



**UNIVERSIDAD DE CHILE**

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Departamento de Geología

**“PETROLOGÍA MAGNÉTICA: APLICACIÓN INTEGRADA DE MAGNETISMO Y  
TÉCNICAS PETROLÓGICAS PARA LA INTERPRETACIÓN DE ESTUDIOS  
PALEOMAGNÉTICOS EN BASALTOS DE LAS SHETLANDS DEL SUR,  
ANTÁRTICA”**

**Memoria para optar al Título de Geóloga**

CAROLINA BEATRIZ GUZMÁN HERNANDEZ

**PROFESOR GUÍA: DR. DIEGO MORATA CÉSPEDES**

**PROFESOR COGUÍA: DR. CESAR ARRIAGADA ORTEGA**

**PROFESOR INTEGRANTE: DR. FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND**

Santiago de Chile

2008

# RESUMEN

Durante la última década se han desarrollado numerosos estudios para establecer la posición relativa de la Península Antártica y Patagonia desde el Jurásico, mediante variadas disciplinas, entre ellas estudios de paleolatitud magnética. Dentro de las secuencias volcánicas de la Península Antártica, en especial en basaltos, que presentan diversos tipos de minerales magnéticos, se han reconocido óxidos de Fe-Ti y algunos sulfuros, los cuales a través de sus propiedades magnéticas entregan información relevante acerca de la posición paleogeográfica al momento de su formación.

El estudio de la Petrología Magnética entrega una base concreta para la interpretación de los datos obtenidos a través de distintas técnicas de medición de datos paleomagnéticos.

En el presente estudio se han utilizado de manera conjunta la petrografía, geoquímica, análisis de SEM-EDX, geotermobarometría, y análisis de imágenes, con el propósito de identificar la naturaleza y posible influencia de los óxidos de Fe-Ti presentes en los basaltos que afloran en las Shetland del Sur.

Características relevantes al momento de interpretar datos paleomagnéticos son el tamaño de grano, la temperatura de formación y estado de oxidación de los óxidos de Fe-Ti presentes, además de la química inicial de la roca y sus posibles cambios posteriores debido a procesos de alteración hidrotermal.

Los resultados muestran que las propiedades podrían ser afectadas por la variación en el tamaño de grano de los óxidos de Fe-Ti, así como también por sus variaciones composicionales.

En la mayoría de las muestras analizadas existe un porcentaje considerable de óxidos de Fe-Ti submicroscópicos, correspondiente en su mayoría a cristales de Dominio Único, y además con un bajo estado de oxidación. Esto podría correlacionarse con altas estabilidades de remanencia e intensidad de magnetización.

## TABLA DE CONTENIDOS

TABLA DE CONTENIDOS.....	2
--------------------------	---

<b>INDICE DE FIGURAS.....</b>	<b>5</b>
<b>INTRODUCCION.....</b>	<b>7</b>
1 FORMULACION GENERAL DEL PROBLEMA.....	7
2 OBJETIVOS.....	9
2.1 <i>Objetivo Principal</i> .....	9
2.2 <i>Objetivos Específicos</i> .....	9
3 HIPOTESIS DE TRABAJO.....	10
4 METODOLOGIA.....	10
4.1 <i>Metodología General</i> .....	10
4.2 <i>Terreno</i> .....	10
4.3 <i>Preparación de Muestras y Metodología Analítica</i> .....	11
<b>CAPITULO I: MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....</b>	<b>14</b>
1    GEOLOGIA REGIONAL.....	14
1.1 <i>Generalidades</i> .....	14
1.2 <i>Contexto tectónico</i> .....	14
2 GEOLOGIA LOCAL.....	17
2.1 <i>Islas Shetland del Sur</i> .....	17
2.2 <i>Alteración</i> .....	22
3 FORMACIONES LITOLÓGICAS.....	23
<i>Formación Bahía Paraíso</i> .....	23
<i>Formación Coppermine</i> .....	23
<i>Formación Fildes</i> .....	24
<i>Formación Gran Muralla</i> .....	24
<i>Formación Hennequin</i> .....	24
<i>Formación Monte Flora</i> .....	25
<i>Grupo Escurra Inlet</i> .....	25
<i>Grupo Península Fildes</i> .....	25
<i>Grupo Volcánico Isla James Ross</i> .....	26
<i>Grupo Volcánico Península Antártica (GVPA)</i> .....	27
<b>CAPITULO II: MARCO TEORICO.....</b>	<b>29</b>
1    PETROLOGIA MAGNÉTICA.....	29
1.1 <i>Efectos del Tamaño de Grano</i> .....	30
1.2 <i>Magnetismo natural remanente (MNR)</i> .....	30
2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	32
2.1 <i>Exsolución y Texturas</i> .....	32
3 MINERALOGÍA DE ÓXIDOS DE FE-TI.....	35
3.1 <i>Oxidación deutérica</i> .....	37
3.2 <i>Fugacidad de Oxígeno</i> .....	38
4 ANÁLISIS DE IMÁGENES.....	41
5 ESTUDIOS ANTERIORES.....	43
<b>CAPITULO III: RESULTADOS.....</b>	<b>44</b>
1    ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO.....	44
1.1 <i>Isla Rey Jorge</i> .....	45
1.2 <i>Isla Robert</i> .....	49
1.3 <i>Isla Greenwich</i> .....	51
1.4 <i>Isla Andersson</i> .....	54
2 ANÁLISIS DE IMÁGENES.....	58
2.1 <i>Isla Rey Jorge</i> .....	58
2.2 <i>Isla Robert</i> .....	59
2.3 <i>Isla Greenwich</i> .....	62
2.4 <i>Isla Andersson</i> .....	64
<b>CAPITULO IV: DISCUSIÓN.....</b>	<b>67</b>
<b>CAPITULO V: CONCLUSIONES.....</b>	<b>71</b>

<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>73</b>
<b>ANEXO A: PETROGRAFÍA.....</b>	<b>83</b>
<b>ANEXO B: GEOQUÍMICA .....</b>	<b>90</b>
<b>ANEXO C: ANÁLISIS SEM-EDX.....</b>	<b>95</b>
<b>ANEXO D: ANÁLISIS DE IMÁGENES .....</b>	<b>99</b>

# INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. MAPA GENERAL DE LA PA Y LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR. (1) ISLA ELEFANTE, (2) ISLA CLEMENT; (3) ISLA REY JORGE; (4) ISLA NELSON; (5) ISLA ROBERT; (6) ISLA GREENWICH; (7) ISLA LIVINGSTON; (8) ISLA SNOW; (9) ISLA DECEPCIÓN; (10) ISLA ANDERSSON. EN AZUL LAS LOCALIDADES A ESTUDIAR. MODIFICADO DE BAS NORTHERN GRAHAM LAND AND SOUTH SHETLAND ISLANDS GEOLOGICAL MAP, 1:500.000 (1978). .....	15
FIGURA 2. MAPA DE ISLA REY JORGE. EL ÁREA VERDE CORRESPONDE A LA ZONA DE MUESTREO. MODIFICADO DE BAS NORTHERN GRAHAM LAND AND SOUTH SHETLAND ISLANDS GEOLOGICAL MAP, 1:500.000 (1978).....	18
FIGURA 3. MAPA DE ISLA ROBERT. EL ÁREA PÚRPURA CORRESPONDE A LA ZONA DE MUESTREO. MODIFICADO DE BAS NORTHERN GRAHAM LAND AND SOUTH SHETLAND ISLANDS GEOLOGICAL MAP, 1:500.000 (1978).....	20
FIGURA 4. MAPA DE ISLA GREENWICH. EL ÁREA CALIPSO CORRESPONDE A LA ZONA DE MUESTREO. . MODIFICADO DE BAS NORTHERN GRAHAM LAND AND SOUTH SHETLAND ISLANDS GEOLOGICAL MAP, 1:500.000 (1978). .....	21
FIGURA 5. MAPA DE ISLA ANDERSSON, PENINSULA TABARÍN. EL ÁREA AMARILLA CORRESPONDE A LA ZONA DE TOMA DE MUESTRAS. . MODIFICADO DE BAS NORTHERN GRAHAM LAND AND SOUTH SHETLAND ISLANDS GEOLOGICAL MAP, 1:500.000 (1978).....	22
FIGURA 6. FOTOGRAFÍAS DE SEM-EDX. (A) TEXTURA DE OXIDACIÓN TIPO ENREJADO EN MAGNETITA; (B) TEXTURA TIPO SÁNDWICH, CRISTAL DE MAGNETITA HUÉSPED Y LAMELA ÚNICA DE ILM; (C) TEXTURA COMPUESTA EXTERNA. ....	34
FIGURA 7. DIAGRAMA TERNARIO $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ . SE INDICA LA COMPOSICIÓN DE ÓXIDOS DE $Fe$ - $Ti$ , SUS NOMBRES Y SERIES DE SOLUCIÓN SÓLIDA DE TITANOMAGNETITAS Y TITANOHEMATITAS. ....	36
FIGURA 8 . DIAGRAMA DE $LOG fO_2$ ATM – $T(^{\circ}C)$ MOSTRANDO LAS ESTABILIDADES RELATIVAS DE DISTINTOS ESTADOS DE OXIDACIÓN DEL HIERRO EN UN SISTEMA $Fe$ - $Si$ - $O$ , CON LOS BUFFERS MÁS USADOS EN PETROLOGÍA EXPERIMENTAL. ....	40
FIGURA 9. INTERFAZ DEL <i>SOFTWARE IMAGE PRO PLUS V. 6.2</i> . EN EL LADO IZQUIERDO OBSERVAMOS LA IMAGEN ADQUIRIDA DEL CORTE TRANSPARENTE, EN ROJO VEMOS LOS ELEMENTOS ELEGIDOS PARA SU MEDICIÓN Y CONTEO. EN LA ESQUINA SUPERIOR DERECHA OBSERVAMOS LOS HISTOGRAMAS QUE EL <i>SOFTWARE</i> ENTREGA. EN LA ESQUINA INFERIOR DERECHA VEMOS EN UNA ELIPSE ROSADA EL NÚMERO DE OBJETOS CONTADOS Y FILTRADOS. ....	42
FIGURA 10. CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS SEGÚN GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL- DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN TAS PARA ROCAS VOLCÁNICAS SEGÚN LE BAS <i>ET AL.</i> (1986). ADEMÁS SE PRESENTAN LOS LÍMITES ENTRE ROCAS TOLEÍTICAS Y ALCALINAS SEGÚN MAC DONALD Y KATSURA (1968), IRVING Y BARAJAR (1971), Y KUNO (1966). ....	44
FIGURA 11. MAPA PENÍNSULA FILDES, ISLA REY JORGE. LAS ÁREAS EN VERDE CORRESPONDEN AL TOTAL DE SITIOS MUESTREADO. LOS CÍRCULOS VERDES VACÍOS CORRESPONDEN A LUGARES MUESTREADOS, EL CIRCULO VERDE RELLENO CORRESPONDE A LA MUESTRA UTILIZADA EN LOS ANÁLISIS. MAPA MODIFICADO DE MACHADO <i>ET AL.</i> (2005) Y BAS NORTHERN GRAHAM LAND AND SOUTH SHETLAND ISLANDS GEOLOGICAL MAP, 1:500.000 (1978).....	45
FIGURA 12. DIAGRAMA AFM, SEGÚN KUNO (1968). INDICA QUE LAS MUESTRAS ANALIZADAS DE ISLA GREENWICH, ISLA REY JORGE E ISLA ROBERT TIENEN SIGNATURA CALCOALCALINA. ....	46
FIGURA 13. . DIAGRAMA $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ CORRESPONDIENTE A LOS ÓXIDOS DE $Fe$ - $Ti$ DE LA MUESTRA AT1001, I. REY JORGE, MEDIDOS CON SEM-EDX (N = 18). ....	47
FIGURA 14. IMAGEN ESCANEADA DE CORTE TRANSPARENTE-PULIDO, MUESTRA AT1004. EL CUADRO DE ZOOM MUESTRA UNA AMÍGDALA RELLENA CON ARCILLAS Y MINERALES OPACOS. ....	48
FIGURA 15. GRÁFCO $MgO$ v/s $Fe^{+3}:Fe^{+2}$ PARA LAS 9 MUESTRAS ANALIZADA MEDIANTE GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES. LAS ELIPSES INDICAN MUESTRAS CON SIMILAR SIGNATURA GEOQUÍMICA. ....	48
FIGURA 16. RELACIÓN ENTRE EL CONTENIDO EN $SiO_2$ (% PESO) Y LA RELACIÓN $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ EN EL CONJUNTO DE ROCAS ANALIZADAS EN EL PRESENTE ESTUDIO. SE OBSERVA UNA CLARA TENDENCIA MAS ALCALINA PARA LA MUESTRA AT1801, SEMEJANTE A AQUELLAS MUESTRAS DE LAVAS NEÓGENAS DE ISLA ANDERSSON. ....	49
FIGURA 17. DIAGRAMA $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ PARA ÓXIDOS DE $Fe$ - $Ti$ CORRESPONDIENTE A LAS MUESTRAS AT1201, AT1406 Y AT1801, ISLA ROBERT. ANÁLISIS HECHOS CON SEM-EDX (N=49). LA FLECHA MUESTRA LA DIRECCIÓN DE UN POSIBLE PROCESO DE MAGHEMATIZACIÓN EN LA MUESTRA. ....	50
FIGURA 18. DIAGRAMA $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ CORRESPONDIENTE A LAS MUESTRAS AT0406 Y AT0601, ISLA GREENWICH. SE MIDIERON 15 PUNTOS EN MINERALES OPACOS CON SEM-EDX. QUIZÁS EXISTA MAGHEMATIZACIÓN EN ESTAS MUESTRAS (FLECHA).....	52
FIGURA 19. VALORES DE FUGACIDAD DE OXÍGENO Y TEMPERATURA DE EQUILIBRIO OBTENIDA DE FASES TITANOMAGNETITA-ILMENITA COEXISTENTES EN BASALTO PARA LA MUESTRA AT0406, ISLA GREENWICH. VALORES OBTENIDOS CON ILMAT. LOS CÍRCULOS ROJOS REPRESENTAN VALORES CALCULADOS CON EL	

GEOTERMOBARÓMETRO DE SPENCER & LINDSLEY (1981), LOS ROMBOS EN AZUL SON VALORES CALCULADOS CON EL GEOTERMOBARÓMETRO DE ANDERSEN & LINDSLEY (1985). .....	53
FIGURA 20. DIAGRAMA $TiO_2$ -FeO- $Fe_2O_3$ CORRESPONDIENTE A LAS MUESTRAS AT2402 Y AT2501, ISLA ANDERSSON. SE MIDIERON 8 PUNTOS EN MINERALES OPACOS CON SEM-EDX. ....	55
FIGURA 21. VALORES DE FUGACIDAD DE OXÍGENO TEMPERATURA DE EQUILIBRIO OBTENIDA PARA TITANOMAGNETITA-ILMENITA COEXISTENTE EN BASALTOS, PARA LA MUESTRA AT2402, ISLA GREENWICH. VALORES OBTENIDOS CON ILMAT. LOS ROMBOS VERDES REPRESENTAN VALORES CALCULADOS CON EL GEOTERMOBARÓMETRO DE SPENCER & LINDSLEY (1981), LAS CRUCES SON VALORES CALCULADOS CON EL GEOTERMOBARÓMETRO DE ANDERSEN & LINDSLEY (1985). ....	56
FIGURA 22. IMÁGENES DE ÓXIDOS DE Fe-Ti REPRESENTATIVAS DE ISLA ANDERSSON, OBTENIDAS CON SEM-EDX. SE MUESTRAN GRANOS IDIOMORFOS CON ALGUNAS LAMELAS DE EXSOLUCIÓN DE ILMENITA. ....	57
FIGURA 23. HISTOGRAMA REPRESENTATIVO DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA GRANULOMETRÍA DE LOS MINERALES OPACOS, MUESTRA AT1001. GRÁFICA OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . EL RECUADRO PRESENTA LOS VALORES ESTADÍSTICOS DE ALGUNOS ATRIBUTOS MEDIDOS EN LA MUESTRA. ....	59
FIGURA 24. . HISTOGRAMA REPRESENTATIVO DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA GRANULOMETRÍA DE LOS MINERALES OPACOS, MUESTRA AT1201. GRÁFICA MODIFICADA DE IMAGEN OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . EL RECUADRO PRESENTA LOS VALORES ESTADÍSTICOS DE ALGUNOS ATRIBUTOS MEDIDOS EN LA MUESTRA. ....	60
FIGURA 25. . HISTOGRAMA REPRESENTATIVO DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA GRANULOMETRÍA DE LOS MINERALES OPACOS, MUESTRA AT1401. GRÁFICA MODIFICADA DE IMAGEN OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . EL RECUADRO PRESENTA LOS VALORES ESTADÍSTICOS DE ALGUNOS ATRIBUTOS MEDIDOS EN LA MUESTRA. ....	61
FIGURA 26. . HISTOGRAMA REPRESENTATIVO DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA GRANULOMETRÍA DE LOS MINERALES OPACOS, MUESTRA AT1801. MODIFICADO DE IMAGEN OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . EL RECUADRO PRESENTA LOS VALORES ESTADÍSTICOS DE ALGUNOS ATRIBUTOS MEDIDOS EN LA MUESTRA. ....	62
FIGURA 27. HISTOGRAMA CORRESPONDIENTE A LA DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE GRANO EN LA MUESTRA AT0406, ISLA GREENWICH, Y TABLA CON DATOS ESTADÍSTICOS DE AQUELLOS ATRIBUTOS MAS RELEVANTES MEDIDOS. MODIFICADA DE IMAGEN OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . ....	63
FIGURA 28. HISTOGRAMA REPRESENTATIVO DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA GRANULOMETRÍA DE LOS MINERALES OPACOS, MUESTRA AT0601. GRÁFICA OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . EL RECUADRO PRESENTA LOS VALORES ESTADÍSTICOS DE ALGUNOS ATRIBUTOS MEDIDOS EN LA MUESTRA. ....	64
FIGURA 29. . HISTOGRAMA REPRESENTATIVO DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA GRANULOMETRÍA DE LOS MINERALES OPACOS, MUESTRA AT2402. GRÁFICA OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . EL RECUADRO PRESENTA LOS VALORES ESTADÍSTICOS DE ALGUNOS ATRIBUTOS MEDIDOS EN LA MUESTRA. ....	65
FIGURA 30. . HISTOGRAMA REPRESENTATIVO DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA GRANULOMETRÍA DE LOS MINERALES OPACOS, MUESTRA AT2501. GRÁFICA OBTENIDA CON <i>IMAGE PRO PLUS</i> . EL RECUADRO PRESENTA LOS VALORES ESTADÍSTICOS DE ALGUNOS ATRIBUTOS MEDIDOS EN LA MUESTRA. ....	66
FIGURA 31. GRÁFICOS REPRESENTATIVOS DE LA DESMAGNETIZACIÓN DE LAS MUESTRAS AT2402, Y AT2501.....	66
TABLA 1. DATOS DE % WT DE ELEMENTOS MAYORES Y PPM EN ELEMENTOS TRAZAS. DATOS OBTENIDOS EN EL LABORATORIO DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE, JUNIO 2008. ....	90
TABLA 2. CÁLCULOS PARA OBTENER LA CANTIDAD REAL DE $Fe^{+3}$ EN % WT. REALIZADOS EN LABORATORIOS DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE, 28 DE MAYO DE 2008.....	93
TABLA 3. VALORES DE LOS ESTÁNDAR UTILIZADOS EN LA MEDICIÓN DE $Fe^{+3}$ . ....	94
TABLA 4. CALCULO DEL FACTOR DE CORRECCIÓN PARA LAS MEDICIONES DE ELEMENTOS MAYORES REALIZADAS MEDIANTE ICP-AES. ....	94
TABLA 5. VALORES DE ÓXIDOS MEDIDOS CON SEM-EDX. UNIVERSIDAD DE GRANADA, JULIO 2008. LOS CASILLEROS CON – SON DATOS NO MEDIDOS.....	95

# INTRODUCCION

## 1 FORMULACION GENERAL DEL PROBLEMA

Durante la última década se han desarrollado numerosos estudios para establecer la posición relativa de la Península Antártica y Patagonia desde el Jurásico, mediante variadas disciplinas, entre ellas estudios de paleolatitud magnética.

La Península Antártica es parte de un arco de isla y está conformada por un basamento metamórfico y rocas volcánicas, sedimentarias e intrusivas. Variados estudios de terreno, y aplicación de técnicas de datación geocronológica han incrementado notablemente el conocimiento de la evolución tectónica y paleogeográfica en la Península Antártica, lo que ha servido de respaldo al modelo de "calce apretado", que relaciona a la Península Antártica con el borde occidental de Patagonia como parte del supercontinente de Gondwana durante el Triásico y Jurásico (Dalziel y Elliot, 1971).

Dentro de las secuencias volcánicas de la Península Antártica, en especial en basaltos, que presentan diversos tipos de minerales magnéticos, se han reconocido óxidos de Fe-Ti y algunos sulfuros, los cuales a través de sus propiedades magnéticas entregan información relevante acerca de la posición paleogeográfica inicial de las rocas que los contienen.

Sin embargo, la interpretación de estudios paleomagnéticos en términos de la Geología es obstaculizada por la falta de conocimiento de los factores geológicos que influyen la magnetización de las rocas, y su relación directa con las características petrográficas de las rocas. Además al momento de interpretar los resultados obtenidos en los estudios de paleomagnetismo se debe considerar el origen de estos minerales, ya sean estos primarios o producidos por alteración posterior de la roca analizada.

La Petrología Magnética provee una herramienta útil para interpretar las variaciones en las propiedades magnéticas que se pueden correlacionar con los cambios en la litología que

resultan de las diferencias en abundancia y en tamaño de los minerales magnéticos (Clark, 1983).

Otro elemento útil al momento de relacionar la petrología y el paleomagnetismo es tener un estudio detallado de la granulometría de los minerales magnéticos, que podría llegar a resolver problemas de inexactitud o poca precisión en las señales magnéticas emitidas por una roca. Para esto hoy en día existen *softwares* de análisis de imágenes que hacen este trabajo más preciso y confiable.

Debido a lo anterior es necesario que un estudio de paleomagnetismo tenga como respaldo básico un estudio petrográfico acabado de mineralogía magnética correspondiente a las zonas en estudio y asimismo ser de gran utilidad para el diseño de los experimentos de desmagnetización parcial y para la posterior interpretación de resultados paleomagnéticos.



## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo Principal**

Identificar las características de la fuente de las señales magnéticas obtenidas para rocas volcánicas de la Península Antártica e Islas Shetland del Sur, que forman parte de grupo Grupo Volcánico Península Antártica, Grupo Península Fildes, Grupo Volcánico James Ross, Formación Coppermine, Formación Fildes, además de algunas lavas neógenas de Isla Andersson. Todo esto con el fin de discriminar entre datos entregados por óxidos de Fe-Ti primarios y otros óxidos producto de reacciones de oxidación y/o reducción posterior al enfriamiento, y su posterior comparación con la signatura magnética que estos entregan.

### **2.2 Objetivos Específicos**

- Realizar una caracterización petrográfica cualitativa y cuantitativa de la petrología magnética de las muestras utilizadas en la medición de magnetismo remanente.
- Realizar una caracterización geoquímica de las distintas formaciones de roca volcánica a utilizar en este estudio
- Determinar el grado de oxidación de las muestras.
- Determinar relaciones entre la calidad de los datos de paleomagnetismo y las características de la petrología magnética encontrada en la roca.
- Establecer una relación directa entre la distribución granulométrica de los minerales ferromagnéticos y los datos paleomagnéticos.

### **3 HIPOTESIS DE TRABAJO**

El estudio propuesto se funda y justifica según las siguientes hipótesis de trabajo:

- Es posible determinar la naturaleza de los óxidos de Fe-Ti, ya sean éstos de origen primario, o producidos por alguna alteración posterior a la cristalización de una roca.
- Existe una relación directa entre el tamaño de grano y la calidad de la señal magnética que éste emite, siendo de preferencia las rocas de grano fino quienes entregan una mejor señal magnética.

### **4 METODOLOGIA**

#### **4.1 Metodología General**

Este estudio se ha desarrollado dentro del marco del Proyecto Anillo de Investigación ART04 "Conexiones Geológicas entre Antártica Occidental y Patagonia". La campaña de terreno fue realizada entre los días 13 de Enero y 3 de Febrero del año 2007 en distintas localidades de la Península Antártica. Durante el transcurso de la misma se recolectaron esencialmente muestras de rocas volcánicas. A continuación se da a conocer la metodología general utilizada y los tipos de estudios realizados en ellas.

#### **4.2 Terreno**

Durante los días de campaña de terreno se visitaron las siguientes localidades para la recolección de muestras (Figura 1):

- Península Fildes, ubicada al SW de la Isla Rey Jorge. Aquí se visitaron siete sitios obteniendo 39 muestras.
- Bahía Almirantazgo, bahía de mayor tamaño al SE de la Isla Rey Jorge. Aquí se visitaron seis sitios obteniendo 37 muestras.
- Península Coppermine, ubicada en borde occidental de Isla Robert. Aquí se visitaron siete sitios obteniendo 34 muestras.

- Punta Fort William, en Isla Greenwich. Aquí se visitaron cuatro sitios obteniendo 28 muestras.
- Bahía Esperanza, en el borde oriental de la Península Tabarín. Aquí se visitaron dos sitios obteniendo 19 muestras
- Isla Andersson, pequeña isla ubicada entre Península Tabarín e Isla Dundee. Aquí se visitaron cinco sitios obteniendo 27 muestras.

Se muestrearon 31 puntos, con un total de 184 muestras. Estas se obtuvieron con una perforadora portátil a gasolina, equipada con brocas no magnéticas, obteniendo testigos de 25 mm de diámetro, con un largo aproximado de 10 cm. Luego de perforar y marcar las muestras se utiliza un inclinómetro y magnetómetro para registrar la orientación de la muestra en terreno. En cada punto se obtuvieron entre 4 y 10 muestras del mismo afloramiento, a fin de obtener un mejor análisis estadístico y además para poder obtener registros de las distintas variaciones que puede presentar una misma roca (e.g. centro y bordes de un intrusivo).

Se separaron 31 muestras para su estudio petrográfico y geoquímico.

### **4.3 Preparación de Muestras y Metodología Analítica.**

Con las 31 muestras recolectadas se siguió la siguiente metodología:

**Cortes transparentes-pulidos:** Realizados en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

**Petrografía:** Se realizaron descripciones de 32 muestras a luz reflejada y transmitida. La descripción a luz transmitida está dirigida al reconocimiento y clasificación petrográfica previa al estudio principal. La descripción con luz reflejada tuvo como objetivo identificar a groso modo la mineralogía opaca, parte central de este estudio, y observar características distintivas en las localidades muestreadas y/o en los distintos tipos de roca.

**Geoquímica:** Del total de las muestras, 9 fueron seleccionadas por considerarse representativas de aquellas localidades sin previa información geoquímica en la literatura existente. Se midieron concentraciones de los elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , expresando sus concentraciones en porcentajes en peso de óxidos, %wt ) y elementos en trazas (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Y, Sc, Hf, Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Cu, Sr y Zr en ppm). Las medidas se realizaron mediante un ICP-AES en el Laboratorio Químico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Sr. Jaime Martínez. Un especial énfasis se puso en la medición del contenido de Fe en sus dos estados de oxidación, FeO y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Para esto se calibró el ICP-AES de manera especial para así obtener la mejor precisión posible. Para medición de FeO se realizó una reacción de reducción-oxidación a con 0.5 gr. de cada muestra y con 2 estándares internacionales QLO-1 y DNC1, y un estándar interno 8R. Para la medición de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se utilizó como estándar el AGV-2. El detalle del análisis de muestras y valores obtenidos se encuentra en el ANEXO B: Geoquímica

**SEM-EXS:** Se seleccionaron 8 de las muestras más representativas de 4 localidades (IRJ, IROB, IGR, IAN), y las cuales exhibían los mejores especímenes de óxidos con distintos grados de oxidación. Este estudio fue realizado el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, España, utilizando un microscopio electrónico de barrido ZEISS DSM 950 equipado con detector de EDX para microanálisis LINK ISIS de Oxford. De todas la muestras se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados (*BSE images*). El detalle del análisis de muestras y valores obtenidos se encuentra en el ANEXO C: Análisis SEM-EDX.

**Procesamiento de Imágenes:** Se obtuvo una imagen en formato TIFF de los cortes transparentes pulidos utilizados en análisis de SEM-EDX en un escáner EPSON Expression10000 con una resolución de 4200 ppp. Posteriormente mediante el software *Image Pro Plus v. 6.2* se realizó un conteo de los minerales opacos correspondientes a magnetitas, ilmenitas, hematitas y algunos sulfuros. Además del conteo de granos como tal, se hicieron mediciones de área, redondez, tamaño (largo), IOD, y otros parámetros. De este procesamiento de imágenes se obtuvieron además datos estadísticos tales como media,

desviación estándar, moda (ANEXO D: Análisis de Imágenes), y la representación gráfica de la distribución que seguían las mediciones tomadas en cada muestra y correlaciones entre un tipo de dato y otro.

# CAPITULO I: MARCO GEOLOGICO REGIONAL

## 1 GEOLOGIA REGIONAL

### 1.1 Generalidades

Se puede dividir el continente Antártico en dos áreas geológicas principales: el Este de Antártica y el Oeste de Antártica. El Este es aquella gran porción de tierra con forma redondeada centrada en los 90° de longitud Este. El Oeste de Antártica está centrado a los 90° de longitud oeste e incluye a la Península Antártica (e.g. Machado *et al.*, 2005).

