



Universidad de Chile

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Departamento de Geología

**MINERALOGÍA Y PROPIEDADES MAGNÉTICAS DEL
COMPLEJO OFIOLÍTICO TORTUGA, TIERRA DEL
FUEGO, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FELIPE EDUARDO COLOMA BOZZO

PROFESOR GUÍA

MAURICIO CALDERÓN NETTLE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

NATALIA ASTUDILLO LEYTON

Santiago de Chile

2010

RESUMEN

El Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) corresponde a un conjunto de rocas con afinidad de fondo oceánico, formados en un ambiente de rifting asociado a una cuenca marginal de tras arco (Cuenca de Rocas Verdes) en el margen occidental de Gondwana. La litología asociada a estas rocas corresponde a basaltos masivos y almohadillados, un complejo de diques y cuerpos diabásicos, y un nivel de gabros, en donde todas se encuentran afectadas por metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico. Con el fin de comprender el comportamiento magnético de las rocas del COT, se realizó un estudio de mineralogía y propiedades magnéticas a las rocas anteriormente mencionadas, además de una muestra de un dique de lamprófido que corta basaltos del COT.

La mineralogía observada en el COT corresponde a pirrotina, calcopirita, pirita, cubanita, bornita, magnetita, pseudomorfos de magnetita, hematita y limonita, los cuales se encuentran diseminados o a través de fracturas por las rocas y su abundancia llega en algunos casos al 8% (nivel de diques y diabasas). Su tamaño promedio está en el rango 0,1 – 0,2 mm y se pueden encontrar tanto aislados como en asociaciones minerales en desequilibrio, como por ejemplo calcopirita – pirrotina, magnetita – hematita – limonita y calcopirita – limonita. Por otro lado, las propiedades magnéticas indican que las rocas del COT presentan en general un buen comportamiento magnético, donde se puede asignar como mineral portador de la magnetización a magnetita de tamaño variable entre dominio simple y pseudo dominio simple. En tanto los valores de magnetización remanente natural (MRN) y susceptibilidad son en general bajos, salvo el nivel de gabros en donde estos parámetros alcanzan hasta 2 ordenes de magnitud mayor al resto.

El origen de los óxidos del COT se resume en origen primario y secundario, éste último ligado posiblemente al metamorfismo de fondo oceánico. Para los sulfuros en tanto se plantean 3 orígenes: depósitos tipo VMS, la influencia de cuerpos intrusivos y metamorfismo de fondo oceánico. En base a evidencias texturales se plantea que la tercera hipótesis es la adecuada para estos minerales.

En las rocas del COT se presenta magnetita fuertemente alterada a hematita y limonita. Esto tiene una gran importancia, ya que la alteración produce una disminución en el tamaño de grano efectivo de la magnetita presente, y que a su vez se ve reflejado en las curvas de desmagnetización, apreciándose la presencia de magnetita pequeña como mineral portador de la magnetización.

Las variaciones observadas en los valores de MRN y susceptibilidad entre los niveles del COT se puede explicar por el metamorfismo de fondo oceánico que afecta a estas rocas: la forma de la convección de las aguas oceánicas como también a la permeabilidad que presentan los gabros respecto a las otras rocas.

Finalmente, recopilando los datos de mineralogía y propiedades magnéticas, se puede concluir que en las rocas del COT es factible un futuro estudio de paleomagnetismo con importantes resultados tectónicos.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer infinitamente a mi familia, a mi madre, mi padre, hermano, hermana, tíos, primos... todos, por el cariño que me han dado, todo el apoyo incondicional al elegir GEOLOGÍA como la carrera que me seguirá toda la vida (“geología, que es eso ??” Jajaja siempre lo recordaré), obviamente este trabajo va dedicado a ustedes.

A Daniela Robledo, mi polola, gracias totales por apoyarme en todo, todo momento: en las buenas, en las malas, y las aún más malas y por todas las veces que te pedí ayuda cuando el Word y el Excel se me iban en collera (es que soy muy huaso para esos programas jaja), la redacción, todo.... Un beso gigante, te amo mucho.

A mis compañeros de cursooo y no tanto que entramos a la U, Seba, Didier, Manfred, Waraldo, Ariel, Marcel, Robbie, Gusy, Irra, Phillipe, Mella (si, mella wn) por compartir esos primeros años de U y también los últimos. Además aprovecho de agradecer a tod@s l@s amig@s que hice en la U por su entusiasmo, ánimo, felicidad, etc. A mis compañeros charrúas con los que tuvimos tantos subcampeonatos jajaja fueron bonitos tiempos de baby futbol.

A mis compañeros geologossss: Nico, Paola, Tapia, Vero, Mary, Gabriel, Íñigo, Atax, Pelao, por los grandes y gloriosos momentos que compartimos en el cerro, por su alegría, su entusiasmo, su amistad. Finalmente puedo decir que no pude tener mejores compañeros y amigos acompañándome en esta cruzada. Obviamente no puedo dejar de lado al resto de los geólogos, fueron unos últimos años de carrera muy entretenidos gracias a todos ustedes.

A mi gran comisión gran, por su simpatía, su energía, su ayuda en los momentos complicados (que memoria mas accidentada ohhh, pero se logró salir adelante y ya estamos listos). En especial a mi profesor guía, Mauricio calderón, porque fuiste un gran profesor y amigo en los momentos complicados cuando quería tirar la toalla por todos los problemas que venían (bueno, nadie dijo que iba a ser fácil tampoco).

A los funcionarios del Departamento de Geología: Kilo, Juanito, Don Carlos, Rosita, Julio, Jaime, Cristi, Vero, Alida. Pero en especial a la gran María Rosa, que nos salvó el pellejo a todos en algún momento de la vida.

Al proyecto Anillo Antártico ARTG-04, Conycit, Programa Bicentenario en Ciencias y Tecnología por la oportunidad de realizar el trabajo de título con ustedes. Fue un gran honor estar rodeados de tanta calidad científica y humana durante el desarrollo de mi memoria, muy enriquecedor.

Y al fin puedo decir: terminé la memoriaaaa !!! estaba weno ya.

ÍNDICE

RESUMEN	II
AGRADECIMIENTOS	III
ÍNDICE	I
ÍNDICE DE TABLAS	III
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 GENERALIDADES	1
1.2 OBJETIVOS.....	4
1.2.1 <i>Objetivo General</i>	4
1.2.2 <i>Objetivos Específicos</i>	4
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	4
1.4 ZONA DE ESTUDIO	5
1.4.1 <i>Ubicación y Vías de acceso</i>	5
1.4.2 <i>Clima y Vegetación</i>	6
1.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO	7
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	9
2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	9
2.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	12
2.2.1 <i>Basamento Metamórfico</i>	13
2.2.2 <i>Rocas estratificadas</i>	13
2.2.2.1 Formación Tobífera.....	13
2.2.2.2 Formación Hardy.....	14
2.2.2.3 Formación Yahgán	14
2.2.2.4 Estratos de Isla Ildefonso	15
2.2.2.5 Complejo Volcánico Packsaddle.....	15
2.2.2.6 Isla Cook	16

2.2.3	<i>Rocas Intrusivas</i>	16
2.2.4	<i>Complejos Ofiolíticos</i>	17
2.3	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	19
2.3.1	<i>Estructuras Canal Beagle</i>	19
2.4	EVOLUCIÓN TECTÓNICA	21
CAPÍTULO 3: PETROGRAFÍA DE MINERALES OPACOS		23
3.1	GENERALIDADES	23
3.2	NIVEL DE BASALTOS	24
3.3	NIVEL DE DIQUES Y DIABASAS	28
3.4	NIVEL DE GABROS	31
3.5	LAMPRÓFIDOS	37
3.6	DISCUSIONES	40
3.7	CONCLUSIONES	49
CAPÍTULO 4: PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y PALEOMAGNETISMO		50
4.1	INTRODUCCIÓN	50
4.2	BASALTOS	52
4.3	DIQUES Y DIABASAS	58
4.4	GABROS	62
4.5	LAMPRÓFIDOS	66
4.6	DISCUSIONES	70
4.7	CONCLUSIONES	76
CAPÍTULO 5: DISCUSIONES Y CONCLUSIONES		77
5.1	DISCUSIONES	77
5.2	CONCLUSIONES	87
REFERENCIAS		88
ANEXO A		1
ANEXO B		14
ANEXO C		40

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.I: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para el nivel de basaltos.	53
Tabla 4.II: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para el nivel de enjambre de diques.	59
Tabla 4.III: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para el nivel de gabros.	62
Tabla 4.IV: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para los diques lamprófidos.	66
Tabla 4.V: Valores promedio de MRN y susceptibilidad para todos los niveles del COT.	72
Tabla 5.I: Recopilación de datos de mineralogía y propiedades magnéticas para las rocas del COT.	83
Tabla 5.II: Continuación.	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Distribución de rotaciones de bloques corticales en los Andes Fueguinos. Modificado de Rapalini (2007).....	3
Figura 1.2: Ubicación de la zona de estudio.....	6
Figura 2.1: Mapa geológico de los Andes Fueguinos.	12
Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio.	18
Figura 3.1: Cristal de calcopirita bordeado de limonita (muestra TN0705B).....	26
Figura 3.2: Cristales de pirrotina junto a magnetita y calcopirita (muestra TN0708A).....	26
Figura 3.3: Cristal de pirita en basalto (Muestra TN0712A).....	27
Figura 3.4: Cristal de pirrotina en asociación con calcopirita (Muestra TN0706A).....	27
Figura 3.5: Calcopirita con oxidación en su interior y bordes limonitizados (muestra TN0717).30	
Figura 3.6: Pseudomorfos de hematita, generados por procesos de oxidación deutérica (muestra TN0716).....	30
Figura 3.7: Pirita alterada, con inclusiones de calcopirita (muestra TN0719A).....	31
Figura 3.8: Texturas de desequilibrio entre pirrotina y calcopirita (muestra TN0722A).....	34
Figura 3.9: Cristales regulares de magnetita (muestra TN0724A).....	35
Figura 3.10: Pseudomorfos de hematita en fracturas de cristales de olivino (muestra TN0726A2).....	35
Figura 3.11: Asociación mineral pirrotina – calcopirita – cubanita (muestra TN0726A2).....	36
Figura 3.12: Asociación mineral Calcopirita – Pirrotina – Bornita (muestra TN0722A).....	36
Figura 3.13: Cristales de magnetita en diques lamprófidos, muestra TN0713B.....	38
Figura 3.14: Asociación mineral pirrotina – calcopirita, muestra TN0713B.....	39
Figura 3.15: Abundancia de minerales opacos en los niveles del COT, sin considerar los diques lamprófidos.....	40
Figura 3.16: Serpentina en fracturas de olivino (muestra TN0726A2).....	42
Figura 3.17: Modelo clásico de formación de un VMS.....	43
Figura 3.18. Modelo de metamorfismo de fondo oceánico planteado para ofiolitas en Chile (modificado de Stern et al, 1976).....	44
Figura 3.19: Cristales de sulfuros en contacto con epidota, muestra TN0705C.....	45
Figura 3.20: Cristal de sulfuro en contacto con prehnita, muestra TN0717.....	46

Figura 3.21: Cristales de sulfuros en contacto con clorita y calcita, muestra TN0726A2.	46
Figura 4.1: Mapa de sitios utilizados en este estudio.	51
Figura 4.2: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para el nivel de basaltos.	54
Figura 4.3: Diagrama de variación de la intensidad de la magnetización respecto al campo aplicado. Se puede observar el comportamiento anómalo de algunas muestras del nivel (derecha).	55
Figura 4.4: Diagramas de zijderveld para especímenes del nivel de basaltos; se pueden observar tanto las componentes viscosas como la componente principal a nivel de espécimen, también la alta dispersión en algunos casos.	56
Figura 4.5: Curva de variación de la intensidad de magnetización remanente durante la desmagnetización por campo alternos (izquierda) y diagrama de zijderveld para uno de los especímenes del sitio TN0708A (derecha).	57
Figura 4.6: Distribución de datos de declinación e inclinación para los especímenes de la muestra TN0706A, nivel de basaltos.	58
Figura 4.7: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para el nivel de diques y diabasas.	59
Figura 4.8: Variación de la intensidad de la magnetización remanente mediante desmagnetización AF, para el nivel de enjambre de diques.	60
Figura 4.9: Diagramas de zijderveld para muestras del nivel de diques. Se puede apreciar la presencia de 1 sola componente, y también de 2 componentes.	61
Figura 4.10: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para el nivel de gabros.	63
Figura 4.11: Curva de decaimiento de la intensidad de la magnetización vs campo alterno (hasta 120 mT) y termal (desde 500° a 600°).	64
Figura 4.12: Diagramas de zijderveld para muestras del nivel de gabros. Se puede apreciar la presencia de 2 y 3 componentes al menos en estas muestras.	65
Figura 4.13: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para los diques lamprófidos.	67
Figura 4.14: Variación de la intensidad de la magnetización remanente mediante desmagnetización AF, para los lamprófidos.	67
Figura 4.15: Diagramas de zijderveld para especímenes de las muestras TN0713A y TN0713B; se pueden observar tanto las componentes viscosas como la componente principal a nivel de espécimen.	69

Figura 4.16: Variación de la intensidad magnética mediante la desmagnetización por campos alternos para distintos tamaños de grano de magnetita (modificado de Dunlop & Ozdemir, 1997).	70
Figura 4.17: Diagramas de zijderveld para los distintos niveles del COT.	73
Figura 4.18: Comparación de desmagnetización de una muestra de diabasa que sufre GRM (izquierda, modificado de Dunlop & Özdemir, 1997) y la muestra TN0722A del nivel de gabros del COT (derecha).	74
Figura 5.1: Curvas de desmagnetización mediante campos alternos (AF) y diagramas de zijderveld para la muestra TN0706A.	79
Figura 5.2: Comparación entre cristales oxidados de magnetita estudiados por Davis & Evans (1976, izquierda) y cristales del nivel de diques del COT (derecha).	80
Figura 5.3: Comparación entre respuestas magnéticas de basaltos con incremento de la oxidación (modificado de Davis & Evans, 1976, izquierda) y lo observado para diques en el COT (derecha).	80
Figura 5.4: Pseudomorfo de magnetita fuertemente alterado a hematita y limonita, muestra TN0722B, nivel de gabros.	81
Figura 5.5: Modelo de metamorfismo de fondo oceánico planteado para ofiolitas en Chile, con valores promedio de MRN y susceptibilidad para los distintos niveles del COT (modificado de Stern et al, 1976).	82

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

Los Andes de la Patagonia y Tierra del Fuego comprenden una cadena montañosa emplazada en el margen activo del extremo sur de Sudamérica que se extienden aproximadamente entre los 40° y 56° S. Entre los 50° y los 56° S, se aprecia una variación en el rumbo de la cordillera, desde un dominio con rumbo predominante N-S a uno de orientación E-W. Este sector es conocido como el Oroclino Patagónico (Carey, 1955).

Entre los 51 y 56° S, se ha planteado la existencia de una cuenca marginal mesozoica de tras arco (Stern & de Wit, 2003; Calderón et al, 2007), conocida como la Cuenca de Rocas Verdes (CRV, Dalziel et al., 1974; Suárez & Pettigrew, 1976; Suárez, 1977; Dalziel, 1981). Esta cuenca comenzó su extensión en el Jurásico Superior - Cretácico Inferior a lo largo de un centro de expansión tipo dorsal meso-oceánica (Dalziel et al., 1974; de Wit & Stern, 1976, 1981; Stern et al., 1976), en donde se formaron rocas básicas con afinidad de fondo oceánico, representadas por el Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS) en los 51 - 52° S y por el Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) en los 55 - 56°S (Figura 1.1). En tanto, su inversión y consecuente cierre de la cuenca se desarrolló en pulsos de deformación compresiva transpresional, comenzando en el Cretácico Superior y finalizando en el Neógeno (Wilson, 1991; Kraemer, 2003), involucrados en la conformación de una faja plegada y corrida con deformación de piel delgada y piel gruesa.

Las rocas del COT se caracterizan por presentar una afinidad geoquímica de tipo MORB, típico de dorsales tipo oceánicas (Stern, 1979; Stern, 1981; Avendaño, 2008), y su litología corresponde principalmente a basaltos almohadillados y masivos, enjambre de diques y cuerpos diabásicos, y gabros. El nivel de rocas ultramáficas no se ha observado en la zona, por lo cual el COT corresponde a una secuencia ofiolítica incompleta (Avendaño, 2008). Además, estas rocas

presentan un metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico, caracterizado por una mineralogía secundaria sin presencia de esquistosidad (Elthon & Stern, 1978).

En la mayoría de los trabajos acerca de paleomagnetismo realizados a lo largo del mundo, se observa que hay un trabajo muy vago acerca de la mineralogía magnética y las propiedades magnéticas de las rocas a estudiar. La posibilidad de identificar la mineralogía magnética (dada por sulfuros y óxidos de Fe) y la correlación de esto con los distintos eventos geológicos ocurridos en el sector estudiado influyen de manera directa con la factibilidad de hacer un estudio paleomagnético. Por ello, un estudio de esta naturaleza cumple la función de complementar los estudios anteriores respecto de cómo y cuando se forman estas rocas, los minerales que la componen y, por lo tanto, saber a que relacionar su formación en futuros estudios paleomagnéticos; y de esta forma, ver la factibilidad de futuros estudios paleomagnéticos en la zona, tales como los realizados por Rapalini (2007), entre otros autores en la zona.

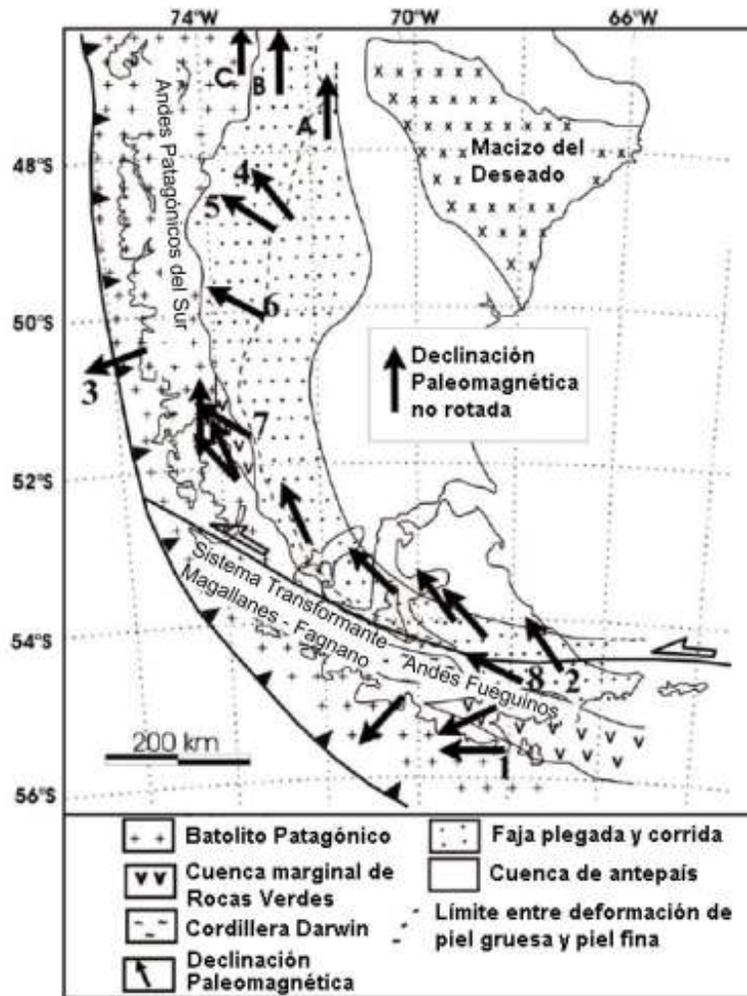


Figura 1.1: Distribución de rotaciones de bloques corticales en los Andes Fueguinos. Modificado de Rapalini (2007).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Contribuir al conocimiento del metamorfismo de complejos ofiolíticos de la Cuenca de Rocas Verdes estableciendo la petrografía de minerales opacos y las propiedades magnéticas de las rocas pertenecientes al Complejo Ofiolítico Tortuga con el fin de establecer el origen específico de estos minerales para así determinar la factibilidad de realizar estudios paleomagnéticos detallados en el área de estudio.

1.2.2 Objetivos Específicos

1. Realizar una caracterización mineralógica de minerales opacos (sulfuros y óxidos) de los niveles pseudoestratigráficos del Complejo Ofiolítico Tortuga y establecer su origen.
2. Determinar la remanencia magnética y la anisotropía de susceptibilidad magnética de los basaltos, diques diabásicos y gabros del Complejo Ofiolítico Tortuga.
3. Integrar y complementar los resultados obtenidos con otros estudios petrológicos y paleomagnéticos y contribuir al estudio de la formación de fondos oceánicos.

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los diferentes niveles pseudoestratigráficos del Complejo Ofiolítico Tortuga presentan variaciones mineralógicas asociadas a los procesos de metamorfismo de fondo oceánico que afectaron a estas rocas durante su emplazamiento.

La caracterización de sulfuros y óxidos y el estudio de propiedades magnéticas de las rocas permitirán establecer la pseudoestratigrafía mineralógica y magnética del Complejo Ofiolítico, y por ende correlacionar estas propiedades con resultados paleomagnéticos posteriores.

1.4 ZONA DE ESTUDIO

1.4.1 Ubicación y Vías de acceso

La zona de estudio se ubica en la XII Región de Magallanes y la Antártica, entre las coordenadas $55^{\circ} 10' - 55^{\circ} 23' S$ y $67^{\circ} 50' - 68^{\circ} 35' W$, a más de 300 kilómetros al SE de Punta Arenas, y al sur de Isla Navarino, Canal Beagle e Isla Hoste.

El sector estudiado se encuentra en los Andes Fueguinos, en el segmento este – oeste del Oroclino Patagónico. Debido a la gran cantidad de fiordos e islas generadas por la última glaciación pleistocena, las morfologías asociadas condicionan el acceso a los afloramientos en esta zona. Se debe llegar en avión o en una embarcación a la ciudad de Puerto Williams, y desde allí zarpar hacia el SW de la isla recorriendo aproximadamente 130 kilómetros.

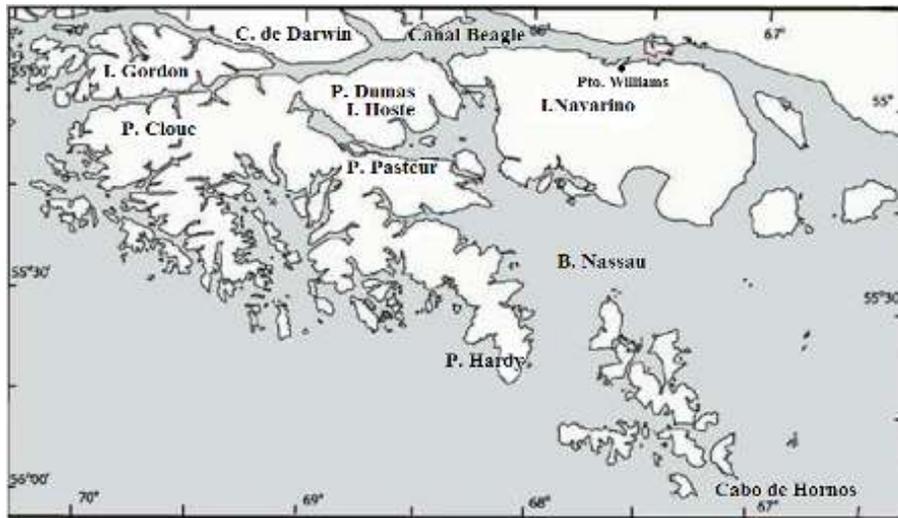


Figura 1.2: Ubicación de la zona de estudio

1.4.2 Clima y Vegetación

El clima en Tierra del Fuego se caracteriza por ser frío y lluvioso debido a la fuerte influencia marítima sobre la zona y también su ubicación geográfica a altas latitudes; además la mayor parte del año ocurren fuertes vientos. Las últimas glaciaciones del Pleistoceno le dieron a este lugar una morfología muy característica, con muchos fiordos e islas. El paisaje predominante es de montañas con lagos, bosques y tundra.

La vegetación observada en la zona es conocida como el Bosque Patagónico, en donde se encuentran especies características, como la Lenga y el Ñirre en zonas relativamente secas, Coihue en lugares más húmedos y sectores de matorrales, y la tundra magallánica en zonas con poco drenaje. Otra forma vegetal observada de mucha importancia es la turba, encontrada cubriendo grandes superficies.

1.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO

Las muestras analizadas en este trabajo fueron obtenidas en una campaña de terreno al sector de Isla Navarino entre el 3 y el 21 de Marzo de 2007. Allí se recolectaron 22 bloques orientados pertenecientes a las distintas unidades pseudoestratigráficas del Complejo Ofiolítico Tortuga.

La generación de los testigos para el estudio paleomagnético fue realizada en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y consta de varias etapas. (1) perforación de bloques orientados, con lo cual se obtienen muestras cilíndricas; dicha perforación fue realizada generalmente disponiendo el plano orientado en posición perpendicular a un taladro de columna Bauker. (2) Con los testigos ya generados, se obtienen los datos de orientación magnética (azimut y dip) para tener la orientación total de ellos. (3) Finalmente, con una sierra diamagnética se cortan los testigos, con el fin de elaborar los especímenes que se utilizarán en los estudios de magnetismo remanente natural, susceptibilidad y decaimiento de la intensidad de magnetización. De esta manera, se obtuvieron aproximadamente 270 especímenes en 12 sitios.

La petrografía de minerales opacos se llevo a cabo mediante el análisis de 22 cortes pulidos, pertenecientes a los 3 niveles pseudoestratigráficos del COT. La confección de los cortes pulidos fue realizada por el Sr. Julio Díaz. Posteriormente, la observación al microscopio de dichos cortes fue realizada tanto en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile como en el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), en este último lugar se describió en conjunto con la geóloga Dra. Natalia Astudillo. Además, como una forma de complementar la información obtenida de los cortes pulidos y la determinación de asociaciones mineralógicas representativas de los eventos geológicos definidos para el sector estudiado, se estudiaron 22 cortes transparentes pertenecientes a las 3 unidades del COT.

