentar formas bimodales o multimodales. Para precisar si el apartamiento respecto a la distribución normal es significativo o fruto de un muestreo azaroso sobre la población se pueden aplicar pruebas de significancia.

Las más conocidas son el ajuste de bondad Chi^2, la prueba Kolmogonov-Smirnov modificada por Lilliefors (1967) y Shapiro-Wilks. En este trabajo cuando sea posible se usara la última prueba de normalidad mencionada, dado su gran poder y aplicabilidad incluso a muestras pequeñas.

Durante la interpretación de los resultados hay que tener en cuenta que una fuerte asimetría o curtosis puede estar influenciando los resultados sin necesidad de recurrir a la presencia de más de una población.

4.2.3 Criterios para el agrupamiento de datos

Hasta el momento simplemente observamos las características de las variables del sitio en su conjunto. Para su subdivisión se pueden utilizar dos criterios distintos: atributos o parámetros.

Los atributos son cualidades que los datos poseen y por los cuales se pueden diferenciar y agrupar. Los criterios a partir de parámetros se basan en el comportamiento de las variables de los especímenes.

En forma cualitativa se pueden jerarquizar estos criterios. El de atributos es jerárquicamente mayor porque físicamente representa una realidad más concreta en cuanto a la

variabilidad espacial de la susceptibilidad magnética. En algunos aspectos los criterios paramétricos también pueden considerarse como atributos (i.e. poseedores de x variable que cumple con f(x) función continua).

Los atributos son variables cualitativas y sirven para la realizar una clasificación nominal. Los atributos más comunes y con mayor peso son el arreglo geométrico y la forma y/o simetría de los tensores de susceptibilidad magnética.

El arreglo geométrico es de gran utilidad a la hora de determinar variabilidad espacial de los especímenes y la constitución de DASM, incluso aunque esté parcialmente definido.

Como ya se mencionó, la forma y simetría del elipsoide de AMS están dinámicamente relacionadas con el fenómeno de adquisición de la fábrica magnética. Por consiguiente, el cambio de una forma y/o simetría a otra por parte de los elipsoides es un potencial registro de variaciones en las condiciones cinemáticas de contorno. La suposición de una hipotética aleatoriedad fuente de los cambios no parece tener significancia a no ser que el vínculo entre la AMS y el fenómeno de adquisición de fábrica haya perdido su potencial de predicción o representatividad (*e.g.* fenómeno de alteración post-depositacional de la fábrica magnética). También no se descarta la turbulencia del fluido natural responsable de esta supuesta aleatoriedad o inhomogeneidad.

En cuanto a los criterios paramétricos, son comunes las presencias de nubes separadas de puntos o *gaps* en la distribución de al menos una de las variables y hasta pérdidas de la relación lineal. Tales características podrían estar reflejando una realidad física compuesta por más de un DASM.

Además, cuando se cuenta con una alta densidad de muestreo es de práctica común establecer arbitrariamente la selección de especímenes cuya propiedad de AMS tenga valores mayores a la media y a distintos cocientes en función de la conveniencia (*e.g.* K_1/K_m).Esto sirve a modo de control o medida de la calidad de los resultados obtenidos.

4.2.4 Contraste de medias

Una vez establecidos los distintos conjuntos de especímenes que potencialmente pueden estar representando a distintas poblaciones o DASM, se prosigue a determinar similitudes y diferencias de sus parámetros medios desde un punto de vista estadístico. Con tal motivo se establece el nivel de significancia con que se acepta o rechaza la hipótesis nula (H_o), en este caso de similitud de medias, a partir de una regla de decisión, comúnmente llamada prueba o *test* de hipótesis.

En este caso, la H_o explica las diferencias observadas entre medias a través del error estándar asociado ($\sigma/\sqrt{n}$, siendo σ la desviación estándar y n el numero de datos con que se calcula las medias) asumiendo la validez del teorema del límite central. La hipótesis alternativa, H_a, no es una hipótesis probada y por ende tiene menor poder estadístico. En consecuencia, con este método siempre es más significante establecer similitudes que diferencias.

Las pruebas parten de la suposición de los parámetros (*i.e*. medida estadística de la población) desconocidos de ambos DASM. Los subconjuntos establecidos se conciben representativos de los DASM y aportan estimaciones de los parámetros. Las pruebas de hipótesis son usadas para testear si las suposiciones sobre los parámetros son correctas. Se determina la diferencia entre el valor hipotético y el valor estimado con la muestra estadística.

Hay que establecer un límite cuando la diferencia es considerada significativa o no. A menor diferencia hay mayor probabilidad de que el valor hipotético sea correcto. Las pruebas estadísticas para testear la significancia de la diferencia entre el valor hipotético y el dado por la muestra estadística o la diferencia entre cualquier conjunto de muestras estadísticas se le llaman test de significancia (Rajagopalan, 2006).

Los resultados de los contrastes de medias van a ser expresados por medio del nivel de confianza o con su contraparte comúnmente usada, el nivel p (*i.e*. cuan probable es un resultado más extremo que el calculado con la muestra asumiendo que la hipótesis nula es verdadera).

Como en el caso de los análisis anteriores, se puede estudiar cada variable implicada en forma independiente o de forma tal que sus relaciones intrínsecas se ponderen, acorde a un ámbito más cercano a la realidad. Para ello, se describen los principales test utilizados con ambos enfoques y destacaremos las principales suposiciones de las que parten. Además veremos otra técnica totalmente distinta, en la que no se toma como recurso una distribución teórica previa y se basa en el muestreo tipo *bootstrap*.

4.2.4.1 Prueba *t*

Es una prueba que utiliza variables aleatorias independientes. Se basa en estimar media y desviación estándar de las poblaciones que se quieren contrastar (los hipotéticos DASM) a partir de sus respectivas muestras estadísticas. Las estimaciones están asociadas a incertidumbres que hay que ponderar. La distribución de frecuencias teórica que se asume es la de Student, similar a la distribución Normal cuando el tamaño de la muestra (*n*) tiende a infinito. El doble uso de los datos durante la prueba (*i.e*. estimación de los estadísticos de la muestra y de los parámetros de las poblaciones) es ponderado a través de una reducción de los grados de libertad (*i.e*. número de observaciones menos el numero de parámetros estimados) que caracterizan a la distribución.

Para la prueba se supone que las muestras provienen de poblaciones con distribución de frecuencias normal. Sin embargo, la condición de normalidad de nuestra muestra no es completamente necesaria, aunque es conveniente evaluar mediante alguna de las pruebas presentadas anteriormente esta suposición.

La simetría es una suposición implícita en la normalidad de la distribución y su significancia puede ser evaluada mediante el uso de distintos coeficientes y pruebas de incertidumbre asociadas. La asimetría (Pearson, 1985), puede cuantificarse por el Coeficiente de Asimetría de Fisher (el más común), llamado tercer momento estandarizado de la distribución. Una forma de medir la significancia de la asimetría es usando la simplificación de Tabachnick & Fidell (1996) $\sqrt{6/n}$. Si el coeficiente de asimetría calculado supera al duplo de este valor, entonces la distribución se considera asimétrica. Para palear estos efectos puede aplicarse transformaciones en los datos (e.g. aplicación de logaritmos).

El test puede realizarse con un escaso número de datos (menor a 10), principalmente porque la forma de la distribución de Student ya contempla tal variable, aunque es recomendable tener siempre un número mayor a 10. En estudios de AMS esta condición no siempre se respeta, principalmente cuando al sitio se lo divide en subconjuntos, como en el caso del presente trabajo. El método explicado en la sección 4.2.4.4 es una buena alternativa.

Anteriormente se supuso que los DASM estarían caracterizados por presentar parámetros con distribuciones de frecuencia normal. Dos son los parámetros propios que definen este tipo de distribución. Por un lado, su valor medio, lo que queremos directamente contrastar y por otro, su varianza. Si los dos grupos de muestras corresponden a un mismo DASM, además tendrán que presentar varianzas estadísticamente similares.

En consecuencia, antes del contraste de medias hay que considerar la suposición de homocedasticidad (*i.e.* homogeneidad de varianzas) mediante una prueba de significancia. La más común es la prueba *F* basada en la distribución *F* (de Fisher). Este paso es formalmente parte de la prueba t.

Hay alternativas complementarias más potentes y precisas. Entre ellas, las pruebas de Levene (1960) y la prueba Brown & Forsythe (Brown & Forsythe, 1974). Esta última fue diseñada teniendo en cuenta diferencias en las varianzas de cada grupo y además, diferencias en sus *n*. En la medida de lo posible, se intentará usar esta prueba debido a que puede dar resultados más precisos cuando las condiciones de normalidad no son cumplidas (Olejnik & Algina, 1987).

La condición de homocedasticidad es la más disonante del test *t*. Cuando la homocedasticidad es significativa, el problema es menor. Sin embargo, cuando hay diferencias estadísticamente significativas entre las varianzas, ¿Qué varianza se toma en cuenta para contrastar las medias? Este tópico aún hoy se encuentra en discusión. Algunos autores optan por establecer un promedio aritmético y otros buscan pesar cada varianza por su respectivo n y ponderar el aporte de cada. Evidentemente esta situación es una incongruencia del test que debe, cuanto menos, tratarse con la mayor elegancia posible.

Cuando el contraste se da entre dos grupos de muestras, la prueba *t* es similar al análisis de varianza ANOVA. Pero, ¿qué pasa cuando tengamos elipsoides prolados, oblados y con simetría rotacional? Para el caso de tener más de dos grupos se puede realizar un concatenamiento de pruebas *t*. Sin embargo, este procedimiento no produce mejores resultados que un análisis de varianzas ANOVA de varias vías.

4.2.4.2 Prueba T^2 de Hotelling

Conceptualmente, no existe independencia entre variables (*i.e*. los parámetros de AMS) con las que trabajamos en la prueba *t*. Si hay variaciones en los valores de los ejes principales de susceptibilidad magnética, las relaciones F, L y los parámetros P_j, T y Q seguramente también los tengan. Esto abre camino a otro tipo de análisis estadístico, donde las variables no son independientes, sino que mantienen relaciones entre ellas durante su variabilidad y el análisis se torna multivariante. Para cuantificar aspectos de estas relaciones se hace uso de tres conceptos: covarianza, correlación, y distancia de Mahalanobis.

La covarianza es el cociente entre la sumatoria de los productos de diferencias entre cada valor respecto a la media de cada variable y los grados de libertad del sistema. Puede ser positiva o negativa, el producto de las variables determina sus dimensiones y a mayor modulo, mayor correlación lineal.

La correlación describe la proporcionalidad existente entre una variable y otra. El momento *sensu lato* puede definirse como la diferencia entre un valor y su media. El producto de los momentos o Coeficiente de Correlación de Pearson se define como el cociente entre la covarianza y el producto de las desviaciones estándar de las variables. El cociente da el carácter adimensional al coeficiente, y tiene el efecto de estandarizar los datos, tornándolo muy útil cuando en el análisis hay variables con distintos órdenes de magnitud y distintas unidades. El coeficiente de Correlación de Pearson puede adoptar valores entre -1 y 1.

El tercer concepto implicado es la distancia estadística. La misma puede ser usada durante un *test* de hipótesis para comparar parámetros (como es el caso) y facilita las representaciones geométricas donde es muy intuitiva la observación del estadio de las

relaciones. Una de las más familiares es la distancia Euclidiana. La distancia euclidea normalizada está relacionada con la distancia de Pearson y ésta es un precedente de la distancia de Mahalanobis (ver gráfico 4.1; Cuadras, 1989).

La distancia de Mahalanobis es definida como la raíz del producto del vector transpuesto de la diferencia entre los vectores medios, por la inversa de la matriz **S** por el producto del vector diferencia entre las medias.

La prueba T^2 de Hotelling para el contraste de vectores de medias representativos de dos grupos de elipsoides es la versión multivariante de la prueba *t*. Consiste en determinar la significancia del estadístico T^2 de Hotelling según la distribución *F* teórica. T^2 es el producto de un término donde se pondera el aporte del número de especímenes en cada grupo por la distancia de Mahalanobis. Si este estadígrafo resulta mayor al valor de la distribución teórica para similares condiciones (*i.e*. *n* especímenes de cada grupo y los correspondientes grados de libertad), la diferencia entre las medias multivarientes es significativa a una confianza dada y desde el punto de vista estadístico provienen de poblaciones distintas (*i.e*. de probables DASM distintos).

Como en el caso de las pruebas anteriores, es necesario establecer la significancia de la homocedasticidad, en este caso de covarianzas, previo al contraste de los vectores medios. El método más popular para el contraste de las matrices de covarianzas entre ambos conjuntos es la Box`s M Test (Box, 1949).

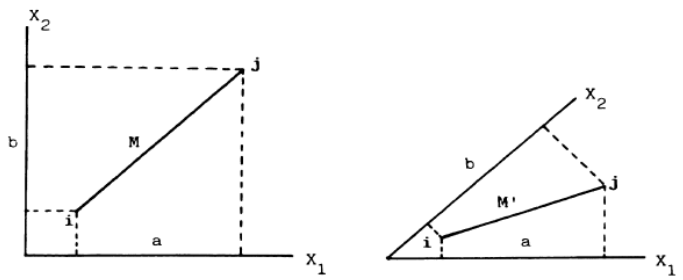

Figura 4.1. Distancia de Mahalanobis en el caso de variables no correlacionadas (M) y cuando lo están parcialmente (M'). Cita en texto.

4.2.4.3 Pruebas no paramétricas

Las pruebas no paramétricas para el contraste de medias son métodos requeridos cuando la distribución de frecuencias de la variable con la que trabajamos no se adecúa a las distintas distribuciones teóricas que manejamos o cuando consideramos pertinente utilizar las funciones de distribución empíricas con que contamos.

En vez de usar escalas de proporciones o de intervalos iguales, estos *test* utilizan los rangos (*i.e*. orden y posicionamiento de una secuencia de datos y sus valores, respectivamente) para describir las frecuencias de los valores que adopta la variable. De esta manera no se utiliza las diferencias absolutas entre los valores sino solo su posición en una escala ordinal.

Consideramos que esta metodología no es la más apropiada en estos estudios por dos motivos. Uno es que se debe contar con un alto número de observaciones de la variable para que sea representativo el resultado de las pruebas de hipótesis planteadas. El segundo, fuertemente vinculado al primero, es que su potencia se ve disminuida justamente por no utilizar distribuciones continuas.

4.2.4.4 Método Bootstrap

Otra alternativa para el contraste de medias es un procedimiento de remuestreo tipo bootstrap, asociado al cálculo de errores estándar (Hall, 1992; Efron & Tibshirani, 1993). Los test de hipótesis basados en bootstrap fueron introducidos por Efron (1979) y posteriormente desarrollados por distintos autores (*e.g*. Beran, 1988; Fisher & Hall, 1990; Hall & Wilson, 1991). Son una adecuación de los intervalos de confianza vía bootstrap que permiten establecer un nivel de significancia a la estimación de estadísticos durante las pruebas de hipótesis (Efron & Tibshirani, 1993).

En particular, por las características de los datos con que se trabaja, el bootstrap *t* (Efron, 1982) es el más conveniente y es comúnmente denominado “bootstrap estudentizado”, por su afinidad con la prueba *t*.

La idea inicial del remuestreo bootstrap es reemplazar la distribución de frecuencia de la población, que no se conoce, por la distribución empírica en donde cada valor tiene la probabilidad 1/n (Chernick, 2008). La función de distribución empírica se entiende como el estimador de máxima verosimilitud de la distribución de las observaciones cuando no se hacen hipótesis paramétricas (i.e. cuando no se asumen valores de los parámetros poblacionales).

De la misma, se estiman los estadísticos y el error estándar asociado por medio de la Aproximación Monte Carlo (Chernick, 2008). A partir de estos, se genera una nueva muestra vía bootstrap y consecuentemente se llega a un valor para el estadístico. Luego de una serie de iteraciones se obtiene una aproximación Monte Carlo a la distribución de ese estadístico, la cual es el objeto principal de la técnica.

Del intercambio entre distribuciones de frecuencia anteriormente descrito se desprende el principal supuesto en que se cimienta la metodología: las muestras empíricas tienen que ser representativas de la población para que los parámetros de la función de densidad de

probabilidad de la muestra bootstrap también lo sean. En consecuencia, existe un número arbitrario crítico de muestras necesario para obtener la representatividad de la misma.

El supuesto de representatividad no es distinto del que parten las pruebas univariantes y multivariantes anteriormente descritas. Respecto al tamaño de la muestra inicial, otros aspectos entran en juego. La metodología se adecua muy bien cuando queremos contrastar sitios distintos, pero cuando a través de algún criterio subdividimos uno, el *n* no sera satisfactorio en la mayoria de los casos, como para continuar con esta herramienta de análisis. El boostrap con *n* bajos (*n*=10, aproximadamente) es un buen método sólo si la dispersión estimada de la población es baja.

Cabe destacar que el método bootstrap también es utilizado por distintos autores para establecer autovectores de tensores medios (*e.g.* Constable & Tauxe, 1990; Tauxe *et al*., 1998).

A pesar de su aparente conveniencia, esta técnica no fue utilizada en el presente trabajo, debido a que los resultados obtenidos por los otros métodos fueron robustos. Sin embargo, no se descarta su aplicabilidad futura en el desarrollo de la técnica.

4.2.5 Legitimación de DASM y estadística tensorial

A partir de la aplicación de los criterios teóricos planteados en **4.1.2** y en función de los resultados obtenidos mediante el contraste de medias, se puede terminar de inferir la presencia de uno o más DASM. Una vez determinados, se pueden calcular sus tensores medios.

El método para plantear y observar de modo eficiente estos datos no es único. Si luego de caracterizadas las propiedades generales del sitio, discriminando subgrupos y contrastando sus medias no se encuentran diferencias, se llega a la conclusión de que las posibles diferencias existentes en los grupos es debida principalmente al ruido interno que poseen, al que se suman las diferencias reales en las poblaciones teóricas ajustadas que representan.

4.2.6 El error experimental como limitante en la discriminación

El error experimental limita la capacidad de discernir de los test. Este problema fue abordado de distintas formas. Se aplicó la teoría de propagación de errores a los parámetros a partir de la sensibilidad del instrumento, remuestreo bootstrap y desviaciones estándar de las 15 mediciones por espécimen con que se determina el tensor resultante y algunas aplicaciones del error estándar de K_m, en sentido de Jelinek (1977).

La solución de compromiso adoptada en este trabajo fue la de aceptar diferencias en K_m de hasta una magnitud de $*10^{-5}$ y en los demás parámetros, $*10^{-4}$. Durante el análisis del Capítulo 5 ningún caso tuvo este problema. Sin embargo, pensando a futuro era conveniente plantear la situación y posibles soluciones.

4.2.7 Parámetros descriptivos usados

No cualquier parámetro es conveniente para el análisis. Dos aspectos tienen que ser tenidos en cuenta: escala y correlación.

Distintos tipos de escalas pueden ser aplicadas a una misma variable. Sin embargo, es apropiado tener en cuenta la relación entre la progresión de los valores en la escala y el significado real de parámetros. Para ejemplificar se describe el parámetro T.

Su rango de variabilidad va de -1 a +1 e integra dos concepciones físicas distintas ya que según los valores pertenezcan a los intervalos [-1;0) o (0; +1], T cuantifica la naturaleza prolada u oblada del elipsoide, respectivamente. Una tercera concepción, el 0 de la escala, determinaría un grado de anisotropía muy bajo, prácticamente isótropo.

En el intervalo [-1;0) hay una relación inversa entre el valor y la magnitud de la lineación. En (0; +1] la relación es directa y a mayor valor se va acentuando la forma prolada del elipsoide. En consecuencia, el parámetro T, sin ninguna transformación previa, no es apto para este tipo de análisis.

El segundo aspecto ya fue abordado por distintos autores (*e.g*. Ellwood *et al*., 1988; Hrouda & Jelinek, 1990; Cañón-Tapia, 1994). Mediante el análisis multivariante se pudo comprobar cómo pondera cada una a de las variables a las diferencias contrastadas. Los aportes no están homogéneamente distribuidos entre las variables implicadas y en consecuencia, no todas son determinantes a la hora de establecer con significancia las diferencias. Además, se observo que muchas de ellas están muy correlacionadas y son equivalentes.

Los parámetros que más aportaron para establecer diferencias fueron P_j y K_m. Éstos, sumado a las altamente correlacionadas K_1, K_2 y K_3, son los más importantes a la hora de establecer la existencia o no de diferencias significativas.

5. ANÁLISIS DE LA AMS

5.1 Consideraciones previas al análisis de la AMS

Los tensores de susceptibilidad magnética medios fueron nombrados en mayúscula, con la sigla del área (VC=Valle Chico; AQ=Arequita), a la que se agrega el número del sitio más un subíndice según el criterio de agrupación (*e.g*. todos los especímenes=g; prolados=p, oblados=o).

Las representaciones estereográficas de los autovectores normalizados se realizaron sobre el hemisferio sur en proyección equiareal. Las elipses de confianza siguen el criterio de Jelinek (1977).

Para reflejar la confiabilidad en que se expresan los contrastes de medias (*i.e*. la probabilidad de rechazar una hipótesis correcta, error α o tipo I) comúnmente se utilizaron adverbios para simplificar la escritura. La correspondencia fue la siguiente: significativas (α=90%), *muy* significativas (α=95%) y *extremadamente* significativas (α=99%).

Siempre que se realizó una prueba multivariante para el contraste de medias, los parámetros T y Q no fueron incluidos. Además, estos parámetros generalmente son utilizados como criterio de discriminación de subconjuntos y por lo tanto un sesgo en el aporte a la diferencia total. En menor medida ésto se amplía a los demás parámetros de forma.

Para la interpretación de los tensores medios de susceptibilidad magnética se supone una fábrica normal (*i.e*. refleja la dirección primaria de fluidalidad). Esta suposición será ponderada en el Capítulo 6.

Las zonas de Arequita y Valle Chico están condicionadas estructuralmente en forma distinta y son tratadas por separado durante el siguiente análisis de los sitios muestreados. Además, para ejemplificar la metodología descrita en el Capítulo 4, se detallarán los pasos seguidos durante la obtención de tensores de anisotropía de susceptibilidad magnética representativos solo en el primer sitio.

5.2 Zona de Valle Chico

5.2.1 Diques riolíticos de la Formación Arequita

5.2.1.1 VC10

El sitio fue muestreado con densidad *n*=23. Los elipsoides presentaron anisotropía y triaxialidad estadísticamente significativa en su respuesta magnética. La forma predominante en las AMSs modeladas es oblada (n_{oblado}=16).

Los valores extremos de K_m y P_j son $2.12*10^{-3}$ - $8.87*10^{-3}$ y 1.007 - 1.041 y sus promedios, $4.54*10^{-3}$ y 1.021, respectivamente (Figura 5.2.1). El rango de K_m determina de la presencia de minerales ferromagnéticos que dan lugar al predominio de esta subfábrica sobre la respuesta magnética. El coeficiente de determinación lineal entre K_m y P_j es 0.62 (con nivel de significancia p=0.000006). Sin embargo, la dispersión de los valores no es homogénea. Los dos agrupamientos observados en la figura 5.2.1 pueden resumirse por sus centros de masa, de los cuales se sustentaría la correlación lineal planteada.

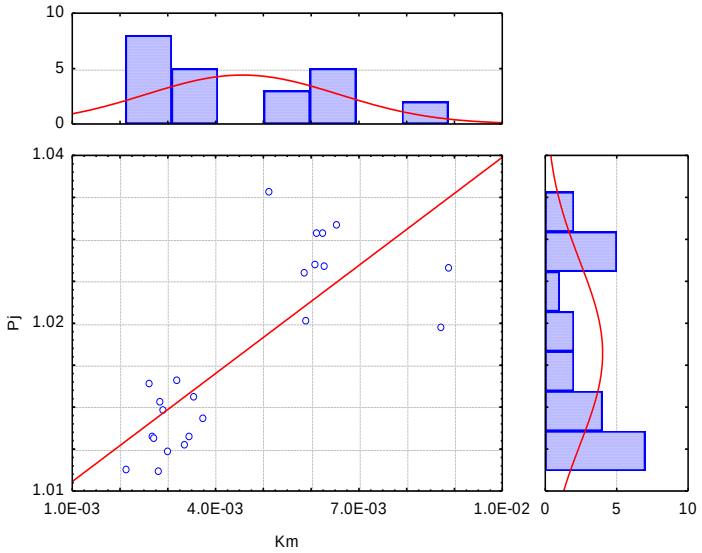

Figura 5.2.1: Diagrama de dispersión de K_m-P_j y sus respectivos histogramas donde se grafican sobreimpuestas, las curvas de distribución normal esperadas.

La proyección estereográfica de los autovectores de todos los elipsoides medidos muestra, dentro de una dispersión significativa, dos cúmulos que ponderan en la resolución de la orientación de cada eje del tensor medio $VC10_g$ (Figura 5.2.2). El tensor $VC10_g$ es oblado y presenta una anisotropía baja (P_j y P igual a 1.0160). Ningún eje está bien definido y sus elipses de confianza son amplias. El K_3 representa el rasgo planar de la subfábrica magnética. Esta foliación magnética inclina hacia el E, con rumbo NNW.

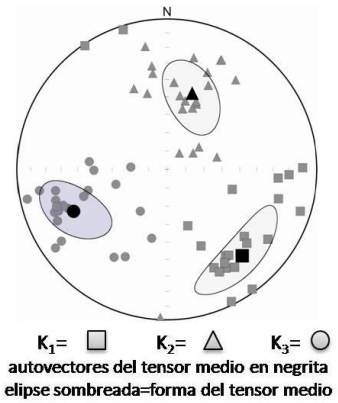

Figura 5.2.2. Proyección equiareal del tensor $VC10_g$

Las distribuciones de frecuencia de los parámetros tienen una leve asimetría positiva y curtosis platicúrtica, con errores estándar aceptables (Ap. B). Los histogramas de distribución de frecuencia muestran una clara bimodalidad, exceptuando a L y Q (esta última debido al significado que conlleva su variabilidad). Las pruebas de normalidad rechazan la H_o al 95% de confianza.

Por lo tanto, es probable que el muestreo haya abarcado más de un DASM. Sin datos de campo precisos respecto a la relación entre el arreglo geométrico de los especímenes y las estructuras , el análisis comenzará por contrastar los parámetros medios entre elipsoides oblados y prolados.

El subconjunto prolado presenta $\overline{K}_m$=3.85*10^{-3} y $\overline{P}_j$= 1.016. En general, los histogramas de frecuencia de valores muestran asimetrías positivas y concentración en su parte central. Exceptuando F, las distribuciones presentan diferencias muy significativas respecto a la normal. Sin embargo, hay que tener presente el bajo tamaño del subconjunto (*n*=7).

El subconjunto oblado presenta $\overline{K}_m$ y $\overline{P}_j$ de 5.85*10^{-3} y 1.030, respectivamente. Los parámetros tienen distribuciones con bajas asimetrías positivas y formas platicúrticas, aunque aparenta estar presente una bimodalidad. Las pruebas de normalidad dan distintos resultados. Según éstas, P, P_j, K_m y los ejes principales pueden ser consideradas normales (las últimas 4 sólo con confianza mayor al 90%), mientras que F, Ln(K_m) y principalmente L presentan un apartamiento significativo de la distribución normal.

Se realizó un contraste de medias entre los elipsoides oblados y prolados. Los P, P_j, K_m, K_1, K_2 y K_3 medios no presentaron diferencias estadísticamente significativas. Sin embargo, fue pertinente analizar los tensores medios que configura cada grupo y establecer sus características direccionales.

El tensor $AQ10_p$ es el modelado promedio de la AMS del subconjunto prolado (Figura 5.2.3). Los ejes de los elipsoides que lo constituyen están relativamente dispersos generando una importante indeterminación en los ejes del tensor medio. Una fábrica magnética poco definida queda representada, con una lineación magnética con dirección SE, buzando de 0 a 40º, al 95% de confianza.

El subconjunto oblado define al tensor medio oblado, $AQ10_o$ (Figura 5.2.3). Su ortogonalidad no queda bien definida y ninguno de los de ejes que lo constituyen se agrupa en forma significativa. La fábrica resultante es una foliación magnética cuyo polo, el K_3, se orienta al N248º/31°.

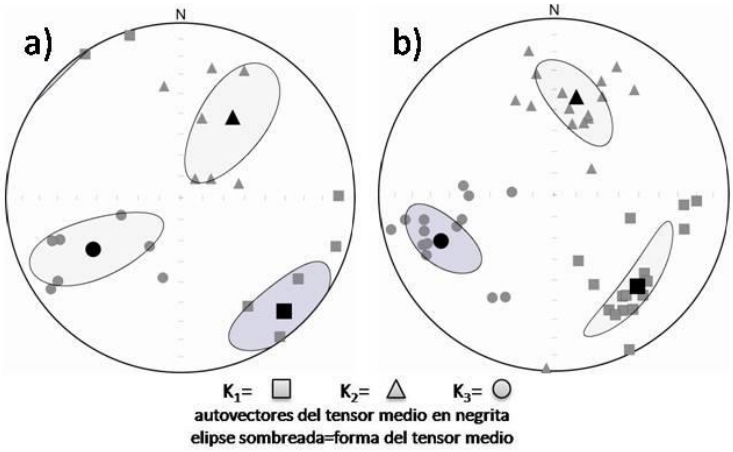

Figura 5.2.3. Proyección equiareal de los tensores a) $AQ10_p$ y b) $AQ10_o$

La bimodalidad del subconjunto oblado tiene un origen similar a la presente en histogramas donde todos los especímenes entran en juego. Dos agrupamientos son discernibles: uno, con altos valores de K_m y P_j y otro, donde casi todos los elipsoides prolados tienen valores inferiores.

La bimodalidad refleja la presencia de por lo menos dos DASM. Para indagar minuciosamente la constitución de los dominios se realizo un agrupamiento por valores medios (*K-mean clustening*). Teniendo en cuenta la mayoría de las variables (excluyendo T y Q), el resultado fue acorde con la observación *a priori*. De esta manera, se establecieron los integrantes de cada subconjunto (se observa en el diagrama de dispersión del figura 5.2.1) y se realizó el análisis respectivo.