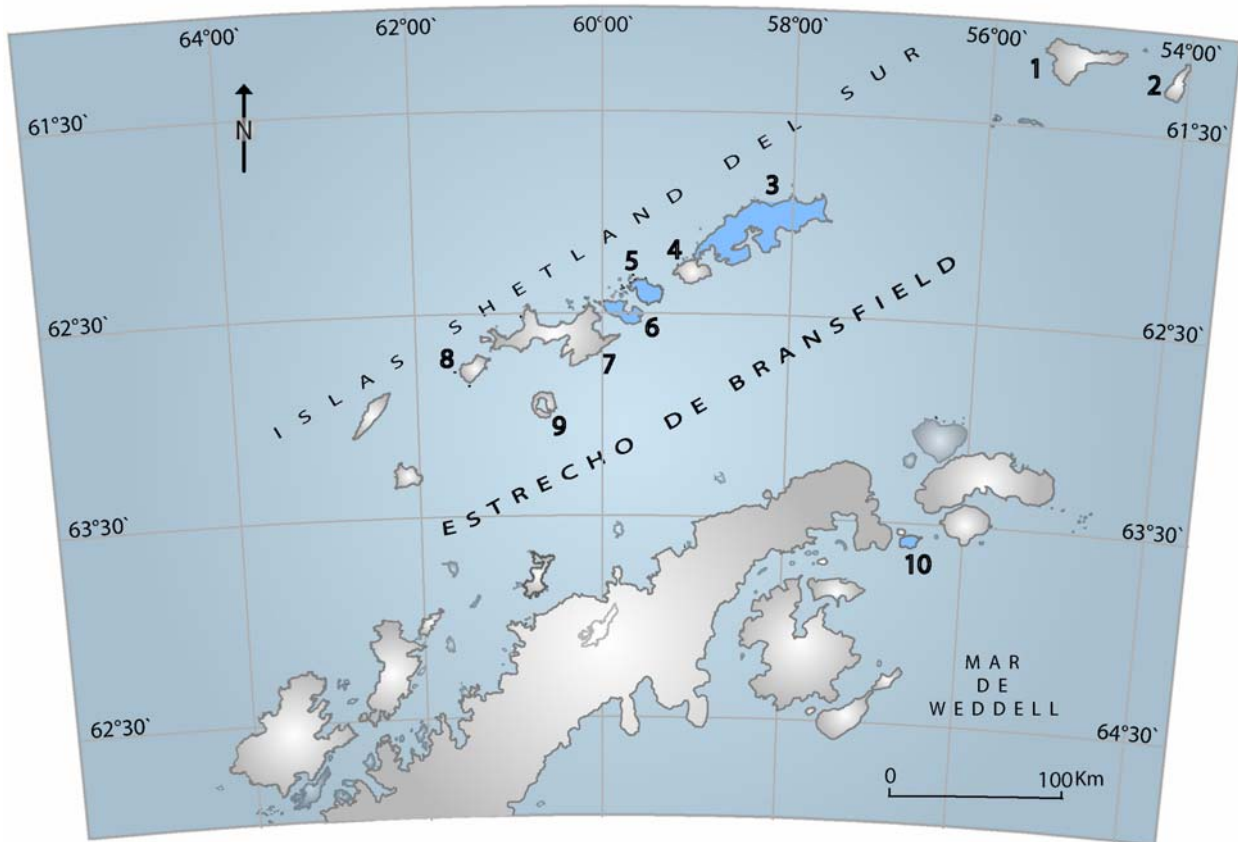
La porción Este es un escudo precámbrico estable de gran tamaño, compuesto de rocas tan antiguas como tres billones de años, que no han cambiado mucho a través del tiempo (Machado *et al.*, 2005). Estas son rocas metamórficas que subyacen a rocas más jóvenes, compuestas por depósitos oceánicos. El margen occidental de Antártica se desarrolló durante los últimos 500 Ma mediante la adición de pequeños fragmentos de continente (microplacas) que han dado forma a sus montañas. A diferencia de la parte Este, si aquí el hielo fuera removido la tierra tendría un relieve considerable. El área aparecería probablemente como una cadena de islas y montañas (e.g. Machado *et al.*, 2005).

La Península Antártica fue formada por la orogenia andina durante el Mesozoico tardío y el Cenozoico temprano (60-80 Ma). Este evento coincide temporalmente con el quiebre final de Gondwana en Sudamérica, Australia y Antártica.

### 1.2 Contexto tectónico

La Península Antártica esta bordeada por un complejo sistema de placas, incluyendo la placa Sudamericana, Scotia, Drake/Phoenix, Orkney Sur y Sandwich, las cuales están dominadas por limites tectónicos extensionales y de rumbo. Esta configuración fue formada hace 38 Ma gracias a la apertura del Paso Drake y el Mar de Scotia (Barker & Burrell, 1977; Barker *et al.*, 1991). Antes de esto existía una interacción destructiva entre las placas generando arcos de

isla y cuencas de trasarco registradas en las Islas Shetland del Sur, en la Península Antártica, y en Patagonia (Dalziel, 1984; Lawver *et al.*, 1996).



**Figura 1. Mapa general de la PA y las Islas Shetland del Sur. (1) Isla Elefante, (2) Isla Clement; (3) Isla Rey Jorge; (4) Isla Nelson; (5) Isla Robert; (6) Isla Greenwich; (7) Isla Livingston; (8) Isla Snow; (9) Isla Decepción; (10) Isla Andersson. En azul las localidades a estudiar. Modificado de BAS Northern Graham Land and South Shetland Islands geological map, 1:500.000 (1978).**

Es ampliamente aceptado que el bloque de la Península Antártica ha tenido una rotación importante en sentido antihorario durante el Jurásico-Cretácico, probablemente ligado a la dispersión de la parte sur de Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2000).

El contexto tectónico de la unión de la placa Sudamericana, placa Antártica y Scotia ha sido relacionado y explicado mediante un complejo modelo evolutivo desde el Paleozoico-Mesozoico hasta el presente. Esta evolución fue acompañada por varios episodios tectónicos que pueden ser agrupados en 6 eventos tectónicos principales o mayores, desde los 250 Ma hasta los 20 Ma.

- 1.- Orogenia Samfrau durante el Paleozoico- Mesozoico.
- 2.- Procesos tempranos de fragmentación de Gondwana
- 3.- Separación (quiebre) de Gondwana
- 4.- Subducción de la placa Phoenix
- 5.- Volcanismo en un arco a lo largo de las Islas Shetland del Sur
- 6.- Tectonismo extensional en la Península Antártica.

Las islas de la porción central del archipiélago de la ISS provee un registro de la interacción entre la placa de Phoenix y la placa Antártica, incluyendo secuencias plutónicas, volcánicas y sedimentarias (Smellie et al., 1984) y estratovolcanes cuaternarios de basaltos alcalinos (Hole & LeMasurier, 1994) a lo largo del eje del rift Bransfield. En estas islas, el régimen tectónico dominante es extensional y restringido a áreas de arcos volcánicos donde la actividad volcanosedimentaria del Terciario predomina en asociación con fallas normales, de rumbo, y fracturamiento tensional intenso (Hamilton, 1995; Moore & Twiss, 1995; Machado *et al.*, 2005).

Por otro lado, mediante reconstrucciones paleomagnéticas del Mar de Weddell realizados en base a los datos obtenidos por el proyecto USAC (Estados Unidos-Argentina-Chile), se determinó a partir de los 147 Ma (Köning & Jokat, 2006) y hasta los 118 Ma la PA se habría trasladado hacia el sur en un movimiento sinistral con muy poca o nula rotación (Ghidella *et al.*, 2002).



## 2 GEOLOGIA LOCAL

### 2.1 Islas Shetland del Sur

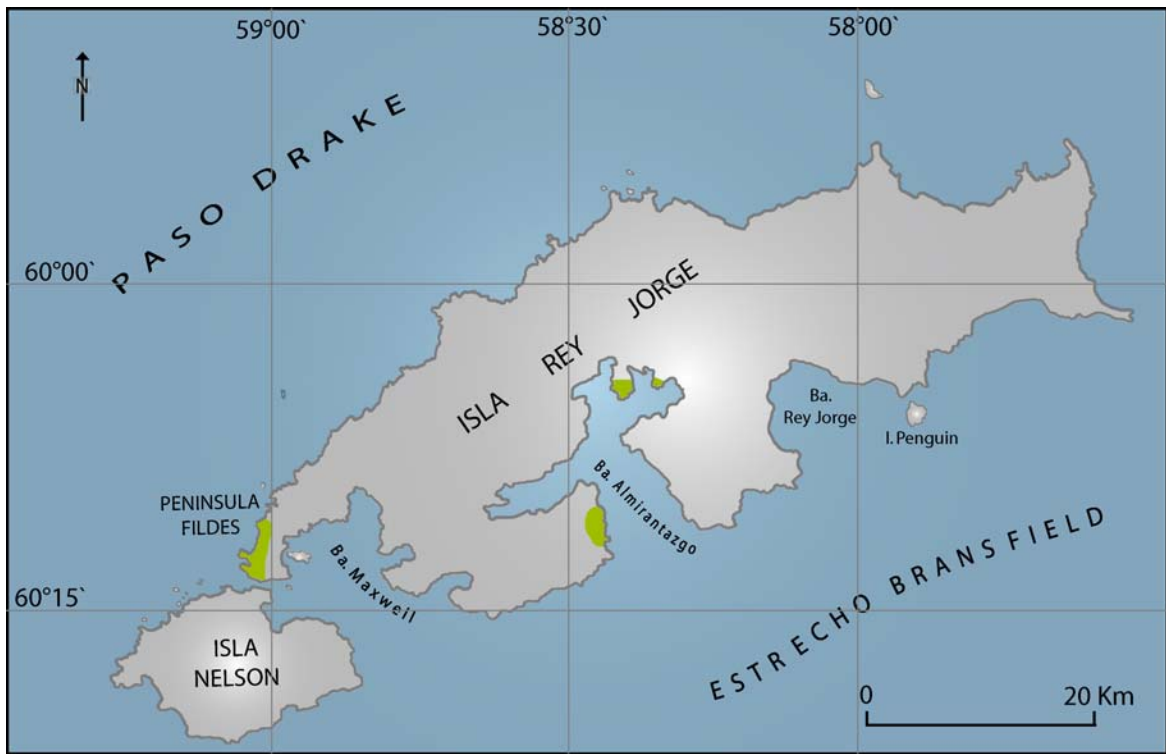
Alejadas más de 100 Km de la PA a partir del Oligoceno-Mioceno luego de la apertura del Estrecho de Bransfield encontramos las Islas Shetland del Sur (ISS) conformadas por 11 islas que se alinean con un rumbo N60E aproximadamente, al Noroeste de la PA entre los 61° y 63° de latitud Sur y los 55° y 63° de longitud Oeste, y alejadas más de 900 Km de Tierra del Fuego (Smellie *et al.*, 1984).

De este grupo de islas, las de mayor tamaño son la Isla Rey Jorge y Livingston, separadas entre sí por tres islas menores Nelson, Greenwich y Robert. Aparte de éstas se consideran también la Isla Clarence y Elefante en el extremo norte de las islas Snow y Decepción en el sur, entre otras (Figura 1).

Las Islas Shetland del Sur son los restos del arco volcánico formado en el margen continental de la PA durante el Cretácico y el Terciario (Willan & Armstrong, 2002). El basamento del arco consiste en rocas metamórficas y graníticas del margen continental de Gondwana (Birkenmajer *et al.*, 1990), y/o a areniscas y limonitas de edad Triásica temprana (Willan *et al.*, 1994). El arco volcánico que hizo erupción durante el Cretácico temprano a Mioceno Medio, debido a la subducción de la placa oceánica de Fénix bajo el margen continental de Gondwana, dio origen a más de 300 Km de islas (Pankhurst & Smellie, 1983; Willan & Kelley, 1999).

#### Isla Rey Jorge

La Isla Rey Jorge es la de mayor tamaño en el arco y es dominada por rocas volcánicas del Cretácico tardío a Mioceno, distribuidas en cuatro bloques estratigráficos/estructurales, que se vuelven más jóvenes hacia el sureste (Willan & Armstrong, 2002). Dentro de esta isla destaca la Península Fildes que abarca unos 7 Km. de largo en su extremo SW (Figura 2)



**Figura 2. Mapa de Isla Rey Jorge. El área verde corresponde a la zona de muestreo. Modificado de BAS Northern Graham Land and South Shetland Islands geological map, 1:500.000 (1978).**

La secuencia volcánica comprende más de 3500 m. de lavas basálticas a andesíticas con intercalaciones de tobas y algunas dacitas (Birkenmajer *et al.*, 1991), intruída por diques penecontemporáneos. La división litoestratigráfica es levemente diferente en los distintos estudios y publicaciones. Smellie *et al.* (1984) dividió la estratigrafía de la isla Rey Jorge en dos formaciones, La Formación Fildes inferior y la Formación Hennequin superior, por sus características litológicas. De acuerdo a esta división las rocas que se encuentran al oeste de la isla pertenecerían a la Formación Fildes. En contraste, Birkenmajer (1983) separó la isla en bloques, el Horst Barton, el Bloque Fildes y el Bloque Warszawa. Esta separación en términos tectónicos separado por grandes fallas de rumbo. El Bloque Fildes consiste en rocas volcánicas y sedimentos Paleoceno-Eoceno, equivalente a la parte Paleógena del Bloque Warszawa (Birkenmajer *et al.*, 1990).

Además, geólogos chinos han propuesto una nueva división estratigráfica para la Península Fildes (Zheng & Liu, 1990; Li & Liu, 1991). Ellos distinguen cuatro distintos miembros

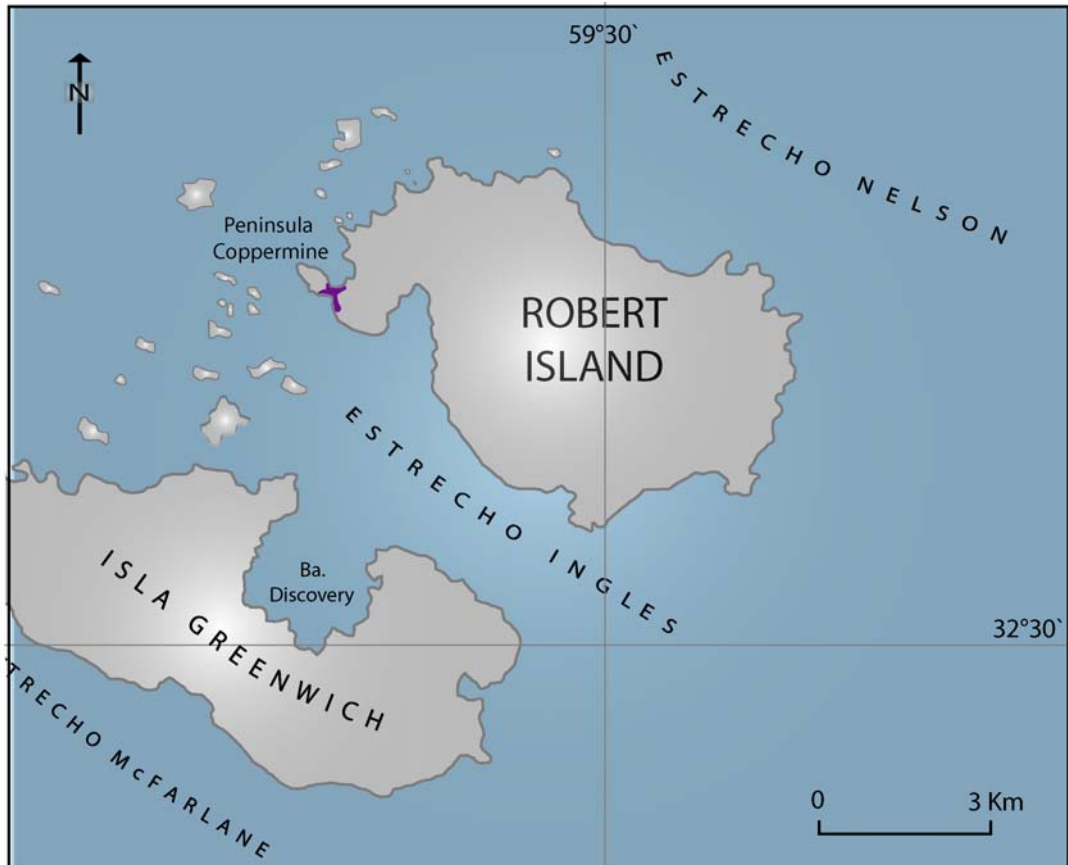
estratigráficos volcánicos y han subdividido la Península en la Formación Gran Muralla inferior, y la Formación Fósil superior. La Formación Gran Muralla está dispuesta en la parte oeste y sur de la Península, mientras que la Formación Fósil, está distribuida en la parte este y norte de la misma. Ambas formaciones fueron intruidas por rocas subvolcánicas lo que ocurre en algunos afloramientos esporádicos (Jwa *et al.*, 1992).

En Bahía Almirantazgo, ubicado en el Horst Barton, afloran principalmente rocas volcánicas Terciarias. Según Guangfu *et al.* (2002), datos isotópicos indican que han ocurrido tres ciclos de erupción volcánica, esto acompañado con la migración hacia el Norte del centro volcánico en Península Keller.

Según Park (1991), existe una alteración propilítica y argílica prevaleciente en el área. Estudios más recientes de Willan & Armstrong (2002) han establecido que en la zona de Península Fildes existe una alteración tipo pórfido, otro estilo correspondiente a una alteración silícica, sericítica y argílica además de alteración de ágata, carbonatos y zeolitas. Mientras que en Bahía Almirantazgo no se observa esta última.

## Isla Robert

La Península Coppermine, única zona muestreada en esta isla, está compuesto por secuencias volcánicas de lavas basálticas, basaltoandesíticas y tobas de lapilli pertenecientes a la Formación Coppermine. Smellie *et al.* (1984) entrega edades K- Ar de  $87-78 \pm 2$  Ma para lavas y sills de Caleta Coppermine (Figura 3).



**Figura 3. Mapa de Isla Robert. El área púrpura corresponde a la zona de muestreo. Modificado de BAS Northern Graham Land and South Shetland Islands geological map, 1:500.000 (1978).**

### Isla Greenwich

En esta isla afloran hacia la base flujos basálticos cortados por diques y domos. Además se observa un proceso hidrotermal importante en la zona (Santana & Dumont, 2003). Una unidad superior corresponde a flujos de lava basáltica intercalada con estratos volcanosedimentarios, correspondientes a ceniza y brechas volcánicas. Según Santana & Dumont (2003) estas unidades son lateralmente equivalentes a la Formación Coppermine de edad Cretácica.

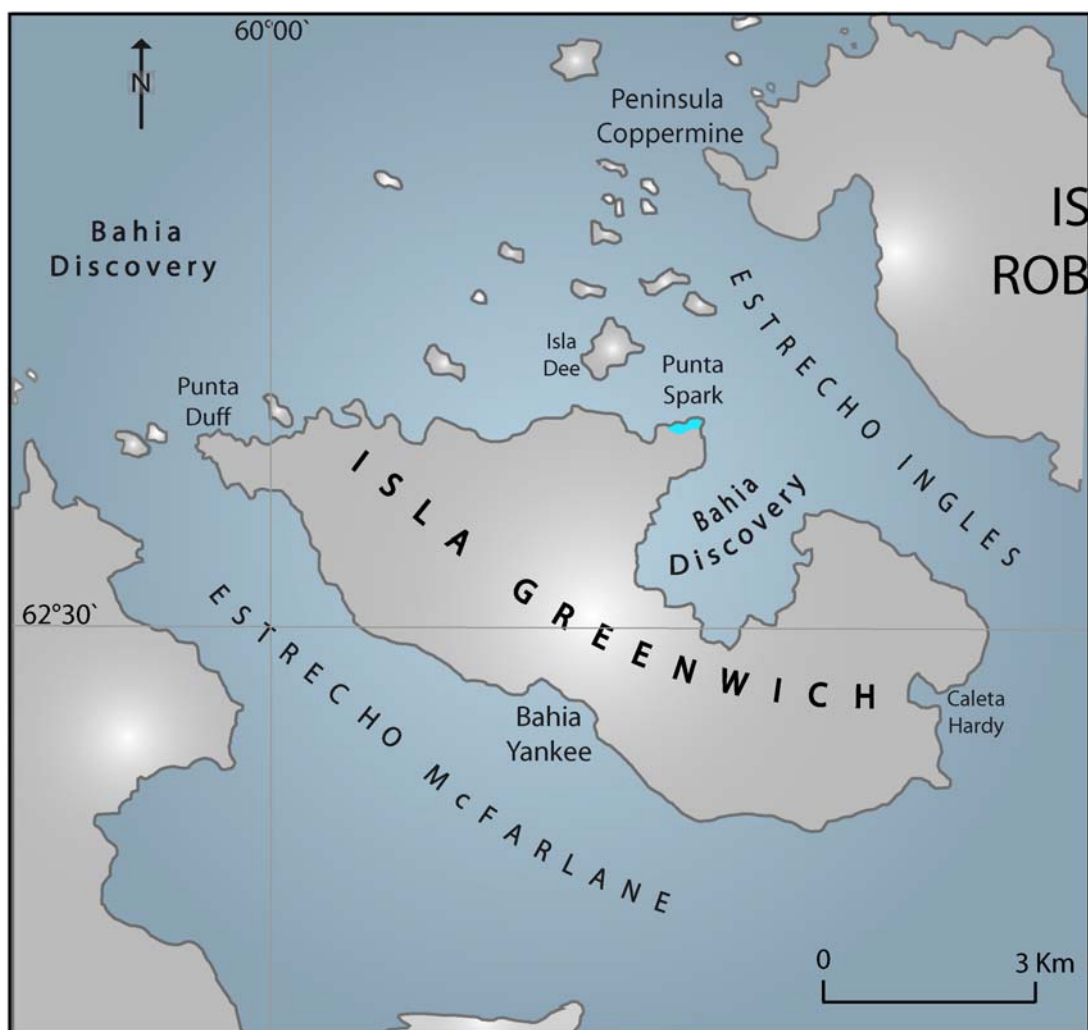


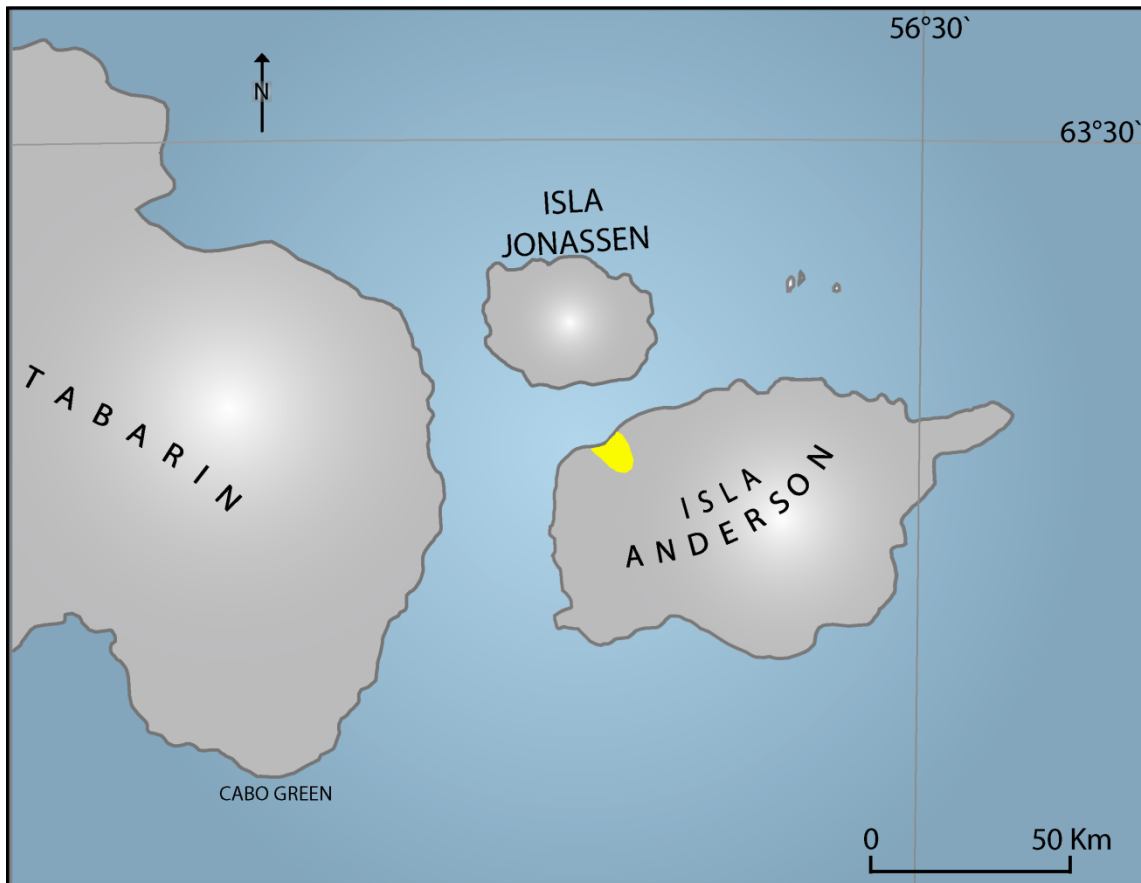
Figura 4. Mapa de Isla Greenwich. El área calipso corresponde a la zona de muestreo. . Modificado de BAS Northern Graham Land and South Shetland Islands geological map, 1:500.000 (1978).

La Bahía Discovery se abre al Estrecho Ingles junto con la Punta Fort Williams, también llamada Punta Spark (Figura 4). Araya y Hervé (1966) midieron los parámetros morfológicos de los sedimentos de la playa. Los clastos que conforman estos sedimentos de Fort William están constituidos por andesitas del Cretácico temprano al Paleoceno (Araya y Hervé, 1966, Dumont *et al.*, 2006).

### Isla Andersson

No existe mayor registro geológico y/o geoquímico de esta isla. Según el mapa geológico 1:500.000 del British Antarctic Survey (1979), esta isla está compuesta por rocas volcánicas del Cenozoico Tardío (Plio-Pleistoceno). Incluye basaltos de olivino alcalinos, brechas de

palagonita y tobas de palagonita subordinada del Grupo Volcánico de la Isla James Ross, presente en el Grupo de la Isla James Ross y en la parte sur de la Península Tabarín (Figura 5).



**Figura 5. Mapa de Isla Andersson, Península Tabarín. El área amarilla corresponde a la zona de toma de muestras. . Modificado de BAS Northern Graham Land and South Shetland Islands geological map, 1:500.000 (1978).**

## 2.2 Alteración

En algunas localidades de Las Islas Shetland del Sur se ha descrito mineralización de tipo pórfido. Este se presenta en la Península como pirita, calcopirita, bornita y molibdenita diseminada o en vetillas. Hay una amplia alteración propilítica en esta zona, y las alteraciones argílicas y fílicas ocurren en numerosas localidades en las Islas (Hawkes, 1982).

En el trabajo de Willan & Armstrong (2002) se describe en detalle la alteración existente en Isla Rey Jorge. Esta alteración propilítica ( $\text{Clo}+\text{Ab}+\text{Cc}+\text{Ep}+\text{Qz}+\text{Serc}+\text{Py}$ ) está atribuida

fundamentalmente a metamorfismo termal asociado a intrusiones Eocenas (Smellie et al., 1984). Venillas de Calcopirita+ Pirita+ Magnetita son interpretadas como mineralización tipo pórfido (Hawkes, 1982). Esta alteración propilítica también ha sido atribuida a procesos de oxidación deutérica (Hawkes, 1961; Birkenmajer et al., 1985; Birkenmajer *et al.*, 1991; Willan & Armstrong, 2002), metamorfismo de enterramiento (Smellie et al., 1984), metasomatismo de contacto cerca de centros volcánicos (Hawkes, 1961) metasomatismo regional por fluidos hidratados provenientes del slab (Birkenmajer et al., 1985), movimiento de fluidos durante periodos de extensión (Soliani & Bonhomme, 1994), y por meteorización subaérea (Birkenmajer & Lydka, 1990).

### **3 FORMACIONES LITOLÓGICAS**

#### **Formación Bahía Paraíso**

Definida por Birkenmajer (1992), esta formación aflora en los alrededores de Bahía Paraíso y difiere considerablemente con las de la Formación Bahía Esperanza (Birkenmajer *et al.*, 1997). Es una secuencia metasedimentaria de areniscas cuarcíferas grises y lutitas negras. Ha sido subdividida en tres miembros: Miembro Almirante Brown, Miembro Caleta Skorntorp y el Miembro Monte Inverleith (Birkenmajer, 1992). Birkenmajer *et al.* 1997 le asignan un espesor aproximado de 1000 m.

#### **Formación Coppermine**

La Formación Coppermine aflora en Fort William y Caleta Mitchell, al Oeste de Isla Robert. Las rocas de esta Formación están compuestas de basaltos columnares, lavas basálticas de olivino, algunas andesitas basálticas, tobas de lapilli polimícticas y aglomerados intercalados con andesitas basálticas y andesitas. Los conglomerados están restringidos a al sureste de la Península. Son comunes múltiples intrusiones. Edades K-Ar de  $83-78 \pm 2$  Ma (Smellie *et al.*, 1984) para las lavas y sills del Caleta Coppermine, son los primeros indicadores de la edad de las rocas en la parte central de de las Islas Shetland del Sur.

Existen múltiples intrusiones que se caracterizan por alternar coloraciones café claro y oscuras, que diferencian también la dureza de ambas rocas. Las bandas más blandas contienen abundante arcilla y/o zeolita rellenando amígdalas. Esta alteración es probablemente deutérica. Estas estructuras son características de la Formación Coppermine (Smellie *et al.*, 1984).

### **Formación Fildes**

Las rocas volcánicas de Península Fildes se pueden dividir en dos miembros. El miembro inferior aflora en gran parte de la Península Fildes e incluso puede extenderse hacia Isla Nelson. Está conformado por basaltos porfíricos y lavas basalto andesíticas de entre 1-7 m de espesor, pero pudiendo alcanzar los 25 m. Se le asigna una edad Eocena (Smellie *et al.*, 1984).

### **Formación Gran Muralla**

Introducida por Zheng & Liu (1990) que reúne a los dos miembros inferiores de Grupo Península Fildes: Miembro Cerro Jasper y Miembro Agate Beach.

### **Formación Hennequin**

Compuesta por andesitas y hialoandesitas intercaladas con aglomerados, tobas y tobas de lapilli verdes y café que afloran en Punta Hennequin. Algunas de las tobas contienen fragmentos de plantas carbonizadas. Por último aparecen areniscas grises volcánicas de grano grueso y fino, lutitas, pizarras y tobas que exhiben excepcionalmente grietas de desecación y ondulitas (Smellie *et al.*, 1984).

De acuerdo con Smellie *et al.* (1982) en la parte sureste de Isla Rey Jorge y en la región norte de las islas Greenwich y Livingston las rocas volcánicas son Terciarias a Cuaternarias. Trabajo posterior (Pankhurst & Smellie 1983, Birkenmajer *et al.*, 1983, Solían *et al.*, 1988) no han confirmado la edad Mesozoica.



## **Formación Monte Flora**

Unidad introducida por Caminos y Massabie en 1980 en Monte Flora, Bahía Esperanza. De acuerdo con Birkenmajer (1993) el espesor de la Formación es de 230 m en el Norte y de 270 m en el Sur, lo cual otros autores han refutado, esto debido al poco conocimiento del tectonismo del área. Esta Formación esta dividida en dos miembros: Miembro Cinco Lagos, y el Miembro Glaciar Flora.

## **Grupo Escurra Inlet**

Este grupo se subdivide en: Formación Caleta Arctowski, con 220 m de flujos de lava basáltica, basalto-andesitas y andesitas, y la Formación Punta Tomás de más de 300 a 400 m de potencia compuesta de lavas basálticas con alto contenido en Al y brechas (Birkenmajer, 2001). Según datos corroborados por Binkermajer (1989) este grupo tiene una edad que se expande desde el límite Cretácico/Paleoceno hasta el Eoceno Superior.

## **Grupo Península Fildes**

El nombre de esta unidad es introducido por Hawkes (1961) en Península Fildes, consiste principalmente en lavas andesíticas y piroclásticas en su parte inferior, hacia el sur, y lavas basálticas, andesíticas, dacíticas y piroclásticas con intercalaciones de aglomerados en su parte superior, hacia el norte. Se subdivide en cinco miembros: Miembro Cerro Jasper, Miembro Agate Beach, Miembro Cerro Fósil, Miembro Cerro Block y el Miembro Cerro Largo.

## **Miembro Cerro Jasper**

Unidad introducida por Li & Liu (1991), primera unidad del Grupo Península Fildes, e incluida a la Formación Gran Muralla por Zheng y Liu (1990). La unidad consiste en basaltos y lavas basalto-andesíticas, brechas volcánicas y aglomerados. Edad Cretácico Superior (Birkenmajer, 1989).