Los análisis paleomagnéticos se realizaron tanto en el Laboratorio de Paleomagnetismo del INGEODAV, en la Universidad de Buenos Aires, en donde se trabajó en conjunto con el geólogo Dr. Augusto Rapalini; así como en el laboratorio de Paleomagnetismo del

Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los datos de remanencia magnética fueron medidos con un magnetómetro criogénico DC Squids 2G; en tanto la desmagnetización elegida para estas muestras fue determinada después de la evaluación de especímenes piloto por sitio, a través de la observación del mejor comportamiento ante los métodos de desmagnetización de campos alternos y térmico. Los análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética fueron realizados en un susceptibilímetro KL3 de marca AGICO.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Al sur de los 48° S, los Andes Patagónicos se caracterizan por presentar afloramientos de rocas con edades variables entre el Paleozoico y el Cenozoico. Éstos incluyen complejos metamórficos paleozoicos – mesozoicos, rocas intrusivas mesozoicas – cenozoicas, rocas volcánicas, complejos ofiolíticos mesozoicos y rocas volcanoclásticas y sedimentarias que muestran plegamiento y deformación. En esta zona se distingue una faja plegada y corrida hacia el este, y un volcanismo escaso.

La actividad plutónica en este segmento de los Andes es representada por el Batolito Patagónico Sur, el cual muestra un plutonismo cuya composición varía entre granítica y gabroica, afinidad geoquímica calcoalcalina asociada a subducción en el borde occidental de la Patagonia y se generó en varios pulsos plutónicos entre el Jurásico Superior y el Neógeno (entre 157 y 15 Ma según Hervé et al, 2007). Aflora como una franja de aproximadamente 100 km de ancho a lo largo del margen occidental de la Patagonia. Según varios autores, el Batolito Patagónico Sur representa las raíces de un arco volcánico existente en la zona entre los 157 y 145 Ma, en el Jurásico Superior (Dalziel et al, 1974; Hervé et al, 2007).

Al este del Batolito Patagónico se encuentra el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO, Hervé, 1993), el cual es considerado el basamento metamórfico de los Andes del Sur entre los 48 y los 52° S. Se compone de metapelitas, metabasitas, metasamnitas y mármol; presenta un protolito turbidítico, y su origen se asocia a deposición en un margen pasivo (Faúndez et al, 2002). Su edad máxima de sedimentación, a los 48° S, es de 364 Ma (Thomson & Hervé, 2002).

Al oeste del Batolito Patagónico afloran rocas Permo-Triásicas, que corresponden a metabasaltos, metaturbiditas y mármoles. Estas rocas metamórficas (de origen alóctono) son interpretadas como terrenos de un monte submarino acrecionados entre el Pérmico Temprano y el Jurásico Temprano (Thomson & Hervé, 2002) en el margen activo de Gondwana (Forsythe & Mpodozis, 1983).

En el Jurásico, en la Patagonia se presenta un volcanismo silíceo, cuyos exponentes corresponden a las formaciones Tobífera y El Quemado. En éstas se observan sucesiones volcano-sedimentarias y rocas piroclásticas riolíticas, y tienen una potencia aproximada entre 600 y 1.000 metros (Allen, 1982). Su ambiente, al menos en parte, corresponde a una deposición subacuática (Wilson, 1991) y se encuentran en una amplia franja, de 1.000 Km de largo aproximadamente, entre los 44 y 55° S. Presentan rasgos geoquímicos de procesos de anatexis cortical anterior y contemporáneos en parte a la formación de la Cuenca de Rocas Verdes (Bruhn et al, 1978) y se habrían formado en un ambiente extensional, en las fases iniciales del fracturamiento de Gondwana (Pankhurst et al, 2000).

Los estudios geocronológicos realizados en el Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS) y en la Formación Tobífera indican que el volcanismo silíceo de Tobífera sería en parte coetáneo con la génesis de la Cuenca de Rocas Verdes (Calderón et al, 2007). La CRV presenta rocas con afinidades geoquímicas típicas de dorsales oceánicas, y aflora desde los 51° S (Complejo Ofiolítico Sarmiento, afinidad E-MORB) hasta los 56° S (Complejo Ofiolítico Tortuga, afinidad MORB). Esta cuenca fue rellenada por depósitos turbidíticos y fangolíticos correspondientes a las Formaciones Yahgán en el sur y Zapata en el norte, en un episodio de subsidencia térmica (Wilson, 1991).

La Formación Barros Arana aflora al este del Complejo Ofiolítico Sarmiento y se interdigita con rocas de la Formación Zapata. La litología de la formación Barros Arana corresponde a rocas volcánicas máficas con hialoclastitas subacuática. Estas rocas representan una transición entre un régimen extensional (formación de la CRV) y compresional (génesis de la Cuenca de Magallanes) (Prieto, 1994).

La Cuenca de Magallanes se comienza a formar en el Cretácico Medio, producto de un cambio en el régimen tectónico regional, pasando de una tectónica extensional a un régimen compresivo (Dalziel, 1981). Esta inversión, además de la formación de la cuenca, favorece al alzamiento de los Andes y a una deformación orogénica. En este periodo comienza la deposición de las turbiditas de la Formación Punta Barrosa (Wilson, 1991), a partir del Turoniano (~92 Ma, Fildani et al, 2003). En el Cretácico Superior, la compresión continúa y se forma una faja plegada y corrida, la cual presenta 2 tipos de deformación: (1) escama delgada con corrimientos de vergencia al antepaís y fuerte plegamiento, y (2) escama gruesa con pliegues amplios (Harambour, 2002). Esta compresión se habría desarrollado en 4 pulsos, siendo el primero en el Cretácico Superior y los otros 3 durante el Cenozoico, generando un acortamiento variable entre 110 km en el Lago Argentino, hasta 300 – 600 km en Tierra del Fuego (Kraemer, 2003).

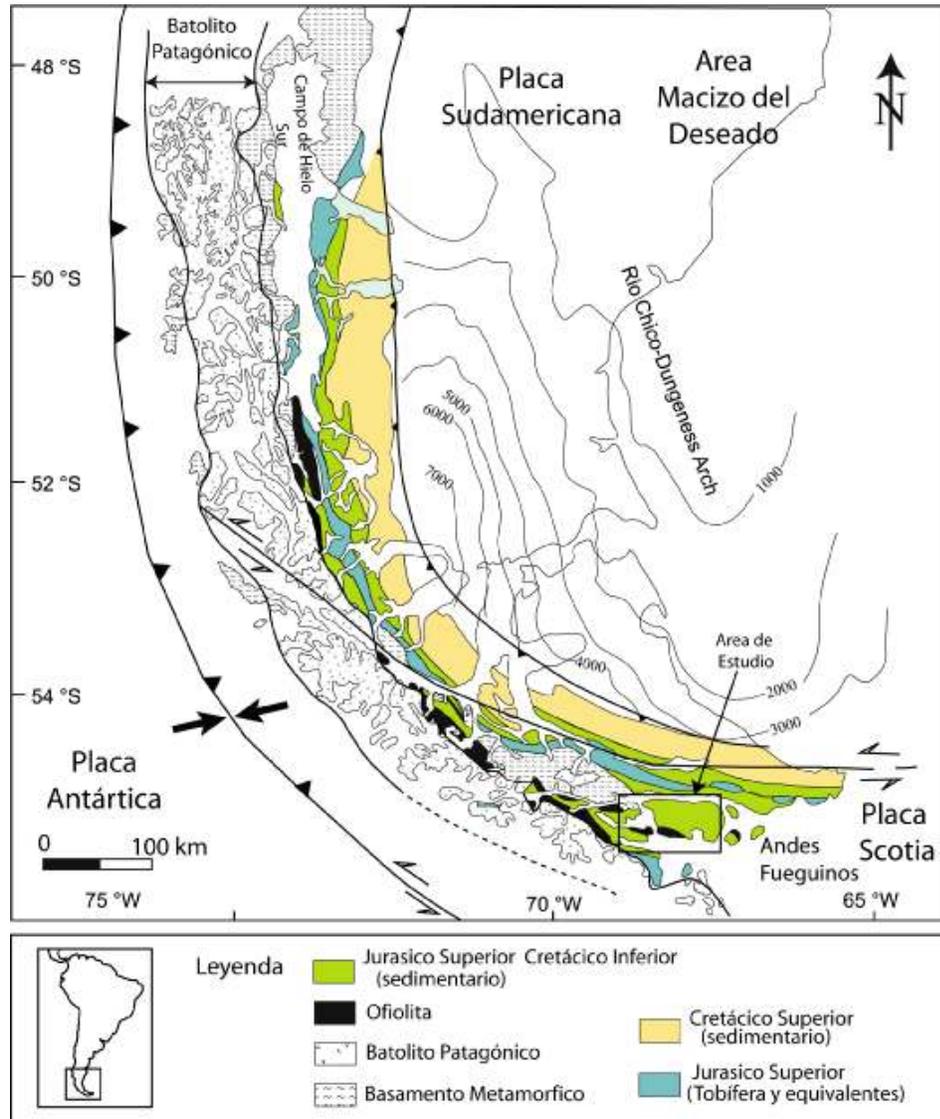


Figura 2.1: Mapa geológico de los Andes Fuegoínas.

2.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

Las rocas descritas a continuación corresponden a rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias ubicadas entre los 55 y 56° S, cuya edad varía entre el Paleozoico Superior y el presente. Durante el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior, estas rocas se encontraban en una zona de

convergencia entre las placas proto – pacífica y Gondwana, y el ambiente tectónico correspondía a un arco volcánico y una cuenca marginal de tras arco.

2.2.1 Basamento Metamórfico

El basamento es representado en esta zona por el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, el cual se encuentra limitado al norte por el Seno Almirantazgo y al sur por el Canal Beagle. Este complejo se compone principalmente por rocas polideformadas, metavolcánicas y metasedimentarias de grado metamórfico medio – alto (Dalziel, 1982). Cunningham (1995) plantea que las rocas con mayor grado de metamorfismo de este complejo se encuentran en el sur, y se componen de esquistos de sillimanita y cianita, anfibolitas de granate y migmatitas, además de presentarse granitos de la suite Darwin y diques deformados y recrystalizados en el Cretácico. El CMCD presenta edades de enfriamiento de 90,5 – 68Ma en Ar/Ar (Kohn et al, 1995). En tanto, para el protolito del CMCD se ha acotado una edad entre el Paleozoico Superior y el Jurásico Medio en base a dataciones radiométricas y relaciones de contacto (e.g. Mukasa & Dalziel, 1996).

2.2.2 Rocas estratificadas

2.2.2.1 Formación Tobífera

En la zona de estudio, esta formación sólo aflora en la costa norte de la Isla Hoste. Se encuentra sobreyaciendo al basamento metamórfico en contacto discordante y subyace en posible contacto deposicional al Complejo Ofiolítico Tortuga (Suárez et al., 1985). La Formación Tobífera corresponde a una sucesión volcano-sedimentaria, constituida por tobas silíceas, tobas soldadas silíceas, limonitas negras cuarcíferas y lutitas cuarcíferas (Suárez et al., 1985), que presentan rasgos de un metamorfismo dinámico de facies esquistos verdes y anfibolita (Ortiz, 2007). Se formó por procesos de anatexis cortical, y al menos una parte de esta formación se habría depositado bajo condiciones marinas (Wilson, 1991). A esta formación se le atribuye una edad Jurásico Medio – Superior (Suárez et al., 1985).

2.2.2.2 *Formación Hardy*

Aflora principalmente en la Península Hardy, en Isla Hoste y en otras islas del grupo Wollastone, fuera de la zona de estudio. Está compuesta principalmente de rocas volcanoclásticas subacuáticas, tobas y areniscas volcanoclásticas con intercalaciones de lavas riolíticas a basálticas calcoalcalinas (Miller et al., 1994). Estas rocas sufrieron un metamorfismo en facies ceolita y prehnita – pumpellyta (Suárez et al., 1985). Algunos autores plantean que la Formación Hardy representaría el arco volcánico existente en el Jurásico Superior – Cretácico Inferior (Suárez, 1978; Miller et al., 1994). Dicho volcanismo, de acuerdo a la litología y las texturas observadas en las rocas, se interpreta a partir de estratovolcanes en un ambiente de deposición subaéreo y submarino (Suárez et al., 1985). El espesor mínimo calculado para la Formación Hardy es de 600 metros en Península Hardy (Suárez, 1978).

La edad asignada a esta formación está basada en datos geocronológicos y paleontológicos. Una datación realizada en hornblenda en una riolita, con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, asigna una edad plateau de 107,9 +/- 0,7 Ma, perteneciente al Albiano (Miller et al., 1994). Se han encontrado ejemplares de *Belemnosis Madagascariensis* que permiten asignar a los niveles superiores de la Formación Hardy una edad Titoniano – Valanginiano (Suárez et al., 1985). Además se han obtenido edades de cristalización por análisis U-Pb en circones de 137 Ma (Base de datos Proyecto Anillo Antártico, comunicación oral)

Las relaciones de contacto observadas para la Formación Hardy son difíciles de establecer. La base no ha sido reconocida y engranaría hacia el norte con la Formación Yahgán y probablemente con la Formación Tobífera (Suárez et al., 1985).

2.2.2.3 *Formación Yahgán*

La Formación Yahgán aflora principalmente en Isla Hoste, Isla Gordon, Península Dumas, Península Pasteur y gran parte de Isla Navarino (Suárez, 1978). Corresponde a un conjunto de rocas volcanoclásticas, asociadas a depósitos de turbiditas que se habrían depositado en un

ambiente de abanico submarino, con un espesor mayor a 3000 metros (Suárez et al, 1985). La Formación Yahgán se encuentra sobreyaciendo a basaltos del Complejo Ofiolítico Tortuga, y posiblemente se engranan con parte de la Formación Hardy hacia el sur (Suárez et al, 1985).

Esta formación está dividida en dos miembros, dispuestos en dos franjas de orientación E – W, los cuales son llamados Wulaia y Bahía Douglas (Suárez et al., 1985). El miembro Wulaia constituye la franja norte, aflora en el extremo noroccidental de Isla Navarino, y se compone principalmente de areniscas y conglomerados; en tanto, el miembro Bahía Douglas se ubica en la costa oeste de Isla Navarino, al norte de Bahía Douglas, y se compone de secuencias finamente estratificadas (facies de turbiditas), secuencias clásticas de grano grueso (conglomerados) y brechas volcánicas.

La Formación Yahgán está afectada por un metamorfismo de bajo grado, que alcanzó la facies de prehnita – pumpellyta (Watters, 1965). La edad designada para esta formación es poco precisa, dada la escasez de contenido fósil encontrado en dichas rocas. Asociaciones de Favrella y Belemnopsis Madagascariensis permiten acotar esta formación al Berriasiano – Hauteriviano, en el Cretácico Inferior (Suárez et al., 1985).

2.2.2.4 Estratos de Isla Ildefonso

Corresponde a una secuencia volcanoclástica de aproximadamente 100 metros de espesor, ubicadas en las islas del mismo nombre (Mpodozis, 1980). La litología observada en estos estratos se asocia a depósitos turbidíticos en una cuenca de antearco que se habría formado en el ¿Oligoceno – Mioceno? (Mpodozis, 1980).

2.2.2.5 Complejo Volcánico Packsaddle

El Complejo Volcánico Packsaddle se distribuye principalmente en afloramientos aislados en Isla Packsaddle y en Cerro de las Columnas, y se encuentra en discordancia angular con las Formaciones Yahgán y Hardy. Se compone de basaltos columnares alcalinos, lavas basálticas y andesíticas calcoalcalinas y brechas volcánicas (Suárez, 1976). La edad asignada a este

complejo es entre 21 y 18 Ma, basado en dataciones radiométricas realizadas en rocas alcalinas y calcoalcalinas respectivamente (Puig et al., 1984).

2.2.2.6 *Isla Cook*

Son cuerpos volcánicos que alcanzan los 150 metros de altura, con distribución areal reducida, que afloran en Isla Cook e islas adyacentes (Suárez et al., 1985). Son principalmente rocas andesíticas con un carácter calcoalcalino (Suárez et al., 1979).

2.2.3 **Rocas Intrusivas**

El Batolito Fueguino corresponde a un conjunto de rocas intrusivas de carácter calcoalcalino, con un rango de edad variable entre el Jurásico Superior y el Cenozoico (Hervé et al, 1981). Esta franja se ha interpretado como las raíces de un arco magmático Mesozoico – Cenozoico. En la zona de estudio, se logran distinguir dos grupos, los cuales son descritos a continuación.

Suite de granitos Darwin: corresponden a granitos deformados (ortogneisses en algunos casos) de biotita y granodioritas de edad Jurásico Tardío que intruyen al Complejo Metamórfico Cordillera Darwin. Su alta razón $(Rb/Sr)_0$ indicaría que su origen se asocia a procesos de anatexis o al menos de alta contaminación cortical. Por su química y edad, se ha postulado que esta suite corresponde a los equivalentes intrusivos del magmatismo que generó las rocas de la Formación Tobífera (Hervé et al, 1981).

Suite de granitos Beagle: consiste en tonalitas de biotita y granodioritas, cuya edad ha sido determinada como Cretácico Superior (85 – 75 Ma aproximadamente). Estos afloramientos no presentan deformación, y son considerados como producto de fusión en ambiente de subducción. Este grupo intruye a la Formación Yahgán, Formación Hardy, Complejo Ofiolítico Tortuga y a la suite Darwin.

2.2.4 Complejos Ofiolíticos

Al sur del Canal Beagle, se reconocen rocas básicas con afinidades oceánicas las cuales se asignan a complejos ofiolíticos. Dichos complejos afloran en Bahía Tekenika, Isla Gordon, Isla Georgia del Sur (Complejo Ofiolítico Larsen Harbour) y en Isla Navarino (Cerro Tortuga) e Isla Milne Edwards (Complejo Ofiolítico Tortuga, COT) (Dalziel et al., 1974, Godoy, 1978, Suárez et al., 1985). El COT representa el extremo sur de la Cuenca de Rocas Verdes (CRV, de Wit, 1977; de Wit & Stern, 1976) y se habría formado en un ambiente de rifting entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Stern & de Wit, 2003).

El COT se compone de gabros, diabasas, enjambre de diques diabásicos, basaltos y brechas almohadilladas constituyendo una secuencia ofiolítica incompleta (anónimo, 1972) dada la ausencia de niveles ultramáficos (Suárez et al., 1985; Stern & de Wit, 2003). Dicha secuencia se encuentra en contacto por falla con la Formación Yahgán en Cerro Tortuga e Isla Milne Edwards, siendo esto interpretado como un horst (Suárez, 1976, 1978); también se ha observado que este complejo se encuentra sobreyacido en algunos lugares por la Formación Yahgán.

El nivel de gabros corresponde a la base del complejo ofiolítico. Su mineralogía predominante corresponde a olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. Son rocas de grano medio a grueso, cuya apariencia es masiva y bandeada, lo que es interpretado como cumulos magmáticos (Suárez, 1976).

Las diabasas forman niveles de cuerpos masivos (que pueden alcanzar decenas de metros de espesor) y diques (que en algunos lugares constituyen el 100% del afloramiento (Stern & Elthon, 1979). La mineralogía primaria corresponde a clinopiroxeno, plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos (Avendaño, 2008).

Los basaltos y brechas almohadilladas constituyen el techo del complejo. Compuesto por basaltos almohadillados bien preservados y coladas de cuerpos masivos con diaclasamiento poligonal. Son principalmente basaltos de clinopiroxeno que presentan relictos de olivino (Avendaño, 2008). Su espesor aproximado en Cerro Tortuga es variable entre 1 y 1,5 km (de Wit & Stern, 1978).

El COT presenta metamorfismo que varía con la profundidad. Estudios anteriores (e.g. Stern & Elthon, 1979) plantean que el grado de metamorfismo en la pseudoestratigrafía del COT aumenta con la profundidad llegando a la facies de esquistos verdes en el nivel de diabasas pero que en los niveles más profundos se presentan gabros prácticamente frescos. Los niveles pseudoestratigráficos del COT presentan asociaciones minerales de metamorfismo típico de metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico, con minerales secundarios sin esquistosidad (Elthon & Stern, 1978). Sin embargo, Avendaño (2008) plantea que los niveles del COT presentan asociaciones de minerales metamórficos como actinolita, biotita y metamorfismo de bajo grado.

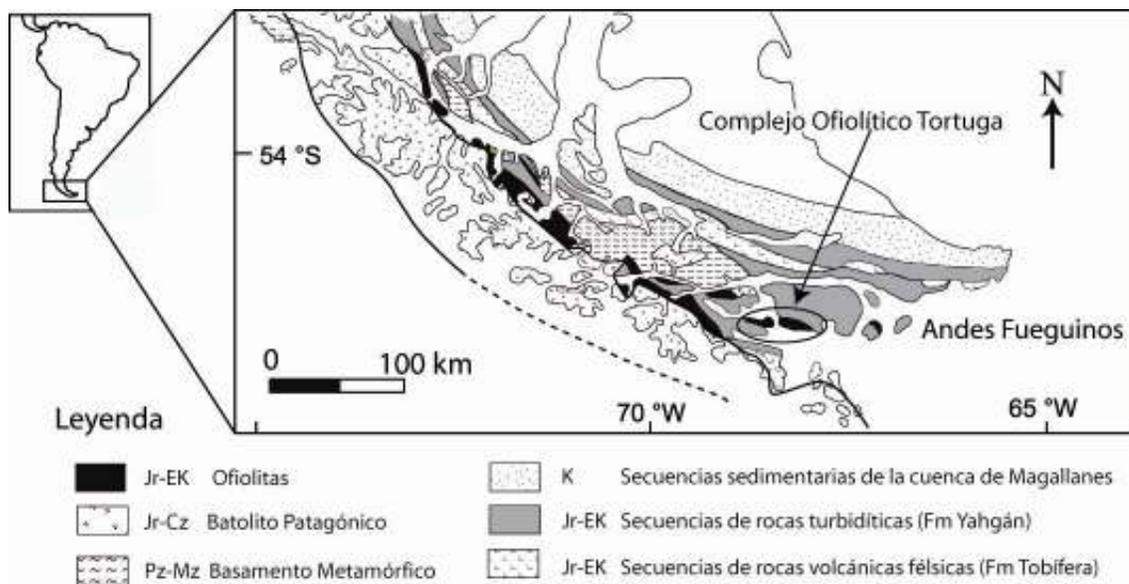


Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio.

2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Desde los 50° S, la cordillera de los Andes cambia su rumbo, pasando de una orientación preferentemente N – S hacia una dirección E - W en el sector de Cordillera Darwin, situada a los 56° S. Este sector es conocido como el Oroclino Patagónico (Carey, 1955), y se ubica en la interacción entre las placas Sudamericana y Scotia.

El lugar donde se intersectan las placas anteriormente mencionadas con la Placa Antártica es conocido como Punto Triple, ubicado en la intersección del sistema de fallas Magallanes/Lago Fagnano y la fosa chilena a los 52° S, encontrándose la placa de Scotia en cuña tectónica con las otras dos placas. La placa de Scotia se encuentra limitada al sur y al oeste por la Placa Antártica en un régimen convergente, mientras que la interacción con la Placa Sudamericana es hacia el norte, en un régimen transpresional. La configuración planteada anteriormente determina en gran parte la complejidad del sector de los andes australes.

La curvatura del Oroclino Patagónico es una materia de gran debate entre los científicos. Algunos estudios paleomagnéticos plantean que el Oroclino presenta una rotación de bloques en sentido antihorario (Rapalini, 2007), el cual sería, al menos en parte, un curvamiento secundario (Rapalini, 2007). El origen del Oroclino sería el producto de un cizalle sinestral entre las Placas de Scotia y Sudamérica, que habría comenzado hace 120 Ma, con rotación de bloques y contracción que, posiblemente, continúe en el presente (Cunningham, 1993).

2.3.1 Estructuras Canal Beagle

En la región del Canal Beagle, el fallamiento de cizalle juega un rol fundamental en su evolución estructural. Se observan dos sistemas de fallas: uno corresponde a fallas laterales dextrales con orientación entre N30W y N35E, y el otro a fallas laterales sinestrales con rumbo entre N45E y S45E; presentando ambos sistemas manteos sub verticales (Cunningham, 1993). Estos sistemas son coherentes con una falla de cizalle lateral sinestral mayor que subyace a ambos brazos del canal Beagle. Cunningham (1993) plantea, en base a datos de fábrica mineral e indicadores cinemáticos, que el cizalle de rumbo u oblicuo dúctil ocurrió en el Mesozoico.

En Isla Hoste se observan dos grupos de lineamientos, con orientación N60E-80E y NS-N20E, que sugieren fallamiento de cizalle de rumbo sinistral.

Al sur del Canal Beagle, en cambio, no hay registro de fallas de corrimiento de bajo ángulo. La tectónica de la región ha estado entonces controlada por plegamiento, fallas de bajo ángulo y fábricas metamórficas de alto manteo (Suárez et al, 1985).

En el sector de Isla Milne Edwards, en el lugar donde aflora el Complejo Ofiolítico Tortuga (Falla Tortuga), se observan fallas de rumbo N70W, lineares, que sugieren fallas de cizalle de rumbo u oblicuas en el basamento de la cuenca marginal (Suárez et al, 1985). Esto indica que el régimen de inversión de la Cuenca de Rocas Verdes tendría una componente no solo compresional, sino más bien un régimen transpresional (Cunningham, 1993).