El subconjunto de menor K_m (K_m< ; *n*=13) tiene $9.9*10^{-3}$ y 1,0127 como medias de K_m y P_j, respectivamente. Las distribuciones de frecuencia de cada parámetro tienen ligeras asimetrías y curtosis. Sin embargo, según las pruebas S-W y Lilliefors, todas las distribuciones pueden considerarse normales.

El subconjunto de mayor K_m (K_m>; *n*=10) tiene un $\overline{K_m}$=$6.57*10^{-3}$ y $\overline{P_j}$ = 1,0320. Las asimetrías (negativas para L, F, P y P_j y positivas para las restantes variables) y curtosis de sus distribuciones son ligeramente superiores a las del subconjunto anterior. Hay diferencias muy significativas respecto a una distribución normal por parte de las distribuciones de frecuencia de los parámetros L, Ln, K_m, K_1, K_2 y K_3. Además, se observa bimodalidad en las distribuciones. Al realizar *k-means clustering* con 3 nodos iniciales y usando distancias constantes, se construyen tres grupos que concuerdan con las observaciones realizadas: el grupo de K_m<, mas las dos modas del grupo K_m>. A pesar de esto, no se tiene en cuenta un tercer subconjunto por cuestiones de representatividad (una de las modas esta integrada por dos especímenes). Los

contraste se realizaron de dos formas: K_m< con K_m> y K_m< contra la moda con mayor *n* de Km> (restricciones que aceptan la H_o en la prueba de normalidad).

Ambos contrastes presentan similares resultados. Los distintos parámetros, tomados en forma independiente, presentan diferencias extremadamente significativas entre subconjuntos, siendo compatible con la presencia de por lo menos dos DASM. Por vía multivariante, se pudo identificar que el mayor aporte (38%) a la diferencia entre grupos está dado por los $\overline{K}_m$.

El tensor medio VC10K_m> representa la respuesta magnética del correspondiente DASM. El agrupamiento de los ejes determina con baja incertidumbre la ortogonalidad del tensor. Su forma es oblada, con P_j=1.026, define una foliación magnética con rumbo NW, inclinando al NE y su polo es determinado por el K_3 (N246/26, con ángulos de confianza de 19º-E13- y 5º-E23-).

En contrapartida, el VC10K_m< tiene su ortogonalidad mal definida, respondiendo a la dispersión que muestran los autovectores que ponderan. Los bajos cocientes L y F (ambos 1.005) y con T cercano a 0 (0.039) determinan una anisotropía muy baja ($\overline{P}_j$=1.010). El K_3, se orienta al N247°/48°, con ángulos de confianza E13 y E23 de 24 y 14, respectivamente. Éste define pobremente el polo de una foliación magnética.

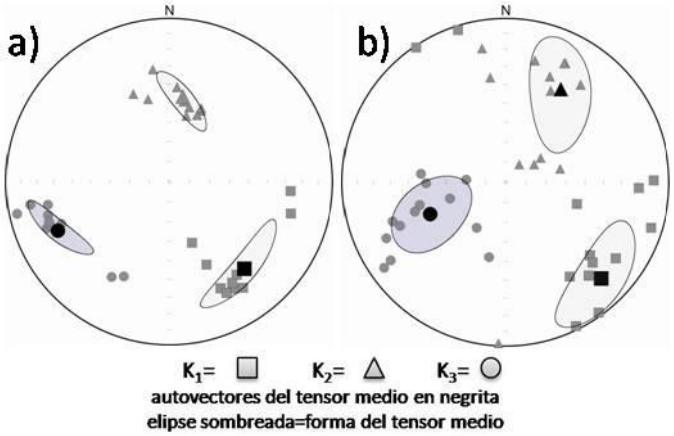

Figura 5.2.4. Proyección equiareal de los tensores a) VC10K_m> y b) VC10K_m<

Como conclusión, se definen estadísticamente dos DASM. Los especímenes con mayor K_m y P_j, integrantes de un mismo DASM, definen mejor la fábrica magnética. Ambos presentan una foliación magnética con rumbo NW, inclinando al NE. Los K_1 se agrupan en el segundo cuadrante de la representación estereográfica.

5.2.1.2 VC11

El tensor VC11$_g$ (n_g=14) es ligeramente oblado (T=0.104) y su grado de anisotropía es 1.012 (Figura 5.2.5). La ortogonalidad de la fábrica queda bien definida a pesar de la dispersión

de los autovectores individuales. La foliación magnética se orienta según el polo del plano que la define, N256º/24º, con una incertidumbre de 21° y 8° en el rumbo e inclinación, respectivamente. Se destaca el agrupamiento de los K_1. El K_1 del tensor medio se orienta según N156°/19°.

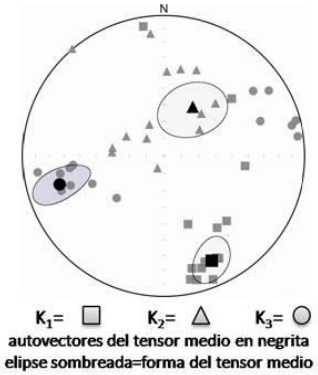

Figura 5.2.5. Proyección equiareal del tensor $VC11_g$

El contraste de medias entre subconjuntos prolados (n_p=5) y oblados (n_o=9) determinó que los parámetros medios principales ($\overline{K_m}$ y $\overline{P_j}$) son estadísticamente similares. Además, las fábricas de los subconjuntos son coherentes entre sí. El plano de foliación magnética definido se corresponde con la lineación magnética indicada por los tensores prolados.

Una regresión lineal explica, con más del 99% de confianza, el 70% de la variación de P_j respecto a K_m (R^2= 0.699, p=0.0002), como se puede observar en la Figura 5.2.5.

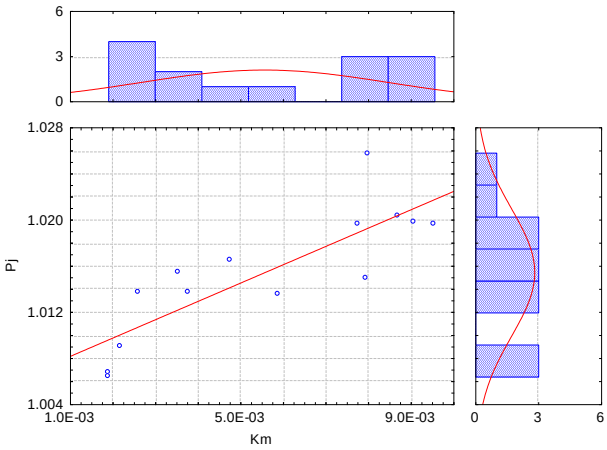

Figura 5.2.6: Diagrama de dispersión de K_m-P_j y sus respectivos histogramas donde se grafican sobreimpuestas, las curvas de distribución normal esperadas.

El diagrama de dispersión K_m vs P_j denota la presencia, en primera instancia, de dos subconjuntos en función del K_m, lo se utilizó como criterio de discriminación. Las pruebas de normalidad aplicadas indican que los parámetros K_m, $Ln(K_m)$, K_1, K_2 y K_3 presentan diferencias

significativas con la distribución normal (con $p< 0.10$). Las diferencias se observan en el Figura 5.2.6, donde cualitativamente se ven las variables con *gaps* en su dispersión (especialmente el K_m). Por lo tanto, es probable que el muestreo haya abarcado más de un DASM.

Para incluir otros parámetros (además del K_m) como criterio de agrupamiento, se realizó una batería de análisis de *K-mean clustering* en los que se fijo el número de nodos (2) y donde los parámetros del análisis (variables y condiciones de inicio, principalmente) fueron variando. Los distintos resultados dan lugar a subconjuntos con fábricas magnéticas no muy distintas a la definida por el tensor $VC11_g$.

La apariencia inicial, donde se subdivide en dos conjuntos en función de K_m desaparece cuando en el análisis se integra información aportada por los parámetros de forma (*sensu lato)*. Igualmente, se hizo la distinción entre $K_m<$ y $K_m >$. A partir de pruebas T se determinaron diferencias extremadamente significativas en todos los parámetros (exceptuando a L).

El subconjunto $K_m>$ determinó el tensor medio $VC11_{Km>}$ representado en la Figura 5.2.7. Éste es ligeramente oblado (T=0.071) y define una foliación magnética NNW con 60° de inclinación. El K_1 queda muy bien definido, y se orienta al N154°/16°.

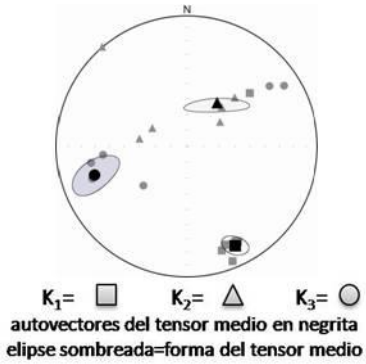

Figura 5.2.7. Proyección equiareal del tensor $VC11_{Km>}$

5.2.1.3 VC16

Todos los especímenes presentaron AMS significativa, 5 con biaxial y los restantes triaxiales, en su mayoría con forma oblada.

El tensor $VC16_g$ tiene P_j=1.006 y forma oblada (T=0.334) (Figura 5.2.8). Su ortogonalidad no queda bien definida. El eje principal mejor definido en rumbo es el K_3 y en inclinación, el K_1. Se define una fabrica magnética oblada, con un plano de foliación determinado por el polo K_3 (actitud N17.0/19.3). Hay coherencia en los K_1 individuales y teniendo en cuenta la mezcla de forma en los especímenes, se define una lineación magnética con actitud similar al K_1medio (N111.8/13.3).

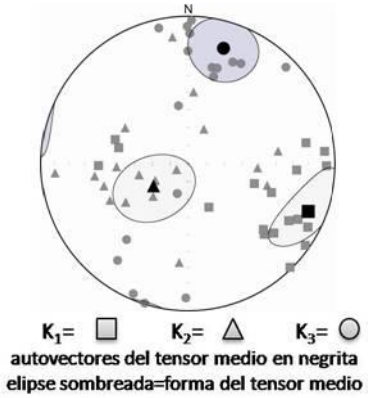

Figura 5.2.8. Proyección equiareal del tensor $VC16_g$

Se establecieron dos subconjuntos en función de la forma de los elipsoides los que según la prueba T^2 de Hotelling son significativamente distintos (T^2=284, F=12, p<0.0015). Los tensores resultantes de cada subconjunto, $VC16_p$ y $VC16_o$ se representan en la Figura 5.2.10. Se observa que, aunque las elipses de confianza cambien su forma, la orientación central de los autovectores medios es similar en ambos casos.

Por otra parte, se analizo la variabilidad de la simetría. Se armaron subconjuntos según la variable ordinal triaxial-biaxial. El contraste multivariante determinó diferencias muy significativas entre los conjuntos (T^2=230, F=6, p<0.03). Por medio de variables independientes, se establecieron diferencias de valores medios de los parámetros F, P, P_j, Q, K_2 y K_3.

Los tensores resultantes, $VC16_b$ y $VC16_t$ (subconjuntos biaxial y triaxial, respectivamente) son muy parecidos, variando principalmente las elipses de confianza de los ejes principales (Figura 5.2.9).

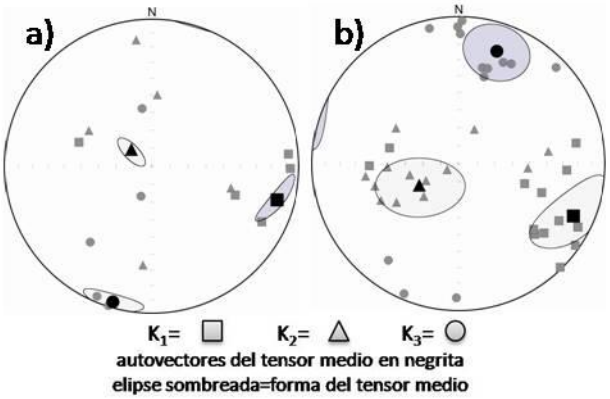

Figura 5.2.9. Proección equiareal de los tensores a) $VC16_b$ y b) $VC16_t$

Por último se utilizaron las características geométricas del muestreo para establecer subconjuntos. Se constituyeron los subconjuntos 1 y 2, dejando de lado dos especímenes que no

pudieron adjuntarse a ningún conjunto. Los subconjuntos presentaron diferencias extremadamente significativas en L, P_j y K_1 y muy significativas en K_3 y P. Sin embargo, la significancia del T^2 de Hotelling no indica que las diferencias sean importantes.

Los tensores $VC16_{sub1}$ y $VC16_{sub2}$ se calcularon para el estudio direccional (Figura 5.2.10). Ambos son elipsoides oblados, pero sus incertidumbres asociadas les imprimen características singulares.

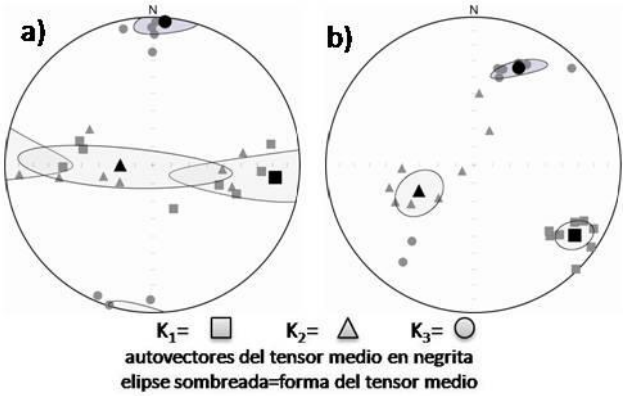

Figura 5.2.10. Proyección equiareal de los tensores a) $VC16_{sub1}$ y b) $VC16_{sub2}$

El $VC16_{sub1}$ tiene simetría rotacional oblada y anisotropía muy baja. El K_3 (N5°/3°) define una foliación magnética vertical con rumbo E-W.

Por su parte, el $VC16_{sub2}$, integrado por 4 elipsoides oblados y tres prolados triaxiales y uno rotacional, define muy bien una fabrica ortogonal. Su anisotropía y parámetro de forma son muy bajos (P_j=1.009, T=0.195). Tanto el K_1 como el K_3 están bien definidos (K_1=N125°/18°, K_3=25°/28°).

5.2.1.4 VC17

El muestreo del sitio tuvo una densidad n_g=13. Los tensores de susceptibilidad magnética resultaron anisótropos y triaxiales, con formas obladas (10) y proladas (3). El tensor constituido por todos los especímenes (VC17g) presentó una fábrica ortogonal mal definida y se muestra a continuación:

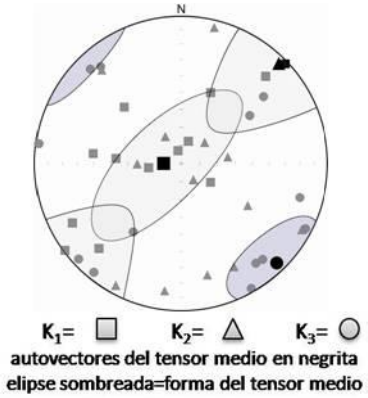

Figura 5.2.11. Proyección equiareal del tensor $VC17_g$

En función de la dispersión de los especímenes en campo se establecieron dos subconjuntos, 1 y 2, con *n*=4 y *n*=5, respectivamente. Tres especímenes fueron descartados del análisis por no estar debidamente referenciados. Se pudo establecer diferencias muy significativas entre $\overline{K}_{m1}$ y $\overline{K}_{m2}$, aunque estadísticamente los demás parámetros, incluido el P_j, son considerados similares.

El tensor que resume el primer subconjunto, $VC17_{sub1}$ es prolado y debido a la incertidumbre ente K_2 y K_3, presenta simetría rotacional. Además, define una lineación magnética subvertical. El $VC17_{sub2}$ es oblado y su indeterminación en la orientación es mayor. Ambos tienen grados de anisotropía similares y están representados en la Figura 5.2.12.

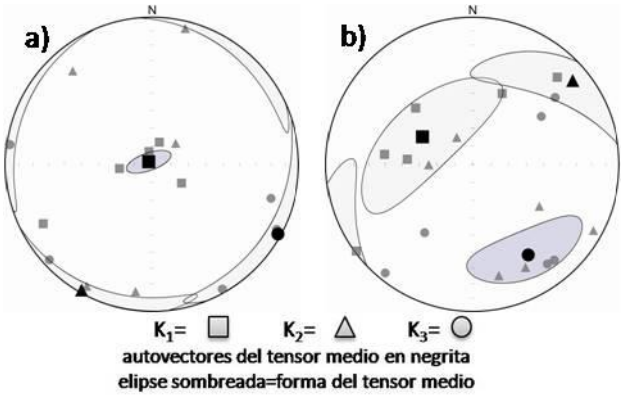

Figura 5.2.12. Proyección equiareal de los tensores a) $VC17_{sub1}$ y b) $VC17_{sub2}$

5.2.1.5 VC20

Todos los especímenes aportan elipsoides con simetría triaxial con formas proladas (n_p=6) y obladas (n_o=7). Se subdividió el sitio en dos subconjuntos que presentaron diferencias estadísticamente significativas entre sus $\overline{L}$, $\overline{K}_m$ y $\overline{K}_2$.

Los tensores $VC20_o$ y $VC20_p$ son oblados y sintetizan los subconjuntos (Figura 5.2.13). Éstos reflejan dos fábricas significativamente distintas. Mientras $VC20_p$ determina una foliación

subvertical con dirección NNE, el tensor $VC20_o$ define los rumbos de sus autovectores con gran indeterminación en sus buzamientos. Se destaca que aunque $VC20_p$ esté constituido íntegramente por tensores prolados, sólo logra definir su K_3. Igualmente, hay que tener en cuenta el bajo n para la dispersión que presentan.

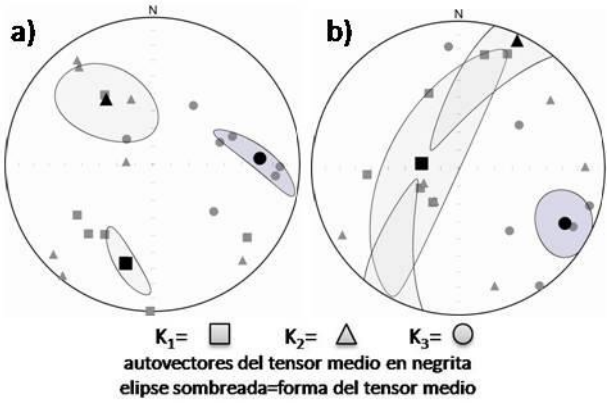

Figura 5.2.13. Proyección equiareal de los tensores a) $VC20_o$ y b) $VC20_p$

5.2.1.6 Análisis general de la AMS en diques de la Formación Arequita

Los cinco sitios relevados presentaron AMSs con valores de $\overline{K_m}$ que determinan el control de la fábrica ferromagnética. En la Figura 5.2.14 se observa como los valores medios de K_m presentan un rango de variación muy acotado y no tienen diferencias estadísticamente significativas entre ellos. El sitio VC20 es el único disonante, presentando un $\overline{K_m}$ con un orden de magnitud inferior. Esto podría estar reflejando variaciones en la concentración de minerales ferromagnéticos, variaciones de fases minerales (*e.g.* titanomagnetitas con mayor o menor contenido en Ti o mayor grado de oxidación), estando o no asociado a algún proceso de alteración, ya que es el sitio donde peor se define la fábrica magnética.

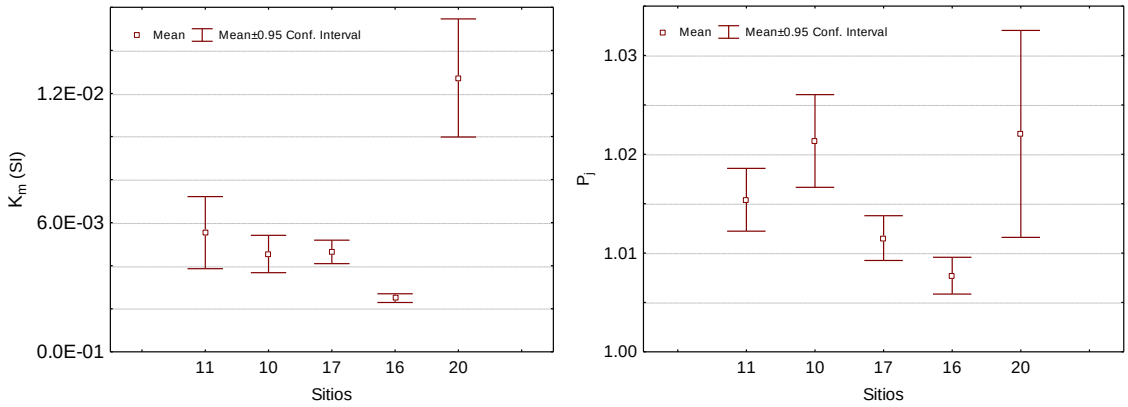

Figura 5.2.14. Valores medios de K_m y P_j en diques de la Fm. Arequita. Se representan los intervalos de 95% de confianza para la media.

Los $\overline{P_j}$ indican grados de anisotropía bajos. Sin embargo, es de esperar que sus valores estén por debajo de lo esperado en diques ya que en ningún caso pudo muestrearse sobre los márgenes de los mismos.

La ubicación de los sitios relevados se muestra en la Figura 5.2.1. Los DASM definidos representan foliaciones magnéticas con direcciones parcialmente acordes a las direcciones observadas en imágenes satelitales, DEM y cartografía geológica detallada de la zona. Salvo el sitio VC17, con una foliación magnética en dirección NE, los restantes orientan su rasgo planar al NNW. En todos los casos, las inclinaciones no se apartan más de 15° de la vertical. Sin ambigüedad, en los sitios VC10 y VC11 la foliación magnética inclina al ENE, mientras que en VC16 y VC20, inclina al WSW. Sólo en el sitio VC17 el K_1 se orientó subvertical, estableciendo la fábrica tipo Tipo I de Raposo y Ernesto (1995). Consideraciones finales sobre la validez de los resultados obtenidos serán discutidas en el capítulo final.

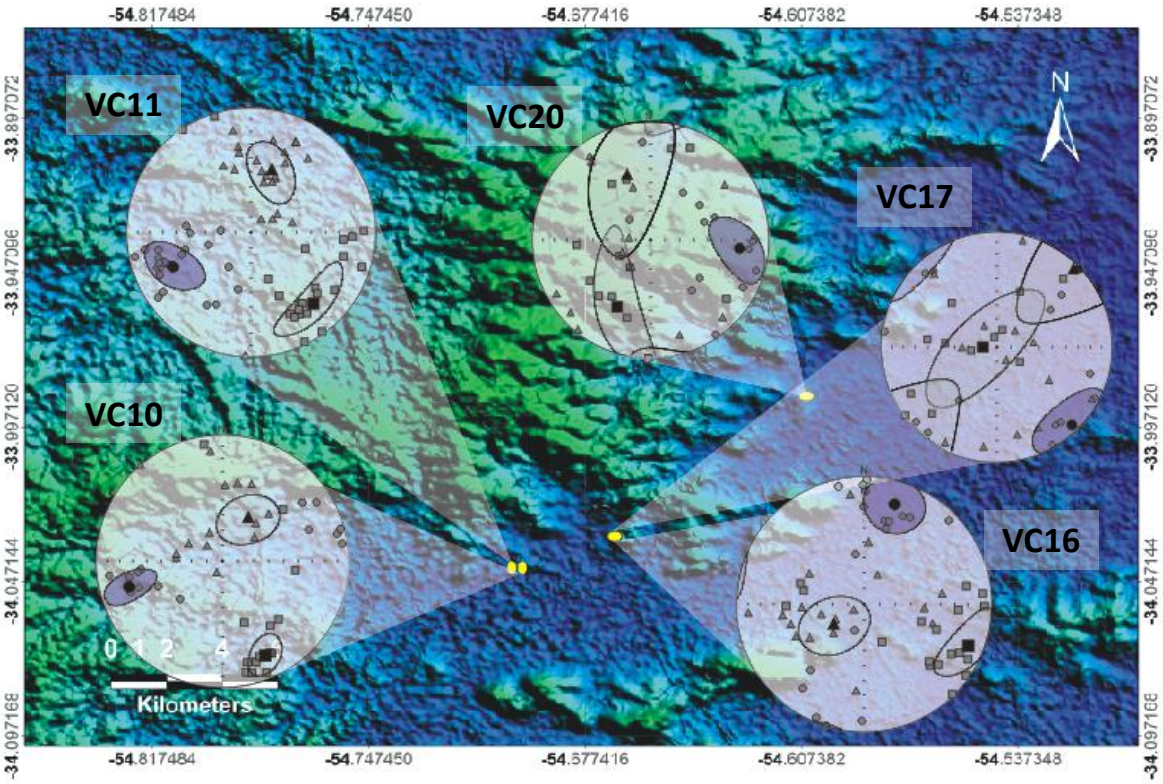

Figura 5.2.15. Tensores medios VC_g representativos de diques de la Formación Arequita ploteados sobre un DEM de ASTER de la zona de Valle Chico. Puede observarse la relación entre las estructuras y las AMS obtenidas en los diques riolíticos.

5.2.2 Diques traquíticos

5.2.2.1 VC13

El sitio está constituido por elipsoides significativamente anisótropos y con simetría triaxial (n_g=11). En función de la relación entre sus ejes constitutivos, 5 elipsoides presentan

forma prolada y 6, oblada. Estableciendo subconjuntos en función de la forma, éstos no diferenciaron significativamente sus $\overline{K}_m$ y $\overline{P}_j$.

El total de especímenes definen al $VC13_g$ (Figura 5.2.16). Éste tiene una anisotropía muy baja (P_j=1.011) y forma prolada, determinada por T=-0.455. Según se observa de sus elipses de confianza, el elipsoide casi adopta una simetría rotacional respecto al autovector $\overline{K}_1$. Hay una tendencia a que la fábrica magnética presente un rasgo lineal, buzando 66° al N75°.

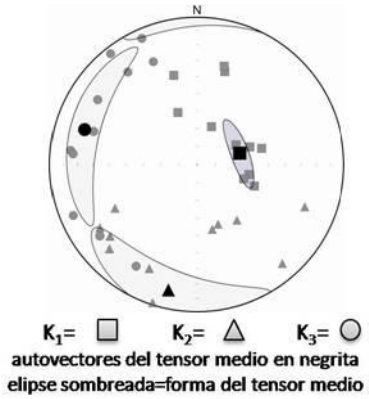

Figura 5.2.16. Proyección equiareal del tensor $VC13_g$

De acuerdo con datos de campo, los primeros 6 especímenes fueron tomados a 3 metros de los restantes, estableciendo un criterio de discriminación de subconjuntos/subsitios.

Definidos los subsitios 1 y 2, con n_{sub1}=6 y n_{sub2}=5, respectivamente, se procedió al contraste de sus parámetros medios. La prueba T^2 de Hotelling determinó diferencias estadísticamente significativas entre ambos (T^2=85, F=9.4, p<0.01). En particular, diferencias extremadamente significativas entre sus $\overline{K}_m$ y $\overline{P}_j$. En consecuencia, se definieron los tensores prolados $VC13_{sub1}$ y $VC13_{sub2}$ (Figura 5.2.17). Se destaca el buen agrupamiento de los K_1 y la buena definición en la orientación del eje mayor del $VC13_{sub1}$.

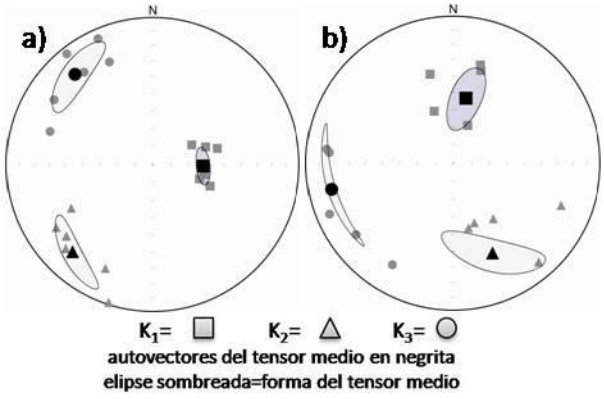

Figura 5.2.17. Representación equiareal de los tensores a) $VC13_{sub1}$ y b) $VC13_{sub2}$

En general, el sitio presenta una fábrica magnética con rasgos lineales no muy bien definida. La lineación tendría una inclinación de 66° al N75° o 62° al N92°, en función del DASM adoptado para determinarla.

5.2.2.2 VC14

Todos los elipsoides dieron con respuestas magnéticas anisotropías significativas y presentaron simetría triaxial (n_g=14), siendo 11 de ellos oblados.

En la Figura 5.2.18 se observa que los K_1, K_2 y K_3 tienen una importante dispersión. Sin embargo, mantienen coherencia por cuadrantes. El $VC14_g$ presenta un grado de anisotropía muy bajo (P_j=1.017) con forma ligeramente oblada (T=0.014). Sus ejes principales tienen gran indeterminación en su orientación y solo se observa una tendencia de los K_1 y K_3 a posicionarse hacia el N30°/20° y N290°/30°, respectivamente.

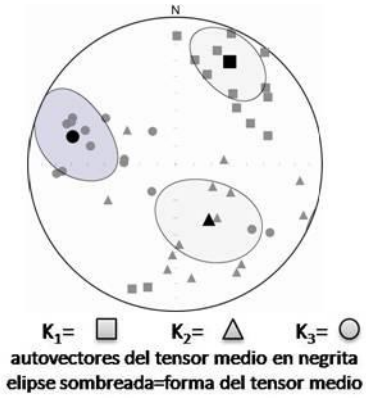

Figura 5.2.18. Representación equiareal del tensor $VC14_g$

Tomando en cuenta sólo elipsoides oblados (n=11), la definición de la ortogonalidad del tensor medio resultante mejoró. Sin embargo, las elipses de confianza determinan gran incertidumbre en la posición de sus ejes medios. Por consiguiente, el aporte de los elipsoides prolados no distorsiona la señal obtenida de los elipsoides oblados.