### **Miembro Agate Beach**

Unidad introducida por Li & Liu (1991), segunda unidad del Grupo Península Fildes. La unidad consiste en basaltos amigdaloidales y lavas basalto-andesíticas, brechas y aglomerados. Edad Cretácico Superior (Birkenmajer, 1989).

### **Miembro Cerro Fósil**

Unidad introducida por Li & Liu (1991), tercera unidad del Grupo Península Fildes, consiste predominantemente por depósitos volcanoclásticos con intercalaciones reducidas de fósiles. Posee una potencia de 6-24 m.

### **Miembro Cerro Block**

Unidad introducida por Li & Liu (1991), cuarta unidad del Grupo Península Fildes, consiste en lavas andesítica y basalto-andesíticas con aglomerados y brechas volcánicas. Potencia entre 30-70 m.

### **Miembro Cerro Largo**

Unidad introducida por Li & Liu (1991) correspondiente a los cuerpos subvolcánicos más jóvenes del Grupo Península Fildes, en Península Fildes. Según Birkenmajer (1980), esta unidad corresponde al Grupo Bahía Almirantazgo.

### **Grupo Volcánico Isla James Ross**

Esta es una asociación volcánica Mioceno-reciente. Los afloramientos del Grupo Volcánico James Ross Island (Adie, 1953) han sido estudiados en Isla Vega por Nelson (1966) y posteriormente distintos autores hacen mención a este volcanismo aportando datos puntuales.

Este grupo volcánico domina la mayoría de los afloramientos de Isla James Ross, Isla Vega, y otras islas en el Canal Príncipe Gustav. Además incluye al Sur de la Pen. Tabarín, Isla Dundee, Isla Andersson, y otras (Kristjánsson *et al.*, 2005).

El Grupo Volcánico Isla James Ross está compuesto principalmente por basaltos alcalinos pertenecientes a un trasarco extensional producto de una etapa de subducción lenta de la corteza oceánica del Paso Drake bajo las Islas Shetland del Sur (Nelson 1975, Hole *et al.*, 1994, Smellie 1999). La subducción continúa hasta la actualidad a una tasa muy lenta (Larter, 1991).

Del estudio realizado por Salani (2003), en los diagramas multielementos normalizados al condrito muestran enriquecimientos en elementos incompatibles (U, Th, Rb) con anomalías positivas de Nb, característica de ambientes extensionales. Además gráficos discriminatorios Zr/Y vs. Zr (Pearce y Norry, 1979) se confirma este ambiente tectónico.

En resumen la petrografía y la química de estas rocas indican composiciones basálticas con una afinidad alcalina y un ambiente geotectónico relacionado a extensión. La edad estaría comprendida en un rango entre los 6.8 y 1.3 Ma.

### **Grupo Volcánico Península Antártica (GVPA)**

Este grupo aparece en tres áreas distintas, Bahía Esperanza, Península Trinidad, Bahía Paraíso, Costa Danco, e Isla Adelaida (Birkenmajer, 2001).

En Bahía Esperanza predominan las lavas de composición ácida, ignimbritas, aglomerados y tobas. En Bahía Paraíso aflora un complejo de 2000 m de espesor formado por flujos de lava basáltica a andesítica, con aglomerados volcánicos subordinados y ocasionalmente lavas riódacíticas. Lavas escoriaáceas y/o amigdaloidales son raras.

En Península Coughtrey las lavas de Grupo Volcánico Península Antártica yacen con una disconformidad angular sobre las rocas pertenecientes al Grupo Península Trinidad que se encuentran plegadas (Birkenmajer, 2001).

En Isla Adelaida las rocas metavolcánicas pertenecientes a Grupo Volcánico Península Antártica lavas andesíticas verdes fuertemente alteradas, intercaladas con depósitos

piroclásticos de una decena de metros y metacuarcitas formando bandas de 20 m de potencia (Birkenmayer *et al.*, 1999).

# CAPITULO II: MARCO TEORICO

## 1 PETROLOGIA MAGNÉTICA

La Petrología magnética es la aplicación integrada de las técnicas petrológicas clásicas para identificar y clasificar los minerales magnéticos de una roca y del magnetismo de la misma. Esta información permite dilucidar los factores que producen, alteran y destruyen los minerales magnéticos (Clark *et al.*, 1992).

Existen numerosos factores geológicos que pueden influenciar las propiedades magnéticas de la roca, directa o indirectamente. Estos incluyen a la litología, ambiente de depósito, ambiente tectónico, afinidades geoquímicas, alteración hidrotermal, grado metamórfico, estructuras y edad de la roca (Clark, 1999). Muchos autores demostraron que la alteración hidrotermal modifica profundamente la mineralogía, y por lo tanto las propiedades magnéticas de la roca, tales como magnetización remanente y susceptibilidad magnética.

Las magnetizaciones remanentes más importantes en rocas ígneas son la magnetización termoremanente (MTR) y la magnetización remanente de cristalización (MRC), donde usualmente la primera es la más fuerte en un mismo mineral. La magnetización total es la suma de la magnetización remanente y la inducida. La magnetización remanente depende principalmente del contenido de minerales ferromagnéticos (e.g. magnetita, titanomagnetita y hematita), sin embargo, los minerales paramagnéticos (ilmenita, olivino) también influyen en la susceptibilidad (Butler, 1992).

Titanomagnetitas y titanohematitas cristalizan a  $\sim 1300^{\circ}$  C y son tempranos dentro de la secuencia de cristalización de rocas ígneas. La tasa de enfriamiento tiene un gran efecto en la distribución del tamaño de grano de los óxidos de Fe-Ti. Las rocas volcánicas de enfriamiento rápido (como los basaltos oceánicos) frecuentemente contienen titanomagnetitas con una proporción significativa de granos en el rango de  $1\mu\text{m}$  o menor. Las titanomagnetitas de grano fino frecuentemente despliegan delicados hábitos esqueletales cristalinos. Sin embargo, rocas intrusivas de enfriamiento lento usualmente contienen granos de gran

tamaño, algunas veces excediendo los 100  $\mu\text{m}$ . Descubriremos que las partículas ferromagnéticas de grano fino son los que registran mejor las señales magnéticas. Esta es una de las razones por las que las rocas volcánicas son preferidas sobre los intrusivos como objetivo de estudios paleomagnéticos.

## **1.1 Efectos del Tamaño de Grano**

Dependiendo del tamaño y forma del grano, éste es capaz de registrar o no de buena manera el MNR, ya que a medida que decrece su tamaño, a la vez decrece de igual forma decrece el número de dominios magnéticos (dominios múltiples, DM) en el cristal, llegando a un punto en que la energía requerida para formar otro dominio es demasiada y solo se tendrían granos de dominio único (DU). También existe lo que se llama dominio pseudo único (DSU), con características similares a los DU.

Para granos de  $d > 10 \mu\text{m}$ , la adquisición de magnetismo natural remanente (MNR) es ineficiente. Además, el magnetismo adquirido en un inicio por estos granos de gran tamaño se desintegra rápidamente con el tiempo y pueden adquirir magnetización viscosa. Los granos de DU y DSU son los más efectivos en el registro de MTR.

Las rocas volcánicas de enfriamiento rápido tienen una distribución de tamaño de grano que llega a  $d < 10 \mu\text{m}$ , con una mayor proporción de granos de DU y DSU. En cuanto a los granos de DSU poseen un intervalo de tamaño, para las magnetitas, de entre 1-10  $\mu\text{m}$ . Por otro lado la oxidación deutérica de las rocas volcánicas produce intercrecimiento de granos lo que disminuye el tamaño efectivo de estos, es por esto que es sabido que las rocas volcánicas poseen y MTR fuerte y además estable.

## **1.2 Magnetismo natural remanente (MNR)**

Esta es la magnetización remanente presente en la roca antes de ser tratada en el laboratorio. El MNR depende del campo geomagnético y los procesos durante la formación de la roca y su historia posterior. Las tres formas básicas de MNR son:

- a. Magnetización termoremanente (MTR), adquirida durante el enfriamiento a altas temperaturas.
- b. Magnetización química remanente (MQR), formado por el crecimiento de granos ferromagnéticos por debajo la temperatura de Curie.
- c. Magnetización detrítica remanente, adquirida durante la acumulación de rocas sedimentarias que contienen minerales ferromagnéticos detríticos.

En el caso particular de la magnetización termoremanente se estima que está mejor registradas por granos de dominio único (DU), y por granos de dominio pseudo único (DSU). En las rocas volcánicas de enfriamiento rápido generalmente se encuentran granos de diámetro < 10  $\mu\text{m}$ , oscilando entre los DU y DSU. A esto también se suma la oxidación deutérica que disminuye el tamaño efectivo de los granos. Con todo esto es claro que las rocas volcánicas adquieren un fuerte y estable MTR, minimizando los efectos de una magnetización secundaria (Butler, 1996).

La magnetización química remanente ocurre más frecuentemente donde se produce la alteración de un mineral primario o se precipita de una solución. Si la alteración envuelve un cambio importante en la estructura del mineral (e.g., magnetita a hematita) lo que queda registrado es el campo magnético durante la alteración. En cambio, cuando no existen cambios en la estructura cristalina (e.g. titanomagnetita a titanomaghemita), la remanencia resultante es controlada por la dirección de remanencia de los granos originales.

La magnetización detrítica remanente se adquiere durante el depósito y litificación de rocas sedimentarias. En la mayoría de los ambientes sedimentarios, el mineral ferromagnético detrítico dominante es la magnetita (o titanomagnetita pobre en Ti).

Finalmente se define magnetismo isothermal remanente (MIR), al magnetismo adquirido por la corta exposición a fuertes campos magnéticos a temperatura constante. En el laboratorio el MIR es adjudicado mediante un electromagneto a temperatura ambiente.

En las rocas basálticas, las propiedades magnéticas se deben primeramente a los óxidos de Fe-Ti que precipitan durante el enfriamiento de los magmas.

## **2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO**

Los minerales ferromagnéticos son opacos, por lo cual se requiere el uso de microscopía de luz reflejada. Las observaciones ópticas y mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) de las texturas permiten determinar una secuencia de formación de los minerales. Esta información a veces puede determinar si los minerales fueron formados junto con la cristalización inicial de la roca o por efectos de una alteración química posterior (Butler, 1992).

El realizar observaciones ópticas y SEM-EDX tiene como dificultad la baja concentración de minerales ferromagnéticos y su escaso tamaño (frecuentemente  $\leq 1\mu\text{m}$ ), mientras que las rocas ígneas poseen suficiente cantidad de ferromagnéticos que permiten la observación óptica en cortes transparentes pulidos, no así en rocas sedimentarias que a menudo están bajo el límite de resolución óptica. La identificación de los minerales ferromagnéticos en una roca puede ser de utilidad para el diseño de los experimentos de demagnetización parcial y para la posterior interpretación de resultados paleomagnéticos.

### **2.1 Exsolución y Texturas**

En el caso de rocas volcánicas, debido a su enfriamiento rápido, las titanomagnetitas pueden presentarse como cristales idiomorfos regulares de grano fino o como estructural esqueletales.

Con respecto a los óxidos de Fe-Ti, previamente de deben tener en cuenta los siguientes estudios:

- Solución sólida Mt-Usp: El intercrecimiento de magnetita y ulvoespinela deja claro que existe un gap de miscibilidad a lo largo de esta solución sólida. Se han hecho



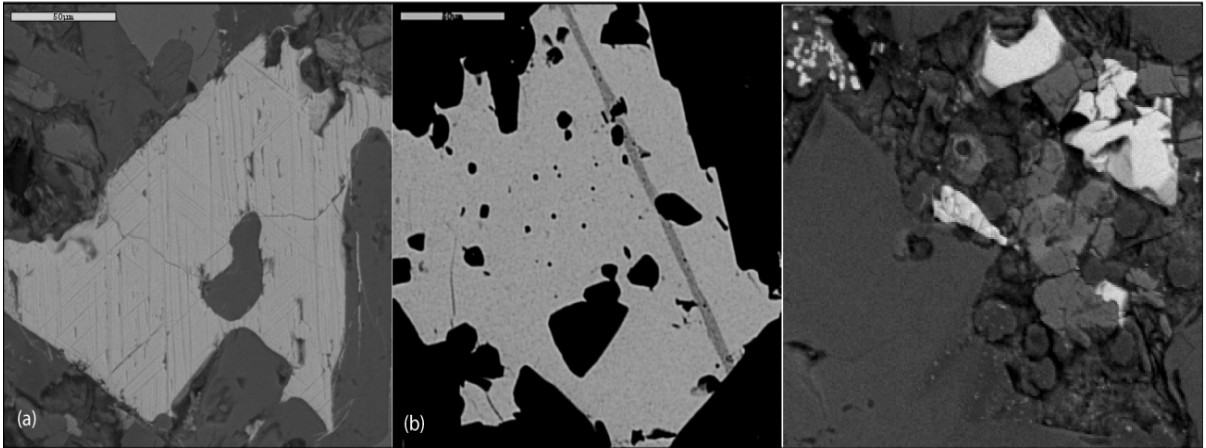
experimentos para determinar las condiciones en que ocurre este gap, los cuales no han sido muy exitosos, pero si se tiene claro que esto ocurre bajo los 600°C (en incluso bajo los 500°C) y se encuentra más cercano al extremo  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  que a  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ .

- Solución sólida Hem-Ilm: Ambos minerales son romboedrales pero a temperaturas ambiente tienen distintos grupos espaciales. Estos forman una solución sólida completa, aunque existe también un gap de miscibilidad entre estas fases romboedrales. Carmichael (1961), Lindh (1972), Lindsley (1973), Lindsley and Lindh (1974), y Burton (1982; 1984) han realizado experimentos para localizar la posición de este gap de miscibilidad. todos ellos han mostrado que éste ocurre bajo ~650°C y es asimétrico hacia la hematita (Lindsley, 1991).

Además bajo estas condiciones se pueden producir procesos de oxidación.

Las titanomagnetitas cúbicas pueden oxidarse de dos formas:

1. Oxidación a baja presión y bajo los 600° C, lo cual da origen a espinel catión-deficiente de la serie de las titanomaghemitas metaestables, las cuales en algunos casos pueden convertirse posteriormente en miembro de la serie de las titanohematitas.
2. Oxidación a presiones intermedias a bajas y bajo los 600° C con la formación directa de Ilm- Hem. La ilmenita entrecrece en la titanomagnetita dando origen a los siguientes tipos (Buddington & Lindsley, 1964):
  - a) *Tipo Enrejado* (trellis): Ilmenita entrecrecida según los planos {111} del cristal huésped. (Figura 6)
  - b) *Tipo Sándwich*: Desarrollo de lamelas gruesas de ilmenita restringido a un set de planos {111}. (Figura 6)
  - c) *Tipo Compuesto*.(Figura 6)



**Figura 6. Fotografías de SEM-EDX. (a) Textura de oxidación tipo enrejado en magnetita; (b) textura tipo sándwich, cristal de magnetita huésped y lamela única de Ilm; (c) Textura compuesta externa.**

Para la oxidación *tipo enrejado* se asume sólo un proceso de oxidación. Además las lamelas están típicamente concentradas a lo largo de grietas, alrededor de inclusiones de silicatos y más significativamente alrededor de bordes de granos de titanomagnetitas. Esta evidencia textural apoya fuertemente la evidencia experimental de que es la oxidación y no la exsolución la responsable de la aparición de estas lamelas de ilmenita en titanomagnetitas primarias. En cuanto a las titanohematitas en estas zonas de oxidación las áreas de lamelas se incrementan en tamaño y abundancia hacia los bordes de grano. Además se observa un incremento en las razones  $\text{Fe}:\text{Ti}$  y  $\text{Fe}^{+3}:\text{Fe}^{+2}$ .

Para la oxidación *tipo enrejado* (Figura 6) se producen las siguientes etapas:

Etapas C1: Al principio existe una solución sólida de titanomagnetita rica en ulvoespinel óptimamente homogénea.

Etapas C2: Se produce una solución sólida enriquecida en magnetita con pequeñas cantidades de lamelas de "exsolución" de ilmenita paralela a los planos  $\{111\}$ .

Etapas C3: solución sólida pobre en Ti con gran cantidad de lamelas de exsolución de ilmenita.

Para la oxidación *tipo sándwich* (Figura 6) se presentan típicamente listones de 25-50  $\mu\text{m}$  de ilmenita a lo largo de planos octaédricos. Estos listones generalmente ocurren en un número reducido y lo más común es observar un único listón.

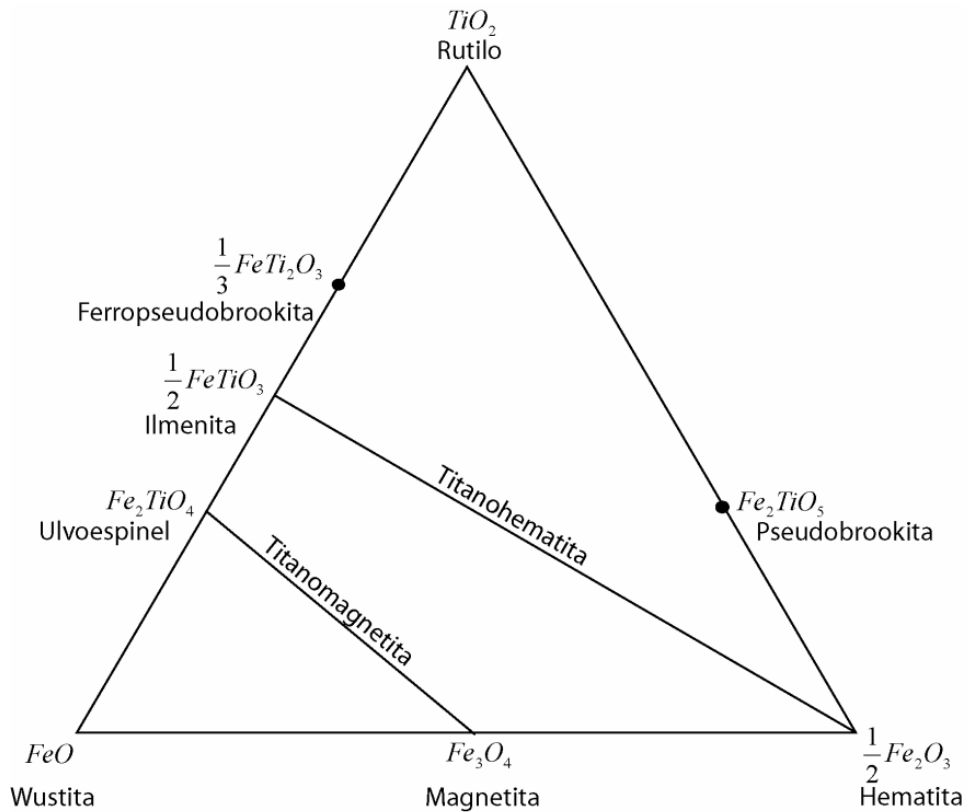
Finalmente, para la oxidación de *tipo compuesto* (Figura 6) las inclusiones euhedrales a anhedrales de ilmenita son comunes en titanomagnetitas. Estas inclusiones pueden mostrar contactos nítidos con su titanomagnetita huésped y están raramente orientadas comparadas con las de *tipo enrejado*. Estas inclusiones se denominan *internas* o *externas* dependiendo de si están incluidas total o parcialmente en su huésped. Estas inclusiones pueden ser primarias o producto de "oxidación-exsolución" de titanomagnetitas.

En resumen, las lamelas tipo enrejado son un claro resultado de "oxidación-exsolución", mientras que las ilmenitas de tipo sándwich y compuestas pueden ser producto ya sea de oxidación, o de cristalización primaria.

### **3 Mineralogía de Óxidos de Fe-Ti**

Los óxidos de Fe-Ti son usualmente una etapa tardía en la cristalización de magmas básicos a baja temperatura (Hill & Roeder, 1974). El tamaño de las partículas está relacionado a la tasa de enfriamiento de los magmas, y su composición depende, en gran medida, de la disponibilidad de oxígeno (Audunsson, Levi & Hodges, 1992).

Los óxidos de Fe-Ti pueden ser descritos por cuatro miembros finales en el diagrama ternario  $\text{TiO}_2 - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ : magnetita, ulvoespinel, ilmenita, y hematita. Los minerales pertenecientes a la solución sólida entre la magnetita y el ulvoespinel son llamados titanomagnetitas, mientras que aquellos de la serie de solución sólida entre la ilmenita y hematita son ilmenohepatitas o titanohematitas (Figura 7). Estos minerales pueden presentar además pequeñas concentraciones de elementos tales como Mg, Al, Mn, y Cr (Butler, 1992).



**Figura 7. Diagrama ternario  $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ . Se indica la composición de óxidos de Fe-Ti, sus nombres y series de solución sólida de titanomagnetitas y titanohematitas.**

Por efecto de la oxidación de baja temperatura se producen fases deficientes de cationes, las cuales son las maghemitas y titanomaghemitas con la misma estructura cristalina que el cristal que lo originó. Esto no puede distinguirse mediante la petrografía o por análisis de microsonda. Sólo experimentos paleomagnéticos pueden identificarlos de forma correcta mediante su temperatura de desbloqueo (Coffin *et al.*, 2000).

Según Katsura y Kushiro (1961), en muchos casos, si no es que en todos, las titanomaghemitas ocurren en rocas más o menos alteradas en las cuales el olivino e hiperstena están parcial o completamente alterados a clorita, serpentina y otros minerales. Esto indica que la mayoría de las maghemitas han sido formadas por la reacción de fluidos hidrotermales o volátiles, con las titanomagnetitas primarias.

En un fundido templado los óxidos de Fe-Ti pueden corresponder solo a una pequeña fracción de la roca cristalina, o estar ausentes. Para unidades ígneas de enfriamiento lento, los

granos de los óxidos de Fe-Ti pueden ser de mayor tamaño y presentar evolución composicional, como lamelas de exsolución y oxidación de alta temperatura (O'Reilly, 1984).

Como resultado de los proceso de diferenciación magmática, las rocas ígneas máficas tienden a tener una mayor fracción de óxidos de Fe-Ti primarios (y esos óxidos contienen mayor razón Ti:Fe) que las rocas ígneas félsicas. En basaltos las titanomagnetitas y las titanohematitas son óxidos de Fe-Ti primarios.

La fórmula generalizada para la serie de las titanomagnetitas es  $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ , mientras que la de la serie de las titanohematitas es  $Fe_{2-x}Ti_xO_3$ . Según esto la composición de las titanomagnetitas son usualmente entre el rango de  $0 < x < 0.8$ , mientras que las titanohematitas primarias con casi ilmenita pura con  $0.8 < x < 0.95$ . La titanohematita primaria se comporta como paramagnética en condiciones de superficie. El contenido total de óxidos de Fe-Ti de los basaltos es típicamente de un 5% del volumen, en partes igual de titanomagnetita y titanohematitas aproximadamente. La mayoría de las titanohematitas en rocas máficas e intermedias son ricas en Ti.

Por otro lado, la composición de las asociaciones de algunas fases de minerales opacos pueden ser usadas para inferir la temperatura absoluta y la fugacidad de oxígeno a su menor temperatura de equilibrio (Buddington & Lindsley, 1964, Andersson & Lindsley, 1988).

### **3.1 Oxidación deutérica**

Esta es la oxidación que ocurre durante el enfriamiento original de las rocas ígneas. Durante el enfriamiento, los granos de óxidos de Fe-Ti primarios están frecuentemente fuera del estado de equilibrio con la temperatura y las condiciones de oxígeno. La oxidación deutérica ocurre casi siempre, a menos que la roca se enfríe rápidamente o bajo presión, donde la desgasificación no ocurre.

Es el resultado de cambios físicos en el sistema volcánico como la convección del magma dentro de la cámara (movimientos del magma debido a diferencias de temperatura y

densidad), cristalización del mismo (los cristales se forman al enfriarse el magma), intrusión de nuevos cuerpos de magma, ascenso del magma, etc. Estos cambios, aunados a modificaciones en el sistema de conductos afectan el flujo de gases hacia la superficie.

Extensos estudios de oxidación deutérica en basaltos indican que las condiciones típicas de oxidación deutérica son 750° C y  $fO_2$  de  $10^{-5}$ - $10^{-6}$  atm (Butler, 1992). La oxidación deutérica ocurre en estado sólido sobre la temperatura de Curie ( $T_c$ ).

### 3.2 Fugacidad de Oxígeno

El concepto de fugacidad de oxígeno ( $fO_2$ ) fue introducido a la petrología por Hans Eugster, quien en 1956 desarrolló un método para controlar el potencial de oxidación en ambientes experimentales.

Como primera aproximación la fugacidad de oxígeno es una variable que nos dice si el hierro se encuentra en su estado nativo, como un ión divalente en silicatos o como un ión divalente o trivalente en un óxido (Figura 8). Es evidente que la ocurrencia y composición de los óxidos de Fe-Ti y la composición de los silicatos coexistentes es una función de la fugacidad de oxígeno.

Los libros de petrología estándar tratan el concepto de fugacidad en un contexto geológico general. La  $fO_2$  es medida en unidades de presión y está formalmente definida como la actividad química del oxígeno. Cabe notar que la abundancia de oxígenos libres es casi inexistente en magmas y fluidos hidrotermales. Sin embargo, la  $fO_2$  es una variable termodinámica bien definida que puede ser controlada en laboratorio y puede ser deducida de la asociación mineral. Frost (1991) ha aclarado algunas falsas ideas acerca de la fugacidad de oxígeno, tales como que los no todos los *buffers* usados en las reacciones químicas que interpretan los procesos químicos existen realmente en la naturaleza de la roca, que no es correcto el uso del oxígeno como una especie libre disponible en la roca, sino más bien como parte de un fluido o consecuencia de una reacción (e.g. disociación de  $H_2O$ ), y finalmente que

la razón  $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$  no puede usarse como un monitor de la  $f\text{O}_2$  excepto en algunos casos (e.g. rocas volcánicas no glomeroporfíricas).

Bajo condiciones de una fugacidad de oxígeno muy baja, como en el núcleo terrestre, en algunas rocas máficas serpentinizadas, y excepcionalmente en algunas lavas reducidas que han reaccionado con algún material carbonatado, el hierro ocurrirá como mineral nativo. En altas fugacidades de oxígeno el hierro se presenta, sin embargo, en su estado ferroso divalente. En sistemas ricos en sílice el hierro ferroso es incorporado principalmente como minerales silicatados. Con el incremento de la fugacidad de oxígeno, el hierro ocurre en ambos estados, férrico y ferroso, y es incorporado tanto en magnetitas como en silicatos. A fugacidades de oxígeno aun más alta el hierro se presenta en estado férrico y es incorporado en hematita.

Nótese que los términos alta, media o baja fugacidad dependen fuertemente de la temperatura (T) (Figura 8). A  $500^\circ\text{C}$  una  $f\text{O}_2$  de  $10^{-15}$  atm es fuertemente oxidado para la mayoría de los minerales, pero a  $100^\circ\text{C}$  la misma fugacidad podría corresponder a condiciones de reducción (Butler, 1992).

En el sistema  $\text{Fe-O-SiO}_2$  el buffer fayalita-magnetita-cuarzo (FMQ) marca el límite inferior de la fugacidad de oxígeno (Figura 8).





condiciones de cristalización entre el liquidus y el solidus, a partir de la composición química de la roca total, incluyendo hierro férrico y hierro ferroso. Kress and Carmichael (1991) muestran que la razón  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  es lejos el término más importante en la relación entre la  $fO_2$  y la composición química de rocas volcánicas.

## 4 ANÁLISIS DE IMÁGENES

Una imagen es la representación binaria de un objeto o un grupo de objetos. El procesamiento de imágenes manipula la información contenida en una imagen para así hacerla más útil. La realización de un análisis de imágenes implica: (1) obtención de la imagen, (2) mejoramiento de la misma, (3) segmentación, (4) identificación de los minerales de interés, (5) preparación de la imagen para su análisis, (6) medición, (7) manipulación de datos, (8) interpretación de resultado (Petruk, 1989).

Además, es importante tener en cuenta que la precisión en la obtención de datos, depende directamente de la calidad de las imágenes a analizar y la correcta identificación de los objetos de interés. Otro punto importante es analizar un número de granos válido estadísticamente, al menos 5000 granos por muestra para tener un nivel de confianza de un 95%.

El software *Image Pro Plus v.6.0* permite el procesamiento de imágenes adquiridas de una cámara digital, microscopio o escáner. La ventaja de este software es que su principal uso es el conteo y medición de objetos. Para tomar datos de forma óptima el software posee variados filtros que permiten mejorar la resolución de los elementos a medir dentro de una imagen.

Además de medir y contar elementos dentro de una imagen, también es posible medir ciertos atributos de mismos tales como: área, ángulo, perímetro, redondez, eje mayor, eje menor, agrupamiento, porcentaje con respecto al total de área estudiada y otros. Junto con entregar tablas de datos con los objetos medidos, este software además es capaz entregar información estadística (media, desviación estándar, distribución, etc.) mediante tablas, histogramas y gráficos de correlación (Figura 9). En el caso puntual de

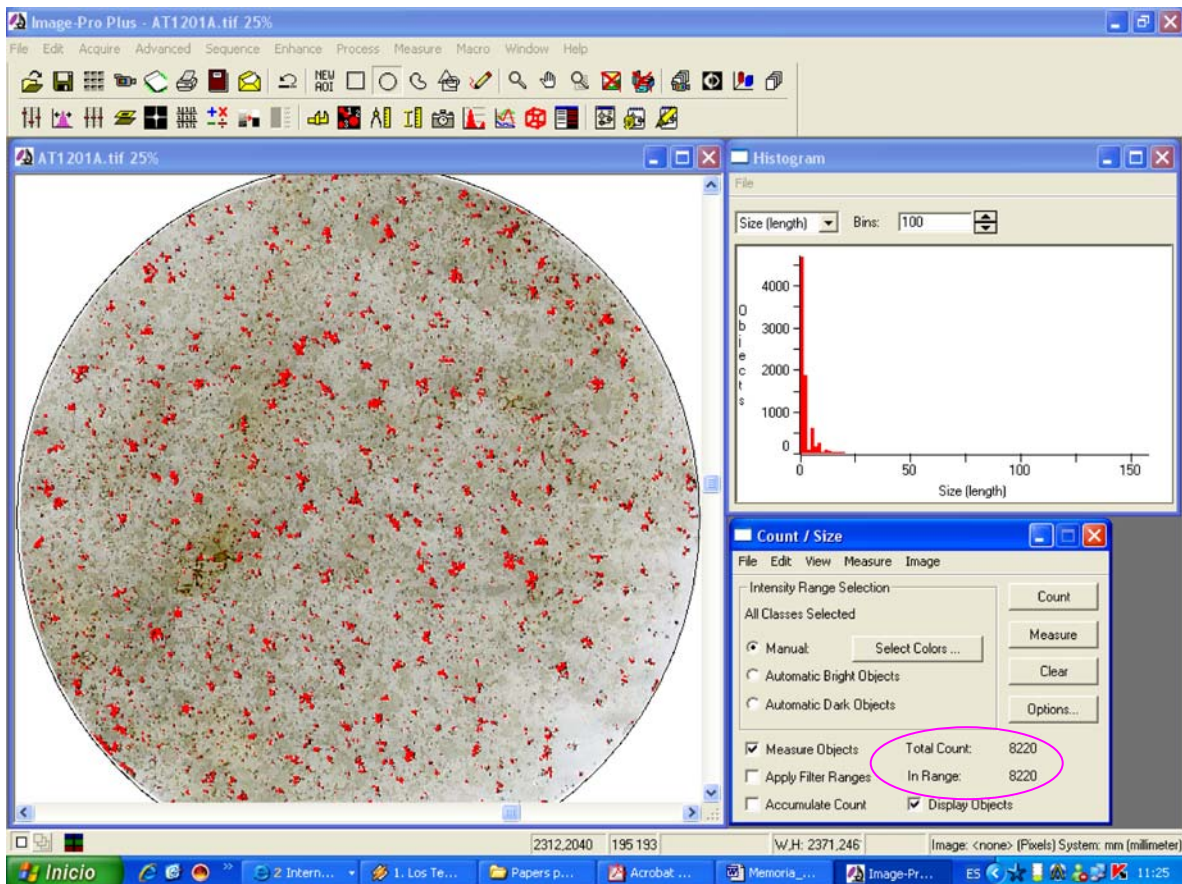


Figura 9.. Interfaz del *software Image Pro Plus v .6.2*. En el lado izquierdo observamos la imagen adquirida del corte transparente, en rojo vemos los elementos elegidos para su medición y conteo. En la esquina superior derecha observamos los histogramas que el *software* entrega. En la esquina inferior derecha vemos en una elipse rosada el número de objetos contados y filtrados.

su uso en Geología este software es efectivo al realizar rápidamente variados estudios tales como: granulometría de una roca, análisis cuantitativos de fases metalúrgicas, análisis texturales cuantitativos en rocas ígneas y metamórficas, análisis microestructurales, conteos modales en un corte transparente, etc.