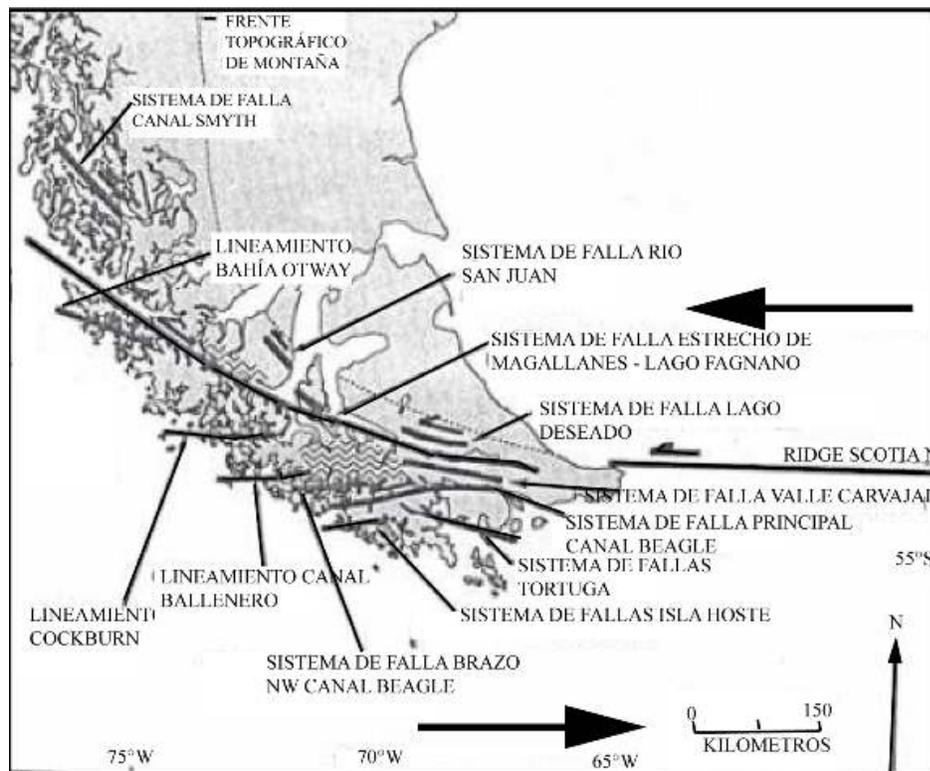


Figura 2.3: Fallas de cizalle planteadas y conocidas para los Andes Australes (Modificado de Cunningham, 1993).

2.4 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

En el Jurásico Medio – Superior, ocurrió un proceso de extensión continental y de volcanismo silíceo asociado a procesos de anatexis, lo que se asocia a la génesis de la Formación Tobífera (Bruhn et al, 1978). Esta extensión estaría asociada a la fragmentación sufrida por el supercontinente de Gondwana en este periodo (Bruhn & Dalziel, 1977; Pankhurst et al, 2000). La presencia de afloramientos de rocas intrusivas del Batolito Patagónico y de rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Hardy indicarían la existencia de subducción en la placa proto pacífica en el Jurásico (Suárez, 1979).

La extensión habría ocurrido en un sistema de fosa – arco volcánico – cuenca marginal de tras arco en el Jurásico Superior – Cretácico Inferior (Cuenca de Rocas Verdes). El arco magmático es representado por la Formación Hardy (Suárez et al, 1985, Miller et al, 1994), mientras que en la cuenca se encuentran rocas ígneas de fondo oceánico (COT), las cuales son sobreyacidas por rocas sedimentarias depositadas en ambientes de abanico submarino (Fm. Yahgán) (Suárez et al, 1985). La presencia de rocas con afinidades oceánicas hace pensar en una gran extensión, lo cual se confirma con datos obtenidos por Stern & de Wit (2003), quienes plantean una extensión en la zona de estudio de aproximadamente 100 km. En este periodo se emplazó gran parte de la suite Darwin (Jurásico Medio – Superior) y empieza a emplazarse algunos cuerpos de la suite Beagle (Cretácico Superior).

La Cuenca marginal de Rocas Verdes sufre una inversión tectónica bajo un régimen transpresional que comienza en el Cretácico Medio (Cunningham, 1993). Además, hay colisión del arco volcánico con el continente, resultando en acortamiento y metamorfismo regional durante el Cretácico Medio – Superior (Dalziel et al, 1985) y magmatismo sin y post tectónico, representado en parte por la suite Beagle.

Posteriormente, en el Cretácico Superior – Terciario, ocurre el desarrollo de la faja plegada y corrida de vergencia este (Wilson, 1991) y la cuenca de antepaís asociada, conocida como la cuenca de Magallanes. Se observa volcanismo calco-alkalino en un sistema de arco magmático (Suárez et al, 1985).

Finalmente, hay un fallamiento regional de cizalle, mayoritariamente fallas sinestrales asociadas al reacomodo entre las placas Sudamericana y Scotia y el desarrollo del Oroclino Patagónico (Cunningham, 1993), y la separación de la Antártica de América del Sur austral, desde el Cretácico Tardío hasta el presente.

CAPÍTULO 3: PETROGRAFÍA DE MINERALES OPACOS

3.1 GENERALIDADES

Las rocas ígneas se caracterizan por formarse en un amplio rango de temperatura lo cual determina en parte la mineralogía que presentan; dicho rango varía entre los 1300 y 650° C aproximadamente. Los minerales formadores de roca corresponden principalmente a silicatos, como olivino, piroxeno, plagioclasa cálcica, cuarzo, entre otros; sin embargo, también se encuentran otros minerales que no son silicatos, como por ejemplo fosfatos (apatito) y óxidos de Fe-Ti (magnetita, ilmenita).

Los óxidos de Fe-Ti se pueden encontrar tanto en rocas ígneas como en rocas sedimentarias y metamórficas. En particular, los óxidos de Fe – Ti en las rocas ígneas se pueden presentar como minerales de origen magmático, como también se pueden originar por diversos procesos secundarios, como metamorfismo o alteración hidrotermal. Stern et al (1976) plantean que los óxidos de Fe – Ti en rocas de complejos ofiolíticos en Patagonia se formaron por procesos de metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico.

En el presente estudio se realizaron 22 cortes pulidos, los cuales fueron analizados con luz reflejada en el microscopio con el fin de distinguir y caracterizar texturalmente los minerales opacos para contextualizar su origen dentro de los eventos registrados en las rocas previamente estudiadas. Dichos cortes corresponden a 11 del nivel de basaltos (dentro de los cuales se encuentran 2 cortes pertenecientes a diques lamprófidos), 4 del nivel de diques y 7 pertenecientes al nivel de gabros. La colección de cortes transparentes de estas rocas también fue revisada para complementar con el estudio calcográfico.

3.2 NIVEL DE BASALTOS

En este nivel, se observan basaltos almohadillados bien preservados, con diámetros que pueden llegar incluso a los 2 metros (Godoy, 1978). Los basaltos se presentan también como cuerpos masivos con diaclasamiento (Avendaño, 2008). Estas rocas son principalmente de grano fino – medio, con distintas texturas ígneas preservadas. La mineralogía primaria corresponde principalmente a clinopiroxeno, plagioclasa, olivino y, en menor medida, minerales opacos (2 – 3 % como máximo) (Avendaño, 2008). Los minerales primarios presentan un alto grado de alteración a minerales secundarios, con asociaciones minerales características de metamorfismo de facies esquistos verdes y prehnita – actinolita (Avendaño, 2008).

Los minerales opacos forman agregados que se distribuyen en forma disseminada en prácticamente todas las muestras. El tamaño de estos minerales llega generalmente a 0,2 mm; siendo su tamaño máximo de 1 mm (muestra TN0706A).

La mineralogía observada en este nivel corresponde a pirrotina, calcopirita, pirita, limonita y magnetita, cuya forma en la roca es principalmente hipidiomórfico. A continuación se describen en detalle las ocurrencias y texturas de estos minerales.

La **pirrotina** es un mineral característico en este nivel, siendo documentado en todas las muestras. Se encuentra disseminada y presentan un característico color rosa crema. La granulometría es variable, oscilando entre menos de 0,01 mm y 0,5 mm como máximo, con un promedio de 0,1 mm en la mayoría de los cortes observados. Los cristales de **pirrotina** son xenomorfos e idiomorfos, siendo levemente más abundante los primeros. En algunas muestras, la **pirrotina** presenta inclusiones de calcopirita (TN0705A). Algunos cristales presentan bordes irregulares. La **pirrotina** se encuentra tanto en cristales aislados como en asociación con otros minerales, los que corresponden a calcopirita y limonita, creciendo de borde a centro y entrecrecidas (Figuras 3.1, 3.4).

La **calcopirita** está presente en todas las muestras de este nivel, pero presenta en general una abundancia relativa menor a la pirrotina. Se presenta disseminada en prácticamente todas las

muestras, a excepción de la muestra TN0712B en donde forman agregados muy pequeños; se distingue por su color amarillo bronce. De tamaño variable, alcanzan un máximo de 0,2 mm, pero en general los cristales no superan los 0,1 mm. Los cristales de **calcopirita** son principalmente xenomorfos y en algunos casos idiomorfos. Se puede encontrar en cristales aislados (TN0706A), pero principalmente se encuentran asociados a otros minerales, como pirrotina y limonita. La **calcopirita** se encuentra como inclusión en pirrotina y en texturas de desequilibrio con este mineral. Generalmente los bordes de la **calcopirita** son irregulares, y se encuentran reemplazados por limonita (Figuras 3.1, 3.4).

La **pirita** se encuentra en menor abundancia relativa que la pirrotina y la calcopirita (de hecho en las muestras TN0705A, TN0705B, TN0705C y TN0708A no fue observado). El tamaño es mayor que 0,5 mm llegando a 1 mm (TN0706A). Su forma es principalmente irregular, con una minoría de cristales que presentan formas más regulares e incluso cúbicas (Figura 3.3) y se caracteriza por presentar un color blanco amarillento. Principalmente se presenta en cristales aislados diseminados. Algunos cristales presentan fracturamiento y los bordes se encuentran muy alterados.

La **magnetita** se presenta solamente en 1 muestra, la muestra TN0708A que no pertenece al COT y se encuentra asociada a una aureola de metamorfismo de contacto de un intrusivo Paleoceno. La forma de los cristales es regular, llegando a los 0,2 mm en tamaño como máximo y se ve de color gris principalmente. Se presentan tanto de forma diseminada como en cúmulos bandeado. La mayoría no se observa asociado a otro mineral, aunque hay algunos que presentan inclusiones (Figura 3.2).

La **limonita** es un mineral muy escaso y se encuentra sólo en algunas muestras pertenecientes a este nivel. En todas las muestras que se encontró, la limonita se presenta asociado a otros minerales, principalmente con la calcopirita (Figura 3.1), pero también se puede ver junto a pirrotina. Su forma es bastante irregular, ya que sigue los bordes de otros cristales y es de color diagnóstico gris. Su tamaño no supera los 0,1 mm.

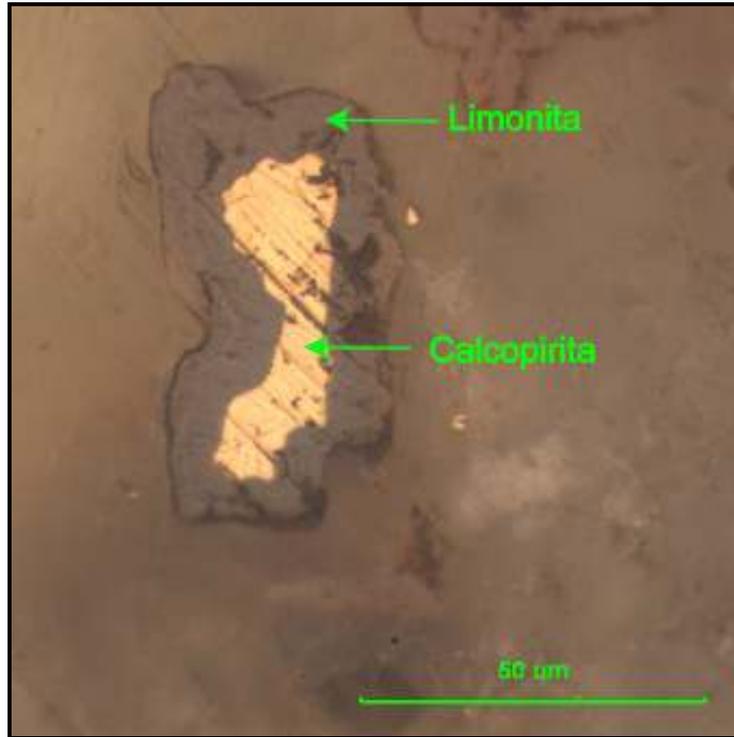


Figura 3.1: Cristal de calcopirita bordeado de limonita (muestra TN0705B).

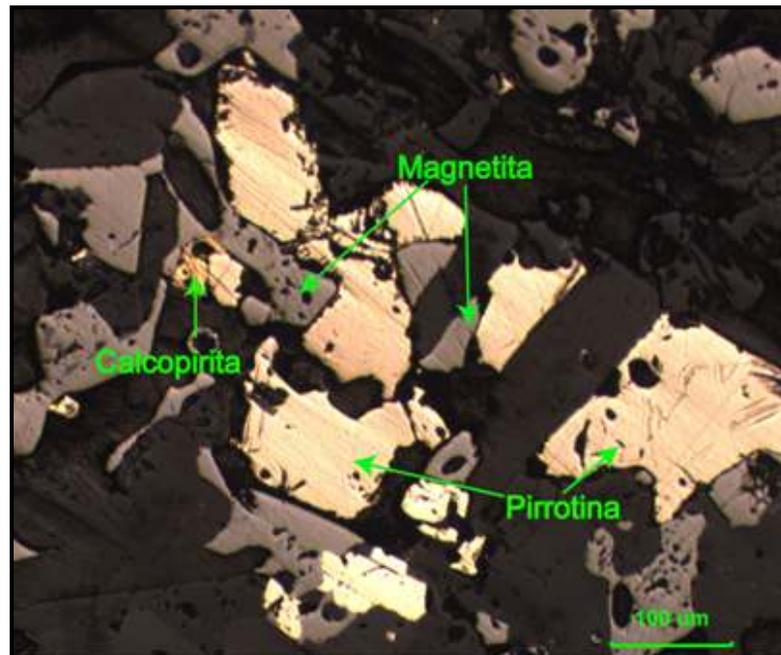


Figura 3.2: Cristales de pirrotina junto a magnetita y calcopirita (muestra TN0708A).

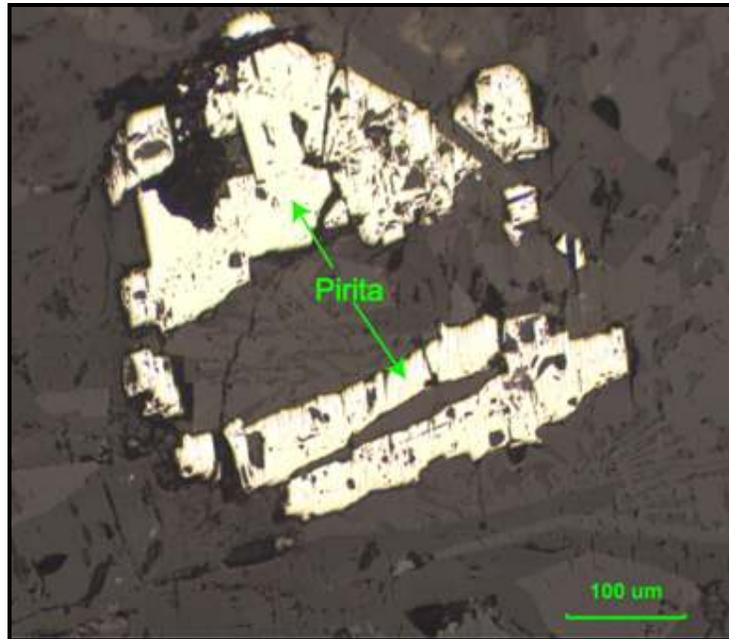


Figura 3.3: Cristal de pirita en basalto (Muestra TN0712A).

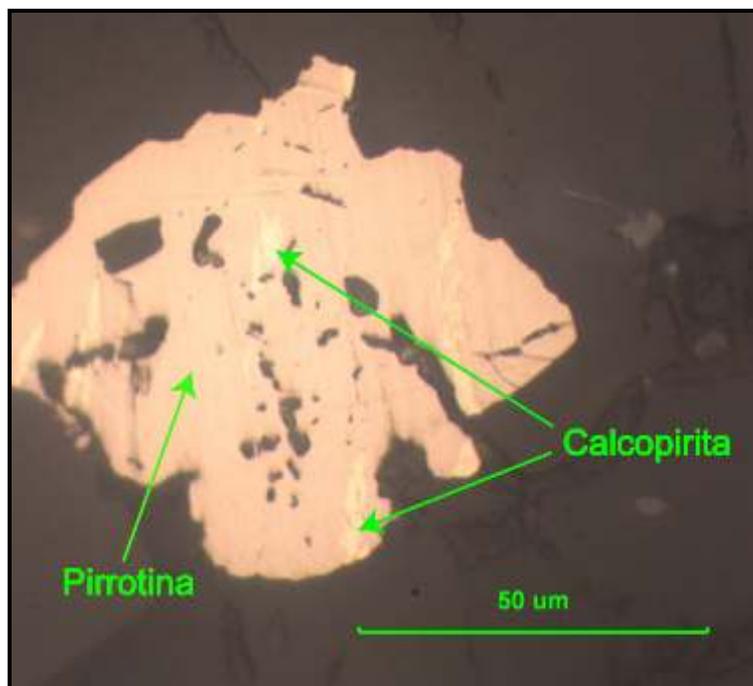


Figura 3.4: Cristal de pirrotina en asociación con calcopirita (Muestra TN0706A).

3.3 NIVEL DE DIQUES Y DIABASAS

En este nivel se describen cuerpos de diabasas, que se presentan como filones y diques intruyendo tanto a gabros como a basaltos. También se observan como cuerpos masivos y como enjambre de diques (Avendaño, 2008). La mineralogía primaria observada corresponde a clinopiroxeno, plagioclasa, titanomagnetita, ortopiroxeno y opacos. En estas rocas el grado de alteración de minerales primarios es alto, encontrándose asociaciones minerales características de metamorfismo de facies esquistos verdes y prehnita – actinolita (Avendaño, 2008).

En este nivel, la abundancia de los minerales opacos es mayor respecto a los otros, llegando en la mayoría de las muestras al 8%. La distribución de estos minerales es principalmente diseminada y en algunas muestras se observan pequeños agregados. El tamaño de los minerales es variable en un rango entre <0,1 mm y 1 mm, siendo el promedio aproximado de 0,3 mm.

La mineralogía encontrada en este nivel corresponde a pseudomorfos de hematita principalmente, con pirrotina, calcopirita, pirita y limonita subordinada, presentando una forma hipidiomórfica.

La **pirrotina** se distingue en todas las muestras; aún así, su presencia es escasa, siendo de menor presencia que en los niveles de gabros y basaltos. Se encuentran en forma diseminada y en una muestra se presenta en cúmulos muy pequeños (TN0719A), se presenta con un color rosa crema. Su tamaño es en promedio menor a 0,1 mm, siendo éste último el tamaño máximo observado en las muestras. Los cristales son xenomorfos en su mayoría, y se encuentran tanto aislados como asociados a calcopirita y limonita. Los bordes de algunos cristales se encuentran alterados a limonita.

Se logra distinguir la presencia de **calcopirita** en casi todas las muestras, a excepción de la muestra TN0716 en que no se observa su presencia; sin embargo, dentro de estas muestras es muy escaso, aún menor que la pirrotina. Se distribuye de forma diseminada con un tamaño bastante pequeño, no superior a los 0,1 mm y se caracteriza por presentar un color amarillo

bronce bien definido. La forma de los cristales es idiomorfa en su mayoría, aunque se distinguen algunos cristales xenomorfos. Se observan en cristales aislados y también en asociación con otros minerales, como pirita (TN0719A) y limonita (TN0717). Se presenta como inclusiones dentro de cristales de pirita, y en algunos casos está alterada en sus bordes a limonita (Figuras 3.5, 3.7).

La **pirita** es una fase minoritaria, se puede observar en algunas muestras de este nivel (TN0719A y TN0719B). Se encuentra diseminada, y su tamaño varía entre 0,1 y 1 mm. La forma de los cristales es irregular y se presenta generalmente aislado, en algunos casos presentan inclusiones, de calcopirita o bien de otro mineral más complejo de reconocer (Figura 3.7). Tiene un color típico blanco amarillento.

Los **pseudomorfos de magnetita** son, por lejos, lo más abundante en este nivel y se observa en todas las muestras estudiadas. Se distribuye de forma diseminada en las muestras analizadas. El tamaño que presentan los cristales es variable, en un promedio de 0,3 mm aproximadamente, alcanzando un máximo de 1 mm (muestra TN0716). Los cristales son principalmente idiomorfos, sin embargo, también se observan cristales xenomorfos; en algunos casos se presentan elongados. Se encuentran fuertemente alterados a hematita y limonita en textura de rejillas, por ello se observa predominantemente de color blanco grisáceo.

La **hematita** se puede observar en todas las muestras de este nivel y tiene un color diagnóstico blanco grisáceo. La distribución de este mineral en estas rocas es diseminada, y se presentan en forma irregular, como producto de alteración de pseudomorfos de magnetita, rellenándolos. Su tamaño no supera los 0,2 mm.

La **limonita** sólo se presenta en una muestra de este nivel (TN0717), es muy escaso. Su distribución en la muestra es diseminada y el tamaño de este mineral no supera los 0,01 mm. Su forma es irregular, y se observa en bordes de cristales de calcopirita y pirrotina, alterándolos (Figura 3.5). Además, está en algunos cristales asociada a la hematita. Tiene un color gris que la distingue.

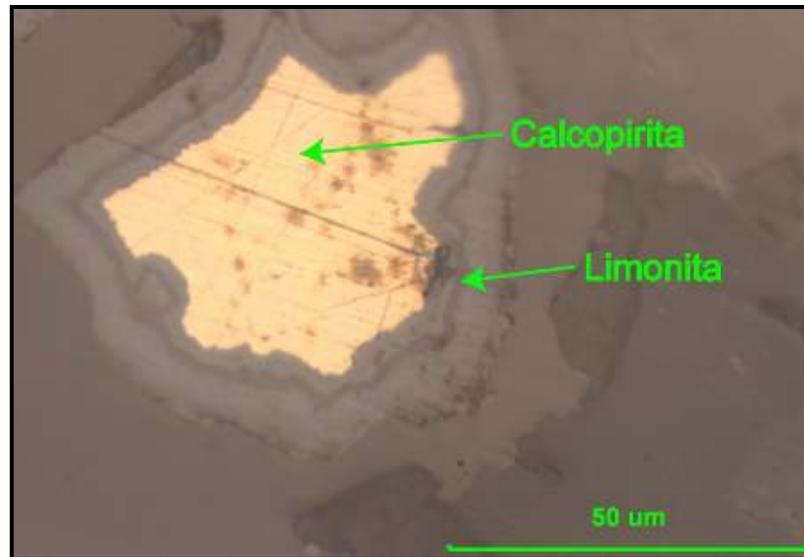


Figura 3.5: Calcopirita con oxidación en su interior y bordes limonitizados (muestra TN0717).

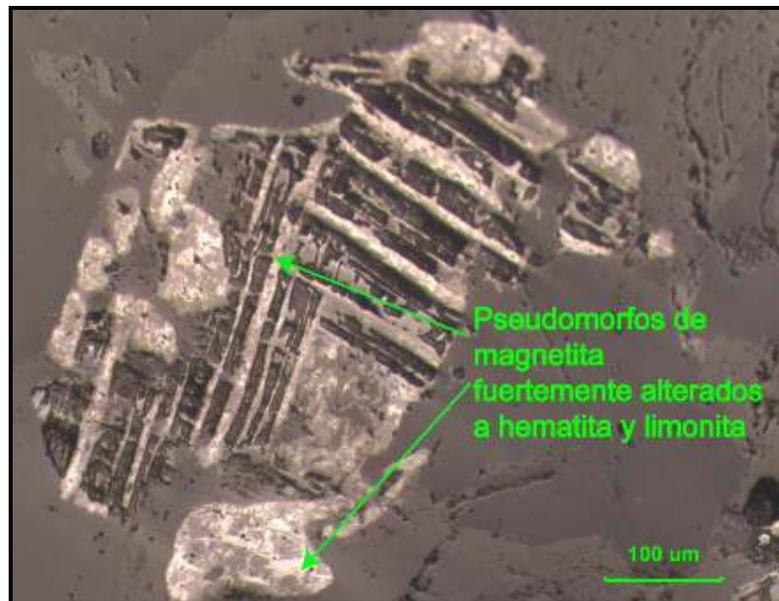


Figura 3.6: Pseudomorfos de hematita, generados por procesos de oxidación deutérica (muestra TN0716).

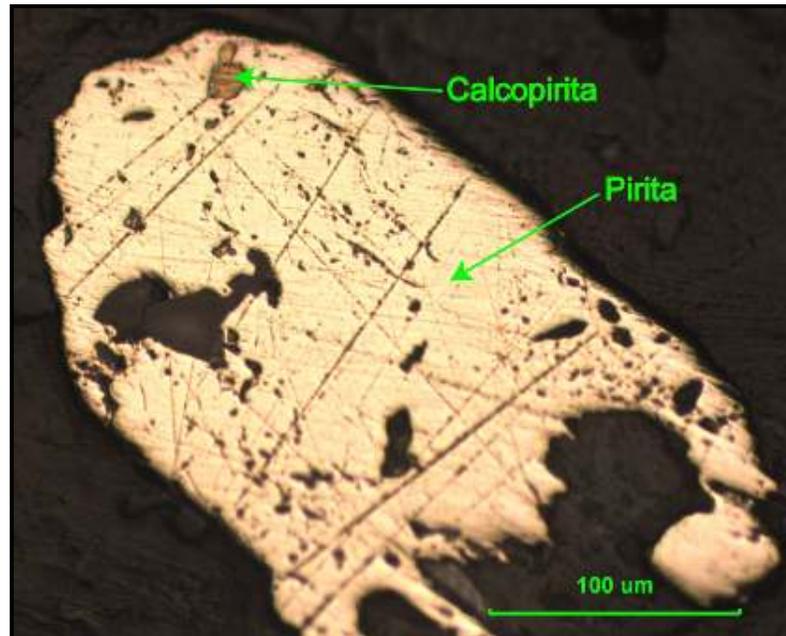


Figura 3.7: Pirita alterada, con inclusiones de calcopirita (muestra TN0719A).