Debido a una importante asimetría, se dividio el conjunto de datos en función del $\overline{K}_m$. Se definieron los subconjuntos $K_m<\overline{K}_m$ (n=9) y $Km>\overline{K}_m$. El subconjunto $Km>\overline{K}_m$ presenta un $\overline{P}_j$ menor, cuando lo común es que cuanto mayor es el K_m, mayor sea la anisotropía. Se determinaron diferencias significativas entre sus $\overline{P}_j$ característicos. Los tensores medios resultantes $VC14K_m<\overline{K}_m$, prolado y $VC14Km>\overline{K}_m$, oblado, están representados en la Figura 5.2.19. Sus diferencias en forma y orientación parten de las formas de las elipses de confianza de sus autovectores. El $VC14K_m<\overline{K}_m$ define una lineación magnética con orientación N23°/21° y el $VC14Km>\overline{K}_m$ determina una foliación magnética que se orienta al N22°/63° (la lineación queda sobre el plano de foliación magnética).

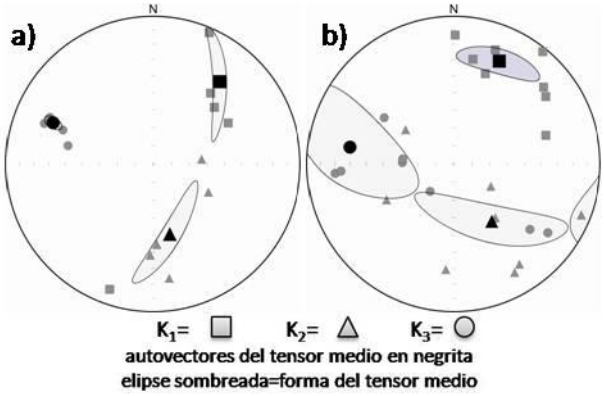

Figura 5.2.19. Representación equiareal de los tensores a) VC14Km>$\overline{K}_m$ y b) VC14K_m<$\overline{K}_m$.

Las direcciones de foliación magnética definidas por VC14$_g$ no es discordante con la del tensor VC14Km>$\overline{K}_m$ y en consecuencia, se privilegia el mayor valor de *n*. Pensando al VC14$_g$ como una suma de tensores, el aporte del VC14K_m<$\overline{K}_m$, con simetría rotacional genera mayor indeterminación en el K_3. También se puede dar preferencia a la lineación indicada por el K_1 del tensor VC14K_m<$\overline{K}_m$.

5.2.2.3 VC 18

El sitio fue representado por 11 especímenes con AMS proladas. En la Figura 5.2.20 se representa la orientación de los tensores VC18$_g$ y VC18$_{sub1}$. El tensor VC18$_g$ no permite establecer la orientación de la subfábrica magnética. A partir de criterios de disposición de los testigos en campo se pudieron establecer dos subconjuntos con diferencias extremadamente significativas en sus $\overline{K}_m$. El tensor VC18$_{sub1}$ es uno de ellos y define una lineación magnética con orientación 15°/N270°.

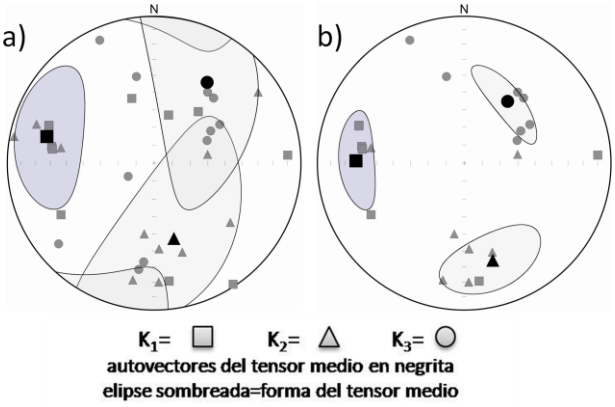

Figura 5.2.20. Representación equiareal de los tensores a) VC18$_g$ y b) VC18$_{sub1}$.

5.2.2.2 Análisis general de las AMS en diques traquíticos de la Formación Valle Chico

Los diques muestreados presentan parámetros medios constantes. El grados de anisotropía en ellos es bajo (menor a 3%) y sus $\overline{K_m}$ permiten inferir el control de la subfábrica ferromagnética sobre la AMS observada.

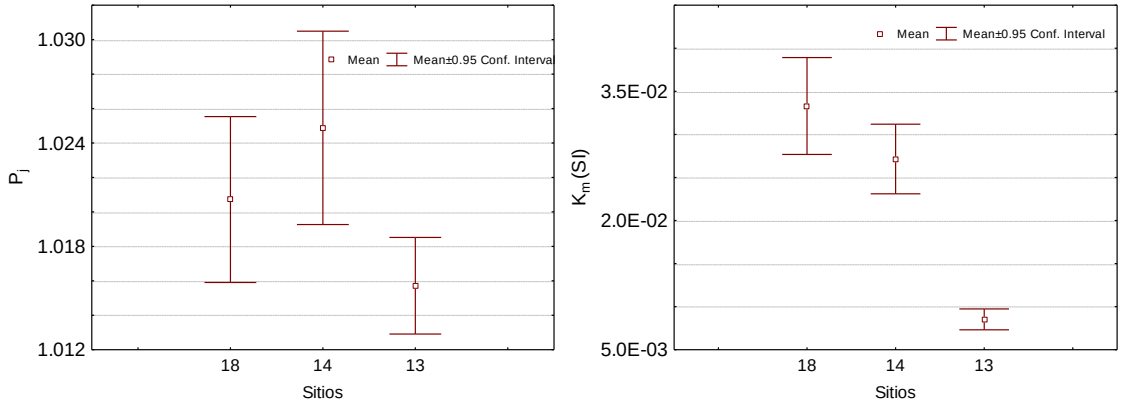

Figura 5.2.21. Valores medios de K_m y P_j en diques de la Valle chico. Se representan los intervalos de 95% de confianza para la media.

La figura 5.2.22 muestra la localización de los sitios y sus respectivos tensores medios representativos. Aunque los DASM determinados sirvieron para mejorar los resultados inicialmente obtenidos por medio del uso de todos los tensores individuales, las fábricas magnéticas modeladas no se corresponden con las direcciones preferenciales de los diques traquíticos en la región. Sin embargo, las fábricas magnéticas parecen estar bien definidas y en consecuencia a posteriori se deberán realizar controles sobre su origen, para realizar inferencias al respecto.

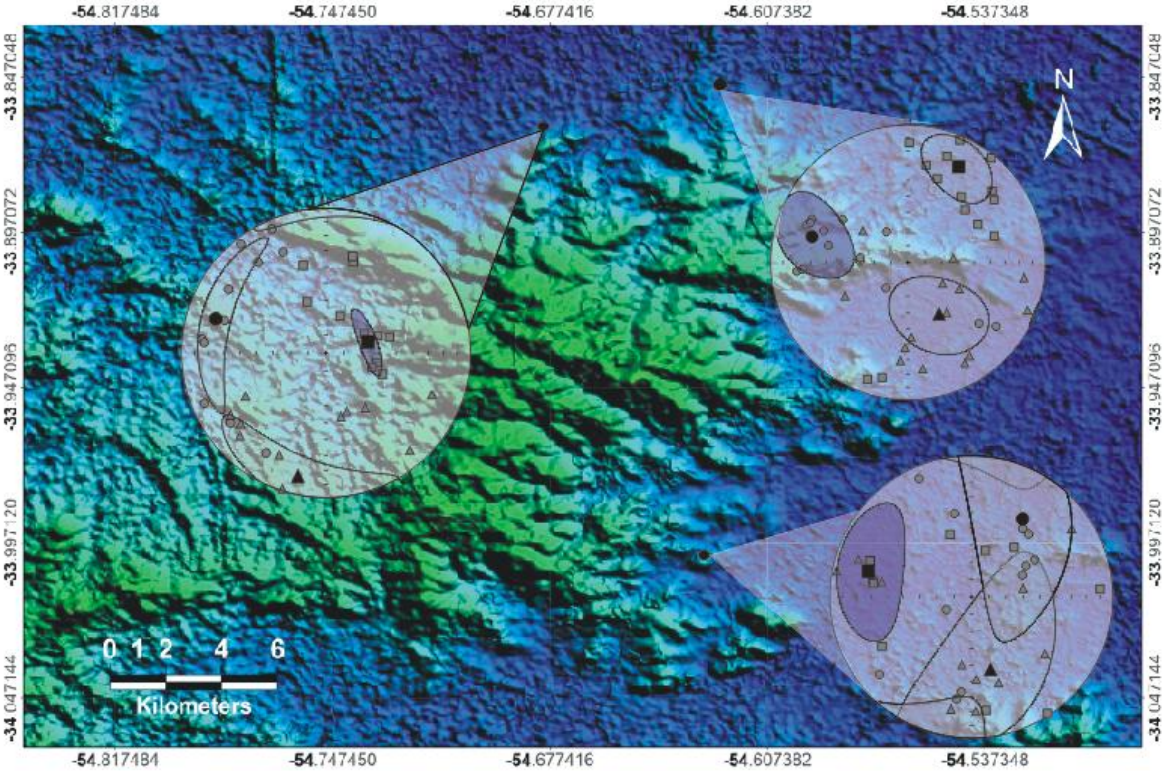

Figura 5.2.22. Tensores medios de los sitios VC13 y VC14, montados sobre un DEM de sensor ASTER.

5.2.2.3 Análisis diferencial de la AMS entre diques de las formaciones Arequita y Valle Chico

La Figura 5.2.23 representa los parámetros medios principales de los diques de las formaciones Arequita y Valle Chico. Aunque la dispersión de sus $\overline{P}_j$ son similares, los $\overline{K}_m$ de los diques rioliticos son mayores. Probablemente estas diferencias de $\overline{K}_m$ se deban a la presencia de subfábricas ferromagnéticas distintas que gobiernan la AMS en cada formación.

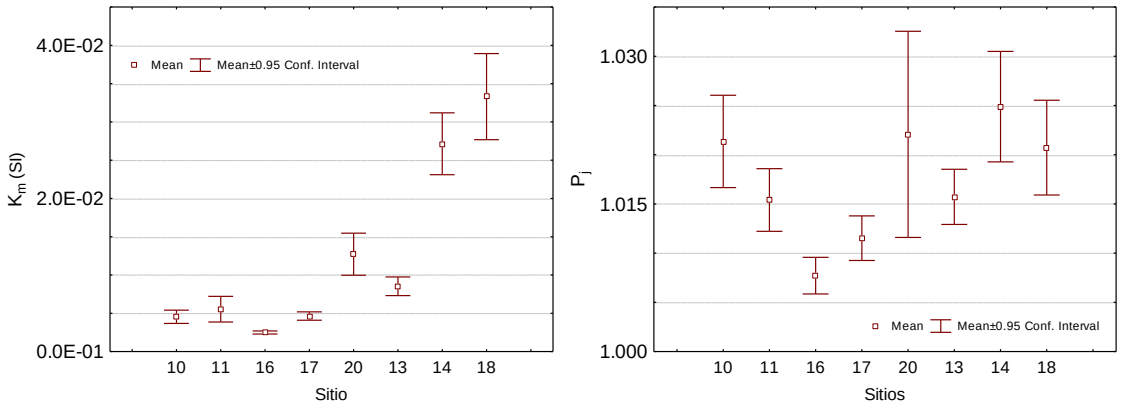

Figura 5.2.23. Valores medios de K_m y P_j en diques de la formación Arequita y Valle Chico (10, 11, 16, 17, 20 y 13, 14 y 18, respectivamente). Se representan los intervalos de 95% de confianza para la media.

5.2.3 Basalto-andesitas de la Formación Puerto Gómez

5.2.3.1 VC27

La densidad de muestreo en el sitio fue de *n*=25. Está integrado por tensores de susceptibilidad magnética anisótropos con simetría triaxial siendo en su mayoría tensores oblados (18), aunque también se presentan en forma prolada (7).

Los K_1, K_2 y K_3 están bien agrupados y presentan una dispersión típica de fábrica magnética foliada. Ponderan un tensor medio resultante -$VC27_g$- oblado (T=0.373) con una anisotropía muy baja (P_j=1.017) representado en la figura 5.2.24. El K_3, de actitud 78º al N216°, es el eje principal mejor definido, con ángulos de confianza de 3.3° y 6.5° sobre los planos K_2-K_3 y K_1-K_3, respectivamente. La fábrica magnética presenta un rasgo ligeramente planar bien definido y queda sintetizada por un plano orientado en función de su polo, el K_3.

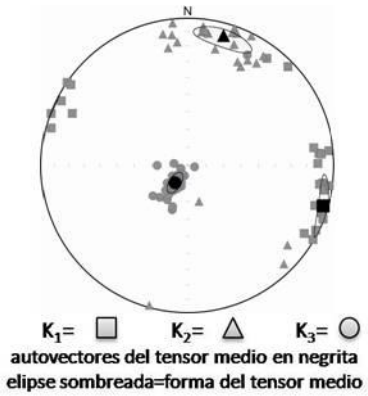

Figura 5.2.24. Representación equiareal del tensor $VC27_g$

Las variables tienen distribuciones de frecuencias significativamente distintas a la normal, aparentando en varios casos ser claramente bimodal. Además, los diagramas de dispersión K_m vs P_j muestran dos agrupamientos.

Se definieron los subconjuntos $VC27_o$ (oblados) y $VC27_p$ (prolados) con diferencias extremadamente significativas en $\overline{K_m}$ y significativas en $\overline{P_j}$ y se analizaron los tensores $VC27_o$ y $VC27_p$ representativos de cada uno (gráfico 5.2.25). Sus orientaciones guardan estricta coherencia y definen una foliación magnética con rumbo SE que inclina suavemente al NE.

Para la correcta interpretación de la inclinación de la foliación magnética se necesita un control estructural estricto, principalmente con la superficie de depositación. Además, hay que tener en cuenta que en toda la región se registra un fuerte basculamiento que debe ser ponderado en la orientación final del tensor medio.

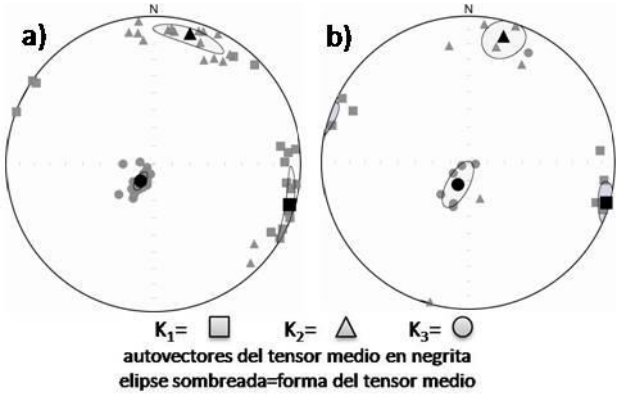

Gráfico 5.2.25. Representación equiareal de los tensores medios a) $VC27_o$ y b) $VC27_p$

5.2.3.2 VC28

En el sitio participaron elipsoides anisótropos y triaxiales, conformando una mezcla de tensores prolados (8) y oblados (7) y constituyendo el tensor $VC28_g$ (figura 5.2.26). Éste define una fábrica magnética con baja anisotropía (P_j=1.012), ligeramente oblada (T=0.025) y con una foliación magnética SE-NW inclinando levemente hacia el NE.

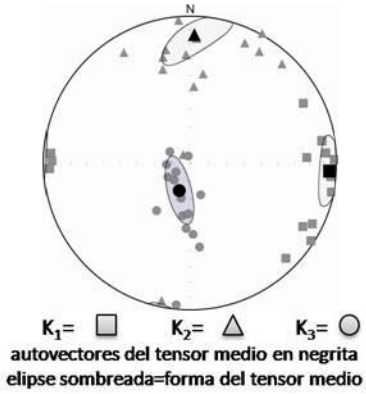

Figura 5.2.26. Representación equiareal del tensor $VC28_g$

A partir de la mixtura de tensores oblados y prolados se definieron dos DASM con diferencias significativas en sus K_m, $Ln(K_m)$, L y F. Se obtuvieron dos tensores medios que entre ellos guardan una clara concordancia. El tensor $VC28_o$ representa una foliación magnética que inclina menos de diez grados al NE. El tensor $VC28_p$ representa una lineación magnética, cuya orientación es E-W, sobre el plano horizontal (figura 5.2.27).

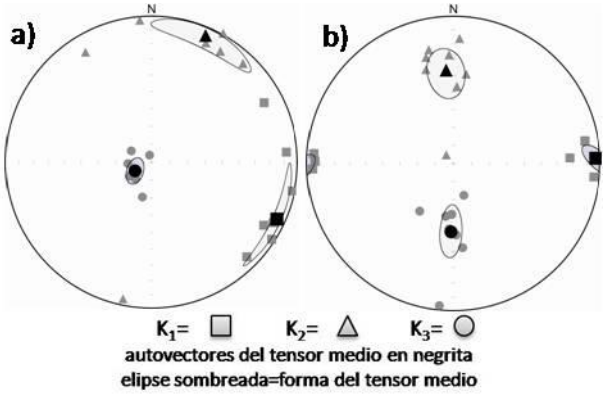

Figura 5.2.27. Representación equiareal de los tensores medios a) $VC27_o$ y b) $VC27_p$

5.2.3.3 VC12

El tensor medio resultante $VC12_g$ tiene simetría rotacional oblada y un P_j muy bajo (1.003) (figura 5.2.28). Los K_3 se agrupan en forma bimodal, mientras que los K_1 y K_2 se dispersan preferentemente sobre un disco -de 20° de espesor en la inclinación- con eje paralelo a K_3. Queda determinada una foliación magnética moderadamente mal definida que inclina suavemente al NW.

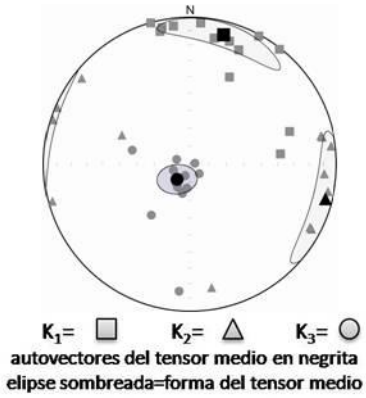

Figura 5.2.28. Representación equiareal del tensor $VC12_g$

En función de criterios de forma de los elipsoides y la geometría del muestreo se definieron dos DASM con diferencias muy significativas entre sus parámetros medios. El subsitio 1 tiene una fábrica magnética mal definida constituida por tensores prolados (figura 5.2.26). El subsitio 2 esta caracterizado por un $\overline{K_m}$ de $9.8*10^{-4}$ que deja la posibilidad de un control mixto de las subfábricas paramagnéticas y ferromagnéticas. El tensor $VC12_{sub2}$ que caracteriza este sitio posee un grado de anisotropía extremadamente bajo pero significativo y define en buena manera una foliación magnética con su polo orientado N208º/81º. Las elipses de confianza para los tres ejes son tales que no permiten dualidad en la interpretación de una foliación que inclina suavemente al NE.

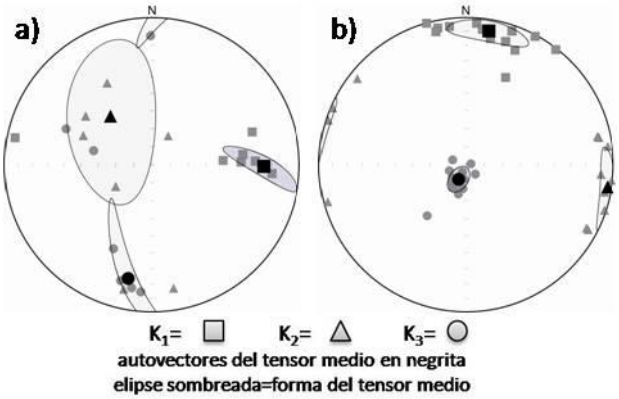

Figura 5.2.29. Representación equiareal de los tensores medios a) $VC12_{sub1}$ y b) $VC12_{sub2}$

5.2.3.4 Análisis de la AMS en basaltos de la Formación Puerto Gómez en Valle Chico

Las AMSs en los sitios VC27 y VC28 están controladas por la subfábrica ferromagnética. Sin embargo, un subsitio de VC12 presenta un valor $\overline{K}_m$ del orden 10^{-4}. Esto implica que puede haber aporte de la subfábrica paramagnética en la respuesta magnética conjunta. Los $\overline{P}_j$ son sorprendentemente bajos para este tipo de litología y estructura. Esto podría indicar que los niveles de colada muestreadas son intermedios, alejados de las zonas de mayor gradiente de velocidad y esfuerzos desviatorios. Las características del sitio VC12 pueden atribuirse a la alteración posdepositacional que puede observarse incluso a nivel macroscópico. Sus características diferenciales quedan resumidas en figura 5.2.30.

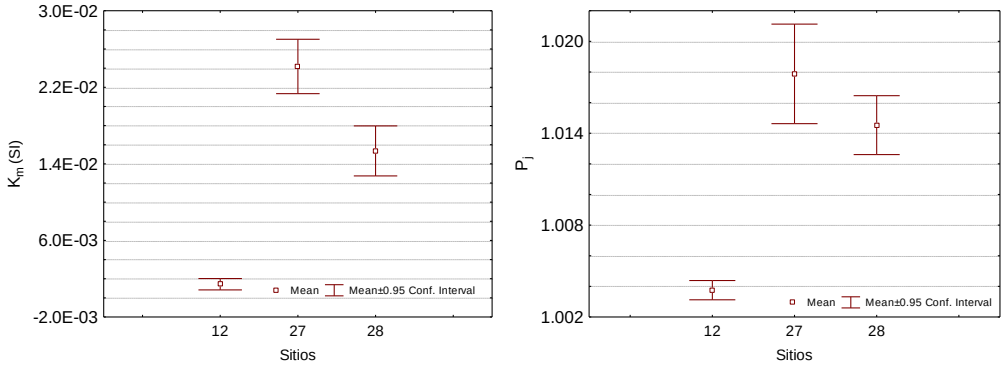

Gráfico 5.2.30. Valores medios de K_m y P_j de la Formación Puerto Gómez en Valle Chico. Se representan los intervalos de 95% de confianza para la media.

En general, las coladas basalto-andesiticas preservan muy bien su fábricas magnéticas. Las fábricas magnéticas son definidas con poca incertidumbre. La figura 5.2.31 muestra la relación entre la localización de los sitios y la AMS determinada. La AMS indica foliaciones con grados de anisotropía bajos, subhorizontales y con tendencia a inclinar hacia el NE. Sin embargo, hay que tener en cuenta la intensa tectónica de bloques posdepositacional acontecida. Por otro lado, los basaltos de la región se identifican en pequeños afloramientos, haciendo

dificultoso el control del nivel estructural muestreado de la colada y consecuentemente, impidiendo una buena interpretación de la AMS obtenida.

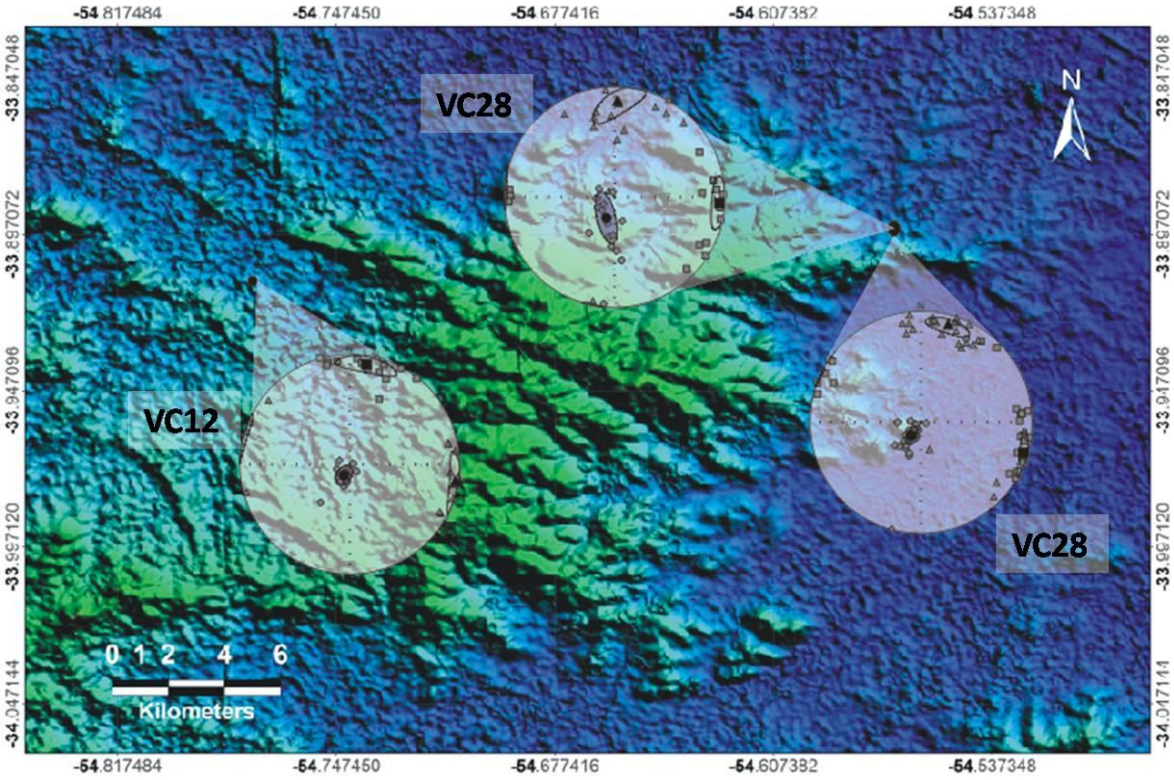

Figura 5.2.31. Tensores medios de AMS de la Formación Puerto Gómez.

5.2.4 Sienitas de Valle Chico

5.2.4.1 VC9

La AMS del sitio está resumida en el tensor $VC9_g$ (Figura 5.2.32), oblado (T=0.545) y con grado de anisotropía baja (P_j=1.032). Su K_3 tiene una elipse de confianza fuertemente excéntrica. Su inclinación está muy bien determinada, debido a su buena definición en el plano que integra con K_1, mientras que en su rumbo hay una mayor indeterminación. Además, queda bien definido el plano de foliación magnética subvertical, con rumbo NE-SW.

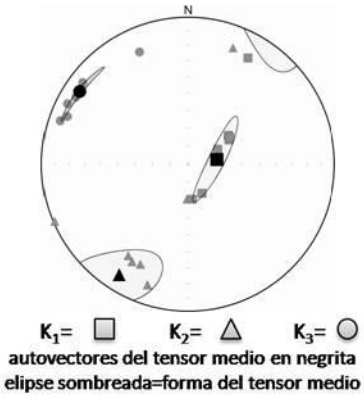

Figura 5.2.32. Representación equiareal del tensor $VC9_g$

La densidad del muestreo (n_g=8) no permite establecer la presencia de múltiples DASM. Las dispersiones de los K_3 y K_m pueden ser debidas a la presencia de una fábrica mixta. Sin embargo, deberían llevarse a cabo estudios detallados para determinarla.

5.2.4.2 VC22

El tensor medio constituido por todos los especímenes (n_g=12), $VC22_g$, es oblado y tiene una anisotropía menor al 1% (P_j=1.007) (Figura 5.2.33). Al 95% de confianza no se puede descartar la simetría rotacional del mismo, debido a que las elipses de confianza para K_1 y K_2 se superponen. La incertidumbre en la disposición de los ejes principales determina una pobre definición de la orientación de la fábrica magnética, que en principio presenta rasgos planares.

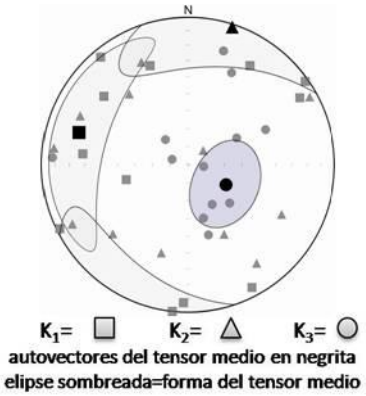

Figura 5.2.33. Representación equiareal del tensor $VC22_g$

En el sitio se pudieron definir dos DASM discriminados por la forma de los elipsoides. Aunque los DASM presentaron diferencias significativas en la mayoría de sus parámetros medios, los tensores obtenidos no permitieron mejorar la definición de la fábrica magnética en el sitio.

5.2.4.3 VC24

El tensor resultante $VC24_g$ es prolado y tiene un P_j=1.015. Su K_1 define una lineación magnética SSE, buzando 15º. Se destaca la dispersión de los K_1 y K_3 en un disco de incertidumbre con rumbo N60° e inclinación que puede apartarse hasta 30º de la vertical. Los K_1 se encuentran más agrupados, con rumbo SSE y no se apartan más de 20° de la horizontal (Figura 5.2.34).

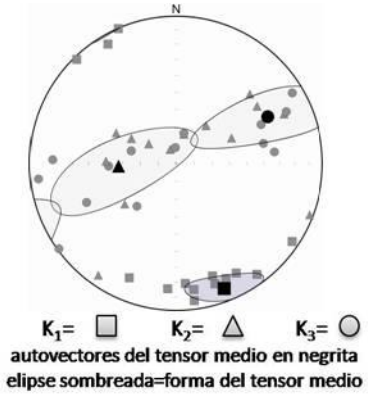

Figura 5.2.34. Representación equiareal del tensor $VC24_g$

5.2.4.4 Análisis de la AMS en sienitas de la Formación Valle Chico

Las sienitas de Valle chico se caracterizan por presentar grados de anisotropía baja y respuestas magnéticas controladas por la subfábrica ferromagnética (Figura 5.2.35).