Para realizar un conteo modal de cristales dentro de un corte transparente primero se debe obtener una imagen de la mejor resolución posible, mediante el escaneo del corte y el respaldo de esta imagen en un formato compatible con el software. Al momento de elegir los elementos que se quieren medir y contar se utiliza los colores que sean exclusivos de los elementos de interés. Esta selección puede realizarse objeto por objeto o generalizarlo para

todos. Dentro de los atributos de interés están la redondez de los elementos, cristales en este caso, largo, área, OI, porcentaje con respecto al total.

## **5 ESTUDIOS ANTERIORES**

Emerson (1979) propuso que la compilación de datos petrofísicos magnéticos es esencial para el entendimiento más profundo de la relación entre la geología, el magnetismo de la roca, y las señales magnéticas.

Desde los años 60 se han realizado estudios ya sea en muestras de roca o en la sintetización y posterior oxidación de algunos minerales y/o rocas de interés. McIntyre (1980) realizó un resumen de la mineralogía magnética de sedimentos y metasedimentos con énfasis en magnetita, y Haggerty (1979) ha discutido acerca de la mineralogía magnética de las rocas ígneas.

De estas publicaciones se puede rescatar la siguiente conclusión:

- La mineralogía magnética de las rocas ígneas está correlacionada con la química total y modo de emplazamiento. Las secuencias ácidas (granitos y riolitas) están caracterizadas por un 1-3% de fases oxidadas (componentes ricos en magnetita y hematita), mientras las secuencias básicas (gabros y basaltos) contienen comúnmente 5-10% de componentes ricos en ulvoespinel e ilmenita como óxidos primarios. Las rocas plutónicas están caracterizadas por un estado de equilibrio estable, exsolución, y estados de oxidación de baja intensidad. Las rocas extrusivas por otra parte son típicas por su oxidación de alta temperatura. Altas susceptibilidades son favorecidas por la oxidación parcial de las titanomagnetitas ricas en espinel para formar intercrecimiento magnetita-ilmenita (común en rocas básicas), mientras que la oxidación avanzada en basaltos subaéreos tienden a obliterar la respuesta magnética (Haggerty, 1979).

# CAPITULO III: RESULTADOS

## 1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO

De las 32 localidades muestreadas en la campaña de Enero del 2007, 23 de ellas corresponden a rocas volcánicas. Además se obtuvieron muestras de rocas intrusivas y sedimentarias, cuya descripción general se encuentra en el ANEXO A: Petrografía. Dada esta condición preliminar, se ha optado por realizar el estudio comparativo entre rocas de similar origen y mineralogía. Dentro de las secuencias volcánicas aquellas de textura porfírica son las predominantes, donde la mineralogía opaca se presenta como fenocristal y dentro de la masa fundamental. Las muestras analizadas varían desde basanitas alcalinas a andesitas basálticas de afinidad calcoalcalina Figura 10.

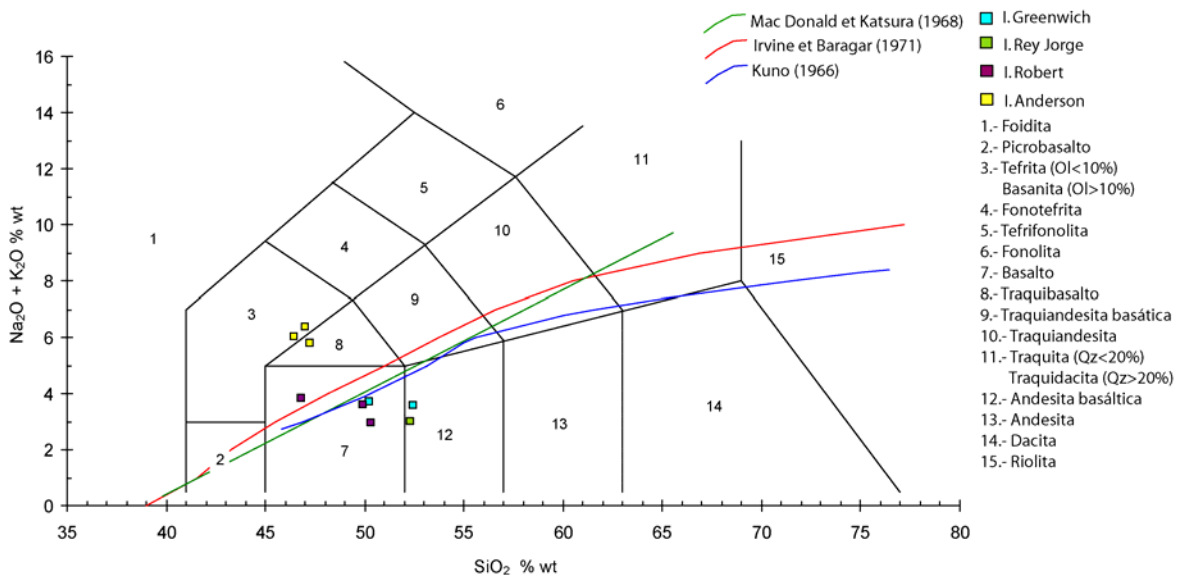


Figura 10. Clasificación de las muestras según geoquímica de roca total- Diagrama de clasificación TAS para rocas volcánicas según Le Bas *et al.* (1986). Además se presentan los límites entre rocas toleíticas y alcalinas según Mac Donald y Katsura (1968), Irving y Barajar (1971), y Kuno (1966).

## 1.1 Isla Rey Jorge

En las localidades estudiadas en esta isla, Península Fildes y Bahía Almirantazgo, se muestrearon secuencias volcánicas correspondientes al Grupo Volcánico Península Antártica y al Grupo Volcánico Bahía Almirantazgo, basaltos, basalto-andesitas, andesitas, intercaladas con brechas y tobas. Se analizó una única muestra representativa AT1001, correspondiente a una lava basalto-andesítica con amígdalas, calcoalcalina, con 0,26 % wt  $K_2O$ .

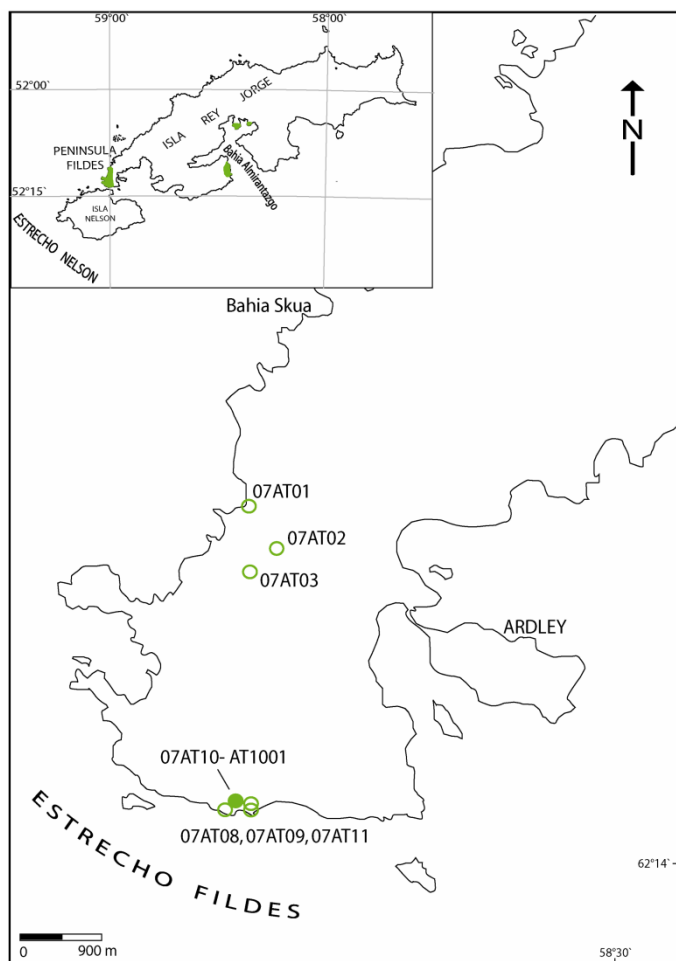
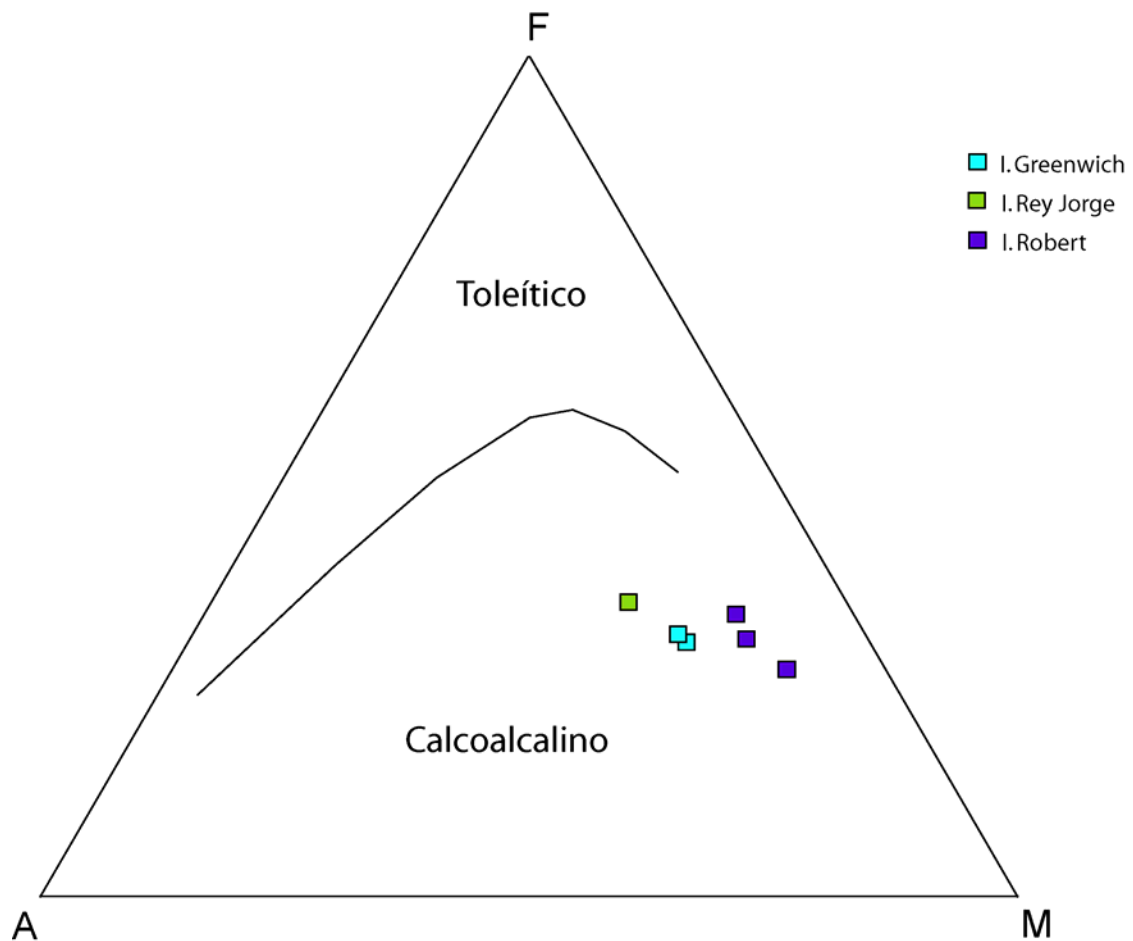


Figura 11. Mapa Península Fildes, Isla Rey Jorge. Las áreas en verde corresponden al total de sitios muestreado. Los círculos verdes vacíos corresponden a lugares muestreados, el círculo verde relleno corresponde a la muestra utilizada en los análisis. Mapa modificado de Machado *et al.* (2005) y BAS Northern Graham Land and South Shetland Islands geological map, 1:500.000 (1978).

La roca muestra signos de alteración de bajo grado, caracterizado por zeolitas rellenas de amígdalas, reabsorción de cristales de plagioclasa y augita. Además la presencia de sulfuros en la roca (pirita) también es un indicador de procesos hidrotermales posteriores a la formación de esta.

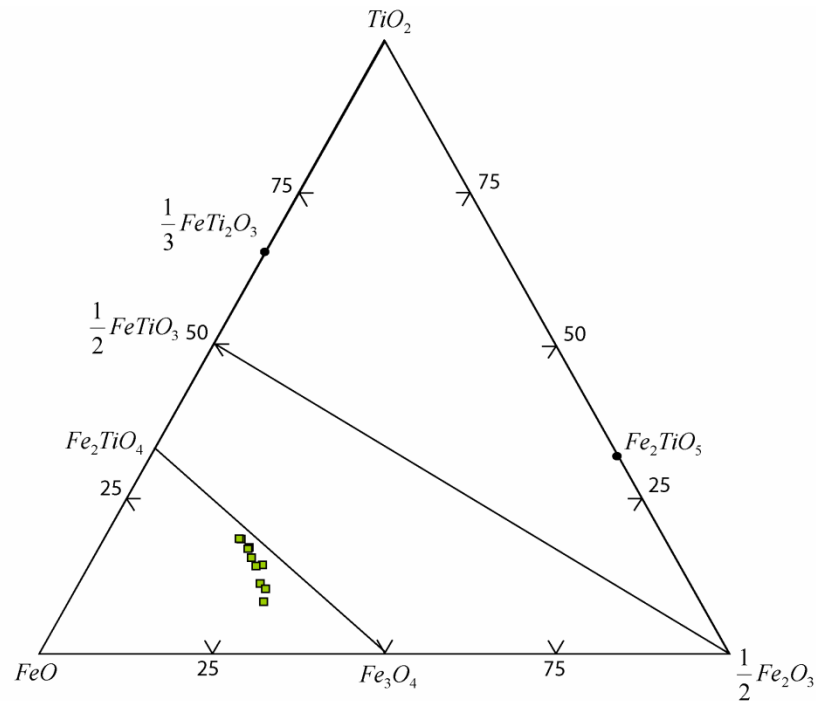


**Figura 12. Diagrama AFM, según Kuno (1968). Indica que las muestras analizadas de Isla Greenwich, Isla Rey Jorge e Isla Robert tienen signatura calcoalcalina.**

Las observaciones bajo luz reflejada indican que el principal mineral opaco son las titanomagnetitas que se presentan homogéneas, idiomorfas, de bordes bien definidos con un tamaño no superior a los 0,1mm (100  $\mu$ m), representando un volumen aproximado de 3 % de la roca total, esto estimado en la observación bajo microscopio y mediante el cálculo de la norma CIPW (ANEXO B: Geoquímica).

Las titanomagnetitas se encuentran dentro de la masa fundamental de la roca y en ocasiones se asocian a augita. Estas características nos indican que esta roca se produce en un enfriamiento lento, donde los óxidos de Fe-Ti fueron una etapa tardía.

Además se puede observar en la Figura 14 que también hay minerales opacos como relleno, junto con arcillas, en amígdalas.



**Figura 13. . Diagrama  $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$  correspondiente a los óxidos de Fe-Ti de la muestra AT1001, I. Rey Jorge, medidos con SEM-EDX (n = 18).**

Con los datos obtenidos mediante SEM-EDX de 18 puntos medidos, ploteados en el diagrama ternario para los óxidos de Fe-Ti (Figura 13) se observa cierta tendencia a la disminución del contenido de Ti en las muestras, lo que es independiente de su localización en el cristal analizado. Las titanomagnetitas pobres en Ti son buenos registradores de la remanencia y de las cuales deberían esperarse un rango de  $T_c$  entre los  $500$  y  $580^\circ C$ , típico para estas magnetitas. Además Según la norma CIPW esta roca posee un 2,9% wt de magnetita normativa.

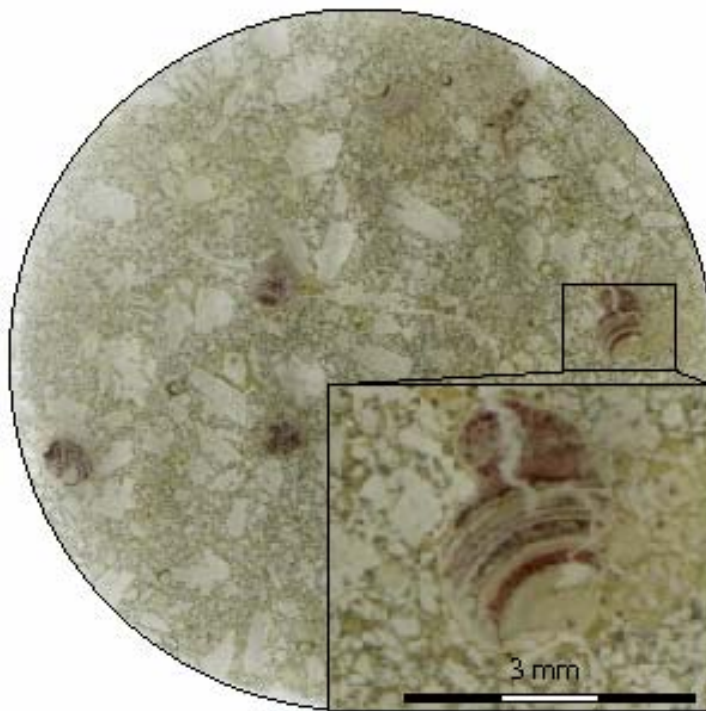


Figura 14. Imagen escaneada de corte transparente-pulido, muestra AT1004. El cuadro de zoom muestra una amígdala rellena con arcillas y minerales opacos.

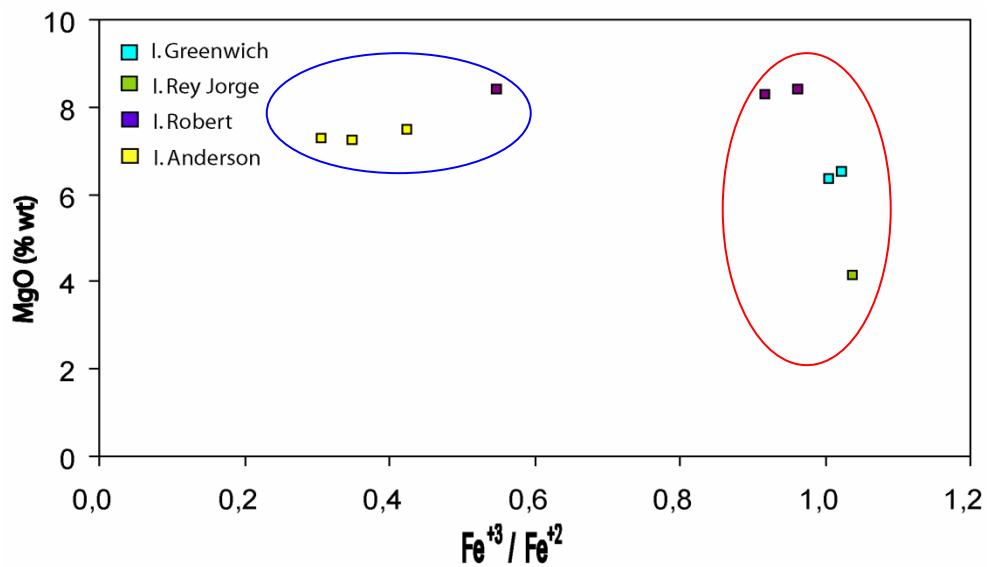


Figura 15. Gráfico MgO v/s  $Fe^{+3}:Fe^{+2}$  para las 9 muestras analizadas mediante geoquímica de elementos mayores. Las elipses indican muestras con similar signatura geoquímica.



Se puede observar que la razón  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  en roca total de estas muestras es la más alta entre las analizadas en el presente estudio (Figura 15). Este mayor valor en la relación  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  puede ser interpretado como un mayor estado de oxidación.

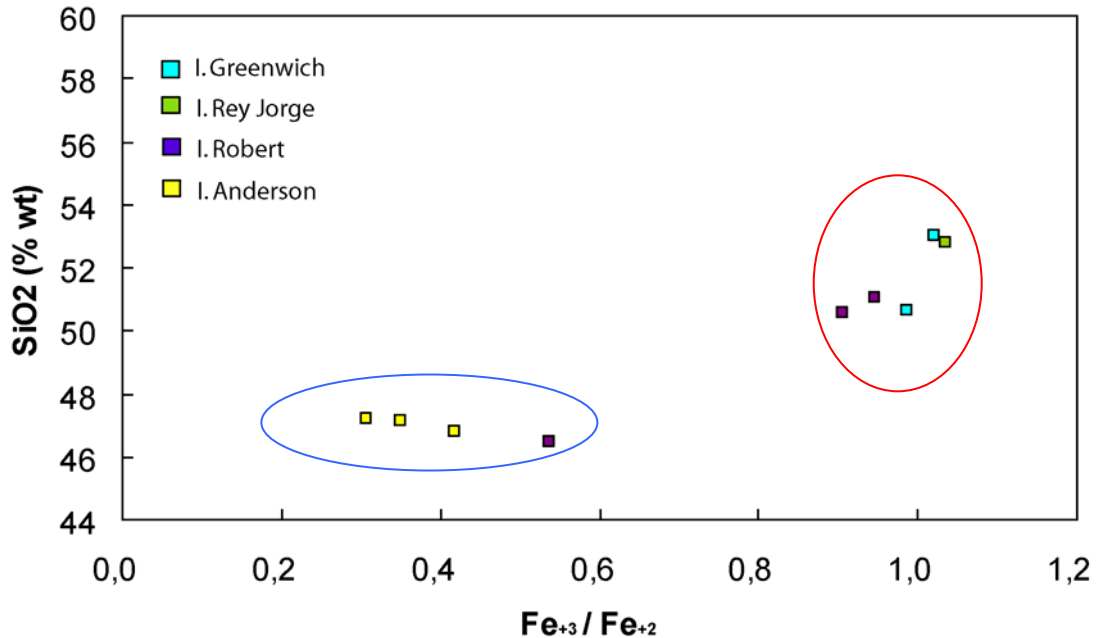


Figura 16. Relación entre el contenido en  $\text{SiO}_2$  (% peso) y la relación  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  en el conjunto de rocas analizadas en el presente estudio. Se observa una clara tendencia más alcalina para la muestra AT1801, semejante a aquellas muestras de lavas Neógenas de Isla Andersson.

Dado que la muestra no presenta cristales de titanohematita no es posible estimar valores de  $f\text{O}_2$  y temperatura.

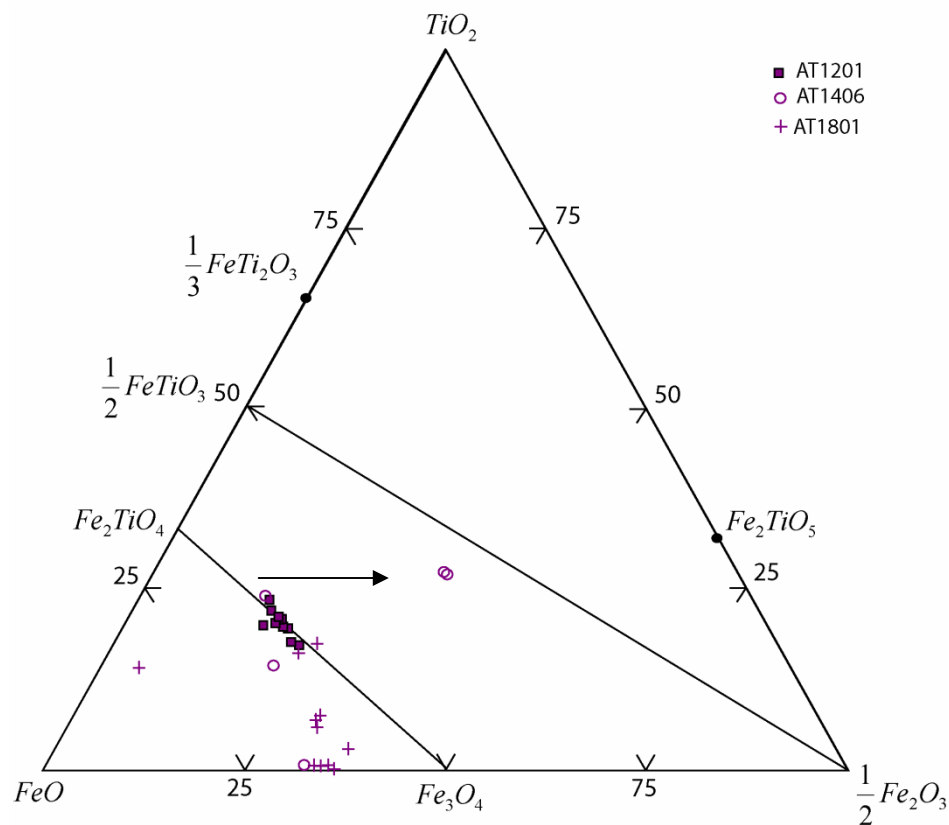
## 1.2 Isla Robert

En esta isla afloran lavas basáltico andesíticas y algunos basaltos columnares. Las muestras escogidas como representativas en esta localidad son AT1201, AT1403 y AT1801 cuyo orden estratigráfico es AT1403, AT1801, AT1201 de base a techo.

Las rocas volcánicas e hipabisales muestran texturas porfíricas, pilotaxíticas, intersertal. Además se observan cúmulos de cristales de plagioclasa, augita, olivino y algunos minerales opacos (titanomagnetita). La mayoría de las muestras exhibe cristales de olivino en buen

estado. La masa fundamental está compuesta por vidrio volcánico, plagioclasas, augita y minerales opacos.

Del análisis de elementos mayores se puede hacer una clasificación general de las rocas pertenecientes a esta localidad como basaltos, con contenido medio de K (0,44 a 0,82 % wt K), los dos primeros AT1403, AT1801 de signatura marcadamente calcoalcalina y AT1201 toleítica (Figuras 10 y 12).



**Figura 17. Diagrama TiO<sub>2</sub>-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para óxidos de Fe-Ti correspondiente a las muestras AT1201, AT1406 y AT1801, Isla Robert. Análisis hechos con SEM-EDX (n=49). La flecha muestra la dirección de un posible proceso de maghematización en la muestra.**

En cuanto a la mineralogía opaca se observan cristales de magnetita, ilmenita y pirita, cuyo tamaño varía entre los 0.05 mm y los 2 mm de largo. Los cristales de mayor tamaño presentan en general texturas esqueléticas, y en el caso de los cristales de menor tamaño presentes en la masa fundamental las magnetitas se presentan euhedrales, cuadradas, en el caso de las piritas

son más bien anhedrales e irregulares. Algunas muestras presentan fracturas donde de igual manera se depositan estos minerales. Según la norma CIPW (ANEXO B: Geoquímica) estas muestras poseen entre un 3,8 y 4,4 % wt de magnetita normativa.

En la Figura 10 se muestra un evidente aumento del estado de oxidación de las muestras hacia la base de la secuencia. En cuanto a las dos muestras correspondientes a lavas andesíticas, AT1403 y AT1801, y por lo tanto comparables entre sí, se observa un gran aumento de razón  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  con respecto a la muestra AT1201, lo que es esperable dado la diferencia estratigráfica y por lo tanto temporal de esta última.

Cabe notar que en la muestra AT1406 se evidencia un proceso de maghematización representada por dos muestras proyectadas en el diagrama  $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$  (Figura 17) en el campo entre la solución sólida de las titanomagnetitas y la solución sólida de las titanohematitas. Estas maghemitas probablemente están en un equilibrio metaestable y terminarán convirtiéndose en titanohematitas.

Existe un número importante de puntos medidos, especialmente en la muestra AT1801, que presentan bajo contenido en Ti.

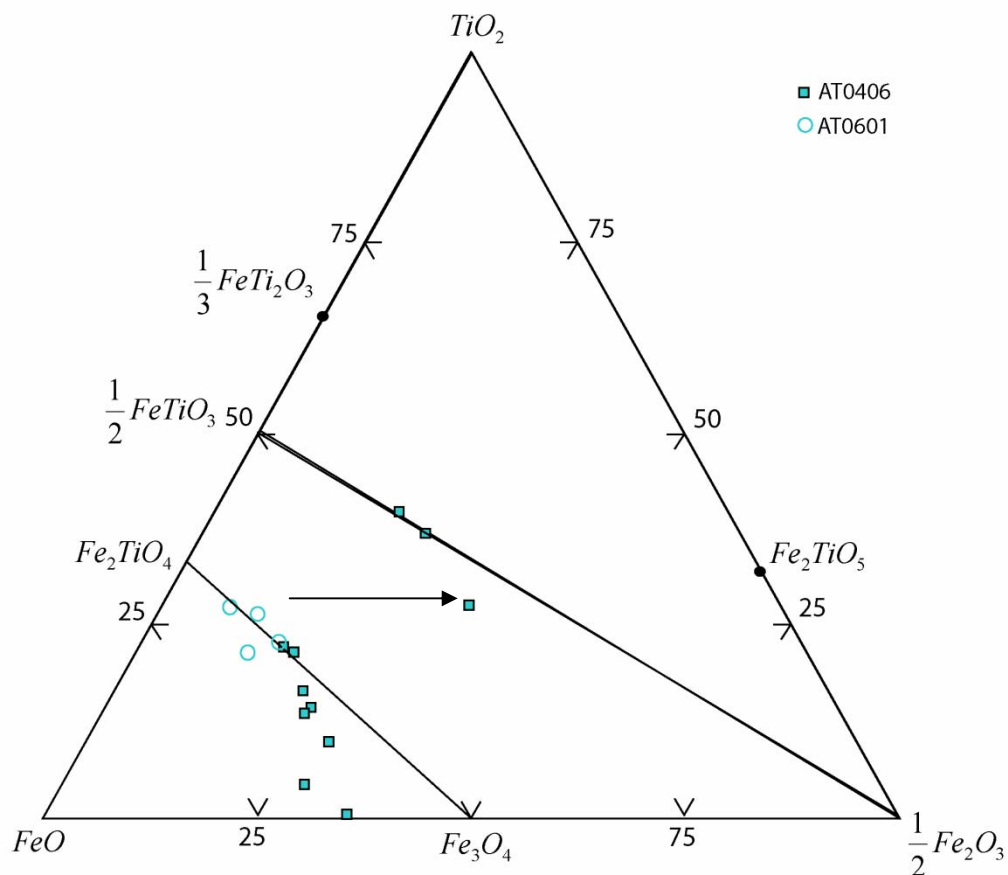
Dado que se ha encontrado cristales en exsolución, puntos AT-1403C2 y AT-1403C3 (ANEXO C: Análisis SEM-EDX), se ha hecho geotermobarometría para la muestra, pero sus resultados son poco consistentes, por lo que no se ha podido estimar una temperatura, y condiciones de  $fO_2$  iniciales para este set de muestras.