3.4 NIVEL DE GABROS

Este nivel presenta cuerpos de gabros de apariencia masiva o estratificada, piroxenita con pegmatitas de piroxeno de hasta 10 cm y troctolitas. Los gabros están intruídos por diques de distinta composición. La mineralogía observada corresponde a plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, ortopiroxeno en cantidad subordinada y minerales opacos (Avendaño, 2008). También presenta un menor grado de alteración respecto a los anteriores; se puede plantear un metamorfismo de facies esquistoso verde, prehnita – actinolita, pumpellyta – actinolita y cornea de hornblenda (Avendaño, 2008).

Los minerales opacos se distribuyen en forma diseminada en todas las muestras; además, se presentan en pequeños cúmulos (muestras TN0723A y TN0723B), en inclusiones y planos de clivaje en piroxenos (muestras TN0724A, TN0726A1 y TN0726A2) y a lo largo de fracturas en cristales de olivino (muestras TN0724A, TN0726A1 y TN0726A2). El tamaño promedio de los

minerales es entre 0,1 y 0,2 mm, alcanzando en promedio un 2% y con una abundancia máxima de 4%.

La mineralogía encontrada en este nivel corresponde a pirrotina, calcopirita, cubanita, pirita, pseudomorfos de hematita, magnetita, limonita y bornita, y se encuentra en forma hipidiomórfica principalmente, y en algunos casos se encuentran idiomorfos.

En el nivel de gabros, la **pirrotina** se puede observar en todas las muestras, siendo uno de los más abundantes. Se encuentra de forma diseminada principalmente, pero también se ha visto en planos de clivaje de piroxeno (muestras TN0726A1 y TN0726A2), y su color diagnóstico es el rosa crema. El tamaño que presentan los cristales es relativamente similar entre muestras, con un promedio aproximado de 0,1 mm y llegando hasta 0,2 mm. La forma de los cristales es tanto idiomorfa como xenomorfa, y se presenta tanto aislados (TN0722A y TN0722B) como en asociación con otros minerales, como calcopirita, cubanita, bornita y pseudomorfos de magnetita (TN0726A1 y TN0726A2). En algunos casos, la **pirrotina** se encuentra alterada en sus bordes a limonita, en tanto en otros se presenta en asociación con cubanita y bornita. Por otra parte, la **pirrotina** se presenta en asociación con calcopirita en plano de clivajes de piroxenos o bien en cristales diseminados (Figuras 3.8, 3.11, 3.12).

La **calcopirita** se observa en todas las muestras pertenecientes a este nivel y se presenta en una abundancia similar a la pirrotina, se distingue por su color amarillo bronce. Se distribuye de forma diseminada principalmente, pero hay un par de muestras que tienen pequeños cúmulos de este mineral (TN0723A y TN0723B) y otra muestra que lo tiene en planos de clivaje de piroxeno (TN0726A1). El tamaño observado es variable, pero generalmente es de 0,1 mm alcanzando un máximo de 0,2 mm. Los cristales de **calcopirita** son tanto idiomorfos como xenomorfos. Se presentan en cristales aislados, también se observan asociados a otros minerales como pirrotina, cubanita, bornita y limonita. Por lo general, los cristales de **calcopirita** son de bordes regulares, sin embargo en un par de muestras los bordes se encuentran alterados a limonita (TN0722B y TN0723B). La asociación con pirrotina es en forma lenticular, irregular y regular; también se observa con forma lamelar (Figuras 3.8, 3.11, 3.12).

La **pirita** es muy escasa en este nivel y sólo se observa presente en una muestra (TN0723A), se observan de color blanco amarillento. Se encuentra de forma diseminada. Los cristales son pequeños, llegando como máximo a los 0,2 mm. Los cristales de **pirita** son idiomorfos, y presentan inclusiones. No se observan asociados a otros minerales.

La **cubanita** se presenta sólo en algunas muestras pertenecientes a este nivel. Su distribución es generalmente diseminada y son de color gris levemente azulado. Generalmente no superan los 0,1 mm, aunque el tamaño máximo que se observa de algunos cristales es de 0,2 mm. Los cristales de **cubanita** son idiomorfos y se encuentran siempre asociados con otros minerales, principalmente con calcopirita, aunque se ve que en algunos casos está junto a la pirrotina (Figura 3.11).

La **bornita** se presenta solo en algunas muestras del nivel en forma diseminada principalmente y se caracteriza por mostrar un color típico rosado violáceo. Su forma es muy irregular, y su tamaño no supera los 0,1 mm. Se encuentra asociado a otros minerales como la pirrotina y la calcopirita, estando entrecrecidas entre si (Figura 3.12).

La **magnetita** se presenta en algunas muestras de este nivel. Su distribución es diseminada y ocasional con forma regular. El tamaño de los cristales bordea los 0,1 mm y no se observan asociados a otros minerales (Figura 3.9). Al estar frescas, preservan su color diagnóstico gris.

Los **pseudomorfos de magnetita**, al que los minerales descritos anteriormente, se presentan en todas las muestras del nivel de gabros. Su distribución es tanto diseminada como dentro de fracturas de olivino. El tamaño que presentan los cristales varía entre 0,05 mm y 0,2 mm. Los cristales son idiomorfos y xenomorfos. Cristales alongados se concentran principalmente en fracturas en olivino. Su color principalmente es blanco grisáceo, debido a que se encuentran fuertemente alterados a hematita y limonita (Figura 3.10).

La **hematita** se puede observar en algunas muestras de este nivel con su color característico blanco grisáceo. Se presentan en forma diseminada en las rocas, y su forma es principalmente irregular, como producto de alteración de pseudomorfos de magnetita, rellenándolos. Su tamaño no supera los 0,2 mm (Figura 3.10).

La **limonita** es un mineral muy escaso en este nivel, ya que sólo se observa en algunas muestras. Se presenta en forma diseminada y su tamaño no se puede determinar de buena forma debido a la disposición que presentan en la roca. Su forma es irregular, y se encuentra asociada a calcopirita, disponiéndose en los bordes de este mineral; presenta un color gris.

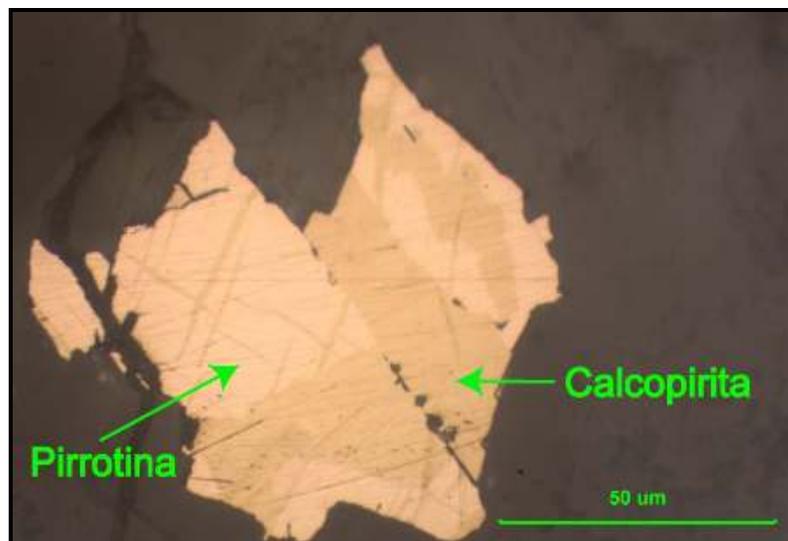


Figura 3.8: Texturas de desequilibrio entre pirrotina y calcopirita (muestra TN0722A)

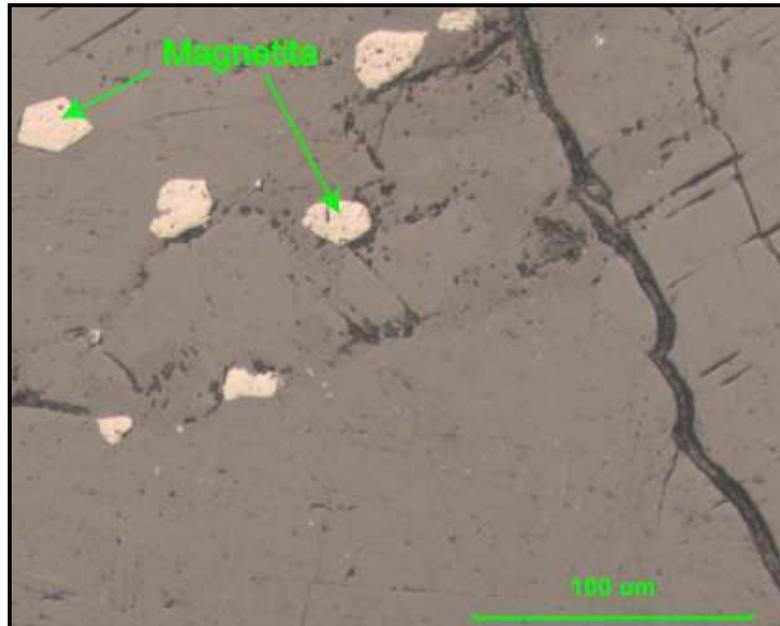


Figura 3.9: Cristales regulares de magnetita (muestra TN0724A).

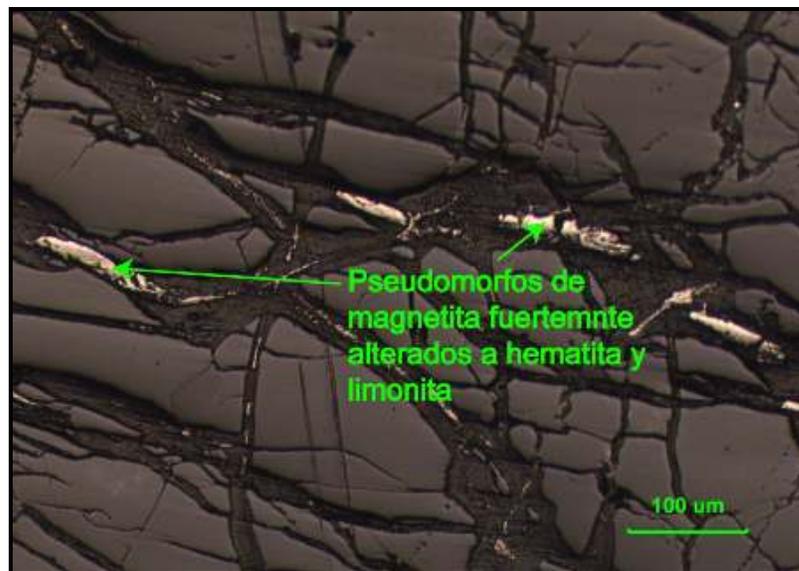


Figura 3.10: Pseudomorfos de hematita en fracturas de cristales de olivino (muestra TN0726A2).

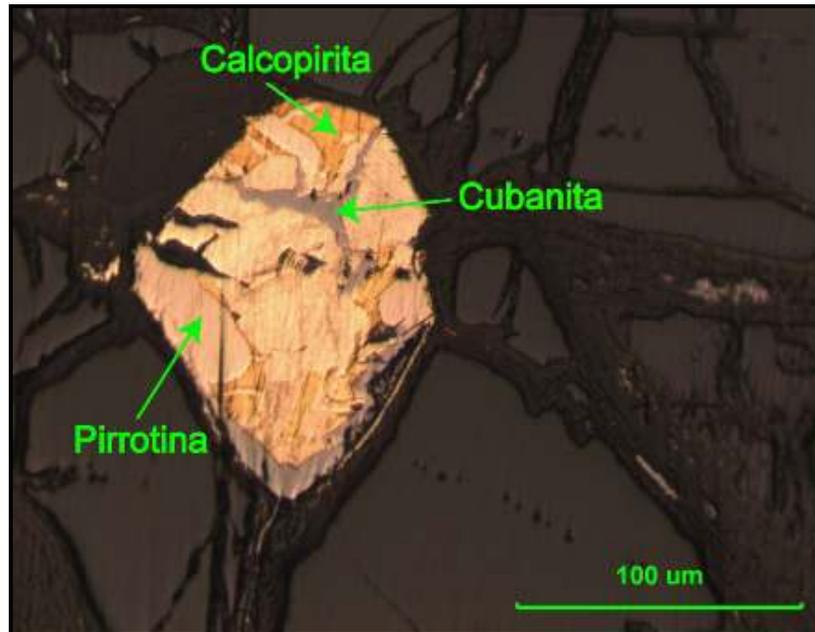


Figura 3.11: Asociación mineral pirrotina – calcopirita – cubanita (muestra TN0726A2).



Figura 3.12: Asociación mineral Calcopirita – Pirrotina – Bornita (muestra TN0722A).

3.5 LAMPRÓFIDOS

Los diques lamprófidos corresponden a rocas con textura porfídica, holocristalina, y fenocristales que alcanzan tamaños máximos de 5 mm. La mineralogía primaria corresponde a hornblenda, olivino, plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Su masa fundamental es equigranular y se compone de plagioclasa y hornblenda principalmente, con minerales opacos en forma subordinada (3%) (Avendaño, 2008). Los minerales primarios se encuentran alterados a calcita, clorita y actinolita.

Los minerales opacos en este nivel se presentan de forma diseminada, y su tamaño no supera los 0,3 mm. Su presencia en las muestras alcanza un 3%. La mineralogía observada en estas rocas corresponde a pirrotina, calcopirita, pseudomorfos de hematita, magnetita y limonita, cuya forma en la roca es primordialmente hipidiomórfico. A continuación se presentan detalladamente las ocurrencias y texturas de dichos minerales. Esto se puede observar también en las figuras 3.13 y 3.14.

La **pirrotina** es observada en ambas muestras de estas rocas. La distribución de este mineral es diseminada y se observa de color rosa crema. Su granulometría es variable, llegando a un tamaño máximo de 0,2 mm en ambos cortes observados. Los cristales de **pirrotina** son principalmente xenomorfos, y se encuentran tanto aislados como en asociación con calcopirita y limonita. Algunos cristales presentan inclusiones.

La **calcopirita** se presenta en las dos muestras analizadas de lamprófidos, se puede distinguir por su color diagnóstico amarillo bronce. Se encuentra diseminada en ambas muestras y principalmente tienen forma irregular. Su tamaño es variable, alcanzando en TN0713A los 0,1 mm y en TN0713B los 0,3 mm. La **calcopirita** se observa asociada a otros minerales en las rocas, como la pirrotina y la limonita (Figura 3.14).

La **magnetita** se presenta en las 2 muestras de este nivel. La forma de los cristales es regular, llegando a los 0,2 mm en tamaño como máximo. Se presentan de forma diseminada. La mayoría no se observa asociado a otro mineral y presentan un color diagnóstico gris (Figura 3.13).

Los **pseudomorfos de magnetita** no son abundantes en este nivel, y se observa en las 2 muestras de diques estudiados. Se presenta principalmente en forma diseminada en las rocas, y su tamaño llega como máximo a los 0,2 mm. Los cristales son idiomorfos y corresponden a cristales fuertemente alterados a hematita y limonita, he ahí el color blanco grisáceo que tienen.

La distribución de la **hematita** en las muestras es diseminada, y se presentan en forma irregular, como producto de alteración de pseudomorfos de titanomagnetita. Su tamaño no supera los 0,1 mm y presentan un color típico blanco grisáceo

La **limonita** es observada en las 2 muestras estudiadas de este nivel. Se presenta en forma diseminada y es muy escaso. Su forma es irregular y se presenta en los bordes de cristales de calcopirita y pirrotina, por esto mismo su forma es muy irregular. Son de color gris.



Figura 3.13: Cristales de magnetita en diques lamprófidos, muestra TN0713B.

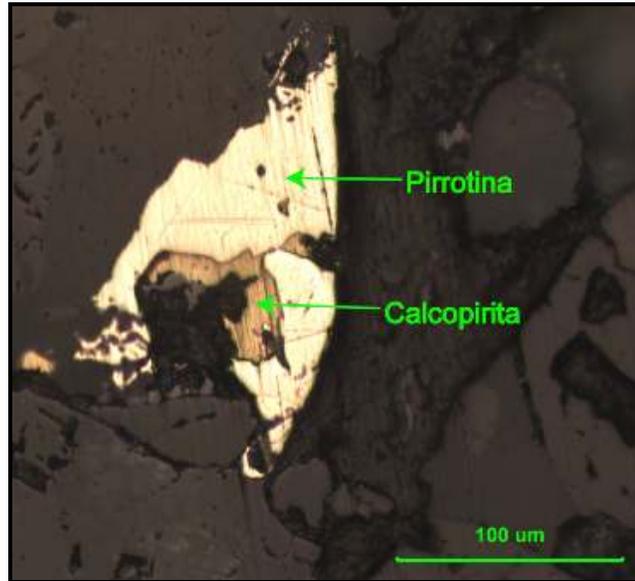


Figura 3.14: Asociación mineral pirrotina – calcopirita, muestra TN0713B.

3.6 DISCUSIONES

La mineralogía observada en los niveles pseudoestratigráficos del Complejo Ofiolítico Tortuga consiste en pirrotina, calcopirita, pirita, cubanita, bornita, magnetita, pseudomorfos de magnetita, hematita y limonita. La presencia de estos minerales en niveles de basaltos, complejo de diques y diabasas, y gabros del COT se puede resumir en la siguiente figura:

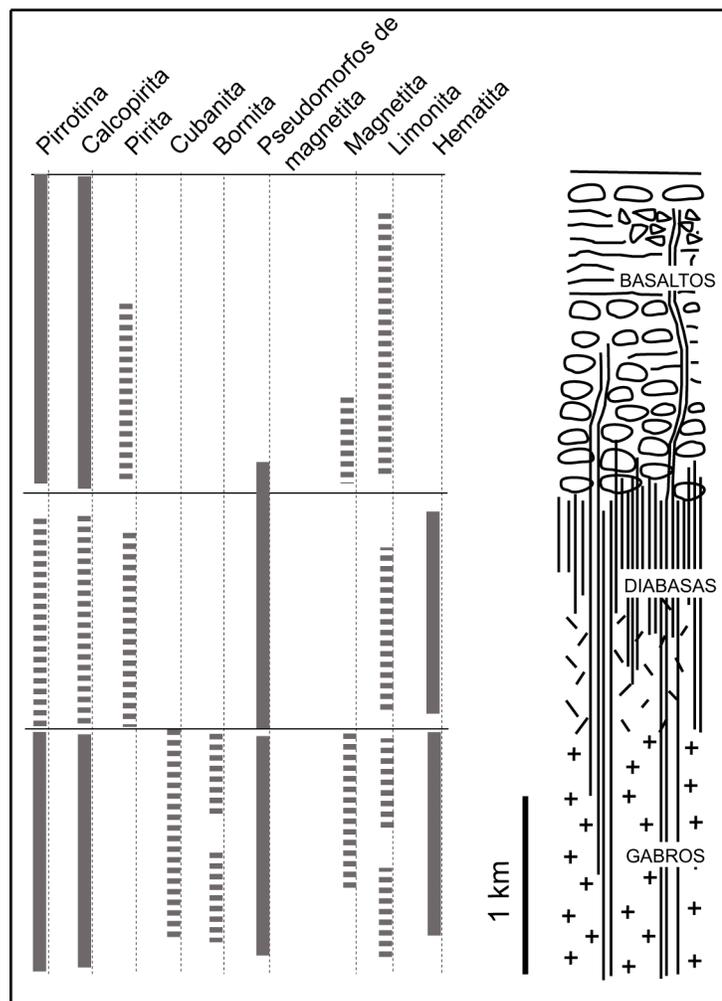


Figura 3.15: Abundancia de minerales opacos en los niveles del COT, sin considerar los diques lamprófidos.

Sulfuros y óxidos se presentan como cristales aislados, sin embargo, en algunas muestras del COT se han observado ya sea como inclusiones, en pequeños agregados, en planos de clivaje de piroxenos y también a lo largo de fracturas en cristales de olivino (esto último se presenta solamente en el nivel de gabros).

En las muestras del COT se observan distintas asociaciones minerales las cuales forman texturas de desequilibrio. Éstas corresponden principalmente a pirrotina - calcopirita, calcopirita - limonita, pirita - limonita, pirrotina - limonita, calcopirita – cubanita – pirrotina y pirrotina – calcopirita – bornita. En tanto, los pseudomorfos de magnetita por lo general no se observan asociados con sulfuros de Fe, pero están asociados a hematita y posiblemente a limonita.

La presencia de calcopirita y pirrotina asociada con limonita es observada en todas las unidades del Complejo Ofiolítico Tortuga. La forma en que se presentan es, en todos los casos, con limonita en bordes de los cristales de pirrotina y calcopirita. La limonita es un oxihidróxido de Fe, de origen secundario que se puede encontrar en todo tipo de rocas. La limonita corresponde a un mineral de alteración producto de minerales que presentan fierro en su estructura (Deer et al, 1962). Dado que tanto la calcopirita (CuFeS_2) como la pirrotina ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$) presentan fierro en su estructura, se sugiere que dichos minerales fueron oxidados y alterados debido a la interacción de las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga con fluidos supérgenos (meteorización), generando limonitas. Esto implicaría que la abundancia relativa de la limonita dentro de dichos minerales se puede asociar al grado de oxidación y meteorización presente en las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga.

En el nivel de gabros, se puede apreciar que el porcentaje de minerales opacos alcanza un máximo de 4%, siendo la mineralogía relativamente similar en todas las muestras observadas. Se observan pseudomorfos de magnetita previa principalmente a lo largo de fracturas de olivino; esto ocurre en la mayoría de las muestras de este nivel. También se describe la presencia de serpentina en asociación con los pseudomorfos de magnetita a lo largo de fracturas de olivino principalmente (Figura 3.16). Se ha planteado que en otras ofiolitas a nivel mundial, la presencia de fluidos oceánicos infiltrados en profundidad durante la expansión oceánica genera un proceso de formación de serpentina que afectan dichas rocas (Nuriel et al, 2009, Delacour et al, 2008, entre otros) y con ello, además de serpentina y otros minerales, se genere magnetita asociada.

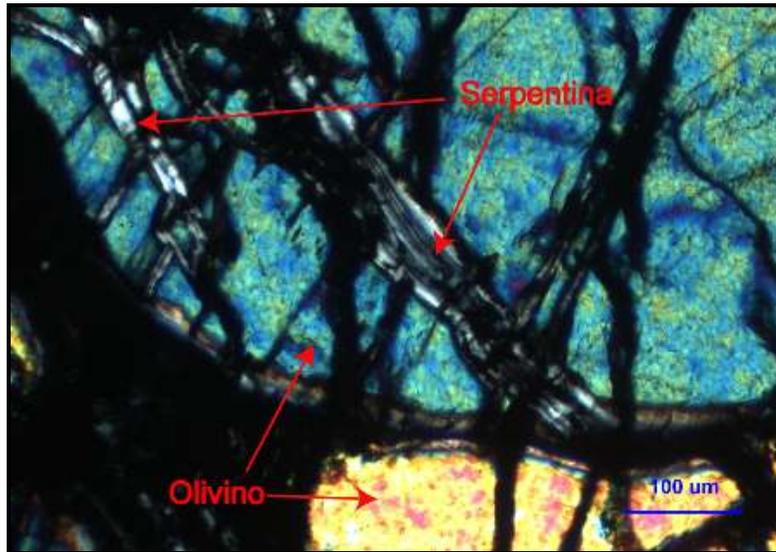


Figura 3.16: Serpentina en fracturas de olivino (muestra TN0726A2).

En tanto, en el nivel de diabasas y diques la presencia de minerales opacos es mayor que en el resto de las rocas, llegando incluso al 8% de la muestra. La presencia de pseudomorfos de magnetita en este nivel es mayoritaria respecto al resto de los minerales opacos, que son sulfuros. Además, se observa que en un par de muestras del nivel de basaltos y en muestras del nivel de gabros la magnetita se presenta asociada a minerales primarios como la plagioclasa y los piroxenos. Por tanto se plantea que el origen de este mineral es primario, asociado al enfriamiento mismo de la roca. La alteración a hematita estaría asociada a procesos secundarios que afecten a las rocas del COT durante su historia geológica.

Para el origen de los sulfuros se pueden plantear varias hipótesis. En particular, en este trabajo se plantean tres, las cuales son: (1) presencia de black smokers (similar a la formación de depósitos tipo Sulfuros Masivos Volcanogénicos), (2) metamorfismo de fondo oceánico asociado a la interacción de fluidos oceánicos con la roca de caja y (3) intrusión de cuerpos ígneos de diferentes edades en la zona. Estas hipótesis serán desarrolladas con mayor detalle en los párrafos siguientes.

Los depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos (conocidos como VMS en inglés), son generalmente cuerpos estratiformes de sulfuros que se originan en los fondos oceánicos debido a

la interacción de fluidos hidrotermales con el agua oceánica, y se asocian principalmente con rocas volcánicas (Herrington et al, 2005); este contraste en la temperatura y composición genera la precipitación de minerales, principalmente sulfuros, en distribución estratiforme (Figura 4.15). En Chile se han descrito depósitos de este tipo en la zona costera de la XII región en el cuerpo Cutter Cove (Vivallo, 2000), el que se ubica aproximadamente a 300 km al NW de Isla Navarino, además de la presencia de VMS en Tierra del Fuego y en el sur de Argentina; esto permite plantear en primera instancia la posible formación de VMS durante la evolución de la CRV.

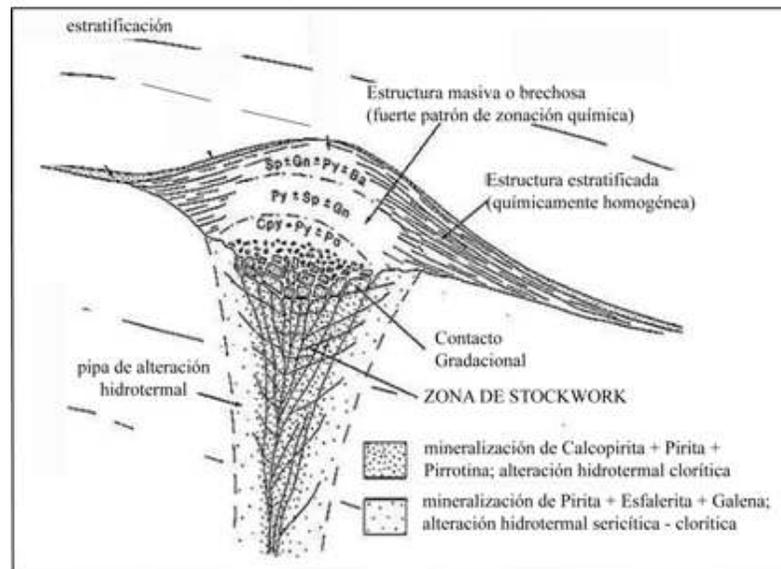


Figura 3.17: Modelo clásico de formación de un VMS.