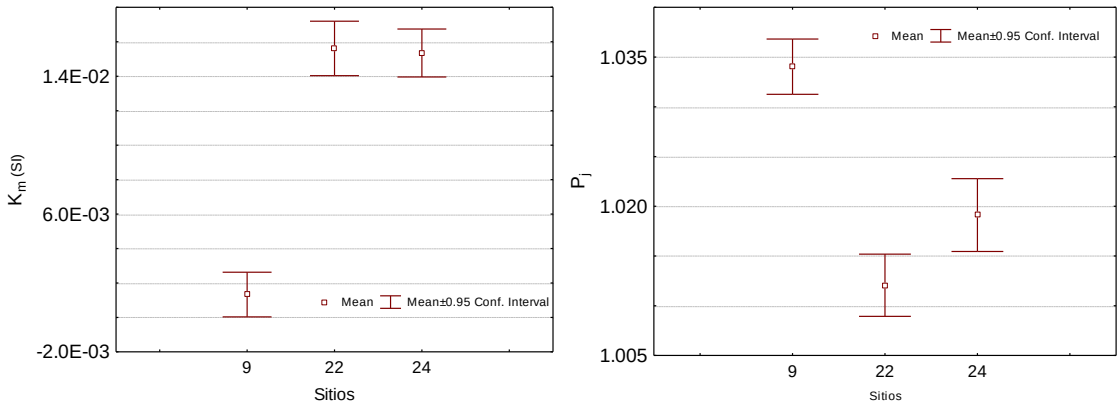

Figura 5.2.35. Valores medios de K_m y P_j de las sienitas de la Formación Valle Chico. Se representan los intervalos de 95% de confianza para la media.

Los sitios muestreados están representados en la Figura 5.2.36. Las direcciones de la fábrica magnética se logran definir parcialmente, principalmente por la baja densidad del muestreo. Se destaca el sitio VC9, con sienitas ligeramente deformadas. Los esfuerzos implicados quedaron muy bien reflejados en la AMS determinada (foliación magnética subvertical, con rumbo NE y K_1 vertical), como se puede observar en la Figura 5.2.36. Esto podría ser el causante del $\overline{K}_m$ diferencial.

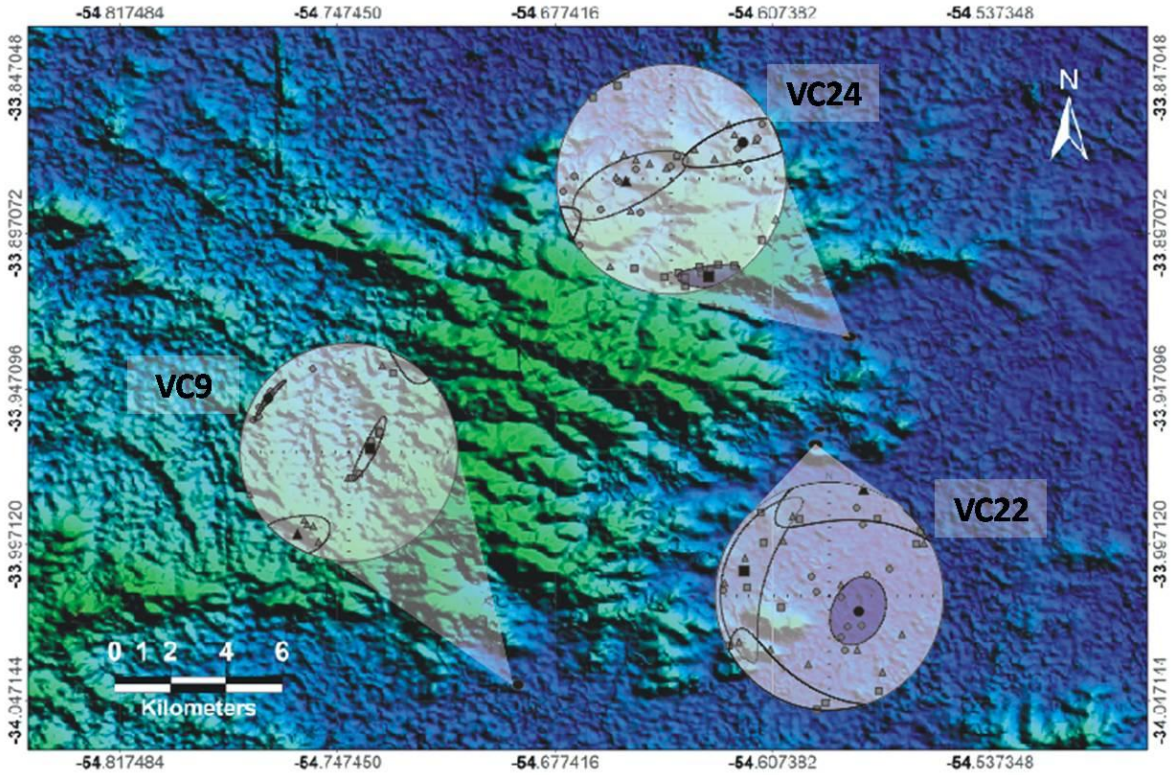

Figura 5.2.36. Tensores medios que representan la AMS en los sitios muestreados de las sienitas de la Formación Valle Chico.

5.3 Zona del Cerro Arequita

5.3.1 Riolitas del Cerro Arequita

5.3.1.1 AQ3

El sitio tiene un $\overline{K}_m$=4,77*10^{-3} y su grado de anisotropía es muy bajo ($\overline{P}_j$=1.013). De los 13 especímenes del sitio se obtuvieron elipsoides anisótropos y triaxiales. La excepción son dos elipsoides con simetría rotacional. Elipsoides oblados (n_o=8) y prolados (n_p=5) caracterizan una fábrica magnética heterogénea. Con una confianza del 95%, se determinó que no hay diferencias entre sus $\overline{K}_m$ y $\overline{P}_j$ respectivos.

El tensor medio AQ3$_g$, prolado (Figura 5.3.1), definió una lineación magnética SW subhorizontal. Ésta debe ser corregida por los 8.5° de basculamiento que presenta el bloque.

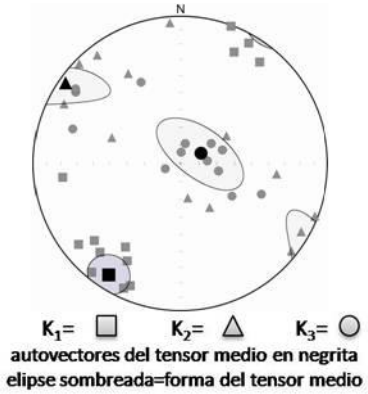

Figura 5.3.1. Representación equiareal del tensor $AQ3_g$

5.3.1.2 AQ7

Se caracterizó al sitio por medio de un *n*=15 y todos los tensores obtenidos fueron significativamente anisótropos y triaxiales. En la Figura 5.3.2 se observa la dispersión de los K_1, K_2 y K_3. No se diferencia un comportamiento particular entre prolados (6) y oblados (9). La ortogonalidad de los ejes principales del tensor medio normalizado no quedó bien definida. El elipsoide resultante, $AQ7_g$, es oblado y con un grado de anisotropía muy bajo (P_j=1.01).

El muestreo en este sitio implicó más de un nivel en la estructura. Separados con un h=1.5 metros, el nivel superior quedó discriminado de un nivel inferior por lo cual deben tratarse por separado.

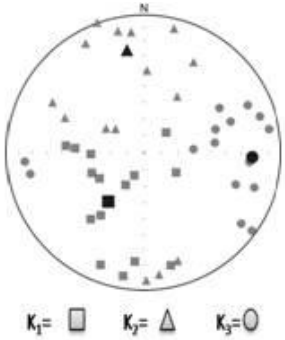

Figura 5.3.2. Representación equiareal de los tensores del sitio AQ7. Las elipses de confianza no fueron expresadas debido a que no es pertinente resumir especímenes de distintos niveles del flujo ignimbrítico.

De los resultados obtenidos se destaca el siguiente tensor rotacional oblado:

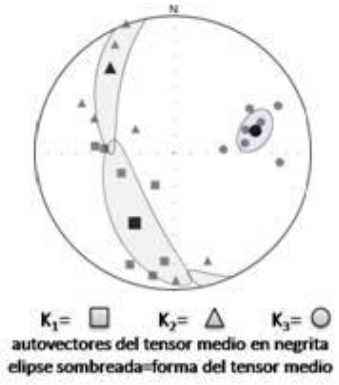

Figura 5.3.3. Representacion equiareal de AQ7$_o$

5.3.2 Basaltos de la Formación Puerto Gómez

5.3.2.1 AQ4, AQ5 y AQ6

Los tres sitios fueron muestreados en una secuencia con diferencias de altura no mayor a 1.5 metros desde la base del corte, AQ4, hasta el tope, AQ6, en la cual se pasa de basaltos lajosos a masivos culminando con vacuolares. Debido al comportamiento de sus AMS se consideró pertinente analizarlos en su conjunto.

El sitio AQ4 (n=14) representa un basalto lajoso. Tiene un $\overline{K}_m$= 2,592*10^{-2} y su desviación estándar (1,311*10^{-2}) constituye un 50% de la media. A partir de la distribución de Student, el intervalos de confianza (al 95%)para la media va de 1,705*10^{-2} a 3,480*10^{-2}. Además el sitio se caracteriza por un $\overline{P}_j$=1.033.

El sitio AQ5 (basalto masivo) tienen una densidad de muestreo n_g=8. Su $\overline{K}_m$=3,563*10^{-2} y su magnitud de anisotropía normalizada $\overline{P}_j$ es 1.086. El AQ5$_g$ oblado (T=0,898), tiene una anisotropía muy alta (Figura 5.3.4). Las elipses de confianza de los ejes principales poseen una fuerte excentricidad dominada principalmente por la indeterminación de K_1 y K_2. La excentricidad tendría su origen presumiblemente en la escasa densidad del muestreo y no sería debida a una fábrica magnética compuesta o múltiple. El buen agrupamiento de K_3 define una foliación magnética con actitud N96º/13º.

Por último, el sitio AQ6 (basalto vacuolar), con n=12, tiene $\overline{K}_m$ y $\overline{P}_j$ de 2,855*10^{-2} y 1,041, respectivamente. Tanto en este sitio como en el AQ4 se infiere un proceso de alteración que conlleva la pérdida parcial de la AMS primaria.

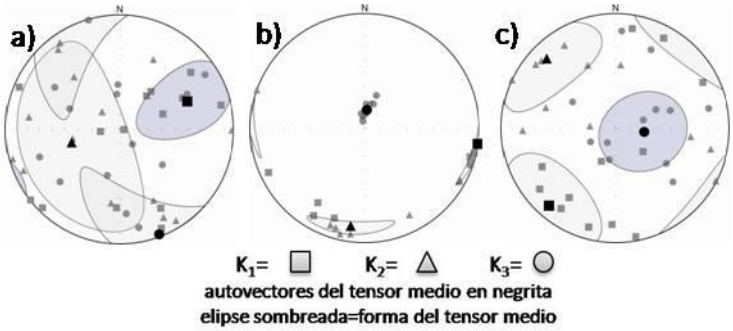

Figura 5.3.4. Representación equiareal de los tensores a) $AQ4_g$ b) $AQ5_g$ y c) $AQ6_g$

5.3.3 Análisis de las AMS en la zona del Cerro Arequita

La Figura 2.3.5 muestra los $\overline{K_m}$ y $\overline{P_j}$ de los sitios que abarcaron el muestreo en el cerro Arequita. Se distinguen claramente las características diferenciales entre rocas basálticas y riolíticas. Las AMS de ambas están controladas por la mineralogía ferromagnética.

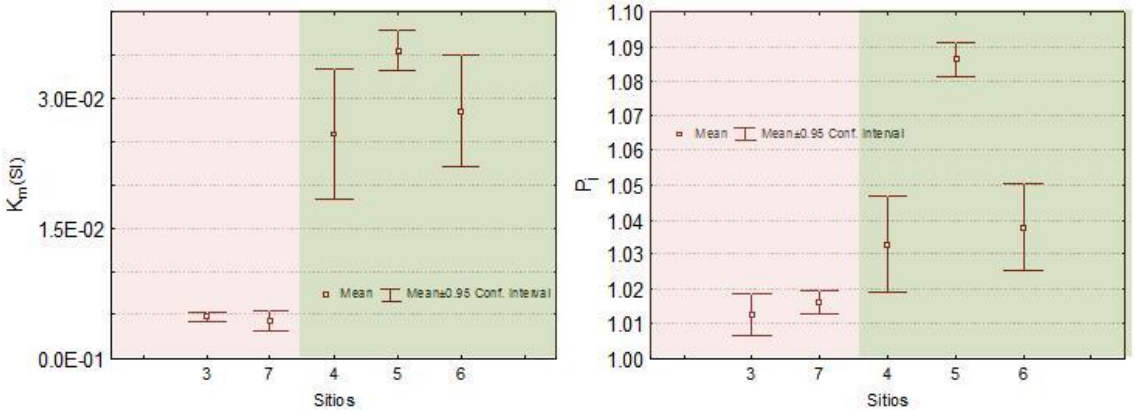

Figura 5.3.5. Valores medios de K_m y P_j de las rocas basálticas (verde) y rioliticas (rojo) de la zona del Cerro Arequita. Se representan sus intervalos de 95% de confianza.

Las riolitas de la Formación Arequita presentaron una gran indeterminación en la orientación de las AMSs. Sin embargo, un muestreo más detallado y con un fuerte control estratigráfico podría otorgar menores incertidumbres en los autovectores que resumen la respuesta magnética. Los basaltos de la formación Puerto Gómez se encuentran sensiblemente alterados, lo cual perjudica la obtención de AMS primarias. Por otro lado, como quedó testimoniado en el sitio AQ5, los niveles masivos de las coladas pueden tener AMS coherentes con el tipo de flujo que dio lugar a la estructura. Sin embargo, el alto $\overline{P_j}$ obtenido en ese sitio podría no estar reflejando una fábrica magnética primaria *sensu lato*. La orientación de todos los tensores medios tiene que ser corregida por el basculamiento de 9° que presentan los bloques en la región.

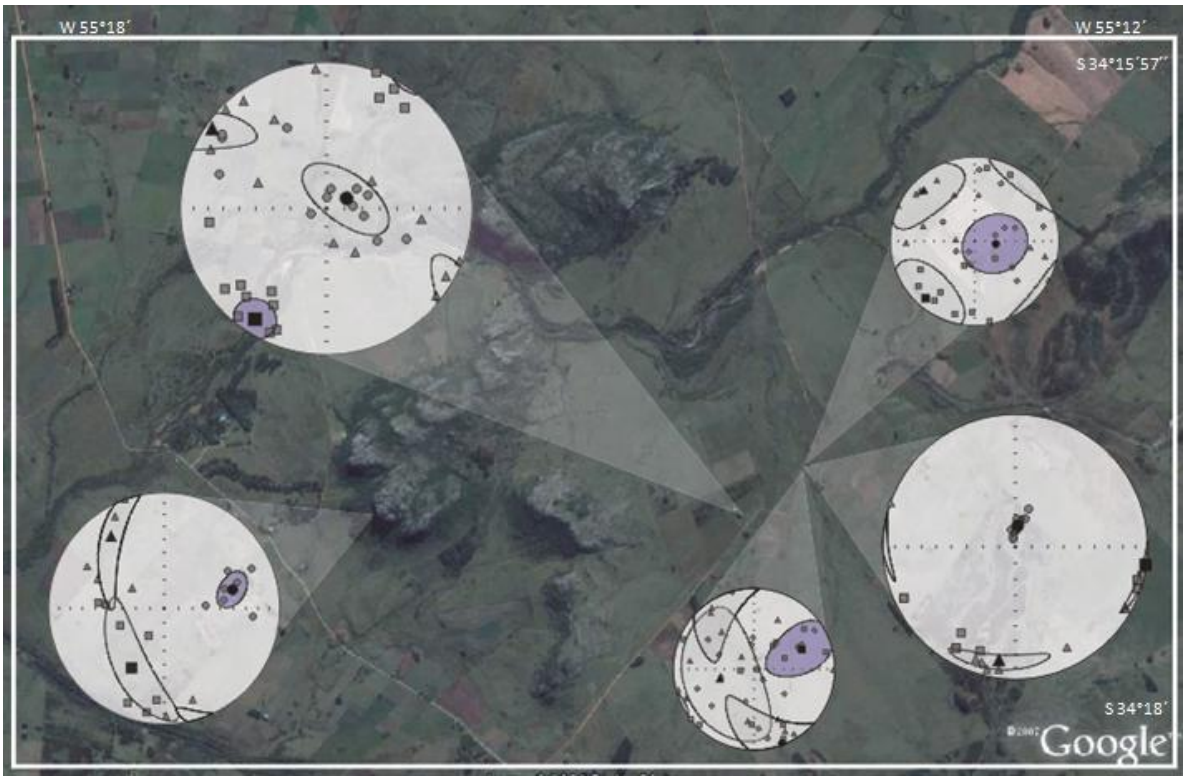

Figura 5.3.6. Tensores medios que representan la AMS en los sitios muestreados de la zona del Cerro Arequita.

6. CONCLUSIONES

El presente trabajo abordó ciertos aspectos de las fábricas magnéticas presentes en las rocas cretácicas del sur de Uruguay y evaluó su potencial aporte. Para ello se desarrolló una metodología de análisis que significó una mejora en los resultados obtenidos.

La principal conclusión es que los estudios de AMS pueden ser aplicados a estas rocas en Uruguay y que el aporte de los mismos puede ayudar a terminar de establecer la historia tectónica, magmática y sedimentaria acontecida durante el estadio final de la fragmentación del Gondwana.

Durante los apartados posteriores se irán detallando las conclusiones específicas, comenzando con ciertos aspectos del muestreo preliminar.

Aspectos del muestreo preliminar

Sobre las AMS obtenidas hay que considerar que no se probó la suposición sobre su origen. La fuente de la AMS es un pilar en que se basa la metodología y debe ser estudiada. Incluso aunque fuera una fábrica por flujo, podría presentar cierto grado de desacoplamiento con la petrofábrica, común en rocas ígneas donde la respuesta magnética está gobernada por la subfábrica ferromagnética. Se necesitarán estudios detallados que establezcan el vínculo entre las distintas subfábricas.

El comportamiento de la AMS en la muestra presentó la variabilidad esperada en función de las litologías y estructuras que la constituyeron. La orientación de los autovalores y autovectores de los tensores medios **K** mantuvieron coherencia con las estructuras que portan la fábrica. Los $\overline{K_m}$ de cada sitio determinaron el control mayoritario de la subfábrica ferromagnética en las AMS obtenidas. Las AMS son de bajo grado, típico de estas litologías. Sin embargo, las anisotropías son suficientes como para ser determinadas con precisión en todas las estructuras muestreadas.

Aunque se midieron las AMS en 274 especímenes, la densidad del muestreo se vió disminuida debido a que abarcó distintos tipos de unidades y estructuras. Éstas tuvieron que ser tratadas por separado y pocos sitios se pudieron emplear para obtener direcciones significativas. Además, para el caso de diques, no se dispuso de un control estructural detallado ya que sus márgenes no estaban expuestos.

AMS en la zona de Valle Chico

Diques riolíticos de la Formación Arequita

Las características generales de la AMS en los diques riolíticos fue la presencia de una foliación magnética bien definida. Esto es típico de diques, donde el campo de esfuerzos deformacionales concuerda con las dimensiones de la estructura cuando el proceso de adquisición de fábrica es a partir de un fluido newtoniano. Además, la AMS presenta bajo grado de anisotropía, posiblemente fruto de un muestreo que implicó la parte central de los diques y los $\overline{K}_m$ de los sitios parecen concordar con cierta homogeneidad en la mineralogía magnética.

Los diques correspondientes a los sitios VC10 y VC11, al sur del macizo Valle Chico, presentan foliaciones magnéticas bien definidas. Las mismas tienen una actitud NNW-NW e inclinan de 60° a 90°. Estas direcciones son acordes con el grupo de diques presentes en todo el macizo. Además, aportan inclinaciones no constatadas en la literatura. Llama la atención la dirección de inclinación de estas foliaciones, debido a que tienen una vergencia estructural contraria a la que se espera en el extremo sur del macizo, donde se desarrolla el margen norte de la fosa Mariscala-Aiguá.

Los otros tres diques muestreados presentan resultados particulares. En el sitio VC16 se definieron dos DASM con características similares en la orientación de la AMS, al margen de las diferentes incertidumbres con que se definieron. Se definió una foliación magnética que se orienta E-W - ESE, con una indeterminación en la inclinación al S-SW en el rango 55°-90°. La dirección de la foliación sigue estrictamente las características de los fallamientos casi E-W que delimitan el margen sur del macizo. En este sitio la determinación de DASMs logro acotar la indeterminación de K_3, despejando dudas sobre la inclinación de la foliación magnética definida.

La AMS del sitio VC20 está orientada coherentemente con los diques del sector medio del macizo. Estos diques están claramente asociados a la gran falla que disecta al macizo. Las relaciones entre los cuerpos a ambos lados de la falla determinan que la misma sea directa y en consecuencia, presenta una vergencia estructural similar a la AMS del dique de VC20. Sin embargo, la determinación de DASMs en este sitio permitió interpretar que no se alcanzó el grado de homogeneidad necesario, explicando la dispersión y mala definición en la orientación de la respuesta magnética de la fábrica.

La orientación de la AMS en el sitio VC17 es heterogénea y tiene una gran indeterminación. Se definieron dos DASM donde la orientación de la AMS también tiene gran indeterminación. Los DASM determinaron una lineación magnética vertical y una foliación magnética con rumbo groseramente NE e inclinación 30°-60°. Estos rasgos son llamativamente

similares a los fallamientos NE que controlan el extremo SE del macizo. Particularmente en este caso, un mayor control litológico y estructural es necesario para poder corresponder la AMS presente con el contexto geológico.

Diques traquíticos de la Formación Valle Chico

En el sitio VC13 se determinaron dos DASM con parámetros medios caracteristicos muy significativamente distintos. Sin embargo, la información que aportan los autovectores de ambos tensores medios representativos es bastante similar. Queda definida en el sitio una lineación magnética con rumbo NE e inclinación 45°-80°. Esta lineación posiblemente tenga su origen en una foliación NE-SW, pero que no fue bien definida.

Dos DASM se definieron en el sitio VC14. Particularmente, el tensor VC14Km>$\overline{K}_m$ resume una foliación magnética con actitud NE/70° en correspondencia con el sitio VC14. El dominio restante también parece guardar información similar, aunque la incertidumbre en la orientación de la AMS que representa es mayor.

El rumbo de la foliación magnética en los dos sitios anteriormente descritos concuerda con diques traquíticos que disectan el macizo y aportan la vergencia estructural de los planos de los diques (hacia el NE).

El sitio VC18 representa un dique en otro ámbito del macizo. En éste se pudo determinar la presencia de por lo menos un DASM cuya orientación de la AMS no quedo bien definida y su interpretación es complicada.

En general, los diques traquíticos y riolíticos presentaron parámetros medios similares, aunque se destacan los $\overline{K}_m$ mayores en los últimos.

La falta de un arreglo geométrico adecuado durante la extracción de muestras en los diques hace que la AMS obtenida en ellos sea difícil de interpretar. Además, se muestrearon las zonas centrales de las estructuras y estas tiene menor potencial para discriminar la dirección por flujo (Cañon-Tápia & Chávez-Álvarez, 2004). Al no aflorar los contactos de los diques no se pudo aplicar los conceptos de imbricación. Por último, los diques muestreados superan el espesor medio recomendado de 5-7 metros. Grandes espesores en diques pueden ser sinónimo de un patrón de desplazamientos complejo y/o la presencia de múltiples estadios de crecimiento en la estructura.

Se intento no utilizar el K_1 en las interpretaciones y en general, no se realizaron inferencias sobre la dirección y sentido del flujo debido a los escasos controles que presentan las AMS obtenidas. Sin embargo, las foliaciones magnéticas definidas presentaron una buena concordancia con las estructuras relevadas.

Coladas basalto-andesíticas de la Formación Puerto Gómez

Las características generales de la AMS en los sitios que corresponden a basalto-andesitas de Puerto Gómez en Valle Chico son el bajo grado de anisotropía que presentan y la buena definición en la orientación de las AMS que portan.

Todos los DASM determinados en los sitios VC27 y VC28, separados 150 metros uno del otro, determinan una misma respuesta magnética. Estos DASM se caracterizan por portar una foliación magnética muy bien definida, con dirección NW-SE e inclinación al NE.

El sitio VC12 está localizado sobre el margen occidental del macizo y en él se pudieron distinguir dos DASM. En uno, la alteración preponderante dio lugar a una AMS distorsionada. En el otro quedo bien determinada la orientación de una foliación magnética con características similares a la de los sitios anteriores. La particularidad que presenta está dada en que los K_1 se orientan casi NS, en vez de E-W. A estas orientaciones hay que aplicarle una corrección por el basculamiento de los bloques en la región.

Sienitas de la Formación Valle Chico

Las sienitas (*sensu lato*) de la formación Valle Chico muestreadas presentaron, comparativamente con la litología analizada, buenas determinaciones de la AMS que portan. Esto es una característica a resaltar, ya que con técnicas petrográficas no es posible distinguir anisotropías en ellas. Estas sienitas portan grados de anisotropía similares a los observados en otras rocas en este estudio (1-3% de anisotropía). Los sitios 3 sitios relevados presentan características contrastantes.

El sitio VC22 tiene una AMS con gran incertidumbre en la orientación y aunque se determinó una tenue foliación magnética, no puede ser considerada representativa. Sin embargo, es probable que un muestreo más denso pueda dar lugar a mejores determinaciones. A pesar de esto, el sitio VC24 definió una lineación magnética al SE, apartándose pocos grados de la horizontal en dirección. Por último, el sitio VC9, correspondiente a unas sienitas suavemente deformadas (observable petrográficamente) definió con una significancia muy pequeña una foliación magnética NNE que inclina al E. Además, el K_1 del tensor medio resultante se orientó subvertical. Esta fábrica magnética concuerda muy bien con una de las direcciones estructurales preferenciales en la región y que parece controlar, por lo menos, el margen oriental del macizo Valle Chico. Si esta AMS es producto de deformación (ya sea co-magmática o no) la disposición subvertical del K_1 refleja que los esfuerzos imperantes no tuvieron una significativa componente de rumbo.

AMS en la zona del Cerro Arequita

Riolitas de la Formación Arequita

Las riolitas del cerro Arequita se caracterizaron por su alto $\overline{K_m}$. Se representaron a través de los sitios AQ3 y AQ7, este último al pie del cerro. Las AMS obtenidas son variadas.

En el sitio AQ3 se determinó la presencia de dos DASM. Estos determinaron una AMSs con un rasgo en común: una lineación bien definida, orientada al SSW que buza de 0° a 30°.

El sitio AQ7 abarcó un muestreo sobre tres niveles separados entre sí aproximadamente 1.5 metros. Las AMS obtenidas son un reflejo de ese arreglo geométrico. Por cuestiones de representatividad solo se pudo obtener un tensor medio resultante que define una foliación magnética NW-SE con inclinación de 40°. La significancia de este rasgo en la fábrica magnética es discutible.

Debido a la gran variabilidad de la AMS y su origen en este tipo de estructuras, con los resultados obtenidos solo se puede concluir que los flujos ignimbríticos que constituyen el cerro tienen el potencial de ser abordados por esta metodología. Para ello será necesario un relevamiento estratigráfico detallado y un muestreo con un *n* por sitio lo suficientemente denso como para determinar bien la orientación de la AMS que portan.

Coladas basalto-andesíticas de la Formación Puerto Gómez

Los basaltos de la formación Puerto Gómez en el norte de Minas comúnmente se presentan muy alterados. Esta alteración influyó considerablemente en las AMS obtenidas en los sitios Aq4, AQ5 y AQ6. En el sitio AQ5 se definió muy bien una foliación magnética que inclina al SSW, con alto valor de su $\overline{P_j}$ (8%). A pesar que estos grados de anisotropía en la roca son comunes, es pertinente considerar la alteración observada y dejar en tela de juicio esta fábrica magnética hasta que no se determine que fehacientemente es primaria.

Diferencias entre los basalto-andesitas de Arequita y Valle Chico

La formación Puerto Gómez tuvo AMS diferenciales en las dos zonas de estudio abarcadas. En Arequita, la alteración condicionó la AMS determinada. Sin embargo no se descarta que a partir de muestreos en afloramientos más adecuados de la zona se puedan obtener resultados coherentes. En Valle Chico, la AMS observada en las coladas básicas determinó claros rasgos planares y lineales que invitan a densificar el muestreo a futuro.

Conclusiones sobre la metodología para determinar DASM previo al análisis tensorial

El establecimiento de un marco conceptual para la determinación de dominios de anisotropía de susceptibilidad magnética previo al análisis estadístico tensorial dió buenos resultados. Este análisis es en parte una continuación de los conceptos establecidos por Borradaile (2001). Por medio del la determinación de DASM se pudieron salvar parcialmente carencias en el arreglo geométrico de los especímenes, fundamental para entender las AMS observadas.

Sin embargo, su aplicabilidad y efectividad varía en función de la estructura. El estudio de la AMS en diques necesita necesariamente un muestreo particular, sesgado. Varios estudios demostraron que las direcciones del flujo primario sólo se preservan en los márgenes de estas estructuras. Por consiguiente, la aplicación de DASM puede mejorar los resultados, pero no puede obtener información de donde no fue extraída. Esta complejidad también se reproduce en flujos ignimbríticos, donde el muestreo debe estar acompañado de un buen relevamiento estratigráfico y petrográfico. En coladas y cuerpos ígneos el panorama cambia. En éstos, los patrones de flujo son más simples y homogéneos (o por lo menos así se los considera en la bibliografía) y da lugar a DASM amplios que facilitan la determinación de sus características en el espacio.

La aplicabilidad de esta metodología puede dar buenos resultados en otras condiciones, como puede ser adaptar un muestreo realizado para estudios paleomagnéticos y poder sacar mejores conclusiones sobre la AMS presente.

Por último, este tipo de análisis puede ser una herramienta de aplicación sistemática en estudios de AMS en cualquier tipo de roca, como método para establecer si el sitio relevado presenta la homogeneidad que necesita la estadística tensorial de Jelinek para la obtención de tensores medios representativos.

Agradecimientos

Viejo, Mabel, Leda… SALUD!

Vieja, Juan, Cachetona Hermosa, mil gracias por todo. Monos de IGA, son el condimento para que la vida sea bien divertida. A mis amigos y compañeros en Bs As. A la gente del INGEODAV, que prestaron los equipos y dieron atención desinteresadamente. A UDELAR y UBA, gratuitas por siempre. A los autores de libros, trabajos y docentes que en mayor o menor medida aportaron a mi formación.