### **1.3 Isla Greenwich**

De esta isla se tomaron muestras en 4 puntos, y se ha puesto especial énfasis a las muestras AT0406 y AT0601. No es posible determinar la disposición estratigráfica de estos 2 sitios dado que se encuentran próximos, en el caso de AT0601, y dentro, AT0406, a una secuencia plegada.

En esta secuencia las muestras corresponden a una lava basáltica (AT0601) y una lava basáltico andesítica (AT0406), ambas de signatura calcoalcalina y contenido medio de K (0,49% wt y 0,63% wt respectivamente) (Figura 10). Ambos presentan una textura porfírica, con fenocristales de augita y plagioclasa, poseen una pequeña cantidad de vesículas y amígdalas rellenas con zeolitas.

Del análisis de elementos mayores se puede concluir que tienen un estado de oxidación similar, esperable debido a la proximidad entre un flujo y otro (Figura 15 y 16).

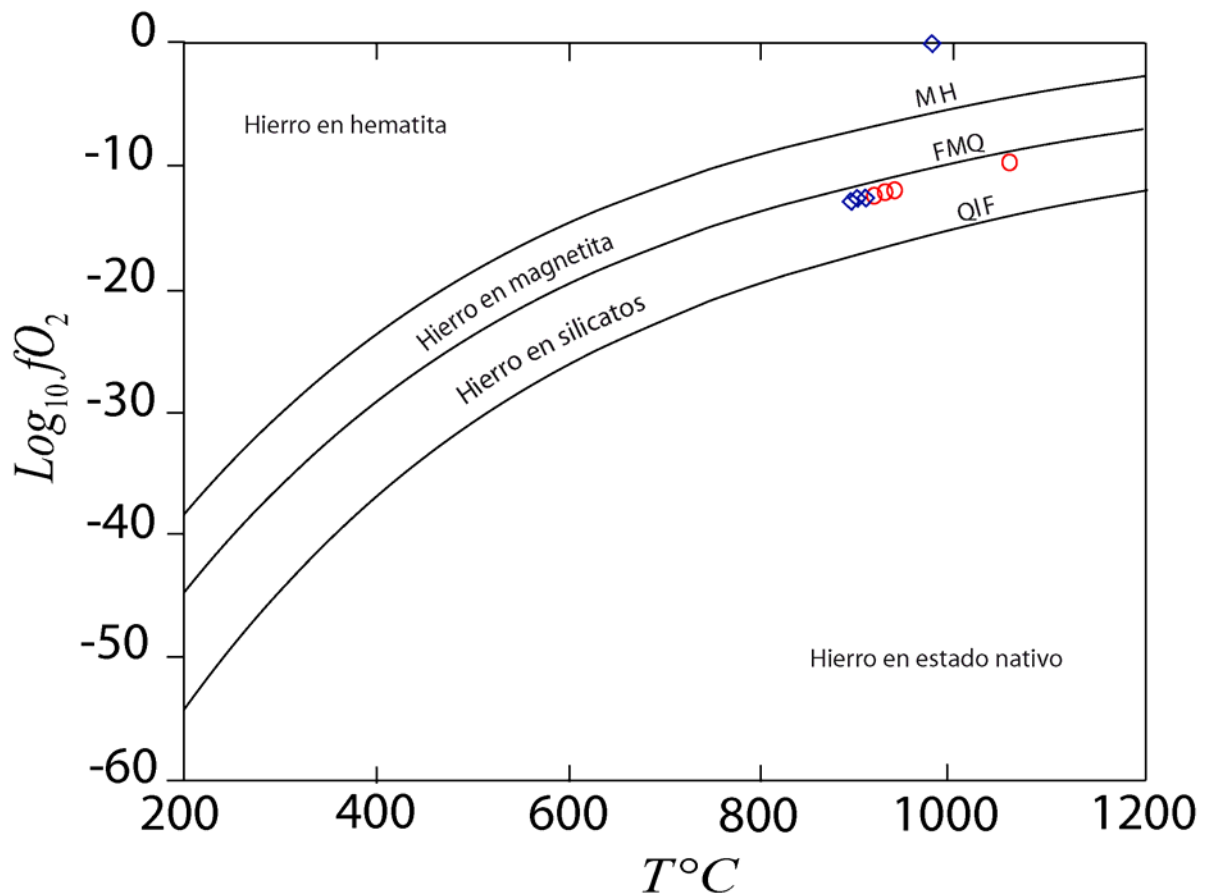


**Figura 18. Diagrama  $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$  correspondiente a las muestras AT0406 y AT0601, Isla Greenwich. Se midieron 15 puntos en minerales opacos con SEM-EDX. Quizás exista maghematización en estas muestras (flecha).**

En estas muestras se exhiben cristales de magnetita idiomorfas y esqueletales en igual proporción, con tamaños que van desde 0.0125 a 4 mm, las ilmenitas alcanzan un tamaño de

0,3 mm y se presentan en lamelas o como inclusiones en algunas magnetitas de mayor tamaño. Además se observa la presencia de pirita de grano fino diseminada en la masa fundamental de la roca y en ocasiones como inclusiones en magnetitas. Una descripción más detallada se adjunta en el ANEXO A: Petrografía. Del cálculo de la norma CIPW tenemos que AT0406 posee un 3,9% wt de magnetita normativa, y AT0601 un 4,0% wt (ANEXO B: Geoquímica).

En la muestra AT0406 es posible observar lamelas de exsolución de ilmenita en algunos cristales, y aunque en las imágenes del SEM-EDX estas no se observan, el análisis químico las señala como tal. En la Figura 19 podemos observar las estimaciones de  $\text{Log}_{10}f\text{O}_2$  y  $T^\circ\text{C}$ , que coinciden con gran precisión en el campo correspondiente a los buffers HM y FMQ, y le otorgan una temperatura mínima de equilibrio a estos óxidos entre 893 y 1056  $^\circ\text{C}$ .



**Figura 19. Valores de fugacidad de oxígeno y temperatura de equilibrio obtenida de fases titanomagnetita-ilmenita coexistentes en basalto para la muestra AT0406, Isla Greenwich. Valores obtenidos con ILMAT. Los círculos rojos representan valores calculados con el**

geotermobarómetro de Spencer & Lindsley (1981), los rombos en azul son valores calculados con el geotermobarómetro de Andersen & Lindsley (1985).

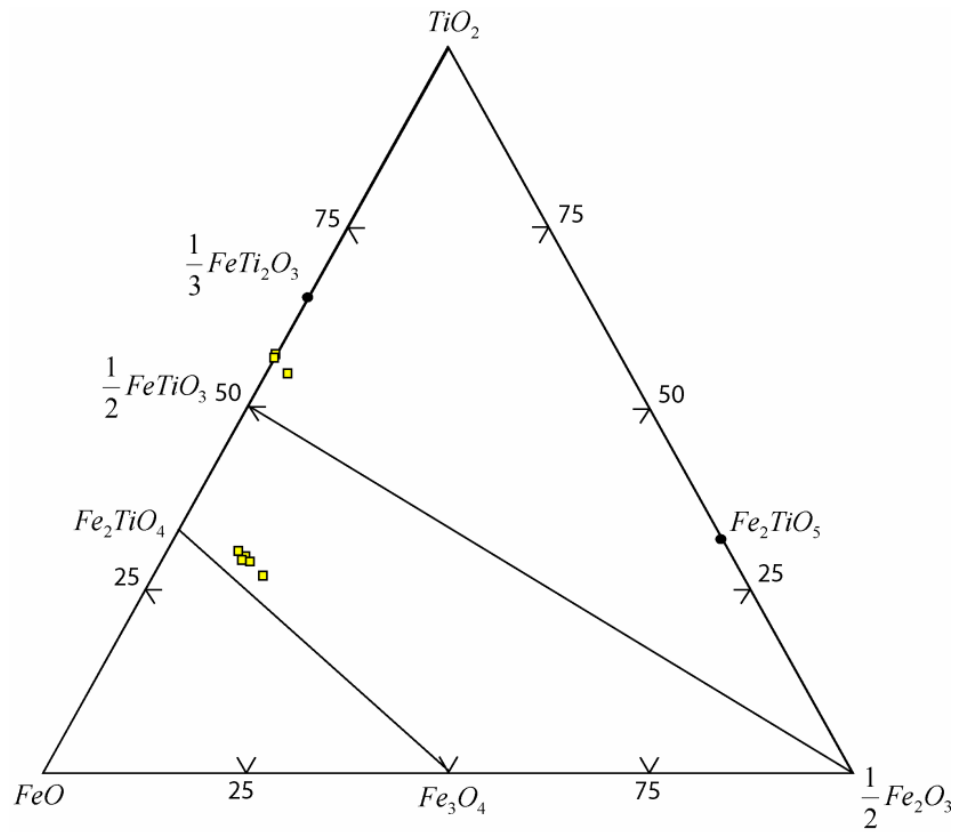
#### 1.4 Isla Andersson

En esta localidad se encuentra una gran secuencia de rocas volcánicas de más de 130 m de espesor. En su base hay una secuencia de toba de lipilli fino, de espesor desconocido, y a continuación flujos de basaltos de olivino y piroxeno, porfíricos, con fenocristales de olivino, augita, plagioclasa, minerales opacos y una masa fundamental de grano fino.

Las muestras analizadas son AT2004, AT2402 y AT2502, dada la disposición de los diferentes flujos en terreno tenemos que AT2004 corresponde al flujo de lava más antiguo y AT2502 al más reciente. Según la geoquímica de roca total las muestras AT2004 y AT2402 corresponden a basanitas y AT2502 a un traquibasalto, todos ellos subsaturados en sílice y de signatura alcalina (Figura 10 y Figura 12). Estas lavas presentan una masa fundamental de grano muy fino y fenocristales de olivino, piroxeno y minerales opacos, presentando algunos cúmulos de estos minerales.

Como se observa en los gráficos  $\text{SiO}_2$  v/s  $\text{Fe}^{+3}:\text{Fe}^{+2}$  (Figura 16) que existe un aumento en el estado de oxidación de la roca hacia la base de la secuencia volcánica, y un leve aumento en el contenido de  $\text{SiO}_2$  en aquellos flujos más jóvenes, lo cual corresponde a un típico patrón de cristalización fraccionada.

En cuanto a la mineralogía opaca, esta está compuesta por magnetitas idiomorfas, cuyos cristales están entre 0.05 a 2,5 mm de largo que conforman más de un 5% (según norma CIPW) del volumen de la roca. En aquellos cristales más euhedrales se observan lamelas de exsolución (Figura 22.), probablemente titanohematitas, y existe ausencia de sulfuros contrario a lo observado en lavas más antiguas tales como las de Península Fildes. Algunos cristales de olivino presentan inclusiones de cromita (AT2502). La única con fugacidad de oxígeno calculada fue AT2402, la cual exhibe lamelas de exsolución fácilmente identificables.



**Figura 20. Diagrama  $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$  correspondiente a las muestras AT2402 y AT2501, Isla Andersson. Se midieron 8 puntos en minerales opacos con SEM-EDX.**

En la Figura 21 se observa que las condiciones de  $\text{Log}_{10}fO_2$  y  $T^\circ\text{C}$  calculadas se encuentran subparalelas al *Buffer* FMQ, lo cual no resulta contradictorio ya que estos *Buffers* corresponden a valores experimentales.

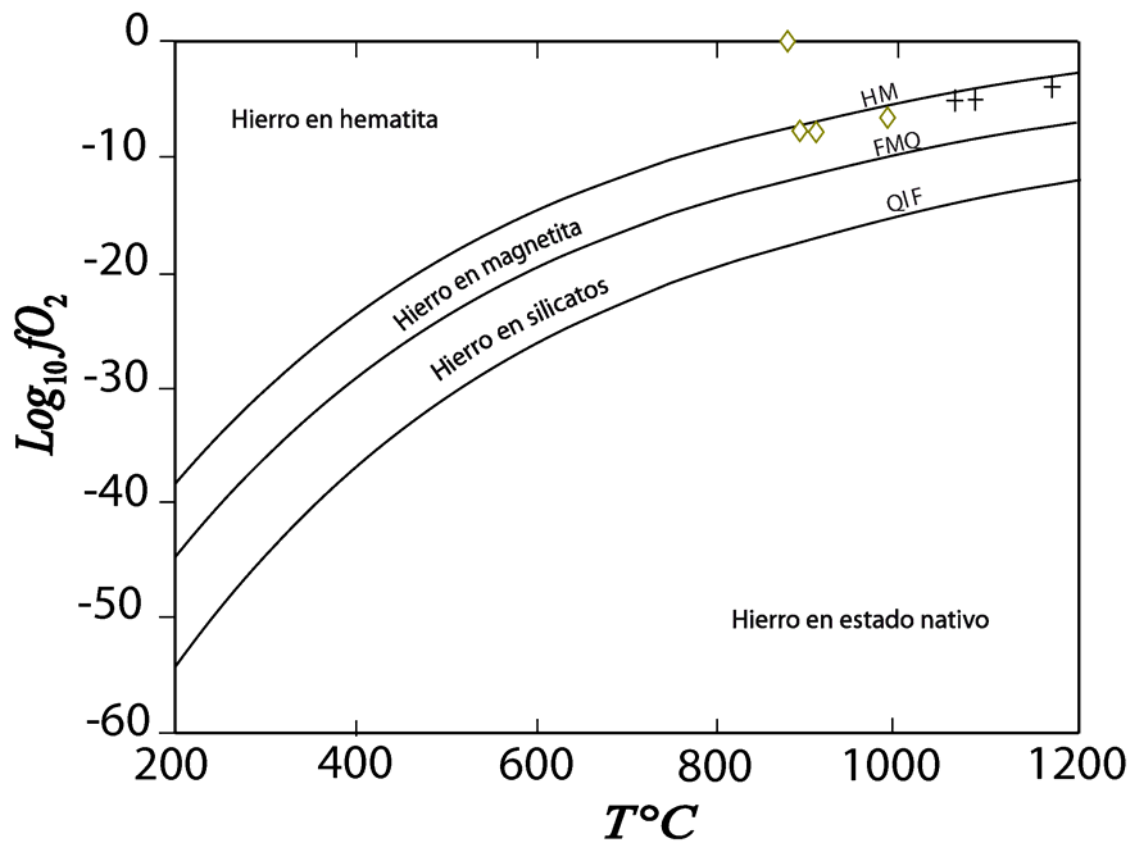


Figura 21. Valores de fugacidad de oxígeno temperatura de equilibrio obtenida para titanomagnetita-ilmenita coexistente en basaltos, para la muestra AT2402, Isla Greenwich. Valores obtenidos con ILMAT. Los rombos verdes representan valores calculados con el geotermobarómetro de Spencer & Lindsley (1981), las cruces son valores calculados con el geotermobarómetro de Andersen & Lindsley (1985).



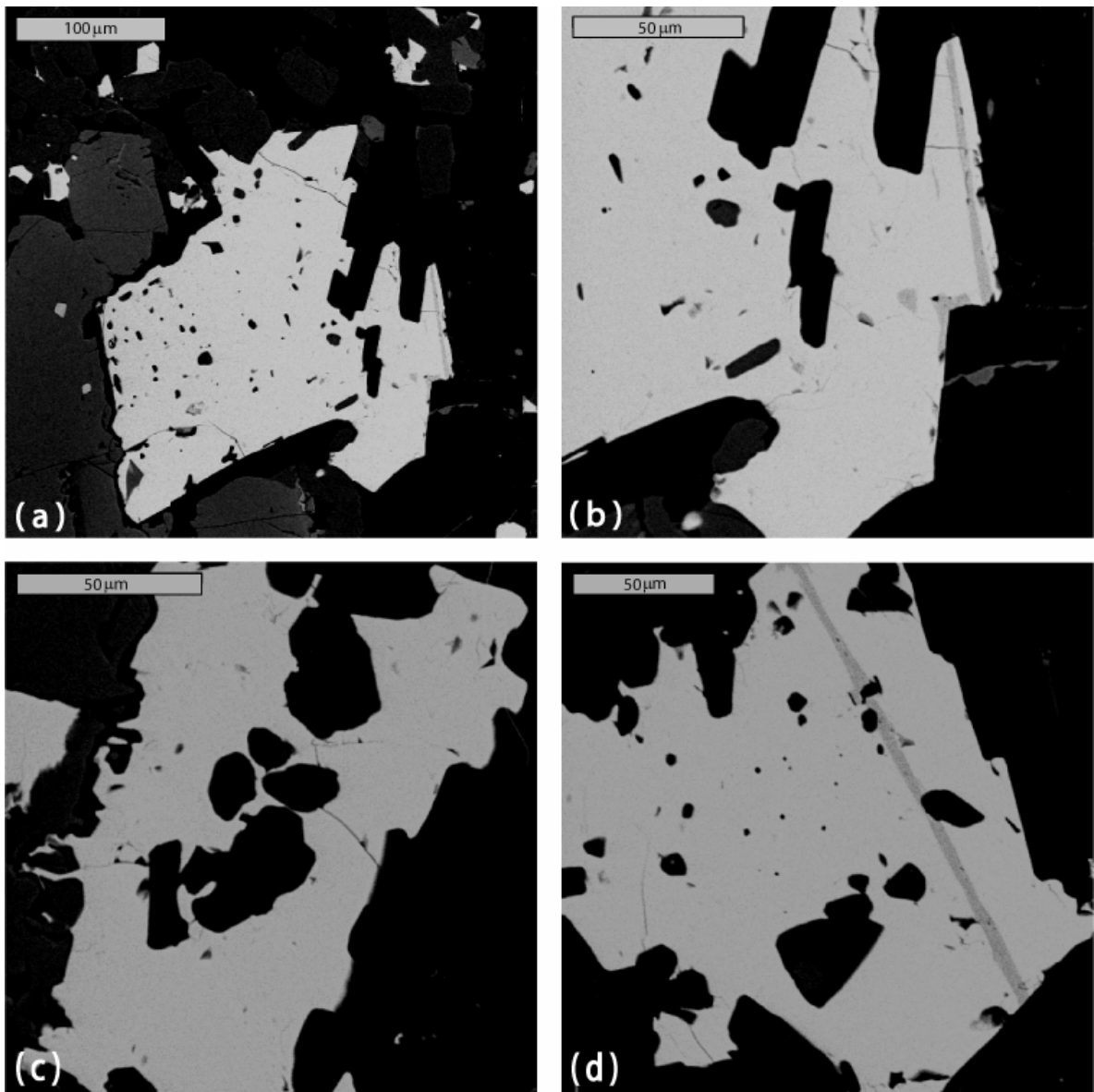


Figura 22. Imágenes de óxidos de Fe-Ti representativos de Isla Andersson, obtenidas con SEM-EDX. Se muestran granos idiomorfos con algunas lamelas de exsolución de ilmenita.

Además dadas las características geoquímicas y la corta edad de exposición en superficie de estos flujos se estima que estos deberían presentar datos paleomagnéticos más certeros, despreciando los efectos de alguna posible alteración post-depósito, de la que no se tuvo evidencias en terreno.

## 2 ANÁLISIS DE IMÁGENES

Al momento de analizar los resultados se toman en cuenta los siguientes criterios:

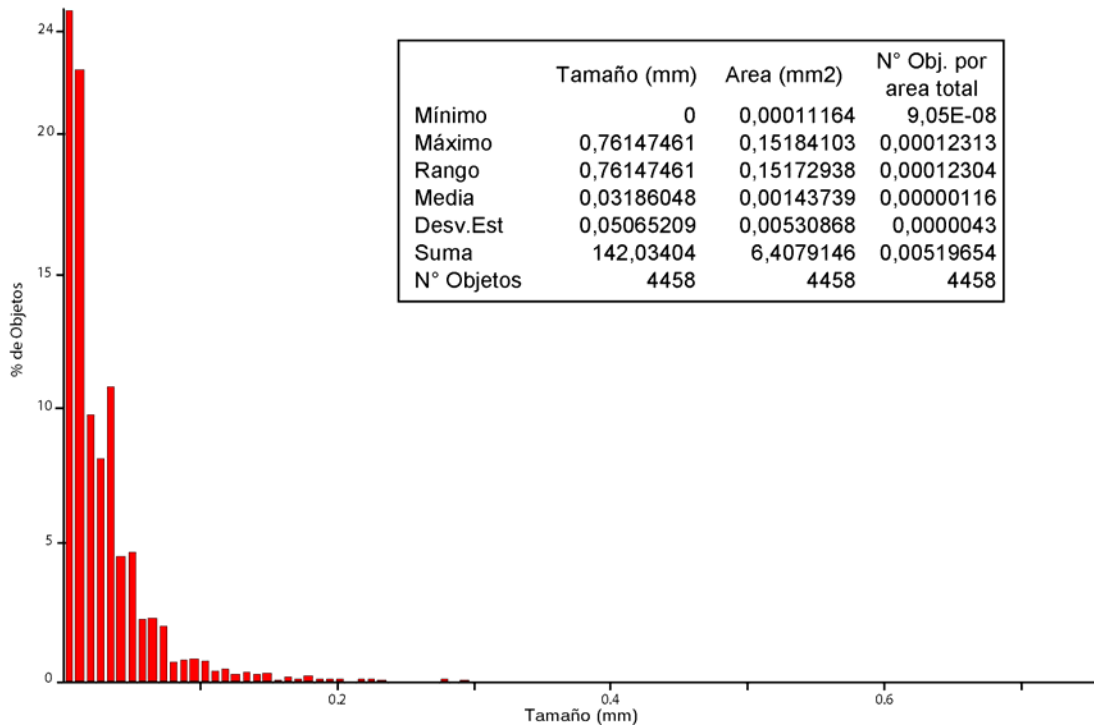
- Los cristales o granos de tamaño menor a 0.05 mm (o su equivalente en micras) deben ser considerados como cristales pertenecientes a la masa fundamental de la roca y no como un fenocristal en sí.
- La precisión de los datos estadísticos guarda relación directa con la calidad de la imagen utilizada.
- Puede existir un margen de error al incluir productos de otros procesos de alteración (e.g. cloritización) en sus márgenes.
- Al momento de entregar los datos estadísticos, el software filtra y subestima el valor mínimo real, tal vez por la escala de medida escogida. Para solucionar este error se ha tomado nota del valor real mínimo que acota el 100% de los elementos en cada conteo realizado.
- Además, dado que se tiene el valor del área total ocupada por los minerales opacos se supondrá el porcentaje del área entregada como el volumen mínimo total de minerales opacos que posee la roca., aún cuando una única muestra de roca puede no ser representativa de la distribución real de estos minerales en ella. El área estándar de los cortes utilizados es 490,87 mm<sup>2</sup>.

### 2.1 *Isla Rey Jorge*

Muestra AT1001

La imagen obtenida de esta muestra es de una resolución suficiente para hacer el conteo, pero no para discriminar entre granos de gran tamaño y *clusters* de granos por ejemplo.

En cuanto al valor del tamaño mínimo real de grano es de 0,0039 mm. Para esta muestra se estima un volumen de al menos 1,31 % de óxidos de Fe-Ti, esto quizás se debe a que no considera los valores menores a 0,01 mm. Además del total de los granos medidos, el 53,99% corresponden a *clusters* de más de un grano, lo cual ya había sido observado al momento de realizar la petrografía (ANEXO D: Análisis de Imágenes).



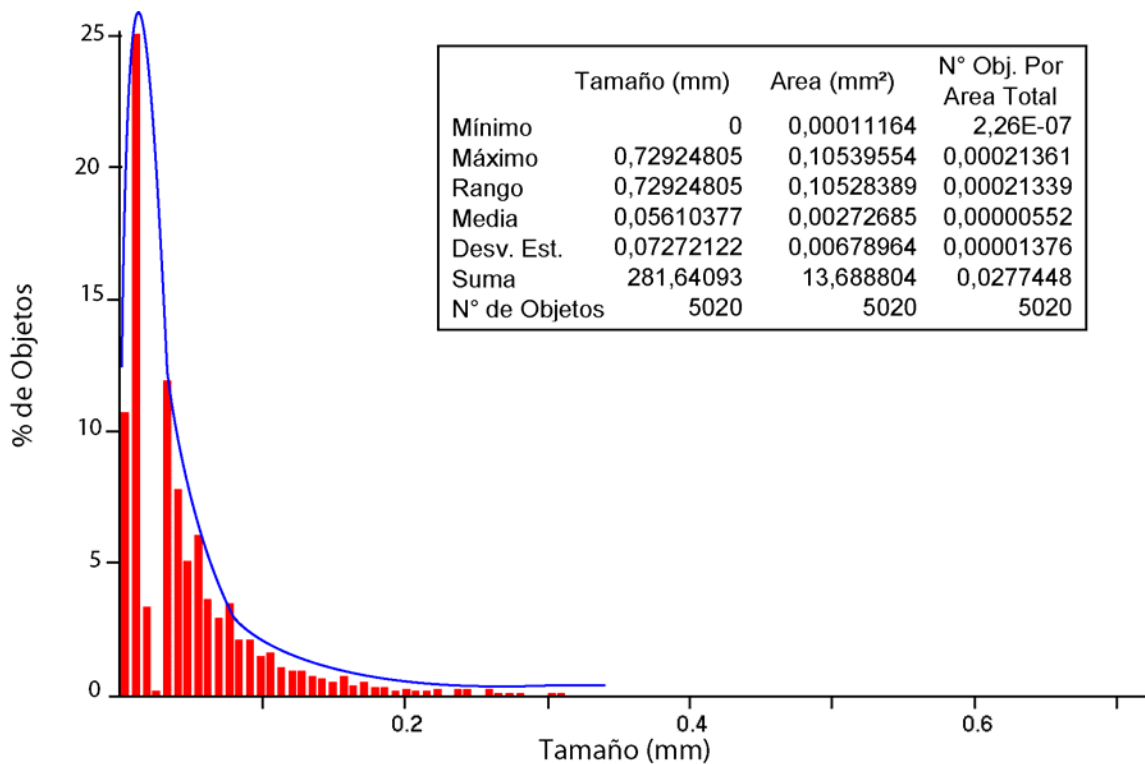
**Figura 23. Histograma representativo de la distribución en la granulometría de los minerales opacos, muestra AT1001. Gráfica obtenida con *Image Pro Plus*. El recuadro presenta los valores estadísticos de algunos atributos medidos en la muestra.**

## 2.2 Isla Robert

### Muestra AT1201

Esta muestra fue analizada en reiteradas ocasiones, dado que la resolución obtenida en un comienzo no era del todo satisfactoria en cuanto a apariencia y resultados.

Se puede observar en la Figura 24 que la distribución de granos es bastante similar a una distribución Log Normal esperable. El espacio libre cerca de los 0.1 mm puede corresponder a la diferencia en tamaño que existe entre óxidos presentes en la masa fundamental, de menor tamaño, y los óxidos que pueden distinguirse como fenocristales e inclusiones en otros minerales.



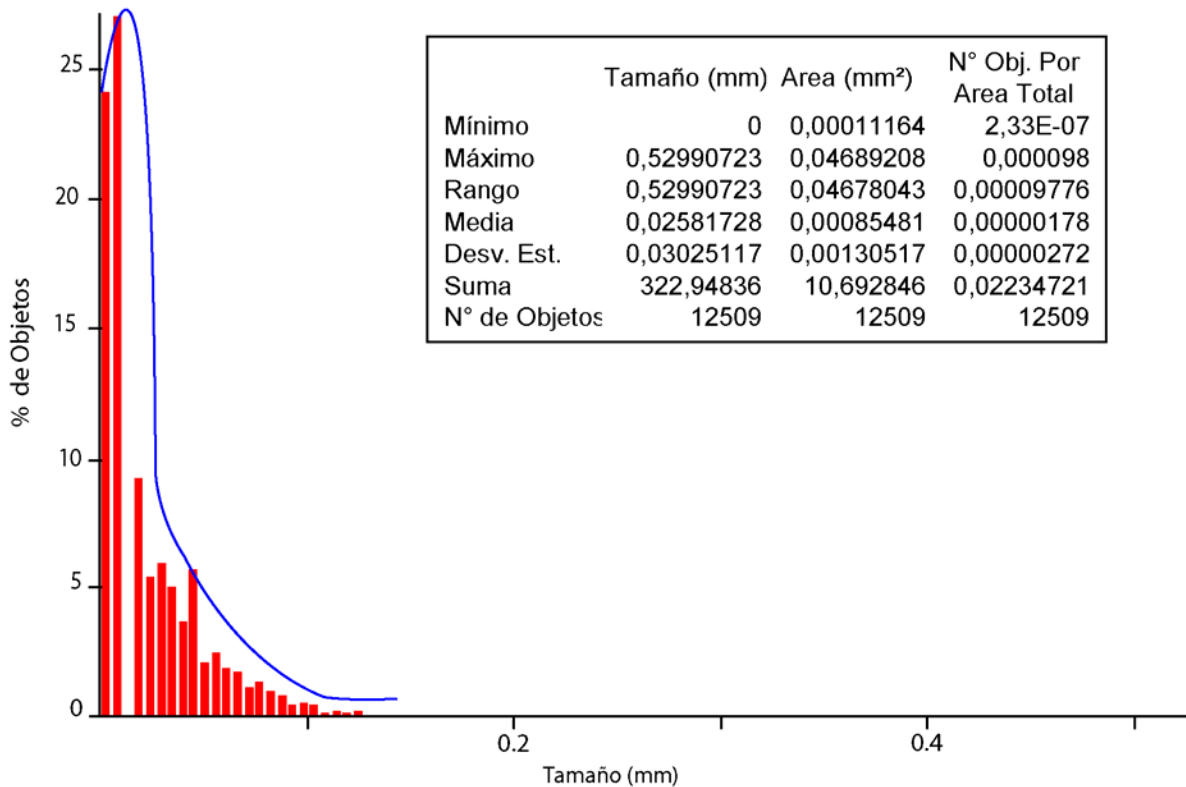
**Figura 24. . Histograma representativo de la distribución en la granulometría de los minerales opacos, muestra AT1201. Gráfica modificada de imagen obtenida con *Image Pro Plus*. El recuadro presenta los valores estadísticos de algunos atributos medidos en la muestra.**

Para esta muestra el tamaño mínimo real según el *software* es 0,00159 mm, por lo tanto la barra correspondiente a granos de tamaño cero, en realidad es el porcentaje de cristales cuyo tamaño se encuentran entre 0,00159 y 0,01 mm. Este ~11% del total de cristales son seguramente cristales de domino simple (DS), los cuales registran de manera certera el magnetismo de la roca.