Los depósitos de VMS presentan por lo general pirrotina, pirita, y calcopirita, lo que se asemeja bastante a lo observado en las rocas pertenecientes al COT. Sin embargo, dichos depósitos también presentan como minerales principales a la galena y la esfalerita, las cuales no se han distinguido en ninguna de las muestras observadas; junto con esto se plantea que los VMS son abundantes en pirita, cosa que en los cortes observados no es tal; de hecho, la escasa presencia de sulfuros en estas rocas es escasa como para plantear que son VMS.

Además, los VMS típicos presentan una distribución estratiforme de la mineralogía. Si bien se puede plantear parcialmente zonas mineralógicas en el COT, estas no se asemejan en forma significativa a lo observado en los depósitos de VMS. Otra razón importante con la cual se descarta este origen para la mineralogía del COT es la distribución textural de dichos minerales, ya que en el COT son escasos y están diseminados en las muestras o como inclusiones, y en planos de clivaje de otros minerales.

La segunda hipótesis acerca del origen de los sulfuros del COT tiene relación con el metamorfismo de fondo oceánico. Avendaño (2008) determinó que todos los niveles del Complejo Ofiolítico Tortuga presentan algún grado de metamorfismo, el cual se define principalmente en 4 facies (pumpellyita - actinolita, prehnita - actinolita, esquistos verdes y ceolitas), lo que indicaría que estas rocas son afectadas por condiciones de temperatura máxima cercana a los 400 °C y presiones cercanas o inferiores a los 3 Kbar.

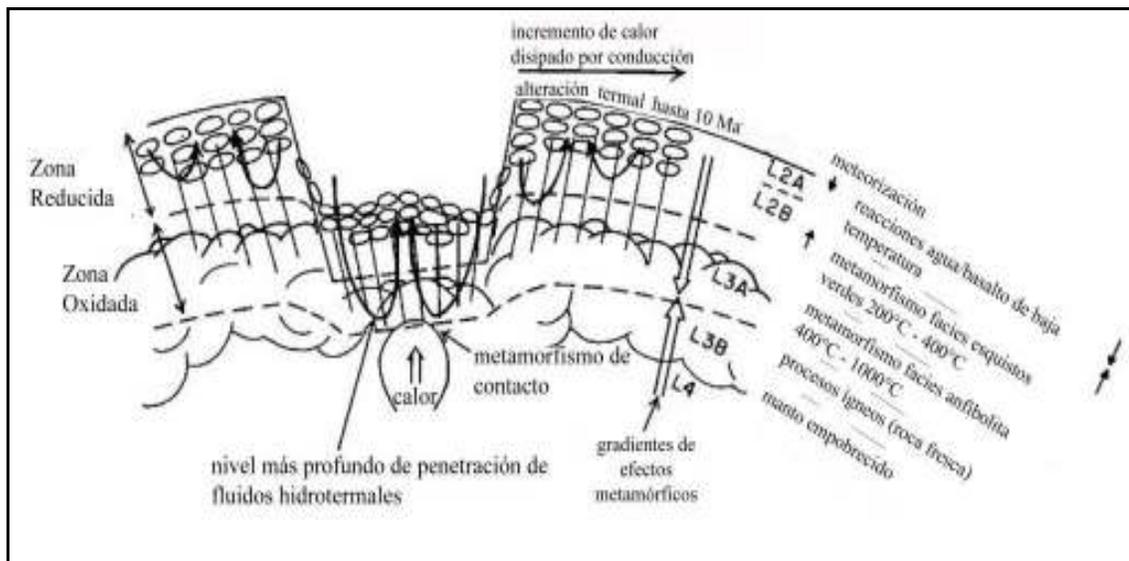


Figura 3.18. Modelo de metamorfismo de fondo oceánico planteado para ofiolitas en Chile (modificado de Stern et al, 1976).

En las rocas del COT, se ha observado que sulfuros como pirrotina, pirita y calcopirita, se encuentran asociados con ciertos minerales típicos del metamorfismo de fondo oceánico que afectan dichas rocas, como epidota, prehnita, mica blanca, clorita, calcita y titanita (Figuras 4.19,

4.20, 4.21). Como no se observan bordes de reacción ni otro indicio de desequilibrio entre minerales en los cortes estudiados, se puede plantear que los minerales nombrados anteriormente se encuentran en estado de equilibrio y se habrían formado en el mismo proceso que los minerales del metamorfismo. En consecuencia, se puede inferir que estos sulfuros, en todos los niveles pertenecientes al Complejo Tortuga, se habrían depositado durante el metamorfismo de fondo oceánico.

En otras ofiolitas a nivel mundial, se ha observado la formación de sulfuros asociados a procesos relacionados con aguas oceánicas y el metamorfismo asociado. Coish (1977) plantea que la circulación hidrotermal de aguas oceánicas calientes cercanas a un ridge de expansión de tipo oceánica genera metamorfismo de fondo oceánico en las rocas de la Ofiolita Betts Cove (Newfoundland), con formación de sulfuros (pirita y calcopirita); en tanto, Chapman & Spooner (1977) utilizan el enriquecimiento en la razón isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los depósitos de sulfuros para plantear la interacción de las rocas de la Ofiolita Troodos con fluidos oceánicos que circulan en convección hidrotermal, a partir de los cuales precipitan los sulfuros allí. Estos datos ayudan a potenciar esta hipótesis como la originadora de los sulfuros observados en el COT.

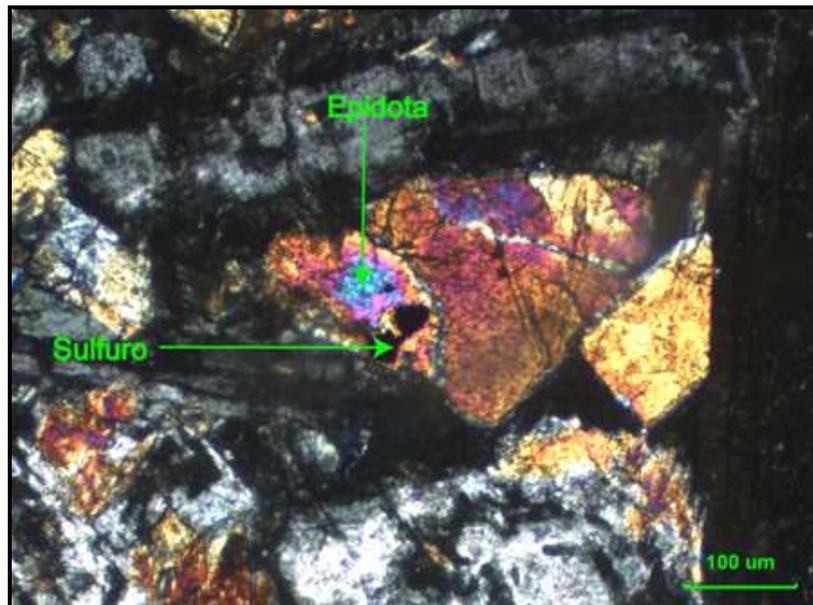


Figura 3.19: Cristales de sulfuros en contacto con epidota, muestra TN0705C.

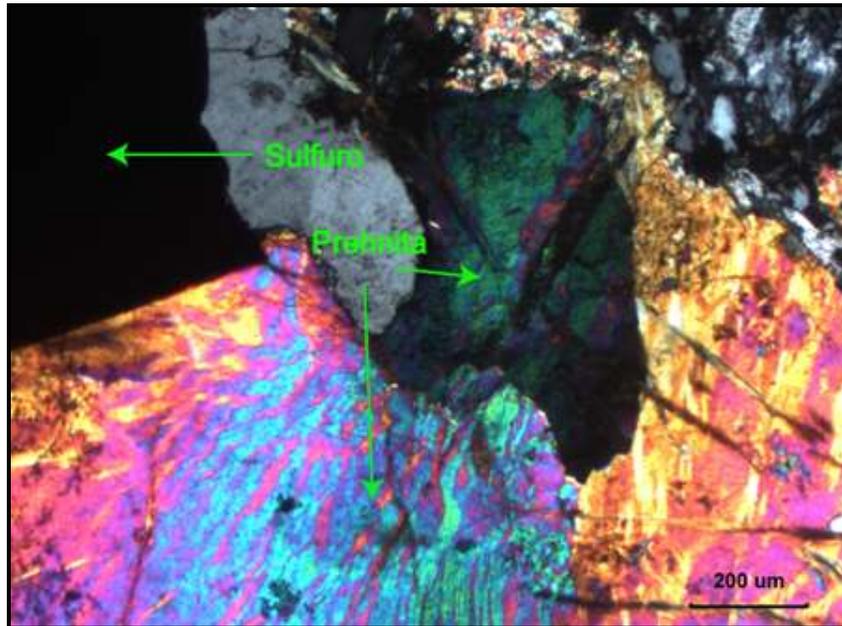


Figura 3.20: Cristal de sulfuro en contacto con prehnita, muestra TN0717.

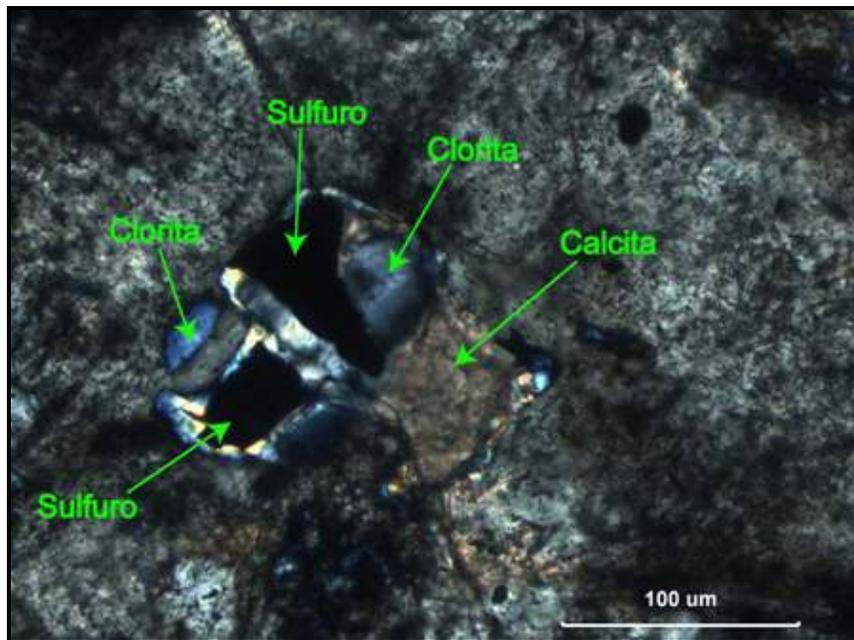


Figura 3.21: Cristales de sulfuros en contacto con clorita y calcita, muestra TN0726A2.

El tercer origen que se plantea para la génesis de los minerales del COT es la acción de fluidos provenientes de intrusiones que afecten las rocas. Al intruir un plutón, éste libera fluidos los

cuales se extienden alrededor de la intrusión; en otras palabras, los fluidos pueden afectar a un halo alrededor del intrusivo. Esto produciría un cambio en las condiciones físicoquímicas de la roca hospedante, con la consecuente generación de otros minerales.

Se plantea que este es el origen de la mineralización observada en la muestra TN0708A, la cual es algo diferente a las demás. En terreno se observa un leve bandeamiento de minerales los cuales se pueden atribuir a la influencia de un plutón paleoceno que las afecta. Para el resto de las muestras no se puede descartar este como un origen para la mineralización, pero la hipótesis siguiente parece ser más coherente con lo observado en el estudio petrográfico realizado.

La presencia de algunas asociaciones minerales en las rocas del COT se puede explicar de diversas formas. Por ejemplo, en el nivel de gabros, se observa que, además de pirrotina y calcopirita se presentan minerales como la cubanita y la bornita. Deer et al (1962) plantean que la cubanita se podría originar debido a la separación de fases en el enfriamiento de calcopiritas ricas en Fe; esto ayudaría a explicar la asociación pirrotina – calcopirita – cubanita observada en varias muestras de este nivel.

Las texturas de desequilibrio observadas se pueden explicar por cambios de composición de fluidos y de variables como la presión o temperatura. Esto puede ocurrir ya sea durante el metamorfismo de fondo oceánico considerado como un proceso gradual, de larga duración en Ma; o bien considerando distintos pulsos de fluidos asociados al metamorfismo de fondo oceánico.

En el COT se observan algunos minerales con Fe en su estructura, como la pirrotina, la magnetita, entre otros. Estos minerales presentan un comportamiento diferente a otros minerales con Fe como la piritita o la limonita, ya que la pirrotina y la magnetita tienen propiedades magnéticas. La configuración de minerales magnéticos en la roca permite retener la señal magnética adquirida en el último evento geológico que la haya afectado superando la temperatura de Curie. Los resultados obtenidos indican que las rocas del COT presentan señales magnéticas apropiadas para realizar estudios paleomagnéticos e interpretar posibles rotaciones o traslaciones latitudinales de las rocas del COT. Esto a pesar de que el tamaño observado de dichos minerales nos indicaría que la señal que pueden retener no es buena, debido a que es

multidominio al menos en el nivel de gabros. Pero el mismo hecho de que se puedan observar a tamaño microscópico, permite no descartar su presencia en tamaños de grano imperceptibles para el microscopio, los cuales entrarían en el rango adecuado para retener señales magnéticas de los eventos geológicos que afectan al COT durante su formación y emplazamiento.

3.7 CONCLUSIONES

La presencia de sulfuros como la pirrotina, la calcopirita y la pirita, entre otros, se asocia a procesos de metamorfismo de fondo oceánico, en donde los fluidos provenientes principalmente de aguas oceánicas interactúan con las rocas del COT para su génesis.

La presencia de pseudomorfos de magnetita a lo largo de fracturas de olivino se puede asociar a un proceso de serpentización ligada a un proceso tardimagmático o bien al proceso de metamorfismo de fondo oceánico que afecta al COT durante su emplazamiento.

La presencia de magnetita de forma regular y los pseudomorfos de magnetita observados en todos los niveles del COT se pueden asociar a procesos primarios de formación de la roca.

La presencia de limonita observada en los distintos niveles del COT, asociada principalmente a sulfuros de Fe, se puede asociar con un proceso de oxidación y meteorización sufrido por las rocas del COT posterior a la exhumación de ellas a la superficie.

La presencia de texturas de desequilibrio se puede ligar a procesos asociados al metamorfismo o bien a distintos pulsos de fluidos durante el metamorfismo.

La abundancia relativa de minerales opacos que presenta la muestra TN0708A (ubicada en fiordo Kranck) respecto al resto de las muestras del nivel de basaltos del COT indica que dicha mineralogía se generó por un origen diferente al resto de las rocas; en particular, se asocia a la acción de fluidos ligados a la intrusión de un cuerpo ígneo de edad Paleocena; dicha intrusión afectó a las rocas presentes en Península Hardy generando la mineralogía con las características observadas.

En los niveles del COT se pueden observar algunos minerales de interés magnético, como la pirrotina y la magnetita. Su presencia es relevante ya que presentan propiedades magnéticas que les permiten retener el magnetismo del último evento que las haya afectado. Es por ello que las rocas del COT son apropiadas para realizar estudios paleomagnéticos.

CAPÍTULO 4: PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y PALEOMAGNETISMO

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan datos de propiedades magnéticas y paleomagnetismo determinados en 22 muestras obtenidas en 12 sitios en distintos niveles pseudoestratigráficos del Complejo Ofiolítico Tortuga. Datos in-extenso de cada muestra utilizada en este estudio se encuentran en el Anexo C.

Las muestras se recolectaron en una campaña de terreno realizada en el año 2007 al sector de Isla Navarino (Figura 5.1). La zona muestreada se ubica entre los $55^{\circ}10'$ – $55^{\circ}23'$ latitud sur y los $67^{\circ}50'$ – $68^{\circ}40'$ longitud oeste, y se extrajeron bloques orientados, los cuales fueron posteriormente tratados en laboratorio, con el fin de extraer los especímenes que son utilizados en este estudio. En dicha campaña se obtuvieron 22 bloques orientados, todos pertenecientes a rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga, de los cuales 11 corresponden al nivel de basaltos (a su vez, estos se subdividen en 9 muestras de basaltos y 2 de diques lamprófidos), 4 muestras del nivel de diques y diabasas, y 7 del nivel de gabros.



Figura 4.1: Mapa de sitios utilizados en este estudio.

Se elaboraron los especímenes estándar para estudios paleomagnéticos, de 2,2 cm de largo. Con una perforadora y posteriormente con una sierra diamagnética, se generaron en un principio 271 especímenes, de los cuales son 175 originales y 96 utilizados como duplicados.

Todas las muestras fueron denominadas con el código TN07XXX, en donde XXX corresponde al sitio de donde fueron sacadas (por ejemplo, TN0724A), pero para diferenciar los especímenes originales de los duplicados, se agrega al final de número de espécimen la letra A para el original y la B para el duplicado. (Ejemplo: TN0724A08A, TN0724A08B). Para el trabajo en los programas de análisis de datos, se hizo algunas modificaciones a esta nomenclatura. Los especímenes fueron analizados tanto en el laboratorio de paleomagnetismo del INGEODAV, en la Universidad de Buenos Aires como en el laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Para determinar el origen de la magnetización de estas rocas, se procedió a realizar el lavado magnético a los especímenes, en el que se utilizaron 2 técnicas: desmagnetización termal y desmagnetización mediante campos alternos (AF) (cf. Marco Teórico). En primera instancia se realizó un lavado piloto a un par de especímenes por muestra mediante ambas técnicas, lo que permite comparar el comportamiento de los especímenes. De esta forma, se definió que la mejor

respuesta de ellos se obtenía mediante la técnica de campos alternos (AF), y por ello los especímenes restantes fueron desmagnetizados mediante esta técnica. Así, se obtienen datos de inclinación y declinación magnética in situ. En terreno se observó una orientación de posible paleohorizontal en terreno, asociada a un “magmatic layering” obtenido en el nivel de gabros. Dicho dato es **98/60** (regla de la mano derecha); sin embargo, se ha optado por no considerar este dato como corrección por pendiente dado que no es un dato convincente para definirlo como paleohorizontal en un cuerpo intrusivo.

Junto con lo anterior, se realizó un estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en todas las muestras, en un promedio de 7 especímenes por muestra, con el cual se puede obtener información acerca de la petrofábrica de los minerales magnéticos presentes en las muestras, además de datos acerca de posibles foliaciones y lineamientos que presenten dichas rocas.

La integración de los datos obtenidos de lo anterior mediante métodos estadísticos permite la interpretación adecuada de los datos paleomagnéticos obtenidos. Para ello, los datos fueron procesados en distintos programas; mientras los datos de remanencia magnética se trabajaron en el programa Súper IAPD99, para al AMS en tanto se utilizó el programa Anisoft 4.2.

A continuación, se presentan los resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio, separados en 4 grupos principales que serán analizados con detalle: basaltos, enjambre de diques y diabasas, gabros y lamprófidos.

4.2 BASALTOS

En este nivel se obtuvieron 11 muestras, las cuales pertenecen a 4 sitios (TN0705, TN0706, TN0708, TN0712). La litología corresponde principalmente a basaltos almohadillados y basaltos masivos, que tienen en promedio un 3% de minerales opacos perceptibles al microscopio, a excepción de la muestra TN0708A, que presenta cerca de un 8% de opacos (pirrotina y

magnetita principalmente). En total corresponden a 53 especímenes. Las muestras se distribuyen principalmente por Seno Grandi, Península Señoret y Península Hardy (ver Figura 4.1).

La magnetización remanente natural (MRN) en este nivel es por lo general baja, variando entre los 2,5 y 35 mA/m. Esto se puede observar en la mayoría de los especímenes, salvo un espécimen de la muestra TN0706A que presenta valores de MRN de 1820 mA/m, y todos los especímenes de la muestra TN0708A que fueron estudiados, que presentan una intensidad entre 95 y 350 mA/m. Esto se puede observar con mayor detalle en el anexo B y en la tabla 4.I.

Al igual que la MRN, se observa que los valores de susceptibilidad en estas rocas son bajos, con valores entre 3×10^{-4} y $7,5 \times 10^{-4}$. Sin embargo, nuevamente se aprecia valores diferentes para la muestra TN0708A, que presenta hasta 2 órdenes más que el resto del nivel. Lo anterior se puede observar en la tabla siguiente:

Tabla 4.I: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para el nivel de basaltos.

Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0705A	-55° 12' 54.6''	-67° 54' 23.3''	8	4,57	$6,7 \times 10^{-4}$
TN0705B	-55° 12' 56.6''	-67° 54' 19.6''	4	5,52	$6,6 \times 10^{-4}$
TN0705C	-55° 12' 50.6''	-67° 54' 19.4''	5	10,94	$5,7 \times 10^{-4}$
TN0706A	-55° 13' 8.6''	-67° 52' 39.7''	4	53,22	10×10^{-4}
TN0706B	-55° 13' 7.5''	-67° 52' 37.8''	4	2,47	$5,8 \times 10^{-4}$
TN0706C	-55° 13' 9.0''	-67° 52' 42.6''	7	8,46	$7,4 \times 10^{-4}$
TN0708A	-55° 22' 8.3''	-68° 34' 7.9''	3	218,31	220×10^{-4}
TN0712A	-55° 14' 16.9''	-67° 53' 3.2''	8	9,58	$5,5 \times 10^{-4}$
TN0712B	-55° 14' 16.9''	-67° 53' 3.2''	9	4,23	$5,4 \times 10^{-4}$

Basaltos

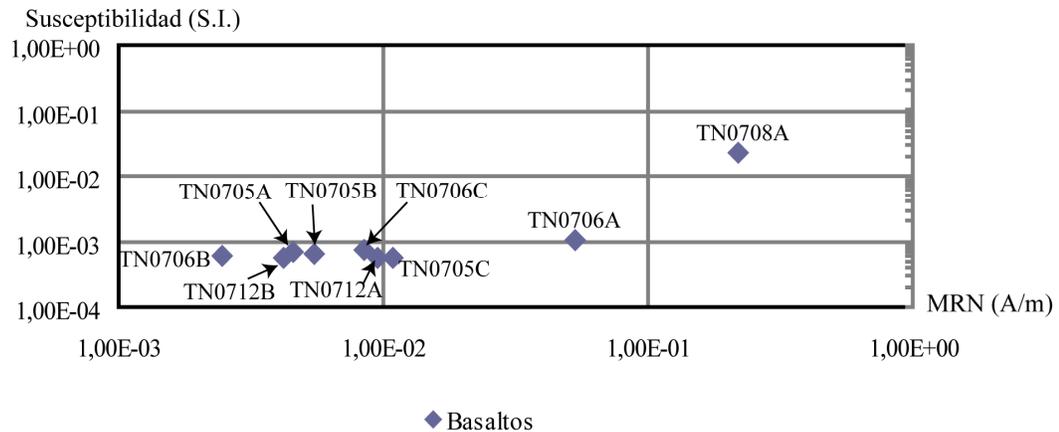


Figura 4.2: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para el nivel de basaltos.

Como se mencionó anteriormente, se utilizaron especímenes piloto para determinar qué técnica de desmagnetización permitiría obtener mejores resultados paleomagnéticos. En este caso, se observa que el método de campos alternos era el más efectivo respecto al termal. La mayoría de las muestras presentan un decaimiento constante de la intensidad de la magnetización remanente con el aumento del campo; sin embargo, hay algunas muestras que presentan un comportamiento anómalo, en donde se ven oscilaciones de la intensidad con la variación del campo aplicado. Esto influye directamente en la posible observación del vector magnético en los diagramas de Zijderveld y también en la interpretación de la mineralogía portadora de la magnetización para dichas muestras.

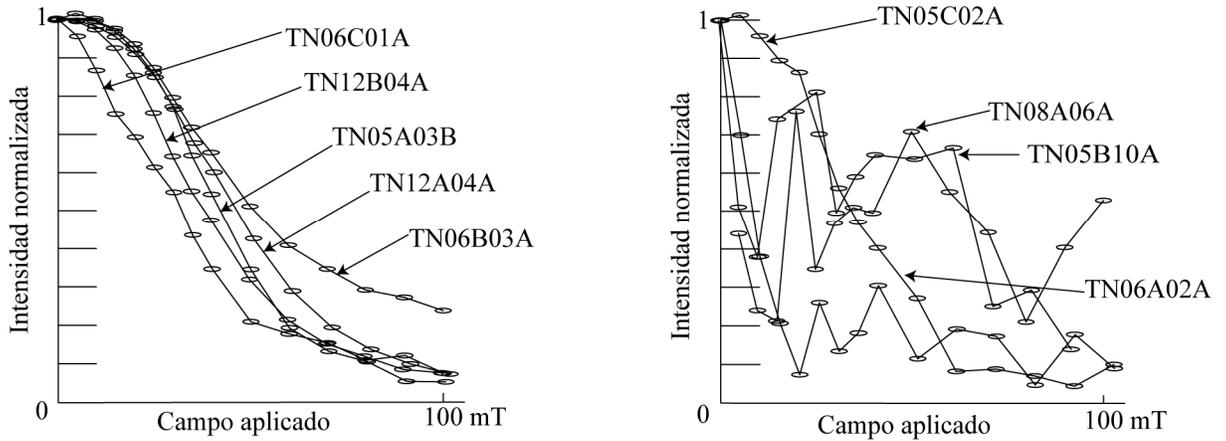


Figura 4.3: Diagrama de variación de la intensidad de la magnetización respecto al campo aplicado. Se puede observar el comportamiento anómalo de algunas muestras del nivel (derecha).