REFERENCIAS

Almeida, F., 1972. Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralizations. Proceedings 24° International Geological Congress, Section 3: 339-346. Montreal.

Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Arredondo-Guerrero, P., Urrutia-Fucugauchi, J., & Royo-Ochoa, M., 2003. A pilot rock magnetic and ore microscopy study of xenolith-bearing young basaltic rocks from the Camargo cinder cone field, Chihuahua, Northern Mexico. Journal of South American Earth Sciences, 15: 823-833.

Aramaki, K., & Ui, T., 1966. The Aira and Ata pyroclastic flows and related calderas and depressions in southern Kyushu, Japon. Bulletin of Volcanology, 29: 29-72.

Arbaret, L., Diot, H. & Bouchez, J., 1996. Shape fabric of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. Journal of Structural Geology, 18: 941-950.

Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J., Lespinasse, P. & De Saint-Blanquat, P., 1997. Analogue 3D simple shear experiments of magmatic biotite subfabric. En: Bouchez J.L., Hutton, D.H. & Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, p. 129-143. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Archanjo, C. & Aráujo, M., 2002. Fabric of the Rio Ceará-Mirim mafic dyke swarm (north-eastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. Journal of geophysical Research, 107 (B3).

Archanjo, C. J., Launeau, P. & Bouchez, J.,1995. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). Physics of The Earth and Planetary Interiors, 89(1-2): 63-75.

Archanjo, C., Trindade, R., Macedo, J. & Araujo, M., 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 13 (3): 179-189.

Archanjo, C., Silva, M., Castro, J., Launeau, P., Trindade, R. & Macedo, J., 2006. AMS and grain shape fabric of the Late Palaeozoic diamictites of the Southeastern Parana Basin, Brazil. Journal of the Geological Society 163(1): 95-106.

Arzi, A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. Tectonophysics, 44: 173–184.

Aubourg, C., Rochette, P. & Bergmüller, F., 1995. Composite magnetic fabric in waekly deformed black shales. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 87: 267-278.

Baer, G., 1995. Fracture propagation and magma flow in segmented dykes: Field evidences and fabric analysis, Makhtes Ramon,Israel. En: Baer, G. & Heimann, A. (Eds.): Physics and Chemistry of Dikes, p.125-143, Rotterdam.

Baer, G., Palmer, C., Heimann, A. & Aharon, L., 1994. Determination of flow directions in Israeli basalts by anisotropy of magnetic susceptibility; Preliminary results. Geological Survey of Israel: Current Research, 9: 27-32.

Baer, M., Fisher, R., Fuller, M. & Valentine, G., 1997. Turbulent transport deposition of the Ito pyroclastic flow: Determinations using anisotropy of magnetic susceptibility. Journal of Geophysical Research, 102: 22565-22586.

Balk, R., 1937. Structural behavior of igneous rocks. Geological Society of America, Memoir 5, 177p.

Balsey, J. & Buddington, A., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. American Journal of Science, 258: 6-20.

Bascou, J., Camps, P. & Dautria, J., 2005. Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 145: 119-135.

Bates, M. & Mushayandebvu, M., 1995. Magnetic fabric in the Umvimeela Dyke, satellite of the Great Dyke, Zimbabwe. Tectonophysics, 242: 241-254.

Becker, J., 2000. The emplacement of the Chinamora Batholith (Zimbabwe) inferred from field observations, magnetic- and microfabrics. Ph.D. Thesis, University of Göttingen (Germany) and the University of Harare (Zimbabwe), 170 p.

Becker, J., Siegesmund, S. & Jelsma, H., 2000. The Chinamora batholith, Zimbabwe: structure and emplacement-related magnetic rock fabric. Journal of Structural Geology, 22(11-12): 1837-1853.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L., Melfi, A., Piccirillo, E., Nardy, A.. & Roisenberg, A., 1984. High- and low-TiO_2 flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neues Jahrbuch Mineralogie, 150: 273-306.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A., Nardy, A., Papatrechas, C., Piccirillo, E., Roisenberg, A. & Stolfa, D., 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. Journal of Petrology, 27(4): 915-944.

Benn, K., Ham, N., Geoffrey S. & Wouter B.,1998. Emplacement and deformation of granites during transpression: magnetic fabrics of the Archean Sparrow pluton, Slave Province, Canada. Journal of Structural Geology, 20(9-10): 1247-1259.

Benn, K., Paterson, S., Lund, S., Pignotta, G. & Kruse, S., 2001. Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart 59 batholith. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 26(4-5): 343-354.

Beran, R.,1988. Pre-pivoting test statistics: A bootstrap view of asymptotic refinements. Journal of the American Statistical Association, 83: 687-697.

Bhattacharyya, D., 1966. Orientation of mineral lineation along the flow direction in rocks. Tectonophysics 3: 29-33.

Blanchard, J., Boyer, P. & Gagny, C., 1979. Un nouveau critère de sense de mise en place dans une caisse filonienne: le “pincemment” des minéraux aux épontes. Tectonophysics, 53: 1-25.

Blumfeld, P. & Bouchez, J., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. Journal of Structural Geology, 10: 361-372.

Boido, G. & Flichman, E., 1996. La noción de "mecanicismo" en la ciencia clásica. Córdoba, María Velasco Aarón Saal.

Bolle, O., Diot, H. & Trindade, R., 2003. Magnetic fabrics in the Holum granite (Vest-Agder, southernmost Norway): implications for the late evolution of the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen of SW Scandinavia. Precambrian Research, 121(3-4): 221-249.

Borradaile, G., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. Tectonophysics, 138: 327-329.

Borradaile, G., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain: Tectonophysics, 156: 1-20.

Borradaile, G., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Pure and Applied Geophysics,135: 15-29.

Borradaile, G., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. Journal of Structural Geology, 23(10): 1581-1596.

Borradaile, G. & Gauthier, D., 2001. AMS-detection of inverse fabrics without AARM, in ophiolite dikes. Geophysical Research Letters, 28: 3517-3520.

Borradaile, G. & Henry, B., 1997. Tectonic aplication of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth-Science Reviews, 42: 49-93.

Borradaile, G. & Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. En: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C. y Jackson, M. (Eds.): Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society, Special Publications, 238: 299-360.

Borradaile, G. & Puumala, M.A., 1989. Synthetic magnetic fabrics in a plasticene medium. Tectonophysics, 164(1): 73-78.

Borradaile, G. & Werner, T., 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. Tectonophysics, 235: 223-248.

Bossi, J., 1966. Geología del Uruguay. Departamento de publicaciones de la Universidad de la República, 469 p., Montevideo.

Bossi, J. & Fernández, A., 1963. Evidencias de diferenciación magmática hacia final del Gondwana uruguayo. Boletín de la Universidad del Paraná, 9: 1-20.

Bossi, J. & Ferrando, L., 2001. Carta geológica del Uruguya, escala 1/500.000. (CD-ROM version). Edición Geoeditores S.R.L, Montevideo.

Bossi, J. & Navarro, R. 1991. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la Republica, Montevideo, 966 pp.

Bossi, J. & Schipilov, A., 2007. Rocas ígneas básicas del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la facultad de Agronomía, Universidad de la Republica Oriental del Uruguay, 364 p, Montevideo.

Bossi, J. & Umpierre, M., 1975. Magmatismo mesozoico de Uruguay y Río Grande del Sur: sus recursos minerales asociados y potenciales. Anales Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 2: 119-142, Buenos aires.

Bossi, J., Ferrando, L.A., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H, Ledesma, J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I. & Montaña, J., 1975. Carta geológica del Uruguay (1:1.000.000), 25 p. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Ministerio de Agricultura y Pesca, Montevideo.

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D. & Sprechman, P., 1998. Carta Geológica del Uruguay, escala1/500.000, (CD-ROM version). Edición Geoeditores SRL., Montevideo.

Bouchez, J., Guillet, P. & Chevalier, F., 1981. Structure d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire Atlantique, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 23: 387-399.

Bouchez, J., Gleizes, G., Djouadi, T. & Rochette, P., 1990. Microstructures and magnetic susceptibility applied to the emplacement kinematics of granites: the example of the foix pluton (French Pyrenees). Tectonophysics, 184: 157-171.

Box, G., 1949. A general distribution theory for a class of likelihood criteria. Biometrika, 36: 317-346.

Brathal, R., 1971. Magnetic anisotropy in rocks. Earth-Science Reviews, 7: 227-253.

Brown, M. & Forsythe, A., 1974. Robust tests for the equality of variances. Journal of the American Statistical Association, 69: 264-267.

Butler, R. & Banerjee, S., 1975. Theoretical single-domain size range in magnetite and titanomagnetite. Journal of geophysics research, 80: 4049-4058.

Cagnoli, B., &Tarling, D., 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 75: 309-320.

Callot, J. & Geoffroy, L., 2004. Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. Geophysical Journal International, 159: 816-830.

Callot, J. & Guichet, X., 2003. Rock texture and magnetic lineation in dykes: a simple analytical model. Tectonophysics, 366: 207-222.

Callot, J., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J. & Mege, D., 2001. Magma flow direction of shallows dykes from the East Greenland margin inferred from magnetic fabric studies, Tectonophysics, 335, 313-329.

Cañón-Tapia, E., 1994. AMS parameters: guidelines for their rational selection. Pure and Applied Geophysics, 142: 365-382.

Cañón-Tapia, E., 1996. Single-grain versus distribution anisotropy: a simple three-dimensional model. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 94: 149-158.

Cañón-Tapia, E., 2001. Factors affecting the relative importance of shape and distribution anisotropy in rocks: theory and experiments. Tectonophysics, 340: 117-131.

Canon-Tapia, E., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: A historical account. Geological Society, London, Special Publications, 238: 205-225.

Cañon-Tapia, E., 2007. Susceptibility, Parameters, Anisotropy. En: Gubbins, D. H.-B., Emilio (Ed.), Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer, 1054 p.

Cañón-Tapia, E., & Chávez-Álvarez, M., 2004. Rotation of uniaxial ellipsoidal particles during simple shear revisited: the influence of elongation ratio, initial distribution of a multiparticle system and amount of shear in the acquisition of a stable orientation. Journal of Structural Geology, 26: 2073-2087.

Cañón-Tapia, E. & Coe, R., 2002. Rock magnetic evidence of inflation of a flood basalt lava flow. Bulletin of Vulcanology, 64: 289-302.

Cañon-Tapia, E., Walker, G.P. & Herrero-Bervera, E., 1995. Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle Volcano, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 65: 249-263.

Cañon-Tapia, E., Walker, G. & Herrero-Bervera, E., 1996. The internal structure of lavas-insights from AMS measurements I: Near-vent a'a. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70: 21-36.

Cañon-Tapia, E., Walker, G. & Herrero-Bervera, E., 1997. The internal structure of lava flows-insights from AMS measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and a´a. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 76: 19-46.

Caorsi, J & Goñi, J., 1958. Geología Uruguaya. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 37: 1-72.

Carey, S., 1991. Transport and deposition of tephra by piroclastic flows and surges. En: Fisher, R. V., & Smith, G.A. (Eds.): Sedimentation in Volcanic Settings, Tulsa, Oklahoma, Society for Sedimentary Geology, p. 39-57.

Carr, James R., 1995. Numerical Analysis for the Geological Sciences, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 592 p.

Chernick, M., 2008. Bootstrap Methods: A Guide for Practitioners and Researchers, Second Edition. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken (Eds.), New Jersey, 369p.

Clemens, J. & Mawer, C., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics, 204: 339-360.

Clemens, J., Petford, N. & Mawer, C., 1997. Ascent mechanisms of granitic magmas: causes and consequences. En: Holness, M.B. (Ed.): Deformation-enhanced fluid transport in the earth's crust and mantle, p.145-172. Chapman & Hall, London.

Coffin, M. & Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. Reviews of Geophysics, 32: 1–36.

Cohen, I., 1989. Revolución en la Ciencia: Barcelona, Gedisa, 564 p.

Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B.,Castorina, F., Censi, P., De Min, A., Marzoli, A., Speziale, S. & Velázquez, V.F., 1997. Potassic and sodic igneous rocks from eastern Paraguay; their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Parana´ flood tholeiites. Journal of Petrology, 38: 495-528.

Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., DeGraff, J., Gomes, C. & Piccirillo, E., 1999. Early Cretaceous–Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Parana´ Basin): geological, geophysical and geochemical relationships. Journal of Geodynamics, 28: 375– 391.

Comin-Chiaramonti, P., Riccomini, C., Slejko, F., De Min, A., Ruberti, E. & Gomes, C., 2010. Cordierite-bearing lavas from Jaguarão, southern Brazil: Petrological evidence for crustal melts during early rifting of Gondwana, Gondwana Research, doi: 10.1016/j.gr.2009.12.007.

Condie, K.C., 2001. Mantle Plumes & Their Record in Earth History. Cambridge University Press, Cambridge, 305 p.

Constable, C. & Tauxe, L., 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. Journal of Geophysical Research, 95: 8383-8395.

Conti, B., 2008. Caracterización faciológica y estructural del magmatismo mesozoico en la región de Lascano. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, 89p.

Correa-Gomes, L., Souza Filho, C., Martins, C. & Oliveira, E., 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: The role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. Journal of Structural Geology, 23: 1415-1428.

Cuadras, C., 1989. Distancias estadísticas. Revista Estadistica Española, 30 (119): 295-379.

Daly, L., 1970. Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Nature de leur aimantation naturelle. Détermination de leur anisotropie magnétique et aplication à l'analyse structurale. Thèse d'Etat Thesis, Universite Paris, 339p.

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 1832-1836. Smith, Elder & Co., 276 p., London.

Davis, M., 1996. Anisotropy of magnetic susceptibility and fabric analysis in granitoids: the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. Master´s thesis, University of Minnesota, Minneapolis.

de Santa Ana, H., 1989. Consideraciones tectónicas y depositacionales de la Cuenca Norte del Uruguay. Boletín Técnico Arpel, 18 (4): 319-339.

de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G., 2003. La tectonosecuencia de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad jurásico – Cretácico Temprano. En: Veroslavsky, Ubilla & Martínez (Eds.): Cuencas sedimentarias de Uruguay, p. 219, Montevideo.

de Santa Ana, H., Goso, C., Muzio, R., Oyhancabal, R. & Veroslavsky, G., 1994. Bacia do Santa Lucia (Uruguai): evolução tectônica e sedimentar. Revista Geociências, 13 (1): 37-52.

de Santa Ana, H., Rossello, E., Fulfaro, V. & Verloslavsky, G., 2001. Evidencias de deformación compresivas permotriásica de la Cuenca Norte (Uruguay). XI Congreso Latinoamericano de Geología – III Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo (CD-ROM).

Díaz, R., Albanell, H. & Bossi, J., 1990. Carta geológica del Uruguay a escala 1/100.000, Hoja F24 Cerro Partido. Convenio Facultad de Agronomía - Facultad de Ciencias - DINAMIGE, Montevideo.

Dickinson, W., 1983. Evolución de la tectónica de placas de cuencas sedimentarias. Comunicación YPF, 43p.

Efron, B., 1979. Bootstrap methods: another look at the jackknife. Annals of Statistical, 7**:** 1-26.

Efron, B., 1982. The Jackknife, the Bootstrap, and Other Resampling Plans. Society of Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia.

Efron, B. & Tibshirani, R., 1993. An introduction to the bootstrap. Chapman & Hall (Eds.), 436p, New York.

Ellwood, B., 1978. Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. Earth and Planetary Science Letters, 41: 254-264.

Ellwood, B., 1982. Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: Central San Juan Mountains, southwest Colorado. Earth and Planetary Science Letters, 59: 303-314.

Ellwood, B., Hrouda, F. & Wagner, J., 1988. Symposia on magnetic fabrics: introductory comments. Physics of The Earth and Planetary Interiors, 51: 249-252.

Ernesto, M. & Pacca, I., 1988. Paleomagnetism of the Paraná Basin flood volcanics, southern Brazil. En: Piccirillo, E.M. y Melfi, A.J. (Eds.): The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects, p. 229-255. Universidad de Sao Paulo.

Ernesto, M., Raposo, M., Marques, L., Renne, P., Diogo, L. & Min, A., 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. Journal of Geodynamics, 28 (4-5): 321-340.

Ernesto, M., Marques, L., Piccirillo, E., Molina, E., Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P. & Bellieni, G., 2002. Paraná Magmatic Province–Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118: 15-36.

Ernst, R., 1990. Magma flow directions in two mafic proterozoic dyke swarms of the Canadian Shield: as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data, En: Parker, A.J., Rickwood, P.C. y Tucker, D.H. (Eds): Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms, p. 231-235. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.

Ernst, R. & Baragar, W., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. Nature, 356: 511-513.

Ernst, R. & Buchan, W., 1992. Evidence from magnetic fabric to the flow patter of magma in tthe Mackenzie giant radiating dike swarm, Nature, 356, 511-513.

Ernst, R. & Buchan, W., 1997. Giant Radiating Dykes Swarms: their use in identifying pre-Mesozoic Large Igneous Province and Mantle Plumes. In: Mahoney & Coffin (Eds.): Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, p. 438.

Fernandez, A., 1987. Preferred orientation developed by rigid markers in two-dimensional simple shear strain: A theoretical and experimental study. Tectonophysics, 136: 151-158

Ferrando, L. & Fernandez, A., 1971. Esquema tectono-cronoestratigráfico del Predevoniano en el Uruguay. Anais 15° Congreso Brasileiro de Geología, Sociedad Brasileira de Geologia; 199-210, Sao Paulo.

Ferré, E., 2002. Theoretical models of intermediate and inverse fabrics. Geophysical Research Letters, 29 (7): 1127p.

Fisher, N. & Hall, P., 1990. On bootstrap hypothesis testing . Austalian Journal of Statistics, 32**:** 177-190.

Fisher, R., Orsi, G., Ort, M., & Heiken, G., 1993, Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 56: 205-220.

Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. Geological Society of London, 118: 385-433.

Foulger, G. & Natland, J., 2003. Is hotspot volcanism a consequence of plate tectonics? Science, 300: 921-922.

Fragoso Cesar, A., 1980. O Cratón do Río de la Plata e o cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. Actas 31° Congreso Brasileiro de Geologia, 5: 2879-2892, Camboriú.

Franke, D., Nben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B. & Hinz, K., 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. Marine Geology, 244: 46-67.

Frenguelli, J., 1930. Apuntes de Geología Uruguaya. Boletin del Instituto Geológico del Uruguay, 11: 1-88.

Fúlfaro, V., Saad, A., Santos, M. & Vianna, R., 1982. Compartimentação e evolução da Bacia do Paraná. Revista Brasileira Geociências, 12 (4): 590-611.

Fuller, M., 1963. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. Journal of Geophysical Research, 68: 293-309.

Gaillot, P., de Saint-Blanquat, M., & Bouchez, J., 2006. Effects of magnetic interactions in anisotropy of magnetic susceptibility: Models, experiments and implications for igneous rock fabrics quantification. Tectonophysics, 418: 3-19.

Garland, F., Hawkesworth, C. & Mantoviani, S., 1995. Description and P**et**rogenesis of the Paraná Rzhyolites, Southern Brazil. Journal of Petrology, 36 (5): 1193-1227.

Gastal, M., Lafon, J., Hartman, L. & Koester, E., 2005. Sm-Nd isotopic investigation of Neoproterozoic and Cretaceous igneous rocks from southern Brazil: A study of magmatic processes. Lithos 82, 345-377.

Gentili, C. & Rimoldi, H., 1980. Mesopotamia. Academia nacional de Ciencias, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, v1, 185-223.

Geoffroy, L., Callot, J., Aubourg, C. & Moreira, M., 2002. Divergence between magnetic and plagioclases linear fabrics in dykes: a new approach for defining the flow vector using magnetic foliation. Terranova, 14: 183-190.

Geuna, S., Escosteguy, L., Miró, R., Candiani, J. & Gaido, M., 2008. La susceptibilidad magnética del batolito de achala (Devónico, Sierra Grande de Córdoba) y sus diferencias con otros granitos achalianos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(3): 380 - 394.

Gibson, S., Thompson, R. & Day, J., 2006. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná-Etendeka large igneous province. Earth and Planetary Science Letters, 251: 1-17.

Glazner, A. & Bartley, J., 2006. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process? Geological Society of America Bulletin, 118(9-10): 1185-1195.

Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., Gray, W. & Taylor, R., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? Geological Society of America Today, 14(4/5).

Glen, J., Renne, P., Milner, S. & Coe, R., 1997. Magma flow inferred from anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Parana-Etendeka igneous province; evidence for rifting before flood. Geology, 25: 1131-1134.

Gómez Rifas, C. & Masquelin, H., 1996. Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas del Uruguay. Actas XIII Contreso Geológico Argentino, Buenos Aires, v.III: 635-652.

Gonzalez, S. & de Santa Ana, H., 1998. Caracterización de la secuencia eo-mesozoica continental en la región noroccidental de la Cuenca Norte. Actas del II congreso uruguayo de geología, 43-48, Punta del Este.

Goñi, J., 1956. Estudio de una asociación anhidrita-selenita-laumonita. Anales de la Facultad de Química, 5, Montevideo: 21-42.

Graham, J., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. Geological Society of America Bulletin, 65: 1257-1258.

Grégoire, V., de Saint Blanquat, M., Nédélec, A. &, Bouchez, J., 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. Geophysical Research Letters, 22: 2765-2768.

Gregorová, D., Hrouda, F. & Milan, K., 2004. The Magnetic Fabric of the Veľká Fatra Mts. Part Two: Emplacement Mode of the Hercynian Granitic Pluton and its Relation to the Alpine Sedimentary Rocks, Based on AMS Study. GeoLines, 17: 35-36.

Hall, P., 1992. The Bootstrap and Edgeworth Expansion. Springer-Verlag, New York.

Hall, P. & Wilson, S.R., 1991. Two guidelines for bootstrap hypothesis testing . Biometrics, 47: 757-762

Hallam, A., 1985. Grandes Controversias Geológicas. Editorial Labor, S.A., Barcelona, 180 p.

Hanmer, S. & Passchier, C., 1991. Shear-sense indicators : a review / Simon Hanmer and Cees Passchier. Energy, Mines, and Resources Canada , Geological Survey of Canada [distributor], Otawa, Canada, 72p.

Hargraves, R., Johnson, D. & Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? Geophysical Research Letters, 18(12): 2193-2196.

Harvey, P. & Laxton, R., 1980. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: Eigenvalue relationships. Tectonophysics, 70: 285-307.

Hawkesworth, C., Kelley, S., Turner, S., Le Roex, A. & Storey, B., 1999. Mantle processes during Gondwana break-up and dispersal. Journal of African Earth Science, 28: 239-261.

Henry, B., 1997. The magmatic zone axis: a new element of magnetic fabric for the interpretation of the magnetic lineation. Tectonophysics, 271: 325-331.

Henry, B., Plenier, G., & Camps, P., 2003. Post-emplacement tilting of lava flows inferred from magnetic fabric study: the example of Oligocene lavas in the Jeanne d'Arc Peninsula (Kerguelen Islands). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 127: 153-164.

Hergt, J., Peate D. & Hawkesworth, C., 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. Earth and Planetary Science Letters,105: 134-148.

Herrero-Bervera, E., Walker, G., Cañon-Tapia, E., & Garcia, M., 2001. Magnetic fabric and inferred flow direction of dikes, conesheets and sill swarms, Isle of Skye, Scotland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 106: 195-210.

Herrero-Bervera, E., Walker, G., Cañon-Tapia, E. & Garcia, M.O., 2000. Magnetic fabric and inferred flow direction of dikes, conesheets and sill swarm, Isle of Skye, Scotland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 106: 195-210.

Hess, P., 1989. Origins of igneous Rocks. Harvard University Press, p. 336.

Hobbs, B., Means, W. & Williams, P., 1976. An outline of structural geology, Wiley, New York, 571p.

Housen, B., Richter, C., & Van der Pluijim, B., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models, and implications for the quantification of rock fabrics. Tectonophysics 220: 1-12.

Housen, B., Van der Pluijm, B. & Essene, E., 1995. Plastic behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Greenville Province. Journal of Structural Geology, 17: 265-278.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its aplications in geology and geophysics. Geophysical Survey, 5: 37-82.

Hrouda, F., 1985. The magnetic fabric in the Brno massif. Sborník Geologických Ved, Užitá Geofyzika,19: 89-112.

Hrouda, F., 1992. Separation of a component of tectonic deformation from a complex magnetic fabric. Journal of structural Geology, 14: 65-71.

Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 77: 237-249.

Hrouda, F. & Jelínek, V., 1990. Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements. Geophysical Journal International, 103(1): 75-84.

Hrouda, F., & Kahan, S., 1991. The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia. Journal of Structural Geology, 13: 431-442.

Hrouda, F., Chlupácová, M. & Novák, J., 2002. Variations in magnetic anisotropy and opaque mineralogy along a kilometer deep profile within a vertical dyke of the syenogranite porphyry at Cínovec (Czech Republic). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 133: 37-47.

Iacumin, M., De Min, A., Piccirilo, E. & Bellieni, G., 2003. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean-Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. Earth-Science Reviews, 62 (3-4): 365-397.

Ildefonse, B. & Fernandez, A., 1988. Influence of the concentration of rigid markers in a viscous medium on the production or preferred orientations. An experimental contribution: 1. Non-coaxial strain. University of Uppsala Geologic Institute Bulletin, New Series, 14: 55-60.

Ildefonse, B., Launeau, P. & Bouchez, J., 1992a. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two dimensional experimental approach. Journal of Structural Geology 14: 73-83.

Ildefonse, B., Sokoutis, D. & Mancktelow, N.S., 1992b. Mechanical interactions between rigid particles in a deforming ductile matrix. Analogue experiments in simple shear flow. Journal of Structural Geology 14: 1253-1266.

Ildefonse, B., Mainprice, D. & Gumão de Burgos, C., 2002. Crystallographic preferred orientations and seismic properties of gabbroic rocks. American Geophysical Union meeting, San Francisco.

Incoronato, A., Addison, F., Tarling, D., Nardi, G. & Pescatore, T., 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. Nature, 306: 461-463.

Introcaso, A. & Ramos, V., 1984. La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. Actas 9° Congreso Geolgico Argentino, 3; 27-46, Bariloche.

Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological aplications and coparison with susceptibility anisotropy. Pure Applied Geophysics, 136: 1-28.

Jelinek, V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. Geofyzika, s.p. Brno.

Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of susceptibility measured on groups of specimens. Studia Geophisica et Geodaetica, 22: 50-62.

Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79: T63-T67.

Jezek, J., Schulmann, K., & Segeth, K., 1996. Fabric evolution of rigid inclusions in mixed coaxial and simple shear flows. Tectonophysics, 257: 203-221.

Jones, G., 1956. Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del departamento de Canelones. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 34.

Khan, M., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. Journal of Geophysical Research, 67: 2873-2885.

King, S. & Ritsema, J., 2000. African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. Science, 290, 1137 – 1140.

Kirstein, L., Peate, D., Hawkesworth, C., Turner, S., Harris, C. & Mantovani, M., 2000. Early Cretaceous basaltic and rhyolitic magmatism in southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic. Journal of Petrology, 41(9): 1413 -1438.

Kirstein, L., Kelley, S. Ha wkesworth, C., Turner, S., Mantoviani, M. & Wijbrans, J., 2001. Protracted felsic magmatic activity associated with the opening of the South Atlantic. Journal of Geological society of London, 158: 583-592.

Knight, M. & Walther, G., 1988. Magma flow direction in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. Journal of Geophysical Research, 93: 4301-4319.

Knight, M., Walker, G., Ellwood, B. & Diehl, J., 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba tuffs: Constraints on the sources and eruptive styles. Journal of Geophysical Research, 91: 10355-10382.

Köppen, W., 1958. Climatología. Traducido por Heindrichs Pérez, Fondo de Cultura Económica, Méjico, 478p.

Kratinová, Z., Závada, P., Hrouda F. & Schulmann, K., 2006. Non-scaled analogue modelling of AMS development during viscous flow: A simulation on diapir-like structures. Tectonophysics, 418(1-2): 51-61.

Krieger Lassen, N., 1996. The relative precision of crystal orientations measured from electron backscattering patterns. Journal of Microscopy, 181: 72-81.

Lamarche, G. & Froggat, P., 1993. New eruptive vents for the Whakamaru Ignimbrite (Taupo Volcanic Zone) identified from magnetic fabric study. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 36: 213-222.

Larson, R., 1991. Geological consequences of superplumes. Geology, 19: 963–966.

Launeau, P. & Robin, P., 1996. Fabric analysis using the intercept method. Tectonophysics 267: 91-119.

Launeau, P., Bouchez, J. & Benn, K., 1990. Shape preferred orientation of object populations: automatic analysis of digitized images. Tectonophysics, 180: 201-211.

Lefort, J., Aïfa, T. & Hervé, F., 2006. Structural and AMS study of a Miocene dike swarm located above the Patagonian subduction. En: Hanski, E., Mertanen, S., Rämö T. y Vuollo, J. (Eds.): Dyke swarm, time markers of crustal evolution, p. 225-241. Taylor & Francis Group, London.

Leinz V., Bartorelli, A. & Isotta, C., 1968. Contribução ao estudo do magmatismo basáltico Mesozóic da bacia do Paraná. Anales Academia Brasileira das Ciênces, 40: 167-181.

Le Pennec, J., Chen, Y., Diot, H., Froger, J., & Gourgaud, A., 1998, Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms: An Anatolian case-study. Earth and Planetary Science Letters, 157: 105-127.

Levene, H., 1960. Contributions to Probability and Statistics, p. 278–292, Stanford University Press, CA.

Lilliefors, H., 1967. On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. Journal of the American Statistical Association, 64: 399-402.

Lister, J. & Kerr, R., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. Journal of Geophysical Research, 96(B6): 10049-10077.