El volumen mínimo esperable de óxidos para esta roca es de 2,78% del total del volumen de la roca.

#### Muestra AT1401

Al igual que la muestra AT1201, se debió realizar mas de un conteo para está. Esta roca posee un mínimo de 2,17% de volumen de la roca total correspondiente a óxidos.



**Figura 25. . Histograma representativo de la distribución en la granulometría de los minerales opacos, muestra AT1401. Gráfica modificada de imagen obtenida con *Image Pro Plus*. El recuadro presenta los valores estadísticos de algunos atributos medidos en la muestra.**

Observando la Figura 25 podemos notar que también existe esta discontinuidad en la distribución de tamaños de grano. El tamaño mínimo real de grano es 0,0012, por lo tanto la primera barra del histograma corresponde a un 24% de cristales de tamaño entre 0,0012 y 0,01 mm. Por otro lado, esta muestra no se aplicó ninguna función que separe granos presentes en clusters, por lo que el porcentaje de minerales con características de dominio simple o pseudo-dominio simple podría ser aun mayor.

#### Muestra AT1801

Esta muestra es la que presenta menor contenido de óxidos, llegando solo a un 0,7% del volumen de la roca., a pesar de eso la distribución de los granos resulta muy similar a una distribución Log Normal. De este porcentaje el mínimo real de tamaño de grano es 0,0019 mm. En esta muestra también se evidencia una discontinuidad para los tamaños de grano más pequeño (Figura 26).

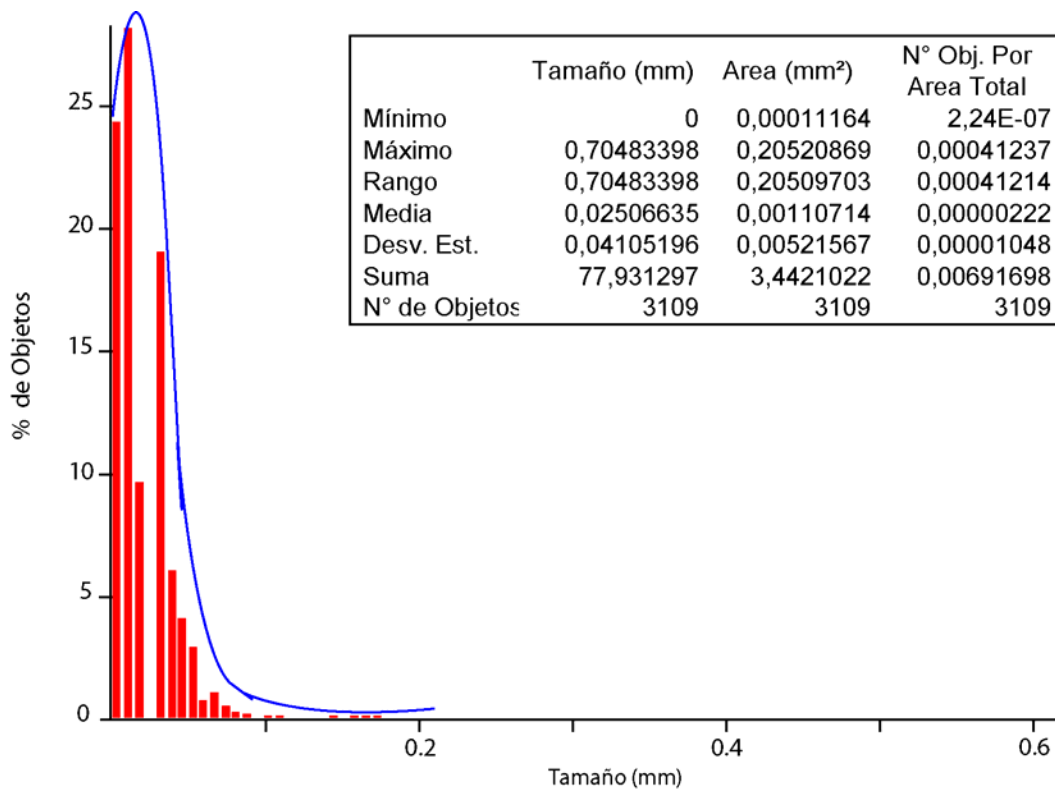
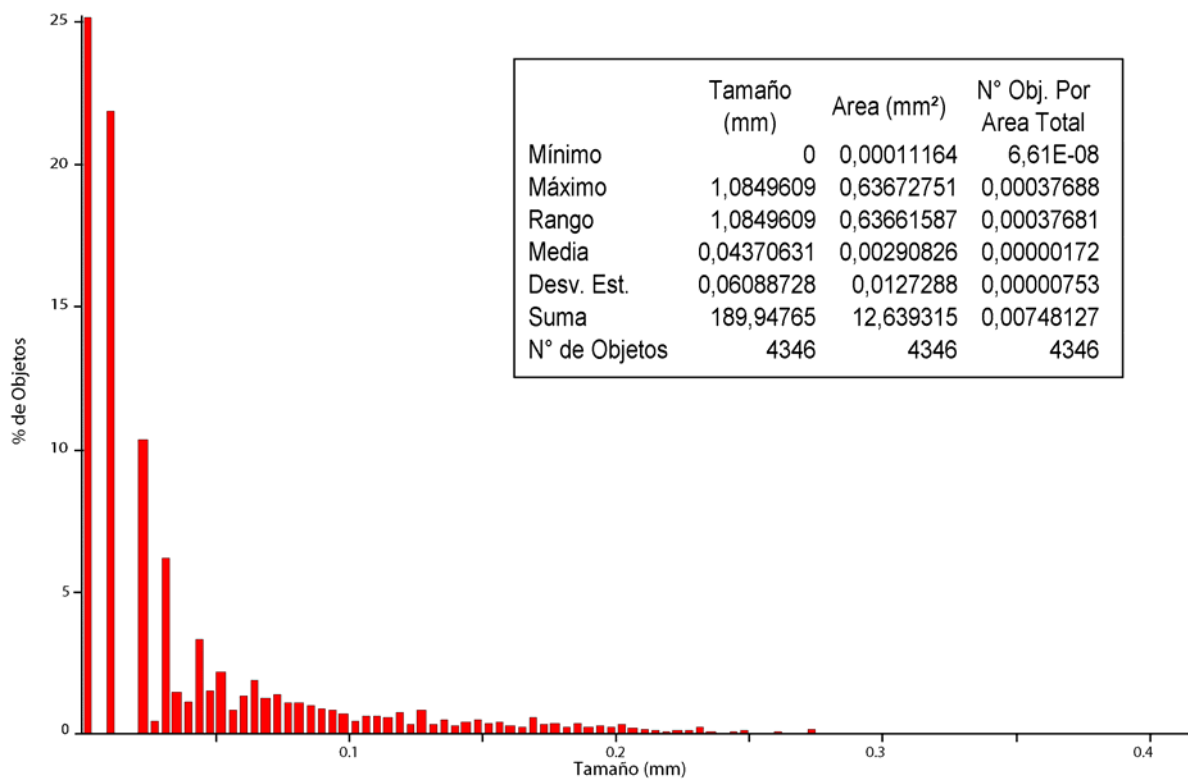


Figura 26. . Histograma representativo de la distribución en la granulometría de los minerales opacos, muestra AT1801. Modificado de imagen obtenida con *Image Pro Plus*. El recuadro presenta los valores estadísticos de algunos atributos medidos en la muestra.

### 2.3 Isla Greenwich

#### Muestra AT0406

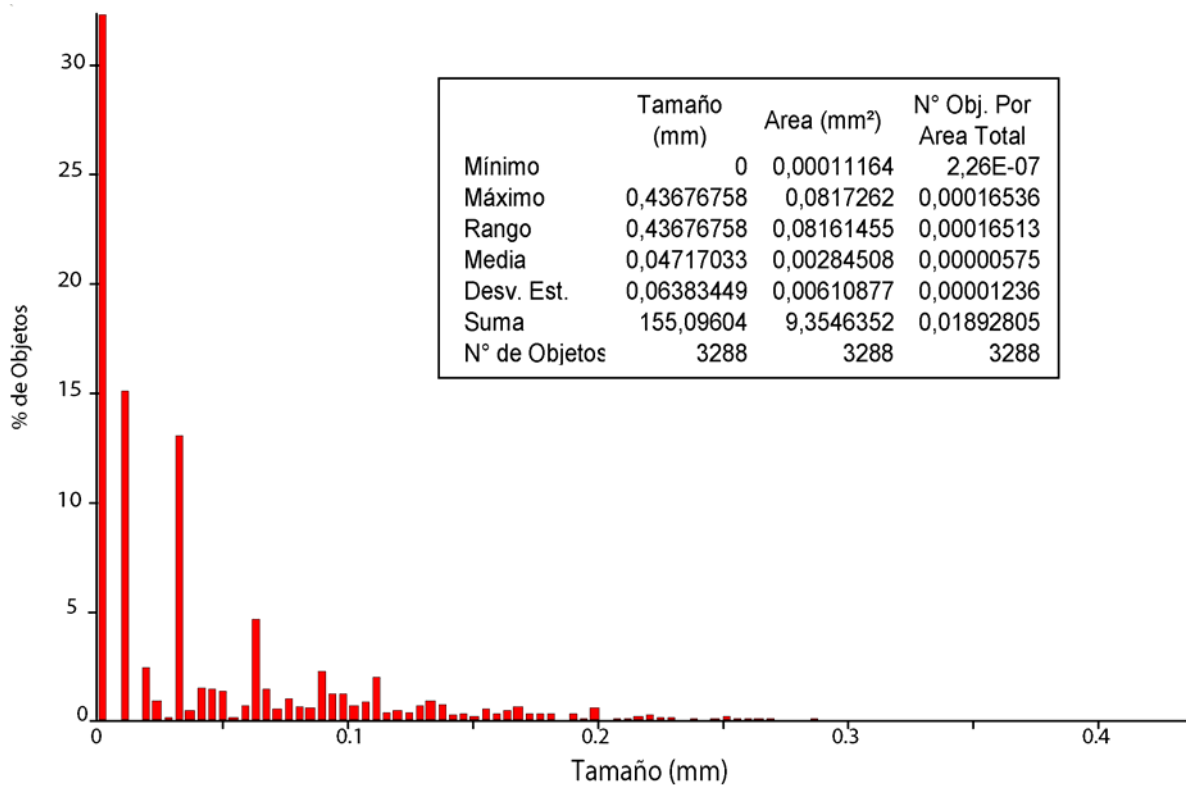
La buena resolución de ambas imágenes permite obtener una buena aproximación de la distribución granulométrica real de los minerales opacos, observándose de forma clara la tendencia Log Normal en la Figura 27. Además de las mediciones de Área (ANEXO D: Análisis de Imágenes) se puede estimar que los minerales opacos corresponden al menos a un 2,57% de la roca., esperable en una roca basáltica. De este porcentaje un ~25% corresponde a granos entre 0,0039 a 0.01mm de largo, los cuales pueden considerarse a priori como granos de DU. Esto puede corroborarse obteniendo la histerésis de estas muestras.



**Figura 27. Histograma correspondiente a la distribución de tamaño de grano en la muestra AT0406, Isla Greenwich, y tabla con datos estadísticos de aquellos atributos mas relevantes medidos. Modificada de imagen obtenida con *Image Pro Plus*.**

#### Muestra AT0601

Esta muestra presenta un contenido no muy alto de óxidos, en general se trata de minerales de gran tamaño con texturas esqueléticas. El tamaño mínimo real es 0,0009mm. Además se estima que al menos existe un 1,90% de óxidos en el volumen total de la roca, de este porcentaje el 43% corresponde a granos individuales, el resto de los elementos medidos son considerados por el *software* como clusters de dos o más elementos.



**Figura 28. Histograma representativo de la distribución en la granulometría de los minerales opacos, muestra AT0601. Gráfica obtenida con *Image Pro Plus*. El recuadro presenta los valores estadísticos de algunos atributos medidos en la muestra.**

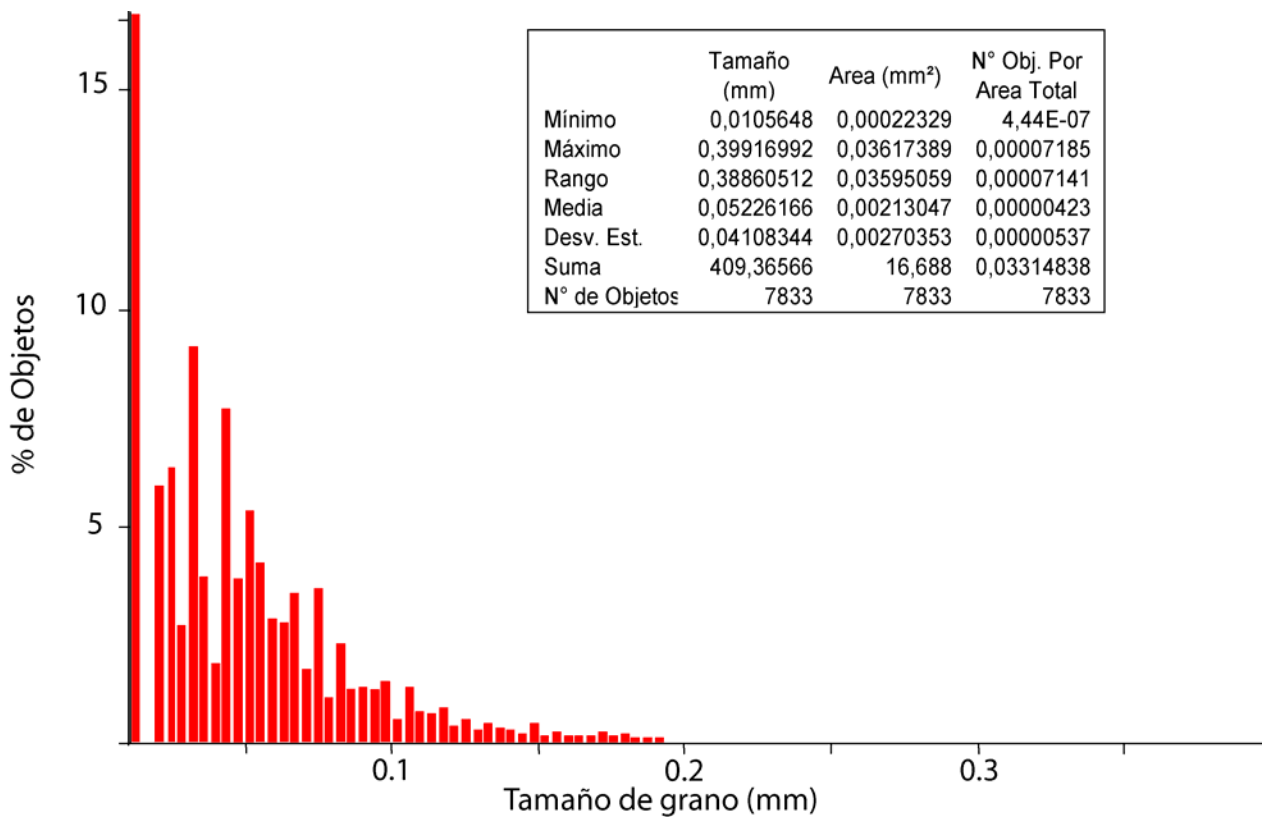
## **2.4 Isla Andersson**

Muestra AT2402

Para esta muestra el menor tamaño de grano está entre los 0,00079 y los 0,01 mm correspondientes a más de un 15% del total de óxidos, que representan al menos el 3,39% del volumen total de la roca. Observando la Figura 29, vemos que omitiendo los valores de grano más finos, que son considerados como cero en el *software*, la distribución de los granos es similar a una distribución Log Normal. Podría pensarse que si se escogiera una escala mayor para el conteo (e.g.  $\mu\text{m}$ ) este más de 15% de granos también siguiera esta distribución.

Esta muestra presenta gran cantidad de minerales opacos, donde estos se encuentran diseminados en toda la roca. Además existe cierta acumulación de granos alrededor de olivinos y piroxenos.





**Figura 29. . Histograma representativo de la distribución en la granulometría de los minerales opacos, muestra AT2402. Gráfica obtenida con *Image Pro Plus*. El recuadro presenta los valores estadísticos de algunos atributos medidos en la muestra.**

#### Muestra AT2501

El volumen mínimo de óxidos que posee esta roca es de 5,74% del volumen total de la roca (ANEXO D: Análisis de Imágenes). En la Figura podemos ver que casi un ~55% de los cristales corresponden a aquellos de tamaño entre 0,00079, tamaño mínimo real, y 0.01mm. Si se usara otra escala más pequeña, podría observar la distribución de los granos de menor tamaño.

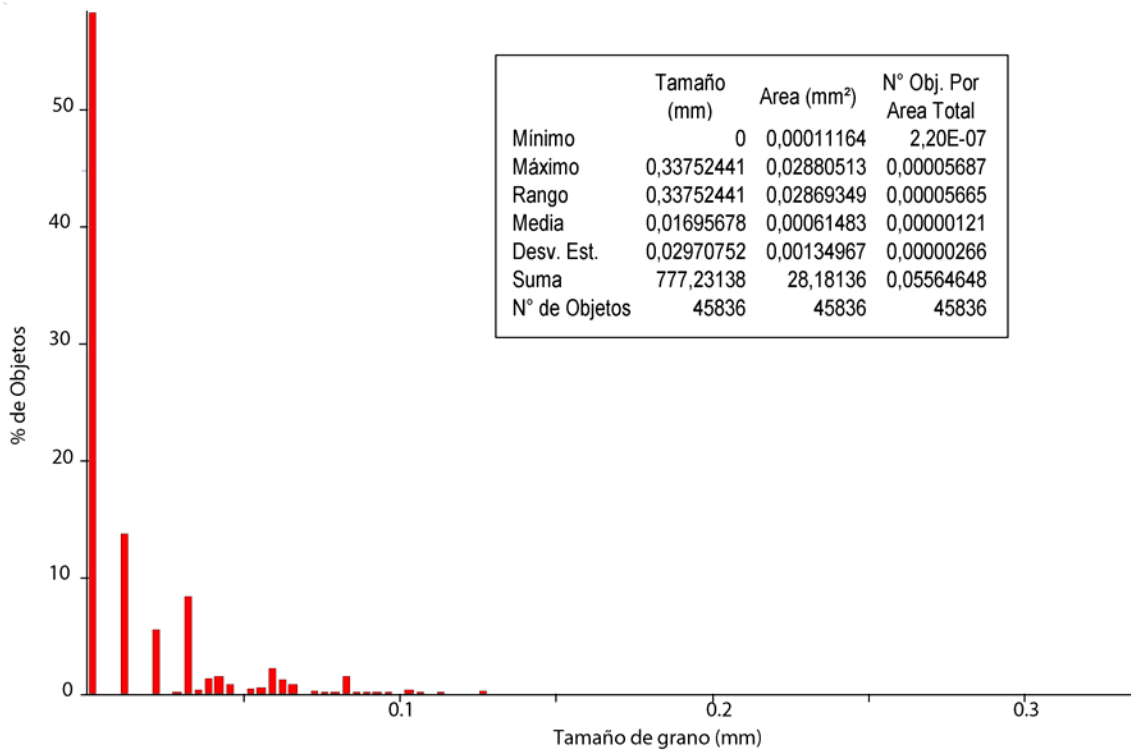


Figura 30. . Histograma representativo de la distribución en la granulometría de los minerales opacos, muestra AT2501. Gráfica obtenida con *Image Pro Plus*. El recuadro presenta los valores estadísticos de algunos atributos medidos en la muestra.

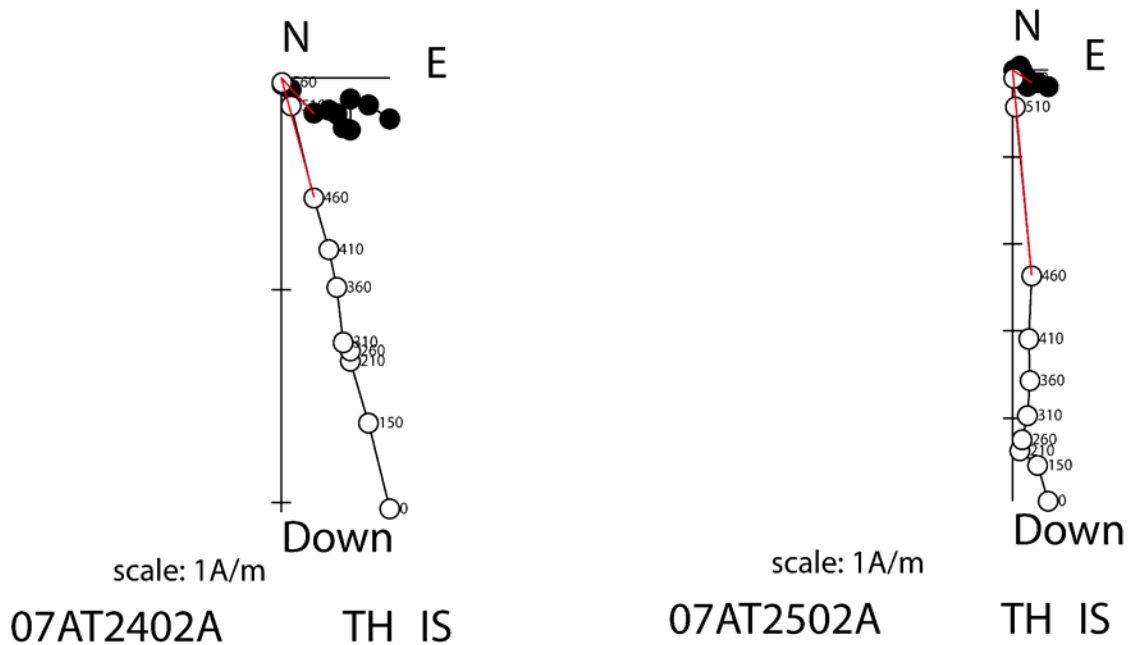


Figura 31. Gráficos representativos de la desmagnetización de las muestras AT2402, y AT2501.

## CAPITULO IV: DISCUSIÓN

Los cambios en la mineralogía opaca producidos durante el enfriamiento inicial y/o la siguiente alteración tienen un impacto directo en las propiedades magnéticas de la roca. Una observación importante hecha en este estudio es que las características petrológicas y la abundancia de los óxidos de Fe-Ti están directamente relacionados a la calidad de los datos magnéticos.

En cuanto a la textura de la roca, parte de ellas poseían amígdalas y/o vesículas, lo cual disminuye su densidad, resistividad y aumenta su porosidad, lo que puede repercutir en el grado de alteración que alcanza la roca. Esto debe ser tomado en cuenta al momento de analizar lavas de igual composición y distinta textura, por ejemplo dos muestras obtenidas de distintas zonas del flujo de lava. Saito *et al.* (2004). En su estudio a lavas y cenizas recientes del volcán Unzen describieron petrologías distintas para las distintas localizaciones de las muestras, encontrando estados de mayor oxidación en las zonas externas y, por lo tanto expuestas, de la roca, lo cual a su vez se refleja en un cambio en la mineralogía opaca, que por supuesto registra de formas distintas las señales magnéticas emitidas durante su formación. Además en este estudio se presentan estados de oxidación altos producidos por oxidación deutérica, lo cual indica que estas rocas no han cambiado su signatura magnética, si no más bien han empeorado su calidad.

De la primera etapa de análisis de nuestras muestras, se puede hacer una primera distinción y/o separación entre ellas. De los estudios geoquímicos se confirmó la existencia de alteración en la muestra AT1004, lo cual era esperable según Park (1991) quien habla de una alteración argílica y propilítica en la zona, además de las observaciones de terreno. Por otra parte, el hecho que exista solo una muestra de la localidad dificulta su comparación para estudiar otros fenómenos relacionados a la alteración existente.

En cuanto a la distribución de tamaño de grano si se observa la Figura 14, es evidente constatar que su distribución no es la esperada para una roca de enfriamiento rápido y sin

cúmulos de cristales dado que la mineralogía opaca aparte de encontrarse en la masa fundamental de la roca se hospeda dentro de amígdalas como relleno.

Ahora bien en el diagrama de clasificación (Figura 13) se observa una disminución en el contenido de Ti de los cristales analizados. Ya que no se observa alguna relación con la ubicación del punto medido (borde o centro del cristal) se puede relacionar esta variación como producto de la alteración observada en la roca, donde el titanio podría migrar para formar otros minerales (*e.g.* titanita). Para esta muestra se estima que presentaría una señal magnética difusa, o pueden existir eventos sobre impuestos, lo cual es esperable, nuevamente debido a la alteración hidrotermal que presenta esta localidad.

Las muestras correspondientes a Isla Robert, presentan como primera característica distintas afinidades, siendo dos de estas muestras de afinidad calcoalcalina y la otra alcalina. Además otro dato relevante es que estratigráficamente la lava de signatura alcalina (AT1201) se encuentra en el techo de esta secuencia. Para los distintos diagramas de discriminación la muestra AT1201, se escapa de los rangos de las muestras calcoalcalinas, asemejándose mucho más a aquellas alcalinas. Este set de muestras es un claro ejemplo que las características iniciales del magma influyen la mineralogía obtenida, y por lo tanto la calidad de señal magnética que podrá registrar.

El grado de oxidación de las titanomaghemitas se presume, incrementa con la edad. Al observar la Figura 17 vemos que aquellos flujos calcoalcalinos, de mayor edad presentan procesos de alteración, como disminución del contenido de Ti y maghematización de las muestras, en cambio, el flujo del techo de la secuencia, de signatura alcalina, se presentan como magnetitas puras.

La alteración de baja temperatura de titanomagnetitas a titanomaghemitas debido a la interacción de la roca con fluidos ha sido extensamente estudiada. Las propiedades magnéticas de la roca han mostrado variaciones atribuidas a los procesos de maghematización basados en estudios de muestras de basaltos naturales así como titanomaghemitas oxidadas sintéticamente (Özdemir, 1981). La magnetización de saturación

generalmente decrece durante la oxidación de baja temperatura, pero luego muestra un incremento en estados de oxidación avanzada.

Para las muestras estudiadas correspondientes a Isla Andersson observamos que existe un bajo estado de oxidación (Figura 15 y Figura 16) y además los diagramas de demagnetización y MNR son claros y correspondientes a un único evento de magnetización hasta los 510 °C y luego otro punto de quiebre (Figura 31).

En esta muestra dado que registra claras lamelas de exsolución a sido posible estimar temperaturas de equilibrio para las mismas, que van entre los 861 y los 1253° C, por lo tanto, estas magnetitas e ilmenitas han registrado la señal magnética correspondiente al momento de la cristalización de la roca.

En cuanto al  $\text{Log}_{10} f\text{O}_2$  esta varía entre los -17,02 y 0, que es mucho menor a las calculadas para la Isla Greenwich, de signatura calcoalcalina y mayor estado de oxidación.

Además podemos observar que para las muestras, particular las de Isla Robert el contenido de Mg en las titanomagnetitas se incrementa con la el aumento de la fugacidad de oxígeno  $f\text{O}_2$  esto inferido según el control que la fugacidad de oxígeno tiene sobre el estado de oxidación  $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$  de una roca. Elevado contenido de  $\text{Fe}^{+3}$  en el magma a alta  $f\text{O}_2$  esta ligado al enriquecimiento de enstatita en piroxenos y alto contenido de Mg en óxidos Fe-Ti (Mansoor Ahmad & Shrivastava; 2003). A medida que las titanomagnetitas precipitan del magma, su concentración de iones de hierro férrico aumenta con la caída de la temperatura de equilibrio. Subsecuentemente la oxidación deutérica aumenta con el incremento en la concentración de oxígeno

Las titanomagnetitas maghematizadas son pobres en Ti y más ricas en Mg que las titanomagnetitas no alteradas.

De los conteos y mediciones realizados en las muestras, además de obtener mejores datos de aquellas muestras con una mejor imagen inicial para su trabajo, vemos que son aquellas muestras que presentan un contenido de óxidos de Fe-Ti moderado, pero con un tamaño de

grano menor, las que exhiben una distribución de tamaño de grano mas cercana a la ideal. En cambio, a pesar de tener un gran volumen de óxidos de Fe-Ti en algunas muestras (e.g. AT2002, AT2402 y AT2501) su distribución no era clara, ya que existían muchos clusters de opacos. Lo mismo ocurría con aquellas muestras con evidente alteración y relleno de amígdalas.

## CAPITULO V: CONCLUSIONES

Este estudio revela la presencia de granos de titanomagnetita y titanohematitas euhedrales, cúbicas, triangulares, prismáticas, romboedrales y/o elongadas en lavas basálticas de variadas composiciones en Islas Shetland del Sur. Existe ilmenita formada directamente del magma inicial en conjunto con los cristales magnetita cúbica. La composición de las soluciones sólidas magnetita-ulvoespinel y ilmenita-hematita formadas en la roca dependen de la química de la roca, temperatura y estado de oxidación del sistema.

La temperatura de equilibrio para los óxidos de Fe-Ti para estos flujos de lava está entre los 782 y los 1235°C. En cuanto al  $\text{Log}_{10}f\text{O}_2$ , cuyos valores fluctúan entre -17,02 y los -9,68, es fácil notar que son aquellas muestras con mayor grado de oxidación, y menos primitivas, las que presentan mayor fugacidad.

Se concluye además que las rocas volcánicas son las rocas que entregan mayor y más completa información, ya que pueden obtenerse datos relevantes en un estudio geológico, no sólo del punto de vista del paleomagnetismo. Esto pues dado el alto porcentaje del volumen de la roca correspondiente a óxidos de Fe-Ti, donde si se tiene un porcentaje importante de óxidos con un tamaño de grano  $< \sim 1 \mu\text{m}$  (0,001 mm), correspondiente a granos de DU, se puede asegurar la confiabilidad y certeza de los datos paleomagnéticos. En el caso de que éste porcentaje de minerales de DU no sea satisfactorio, es necesario realizar un estudio de histerésis de las rocas.

Resumiendo, para aquella muestra con mayor grado de alteración de Isla Rey Jorge, y en menor medida, algunas de Isla Robert y Greenwich, se esperaría tener algo de "ruido magnético", dado que puede existir una magnetización química remanente posterior en los óxidos de Fe-Ti presentes como rellenos de amígdalas. Por otro lado, es posible también estimar que porcentaje de los óxidos totales corresponden a mineralogía secundaria, y más aún, hacer la estimación de la  $T^\circ$  y  $f\text{O}_2$  para los óxidos de Fe-Ti primarios con análisis de SEM más adecuados.