La figura anterior, más lo observado a nivel de especímenes (mayor detalle se puede ver en el anexo B), indicaría que, al menos para las muestras que presentan un buen decaimiento (TN0712A, TN0712B, TN0705A, TN0706B), la fase dominante que porta la magnetización es magnetita o bien titanomagnetita baja en Ti, posiblemente de tamaño dominio simple o dominio pseudo simple. En tanto, en las muestras que presentan un comportamiento oscilante, se puede observar que la magnetización cae drásticamente en los primeros pasos de la desmagnetización, lo cual se podría atribuir a magnetita multidominio.

Los diagramas de zijderveld permiten distinguir componentes de magnetización sólo en algunas muestras, esto es debido principalmente a la gran dispersión observada en algunos diagramas de algunas muestras. En las muestras TN0705A, TN0706B, TN0706C, TN0712A y TN0712B se pueden determinar componentes, en algunos casos queda bien definida solo 1 componente pero en su mayoría se observan 2 componentes del vector magnético, como se observa en la Figura 4.4. En tanto, en el resto de las muestras de este nivel se observa una gran dispersión de los datos lo que impide definir alguna componente magnética.

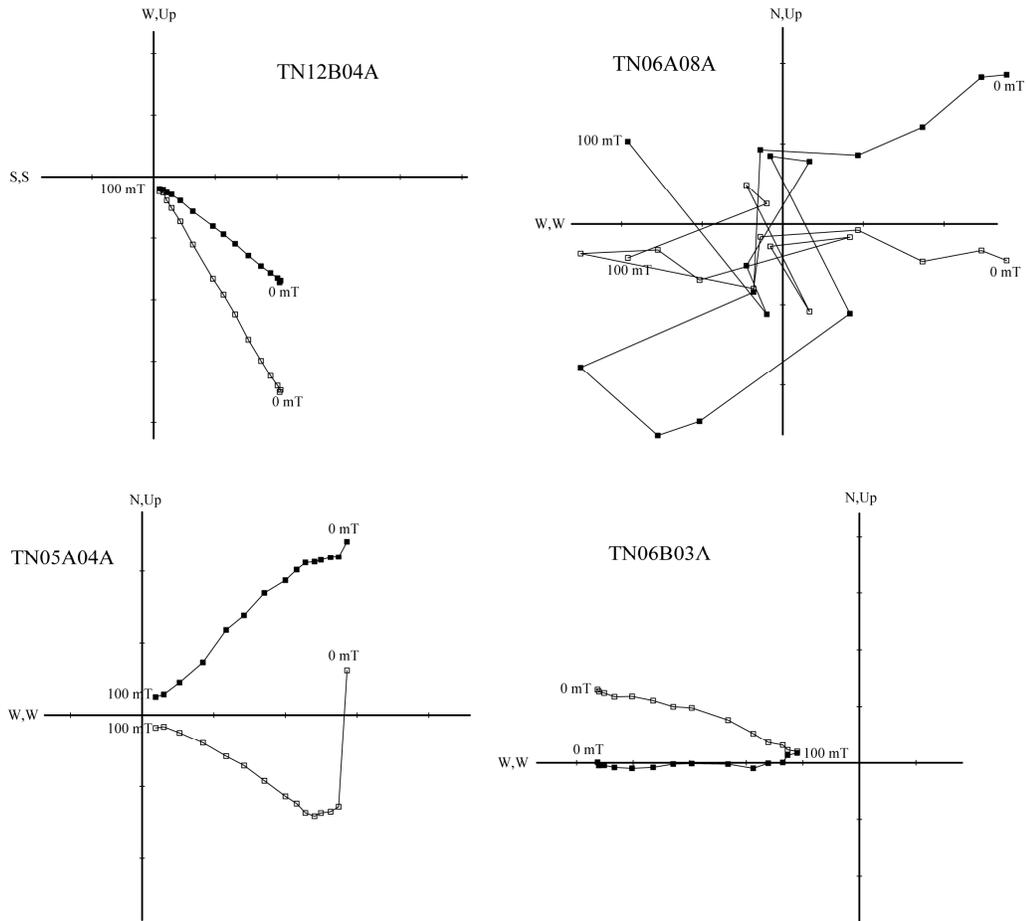


Figura 4.4: Diagramas de zijderveld para especímenes del nivel de basaltos; se pueden observar tanto las componentes viscosas como la componente principal a nivel de espécimen, también la alta dispersión en algunos casos.

Un caso particular de la gran dispersión en los datos paleomagnéticos se puede apreciar con la muestra TN0708A. En esta muestra, se realizaron 2 especímenes piloto con desmagnetización termal y 3 con AF, y dada la gran dispersión observada, se optó por descartar esta muestra para análisis posteriores. Se puede apreciar en la Figura 4.5 el comportamiento que presenta el diagrama de zijderveld, indicando una amplia variación en las direcciones obtenidas. Además, la curva de variación de la intensidad de la remanencia con el campo magnético muestra que es una muestra muy inestable, ya que en un par de especímenes presenta una disminución muy grande de la intensidad (atribuible a magnetita multidominio) y posteriormente presenta alzas y

disminuciones de la intensidad, mientras que otros especímenes presentan en todo su comportamiento un alza y decaimiento de la intensidad.

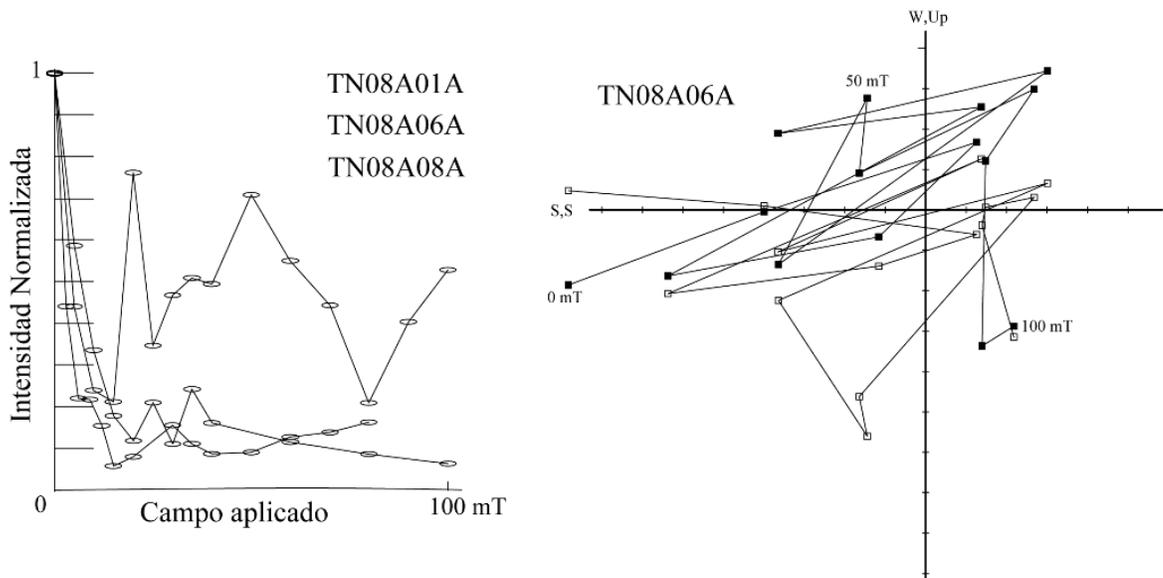


Figura 4.5: Curva de variación de la intensidad de magnetización remanente durante la desmagnetización por campo alternos (izquierda) y diagrama de zijderveld para uno de los especímenes del sitio TN0708A (derecha).

Los datos paleomagnéticos en este nivel muestran que, se tienen tanto valores positivos como negativos en la inclinación, lo cual indica que se presentan ambas polaridades en este nivel. Además, como se planteó con anterioridad, en algunas muestras de este nivel la respuesta magnética no es buena, y esto queda muy bien reflejado en los estereogramas de algunos sitios, como se ve en la Figura 4.6.

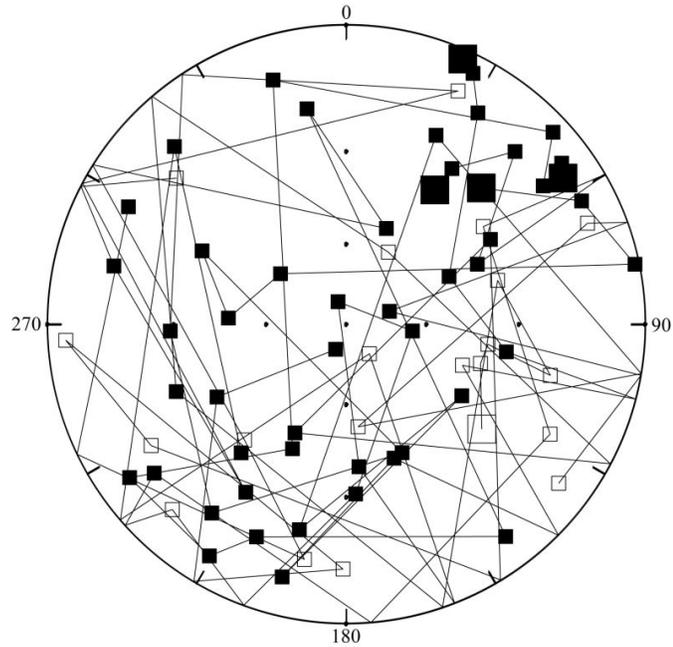


Figura 4.6: Distribución de datos de declinación e inclinación para los especímenes de la muestra TN0706A, nivel de basaltos.

4.3 DIQUES Y DIABASAS

Se recolectaron 4 muestras pertenecientes al nivel de diques y diabasas. Corresponden principalmente a cuerpos diabásicos que presentan cerca del 8% de minerales opacos, los cuales son principalmente pseudomorfos de magnetita con evidencias de martitización. Dichas muestras se encuentran cercanas al cerro tortuga (TN0716, TN0717, TN0719A y TN0719B en la Figura 5.1). El total de especímenes utilizados es de 25.

El nivel de enjambre de diques y diabasas presenta valores de MRN, en 3 de 4 muestras, bastante similares respecto a los basaltos analizados con anterioridad, oscilando entre los 10 y los 17 mA/m. La muestra TN0716 presenta valores algo diferentes, con un orden de magnitud mayor respecto al resto del nivel, ya que fluctúa entre los 135 y 175 mA/m.

La susceptibilidad observada para estas rocas es similar respecto a los basaltos y los lamprófidos, presentando la mayor susceptibilidad la muestra TN0716, alcanzando $8,52 \times 10^{-4}$

(SI), mientras que el resto presenta valores levemente menores, pero del mismo orden de magnitud, como se puede observar en la tabla 4.II.

Tabla 4.II: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para el nivel de enjambre de diques.

Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0716	55° 12' 0.1''	68° 8' 8.5''	6	155,55	$8,5 \times 10^{-4}$
TN0717	55° 12' 0.3''	68° 8' 5.9''	8	16,21	$8,3 \times 10^{-4}$
TN0719A	55° 11' 7.2''	68° 7' 13''	3	16,78	$6,4 \times 10^{-4}$
TN0719B	55° 11' 7.2''	68° 7' 13''	8	12,4	$6,4 \times 10^{-4}$

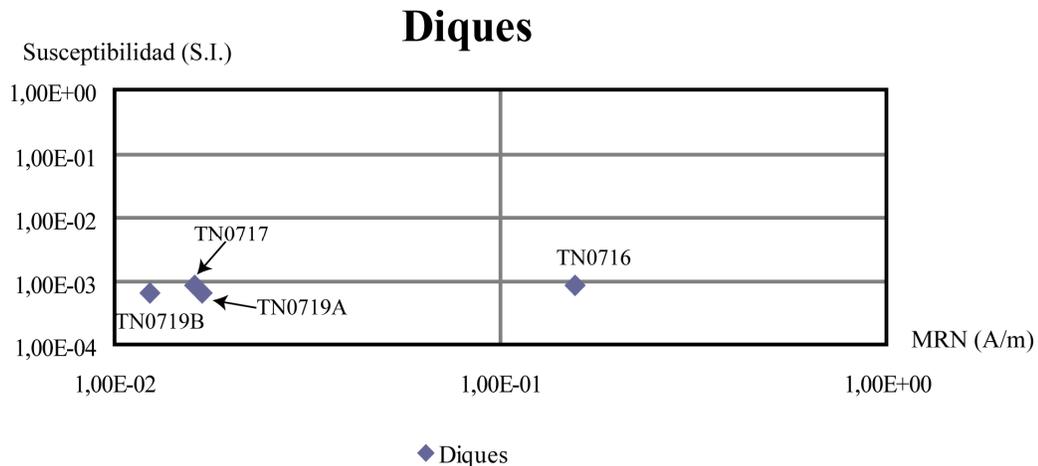


Figura 4.7: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para el nivel de diques y diabasas.

Todas las muestras de este nivel presentan un comportamiento muy similar al recibir el lavado magnético, el cual fue por campos alternos debido a la mejor respuesta obtenida respecto al térmico. Esto se puede observar en la Figura 4.8, en donde se hace una comparación de las curvas de intensidad de magnetización remanente respecto al campo aplicado entre las 4 muestras del nivel de diques. Además, en las mismas muestras, se tiene que todos los especímenes entre si tienen un comportamiento semejante al observado en la Figura 5.8, lo que hace pensar en primer lugar en la homogeneidad que presentan las rocas, y en segundo lugar, la posible presencia de la misma mineralogía dominante en todas ellas.

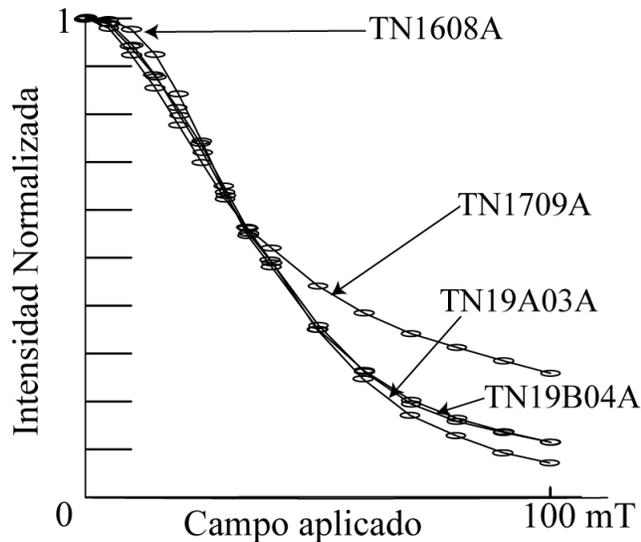


Figura 4.8: Variación de la intensidad de la magnetización remanente mediante desmagnetización AF, para el nivel de enjambre de diques.

La forma cóncava de las curvas observadas permite plantear que la fase dominante para las muestras del nivel de diques y diabasas corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en contenido de Ti. La leve diferencia observada entre las distintas muestras en cuanto al decaimiento de la intensidad de puede asociar a una leve diferencia de tamaño de grano que pueden presentar dichos minerales magnéticos en las rocas. Se pueden asociar a tamaños de grano que caen dentro del rango de dominio simple o dominio pseudo simple.

En este nivel, de los diagramas de zijderveld de la Figura 4.9 se puede observar que en una muestra se presenta un componente en todos los especímenes (TN0716), en tanto en el resto de las muestras de este nivel se distingue al menos un componente y por lo general son 2. La componente de bajo campo, atribuible a una componente viscosa está determinada entre 0 y 5 mT, aunque en algunos casos se observa a las 40 mT, mientras que la componente de alto campo se observa desde dichos valores hasta el campo aplicado final (100 mT como máximo), en dirección al origen, pero sin llegar a él en la mayoría de los casos.

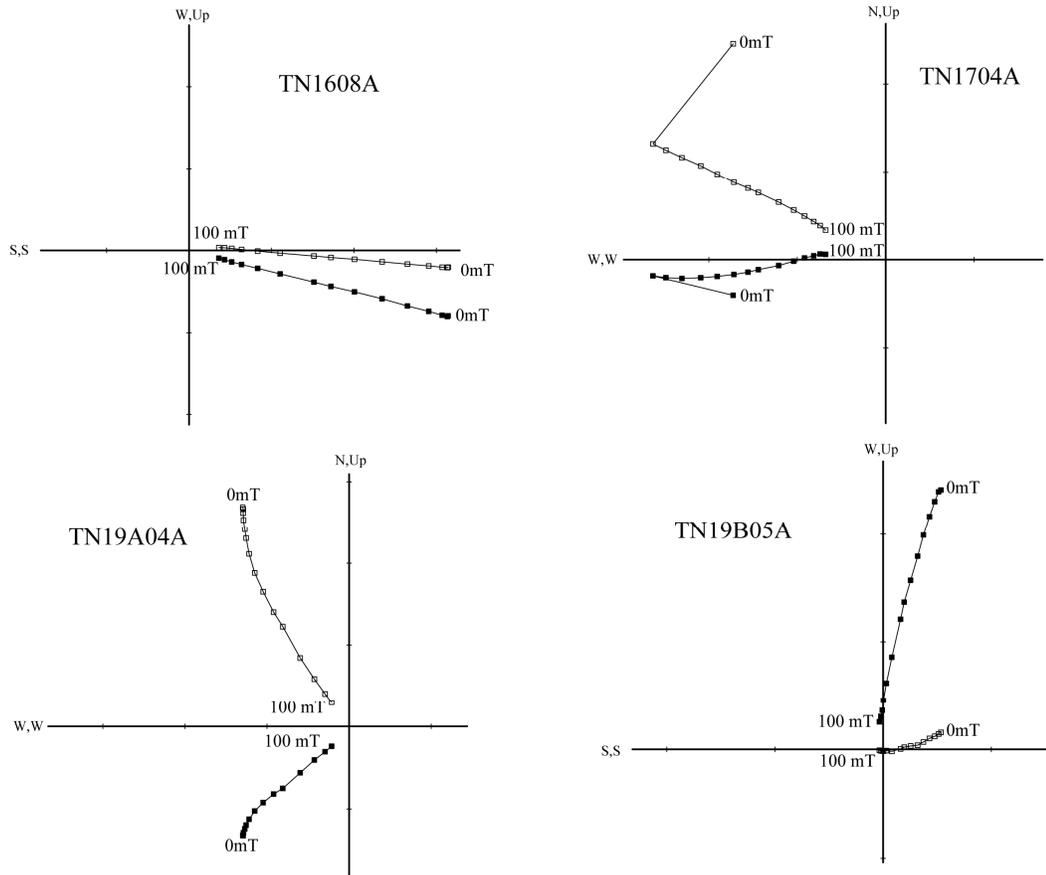


Figura 4.9: Diagramas de zielderveld para muestras del nivel de diques. Se puede apreciar la presencia de 1 sola componente, y también de 2 componentes.

Al igual que en los niveles anteriores, se puede observar que los valores de inclinación en los diques y diabasas registran las dos polaridades, siendo la predominante la polaridad normal. El ángulo de inclinación es variable, llegado en una muestra a -15° y en otros a -70° . La muestra TN0717 es la única que presenta polaridad inversa, con valores bajos de inclinación.

4.4 GABROS

En este nivel, se obtuvieron 7 muestras principalmente en la costa oeste de Isla Milne Edwards. La litología de estas rocas es principalmente gabros de olivino y piroxeno, y troctolitas de piroxeno. La cantidad de opacos en estas muestras no supera el 4% y se constituye principalmente de pirrotina, calcopirita y pseudomorfos de magnetita. En total son 53 especímenes los estudiados.

Por lo general, en los gabros se observan valores de MRN de un orden de magnitud superior respecto al resto de los niveles observados anteriormente. Salvo la muestra TN0722B, que tiene valores de MRN entre 10 y 75 mA/m, el resto de las muestras supera los 500 mA/m como valor mínimo, llegando incluso en algunas muestras a los 9000 mA/m, como es el caso de la muestra TN0724A.

El valor observado de la susceptibilidad para estas rocas es también un orden mayor respecto a las demás, encontrándose la muestra TN0722B como la que presenta un valor mas pequeño ($6,7 \times 10^{-4}$). En tanto, el resto tiene valores entre 40×10^{-4} y 150×10^{-4} . Esto se puede observar en la Tabla 4.III.

Tabla 4.III: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para el nivel de gabros.

Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0722A	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	8	2532,62	150×10^{-4}
TN0722B	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	8	41,60	$6,7 \times 10^{-4}$
TN0723A	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	6	1541,20	57×10^{-4}
TN0723B	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	7	1184,48	15×10^{-4}
TN0724A	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	7	7765,00	150×10^{-4}
TN0726A1	55° 11' 22.1''	68° 19' 21.4''	8	684,17	44×10^{-4}
TN0726A2	55° 11' 22.1''	68° 19' 21.4''	9	622,44	37×10^{-4}

Gabros

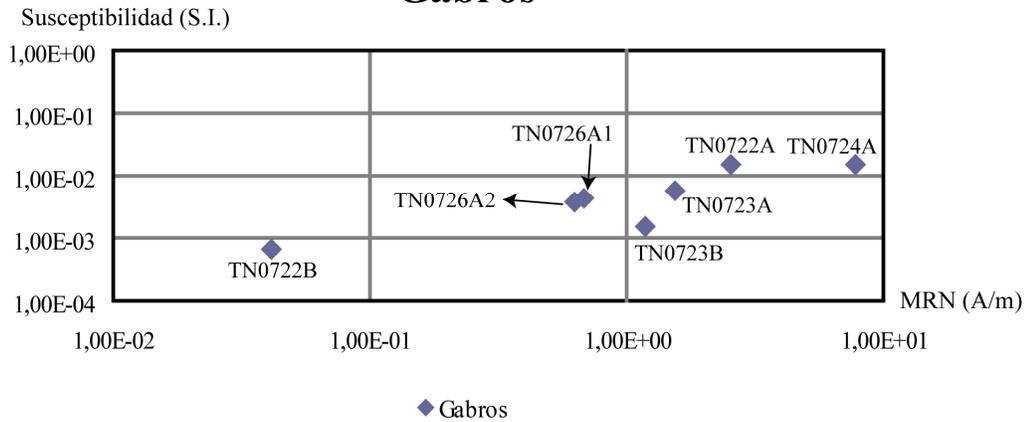


Figura 4.10: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para el nivel de gabros.

Al igual que en todos los niveles anteriormente mencionados, se realizó un lavado piloto con desmagnetización térmica y campos alternos. En este caso, con las 2 técnicas se obtenían buenos resultados en cuanto a comportamiento, pero para seguir con el procedimiento respecto a los otros niveles, se desmagnetizó el resto de los especímenes con campos alternos. Sin embargo, llegando a 120 mT, la desmagnetización no fue completa, quedando incluso en algunos especímenes cerca de un 30% de intensidad retenida. Es por ello que en algunos especímenes de este nivel se procedió, posterior al lavado a 120 mT, a realizar un lavado térmico, desde 500 a 580° para observar el comportamiento a esa temperatura. Esto se puede ver en la Figura 4.11.

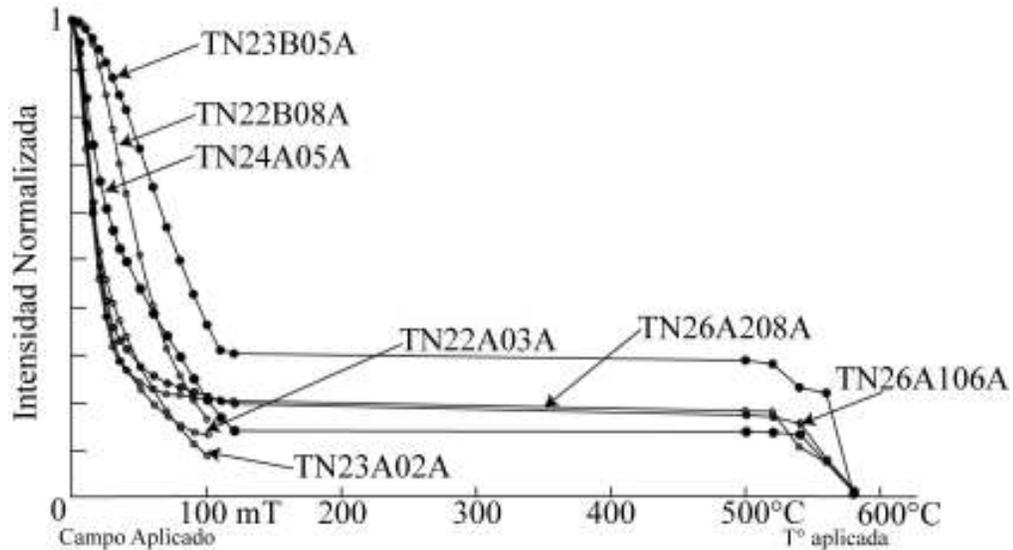


Figura 4.11: Curva de decaimiento de la intensidad de la magnetización vs campo alterno (hasta 120 mT) y termal (desde 500° a 600°).

A nivel de especímenes, éstos en cada muestra presentan comportamientos similares en el decaimiento de la intensidad, esto permite plantear una cierta homogeneidad a nivel de muestra. Las muestras en sí muestran un comportamiento relativamente similar en la caída de la intensidad. Las muestras lavadas a altas temperaturas muestran un decaimiento sustancial de la intensidad entre los 500 y 580°, lo cual indica la presencia de magnetita o bien titanomagnetita bajo en Ti como fase dominante de la magnetización. La variación entre las curvas de cada muestra se puede provocar por diferencias en tamaños de grano de los minerales portadores, al igual que se plantea en los diques, ya sean dominio simple, pseudo simple o bien multidominio.

En todas las muestras pertenecientes a este nivel se distinguen al menos 2 componentes en los diagramas de *zijderveld* (Figura 4.12). En algunos casos se pueden distinguir 3 componentes (como en la muestra TN0724A) e incluso 4 componentes (muestras TN0726A1 y TN0726A2). Las componentes de menor campo observadas oscilan entre los 0 y los 30 mT, posiblemente viscosa; en tanto las componentes principales observadas están entre los 40 mT a los 100 mT o bien son de alta temperatura, definiéndose entre los 500 y 600°C.