Lustrino, M., Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C., Morbidelli, L., Muzio, R., Ruberti, E. & Tassinari, C.C.G., 2005. Petrogénesis of the Early Cretaceous Valle Chico Igneous Complex (SE Uruguay): Relationships with Paraná-Etendeka magmatism. Lithos 82: 407-434.

MacDonald, W. & Palmer, H., 1990. Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera, New Mexico, USA. Bulletin of Volcanology, 53: 45-59.

Mc Millan, J., 1933. Terrenos precámbricos del Uruguay. Boletin del Instituto Geológico del Uruguay, 18: 1-60.

Mandal, N., Samanta, S., Bhattacharyya, G. & Chakraborty, C., 2005. Rotation behaviour of rigid inclusions in multiple association: insights from experimental and theoretical models. Journal of Structural Geology 27: 679-692.

March, A., 1932. Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. Zeitschrift fur Kristallographie, 81: 285-297.

Marques, L., Ulbrich, M., Ruberti, E. & Tassinari, C., 1999. Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks (Southern Atlantic Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 93 (3-4): 191-216.

Marre, J., 1986. The Structural Analysis of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam, 123 p.

Martín-Hernandez, F. & Hirt, A., 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. Tectonophysics, 367: 13-28.

Maruyama, S., Nakashima, S., Isozaki, Y. & Windley, B., 2001. History of the Earth and Life. In: Geochemistry and Origin of Life (Eds.) Nakashima, S. et al.Universal Academic Press, Tokyo, 285-325.

Maruyama, S., Yuen, D. & Windley, B., 2007. Dynamics of Plumes and Superplumes through Time. En: Springer (Ed) Superplumes: Beyond Plate Tectonics, p. 568.

Masquelin, H., Aïfa, T., Muzio, R., Hallot, E., Veroslavsky, G. & Bonnevalle, l., 2009. The Cuaró Mesozoic doleritic dyke swarm, southern Paraná basin, Uruguay: Examples of superimposed magnetic fabrics? Geoscience, 341: 1003-1015.

Miller, T. & Smith, R., 1977. Spectacular mobility of ash flows around Aniakchak and Fisher calderas, Alaska, Geology, 5: 173-176.

Morales, E., 2006. Caracterización faciológica de los depósitos volcánicos mesozoicos asociados a la Formación Arequita (Ki), Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, 64 pp.

Morales, E., Muzio, R., Veroslavsky, G. & Conti, B., 2006. Geología de la Sierra de los Ajos (Cuenca Laguna Merín, Rocha, Uruguay). Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología 13: 2-6.

Moreira, M., Geoffroy, L. & Pozzi, J., 1999. Écoulement magmatique dans les dykes du point chaud des Açores: étude préliminaire par anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS) dans I'île de San Jorge. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 329: 15-22.

Morgan, W., 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230: 42-43.

Morgan, W., 1972. Plate motions and deep mantle convection. Geological Society of America, Memoir 132: 7-22.

Muzio, R., 2000. Evolução petrológica e geocronologia do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai. Tese de Doutorado, Instituto de Geociencias e Ciencias Exactas, Universidade Estadual Paulista, 170 p.

Muzio, R. & Artur, A., 1998. Actas 2°Congreso Uruguayo de Geología: 145-150, Punta del Este.

Muzio, R. & Sanchez, L., 1998. Caracterización de la secuencia volcano-sedimentaria Juro-Cretácica en la region de Minas (Lavalleja, Uruguay). Anais 15° Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedad Brasileira de Geologia, 96p., Belo Horizonte.

Muzio, R., Artur, A. & Wernick, E., 2002. Petrological and geochemical evolution of the Alkaline Valle Chico Massif, Southeastern Uruguay. International Geology Review, 44: 352-369.

Muzio, R., Veroslavsky, G. & Morales, E., 2004. Geología de la Sierra de San Miguel, Departamento de Rocha (Uruguay). En: 4° Congreso Uruguayo de Geolología, Montevideo. Actas versión CD.ROM, Sociedad Uruguaya de Geología.

Muzio, R., Conti, B. & Morales, E., 2008. Actividad piroclástica mesozoica en los alrededores de Lascano (Cuenca Laguna Merín-Uruguay). Actas 4° Simposio de Vulcanismo e Ambientes asociados, Foz de Iguaçú.

Muzio, R., Morales, E., Veroslavsky, G. & Conti, B., 2009. The Arequita formation (Lower Cretaceous): Petrographic features of the volcanic facies in the Laguna Merín Basin, east Uruguay. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 16(1):19-28.

Nagata, T., 1961. Rock magnetism, Tokyo, Maruzen.

Nicolas, A., 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. Journal of Petrology, 33, 891-915.

Nye, J., 1960. Physical Properties of Cristals: their representation by tensors and matrices. Clarendon Press, 322 p., Oxford.

Olejnik, S., & Algina, J., 1987. Type I error rates and power estimates of selected parametric and nonparametric tests of scale. Journal of Educational Statistics, 12: 45-61.

Ort, M., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 56: 221-252.

Owens, W., 1973. Strain modification of angular density distributions. Tectonophysics, 16: 249-261.

Panario, D., 1988. Geomorfología del Uruguay. Facultad de Humanidades y Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, 31 p.

Park, J., Tanczyk, E. & Desbarats, A., 1988. Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. Journal of Geophysical Research, 93: 13689-13704

Park, Y.-H., Doh, S.-J., Kim, W., & Suk, D., 2005. Deformation history inferred from magnetic fabric in the southwestern Okcheon metamorphic belt, Korea. Tectonophysics, 405: 169-190.

Passchier, C. & Trouw, R., 1998. Microtectonics. Springer-verlag, Berlin, 289 p.

Paterson, S. & Fowler, T., 1996. Local displacement of diapir contacts and its importance to pluton emplacement study: Discussion. Journal of Structural Geology, 18: 711-712.

Paterson, S. & Tobisch, O., 1988. Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria. Geology, 16(12): 1108-1111.

Paterson S., Vermon, R. & Tobish, O., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. Journal of Structural Geology, 11: 349-363.

Paterson, S., Fowler, T., Schmidt, K., Yoshinobu, A., Yuan, E. & Miller, R., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos, 44(1-2): 53-82.

Pearson, K., 1895. Skew variation in homogeneous material: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Serie A,186: 343-414.

Peate, D., 1997. The Paraná-Etendeka Province. En: Mahoney, J.J. y Coffin, M.F. (Eds.): Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 100: 217-245.

Peate, D., Hawkesworth, C. & Mantovani, M., 1992. Chemical Stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. Bulletin of Volcanology, 55: 119-139.

Pennacchioni, G., Di Toro, G. & Mancktelow, N., 2001. Strain-insensitive preferred orientation of porphyroclasts in Mont Mary mylonites. Journal of Structural Geology, 23(8): 1281-1298.

Petford, N., 1996. Dykes or diapirs? Transactions of the Royal Society of Edinburgh, EarthSciences, 87: 105-114.

Philppots, A. & Asher, P., 1994. Magmatic flow-direction indicators in a giant diabase feeder dike, Connecticut. Geology, 22: 363-366

Piazolo, S. & Passchier, C., 2002. Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NE Spain. Journal of Structural Geology 24: 25-44.

Piazolo, S., Bons, P. & Passchier, C., 2002. The influence of matrix rheology and vorticity on fabric development of populations of rigid objects during plane strain deformation. Tectonophysics, 351(4): 315-329.

Piccirillo, E. & Melfi, A., 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Parana´ Basin (Brazil). Instituto Astronomico e Geofisico, University of São Paulo, 600 pp.

Piccirillo, E., Civetta, L., Petrini, R., Longinelli, A., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. & Melfi, A., 1989. Regional variations within the Parana´ flood basalts (Southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. Chemical Geology, 75: 103–122.

Pirelli, H., 1999. Contribución al conocimiento de la Formación Valle Chico, Uruguay. Boletim do 5º Simposio sobre o Cretáceo do Brasil: 433-437. Río Claro, Sao Paulo.

Potter, D. & Stephenson, A., 2006. The stable orientations of the net magnetic moment within single-domain particles: Experimental evidence for a range of stable states and implications for rock magnetism and palaeomagnetism.Physics of The Earth and Planetary Interiors, 154(3-4): 337-349.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P., 1985. Memoria explicativa de la Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 92p.

Preciozzi, F., Spoturno, J. & Heinze, W., 1979. Carta Geo-estructural del Uruguay, (1/2.000.000), 62 p. Ministerio de Industria y Energía, Instituto Geológico "Ing. Eduardo Terra Arocena", Montevideo.

Preciozzi, F., Masquelin, H. & Sánchez, L., 1993. Geología de la porción sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. Guía de Excursiones. I Simposio del neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, La Paloma, uruguay.

Pueyo, E., Román-Berdiel, M., Bouchez, J., Casas, A. & Larrasoaña, J., 2004. Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. En: Martín-Hernández, F., Lüneburg, F., Aubourg, C. y Jackson, M. (Eds.): Magnetic fabric: methods and applications. Geological Society, Special Publications, 238: 395-420, London.

Rajagopalan, V., 2006. Selected Statistical Test, New Age International.

Ramsay, J., 1967. Foldingand Fraturing of Rocks. McGraw-Hill, New York, 568 p.

Ramsay, J., 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. Journal of Structural Geology, 11: 191-209.

Raposo, M., 1997. Magnetic fabric and its significance in the Florianópolis dyke swarm, Southern Brazil. Geophysical Journal International, 131: 159-170.

Raposo, M. & Ernesto, M., 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa Dyke swarm (Brazil) and its relationships with magma flow direction. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 87: 183-196.

Renne, P., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R., Glen, J., Prévot, M. & Perrin, M., 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. Science, 258: 975-979.

Renne, P., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G. & Piccirillo, E., 1996. Age of the Punta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. Earth and Planetary Science Letters, 144: 199-211.

Rocha-Campos, A., Cordani, U., Kawashita, K., Sonaki, H. & Sonaki, I., 1988. Age of the Paraná flood volcanism. En: Piccirillo, E.M. y Melfi, A.J. (Eds.): The Mesozoic Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil): Petrogenetic and Geophysical Aspects, p.25-45. Universidad de Sao Paulo.

Rochette, P., 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. Earth and Planetary Science Letters 90(2): 229-237.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. & Reuber, I., 1991. Emplacement mode of basaltic dikes in the Oman Ophiolite: evidence from magnetic anisotropy with reference to geochemical studies. En: Peters, T.J., Nicolas, A. y Coleman, R. (Eds.): Ophiolites Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere, p. 55-82. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C.,1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Reviews of Geophysics, 30(3): 209–226.

Rochette, P., Aubourg, C. & Perrin, M., 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. Tectonophysics, 307(1-2): 219-234.

Rossello, E., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G., 2000. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica. Revista Brasileira de Geociencias, 30(4): 749-756.

Rossello, E., Veroslavsky, G., Masquelin, H. & de Santa Ana, H., 2007. El corredor juro-cretácico Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): cinemática transcurrente dextral y controles preexistentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62(1): 92-104.

Ruberti, E., Gomes, C., Tassinari, C., Antonini, P. & Comin-Chiaramonti, P., 2005. The Early Cretaceous Valle Chico complex (Mariscala, SE Uruguay). In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. EDUSP-FAPESP, São Paulo, 573–590.

Rubin, A., 1995. Getting granite dikes out of the source region. Journal of Geophysical Research, 100: 5911-5929.

Sánchez Bettucci, L., 1998. Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Republica Oriental del Uruguay. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 344 p.

Sánchez Bettucci, L. & Ramos, V., 1999. Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, Sudeste de Uruguay. Revista Brasileira de Geociências, 29 (4): 557-570.

Sánchez Bettucci, L., Cosarinsky, M., & Ramos, V., 2001, Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleja Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay: Gondwana Research, 4: 395–407.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E. & Masquelin, H., 2010. Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. International Geology Review, 52 (1): 51-78.

Sanderson, D., 1977. The analysis of finite strain using lines with an initial random orientation. Tectonophysics, 43: 199-211.

Scasso, R. & Limarino, C., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación Especial N°1 de la Asociación Argentina de Sedimentología, 258 p.

Scheidegger, A., 1965. On the statistic of the orientation of bedding planes, grain axes and similar sedimentological data. US geological Survey, Profesional Paper, 525: 164-167.

Sen, K. & Mamtani, M., 2006. Magnetic fabric, shape preferred orientation and regional strain in granitic rocks. Journal of Structural Geology, 28(10): 1870-1882.

Serra, N., 1944. Memoria explicativa del mapa geológico del departamento de Treinta y Tres. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 31: 95-109.

Servicio Geográfico Militar, 1973. Carta gravimétrica provisoria de la República Oriental del Uruguay, a escala 1:1.000.000, Montevideo.

Shelley, D., 1985. Determinating the paleo-flow direction from groundmass fabrics in the Lyttelton radial dykes, New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25: 69-79.

Sheth, H., 2007. Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. Earth-Science Reviews, 85: 117-124.

Smith, J., 1998. Interpretation of domainal groundmass textures in basalt lavas of the southern Lamington Volcanics, eastern Australia. Journal of Geophysical Research, 103: 27383-27391.

Smith, J., Yamauchi, S. & Myake, Y., 1994. Coaxial progressive deformation textures in extrusive and shallow intrusive rocks, southwestern Japan. Journal of Structural Geology, 16: 315-322.

Soto, J., 1991. Strain analysis method using the maximum frequency of unimodal deformed orientation distribution: applications to gneissic rocks. Journal of Structural Geology, 13: 329-335.

Sparks, R. & Wilson, L., 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse: Journal of the Geological Society, 132: 441-451.

Sprechmann, R., Bossi, J. & Da Silva, J., 1981. Cuencas del Jurasico y Cretácico del Uruguay. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, 1: 239-270, Buenos Aires.

Stacey, F., 1960. Magnetic anisotropy of igneous rocks. Journal of Geophysical Research, 65: 2429-2442.

Staudigel, H., Gee, J., Tauxe, L. & Varga, R., 1992. Shallow intrusive direction of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. Geology, 20: 841-844.

Stephenson, A., 1994. Distribution anisotropy: two single models for magnetic lineation and foliation. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 82, 49-53.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L. & Mantoviani, M., 1996. 3-D, $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. Earth and Panetary Science Letters, 143: 95-109.

Suzuki, K., & Tadahuide, U., 1982. Grain orientation and depositional ramps as flow direction indicators of a large-scale pyroclastic flow deposit in Japan. Geology, 10: 429-432.

Tabachnick, B., & Fidell, L., 1996. Using Multivariate statistics. Harper Collins Publishers, New York.

Talbot, J., Chen, Y. & Faure, M., 2005. A magnetic fabric study of the Aigoual–Saint Guiral–Liron granite pluton (French Massif Central) and relationships with its associated dikes. Journal of Geophysical Research, 110.

Tamrat, E. & Ernesto, M., 1999. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin, Brazil. Journal of Geodynamics, 28 (4-5): 419-437.

Tarling, D. & Hrouda, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman & Hall, London, 217 p.

Tauxe, L., Gee, J. & Staudigel, H.,1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. Journal of Geophysical Research, 103: 17775–17790.

Tavella, G. & Wright, C., 1996. Cuenca del Salado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 6: 95-116, Buenos Aires.

Tikoff, B. & Teyssier, C., 1994. Strain and fabric analyses based on porphyroclast interaction. Journal of Structural Geology, 16(4): 477-491.

Tikoff, B., Davis, M., Teyssier, C., de Saint Blanquat, M., Habertand, G. & Morgan, S., 2005. Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. Tectonophysics, 400(1-4): 209-226.

Tinder, R., 2008. Tensor properties of solids: phenomenological development of the tensor properties of crystals (Syntesis lectures on engineering 4), Morgan & Claypool Publishers, California, 236 p.

Trindade, R., Raposo, M., Ernesto, M., & Siqueira, R., 1999. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. Tectonophysics, 314: 443-468.

Turcotte, D., Emermen, S. & Spence, D., 1987. Mechanics of dyke injection. En: Halls, H.C., Fahrig, W.C. (Eds.): Mafic Dyke Swarms, p. 25-29. Geological Association of Canada Special Publication, Ontario.

Ucha, N., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G., 2003. La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martinez, S. (Eds.): Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales, Mesozoico, p.173-192. División Relaciones y Actividades Culturales de Facultad de Ciencias, Montevideo.Jones, 1956;

Umann, L., de Lima, E., Sommer C. & de Liz, J., 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul - RS: Litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. Revista Brasileira de Geociências, 31:357-364.

Umpierre, M., 1964. Lavas mesozoicas del uruguay; Geocronología. En: Bossi, J.,1966.

Umpierre, M. & Halpern, M., 1971. Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de R. O. del Uruguay. Revista de la Asociación geológica Argentina, 26 (2): 133-151.

Uyeda, S., Fuller, M., Belshé, J. & Girdler, R., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. Journal of Geophysical Research, 68: 279-291.

van der Molen, I., & Paterson, M., 1979. Experimental deformation of partially melted granite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 70: 299–318.

Varga, R., Gee, J., Staudigel, H. & Tauxe, L., 1998. Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos Ophiolite, Cyprus. Journal of Geophysical Research, 103: 5241-256.

Vaughan, A. & Pankhurst, R., 2008. Tectonic overview of the West Gondwana margin. Gondwana Research, 13: 150–162.

Ventura, G., De Rosa, R., Colletta, E. & Mazzuoli, R., 1996. Deformation patterns in high-viscous lava flow inferred from the crystal preferred orientation and imbrications structures: an example from Salina (Aeolian Islands, southern Tyrrhenian Sea, Italy). Bulletin of Volcanology, 57: 555-562.

Vernon, R., Etheridge, M. & Wall, V., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. Lithos 22: 1-12.

Veroslavsky, G., 1995. Análise faciológica e estratigráfica do Devoniano da Borda Sul da Bacia do Paraná, Uruguay. Tesis de Maestria, Universidade Estadual Paulista, 208 p.

Veroslavsky, G., 1999. Geologia da bacia de Santa Lucía – Uruguai. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociencias e Ciencias Exatas, Universidade Estadual Paulista, 152 p.

Veroslavsky, G., Rosello, E. & De Santa Ana, H., 2002. La anomalía gravimétrica de la Laguna Merín: origen y expectativas en la exploración mineral. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 1(2): 21-28.

Veroslavsky, G. Rossello, E. & de Santa Ana, H., 2002. Evolución jurocretácica del Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): origen del exceso de gravedad de la región de Laguna Merín. 6° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e 2° Simposio sobre el Cretácico de América Latina, São Pedro, Brasil, 181-186.

Veroslavsky, G., de Santa Ana, H. & Rossello, E., 2004. Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay - El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martinez, S. (Eds.): Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales, Mesozoico, p.115-140. División Relaciones y Actividades Culturales de Facultad de Ciencias, Montevideo.

Vieira, N., 1985. Petrología e geoquímica do vulcanismo mesozóico de Jaguarão, R.S., Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Río Grande do Sul, Porto Alegre (inédito).

Wada, Y., 1992. Magma flow directions inferred from preferred orientations of phenocrysts in a composite feeder dike, Miyake Jima, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 49: 119-126.

Walther, K., 1919. Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. Revista del Instituto Nacional de Agronomía, Montevideo, 3: 1-186.

Walther, K., 1927. Contribución al conocimiento de las rocas basálticas de la Formación Gondwana en la América del Sur. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 9: 1-43.

Walther, K., 1938. Eruptivos afro-brasileño-argentinos de edad permo-triaso-eojurásica. La supuesta uniformidad del magma melafídico y sus relaciones con la parentela alcalinítica. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 24: 117-167.

Weinberg, R., 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. Lithos 46, 393-410.

Wildner, W., Santos, J., Hartmann, L. & McNaughton, N., 2006. Clímax final do vulcanismo Serra Geral em 135 Ma: primeiras idades U–Pb em zircão. Anais 43 Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, p. 126.

Willmann, K., 1915. Zur Petrographie v. Uruguay. Inaug. Diss. München.

Wolff, J., Ellwood, B. & Sachs, S., 1989. Anisotropy of magnetic susceptibility in welded tuffs: aplications to a welded-tuff dyke in the Tertiary Trans-Pecos Texas volcanic province, USA. Bulletin of Volcanology, 51: 99-310.

Woodcock, N., 1977. Specification of fabric shapes using an Eigenvalue method. Gological Society of America Bulletin, 88: 1231-1236

Yokohama, S., 1974. Mode of movement and emplacement of Ito piroclastic flow from Aira Caldera, Japan: Res. Bull. Geol. Min. Inst. Tokyo Univ. Edu.,12: 17-62.

Yrigoyen, M., 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico y Minero, Anales 29 (21): 645-649, Buenos Aires.

APÉNDICES

A. Descripción de cortes petrográficos

VC 26-5

Roca volcánica holocristalina de textura porfírica en la que se distinguen fenocristales (15%) de Feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y anfíbol, inmersos en una pasta (85%) formada por feldespato y anfíbol.

Los feldespatos alcalinos (57%) se presentan en fenocristales subhedrales a anhedrales y con hábito tabular. La mayoría de ellos presentan una moderada alteración a arcillas y sericita, mientras que algunos pocos ejemplares exhiben texturas de exsolución y se encuentran cribados por la pasta.

Los fenocristales de plagioclasa (30%) son subhedrales, tabulares, con maclado polisintéticas, y se encuentran levemente alterados a arcillas.

Los fenocristales de anfíbol (10%) se presentan con tendencia anhedral, y son muy pleocroicos del verde claro a un verde intenso. En su mayoría se encuentran algo oxidados y reabsorbidos por la pasta.

El Cuarzo (3%) se presenta en fenocristales anhedrales, limpios, y extinción flash.

La textura de la pasta es bostonítica, con una disposición desordenada de los microlitos de feldespato alcalino(60%), junto a cristales tabulares de anfíbol (40%).

De acuerdo a la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados por el diagrama QAPF, la roca corresponde al campo de una Traquita alcalifeldespática del campo 6 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

AQ 7-2

Roca volcánica holocristalina de textura porfírica, en la que se observan fenocristales (25%) de cuarzo y feldespato alcalino, sumergidos en una pasta (75%) de textura felsítica.

Los fenocristales de feldespato alcalino (60%) son subhedrales, en general limpios aunque bastante fracturados, cribados, con material de la pasta en su interior y en algunos casos se hacen presentes texturas de exsolución.

El cuarzo (40%) se presenta en fenocristales con tendencia anhedral, extinción flash, bordes engolfados, y escasas inclusiones de material de la pasta.

La pasta, de textura felsítica, está compuesta por un agregado muy fino de cuarzo y feldespato, en la cual no se reconocen granos cristalinos. En algunos sectores, sobre la pasta, se observan pátinas de óxidos.

De acuerdo a la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados por el diagrama QAPF, la roca corresponde al campo de una Riolita alcalifeldespática del campo 2 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

VC 18-3

Roca volcánica holocristalina de textura porfírica, en la que se observan fenocristales (40%) de feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo, biotita y minerales opacos, inmersos en una pasta (60%) de grano fino.

Los fenocristales de feldespato alcalino (50%) se observan con formas anhedrales y grandes tamaños, llegando a medir 14 mm de largo. En general se encuentran cribados en el centro, con texturas de exsolución, en sieve y muy alterados a arcillas y sericita.

La biotita (30%) se presenta en fenocristales anhedrales, los cuales en su mayoría se encuentran corroídos, y con bordes oxidados.

Los fenocristales de plagioclasa (10%) son subhedrales, tabulares, con maclado polisintético fino, y se encuentran cribadas, con una intensa alteración a arcillas y sericita.

El cuarzo (5%) aparece en muy pocos ejemplares anhedrales, limpios, y con extinción flash.

Los mine opacos (5 %) son anhedrales y pequeños, con una distribución homogénea en toda la muestra.

La textura de la pasta se compone por un agregado muy fino de material cristalino, compuesto mayormente por feldespato alcalino, aunque es difícil su identificación.

De acuerdo a la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados por el diagrama QAPF, la roca corresponde al campo de una Traquita alcalifeldespática del campo 6 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

VC 9-5

Roca plutónica de textura granosa alotriomorfa inequigranular en la que se distinguen cristales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, como minerales principale, biotita como accesorio característico, minerales opacos como accesorios menores y como mineral secundario, epidoto.

Los feldespatos alcalinos (53%) se presentan en cristales anhedrales alterados a arcillas, fracturados, y algunos pocos ejemplares presentan la típica macla en arpillera, indicando la presencia de microclino. La mayoría presentan pertitas veniformes a flamiformes, paralelas al eje mayor del cristal y son de tipo “coherentes”; perpendicularmente a estas aparecen las líneas de clivaje a las que afectan, y pertitas de tipo cuerda. En algunos casos se observan como líneas de cizalla, paralelas y algo curvadas, que indican leve deformación.

Los cristales de cuarzo (17%) se encuentran algo fracturados, limpios, con extinción ondulosa a fragmentosa y bordes engolfados.

Las plagioclasas (19%) se observan en cristales subhedrales, tabulares, en general pequeños, con maclas polisintéticas.

Los cristales de epidoto (6%) se presentan en cristales anhedrales, muy pequeños, con alto relieve, y color verdoso.

La biotita (3%) se reconoció con muy pocos ejemplares anhedrales, muy pleocroicos del castaño claro al castaño oscuro.

Los minerales opacos (2%) se presentan en cristales anhedrales y pequeños.

Según la mineralogía y los porcentajes estimados, la roca corresponde a Sienita cuarzosa del campo 7* de la clasificación IUGS para rocas plutónicas.

VC 24-16

Roca plutónica de textura granosa alotriomorfa inequigranular, en la que se observan cristales de feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa como minerales principales, anfíbol como mineral accesorio característico y como minerales accesorios menores, apatita y opacos.

El Feldespato (50 %) se presenta en cristales anhedrales, muy alterados a arcilla, y con pertitas maculosas.

Los anfíboles (Hornblenda) (15%) se presentan en formas subhedrales, tabulares alargados, muy pleocroicos del verde al castaño, extinción oblicua y alto relieve, con inclusiones de opacos y apatita. Algunos exhiben sus secciones basales mostrando su clivaje característico.

Los cristales de cuarzo (13%) son anhedrales, limpios, con extinción flash y algunos engolfamientos.

La plagioclasa (12 %) se observan con tendencias subhedrales, tabulares y maclas polisintéticas.

La apatita (5%) se presenta como inclusión, en cristales pequeños euhedrales prismáticos, baja birrefringencia, incoloro, y relieve moderado.

Los minerales opacos (5%) aparecen también como inclusiones, son anhedrales y pequeños.

Según la mineralogía y los porcentajes estimados, la roca corresponde a Sienita cuarzosa del campo 7* de la clasificación IUGS para rocas plutónicas.

VC27-4

Roca volcánica de textura porfírica, en la que se observan fenocristales (10%) de plagioclasa, cuarzo y piroxeno, sumergidos en una pasta compuesta por plagiocasa, piroxeno y algo de vidrio.

Los fenocristales de plagioclasa (40%) son subhedrales, tabulares y presentan maclado polisintético.

El cuarzo (30%) se observa con tendencia anhedral, limpios y extinción flash a fragmentosa.

Los piroxenos (30%) se presentan en formas anhedrales, alto relieve, baja birrefringencia, extinción oblicua y fracturados. En su totalidad se encuentran alterados a lo que parece ser un material arcilloso, lo que les da un aspecto “sucio” de colores castaños, pero en pequeñas porciones del cristal se distingue su carácter incoloro original.

La alteración clorítica es muy abundante, apareciendo como en patinas de colores verdosos sobre los fenocristales y la pasta.

La pasta es de textura intersertal y está compuesta por un entramado de microlitos de plagioclasa que alberga en sus intersticios cristales de piroxeno y vidrio muy fino.

De acuerdo a la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados por el diagrama QAPF, la roca corresponde al campo de un Basalto/Andesita del campo 10 de la clasificación de la IUGS para rocas volcánicas.

Aunque no se ha podido realizar el método de Michel Levy en las plagioclasas, el alto contenido en piroxenos, y la ausencia de anfíboles y biotita, podrían indicar que se trata de una Andesita.