Por otro lado, Isla Andersson con un alto volumen de óxidos de Fe-Ti en su mineralogía, y que además carece de alteración de algún tipo en sus afloramientos, lo cual permitió un análisis rápido y certero con respecto a su geoquímica, análisis de SEM-EDX y análisis de imágenes. Estos datos, en cuanto a su aporte a los datos paleomagnéticos, no son muy relevantes dado que corresponden a rocas de edad Neógena y en las que no se espera evidenciar ni rotaciones en las direcciones de magnetismo ni cambios en su polaridad.

Como las titanomagnetitas precipitan del fundido, su concentración de hierro ferrico se incrementa con la caída de la temperatura de equilibrio. Con lo cual las rocas pertenecientes a la base de los flujos de lava se mantendrán mas inalteradas, manteniendo su composición inicial.

Dado que en la mayoría de las muestras analizadas existe un porcentaje considerable de óxidos de Fe-Ti submicroscopicos, podrían correlacionarse con altas estabilidades de remanencia y intensidad de magnetización.

Los resultados muestran que las propiedades podrían ser afectadas por la variación en el tamaño de grano de los óxidos de Fe-Ti, así como también por sus variaciones composicionales.

Con un mayor número de datos de SEM-EDX, Geoquímica, Imágenes, y de mejor calidad, recordar que el SEM-EDX es sólo un método semicuantitativo y que las imágenes usadas para su análisis no son de la mejor calidad y resolución, podría obtenerse resultados suficientemente buenos como para obviar otros estudios de mayor costo y complejidad (e.g. Diagramas Forc).



## REFERENCIAS

- ADE-HALL, J.M., PALMER, H.C., & HUBBARD, T.P., 1971. The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *Geophys. J. R.Astron. Soc.*, **24**:137–174.
- ADIE, R.J., 1953. The rocks of Graham Land. *Ph.D.Thesis, University of Cambridge*, 59 p. (inédito).
- ANDERSEN, D.J., LINDSLEY, D.H., 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU Spring Meeting Eos Transactions. *American Geophysical Union*, **66 (18)**: 416.
- ANDERSEN, D.J. & LINDSLEY, D.H., 1988. Internally consistente solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides:Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, **73**: 714-726.
- ARMSTRONG, D. C., 1995. Acid sulphate alteration in a magmatic hidrotermal environment, Barton Peninsula, King George Island, Antarctica. *Mineralogical Magazine*, **59**:429-41.
- AUDUNSSON, H., LEVI, S., & HODGES, F., 1992. Magnetic property zonation in a thick lava flow. *Journal Geophysical Research*, **97**:4349–4360.
- AZHAR, H. & SANTANA, E., 2007. Geology, Glacial history and the evolving landscape of North Greenwich Island of the South Shetland Group of Islands of the Antarctic Peninsula. *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre investigaciones antárticas. Buenos Aires*.
- BANERJEE, S.K., 1992. Applied rock magnetism in the 1990's: potential breakthrough in a new user-driven science. *Eos*, **73**:142–143.
- BARKER, P. F. & BURRELL, J., 1977. The opening of Drake Passage. *Marine Geology*, **25**: 15–34.
- BARKER, P.F., DALZIEL, I.W.D., STOREY, B.C., 1991. Tectonic development of the Scotia Arc Region. *En: The Geology of Antarctica (TINGEY, R. J.; editor) Oxford University Press*, 215-248.
- BARTON, C. M., 1965. The Geology of the South Shetland Islands: III. The Stratigraphy of King George Island. *British Antarctic Survey Scientific Reports 44. London: British Antarctic Survey*, 33 pp.
- BIRKENMAJER, K., 1983. Late Cenozoic phases of block-faulting on King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth*, **46**:147–155.

BIRKENMAJER, K., 1992. Evolution of the Bransfield Basin And Rift, West Antarctica. En: Recent Progress in Antarctic Earth Science: editado por Y. Yoshida *et al.* pp. 405-410.

BIRKENMAJER, K., 1993. Geology of late Mesozoic magmatic rocks at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Herat Sciences*, **41**:49-62.

BIRKENMAJER K. 2001. Mesozoic and Cenozoic stratigraphic units in parts of the South Shetland Islands and Northern Antarctic Peninsula. En: K. Birkenmajer (ed.) Geological Results of the Polish Antarctic Expeditions, Part XIII. *Studia Geol.Pol.*, 118: 7-188.

BIRKENMAJER, K., GAZDZICKI, H., KREUZER, H., AND MULLER, P., 1985. K-Ar dating of the Melville Glaciation (Early Miocene). *En West Antarctica: Polish Academy of Sciences, Bulletin, Earth Sciences*, **33**:15-23.

BIRKENMAJER, K., NAREBSKI, W., BAKUM-CZUBAROW, N. & KALMUS, M., 1985. Geochemistry and petrogenesis of calc-alkaline "Mesozoic" volcanics and "Andean" plutons of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Estudia Geologica Polonica*, **82**: 7-51.

BIRKENMAJER, K., SOLIANI, E. & KAWASHITA, K., 1990. Reliability of potassium-argon dating of Cretaceous-Tertiary island-arc volcanic suites of King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). *Zentralblatt für Paläontologie*, **1**:127-40.

BIRKENMAJER, K. & LYDKA, K. 1990. Mineralogical evidence for warm Palaeogene climate from the Ezcurra Inlet Group, King George Island, West Antarctica. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **38**: 25-38.

BIRKENMAJER, K., FRNACALANCI, L. & PECCERILLO, A., 1991. Petrological geochemical constraints on the genesis of Mesozoic-Cenozoic magmatism of King George Island. South Shetland Islands, Antarctica. *Antarctic Science*, **3**:293-308.

BIRKENMAJER, K., FERRARO, C. & PECCERILLO, A. 1997. Petrology and geochemistry of Mesozoic magmatism at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, **7**: 333-340.

BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**: 310-357.

BURTON, B., 1982. Thermodynamic analysis of the systems  $\text{CaCO}_3$   $\text{MgCO}_3$ , varies as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - $\text{FeTiO}_3$ . *Stony Brook University, Stony Brook, NY, United States, Doctoral thesis*. 187 pp.

BURTON, B., 1984. Thermodynamic analysis of the system  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - $\text{FeTiO}_3$ . *Physics and Chemistry of Minerals*, **11(3)**:132-139.

- BUTLER, R.F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. *Blackwell Scientific Publications, Boston, MA*. 319 pp.
- CARMICHAEL, C.M., 1961. The magnetic properties of ilmenite–haematite crystals. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 263, 508–530.
- CHANNELL, J.E.T., & MCCABE, C., 1994. Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized and remagnetized limestones. *J. Geophys. Res.*, **99**:4613–4623.
- CLARK, D.A. 1983. Comments on Magnetic Petrophysics. *Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, **14(2)**: 49 – 62.
- CLARK, D.A. 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**: 83-103.
- CLARK, D.A. 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, **30**: 5-26.
- CLARK, D.A. & EMERSON, D.W. 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, **22**:547-555.
- CLARK, D.A., FRENCH, D.H., LACKIE, M.A. & SCHMIDT, P.W. 1992. Rock magnetism and magnetic petrology applied to geological interpretation of magnetic surveys. *CSIRO Division of Exploration Geoscience, Restricted Report 303R (unpublished)*
- CLARK, D.A., FRENCH, D.H., LACKIE, M.A. & SCHMIDT, P.W. 1992b. Magnetic petrology: application of integrated rock magnetic and petrological techniques to geological interpretation of magnetic surveys. *Exploration Geophysics*, **23**: 65-68.
- COFFIN, M.F., FREY, F.A., WALLACE, P.J., *ET AL.*, 2000. Proc. ODP, Init. Repts., 183 [CDROM]. En: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845-9547, USA.
- DALZIEL, I.W.D., 1984. Tectonic evolution of a forearc terrane, southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geological Society of America, Special Paper*. **200**: 1-32.
- DALZIEL, W.D., y ELLIOT; D.H., 1971. Evolution of the Scotia arc. *Nature*, **233(5317)**:246-252.
- DAY, R., FULLER, M., & SCHMIDT, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **13**:260–267.

DELIUS, H., BRESWER, T.S., HARVEY, P.K., 2003. Evidence for textural and alteration changes in basaltic lava flows using variations in rock magnetic properties (ODP Leg 183). *Tectonophysics*, **371**: 111-140.

DIDENKO, A.N., TIKHONOV, L.V. & PEIVE, A.A., 1999. Paleomagnetic and petrologic variations along the mid-atlantic and southwestern indian ridges in the bouvet triple junction region. *Izvestiya, Phys. Solid Earth*, **35**:1010–1027.

DROOP, G. T. R., 1986. A general equation for estimating Fe 3+ concentrations in iron-magnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Department of Geology, University of Manchester.

DUMONT, J.F., SANTANA, E., HERVÉ, F. & ZAPATA, C., 2006. Regional structures and geodynamic evolution of North Greenwich (Fort Williams Point) and Dee Islands, South Shetland Islands. *En: D.D. Fütterer DK, Kleinssmidt G, Tessensohn F. (Editor), Antarctica: contribution to global earth sciences. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York*, pp. 255-260.

DUNLOP, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JB000486.

DUNLOP, D.J., & ÖZDEMİR, Ö., 1997. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers: Cambridge (*Cambridge Univ. Press*).

FLANDERS, P.J., 1988. An alternating-gradient magnetometer. *J. Appl. Phys.*, **63**:3940–3945.

FREY, F.A., COFFIN, M.F., WALLACE, P.J., WEIS, D., ZHAO, X., ET AL., 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **176**:73–89.

FROST, B.R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.*; **25**: 1 - 9.

FROST, B.R. y LINDSLEY, D. H., 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* **25**: 433 - 468.

GHIDELLA, M. E., YAÑEZ G., & LABRECQUE J. L., 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the Western Weddell sea. *Tectonophysics*, **347**: 65-86.

GROMMÉ, C.S., WRIGHT, T.L., & PECK, D.L., 1969. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **74**:5277–5293.

GUANGFU, X., DEZI, W., QINGMIN, J., WEIZHOU, S., y KUIYUAN, T. 2002. Volcanic geology of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Chinese Journal of Polar Science.* **13(2)**:89-102

HAGGERTY, S. E., 1979. The aeromagnetic mineralogy of igneous rocks *Canadian Journal of Earth Sciences*. **16(6)**:1281-1293

HALL, J.M., 1977. Does TRM occur in oceanic layer 2 basalts? *J. Geomagn. Geoelectr.*, **29**:411-419.

HAMILTON, W.B., 1995. Subduction systems and magmatism. Geological Society Special Publication, **81**: 3-28.

HAWKES, D. D. 1961. The Geology of the South Shetland Islands: 1. The Petrology of King George Island. *Falklands Islands Dependencies Survey Scientific Reports* 26. London: Falklands Islands Dependencies Survey, 28 pp.

HAWKES, D. D. 1982. Nature and distribution of metalliferous mineralization in the northern Antarctica Peninsula. *J. of the Geol. Soc., London* **139**: 803-9.

HERVÉ, F., ARAYA, R. 1965. Estudio Geomorfológico y Geológico en las Islas Greenwich y Robert, Shetland del Sur, Antártica. Tesis de prueba para optar al título de Geólogo de la Universidad de Chile.

HILL, R. y ROEDER, P., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, **82(6)**:709-729.

HOLE, M.J., SAUNDERS, A.D., ROGERS, G. & SYKES, M.A., 1994. The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. En SMELLIE, J.L., ed. *Volcanism associated with extension at consuming plate margins. Geological Society, London, Special Publications*, **81**: 265-285.

INOKUCHI, H., & HEIDER, F., 1992. Paleolatitude of the southern Kerguelen Plateau inferred from the paleomagnetic study of Upper Cretaceous basalts. En WISE, S.W., JR., SCHLICH, R., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**:89-96.

IRVING, T.N. y BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.

JACKSON, M.J., MOSKOWITZ, B.M., ROSENBAUM, J., & KISSEL, C., 1998. fielddependence of AC susceptibility in titanomagnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **157**:129-139.

JAMBOR, J.L., VAUGHAN, D. J., 1990. Short Course on Advanced Microscopic Studies of Ore Minerals. Mineralogical Association of Canada, Vol.17

JOHNSON, H. P., & MERRILL, R. T., 1974. Low temperature oxidation of a singledomain magnetite. *J. Geophys. Res.*, **79**:5533-5534.

JWA, Y.J., PARK, B.K. & KIM, Y., 1992. Geochronology and geochemistry of the igneous rocks from Barton and Fildes Peninsulas, King George Island: A review. *Recent Progress in Antarctic Earth Science: editado por Y. YOSHIDA et al.*, pp.439-442.

KATSURA, T. & KUSHIRO, I., 1961. Titanomagnetite in igneous rocks. *The Am. Min.* **46**:134-145.

KONING, M., & JOKAT, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, 111, B12102, doi: 10.1029/2005JB00435.

KRISTJÁNSSON, L. 2002. Estimating properties of the paleomagnetic field from Icelandic lavas. *Physics and Chemistry of the Earth*. **27**: 1205–1213.

Victor C. Kress and Ian S. E. Carmichael The compressibility of silicate liquids containing Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1991), 108(1-2):82-92

KRISTJÁNSSON, L., GUDMUNDSSON M.T., SMELLIE J.L., MCINTOSH, W. & ESSER R, 2005. Palaeomagnetic, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, and stratigraphical correlation of Miocene–Pliocene basalts in the Brandy Bay area, James Ross Island, Antarctica. *Antarctic Science*. **17** (3): 409–417.

KUNO, H., 1966. Lateral variation of basalts magma type across continental margins and island arcs. *Bulletin of Volcanology*. **29**:195–222

LARTER, R.D. 1991. Debate: Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*. **3**: 217–220.

LAWVER L., GAHAGAN L., & COFFIN F: 1992. The development of paleoseaway around Antarctica. *Antarctic Research, Series* **65**: 7-30.

LEPAGE, L.D., 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences* **29**: 673-678.

LINDH, A.1972. A hydrothermal investigation of the system FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> *Lithos*. **5(4)**:325-343.

LINDSLEY, D.H., 1962. Investigations in the system FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>. *Year Book–Carnegie Inst.* Washington, **61**:100–106.

LINDSLEY, D. H. y LINDH, A. 1974. A hydrothermal investigation of the system FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>: A discussion with new data. *Lithos*, **2**:65-68.

LINDSLEY, D. H.,1973. Delimitation of the Hematite-Ilmenite Miscibility Gap. *GSA Bulletin*. **84**: 657 – 661.

LINDSLEY, D.H., 1991. Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Reviews in Mineralogy*, Vol. 25.

LI, Z., & LIU, X. 1991. The geological and geochemical evolution of Cenozoic volcanism in central and southern Fildes Peninsula, King George Island, South Shetland Islands. *En Geological evolution of Antarctica*. Ed. M.R.A. Thomson et al, Cambridge. Cambridge University Press, 487-491.

MCDONALD, G. A. y KATSURA, J., 1964. *Journal of Petrology*. **5**:82-133.

MACHADO, A., CHEMALE JR, F., CONCEIÇÃO, R.V., KAWASKITA, K., MORATA, D., OTEIZA, O., VAN SCHMUS, W.R. 2005a. Modelling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland arc, Antarctica. *Lithos*. **82**: 435-453.

MACHADO, A., LIMA, E.F., CHEMALE JR, F., MORATA, D., OTEIZA, O., ALMEIDA, D.P.M., FIGUEIREDO, A.M.G., ALEXANDRE, F.M., URRUTIA, J.L. 2005b. Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *J.I of South Am. Earth Sci*. **18**: 407-425.

MONTECINOS, D., MACHADO, A., FONTOURA, M.A., CHEMALE, F., FENSTERSEIFER, H. PETRY, K, & DE LIMA, L. 2003. Event at the Fildes Peninsula (King George Island) and around Fort Point (Greenwich Island), South Shetland Islands, Antarctica. *Revista Brasileira de Geociências* **33(4)**:339-348

MOORE E.M., TWISS, J.T. 1995. *Tectonics*. Freeman, New York

MOSKOWITZ, B.M., 1981. Methods for estimating Curie temperatures of titanomaghemites from experimental Js- T data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**:84–88.

MOSKOWITZ, B.M., FRANKEL, R.B., & BAZYLINSKI, D.A., 1993. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**:283–300.

NELSON, P.H.H., 1966. The James Ross Island Volcanic Group of Northeast Graham Land. *British Antarctic Survey, Scientific Reports*. **54**: 1-62.

NELSON, P.H.H. 1975. The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. British Antarctic Survey Scientific Reports, No. 54, 62 pp.

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

PARKINSON, I.J., SCHAEFER, B.F. & ODP LEG 192 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 2001. A lower mantle origin for the world's biggest LIP? A high precision Os isotope isochron from Ontong Java Plateau basalts drilled on ODP Leg 192. *Eos*, **82**:1398.

O'REILLY, W. 1984. Rock and mineral magnetism. *Blackie, Glasgow, United Kingdom*, 220 pp.

ÖZDEMİR, O., & DUNLOP, D.J., 1985. An experimental study of chemical remanent magnetizations of synthetic monodomain titanomaghemites with initial thermoremanent magnetizations. *J. Geophys. Res.*, **90**:11513–11523.

ÖZDEMİR, Ö., DUNLOP, D.J., & MOSKOWITZ, B.M., 1993. The effect of oxydation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys. Res. Lett.*, **20**:1671–1674.

PANKHURST, R. J. & SMELLIE, J. L. 1983. K–Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary island arc volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* .**66**: 214–22.

PARK, M. E. 1991. Epithermal alteration and mineralization zoning within the stratovolcano, Barton Peninsula, King George Island. *Korean J. of Polar Res.* **2**:145–58.

PAULO, A. & RUBINOWSKI, Z. 1987. Pyrite mineralization on King George Island (South Shetland Islands, Antarctica): Its distribution and origin. *Estudia Geologica Polonica*. **90**: 39-86.

PEARCE, J.A. y NORRY, M.J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **69**: 33-47.

PETRUK, W. 1989. Short Course Applied to Mineral and Earth Sciences. Mineralogical Association of Cánada, Vol 16.

PLANCKE, S., CERNEY, B., BUCKER, C. J., & NILSEN, O., 1999. Alteration effects on petrophysical properties of subaerial flood basalts: Site 990, Southeast Greenland margin. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, **163**, 17-28.

PRINGLE, M.S., & DUNCAN, R.A., 2000. Basement ages from the Southern and central Kerguelen Plateau: initial products of the Kerguelen large igneous province. *Eos*, **81**:424.

ROLLINSON, H. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.

RUMBLE, D. 1976. Oxide Minerals. Reviews in Mineralogy (Formerly:"Short Course Notes"), Vol. 3.

SAITO, T., ISHIKAWA, N., KAMATA, H. 2007. Magnetic petrology of the 1991-1995 dacite lava of Unzen volcano, Japan: Degree of oxidation and implications for the growth of lava domes. *J. of Volc. and Geoth. Res.* **164**, 268-283.

SAITO, T., ISHIKAWA, N. y KAMATA, H., 2004. Magnetic petrology through Fe-Ti oxide minerals in various models of eruption; case studies of Unzen and other volcanoes. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. **85**: 47-

SALANI, F. Rocas Hipabisales del Grupo Volcánico Isla James Ross, Isla Vega.



SANTANA, E. & DUMONT, J.F., 2002. Geología de los alrededores de la Estación Ecuatoriana Pedro Vicente Maldonado (Isla Greenwich) e Isla Dee, Península Antártica. *Acta Antártica Ecuatoriana*, **1**: 7-32.

SCARROW, J.H., LEAT, P.T., WAREHAM, C.D. & MILLAR, I.L. 1997. Mantle Sources for Cretaceous-Tertiary Mafic Magmatism in the Antarctic Peninsula. *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. 327-332.

SMELLIE, J.L, PANKHURST, R., THOMSON, M. & DAVIES, R. 1984. The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution. British Antarctic Survey, Scientific Reports. 87, 83p.

SMELLIE, J.L. 1990. Graham Land and South Shetland Islands: summary. *Antarctic Research Series*. **48**: 303–312.

SMELLIE, J.L. 1999. Lithostratigraphy of Miocene–Recent, alkaline volcanic fields in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land. *Antarctic Science*. **11**: 362–378.

SOLIANI, E. & BONHOMME, M. G. 1994. New evidence for Cenozoic resetting of K–Ar ages in volcanic rocks of the northern portion of the Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*. **7**: 85–94.

SOLIANI, E., KAWASHITA, K., FENSTERSEIFER, H. C., HANSEN, M. A. F., y F. Troian, L. 1988. K-Ar ages of the Winkel Point Formation (Fildes Peninsula Group) and associated intrusions, King George Island, Antarctica. *Serie Científica. Instituto Antártico Chileno*. **38**: 133-139.

STOREY, M., SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., GIBSON, I.L., NORRY, M.J., HIRLWALL, M.F., LEAT, P., THOMPSON, R.N., & MENZIES, M.A., 1989. Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen–Heard mantle plume. *Nature*, **338**:574–576.

TAUXE, L., 1998. Paleomagnetic Principles and Practice: Dordrecht, Netherlands. *Modern Approaches in Geophysics, Kluwer Academic Publishers*. Vol. 17. 299 pp.

THOMSON, J. W. & HARRIS, J. S., 1979. British Antarctic Territory Geological Map. Escala 1:500,000. Southern Graham Land. Series BAS 500 G, Hoja 3, 1<sup>a</sup> ed.

TUCKER, P., & O'REILLY, W.O., 1980. The laboratory simulation of deuteric oxidation of titanomagnetites: effect on magnetic properties and stability of thermoremanence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **23**:112–133.

VAN DER VOO, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans: Cambridge (*Cambridge Univ. Press*).

VAUGHAM, A.P.M. & STOREY, B. C. 1997. Mesozoic Geodynamic Evolution of the Antarctic Peninsula. *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. 337-382.

VERWEY, E.J., HAAYMAN, P.W., & ROMEIJN, F.C., 1947. Physical properties and cation arrangements of oxides with spinal structure. *J. Chem. Phys.*, **15**:181–187.

WILLAN, R.C.R. & ARMSTRONG, D.C. 2002. Successive geothermal, volcanic-hydrothermal and contact-metasomatic events in Cenozoic volcanic-arc basalts, South Shetland Islands, Antarctica. *Geol. Mag.*, **139** (2): 209-231.

WILLAN, R. C. R. & KELLEY, S. P. 1999. Mafic dyke swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: unraveling multi-episodic magmatism related to subduction and continental rifting. *J. of Geoph. Res.* **104**: 23051–68.

WILLAN, R.C.R.; PANKHURST, R.J.; HERVÉ, F. 1994. A probable Early Triassic age for the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, Vol. 6, No. 3: 401-408.

ZHAO X, ANTRETTTER, M, SOLHEID P., & INOKUCHI, H.?. Identifying magnetic carriers from rock magnetic characterization of leg 183 basement cores. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **183**:1-28

ZHENG, X. & LIU, X. 1990. Geology of the Fildes Peninsula, King George Island, West Antarctica: A study on the stratigraphy and volcanism. *Antarctic Research*, 1:8-19

.

\*

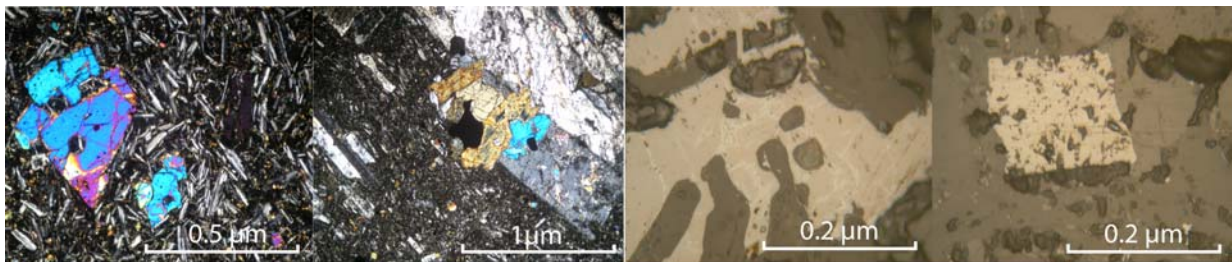
## ANEXO A: Petrografía

A continuación se presentan breves descripciones generales de cada una de las localidades muestreadas, y además una descripción mas detallada de los minerales opacos observados y fotografiados mediante SEM-EDX en las muestras utilizadas en este estudio.

---

**Localidad:** Península Fildes: Isla Rey Jorge

**Muestras:** AT0104, AT0205, AT0303, AT0806, AT0902, AT1004, AT1105.



**Descripción:** En esta localidad en general corresponde a lavas basalto andesíticas, porfíricas amigdaloidales, con masa fundamental compuesta de plagioclasas, piroxenos, minerales opacos y vidrio volcánico. Algunas muestras presentan minerales de alteración como arcillas, micas y zeolitas. En cuanto a su mineralogía opaca corresponde magnetitas idiomorfas cuadradas, romboedrales y algunas esqueléticas.

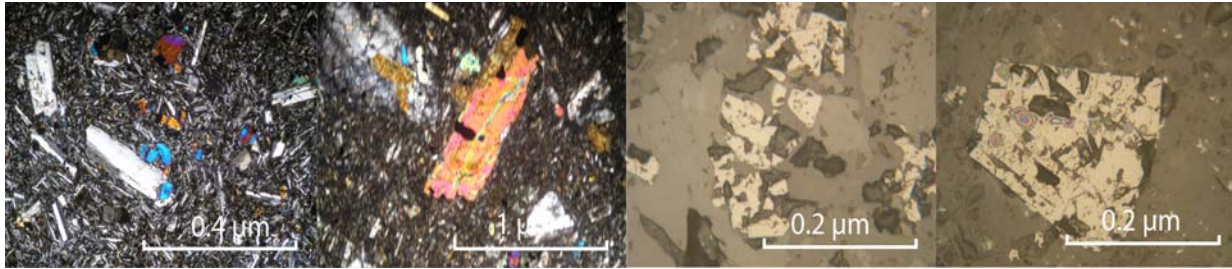
Existen también diques de composición basáltica, porfírico de masa fundamental de grano fino (muestras AT0806, AT0902). Los minerales opacos son de tamaño menor a 0.1mm y están diseminados en la masa fundamental.

Además en el caso de la muestra AT0202, corresponde a una roca volcano-sedimentaria, con una matriz muy alterada de color rojizo y con clastos de lavas andesíticas. Los minerales opacos se encuentran en la matriz rellenando fracturas.

---

**Localidad:** Bahía Almirantazgo, Isla Rey Jorge.

**Muestras:** AT2606, AT2703, AT2801, AT2901, AT3001, AT3106

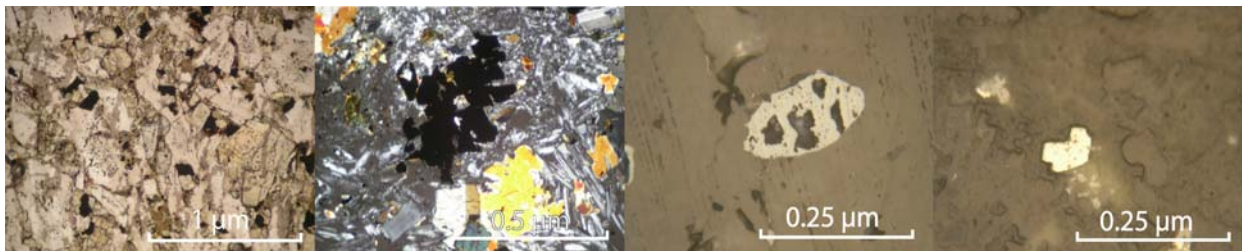


**Descripción:** La totalidad de las muestras, exceptuando AT2901 correspondiente a un dique de composición basáltica, corresponde a basaltos andesíticos, glomeroporfíricos, con fenocristales de plagioclasa y augita, con bajo grado de alteración, evidenciada por algunas micas blancas y clorita en la masa fundamental. Algunas muestras (AT3001, AT3106) presentan amígdalas de tamaño macroscópico rellenas con cuarzo. En cuanto a la mineralogía opaca, esta se presenta idiomorfa, regular, con gran cantidad de fracturas en el interior de los cristales.

---

**Localidad:** Península Coppermine, Isla Robert

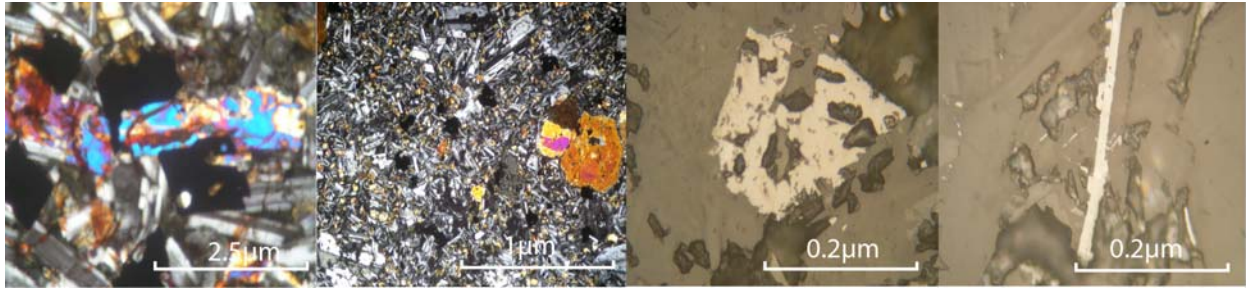
**Muestras:** AT1201, AT1304, AT1403, AT1501, AT1605, AT1704, AT1801



**Descripción:** La totalidad de las muestras corresponden a lavas basálticas porfíricas, con fenocristales euhedrales de augita, en la masa fundamental se observan plagioclasas, piroxenos, minerales opacos y vidrio. Algunas muestras presentan amígdalas. En cuanto a la mineralogía opaca, se observan magnetitas idiomorfas, regulares, algunas de textura esquelética, de grano fino a medio, además se observan pirritas identificables por sus reflejos internos. Las magnetitas se presentan como fenocristales y incluidas en la masa fundamental.

---

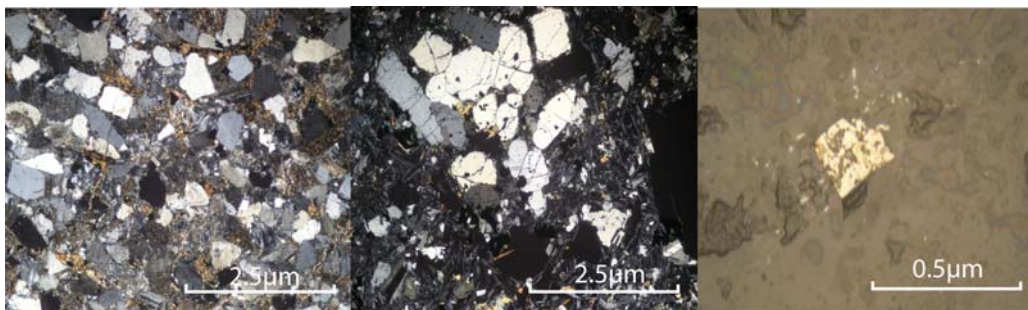
**Localidad:** Punta Fort William, Isla Greenwich  
**Muestras:** AT0406, AT0502, AT0601, AT0704



**Descripción:** Estas muestras corresponden a lavas basálticas a basaltito andesíticas, porfíricas, intersertales, compuestas de plagioclasas, piroxenos, minerales opacos y vidrio volcánico, algunas presentan vesículas con un tamaño menor a 0.3 mm. En cuanto a la mineralogía opaca se reconocen magnetitas, subhedrales, regulares, esquelétales con un tamaño de grano entre 0.1 a 3 mm, además se reconocen algunos cristales aciculares, posiblemente correspondientes a ilmenita.