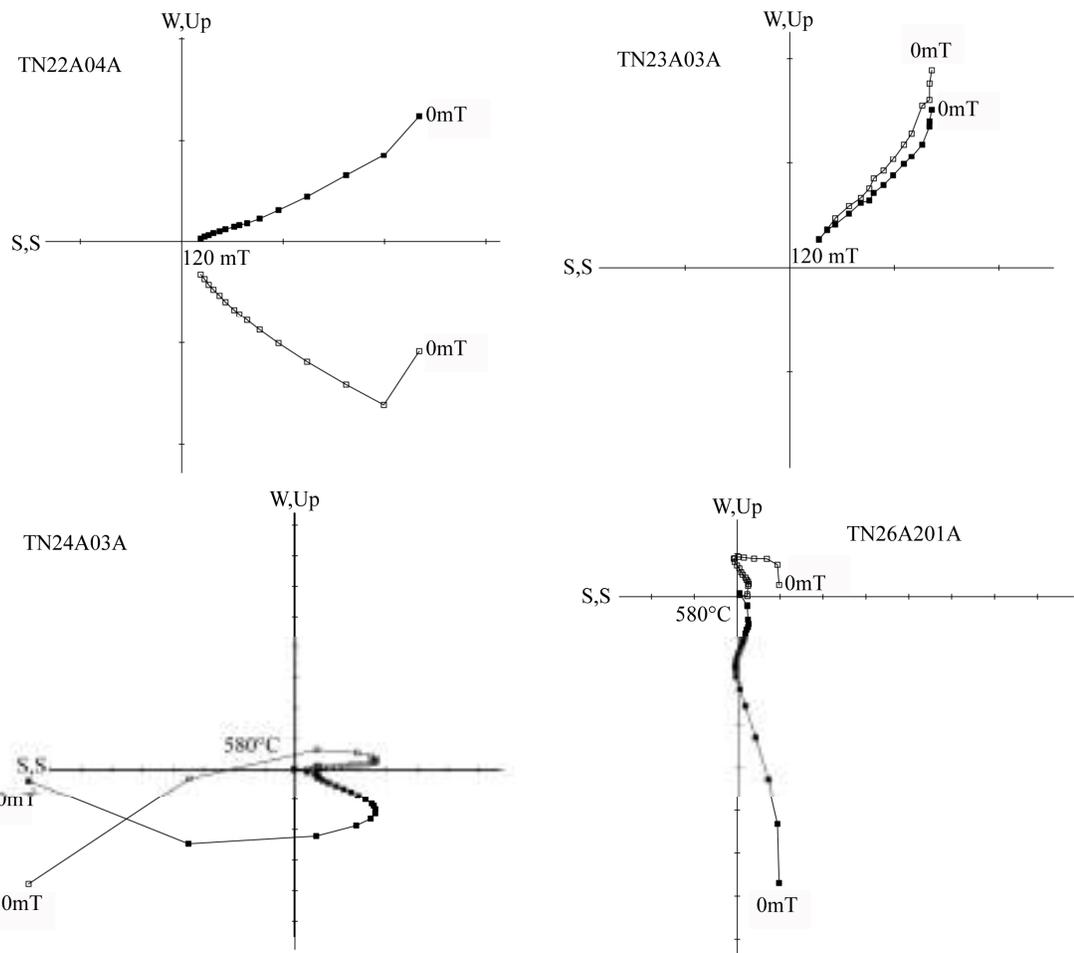


Figura 4.12: Diagramas de zijderveld para muestras del nivel de gabros. Se puede apreciar la presencia de 2 y 3 componentes al menos en estas muestras.

A diferencia de las otras unidades del COT, los gabros presentan en todas las muestras una dominancia de inclinación negativa en sus datos, lo que lleva a plantear una polaridad normal para las muestras de este nivel. El ángulo de inclinación es variable.

4.5 LAMPRÓFIDOS

Se tienen 2 muestras de un dique de lamprófido (TN0713A en el borde, TN0713B en el centro del dique), ambas se encuentran ubicadas en el sector de Seno Grandi. En total, abarcan 18 especímenes estudiados. Presentan un porcentaje de opacos que no supera el 3% y se componen principalmente de pirrotina y pseudomorfos de magnetita a escala microscópica.

Los lamprófidos presentan una MRN similar a la observada para el nivel de basaltos, ya que los valores oscilan entre 20 y 40 mA/m, a excepción de un espécimen de la muestra TN0713A que presenta valores cercanos a los 150 mA/m (especimen TN1304A).

En cuanto a la susceptibilidad, los valores obtenidos para las muestras de lamprófidos es levemente mayor a lo observado en el nivel anterior, ya que los valores alcanzados varían entre los $7,5 \times 10^{-4}$ (TN0713A) y los $9,9 \times 10^{-4}$ (TN0713B). Una comparación entre los datos obtenidos de MRN y susceptibilidad para ambas muestras en la Figura 4.13.

Tabla 4.IV: Posición, intensidad de magnetización promedio y susceptibilidad promedio para los diques lamprófidos.

Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0713A	55° 14' 16.9''	67° 53' 3.2''	10	41,48	$7,7 \times 10^{-4}$
TN0713B	55° 14' 16.9''	67° 53' 3.2''	8	25,18	$9,8 \times 10^{-4}$

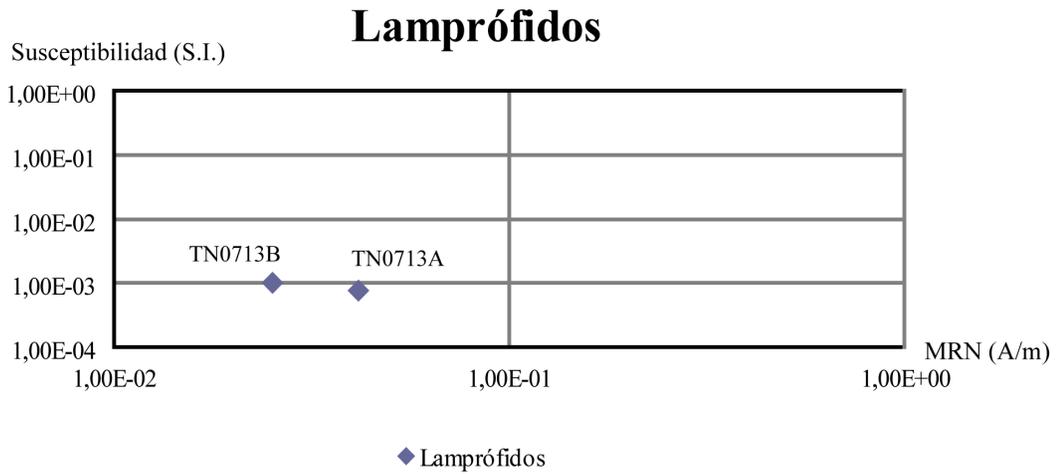


Figura 4.13: Gráfico MRN vs. Susceptibilidad para los diques lamprófidos.

Al igual que con los basaltos, la desmagnetización por campos alternos resultó entregar una respuesta mejor respecto a la desmagnetización térmica, es por ello que finalmente se utilizó la primera técnica para el resto de los especímenes. Las muestras de este nivel parecen ser relativamente homogéneas, dado que el comportamiento que presentan los especímenes en la variación de la intensidad de la magnetización con el campo alternante es muy similar tanto entre los especímenes como entre ambas muestras (ver Figura 4.14).

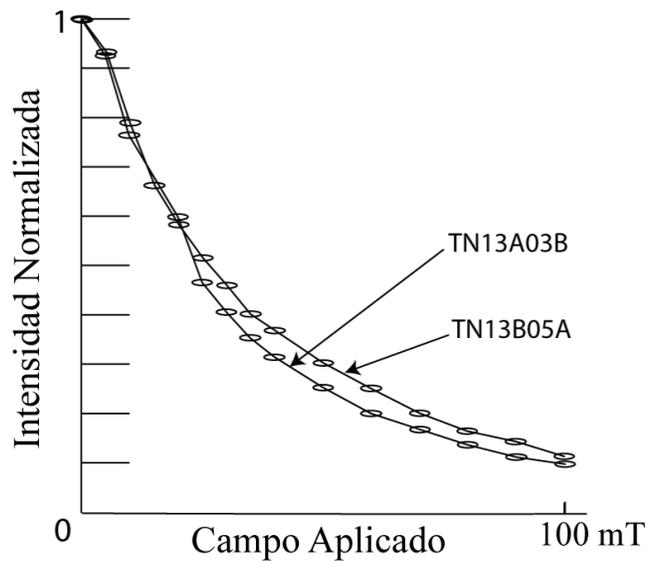


Figura 4.14: Variación de la intensidad de la magnetización remanente mediante desmagnetización AF, para los lamprófidos.

Según lo observado en la Figura anterior, además del resto de estos diagramas para cada espécimen, indicarían que la fase dominante portadora de la magnetización en este nivel corresponde a magnetita o bien titanomagnetita pobre en Ti, la que posiblemente sea de tipo dominio simple o pseudo dominio simple.

Del proceso de desmagnetización por campos alternos se puede observar que en algunos especímenes en ambas muestras presentan una componente viscosa de bajo campo la cual es obliterada de los especímenes a las 5 mT por lo general, para pasar a una magnetización en una dirección llegando al origen. En otros especímenes en cambio, se presenta sólo una componente desde 0 a 100 mT que llega cerca del origen.

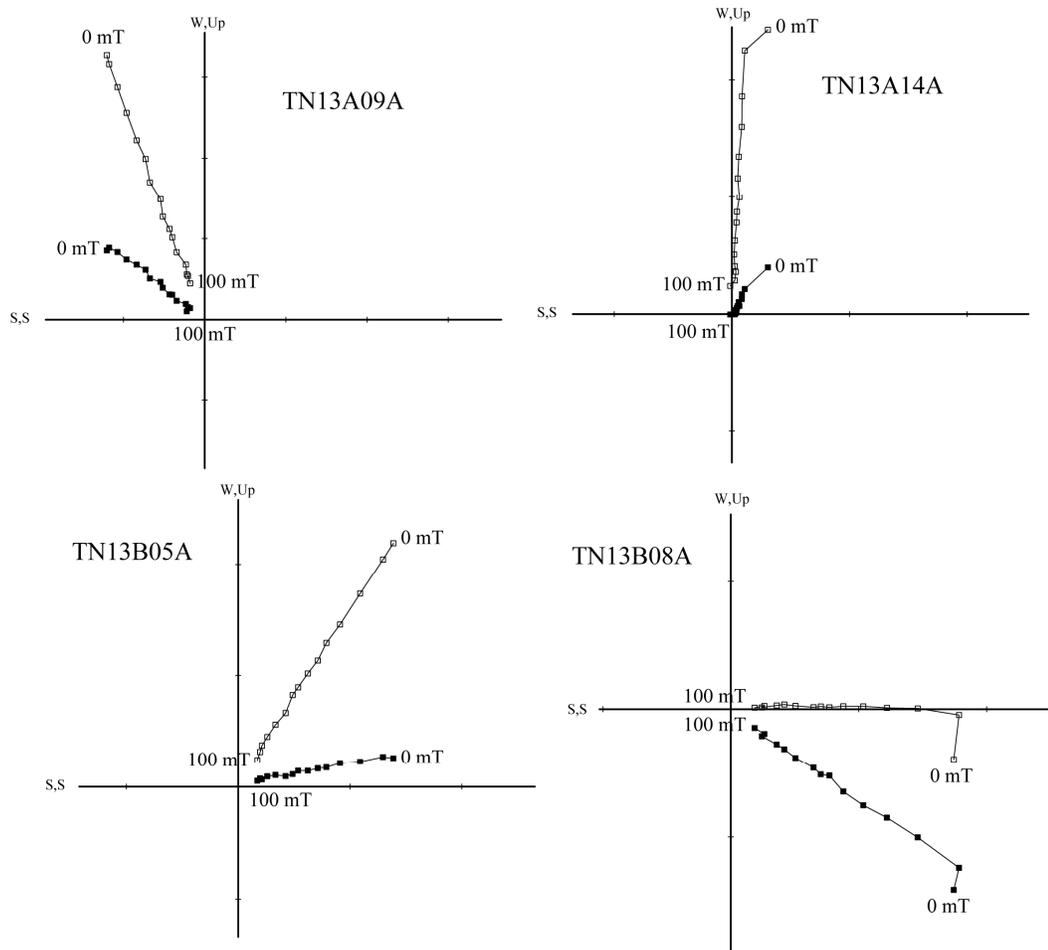


Figura 4.15: Diagramas de zijderveld para especímenes de las muestras TN0713A y TN0713B; se pueden observar tanto las componentes viscosas como la componente principal a nivel de espécimen.

En los diques, se observan datos tanto de polaridad normal como polaridad inversa. Los datos de polaridad normal presentan una inclinación aproximada de -70° y se ven en la muestra TN0713A; en tanto los de polaridad inversa tiene un valor cercano a 15° y están en la muestra TN0713B.

4.6 DISCUSIONES

En las muestras estudiadas del Complejo Ofiolítico Tortuga, se puede observar que en la mayoría de ellas se obtiene una buena señal magnética, caracterizada por una curva de decaimiento de la intensidad cóncava, la cual se puede asociar a una mineralogía en particular. En este caso, se asocia la señal magnética a magnetita, la que es de tamaño variable, presentándose como multi dominio, dominio pseudo simple o bien dominio simple. Una comparación de las curvas de desmagnetización mediante el método de campos alternos (AF) asociada a distintos tamaños de grano de magnetita se puede apreciar en la Figura 4.16. Se puede ver que son similares a lo observado en algunas muestras del Complejo Ofiolítico Tortuga en cuanto a concavidad y variación de la intensidad con el aumento del campo aplicado.

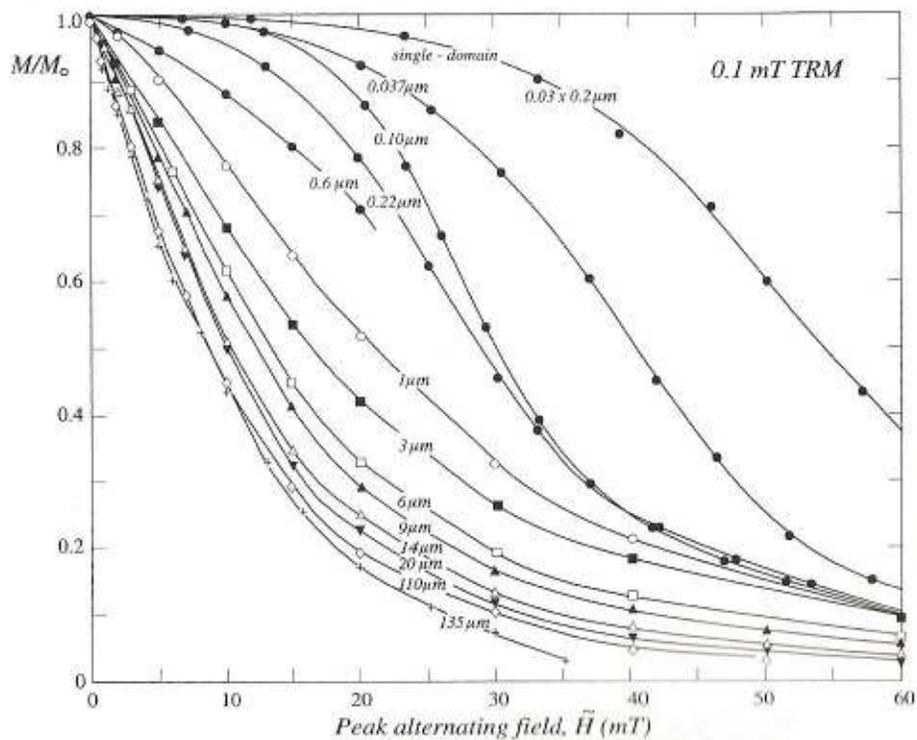


Figura 4.16: Variación de la intensidad magnética mediante la desmagnetización por campos alternos para distintos tamaños de grano de magnetita (modificado de Dunlop & Ozdemir, 1997).

Como se planteó en el párrafo anterior, la señal magnética es buena y se puede asociar a magnetita o bien titanomagnetita pobre en Ti. Se destaca el hecho de que en todas las muestras de los niveles de gabros, diques y lamprófidos se define bien esta señal.

Sin embargo, en el nivel de basaltos se puede observar que no todas las muestras presentan una buena respuesta a la desmagnetización mediante campos alternos, observándose oscilaciones en la intensidad obtenida con el aumento del campo aplicado (ver Figura 4.3). Los especímenes que presentan una forma cóncava en la curva de intensidad, similar a las observadas en los otros niveles del COT, se pueden asociar a magnetita o titanomagnetita baja en Ti de tamaño variable, cercano a dominio pseudo simple o dominio simple; en tanto en los especímenes que presentan oscilaciones en la intensidad se observa en la mayoría de los casos que al principio presentan una baja considerable de su intensidad para posteriormente aumentar y luego disminuir. Se puede plantear que los basaltos del Complejo Tortuga fueron afectados por algún evento que alteró el sistema de dichas muestras; ahora bien, esto pudo ocurrir debido a la influencia de cuerpos intrusivos que hayan alterado a estas rocas en mayor grado respecto a las otras, o bien un evento de metamorfismo regional asociado a la inversión de la CRV. Con lo observado en primera instancia no se puede confirmar ni desmentir ninguna de estas hipótesis planteadas.

En la muestra TN0708A, que corresponde a un basalto cornificado ubicado en Península Hardy, es más factible asociar esta alteración en el decaimiento de la intensidad de magnetización con los efectos de metamorfismo de contacto producto del emplazamiento de intrusivos paleocenos.

La intensidad de la magnetización promedio observada en las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga es similar entre los basaltos, diques y diabasas y diques lamprófidos, pero éstos son distintos respecto al nivel de gabros, ya que estos últimos presentan valores de MRN promedio de 2 órdenes de magnitud mayor. En los valores de susceptibilidad también se puede observar esta diferencia, pero en este caso la susceptibilidad promedio de los gabros es 1 orden de magnitud mayor que lo obtenido para el resto de las rocas estudiadas.

Tabla 4.V: Valores promedio de MRN y susceptibilidad para todos los niveles del COT.

	MRN promedio (A/m)	Susceptibilidad promedio (SI)
Basaltos	$1,24 \times 10^{-2}$	$6,70 \times 10^{-4}$
Lamprófidos	$3,33 \times 10^{-2}$	$8,73 \times 10^{-4}$
Diques	$5,02 \times 10^{-2}$	$6,42 \times 10^{-4}$
Gabros	$2,05 \times 10^{-2}$	$66,1 \times 10^{-4}$

En la Tabla 4.V se puede observar la variación en los valores de MRN y susceptibilidad planteados anteriormente. La diferencia observada en este parámetro entre el nivel de gabros y el resto de las rocas estudiadas es evidente.

Los datos obtenidos de susceptibilidad para el nivel de basaltos, los diques y diabasas y los diques lamprófidos corresponden a valores en que la susceptibilidad es dominada principalmente por minerales paramagnéticos (Tarling & Hrouda, 1993). El basalto cornificado (TN0708A), es el único que presenta valores de susceptibilidad distintos respecto al resto de las rocas mencionadas anteriormente, lo que puede implicar que este parámetro esté controlado por minerales formados durante el metamorfismo de contacto.

En tanto, los valores obtenidos de MRN y susceptibilidad para el nivel de gabros son claramente superiores respecto a las otras rocas estudiadas. Esto se debe posiblemente a una mayor influencia de los minerales ferromagnéticos presentes en los gabros, como la magnetita.

Los diagramas de zijderveld muestran que, en un alto porcentaje de las muestras del COT, se pueden definir 2 componentes magnéticas. Una de las componentes se define en bajos campos magnéticos aplicados, siendo borrada de las rocas a las 5 mT en algunos casos, y en otros en campos mayores, llegando a los 25 mT; esto se asocia posiblemente a una componente viscosa que afectó a las rocas del COT. La segunda componente se define para el resto del campo aplicado (valores aplicados máximos de 120 mT), llegando en algunos casos al origen y en otros cerca de él; ésta es la componente principal de la magnetización de estas rocas, y es transportada principalmente por magnetita como se mencionó anteriormente.

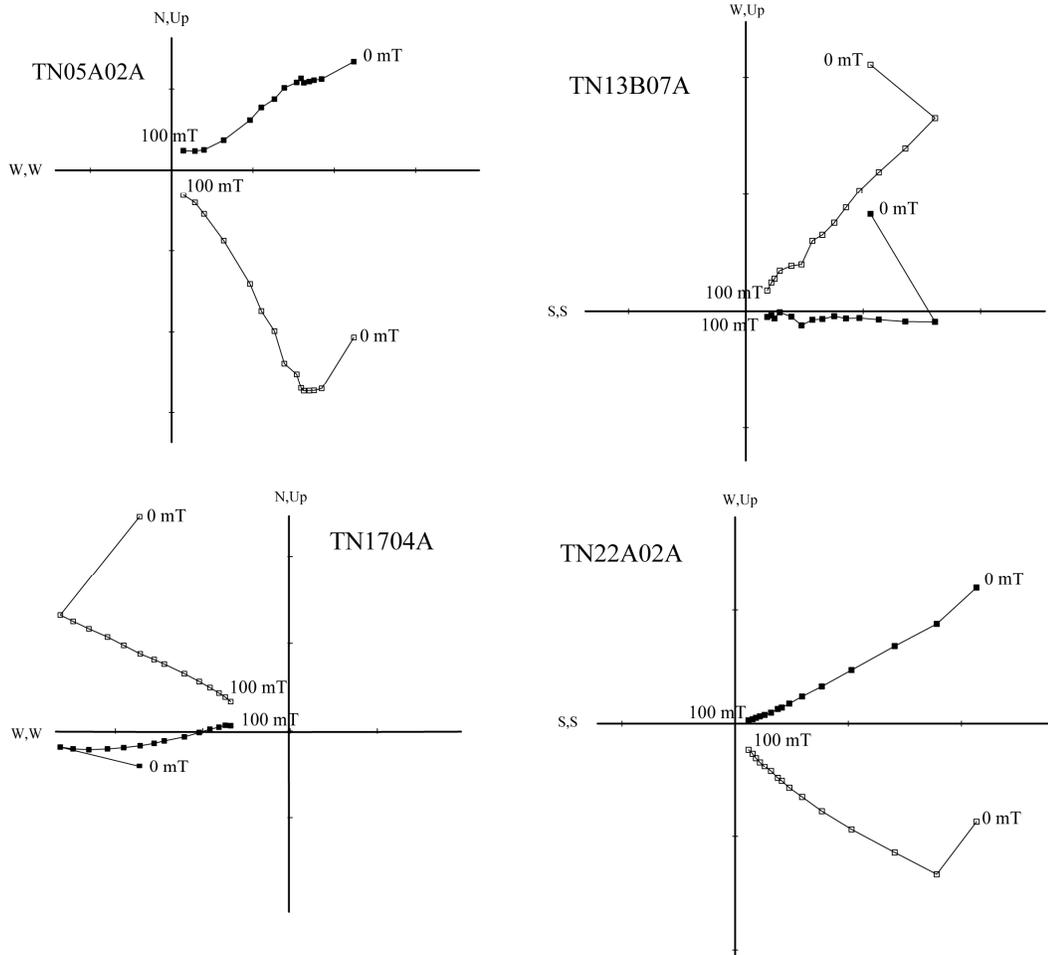


Figura 4.17: Diagramas de zijderveld para los distintos niveles del COT.

En algunos sitios pertenecientes al nivel de gabros y del nivel de diques y diabasas se observa que, en la desmagnetización realizada por campos alternos, a medida que aumenta el campo aplicado, hay tanto una variación en el ángulo de declinación como en el ángulo de inclinación. En algunos casos, se ve que la inclinación aumenta de forma proporcional al campo aplicado y en otros casos este valor disminuye.

Se ha comprobado mediante experimentos que utilizando la técnica de desmagnetización por campos alternos (AF), en algunas rocas se puede generar una magnetización falsa, conocida como la magnetización remanente giromagnética (GRM). Este tipo de magnetización fue definida por Stephenson (1981) y se origina en la respuesta giroscópica de los momentos SD de

minerales ferromagnéticos al torque de un campo aplicado H_o (Dunlop & Özdemir, 1997). Roperch & Taylor (1985) también realizaron una serie de experimentos con los cuales comprobaban la existencia de este tipo de magnetización y plantearon soluciones para neutralizar su efecto. En la Figura 4.18 se observa una comparación entre un ejemplo de magnetización giroremanente (GRM) de una muestra de diabasa con lo observado e una muestra de gabros del Complejo Tortuga; se puede apreciar una gran similitud en el comportamiento de dichas muestras, con lo cual se puede plantear la presencia de este tipo de magnetización falsa en algunas muestras de gabros pertenecientes al Complejo Ofiolítico Tortuga.

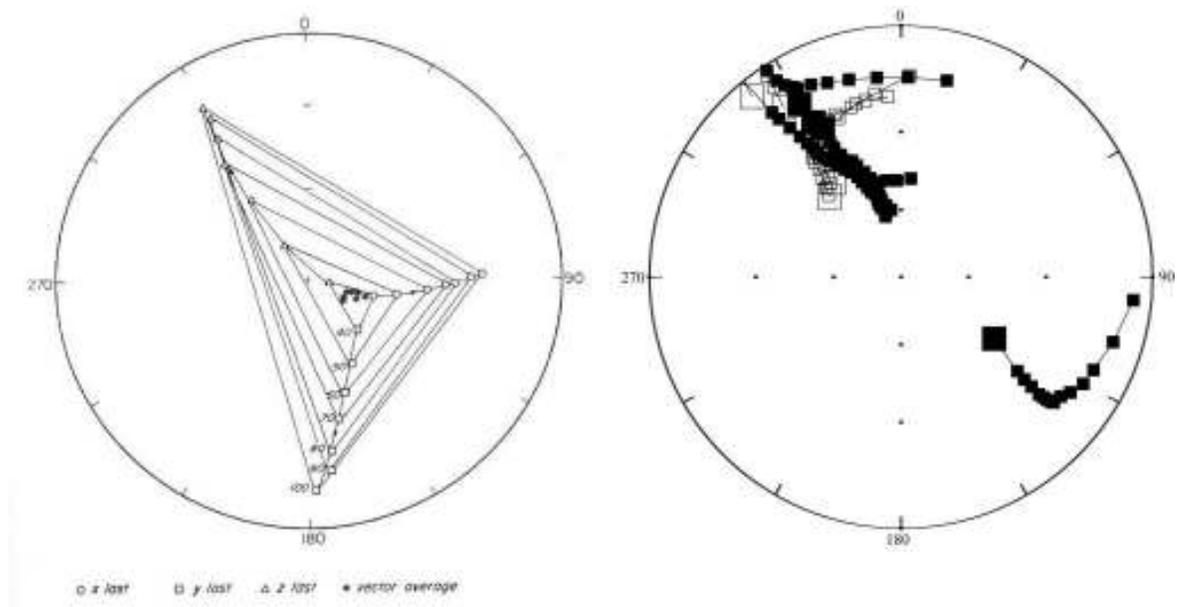


Figura 4.18: Comparación de desmagnetización de una muestra de diabasa que sufre GRM (izquierda, modificado de Dunlop & Özdemir, 1997) y la muestra TN0722A del nivel de gabros del COT (derecha).