B. Tabla de las AMS medidas.

																				DIRECCIONES PRINCIPALES					
				AUTOVALORES						SIMETRIA										SISTEMA GEOGRAFICO					
				NORMALIZADOS			ERRORES			test						ANGULOS CONFIANZA 95%				K1		K2		K3	
Sitio	N° sp	Km	err. est (%)	K1	K2	K3	K1	K2	K3	F		F12	rot-pro	F23	rot-obl	E12	E23	E13	D	I	D	I	D	I
3	1	4,65E-03	0,039	1,0036	1,0021	0,9942	0,0002	0,0002	0,0002	135,5	anisotropo	7,5	rech	206,4	rech	20,7	4,1	3,5	222	20	314	5	57	70
3	2	4,75E-03	0,044	1,0056	1,0019	0,9925	0,0003	0,0003	0,0003	189,4	anisotropo	34,8	rech	230,9	rech	9,9	3,9	2,8	29	7	120	6	251	81
3	3	4,61E-03	0,051	1,0033	1,0005	0,9962	0,0003	0,0003	0,0003	39,2	anisotropo	15,9	rech	34,6	rech	14,5	9,9	6	202	11	112	2	13	79
3	4	4,77E-03	0,041	1,0026	0,9988	0,9986	0,0003	0,0003	0,0003	24	anisotropo	41,5	rech	0,2	rot-obl	9,1	68,7	8,6	38	14	169	70	304	15
3	5	4,04E-03	0,035	1,0053	1,003	0,9917	0,0002	0,0002	0,0002	352,5	anisotropo	20,6	rech	534,1	rech	12,8	2,6	2,1	205	8	296	13	84	75
3	6	6,84E-03	0,026	1,0076	1,0056	0,9868	0,0002	0,0002	0,0002	1513,8	anisotropo	30,3	rech	2529,8	rech	10,6	1,2	1,1	263	20	356	6	101	69
3	7	4,85E-03	0,036	1,0083	1,0029	0,9888	0,0002	0,0002	0,0002	610,5	anisotropo	107,3	rech	754,1	rech	5,7	2,2	1,6	219	5	129	4	2	84
3	8	6,44E-03	0,081	1,0203	0,9969	0,9828	0,0005	0,0005	0,0005	439,5	anisotropo	420,3	rech	151,5	rech	2,9	4,8	1,8	209	25	61	61	305	13
3	9	4,36E-03	0,046	1,0042	0,9989	0,9968	0,0003	0,0003	0,0003	54,8	anisotropo	66,7	rech	10,4	rech	7,2	17,7	5,2	228	22	322	9	72	66
3	10	4,88E-03	0,026	1,0031	1,001	0,9959	0,0002	0,0002	0,0002	152,8	anisotropo	31,5	rech	181,3	rech	10,4	4,4	3,1	26	17	148	60	288	24
3	11	4,18E-03	0,042	1,0033	0,9987	0,998	0,0003	0,0003	0,0003	37	anisotropo	60,6	rech	1,2	rot-obl	7,5	43,6	6,6	232	12	329	31	122	56
3	12	3,38E-03	0,039	1,0031	1,0002	0,9966	0,0002	0,0002	0,0002	55,4	anisotropo	28,1	rech	41,6	rech	11	9,1	5	20	1	289	49	111	41
3	13	4,25E-03	0,021	1,0028	0,9994	0,9978	0,0001	0,0001	0,0001	119,3	anisotropo	134,4	rech	27,9	rech	5,1	11	3,5	213	32	97	35	334	39
4	1	2,19E-02	0,027	1,0136	1,0061	0,9804	0,0002	0,0002	0,0002	3337,1	anisotropo	388,1	rech	4539,7	rech	3	0,9	0,7	293	5	26	34	195	56
4	2	2,71E-02	0,029	1,0063	1,0004	0,9933	0,0002	0,0002	0,0002	402,8	anisotropo	210,6	rech	295,2	rech	4,1	3,4	1,9	39	59	154	14	251	27
4	3	5,48E-02	0,055	1,0291	1,0149	0,956	0,0004	0,0004	0,0004	3692,2	anisotropo	309,9	rech	5328,2	rech	3,4	0,8	0,7	64	38	187	34	303	33
4	4	2,93E-02	0,031	1,008	1,0014	0,9906	0,0002	0,0002	0,0002	635,2	anisotropo	227,2	rech	595,1	rech	3,9	2,4	1,5	51	21	155	31	292	51
4	5	3,96E-02	0,054	1,0134	1,0043	0,9823	0,0004	0,0004	0,0004	656	anisotropo	132,4	rech	776,6	rech	5,1	2,1	1,5	77	10	312	73	169	14
4	6	2,41E-02	0,041	1,0064	0,9992	0,9944	0,0003	0,0003	0,0003	166,5	anisotropo	146,9	rech	66,5	rech	4,9	7,2	2,9	152	23	246	9	355	65
4	7	1,71E-02	0,04	1,0083	1,0015	0,9902	0,0003	0,0003	0,0003	409,8	anisotropo	139,5	rech	393,5	rech	5	3	1,9	70	57	325	10	229	31
4	8	2,00E-02	0,026	1,0102	0,996	0,9938	0,0002	0,0002	0,0002	949	anisotropo	1511	rech	35,8	rech	1,5	9,8	1,3	157	7	257	55	62	34
4	9	3,89E-02	0,037	1,0326	1,0111	0,9563	0,0002	0,0002	0,0002	8597,7	anisotropo	1597,5	rech	10438,6	rech	1,5	0,6	0,4	92	87	254	3	344	1
4	10	2,85E-02	0,035	1,0224	1,0087	0,969	0,0002	0,0002	0,0002	4977,2	anisotropo	753,9	rech	6384,5	rech	2,2	0,7	0,6	40	55	277	21	176	27
4	11	2,80E-02	0,031	1,0102	1,0048	0,9851	0,0002	0,0002	0,0002	1387,7	anisotropo	144,9	rech	1929,4	rech	4,9	1,3	1,1	182	32	91	2	358	58
4	12	2,40E-02	0,04	1,0099	1,0034	0,9867	0,0003	0,0003	0,0003	694,3	anisotropo	128,2	rech	844,5	rech	5,2	2	1,5	264	76	149	6	57	12
4	13	4,05E-03	0,034	1,0107	1,0026	0,9866	0,0002	0,0002	0,0002	1013,5	anisotropo	274,8	rech	1079,4	rech	3,6	1,8	1,2	225	4	318	40	130	50
4	14	5,68E-03	0,026	1,0071	1,002	0,9909	0,0002	0,0002	0,0002	824,7	anisotropo	190,2	rech	932,9	rech	4,3	1,9	1,3	232	1	322	14	139	76
5	1	3,62E-02	0,028	1,0308	1,0176	0,9516	0,0002	0,0002	0,0002	17740,7	anisotropo	1069,8	rech	26836	rech	1,8	0,4	0,3	105	5	196	9	346	79
5	2	3,45E-02	0,03	1,0288	1,0168	0,9544	0,0002	0,0002	0,0002	13969,9	anisotropo	782,5	rech	21327,9	rech	2,1	0,4	0,3	109	3	199	10	5	80
5	3	3,91E-02	0,024	1,0283	1,0194	0,9523	0,0002	0,0002	0,0002	22544,4	anisotropo	651,4	rech	36730,3	rech	2,3	0,3	0,3	103	2	193	4	346	85
5	4	3,71E-02	0,058	1,0302	1,0224	0,9474	0,0004	0,0004	0,0004	4744,3	anisotropo	85,6	rech	7982,9	rech	6,4	0,7	0,6	97	2	188	6	347	84
5	5	3,66E-02	0,027	1,0262	1,0201	0,9537	0,0002	0,0002	0,0002	17042,6	anisotropo	251,3	rech	29004	rech	3,7	0,3	0,3	210	13	119	6	6	76
5	6	3,34E-02	0,033	1,023	1,0191	0,9579	0,0002	0,0002	0,0002	9262,9	anisotropo	68,6	rech	16243,7	rech	7,1	0,5	0,4	245	8	153	15	3	73
5	7	3,04E-02	0,038	1,0253	1,0209	0,9537	0,0002	0,0002	0,0002	8533,2	anisotropo	63,7	rech	14959,9	rech	7,4	0,5	0,5	212	24	120	5	20	65
5	8	3,75E-02	0,062	1,0285	1,0183	0,9533	0,0004	0,0004	0,0004	3293,8	anisotropo	129,1	rech	5224,8	rech	5,2	0,8	0,7	199	18	289	0	20	72
6	1	2,60E-02	0,034	1,0091	1,0059	0,9849	0,0002	0,0002	0,0002	1146,1	anisotropo	42,3	rech	1829,5	rech	9	1,4	1,2	130	64	268	20	4	16
6	2	2,29E-02	0,032	1,0116	1,0026	0,9858	0,0002	0,0002	0,0002	1275,3	anisotropo	378	rech	1309,6	rech	3	1,6	1,1	203	64	294	0	24	26
6	3	4,02E-02	0,031	1,0097	1,0005	0,9899	0,0002	0,0002	0,0002	778,8	anisotropo	421,4	rech	554,3	rech	2,9	2,5	1,3	169	4	272	72	78	18
6	4	4,75E-02	0,032	1,0087	1,0014	0,9899	0,0002	0,0002	0,0002	668,1	anisotropo	246	rech	617,9	rech	3,8	2,4	1,5	182	17	285	37	72	48
6	5	5,79E-03	0,026	1,0096	0,9967	0,9937	0,0002	0,0002	0,0002	824,5	anisotropo	1200,3	rech	65,4	rech	1,7	7,3	1,4	195	11	97	34	301	54
6	6	2,34E-02	0,039	1,0204	0,9973	0,9823	0,0002	0,0002	0,0002	1919,1	anisotropo	1732,4	rech	736,9	rech	1,4	2,2	0,9	242	28	5	45	133	32
6	7	2,60E-02	0,025	1,0224	1,0052	0,9724	0,0002	0,0002	0,0002	8143,3	anisotropo	2320	rech	8506,4	rech	1,2	0,6	0,4	231	16	336	41	125	45
6	8	3,16E-02	0,049	1,03	0,995	0,975	0,0003	0,0003	0,0003	2492,3	anisotropo	2464,7	rech	802,8	rech	1,2	2,1	0,8	214	28	312	14	66	58
6	9	2,44E-02	0,032	1,0304	0,9982	0,9714	0,0002	0,0002	0,0002	6607,8	anisotropo	4916,8	rech	3389,4	rech	0,8	1	0,5	214	16	308	12	74	69
6	10	3,12E-02	0,048	1,032	1,0087	0,9593	0,0003	0,0003	0,0003	4640,6	anisotropo	1147,5	rech	5127,7	rech	1,7	0,8	0,6	62	15	328	17	191	67
6	11	2,99E-02	0,047	1,0133	1,0012	0,9855	0,0003	0,0003	0,0003	678,8	anisotropo	322,9	rech	534,8	rech	3,3	2,6	1,4	10	13	103	15	241	70
6	12	3,38E-02	0,038	1,0139	1,0022	0,9839	0,0002	0,0002	0,0002	1234,3	anisotropo	463,2	rech	1127,3	rech	2,7	1,8	1,1	28	12	118	0	210	78

7	1	6,27E-03	0,034	1,0056	1,0002	0,9942	0,0002	0,0002	0,0002	228	anisotropo	127,9	rech	156,9	rech	5,2	4,7	2,5	201	14	298	26	86	60
7	2	6,57E-03	0,039	1,0065	0,9996	0,9939	0,0002	0,0002	0,0002	212,7	anisotropo	158,1	rech	108,8	rech	4,7	5,6	2,6	185	22	293	38	72	44
7	3	5,74E-03	0,028	1,0063	0,9981	0,9956	0,0002	0,0002	0,0002	308,5	anisotropo	414,3	rech	38,8	rech	2,9	9,4	2,2	190	10	301	64	95	24
7	4	1,50E-03	0,04	1,0072	0,999	0,9938	0,0003	0,0003	0,0003	228	anisotropo	211,9	rech	83,3	rech	4,1	6,4	2,5	210	68	331	12	65	18
7	5	2,00E-03	0,046	1,0064	1,0024	0,9912	0,0003	0,0003	0,0003	230,4	anisotropo	36,7	rech	292,4	rech	9,7	3,5	2,6	249	56	340	1	70	34
7	6	2,34E-03	0,04	1,0064	1,0025	0,991	0,0003	0,0003	0,0003	322,9	anisotropo	47,7	rech	416,8	rech	8,5	2,9	2,2	274	48	163	18	59	36
7	7	1,20E-03	0,039	1,0069	1,0011	0,992	0,0002	0,0002	0,0002	291,6	anisotropo	106,1	rech	270,2	rech	5,7	3,6	2,2	275	42	179	6	82	47
7	8	5,87E-03	0,029	1,0067	1,004	0,9893	0,0002	0,0002	0,0002	815,8	anisotropo	41,6	rech	1260,5	rech	9,1	1,7	1,4	122	68	354	14	259	17
7	9	4,37E-03	0,037	1,0052	1,0028	0,9919	0,0002	0,0002	0,0002	285	anisotropo	20,2	rech	423	rech	12,9	2,9	2,4	167	17	307	69	73	13
7	10	4,84E-03	0,026	1,0068	1,004	0,9892	0,0002	0,0002	0,0002	1089,6	anisotropo	60,5	rech	1663	rech	7,6	1,4	1,2	268	58	15	11	112	30
7	11	4,38E-03	0,031	1,0073	1,0039	0,9888	0,0002	0,0002	0,0002	816,7	anisotropo	63,2	rech	1195	rech	7,4	1,7	1,4	268	58	14	9	109	30
7	12	2,64E-03	0,061	1,0135	1,0049	0,9817	0,0004	0,0004	0,0004	573,6	anisotropo	97,6	rech	713,9	rech	6	2,2	1,6	219	38	31	52	126	4
7	13	2,66E-03	0,046	1,0137	0,9952	0,9911	0,0003	0,0003	0,0003	532,2	anisotropo	786	rech	38,1	rech	2,1	9,5	1,7	240	59	29	27	126	13
7	14	6,36E-03	0,038	1,0049	0,9992	0,9958	0,0002	0,0002	0,0002	113,4	anisotropo	108,5	rech	39,4	rech	5,7	9,3	3,5	203	75	348	12	79	8
7	15	6,11E-03	0,023	1,0046	1	0,9954	0,0001	0,0001	0,0001	322,2	anisotropo	206,6	rech	196,2	rech	4,1	4,2	2,1	48	72	173	10	266	14
7	16	6,73E-03	0,018	1,0063	1,0011	0,9926	0,0001	0,0001	0,0001	1183,7	anisotropo	412,1	rech	1128,6	rech	2,9	1,8	1,1	215	44	2	41	108	17
9	1	1,85E-03	0,024	1,013	1,0067	0,9803	0,0002	0,0002	0,0002	4051,4	anisotropo	337,4	rech	5852,3	rech	3,2	0,8	0,6	29	18	182	70	297	9
9	2	4,85E-04	0,041	1,0134	1,0039	0,9827	0,0003	0,0003	0,0003	1168	anisotropo	262,8	rech	1335	rech	3,6	1,6	1,1	54	63	205	24	301	12
9	3	4,71E-04	0,036	1,0137	1,0044	0,9819	0,0002	0,0002	0,0002	1638,5	anisotropo	327,5	rech	1946,4	rech	3,3	1,3	0,9	59	64	210	23	305	12
9	4	5,19E-04	0,101	1,0164	1,0041	0,9795	0,0006	0,0006	0,0006	274,8	anisotropo	73,8	rech	294,3	rech	6,8	3,4	2,3	57	62	213	25	308	10
9	5	3,88E-04	0,023	1,0127	1,0055	0,9817	0,0001	0,0001	0,0001	3916,6	anisotropo	479,7	rech	5275,2	rech	2,7	0,8	0,6	63	72	199	13	291	12
9	6	4,25E-03	0,092	1,0126	1,0078	0,9796	0,0006	0,0006	0,0006	298,3	anisotropo	14	rech	464,7	rech	15,4	2,7	2,3	155	72	246	1	336	18
9	8	1,34E-03	0,029	1,014	1,0009	0,9851	0,0002	0,0002	0,0002	1916,8	anisotropo	977,9	rech	1431,5	rech	1,9	1,6	0,9	174	70	21	17	289	9
10	1	3,53E-03	0,029	1,008	1,0002	0,9919	0,0002	0,0002	0,0002	621,5	anisotropo	363,9	rech	414,3	rech	3,1	2,9	1,5	146	31	38	27	276	47
10	2	3,18E-03	0,017	1,0081	1,0016	0,9903	0,0001	0,0001	0,0001	2213,1	anisotropo	725	rech	2173,2	rech	2,2	1,3	0,8	131	32	27	21	269	50
10	3	6,23E-03	0,055	1,0162	1,0024	0,9814	0,0003	0,0003	0,0003	811,9	anisotropo	311,5	rech	733	rech	3,3	2,2	1,3	149	25	15	57	249	21
10	4	6,26E-03	0,056	1,0144	1,0022	0,9833	0,0004	0,0004	0,0004	617	anisotropo	234,6	rech	559,8	rech	3,9	2,5	1,5	145	22	25	52	249	30
10	5	6,11E-03	0,049	1,0163	1,0023	0,9814	0,0003	0,0003	0,0003	1015,3	anisotropo	401,2	rech	900,8	rech	2,9	2	1,2	144	30	10	50	249	24
10	6	5,87E-03	0,052	1,0144	1,0016	0,984	0,0003	0,0003	0,0003	693,8	anisotropo	302,3	rech	579,6	rech	3,4	2,5	1,4	154	28	24	50	259	25
10	7	6,09E-03	0,047	1,0144	1,0023	0,9833	0,0003	0,0003	0,0003	867,5	anisotropo	325,9	rech	792,5	rech	3,3	2,1	1,3	153	24	23	55	255	24
10	8	8,87E-03	0,043	1,0164	0,9983	0,9853	0,0003	0,0003	0,0003	1061,5	anisotropo	888,7	rech	461,3	rech	2	2,7	1,2	148	28	15	52	252	23
10	9	6,53E-03	0,045	1,017	1,0018	0,9812	0,0003	0,0003	0,0003	1273	anisotropo	567,1	rech	1048,7	rech	2,5	1,8	1,1	105	24	345	48	211	32
10	10	5,13E-03	0,051	1,0177	1,0037	0,9785	0,0003	0,0003	0,0003	1205,9	anisotropo	376,3	rech	1210	rech	3	1,7	1,1	94	27	337	43	206	36
10	11	2,12E-03	0,025	1,0034	1,0006	0,996	0,0002	0,0002	0,0002	186,5	anisotropo	68,3	rech	170,7	rech	7,1	4,5	2,8	133	28	23	32	255	45
10	12	2,80E-03	0,018	1,0033	1,0006	0,996	0,0001	0,0001	0,0001	332,3	anisotropo	110,1	rech	327	rech	5,6	3,3	2,1	107	53	350	19	248	31
10	13	2,68E-03	0,017	1,004	1,0026	0,9934	0,0001	0,0001	0,0001	887,2	anisotropo	35	rech	1410,7	rech	9,9	1,6	1,4	138	25	27	39	252	41
10	14	5,89E-03	0,033	1,0094	1,0047	0,9859	0,0002	0,0002	0,0002	1118,5	anisotropo	97,8	rech	1603,4	rech	6	1,5	1,2	160	57	351	32	258	5
10	15	8,70E-03	0,033	1,0081	1,0058	0,9861	0,0002	0,0002	0,0002	1086,1	anisotropo	25,2	rech	1797	rech	11,6	1,4	1,2	156	44	5	43	261	15
10	16	3,74E-03	0,058	1,0055	1,0021	0,9924	0,0004	0,0004	0,0004	108,9	anisotropo	17,3	rech	138	rech	13,9	5	3,7	154	2	57	69	245	20
10	17	2,89E-03	0,025	1,0074	0,9997	0,9929	0,0002	0,0002	0,0002	658,6	anisotropo	458	rech	365,8	rech	2,8	3,1	1,5	144	3	40	80	235	10
10	18	3,34E-03	0,027	1,0058	0,9986	0,9956	0,0002	0,0002	0,0002	291	anisotropo	347,5	rech	57,1	rech	3,2	7,8	2,3	326	1	61	74	236	16
10	19	3,43E-03	0,031	1,0066	0,9975	0,996	0,0002	0,0002	0,0002	273,2	anisotropo	428,7	rech	12	rech	2,9	16,6	2,4	342	3	78	62	251	28
10	20	2,98E-03	0,024	1,0054	0,9984	0,9962	0,0001	0,0001	0,0001	328,4	anisotropo	441,5	rech	41,3	rech	2,8	9,1	2,2	89	11	351	37	193	51
10	21	2,70E-03	0,019	1,0047	1,0015	0,9938	0,0001	0,0001	0,0001	739,8	anisotropo	153,9	rech	864,7	rech	4,8	2	1,4	92	20	183	0	274	70
10	22	2,83E-03	0,043	1,0083	0,9989	0,9928	0,0003	0,0003	0,0003	259,2	anisotropo	233,7	rech	100,1	rech	3,9	5,9	2,3	125	19	27	21	254	61
10	23	2,61E-03	0,023	1,0099	0,9972	0,9929	0,0001	0,0001	0,0001	1170,1	anisotropo	1514,3	rech	170,9	rech	1,5	4,5	1,1	107	8	14	26	213	63
11	1	2,61E-03	0,026	1,0076	0,9979	0,9944	0,0002	0,0002	0,0002	528,4	anisotropo	665,1	rech	87	rech	2,3	6,3	1,7	168	11	313	77	76	8
11	2	2,18E-03	0,019	1,0045	1	0,9955	0,0001	0,0001	0,0001	452,4	anisotropo	292,7	rech	275,9	rech	3,5	3,6	1,8	165	10	272	60	70	28
11	3	1,90E-03	0,031	1,0027	1,0011	0,9962	0,0002	0,0002	0,0002	93,4	anisotropo	12	rech	123,6	rech	16,6	5,3	4	166	19	334	71	75	4
11	4	1,90E-03	0,03	1,0027	1,0009	0,9965	0,0002	0,0002	0,0002	88,4	anisotropo	18	rech	104,4	rech	13,7	5,8	4,1	351	7	205	81	82	5
11	5	9,08E-03	0,033	1,0106	0,9981	0,9913	0,0002	0,0002	0,0002	716,1	anisotropo	734,3	rech	212,2	rech	2,2	4,1	1,4	152	19	277	60	54	23
11	6	8,67E-03	0,035	1,011	0,9979	0,9911	0,0002	0,0002	0,0002	660,8	anisotropo	688	rech	190,3	rech	2,3	4,3	1,5	153	20	296	66	58	13
11	7	5,88E-03	0,025	1,0071	0,9993	0,9937	0,0002	0,0002	0,0002	582,1	anisotropo	489,7	rech	251,1	rech	2,7	3,7	1,6	161	47	2	41	263	11
11	8	7,98E-03	0,025	1,0103	1,0039	0,9858	0,0002	0,0002	0,0002	2044,6	anisotropo	316,2	rech	2606,7	rech	3,3	1,2	0,9	162	17	42	58	260	26
11	9	9,56E-03	0,028	1,0086	1,0019	0,9895	0,0002	0,0002	0,0002	954,7	anisotropo	277,7	rech	987	rech	3,5	1,9	1,2	159	20	45	47	264	36
11	10	7,77E-03	0,031	1,0064	1,0048	0,9888	0,0002	0,0002	0,0002	793,1	anisotropo	13,6	rech	1338,5	rech	15,6	1,6	1,5	158	6	55	65	251	24
11	11	4,73E-03	0,043	1,0068	1,0022	0,9909	0,0003	0,0003	0,0003	287,2	anisotropo	57,9	rech	340,9	rech	7,7	3,2	2,3	97	42	354	15	249	45
11	12	7,92E-03	0,022	1,0052	1,0034	0,9915	0,0001	0,0001	0,0001	909,4	anisotropo	31,7	rech	1455,1	rech	10,4	1,5	1,3	50	37	319	1	228	53
11	13	3,78E-03	0,032	1,0065	1,0005	0,9929	0,0002	0,0002	0,0002	365,3	anisotropo	176,5	rech	285	rech	4,4	3,5	2	144	37	21	36	263	33
11	14	3,56E-03	0,024	1,0064	1,0021	0,9915	0,0002	0,0002	0,0002	831,9	anisotropo	162,6	rech	996,5	rech	4,6	1,9	1,3	136	36	11	38	252	31

12	1	1,36E-03	0,019	1,002	1,0001	0,998	0,0001	0,0001	0,0001	86,1	anisotropo	50,7	rech	59,4	rech	8,2	7,6	4	72	29	170	15	284	56
12	2	1,15E-03	0,023	1,0016	0,9994	0,999	0,0001	0,0001	0,0001	28	anisotropo	46,4	rech	1,3	rot-obl	8,6	42,5	7,4	86	50	193	13	293	37
12	3	1,16E-03	0,023	1,0009	0,9999	0,9992	0,0001	0,0001	0,0001	13,3	anisotropo	10,2	rech	4,9	rech	17,9	25	10,8	88	40	305	44	195	19
12	4	1,78E-03	0,031	1,0006	1,0001	0,9992	0,0002	0,0002	0,0002	4,9	anisotropo	1,3	rot-pro	4,6	rech	42,6	25,7	17,5	84	38	292	48	185	14
12	5	5,94E-03	0,023	1,0017	0,9996	0,9986	0,0001	0,0001	0,0001	37,9	anisotropo	41,4	rech	9,7	rech	9,1	18,4	6,2	88	31	331	38	205	37
12	6	3,62E-03	0,033	1,0019	0,9996	0,9984	0,0002	0,0002	0,0002	22,7	anisotropo	23,9	rech	6,4	rech	11,9	22,2	7,9	94	20	237	66	359	13
12	7	2,26E-03	0,023	1,0028	0,9987	0,9985	0,0001	0,0001	0,0001	91,6	anisotropo	166,7	rech	0,4	rot-obl	4,6	60	4,4	281	6	31	73	189	16
12	8	1,16E-03	0,025	1,0011	1,0002	0,9988	0,0002	0,0002	0,0002	17,3	anisotropo	6,9	rech	15,3	rech	21,5	14,8	9	24	35	119	6	218	54
12	9	5,41E-04	0,029	1,0015	1,0006	0,9979	0,0002	0,0002	0,0002	32,8	anisotropo	5,8	rech	42,1	rech	23,2	9	6,6	348	6	79	9	227	79
12	10	1,01E-03	0,028	1,0017	1,0004	0,998	0,0002	0,0002	0,0002	37,5	anisotropo	11,1	rech	38,4	rech	17,2	9,4	6,2	347	8	79	10	219	77
12	11	6,82E-04	0,023	1,0016	1,0001	0,9983	0,0001	0,0001	0,0001	43,3	anisotropo	21,3	rech	31,5	rech	12,6	10,4	5,8	4	4	95	9	250	80
12	12	1,02E-03	0,021	1,0011	1	0,9989	0,0001	0,0001	0,0001	20,7	anisotropo	14,8	rech	13,7	rech	15	15,6	7,8	7	8	97	0	190	82
12	13	6,29E-04	0,023	1,0013	0,9999	0,9988	0,0001	0,0001	0,0001	24,9	anisotropo	19,5	rech	11,9	rech	13,2	16,7	7,5	19	5	109	1	209	85
12	14	9,51E-04	0,025	1,0019	1,0008	0,9973	0,0002	0,0002	0,0002	72,8	anisotropo	9,5	rech	97,9	rech	18,5	6	4,5	344	0	254	3	79	87
12	15	7,11E-04	0,025	1,0019	1,0001	0,998	0,0002	0,0002	0,0002	52,6	anisotropo	26,3	rech	38,6	rech	11,4	9,4	5,2	353	6	83	4	204	83
12	16	7,74E-04	0,02	1,0024	1,0006	0,997	0,0001	0,0001	0,0001	143,3	anisotropo	35,8	rech	159,9	rech	9,8	4,7	3,2	28	1	118	8	289	82
12	17	8,83E-04	0,015	1,002	1,0004	0,9976	0,0001	0,0001	0,0001	194,3	anisotropo	66	rech	183,6	rech	7,2	4,4	2,7	23	17	292	2	195	73
12	18	9,94E-04	0,04	1,0023	1,0011	0,9966	0,0003	0,0003	0,0003	44,8	anisotropo	4,2	rot-pro	63,5	rech	26,7	7,4	5,9	18	13	287	2	188	77
12	19	9,66E-04	0,038	1,0027	1,0003	0,997	0,0002	0,0002	0,0002	45,3	anisotropo	18,8	rech	39	rech	13,4	9,4	5,6	11	14	102	4	209	76
12	20	9,59E-04	0,029	1,0021	1,0008	0,9971	0,0002	0,0002	0,0002	64,8	anisotropo	10,1	rech	83,3	rech	18	6,4	4,8	38	1	308	7	136	83
13	1	6,17E-03	0,027	1,0078	1,001	0,9912	0,0002	0,0002	0,0002	756,3	anisotropo	317,9	rech	647,8	rech	3,3	2,3	1,4	63	66	230	24	322	5
13	2	6,46E-03	0,023	1,0077	1,0005	0,9918	0,0001	0,0001	0,0001	982	anisotropo	505,5	rech	730,3	rech	2,6	2,2	1,2	76	53	241	36	336	7
13	3	7,68E-03	0,033	1,0123	0,9961	0,9915	0,0002	0,0002	0,0002	874,2	anisotropo	1202,1	rech	96,2	rech	1,7	6	1,3	101	61	226	18	323	23
13	4	8,76E-03	0,022	1,0116	0,9965	0,992	0,0001	0,0001	0,0001	1697,6	anisotropo	2302,5	rech	201,9	rech	1,2	4,2	1	111	56	236	22	337	25
13	5	6,78E-03	0,021	1,0101	0,998	0,9919	0,0001	0,0001	0,0001	1575,5	anisotropo	1670,7	rech	434,1	rech	1,4	2,8	1	107	63	198	0	288	27
13	6	7,14E-03	0,031	1,0074	1,0006	0,992	0,0002	0,0002	0,0002	510,7	anisotropo	249,2	rech	395,5	rech	3,7	3	1,7	72	59	204	22	303	21
13	7	1,08E-02	0,024	1,0033	1,0003	0,9964	0,0002	0,0002	0,0002	155,1	anisotropo	71,9	rech	124,4	rech	6,9	5,3	3	345	37	145	51	248	10
13	8	1,01E-02	0,018	1,0072	1,0015	0,9913	0,0001	0,0001	0,0001	1596,8	anisotropo	509,5	rech	1585,6	rech	2,6	1,5	0,9	17	35	167	52	276	15
13	9	1,14E-02	0,029	1,0071	1,0003	0,9926	0,0002	0,0002	0,0002	510,9	anisotropo	285,5	rech	353,4	rech	3,5	3,1	1,7	15	31	161	54	275	17
13	10	8,98E-03	0,016	1,0059	1	0,9942	0,0001	0,0001	0,0001	1082,6	anisotropo	679,3	rech	669,9	rech	2,3	2,3	1,1	340	59	112	22	211	21
13	11	9,55E-03	0,02	1,0069	0,9994	0,9936	0,0001	0,0001	0,0001	872,2	anisotropo	691,5	rech	410,9	rech	2,2	2,9	1,3	21	68	140	11	234	19
14	1	3,82E-02	0,053	1,0122	1,0024	0,9854	0,0003	0,0003	0,0003	490,6	anisotropo	159,6	rech	482,3	rech	4,7	2,7	1,7	199	11	86	63	294	24
14	2	3,60E-02	0,052	1,008	1,0016	0,9904	0,0003	0,0003	0,0003	220,4	anisotropo	72,7	rech	215,5	rech	6,9	4	2,5	23	4	118	55	291	35
14	3	3,66E-02	0,033	1,0092	1,0014	0,9894	0,0002	0,0002	0,0002	693,1	anisotropo	264,1	rech	627,1	rech	3,6	2,4	1,4	39	38	178	44	290	22
14	4	3,59E-02	0,031	1,0095	1,0012	0,9892	0,0002	0,0002	0,0002	827,9	anisotropo	341,4	rech	716,4	rech	3,2	2,2	1,3	47	43	182	37	292	25
14	5	2,28E-02	0,036	1,0114	0,9982	0,9904	0,0002	0,0002	0,0002	678,9	anisotropo	654,7	rech	230,1	rech	2,3	3,9	1,4	20	19	112	7	221	70
14	6	2,42E-02	0,034	1,009	0,9977	0,9933	0,0002	0,0002	0,0002	444,1	anisotropo	533,3	rech	85,2	rech	2,6	6,4	1,8	193	15	98	16	325	68
14	7	2,19E-02	0,024	1,007	1,0001	0,993	0,0002	0,0002	0,0002	657,5	anisotropo	399,6	rech	422,3	rech	3	2,9	1,5	54	23	151	16	272	61
14	8	1,89E-02	0,039	1,012	1,0028	0,9853	0,0002	0,0002	0,0002	941,9	anisotropo	271,8	rech	979,4	rech	3,6	1,9	1,2	50	21	147	19	276	61
14	9	2,66E-02	0,041	1,0104	1,0001	0,9895	0,0003	0,0003	0,0003	496	anisotropo	299,1	rech	321,4	rech	3,4	3,3	1,7	73	35	184	28	303	43
14	10	3,04E-02	0,03	1,0103	0,9963	0,9934	0,0002	0,0002	0,0002	689,9	anisotropo	1038,6	rech	43,5	rech	1,8	8,9	1,5	61	42	172	22	282	41
14	11	1,92E-02	0,023	1,0092	1,0043	0,9865	0,0001	0,0001	0,0001	2093	anisotropo	223,8	rech	2898	rech	3,9	1,1	0,9	39	3	304	58	131	32
14	12	2,01E-02	0,024	1,0125	1,0069	0,9805	0,0002	0,0002	0,0002	3869,9	anisotropo	259,5	rech	5772,7	rech	3,7	0,8	0,6	19	35	241	46	126	22
14	13	2,69E-02	0,043	1,0175	1,011	0,9715	0,0003	0,0003	0,0003	2587,5	anisotropo	111,4	rech	4067,1	rech	5,6	0,9	0,8	1	14	123	65	266	20
14	14	2,24E-02	0,039	1,014	1,0035	0,9825	0,0002	0,0002	0,0002	1347,7	anisotropo	363,2	rech	1441,2	rech	3,1	1,6	1	10	29	143	51	266	24
16	1	2,14E-03	0,043	1,003	1,0007	0,9963	0,0003	0,0003	0,0003	51,8	anisotropo	15,2	rech	54,2	rech	14,8	8	5,2	283	50	83	38	181	10
16	2	2,22E-03	0,02	1,0025	1,0007	0,9969	0,0001	0,0001	0,0001	158,2	anisotropo	38,7	rech	175,5	rech	9,4	4,5	3	269	39	95	51	1	3
16	3	2,16E-03	0,024	1,0012	1,0007	0,9981	0,0002	0,0002	0,0002	37,3	anisotropo	1,5	rot-pro	61,6	rech	40,2	7,5	6,5	155	63	265	10	360	25
16	4	2,19E-03	0,019	1,002	1,0011	0,9969	0,0001	0,0001	0,0001	175,2	anisotropo	10,3	rech	261,8	rech	17,8	3,6	3	107	51	261	36	1	13
16	5	2,60E-03	0,034	1,002	1,0013	0,9968	0,0002	0,0002	0,0002	55,9	anisotropo	1,9	rot-pro	89,8	rech	36,8	6,2	5,4	288	47	107	43	197	1
16	6	2,78E-03	0,02	1,0027	1,0016	0,9957	0,0001	0,0001	0,0001	269,2	anisotropo	14,7	rech	415,1	rech	15,1	2,9	2,4	109	40	298	50	203	4
16	7	2,91E-03	0,021	1,0028	1,0005	0,9967	0,0001	0,0001	0,0001	170,4	anisotropo	58,7	rech	163	rech	7,7	4,6	2,9	93	27	255	62	359	8
16	8	3,30E-03	0,025	1,0027	1,0007	0,9966	0,0002	0,0002	0,0002	120,7	anisotropo	32,6	rech	127,7	rech	10,2	5,2	3,5	80	20	240	69	348	7
16	9	3,08E-03	0,026	1,0027	0,9988	0,9985	0,0002	0,0002	0,0002	65,6	anisotropo	115,3	rech	0,4	rot-obl	5,5	57	5,2	91	7	185	32	350	57
16	10	2,95E-03	0,02	1,0023	0,9991	0,9986	0,0001	0,0001	0,0001	79,8	anisotropo	126,6	rech	3,9	rot-obl	5,2	27,6	4,5	85	8	353	16	200	72
16	11	2,37E-03	0,027	1,0058	0,9998	0,9944	0,0002	0,0002	0,0002	356,3	anisotropo	243,5	rech	202,5	rech	3,8	4,1	2	136	1	237	82	45	8
16	12	2,79E-03	0,021	1,0053	0,9999	0,9948	0,0001	0,0001	0,0001	508	anisotropo	329,9	rech	305,2	rech	3,3	3,4	1,7	118	9	226	63	24	26
16	13	2,63E-03	0,024	1,0072	1,0017	0,9911	0,0002	0,0002	0,0002	949,6	anisotropo	267,5	rech	996,7	rech	3,6	1,9	1,2	133	30	266	50	28	24
16	14	1,82E-03	0,024	1,0053	1,0034	0,9914	0,0002	0,0002	0,0002	760,4	anisotropo	30,1	rech	1203,8	rech	10,7	1,7	1,5	129	26	244	40	16	38
16	15	2,30E-03	0,028	1,0031	1,0018	0,9951	0,0002	0,0002	0,0002	186,9	anisotropo	11,3	rech	280,9	rech	17,1	3,5	2,9	120	23	237	48	14	33
16	16	2,31E-03	0,031	1,0037	1,0021	0,9942	0,0002	0,0002	0,0002	214,1	anisotropo	13,4	rech	320,8	rech	15,7	3,3	2,7	131	33	254	40	17	33
16	17	2,42E-03	0,02	1,0023	0,9995	0,9982	0,0001	0,0001	0,0001	88,7	anisotropo	99,3	rech	19,4	rech	5,9	13,2	4,1	125	3	25	70	216	20
16	18	1,96E-03	0,025	1,0036	0,9985	0,9979	0,0002	0,0002	0,0002	122,4	anisotropo	199,7	rech	2,9	rot-obl	4,2	31,2	3,7	117	17	4	51	219	34