---

**Localidad:** Bahía Esperanza, Península Tabarín  
**Muestras:** AT2209, AT2303



**Descripción:** Estas muestras cuacitas, con clastos de 0.1 a 2 mm de largo, con cuarzo, feldespato, arcillas, algunos fragmentos de roca volcánica y algunos minerales opacos. La mineralogía opaca corresponde a magnetitas de un tamaño no superior a los 0.3 mm, e ilmenitas aciculares de similar tamaño.

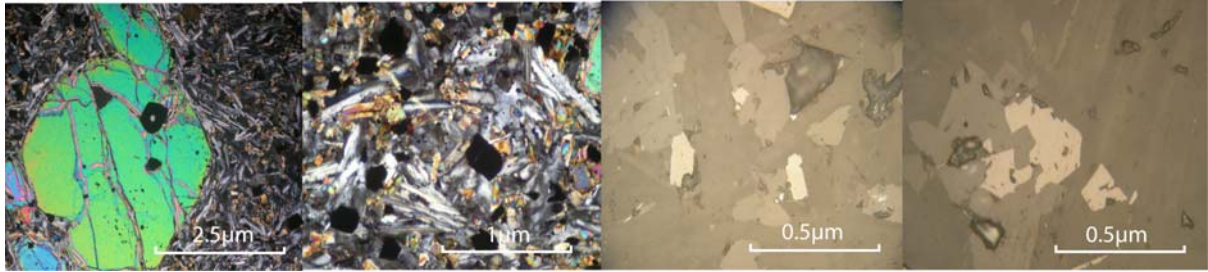
---

---



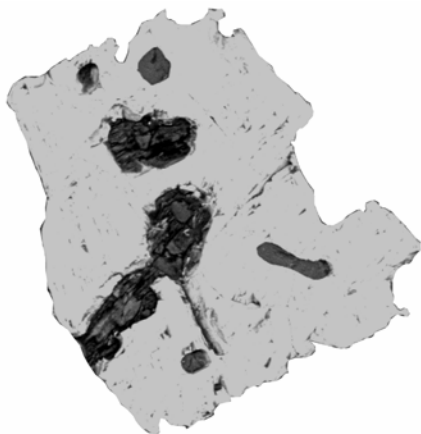
**Localidad:** Isla Andersson

**Muestras:** AT1901, AT2006, AT2402, AT2505



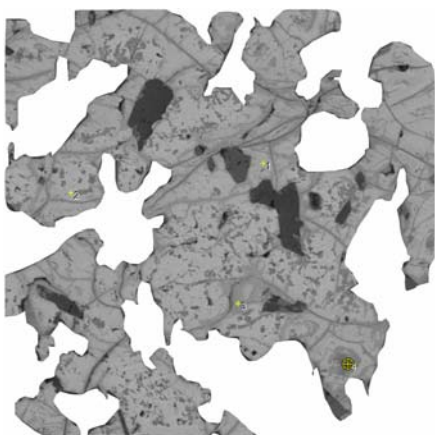
**Descripción:** Estas muestras corresponden a basaltos de piroxeno, con grandes fenocristales de olivino y piroxeno, en su masa fundamental se observan olivinos, piroxenos, plagioclasas, minerales opacos, y vidrio volcánico. En cuanto a la mineralogía opaca estas corresponden en su totalidad a titanomagnetitas, idiomorfas, bien formadas con un tamaño que puede alcanzar los 2.5 mm.

## Minerales Opacos



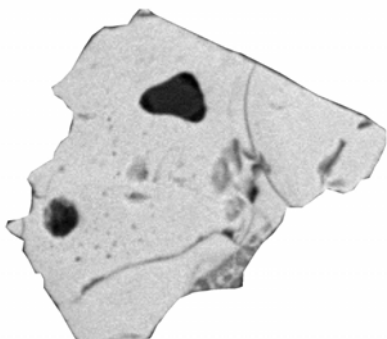
Localidad: Punta Fort William, Isla Greenwich  
Muestra: AT0406

Descripción Óxidos	Tamaño	Sulfuros
Cristales idiomorfos de magnetita con lamelas de exsolución de ilmenita. También algunos cristales tienen esqueletal.	0,0125 a 3 mm	Pequeñas inclusiones de pirita en la masa fundamental y en magnetitas.



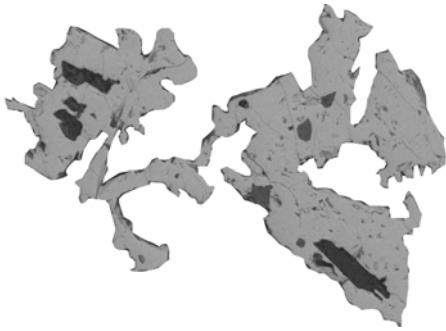
Localidad: Punta Fort William, Isla Greenwich  
Muestra: AT0601

Descripción Óxidos	Tamaño	Sulfuros
Cristales xenomorfos de magnetita, de gran tamaño, esqueletales con exsolución de ilmenita en los bordes, < 0,3 mm de ancho, o como inclusiones en magnetitas. Además cristales idiomorfos de menor tamaño diseminados en la masa fundamental.	0,01 a 3 mm	Pirita de grano muy fino diseminada.



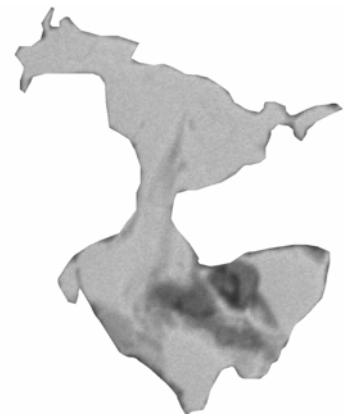
Localidad: Península Fildes, Isla Rey Jorge  
Muestra: AT1004

Descripción Óxidos	Tamaño	Sulfuros
Titanomagnetitas idiomorfas, homogéneas, idiomorfas, de bordes bien definidos con un tamaño no superior a los 0,1mm. Además se advierte la presencia de óxidos rellenando amígdalas	0,001 a 0,1 mm	Pirita diseminada en la masa fundamental, tamaño < 0,05 mm



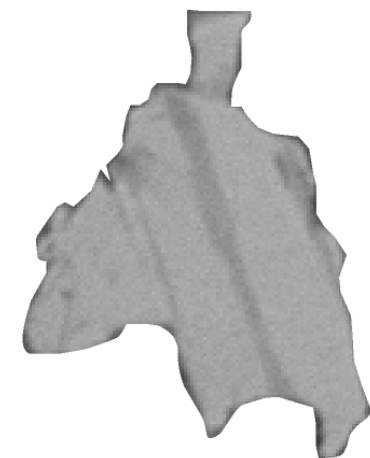
Localidad: Península Coppermine, Isla Robert  
Muestra: AT1201

Descripción Óxidos	Tamaño	Sulfuros
Titanomagnetitas regulares, idiomorfas, los cristales de mayor tamaño presentan textura esquelética, se observan algunas lamelas de exsolución de ilmenita en los cristales de menor tamaño.	0,025 a 2 mm	Pirita diseminada en la masa fundamental, tamaño entre 0,06 y 0,075 mm



Localidad: Península Coppermine, Isla Robert  
Muestra: AT1403

Descripción Óxidos	Tamaño	Sulfuros
Titanomagnetitas irregulares, xenomorfas, de grano fino, presenta gran cantidad de lamelas exsolución de ilmenita.	0,025 a 0,5 mm	Pirita , anhedral e irregular, diseminada



Localidad: Península Coppermine, Isla Robert  
Muestra: AT1801

Descripción Óxidos	Tamaño	Sulfuros
Titanomagnetitas irregulares, subhedrales, de grano fino, se identifica algunas lamelas de ilmenita.	0,025 a 0,8 mm	Pirita diseminada.





Localidad: Isla Andersson  
Muestra: AT2402

Descripción Óxidos	Tamaño	Sulfuros
Titanomagnetitas idiomorfas, regulares, cuadradas, en aquellos cristales más euhedrales se observan lamelas de exsolución de ilmenita.	0.05 a 2,5 mm	No se observa

---

## ANEXO B: Geoquímica

### Análisis de Hierro Ferroso

Para el análisis se utiliza 0,5 gr. de muestra previamente molida hasta obtener un tamaño de 200 malla mediante un mortero tipo TEMA de cabeza de ágata. El análisis se realiza mediante una reacción de oxido-reducción.

Cada muestra se distribuye en crisoles de platino a los que se agrega 100 ml. Solución de Zimmerman. El siguiente paso es exponer los crisoles a una temperatura de 250 °C durante 10 min.

La Solución Zimmerman consiste en 175 ml. de ácido sulfúrico disuelto (en razón 1:3), 200 ml. de ácido fosfórico, que actúa como estabilizador que impide la oxidación del hierro ferroso, y 2 lt. de agua destilada.

Durante los 10 min. De reacción la Sílice se va al ambiente como hexafluoruro de silicio () y quedando todos los iones disueltos dentro del crisol de platino. Al momento de retirar la muestra del calor es necesario tener cuidado de evitar cualquier probable oxidación al contacto con el aire para lo que se trabaja con extrema rigurosidad.

Las muestras en solución se traspasan a vasos de teflón, ya que el vidrio también puede reaccionar con el ácido sulfúrico y llevar a errores de medición. Estos vasos están rellenos previamente con 100 ml. de solución de Zimmerman. A continuación se agregan cuatro gotas de amina que se usa como indicador de término de la segunda etapa de la reacción, la reducción.

**Tabla 1. Datos de % wt de elementos mayores y ppm en elementos trazas. Datos obtenidos en el laboratorio de la Universidad de Chile, junio 2008.**

(% wt)	AT0406	AT0601	AT1004	AT1201	AT1401	AT1801	AT2004	AT2402	AT2501
SiO <sub>2</sub>	52,50	50,07	52,31	46,71	50,43	50,09	46,92	47,39	47,67
TiO <sub>2</sub>	0,90	1,02	0,56	1,23	0,70	0,96	2,29	2,21	2,30

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,16	18,20	20,85	17,35	17,49	16,63	16,33	16,60	16,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,46	4,68	3,35	3,49	4,21	4,24	3,36	2,82	2,53
FeO	4,36	4,65	3,23	6,38	4,36	4,62	7,91	8,07	8,22
MnO	0,14	0,15	0,12	0,16	0,14	0,21	0,15	0,16	0,15
MgO	6,72	6,64	4,34	8,79	8,66	8,56	7,59	7,25	7,33
CaO	10,04	10,72	12,31	11,71	11,03	10,63	8,61	8,35	8,72
Na <sub>2</sub> O	2,88	3,14	2,57	2,90	2,38	2,84	4,27	4,71	4,44
K <sub>2</sub> O	0,63	0,49	0,26	0,82	0,44	0,72	1,83	1,71	1,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,22	0,12	0,47	0,15	0,51	0,72	0,73	0,70
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
(ppm)									
La	8	7	7	20	7	15	38	46	35
Ce	23	20	16	45	17	35	71	89	74
Nd	12	12	8	26	9	21	32	33	31
Sm	2,78	2,92	1,9	5,03	2,44	4,18	5,57	6,29	5,17
Eu	1	0,99	0,76	1,63	0,85	1,37	1,85	2,14	1,82
Gd	2,67	2,63	1,38	4,16	1,69	3,69	4,58	6,03	4,57
Dy	2,79	2,61	1,25	3,32	1,84	3,01	4,2	4,93	4,09
Ho	0,6	0,56	0,26	0,64	0,39	0,58	0,8	0,95	0,8
Er	1,7	1,56	0,61	1,49	1,01	1,49	1,69	2,09	1,77
Yb	1,72	1,51	0,69	1,48	1	1,42	1,68	2,12	1,77
Lu	0,28	0,2	0,11	0,25	0,17	0,25	0,27	0,33	0,3
Y	16	14	7	17	10	15	19	25	19
Sc	32	31	26	40	35	32	20	25	21
Hf	2,3	0,9	0,5	2,9	0,9	2,1	4,5	4,9	3,8
Zn	69	76	59	79	61	81	88	89	86
Co	25	26	17	28	24	28	34	37	33
Ni	49	22	17	81	97	74	104	101	94
Ba	185	177	120	239	137	239	205	200	200
Cr	182	96	26	254	314	268	226	200	204
V	220	260	210	290	230	180	180	180	180
Cu	64	44	79	81	210	47	47	44	45
Sr	430	450	714	480	610	780	780	780	770
Zr	72	46	38	88	34	82	182	192	174
Minerales Normativos									
Cuarzo	2,43	0	4,4	0	0	0	0	0	0
Diopsido	12,99	13,76	12,37	17,93	14,22	15	14,49	14,27	14,56
Hyperstena	16,94	9,1	9,66	0	18,68	11,22	0	0	0
Olivino	0	5,23	0	14,28	1,74	6,69	13,68	13,27	13,01
Nefelina	0	0	0	3,47	0	0	8,09	9,08	6,75
Ilmenita	1,65	1,84	1,01	2,24	1,29	1,77	4,27	4,18	4,33

Magnetita	3,91	4,09	2,89	4,41	3,76	3,96	5,19	5,09	5,02
-----------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

La etapa de reducción se realiza agregando dicromato de potasio ( ) a 1,364 gr/lit a la solución. Se dispone una bureta graduada, con una precisión de 0,1 ml., y se agrega dicromato de potasio a la solución dispuesta en los vasos de teflón hasta que la reacción termine, y se obtiene valores del gasto de dicromato de potasio.

En resumen, con este paso se calculó el volumen de necesario para oxidar todo el. Los valores estimados para se muestran en la Tabla 1.

**Tabla 2. Cálculos para obtener la cantidad real de  $Fe^{+3}$  en % wt. Realizados en laboratorios de la Universidad de Chile, 28 de Mayo de 2008.**

Muestra	AT0406A	AT0601C	AT1004A	AT1201A	AT1401	AT1801	AT2004	AT2402A	AT2502
K <sub>2</sub> Cr <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	10,60	11,10	7,70	15,30	10,60	11,20	19,30	20,30	20,10
K <sub>2</sub> Cr <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (copia)	10,50	11,10	7,70	15,20	10,60	11,20	19,50	19,80	20,60
K <sub>2</sub> Cr <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ( )	10,55	11,10	7,70	15,25	10,60	11,20	19,40	20,05	20,35
K <sub>2</sub> Cr <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ( )	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,14	0,35	0,35
FeO % wt	4,24	4,44	3,08	6,12	4,24	4,48	7,72	8,12	8,04
FeO % wt (copia)	4,20	4,44	3,08	6,08	4,24	4,48	7,80	7,92	8,24
FeO % wt ( )	4,22	4,44	3,08	6,10	4,24	4,48	7,76	8,02	8,14
FeO % wt ( )	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,14	0,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> calculado	4,69	4,93	3,42	6,78	4,71	4,98	8,62	8,91	9,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total teórico	8,99	9,40	7,38	10,13	8,80	9,09	11,92	11,71	11,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total real	4,30	4,46	3,95	3,35	4,09	4,11	3,30	2,80	2,50

Para una mayor precisión y exactitud en la toma de datos se utilizan 2 estándares internacionales y un estándar interno mostrados en la Tabla 3.

**Tabla 3. Valores de los estándar utilizados en la medición de Fe<sup>+3</sup>.**

Estándar	QLO-1 <sup>1</sup>	DCN 1 <sup>2</sup>	8R <sup>3</sup>
Valor recomendado	2,97	7,39	4,30
Valor medido	3,00	7,28	4,24

Además debe considerarse el análisis de errores (o desviación estándar) que se obtiene en cada medición. Dentro de la reacción de oxidación- reducción se observa un aumento en la desviación estándar con aquellas muestras de mayor concentración de Fe<sup>+3</sup> medido.

Luego de las mediciones directas con la reacción de oxidación-reducción y de ICP-AES se debe calcular el valor real para el % wt de los óxidos. Estos cálculos son mostrados en la La etapa de reducción se realiza agregando dicromato de potasio () a 1,364 gr/lit a la solución. Se dispone una bureta graduada, con una precisión de 0,1 ml., y se agrega dicromato de potasio a la solución dispuesta en los vasos de teflón hasta que la reacción termine, y se obtiene valores del gasto de dicromato de potasio.

En resumen, con este paso se calculó el volumen de necesario para oxidar todo el. Los valores estimados para se muestran en la Tabla 1.

Tabla 2.

**Tabla 4. Calculo del factor de corrección para las mediciones de elementos mayores realizadas mediante ICP-AES.**

Estándar interno AGV-2 <sup>4</sup>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % wt teórico= 6,69		
Medición	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % wt		cv
1	7,13	0,02	0,28
2	7,07	0,09	0,006

<sup>1</sup> Cuarzo-latita, Oregon. Govindaraju, K., 1994, 1994. Compilation of Working Values and Descriptions for 383 Geostandards, Geostandards Newsletter, 18:1-158.

<sup>2</sup> Dolerita, North Carolina. Govindaraju, K., 1994, 1994. Compilation of Working Values and Descriptions for 383 Geostandards, Geostandards Newsletter, 18:1-158.

<sup>3</sup> Estándar interno. 1990, SERNAGEOMIN; 2008, Universidad de Chile.

<sup>4</sup> Estándar interno. Andesita. Universidad de Chile.

3	7,17	0,12	1,64
4	7,14	0,16	2,23
			7,1275
			0,04193
		cv	0,00299
		FACTOR	1,0654

## ANEXO C: Análisis SEM-EDX

Tabla 5. Valores de óxidos medidos con SEM-EDX. Universidad de Granada, julio 2008. Los casilleros con – son datos no medidos.

Spectrum Label	Na <sub>2</sub> O	Mg O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Si <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	Ti <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O	MnO	FeO <sub>t</sub>
AT0406 C1F1 SP1	-	0,17	0	0,6	0,08	0,2	0,29	0,27	0	-0,02	99,05
AT0406 C1F1 SP2	-	1,51	2,05	0,16	0,03	0,12	19,43	1,43	0,06	0,49	79,85
AT0406 C1F1 SP3	-	1,48	0,54	0,29	-0,01	0,02	30,02	1,28	0	1,5	67,89
AT0406 C1F1 SP4	-	2,96	1,47	73,35	0	0,71	0,24	0,07	0,1	0	31,91
AT0406 C2F1 SP1	-	0,56	1,83	0,31	0	0,15	12,22	1,48	0	0,3	88,38
AT0406 C2F1 SP2	-	0,43	1,23	0,53	0,11	0,56	7,48	0,68	0,11	0,29	85,99
AT0406 C2F1 SP3	-	0,22	0,13	0,46	0,12	0,08	21,37	1,06	0,2	3,93	77,13
AT0406 C3F1 SP1	-	1,86	1,21	25,91	0,04	0,25	33,55	0,34	0	0,68	36,16
AT0406 C3F1 SP2	-	0,51	0,6	0,48	0	0,1	14,02	1,62	0	0,64	85,17
AT0406 C3F1 SP3	-	1,29	0,92	0,13	0	-0,07	34,14	1,26	0,17	0,84	65,66
AT0406 C4F1 SP1	-	0,25	0,75	0,21	0,01	0,06	18,5	1,52	0,21	3,61	79,11
AT0601 C1 SP1	0	0	0,98	4,59	0	4,54	16,64	-	0,16	1,01	67,84
AT0601 C1 SP2	0,08	0,03	1,49	1,19	0,00	0,79	19,44	-	0,22	2,87	76,25
AT0601 C1 SP3	0,06	0,37	1,54	17,04	0	15,61	20,30	-	0,25	0,37	46,10
AT0601 C1 SP4	0	0,21	2,16	19,85	0	19,94	26,75	-	0,47	0,36	32,94
AT0601 C2 SP1	0,07	0,13	2,28	21,96	0,04	20,72	26,78	-	0,31	0,46	31,97
AT0601 C2 SP2	0,11	0	0,94	2,94	0,01	2,39	22,14	-	0,16	3,72	69,09

AT0601 C2 SP3	0.15	0.16	0.93	6.71	0.00	6.86	22.17	-	0.34	2.15	63.35
AT1004 C1F1 SP1	-	0,14	0,26	1,73	0,08	0,37	4,27	0,85	0	0,91	90,16
AT1004 C1F1 SP2	-	0,46	0,33	2,39	-0,04	0,65	6,32	0,73	0,17	0,63	86,4
AT1004 C1F2 SP1	-	0,03	0	1,73	0,02	0,39	3,14	0,66	0,07	0,52	92,82
AT1004 C1F2 SP2	-	0,16	0	1,85	0,01	0,35	3,34	0,7	0,11	0,72	91,8
AT1004 C2F1 SP1	-	0,53	1,65	0,25	0,03	0,05	14,07	1,37	0	0,4	82,87
AT1004 C2F1 SP2	-	0,69	1,95	0,35	0	0,08	14,19	1,14	0,07	0,53	84,95
AT1004 C2F1 SP3	-	0,29	1,11	0,88	0,06	0,37	11,32	0,97	0	0,82	85,59
AT1004 C2F1 SP4	-	0,19	0,75	0,57	0,02	0,28	11,55	1,04	0	2,36	85,45
AT1004 C3bF1 SP1	-	0,06	0	1,34	-0,02	0,44	2,79	0,73	0,01	0,82	89,33
AT1004 C3bF1 SP2	-	0,07	0	1,25	0,01	0,53	5,28	0,71	0,31	0,89	88,18
AT1004 C3bF1 SP3	-	0,04	0	1,28	-0,02	0,74	12,09	1,04	0,05	0,93	80,94
AT1004 C3F1 SP1	-	0,12	0,66	1,58	0,09	0,49	8,72	0,66	0,03	0,77	85,25
AT1004 C3F1 SP2	-	0,34	0	1,69	0,16	0,48	7,58	0,47	0,1	0,98	81,99
AT1004 C3F1 SP3	-	0,02	0	1,62	0,02	0,55	3,59	0,61	0,13	0,76	88,73
AT1004 C3F1 SP4	-	1,71	14,71	54,91	9,33	0,62	1,05	0,02	0	0,2	13,79
AT1004 C4F1 SP1	-	0,13	0,48	1,84	-0,01	0,69	2,48	0,73	0	0,7	86,54
AT1004 C4F1 SP2	-	0,05	-0,36	1,85	0,01	0,8	2,33	0,81	0	0,57	91,44
AT1004 C4F1 SP3	-	0,14	1	1,04	-0,01	0,57	13,91	1,29	0	1,04	73,94
AT1004 C4F1 SP4	-	0,08	1,56	0,95	0	0,45	15,54	1,27	0	1,12	82,05
AT1201 C1F1 SP1	-	1,64	3,75	2,93	0,29	0,15	16	1,21	0	0,81	75,85
AT1201 C1F1 SP2	-	2,18	4,19	0,4	0	0,04	14,26	1,14	0	0,45	81,27
AT1201 C1F1 SP3	-	1,78	2,45	0,39	0	0,11	17,15	1,29	-0,03	0,73	79,65



AT1201 C1F1 SP4	-	1,11	0,71	0,35	0	0,14	20,32	0,77	0,09	0,91	78,64
AT1201 C1F1 SP5	-	1,33	2,44	0,32	0	0	18,78	1,33	0	0,82	78,84
AT1201 C2F1 SP1	-	1,57	1,78	0,27	0	0,04	15,87	1,29	0,09	0,67	79,47
AT1201 C2F1 SP2	-	1,39	4,13	0,17	0,01	0,04	17,66	1,38	0,06	0,74	80,1
AT1201 C2F1 SP3	-	1,45	3,33	0,25	0	0,07	17,45	1,26	0	0,73	80,63
AT1201 C2F1 SP4	-	1,51	2,88	0,09	0,01	0,02	19,06	1,34	0,11	0,85	78,57
AT1201 C2F1 SP5	-	2,04	2,11	0,34	0	0,12	15,87	1,29	0,02	0,63	79,74
AT1201 C3aF1 SP1	-	1,91	1,98	0,26	0	0	19,05	1,05	0	0,88	79,54
AT1201 C3aF1 SP2	-	1,67	2,86	0,44	0,03	0,03	17,57	1,1	0,11	0,71	79,57
AT1201 C3aF1 SP3	-	1,75	4,49	0,24	0,04	0,11	18,94	1,08	0,13	0,73	79,72
AT1201 C3bF1 SP1	-	1,7	3,85	0,07	0	0,11	18,37	1,3	0,03	0,94	79,39
AT1201 C3bF1 SP2	-	1,56	2,73	0,35	0	0,09	17,17	1,21	0,08	0,81	79,18
AT1201 C3bF1 SP3	-	1,54	3,86	0,07	0,09	0,01	17,74	1,28	0,06	0,89	79,51
AT1201 C3bF1 SP4	-	1,71	5,24	1,57	0,41	0,83	14,03	1,12	0,11	0,5	66,58
AT1201 C4F1 SP1	-	0,09	1,49	0,38	0	0,33	14,13	0,23	0,06	1,49	84,26
AT1201 C4F1 SP2	-	0,47	0,17	0,29	0,05	0,13	0,01	0,04	0	0,1	42,46
AT1201 C4F1 SP3	-	1,01	0,77	0,16	-0,04	0,01	20,48	0,9	0,04	0,91	79,75
AT1201 C4F1 SP4	-	1,3	3,38	0,24	0,07	0,08	18,95	1,17	0,05	0,97	79,29
AT1201 C5F1 SP1	-	1,63	3,62	0,19	0,02	0,05	17,23	1,25	0	0,89	79,29
AT1201 C5F1 SP2	-	1,67	2,99	0,33	0,03	0	16,11	1,27	0,02	0,91	78,68
AT1201 C5F1 SP3	-	1,65	2,63	0,38	0,06	0,14	18,88	1,04	0,02	0,85	79,54
AT1403 C1 SP1	0	0,36	1,99	5,93	0,10	3,54	0,08	-	0	0,01	56,30
AT1403 C1 SP2	0,01	0,45	0,49	4,11	0,07	0,52	0	-	0,09	0,04	89,95
AT1403 C1F2	0	1,61	3,21	1,72	0,02	0,44	15,73	-	0,33	0,66	75,14

SP1												
AT1403 C1F2 SP2	0.12	1.43	2.95	0.48	0.00	0.14	16.98	-	0.24	0.87	78.52	
AT1403 C2 SP1	0.63	0.94	2.42	1.94	0.05	0.37	15.51	-	0.16	0.42	57.79	
AT1403 C2 SP2	0.28	0.86	1.27	0.22	0	0.07	20.62	-	0.25	0.60	77.91	
AT1403 C2 SP3	0	2.48	1.06	4.12	0.06	0.33	5.80	-	0	0.53	42.44	
AT1403 C2 SP4	0.16	0.75	1.87	0.59	0	0.12	17.59	-	0.41	0.83	78.57	
AT1403 C3 SP1	0.30	1.13	0.92	1.20	0.05	0.11	19.20	-	0.35	0.81	74.75	
AT1801 C1 SP1	0	1.48	0.01	0.53	0.11	0.19	58.34	-	0.02	0.54	45.92	
AT1801 C1 SP2	0.15	0	0.23	2.00	0.01	0.89	4.85	-	0.15	0.26	93.26	
AT1801 C1 SP3	0	1.42	0.19	0.51	0.06	0.60	58.42	-	0.02	1.40	44.81	
AT1801 C1 SP4	0.20	0.07	1.17	0.48	0.00	0.31	13.88	-	0.19	1.60	87.39	
AT1801 C1 SP5	0.32	0.38	0.54	2.66	0.07	0.44	0.60	-	0.09	0.01	95.54	
AT1801 C2 SP1	0.02	1.03	0.00	0.44	0.10	0.26	59.41	-	0.13	1.41	41.75	
AT1801 C2 SP2	0.31	0.35	0.44	1.43	0.03	1.20	57.94	-	0.13	3.86	41.24	
AT1801 C2 SP3	2.91	0.61	12.44	21.65	0.22	4.26	10.13	-	0.26	0.22	62.82	
AT1801 C2 SP4	0.32	0.22	0.80	1.93	0.09	0.83	6.00	-	0.24	0.78	91.99	
AT1801 C3 SP1	0.18	0.16	0	0.15	0	0.18	54.96	-	0.07	14.43	39.54	
AT1801 C3 SP2	0.50	0.10	1.48	0.44	0.00	0.31	14.29	-	0.30	5.88	83.53	
AT1801 C3 SP3	0.10	0.58	0.43	3.29	0	0.50	0.58	-	0	0.10	94.01	
AT1801 C4 SP1	0.48	1.03	1.77	4.11	0.03	5.09	1.97	-	0.10	0.10	82.67	
AT1801 C4 SP2	0.31	0.22	0.50	1.05	0.01	0.13	0.21	-	0.04	0.13	98.66	
AT1801 C4 SP3	0.76	4.77	4.28	9.33	0.04	0.75	0.38	-	0.09	0	74.92	
AT1801 C5 SP1	0.29	2.78	0	0.28	0.06	0.20	60.02	-	0.87	1.03	45.61	
AT1801 C5 SP2	0.20	0.34	0.42	1.63	0.07	0.22	5.61	-	0.15	0.10	93.34	
AT2402 C1F1 SP1	-	3,07	3,76	0,11	0	0	25,76	0,84	5,82	0,73	69,45	
AT2402 C1F1 SP2	-	3	4,96	0,11	0	0,02	19,86	0,95	17,59	0,57	64,5	
AT2402 C1F1 SP3	-	3,04	9,11	0,32	0	0,14	20,06	0,86	16,68	0,39	62,26	
AT2402 C1F2 SP1	-	4,4	-0,11	0,35	0,04	0	58,67	0,3	0,28	0,72	44,05	
AT2402 C1F2 SP2	-	2,56	1,41	0,28	0,08	0,1	23,95	0,83	1,28	0,8	74,78	
AT2402 C1F2 SP3	-	2,71	1,48	0,23	0	0,02	26,58	0,78	1,3	0,7	70,88	
AT2402	-	2,6	1,02	0,23	0	0,07	26,59	1,03	1,05	0,81	73,8	

C1F2 SP4											
AT2402 C2F1 SP1	-	3,2	2,24	0,12	0	0,13	27,96	0,87	1,8	0,69	69,64
AT2402 C2F1 SP2	-	2,92	0,67	0,29	0,05	0,05	27,7	0,73	4,36	0,74	70,11
AT2402 C3F1 SP1	-	3,99	0	0,25	0,07	0,11	59,29	0,26	0,07	0,93	45,47
AT2402 C3F1 SP2	-	3,46	0,45	0,43	-0,05	0,05	54,68	0,56	0,59	0,75	47,85
AT2402 C3F1 SP3	-	2,51	3,37	0,17	0	0,11	26,71	0,73	1,69	0,79	72,46
AT2402 C3F1 SP4	-	2,55	2,39	0,09	0	0,09	28,25	0,74	1,72	0,83	71,94

## **ANEXO D: Análisis de Imágenes**

Dado el gran numero de datos que es capaz de almacenar el software *Image Pro Plus* v.6.2, se ha optado por adjuntar un CD con toda la información obtenida del *software*.