17	1	4,50E-03	0,019	1,0047	1,0021	0,9932	0,0001	0,0001	0,0001	822,7	anisotropo	97,4	rech	1115,5	rech	6	1,8	1,4	242	16	51	73	151	3
17	2	5,07E-03	0,024	1,0041	0,9998	0,9962	0,0002	0,0002	0,0002	218,4	anisotropo	160,2	rech	114,1	rech	4,7	5,5	2,5	346	83	208	5	118	5
17	3	5,40E-03	0,035	1,0036	0,9992	0,9972	0,0002	0,0002	0,0002	69,2	anisotropo	79,3	rech	15,5	rech	6,6	14,7	4,6	263	72	14	7	106	17
17	4	5,00E-03	0,021	1,0052	1,0025	0,9923	0,0001	0,0001	0,0001	850,2	anisotropo	82,8	rech	1193,8	rech	6,5	1,7	1,4	18	77	187	13	278	2
17	5	5,45E-03	0,024	1,0041	1,0001	0,9958	0,0002	0,0002	0,0002	237,3	anisotropo	139	rech	159,3	rech	5	4,7	2,4	123	71	319	19	227	5
17	6	5,58E-03	0,022	1,0078	1,0035	0,9887	0,0001	0,0001	0,0001	1634,9	anisotropo	189,8	rech	2225,8	rech	4,3	1,3	1	46	2	146	78	316	12
17	7	5,85E-03	0,041	1,0065	1,0017	0,9918	0,0003	0,0003	0,0003	265,1	anisotropo	67,9	rech	289	rech	7,1	3,5	2,3	224	21	84	64	320	15
17	8	3,60E-03	0,026	1,0033	1,0005	0,9961	0,0002	0,0002	0,0002	156,7	anisotropo	58,6	rech	143,5	rech	7,7	4,9	3	315	45	123	45	219	6
17	9	3,36E-03	0,019	1,0052	1,0006	0,9942	0,0001	0,0001	0,0001	647,9	anisotropo	272	rech	552,4	rech	3,6	2,5	1,5	276	39	167	22	55	43
17	10	3,60E-03	0,023	1,0052	0,9993	0,9955	0,0001	0,0001	0,0001	354,1	anisotropo	328,1	rech	128,6	rech	3,3	5,2	2	274	53	153	21	51	29
17	11	3,35E-03	0,044	1,0061	1,0003	0,9937	0,0003	0,0003	0,0003	155,6	anisotropo	85,6	rech	109,4	rech	6,4	5,6	3	23	47	119	6	215	43
17	12	5,19E-03	0,025	1,005	1,0026	0,9924	0,0002	0,0002	0,0002	546,6	anisotropo	42,5	rech	796,2	rech	9	2,1	1,7	233	1	327	74	143	16
17	13	4,42E-03	0,03	1,0044	1,002	0,9936	0,0002	0,0002	0,0002	294,5	anisotropo	34,8	rech	398	rech	9,9	3	2,3	44	19	267	65	140	16
18	1	2,53E-02	0,036	1,0113	0,9959	0,9928	0,0002	0,0002	0,0002	572,8	anisotropo	862,1	rech	36,2	rech	2	9,7	1,7	17	62	280	4	188	28
18	2	2,86E-02	0,049	1,0093	0,9985	0,9922	0,0003	0,0003	0,0003	241,7	anisotropo	234,2	rech	81,3	rech	3,9	6,5	2,4	41	52	288	17	186	33
18	3	2,61E-02	0,026	1,0059	1,0019	0,9921	0,0002	0,0002	0,0002	597,5	anisotropo	118,7	rech	709,7	rech	5,4	2,2	1,6	341	52	129	34	230	16
18	4	2,16E-02	0,043	1,0112	0,9971	0,9917	0,0003	0,0003	0,0003	421,1	anisotropo	517,6	rech	74,9	rech	2,6	6,8	1,9	147	2	56	16	243	74
18	5	4,63E-02	0,027	1,0143	0,9982	0,9875	0,0002	0,0002	0,0002	1910,1	anisotropo	1701,8	rech	750,8	rech	1,4	2,2	0,9	241	28	83	60	336	9
18	6	2,92E-02	0,029	1,0096	0,9988	0,9916	0,0002	0,0002	0,0002	757,2	anisotropo	671,4	rech	299,8	rech	2,3	3,4	1,4	87	10	188	49	348	40
18	7	3,52E-02	0,035	1,0136	1	0,9864	0,0002	0,0002	0,0002	1182,3	anisotropo	739,2	rech	739,6	rech	2,2	2,2	1,1	66	7	334	14	182	74
18	8	2,93E-02	0,028	1,0036	0,9994	0,997	0,0002	0,0002	0,0002	105,7	anisotropo	103	rech	35,8	rech	5,8	9,8	3,7	173	20	278	36	60	47
18	9	4,21E-02	0,031	1,0074	0,9977	0,9949	0,0002	0,0002	0,0002	337,5	anisotropo	465,4	rech	36,7	rech	2,7	9,7	2,1	190	29	350	60	95	9
18	10	3,86E-02	0,039	1,014	0,9982	0,9877	0,0003	0,0003	0,0003	877,6	anisotropo	780,4	rech	346,2	rech	2,1	3,2	1,3	279	30	178	19	60	53
18	11	5,01E-02	0,017	1,0079	1,0048	0,9873	0,0001	0,0001	0,0001	3078,7	anisotropo	145,7	rech	4791,4	rech	4,9	0,9	0,7	269	24	163	33	28	48
18	12	4,52E-02	0,047	1,0163	0,997	0,9867	0,0003	0,0003	0,0003	784,2	anisotropo	809,8	rech	229,8	rech	2,1	3,9	1,4	278	31	163	36	37	39
18	13	3,62E-02	0,028	1,0154	0,9977	0,9869	0,0002	0,0002	0,0002	1965,2	anisotropo	1863,6	rech	689,4	rech	1,4	2,2	0,9	290	25	177	40	42	40
18	14	4,01E-02	0,045	1,0093	0,9982	0,9925	0,0003	0,0003	0,0003	277,8	anisotropo	295	rech	76	rech	3,4	6,7	2,3	289	25	190	19	67	58
20	1	1,16E-02	0,026	1,0087	0,9989	0,9924	0,0002	0,0002	0,0002	817,9	anisotropo	731,7	rech	317,8	rech	2,2	3,3	1,3	217	66	90	15	355	18
20	2	1,45E-02	0,036	1,0075	0,9996	0,9929	0,0002	0,0002	0,0002	321,2	anisotropo	232	rech	171,6	rech	3,9	4,5	2,1	243	66	54	24	146	3
20	3	1,82E-02	0,03	1,0089	1,0052	0,9859	0,0002	0,0002	0,0002	1307,7	anisotropo	71,4	rech	2002,6	rech	7	1,3	1,1	236	38	138	11	34	50
20	4	1,81E-02	0,017	1,0078	1,0044	0,9879	0,0001	0,0001	0,0001	2904,7	anisotropo	183,6	rech	4362,7	rech	4,4	0,9	0,7	223	36	324	14	72	51
20	5	4,21E-03	0,021	1,0028	1,0009	0,9964	0,0001	0,0001	0,0001	194,8	anisotropo	39,7	rech	226,9	rech	9,3	3,9	2,8	325	42	227	9	128	47
20	6	8,02E-03	0,041	1,0068	0,999	0,9942	0,0003	0,0003	0,0003	192,2	anisotropo	178	rech	69,9	rech	4,4	7	2,7	338	44	240	9	141	44
20	7	1,04E-02	0,059	1,0213	1,0136	0,9651	0,0004	0,0004	0,0004	2127,2	anisotropo	85,8	rech	3365,4	rech	6,4	1	0,9	197	32	341	52	95	18
20	8	9,57E-03	0,074	1,0154	1,0141	0,9705	0,0005	0,0005	0,0005	947	anisotropo	1,4	rot-pro	1725,1	rech	41,1	1,4	1,4	181	0	272	75	91	15
20	9	1,37E-02	0,014	1,005	1,0008	0,9942	0,0001	0,0001	0,0001	1122,8	anisotropo	408,8	rech	1043,3	rech	2,9	1,8	1,1	128	20	219	2	314	70
20	10	1,60E-02	0,044	1,0107	0,9981	0,9912	0,0003	0,0003	0,0003	391,4	anisotropo	396,5	rech	119,6	rech	3	5,4	1,9	23	17	244	68	117	13
20	11	1,66E-02	0,029	1,0128	0,9994	0,9878	0,0002	0,0002	0,0002	1492,5	anisotropo	1069,8	rech	803,5	rech	1,8	2,1	1	13	22	215	66	106	8
20	12	1,69E-02	0,021	1,0062	0,9997	0,9941	0,0001	0,0001	0,0001	653,9	anisotropo	478,6	rech	340,1	rech	2,7	3,2	1,5	266	37	163	16	55	48
20	13	7,39E-03	0,023	1,0022	1,0005	0,9974	0,0001	0,0001	0,0001	91	anisotropo	27	rech	93,4	rech	11,2	6,1	4	215	42	322	19	71	42
22	1	1,48E-02	0,035	1,0074	1,0046	0,988	0,0002	0,0002	0,0002	696,9	anisotropo	31,3	rech	1090,8	rech	10,5	1,8	1,5	339	29	242	12	133	59
22	2	1,82E-02	0,027	1,0059	0,9982	0,9959	0,0002	0,0002	0,0002	283,3	anisotropo	379,2	rech	35,7	rech	3	9,8	2,3	324	11	55	6	173	78
22	3	1,29E-02	0,033	1,0136	0,9943	0,9921	0,0002	0,0002	0,0002	1024,4	anisotropo	1707	rech	21,4	rech	1,4	12,6	1,3	276	28	153	45	25	32
22	4	1,51E-02	0,041	1,0081	0,9976	0,9944	0,0003	0,0003	0,0003	233,7	anisotropo	314,4	rech	28,9	rech	3,3	10,9	2,6	257	54	119	28	17	20
22	5	1,86E-02	0,015	1,0044	1,0018	0,9939	0,0001	0,0001	0,0001	978,4	anisotropo	137,8	rech	1282,5	rech	5	1,6	1,2	59	12	319	38	164	49
22	6	2,01E-02	0,027	1,0051	1,0011	0,9938	0,0002	0,0002	0,0002	349,4	anisotropo	102,1	rech	362,6	rech	5,8	3,1	2	244	2	335	26	149	64
22	7	1,82E-02	0,02	1,0023	1,0009	0,9968	0,0001	0,0001	0,0001	165,5	anisotropo	26	rech	207,1	rech	11,4	4,1	3	55	2	146	19	318	71
22	8	1,54E-02	0,019	1,0038	1,0003	0,9959	0,0001	0,0001	0,0001	339	anisotropo	167,2	rech	260	rech	4,6	3,7	2	32	22	293	21	164	59
22	9	1,38E-02	0,032	1,0041	1,0008	0,9951	0,0002	0,0002	0,0002	161,8	anisotropo	52,5	rech	159,4	rech	8,1	4,7	3	152	7	62	7	289	81
22	10	1,35E-02	0,026	1,0051	0,9985	0,9964	0,0002	0,0002	0,0002	250	anisotropo	330,5	rech	32,7	rech	3,2	10,2	2,5	309	27	197	36	66	42
22	11	1,46E-02	0,023	1,0043	0,9998	0,9959	0,0002	0,0002	0,0002	251,6	anisotropo	180,4	rech	134,1	rech	4,4	5,1	2,4	321	6	227	30	61	59
22	12	1,69E-02	0,027	1,0059	0,9994	0,9948	0,0002	0,0002	0,0002	324,5	anisotropo	277	rech	136,9	rech	3,5	5	2,1	182	7	50	79	273	8
22	13	1,10E-02	0,03	1,0065	0,9995	0,994	0,0002	0,0002	0,0002	341,6	anisotropo	268,7	rech	163,6	rech	3,6	4,6	2	186	0	276	9	96	81

24	1	1,45E-02	0,019	1,0101	0,9955	0,9945	0,0001	0,0001	0,0001	1631,7	anisotropo	2850,7	rech	13,4	rech	1,1	15,7	1	176	19	40	64	272	17
24	2	1,73E-02	0,022	1,012	0,9975	0,9905	0,0001	0,0001	0,0001	1881,1	anisotropo	2052,6	rech	481	rech	1,3	2,7	0,9	172	14	16	74	264	6
24	3	1,25E-02	0,032	1,0045	0,9991	0,9963	0,0002	0,0002	0,0002	129,2	anisotropo	136,5	rech	36,4	rech	5	9,7	3,3	162	15	66	21	285	64
24	4	2,06E-02	0,026	1,0101	1,0014	0,9885	0,0002	0,0002	0,0002	1397,9	anisotropo	563	rech	1228,5	rech	2,5	1,7	1	184	16	295	53	83	33
24	5	1,25E-02	0,055	1,0101	0,9994	0,9904	0,0004	0,0004	0,0004	250,8	anisotropo	184,1	rech	130,9	rech	4,3	5,2	2,4	144	7	334	83	234	1
24	6	1,29E-02	0,072	1,0142	1,0038	0,982	0,0005	0,0005	0,0005	416,1	anisotropo	103,7	rech	458,3	rech	5,8	2,8	1,9	151	16	303	72	59	8
24	7	1,39E-02	0,028	1,007	0,9981	0,9949	0,0002	0,0002	0,0002	394,3	anisotropo	493,1	rech	65,4	rech	2,7	7,3	2	337	0	67	56	246	34
24	8	1,53E-02	0,04	1,008	1,0025	0,9896	0,0003	0,0003	0,0003	437,3	anisotropo	92,6	rech	510,5	rech	6,1	2,6	1,8	202	17	112	2	14	73
24	9	1,60E-02	0,028	1,0083	0,9967	0,995	0,0002	0,0002	0,0002	510,3	anisotropo	819,6	rech	17,5	rech	2,1	13,8	1,8	157	16	56	34	268	52
24	10	1,81E-02	0,021	1,0119	0,9996	0,9884	0,0001	0,0001	0,0001	2355,2	anisotropo	1618,9	rech	1329,8	rech	1,5	1,6	0,8	162	21	297	62	65	18
24	11	1,81E-02	0,025	1,0085	0,9995	0,992	0,0002	0,0002	0,0002	846	anisotropo	623,4	rech	439,5	rech	2,4	2,8	1,3	316	2	48	32	223	57
24	12	1,42E-02	0,035	1,01	0,999	0,991	0,0002	0,0002	0,0002	572,4	anisotropo	470,1	rech	255,7	rech	2,7	3,7	1,6	124	5	215	7	357	81
24	13	1,39E-02	0,018	1,0065	0,9993	0,9942	0,0001	0,0001	0,0001	985,9	anisotropo	825,5	rech	428,4	rech	2,1	2,9	1,2	172	7	270	50	77	39
24	14	1,52E-02	0,04	1,0117	1,0018	0,9865	0,0003	0,0003	0,0003	774,9	anisotropo	292,2	rech	706,1	rech	3,5	2,2	1,4	330	7	231	53	66	37
27	1	1,30E-02	0,022	1,0041	0,9992	0,9967	0,0001	0,0001	0,0001	235,6	anisotropo	246,9	rech	65,5	rech	3,8	7,3	2,5	297	4	29	26	199	64
27	2	1,37E-02	0,028	1,0037	0,9987	0,9976	0,0002	0,0002	0,0002	108,9	anisotropo	160,4	rech	8,4	rech	4,7	19,6	3,8	294	15	163	68	28	16
27	3	1,11E-02	0,021	1,0038	1,0019	0,9943	0,0001	0,0001	0,0001	450,5	anisotropo	42,9	rech	639,1	rech	8,9	2,3	1,9	37	10	129	13	270	73
27	4	1,21E-02	0,028	1,0041	1,0025	0,9934	0,0002	0,0002	0,0002	341,6	anisotropo	16,4	rech	530,8	rech	14,3	2,6	2,2	46	5	136	6	278	82
27	5	2,27E-02	0,041	1,0073	0,9987	0,994	0,0003	0,0003	0,0003	208,5	anisotropo	212,1	rech	63,1	rech	4,1	7,4	2,6	285	4	195	0	102	86
27	6	2,62E-02	0,035	1,0082	0,9973	0,9946	0,0002	0,0002	0,0002	318,7	anisotropo	455,5	rech	28,4	rech	2,8	11	2,2	109	3	19	3	247	86
27	7	2,09E-02	0,023	1,0044	0,9997	0,9959	0,0001	0,0001	0,0001	281	anisotropo	210,6	rech	142,8	rech	4,1	4,9	2,2	97	8	6	7	236	80
27	8	3,40E-02	0,025	1,0079	0,9976	0,9945	0,0002	0,0002	0,0002	629,4	anisotropo	850,4	rech	76,8	rech	2	6,7	1,6	107	10	14	21	221	66
27	9	1,56E-02	0,027	1,0046	0,999	0,9965	0,0002	0,0002	0,0002	188,2	anisotropo	214,4	rech	42,8	rech	4	9	2,8	85	11	350	21	200	66
27	10	2,19E-02	0,017	1,0024	1,001	0,9966	0,0001	0,0001	0,0001	256,8	anisotropo	36,9	rech	333,8	rech	9,6	3,2	2,4	120	9	26	24	229	64
27	11	1,85E-02	0,038	1,0041	1,0001	0,9958	0,0002	0,0002	0,0002	90,6	anisotropo	52,8	rech	59,8	rech	8,1	7,6	3,9	89	12	355	18	211	68
27	12	3,29E-02	0,039	1,0112	1,0023	0,9865	0,0003	0,0003	0,0003	776,3	anisotropo	246,1	rech	773,2	rech	3,8	2,1	1,4	304	0	35	18	214	72
27	13	2,80E-02	0,031	1,0098	1,0024	0,9878	0,0002	0,0002	0,0002	1012,7	anisotropo	273,5	rech	1081,5	rech	3,6	1,8	1,2	121	1	30	20	213	70
27	14	3,19E-02	0,014	1,009	1,0063	0,9847	0,0001	0,0001	0,0001	6820	anisotropo	177,4	rech	11208,9	rech	4,4	0,6	0,5	291	0	21	6	197	84
27	15	3,10E-02	0,025	1,0087	1,0056	0,9857	0,0002	0,0002	0,0002	1899,8	anisotropo	75,1	rech	3010,4	rech	6,8	1,1	0,9	82	14	349	11	222	72
27	16	2,63E-02	0,028	1,0115	1,0031	0,9854	0,0002	0,0002	0,0002	1719,1	anisotropo	432,7	rech	1885,8	rech	2,8	1,4	0,9	98	10	6	11	230	75
27	17	2,52E-02	0,037	1,0131	1,0017	0,9852	0,0002	0,0002	0,0002	1097	anisotropo	447,9	rech	954,4	rech	2,8	1,9	1,1	117	2	27	3	243	86
27	18	3,06E-02	0,031	1,0119	1,0043	0,9838	0,0002	0,0002	0,0002	1663,9	anisotropo	286,3	rech	2065,5	rech	3,5	1,3	0,9	109	4	19	7	227	82
27	19	2,44E-02	0,022	1,0086	1,0046	0,9868	0,0001	0,0001	0,0001	2057,2	anisotropo	148,7	rech	3038,5	rech	4,8	1,1	0,9	100	6	9	11	218	77
27	20	2,81E-02	0,021	1,0091	1,0053	0,9856	0,0001	0,0001	0,0001	2658,6	anisotropo	150	rech	4053	rech	4,8	0,9	0,8	304	4	35	12	197	78
27	21	2,42E-02	0,018	1,0083	1,0016	0,9902	0,0001	0,0001	0,0001	2058,7	anisotropo	692,6	rech	1995,4	rech	2,2	1,3	0,8	112	1	21	14	205	76
27	22	2,56E-02	0,022	1,0084	1,0017	0,9899	0,0001	0,0001	0,0001	1362,6	anisotropo	434,8	rech	1351,4	rech	2,8	1,6	1	107	5	16	10	224	79
27	23	2,96E-02	0,025	1,0081	1,0035	0,9885	0,0002	0,0002	0,0002	1292,8	anisotropo	163,5	rech	1728,9	rech	4,6	1,4	1,1	85	9	353	13	210	74
27	24	2,45E-02	0,017	1,0087	1,0027	0,9885	0,0001	0,0001	0,0001	2900,1	anisotropo	611,2	rech	3384,4	rech	2,4	1	0,7	98	2	8	10	201	80
27	25	3,25E-02	0,027	1,0088	1,0044	0,9868	0,0002	0,0002	0,0002	1457,4	anisotropo	129,7	rech	2083,3	rech	5,2	1,3	1	84	4	354	4	213	84
28	1	1,49E-02	0,04	1,0068	0,9996	0,9936	0,0003	0,0003	0,0003	211,3	anisotropo	157,8	rech	107,5	rech	4,7	5,7	2,6	274	5	8	40	178	50
28	2	1,78E-02	0,033	1,0085	0,9985	0,9931	0,0002	0,0002	0,0002	427	anisotropo	436,6	rech	127,1	rech	2,8	5,2	1,8	271	6	3	17	162	71
28	3	1,86E-02	0,023	1,0068	0,9972	0,9961	0,0001	0,0001	0,0001	512,4	anisotropo	853	rech	11,5	rech	2	16,9	1,8	87	22	347	23	215	57
28	4	1,07E-02	0,018	1,0059	0,9994	0,9947	0,0001	0,0001	0,0001	793,4	anisotropo	654,2	rech	350,5	rech	2,3	3,2	1,3	95	4	313	85	186	3
28	5	1,13E-02	0,016	1,0086	0,9995	0,9919	0,0001	0,0001	0,0001	2232	anisotropo	1647,3	rech	1157,2	rech	1,5	1,7	0,8	80	10	345	28	188	60
28	6	1,68E-02	0,029	1,0073	0,9998	0,9929	0,0002	0,0002	0,0002	461,3	anisotropo	309,5	rech	268,9	rech	3,4	3,6	1,7	80	10	343	35	184	53
28	7	1,07E-02	0,034	1,0082	0,9994	0,9924	0,0002	0,0002	0,0002	421	anisotropo	328,8	rech	202,6	rech	3,3	4,1	1,8	268	4	3	48	174	42
28	8	8,63E-03	0,027	1,0075	0,9995	0,993	0,0002	0,0002	0,0002	550,1	anisotropo	419,1	rech	272,3	rech	2,9	3,6	1,6	89	2	358	28	182	62
28	9	1,54E-02	0,068	1,0072	1,0049	0,9879	0,0004	0,0004	0,0004	187,4	anisotropo	5,5	rech	305	rech	23,8	3,4	3	116	8	25	12	238	75
28	10	2,52E-02	0,044	1,0071	1,0022	0,9907	0,0003	0,0003	0,0003	289,1	anisotropo	62,2	rech	335	rech	7,5	3,2	2,3	123	3	32	13	224	77
28	11	1,05E-02	0,034	1,0091	1,0004	0,9905	0,0002	0,0002	0,0002	589	anisotropo	317,4	rech	422	rech	3,3	2,9	1,5	135	9	43	10	267	77
28	12	1,41E-02	0,032	1,0039	1,0021	0,9941	0,0002	0,0002	0,0002	211,7	anisotropo	16,5	rech	309,9	rech	14,3	3,4	2,7	62	14	329	14	195	70
28	13	2,24E-02	0,019	1,0065	1,0023	0,9912	0,0001	0,0001	0,0001	1316,4	anisotropo	223,4	rech	1636,8	rech	3,9	1,5	1,1	102	2	192	4	343	86
28	14	1,93E-02	0,019	1,0055	1,0012	0,9932	0,0001	0,0001	0,0001	850,9	anisotropo	252,7	rech	873	rech	3,7	2	1,3	86	8	355	4	239	81
28	15	0,01417	0,023	1,0037	1,0001	0,9961	0,0001	0,0001	0,0001	209,6	anisotropo	116,7	rech	147,1	rech	5,5	4,9	2,6	119	13	29	0	299	77