Se aprecia que en un gran porcentaje de los especímenes estudiados los ángulos de inclinación son negativos, variables entre bajo y alto ángulo, esto quiere decir que la polaridad para la mayoría de las muestras del COT es normal. Sin embargo, con los resultados, no se puede plantear la existencia de rotaciones tectónicas o traslaciones latitudinales, ya que si bien los ángulos de inclinación están correctos, hay un problema con los ángulos de declinación y por ello no hay un mayor agrupamiento de datos. Asimismo, es complicado determinar el o los

eventos tectónicos que hayan influido en la señal magnética observada; el hecho de que la mayoría de los especímenes sean de polaridad normal podría decir algo acerca de eventos tectónicos, pero de momento no es concluyente.

4.7 CONCLUSIONES

En las distintas unidades pseudoestratigráficas del Complejo Ofiolítico Tortuga, se puede observar que el mineral portador de la magnetización es magnetita o titanomagnetita baja en Ti, cuyo tamaño es variable cayendo dentro del rango de dominio simple, pseudo dominio simple y multidominio.

La susceptibilidad y la intensidad de magnetización del nivel de gabros son de al menos 1 orden de magnitud mayor respecto al resto de las rocas del COT. Esto se atribuye a una mayor influencia de minerales ferromagnéticos, en desmedro de los basaltos, lamprófidos y diques que presentan una influencia mayoritaria de minerales paramagnéticos.

En los diagramas de *zijderveld* se puede observar la presencia de 2 componentes del vector magnético, en donde la componente definida en bajos campos se asocia a una magnetización viscosa, en tanto la componente principal es definida con altos campos y está asociada a magnetita.

En el nivel de gabros y una muestra del nivel de diques del COT se observa una variación del ángulo de inclinación al incrementar el campo aplicado; esto se genera por magnetismo remanente giromagnético adquirido durante la desmagnetización por campos alternos.

La mayoría de las muestras del COT presentan una polaridad normal; sin embargo debido a problemas con la metodología no se puede plantear la existencia de rotaciones o traslaciones de bloques corticales, así como tampoco algún evento tectónico influyente en los datos obtenidos.

CAPÍTULO 5: DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIONES

En el Complejo Ofiolítico Tortuga, los minerales opacos observados corresponden principalmente a sulfuros que presentan Fe en su estructura (calcopirita, pirita, pirrotina, bornita, cubanita), además de óxidos de Fe (magnetita, limonita, hematita). De los minerales anteriormente mencionados, la pirrotina, la magnetita y la hematita son netamente ferromagnéticos, es decir, pueden retener la magnetización del último evento geológico que las haya afectado.

En el Complejo Ofiolítico Tortuga, correspondiente a la sección S de la Cuenca de Rocas Verdes, se tiene que la mineralogía observada respecto a las rocas del Complejo Ofiolítico Sarmiento (sección N de la CRV) es similar, ya que en primera instancia, en los basaltos del COT no se observan al microscopio los óxidos de Fe – Ti, lo cual también ocurre en los basaltos del COS (Singer et al, 2005; Rapalini et al, 2008); además, en el COT y el COS se observa la presencia de sulfuros como la calcopirita, la pirrotina y la pirita. En el COT se estudió una muestra de dique de lamprófidio, el cual presenta una mineralogía similar a lo observado en diques lamprófidios del COS, con presencia de sulfuros y muy escasos óxidos de Fe – Ti. En primera instancia, es posible ligar la formación de los sulfuros y los óxidos del COT y el COS a un mismo evento geológico, que puede ser el metamorfismo de fondo oceánico que las afecta en su emplazamiento o bien algún evento tectónico asociado al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

En los cortes pulidos observados de las distintas unidades del Complejo Ofiolítico Tortuga se observó que la pirrotina está presente en prácticamente todas las muestras estudiadas, y los relictos de magnetita fueron vistos en los diques, gabros y lamprófidios, mas no en el nivel de basaltos, al menos a escala microscópica. Esto hizo pensar a una escala preliminar, que el

mineral portador de la magnetización para estas rocas correspondía a la pirrotina. Sin embargo, después de realizarse la desmagnetización de los especímenes tanto por desmagnetización termal como por desmagnetización por campos alternos (mayoritariamente por esta última), se tiene que la magnetización no era portada por la pirrotina, sino que por magnetita o titanomagnetita baja en Ti. Este resultado sigue siendo coherente con la mineralogía observada, ya que en la mayoría de las muestras se distinguió la presencia de magnetita, los cuales se encontraban prácticamente sin alterar o bien muy alteradas a hematita y limonita. En el nivel de basaltos, en donde no se observó magnetita a escala microscópica, también se pudo distinguir en pocas muestras la presencia de magnetita como portadora de la magnetización; esto quiere decir que la magnetita está presente pero a escala microcristalina. Rapalini et al (2008) plantea que en las rocas del Complejo Ofiolítico Sarmiento los basaltos presentan una señal magnética asociada a magnetita no perceptible al microscopio, y que su génesis puede darse debido a procesos de cloritización asociados a metamorfismo de facies esquistos verdes que afectaron a estas rocas; por lo anterior no se puede descartar este origen para las magnetitas del nivel de basaltos. Además, hay asociaciones mineralógicas de metamorfismo observadas en el COT (serpentina, mica blanca – titanita, clorita – calcita) que son características de metamorfismo de bajo grado – esquistos verdes, lo cual permite apoyar lo planteado con anterioridad.

Ahora, si bien en los diques, lamprófidos y gabros las curvas de desmagnetización por campos alternos están bien definidas para todas las muestras, en el nivel de basaltos se observa que sólo algunas muestras presentan una curva de desmagnetización clara, mientras que otras muestras presentan una curva de desmagnetización muy irregular. Un ejemplo de este comportamiento anómalo se puede apreciar en la Figura 5.1, en donde se tienen todos los especímenes de una muestra perteneciente a la unidad de basaltos; se puede observar también la gran dispersión de los datos en el diagrama de zijderveld para un espécimen de esa muestra. El origen de este comportamiento anómalo es complejo de dilucidar, ya que se puede relacionar a eventos tectónicos relacionados con la inversión de la Cuenca de Rocas Verdes que haya generado una influencia a escala local para estas rocas, o bien asociarlo a la presencia de plutones cercanos a estos afloramientos; sin embargo el efecto que estos eventos tendrían sobre los basaltos es similar, ya que alteran el sistema y con ello pueden afectar significativamente el comportamiento magnético de estas muestras.

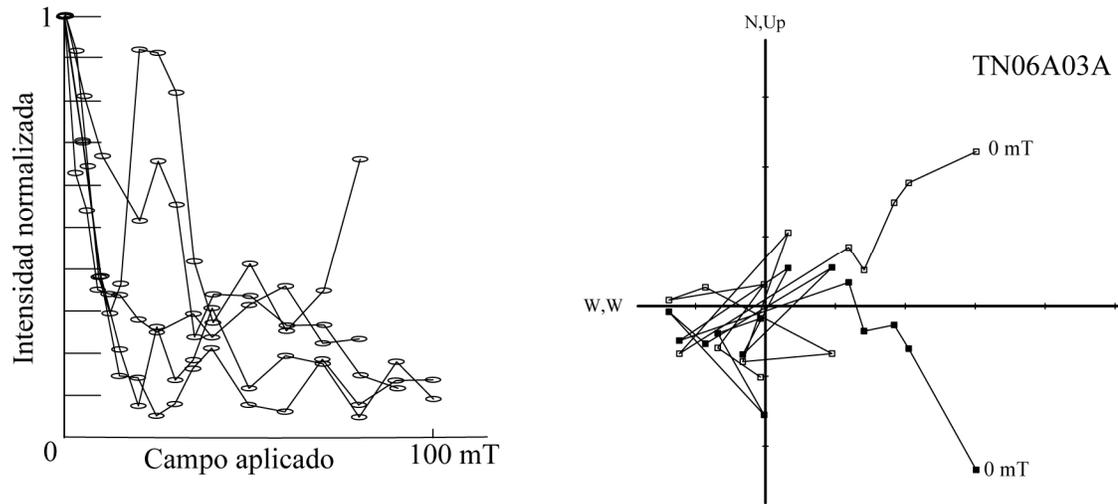


Figura 5.1: Curvas de desmagnetización mediante campos alternos (AF) y diagramas de zijderveld para la muestra TN06A03A.

La presencia de magnetita fuertemente alterada a hematita y en menor grado a limonita, se encuentra en los diques y diabasas. Posiblemente esta alteración fue producida por procesos de oxidación deutérica de alta temperatura sufrida por los cristales de magnetita. Este proceso de oxidación puede influir de manera importante en las propiedades magnéticas de estos minerales, ya que la oxidación deutérica da como producto una reducción del tamaño de los granos de magnetita en subgranos (Dunlop & Özdemir, 1997). Si esta subdivisión es tal de general granos suficientemente pequeños, estos pueden comportarse como cristales de tamaño dominio simple o pseudo dominio simple con alta coercividad (Dunlop & Özdemir, 1997). En la Figura 5.2 se pueden observar imágenes de magnetitas afectadas por oxidación deutérica de alta temperatura estudiadas por Davis & Evans (1976), comparadas con imágenes obtenidas en muestras pertenecientes al nivel de diques del COT. Se puede observar que estos cristales son muy similares en apariencia, lo que hace pensar en que dichos minerales de magnetita encontrados en el nivel de diques fueron afectados por oxidación de alta temperatura.



Figura 5.2: Comparación entre cristales oxidados de magnetita estudiados por Davis & Evans (1976, izquierda) y cristales del nivel de diques del COT (derecha).

Además, en las curvas de desmagnetización mediante el método de campos alternos se puede observar que las curvas obtenidas para muestras del nivel de diques y diabasas tienen formas cóncavas típicas de magnetita de grano fino, en el rango de tamaño de dominio simple o pseudo dominio simple. Davis & Evans (1976) estudiaron la variación del comportamiento magnético de cristales de titanomagnetita en basaltos, en donde se registran que a medida que la oxidación se incrementa, la curva de desmagnetización varía, asemejándose a las curvas de magnetita de tamaño dominio simple o pseudo dominio simple. Al comparar estas curvas con algunas obtenidas en el nivel de diques y diabasas del COT, se puede apreciar una gran similitud en un alto grado de oxidación. Esto se puede apreciar en la Figura 5.3.

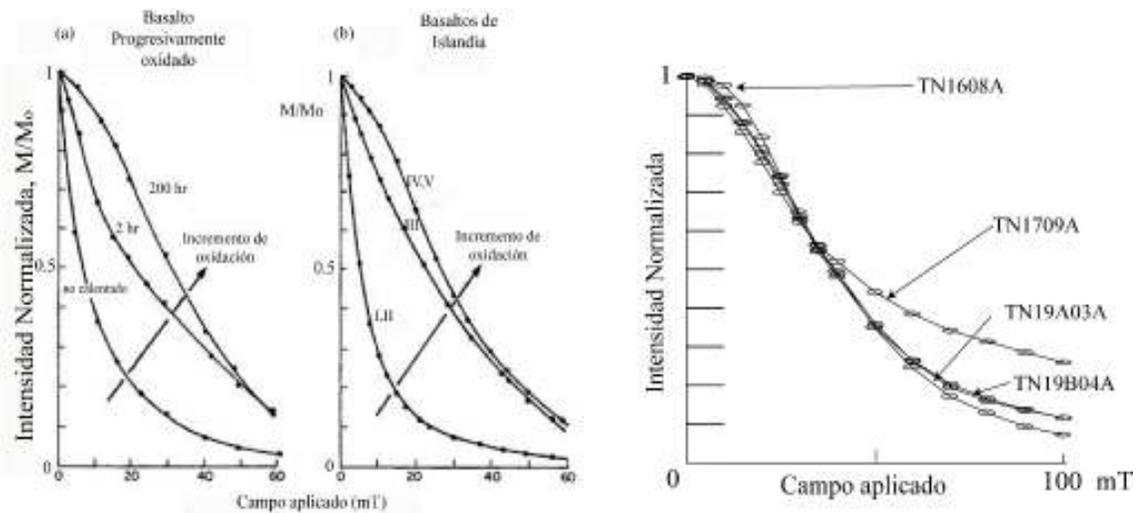


Figura 5.3: Comparación entre respuestas magnéticas de basaltos con incremento de la oxidación (modificado de Davis & Evans, 1976, izquierda) y lo observado para diques en el COT (derecha).

Si bien en el nivel de diques y diabasas se ve que las texturas de exsolución son más pronunciadas y muy semejantes a las vistas en la Figura 5.2, en el nivel de gabros no se puede descartar la presencia de esta oxidación, ya que en algunas muestras de gabros se observa la existencia de cristales de magnetita fuertemente alterados a hematita y posible limonita; la forma de la alteración es algo distinta a lo observado en el nivel de diques y diabasas (Figura 5.4), sin embargo no se descarta que el mismo proceso haya afectado estas rocas.



Figura 5.4: Pseudomorfo de magnetita fuertemente alterado a hematita y limonita, muestra TN0722B, nivel de gabros.

Los datos de intensidad de la magnetización remanente natural (MRN) y la susceptibilidad promedio muestran que en las muestras del COT los valores obtenidos de MRN y susceptibilidad son por lo general bajos, variando el primero entre 0,01 y 10 A/m y los últimos entre 0,0001 y 0,01 (SI).

Clark & Emerson (1991) plantean que el metamorfismo de facies esquistos verdes tiende a destruir la mayoría de los minerales ferromagnéticos, y con ello los valores de la susceptibilidad promedio disminuyen. Rapalini et al (2008) plantea que esto es consistente con los bajos valores de susceptibilidad observados en los diques y lavas del COS. Al comparar los valores de

susceptibilidad en el COS con los obtenidos en el COT se ve que son prácticamente del mismo rango. Además, Avendaño (2008) muestra que las rocas del COT son afectadas por un metamorfismo de facies esquistos verdes, con lo cual, es coherente plantear que esto afecta a los valores de susceptibilidad observados. El hecho de que los gabros presenten valores mayores en susceptibilidad y MRN respecto al resto de las rocas se puede deber a una mayor influencia de los minerales ferromagnéticos o bien a un menor grado de metamorfismo que las afecte respecto a las demás debido a su profundidad, o a su menor permeabilidad respecto al resto de las rocas.

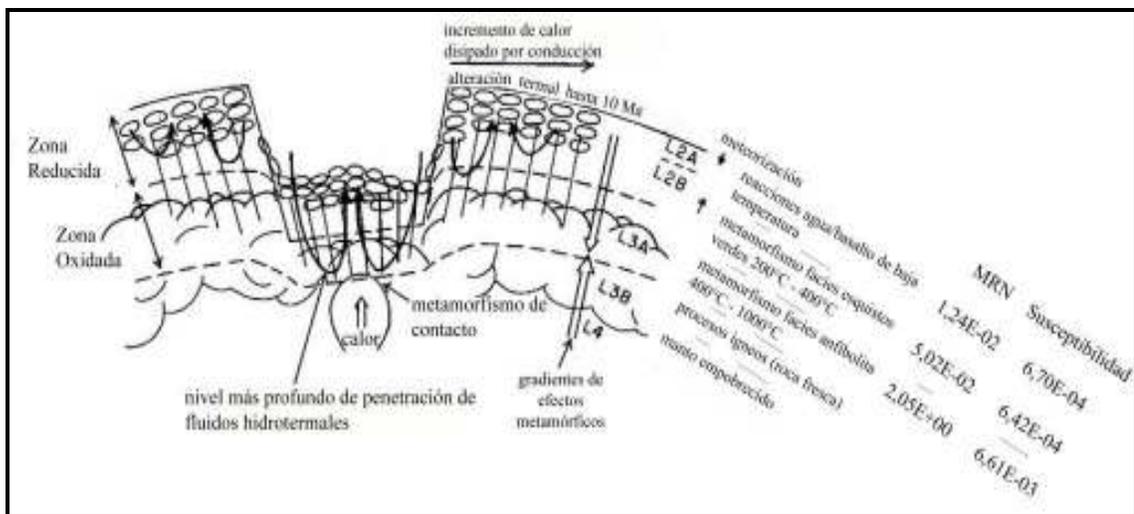
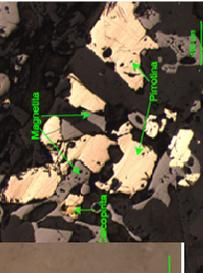
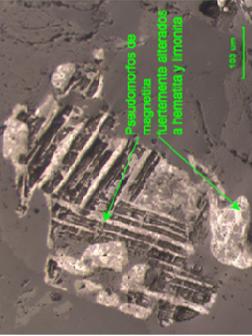
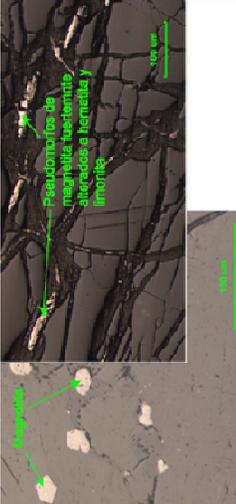
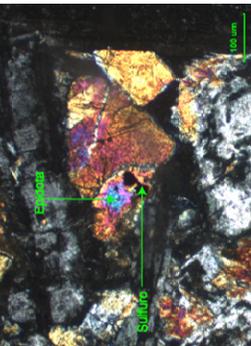
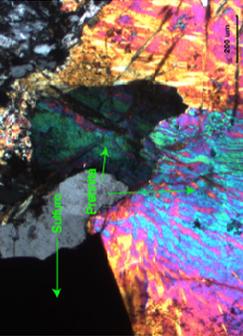
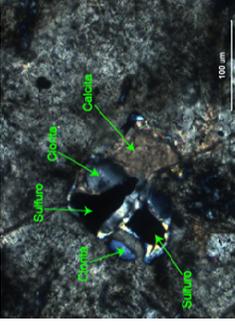
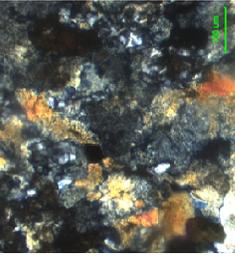


Figura 5.5: Modelo de metamorfismo de fondo oceánico planteado para ofiolitas en Chile, con valores promedio de MRN y susceptibilidad para los distintos niveles del COT (modificado de Stern et al, 1976).

Al conjuntar los datos de cortes transparentes (silicatos), cortes pulidos (minerales opacos), magnetismo remanente natural (MRN), susceptibilidad y decaimiento de la intensidad de magnetización con el campo aplicado, se pueden observar correlaciones que son interesantes de destacar. Un resumen de dichos datos se puede observar en la Tabla 5.I.

Tabla 5.1: Recopilación de datos de mineralogía y propiedades magnéticas para las rocas del COT

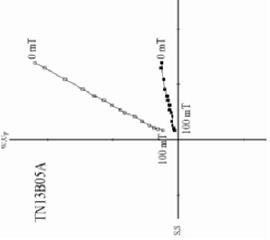
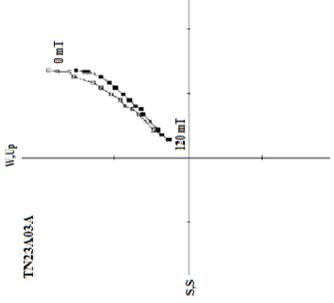
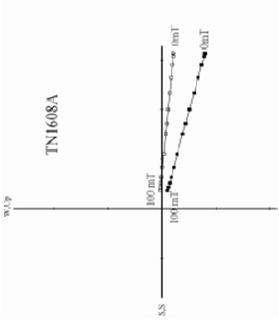
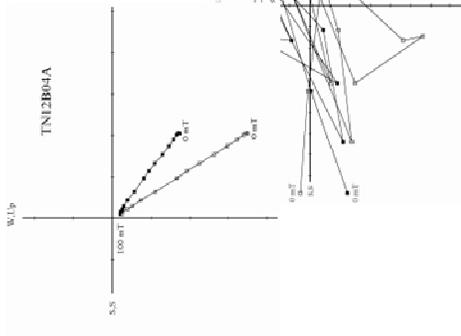
LITOLOGIA	BASALTOS	DIQUES Y DIABASAS	GABROS	LAMPRÓFIDOS
ASOCIACIONES METAMÓRFICAS	Sulfuro + epidota + clorita Sulfuro + actinolita Magnetita + biotita (muestra TN0708A, fiordo kranck)	Sulfuro + prehnita Magnetita + epidota Sulfuro + epidota	Serpentina + magnetita + olivino ζ ? Sulfuro + clorita + calcita Sulfuro + epidota Sulfuro + actinolita ζ ?	Sulfuro + epidota Sulfuro + clorita Sulfuro + actinolita
ORIGEN	facies esquistos verdes facies esquistos verdes, metamorfismo de contacto	facies prehnita - pumpellyta	Serpentina + magnetita (alteran olivino) Sulfuros + epidota + calcita + clorita (facie illita-clorita)	facies esquistos verdes
FOTOGRAFÍA	 	 <i>Observación: las de magnetita prehnita alterada a hornblenda y hornblenda</i>	 <i>Observación: las de magnetita hornblenda alterada a hornblenda y hornblenda</i>	
FOTO CORTE TRANSPARENTE				

INTENSIDAD DE MAGNETIZACIÓN PROMEDIO (A/m)	1,24E-02	5,02E-02	2,05E+00	3,33E-02
--------------------------------------------	----------	----------	----------	----------

Tabla 5.II: Continuación...

LITOLOGIA	BASALTOS	DIQUES Y DIABASAS	GABROS	LAMPRÓFIDOS
SUSCEPTIBILIDAD PROMEDIO (SI)	6,70E-04	6,42E-04	6,61E-03	8,73E-04
DESMAGNETIZACIÓN				

DIAGRAMA DE
ZIJDERVELD



Lo más importante a destacar observando la tabla es la fuerte relación entre los tamaños de grano de los minerales magnéticos, la curva de desmagnetización y los diagramas de zijderveld. En el nivel de basaltos, se observa la presencia en algunas muestras de un comportamiento magnético característico de magnetita de tamaño dominio simple, lo cual se correlaciona de manera clara con los diagramas de zijderveld. El estudio petrográfico para este nivel indica que en las rocas mencionadas anteriormente, no se observa a escala microscópica magnetita, lo cual es coherente con su comportamiento. Un caso particular de este nivel es la muestra TN0708A, la cual presenta un comportamiento magnético bastante complejo, ya que la desmagnetización es mala y los diagramas de zijderveld son muy dispersos, lo cual también se relaciona a las magnetitas de gran tamaño que se presentan en dichas rocas.

Para el resto de las rocas estudiadas, ya sea el nivel de diques y diabasas, el nivel de gabros y los diques de lamprófido, se observa una buena relación entre la mineralogía observada (cristales de magnetita cercanos a 1-10 μm ; cristales de mayor tamaño de magnetita pero fuertemente alterados y por ello con un menor tamaño de grano efectivo), con el comportamiento de la magnetización con el campo aplicado, el cual muestra un clásico decaimiento asociable a magnetita de tamaño dominio simple - pseudo dominio simple. En tanto los diagramas de zijderveld muestran con claridad la presencia de 1 o 2 componentes para el vector de desmagnetización, y no se observan datos dispersos, lo cual habla de un mineral que retiene muy bien la magnetización.

Lo anterior permite decir que estas muestras presentan un muy buen comportamiento magnético, y que es factible realizar un estudio paleomagnético en la zona, con una buena posibilidad de obtener buenos datos de declinación e inclinación y por consiguiente conseguir implicancias tectónicas importantes para la zona de estudio.

5.2 CONCLUSIONES

La magnetización del COT se asocia a magnetita o titanomagnetita baja en contenido de Ti en tamaños variables entre dominio simple y multidominio. De acuerdo a los análisis se descarta que la pirrotina sea la portadora de la magnetización, aunque esta fase esté presente en la pseudoestratigrafía del COT.

En el nivel de basaltos, en las muestras con buen comportamiento magnético, la magnetización se puede asociar a magnetita muy pequeña, no perceptible a escala microscópica; en tanto las muestras que presentan un comportamiento anómalo posiblemente fueron afectadas por un evento tectónico/magmático que alteró el sistema y con ello el comportamiento magnético.

La señal magnética observada en el nivel de diques y diabasas, y posiblemente en el nivel de gabros, está asociada a pseudomorfos de magnetita los cuales fueron afectados por un proceso de oxidación deutérica de alta temperatura, el cual disminuye los tamaños de grano efectivo de dichos cristales, llegando éstos a tamaños dentro del rango dominio simple – pseudo simple.

Los valores observados de MRN y susceptibilidad para las rocas del COT están influenciados por el metamorfismo de facies esquistos verdes que las afecta, ya que este proceso puede destruir una gran parte de los minerales ferromagnéticos. La diferencia observada entre los gabros y el resto de las rocas puede ser por una mayor influencia de los minerales ferromagnéticos o bien por un menor grado de metamorfismo que las hayan afectado.

Finalmente, analizando en conjunto todos los datos obtenidos, se observa una buena correlación entre la mineralogía y las propiedades magnéticas para las rocas del COT, y es factible realizar un estudio paleomagnético en las rocas de la zona con resultados importantes.

REFERENCIAS

Astudillo, N.; Roperch, P.; Townley, B.; Arriagada, C.; Maksaev, V., 2008. Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile. *Tectonophysics* 450, 1 – 20.

Avendaño, V. 2008. Petrología del Complejo Ofiolítico Tortuga, Magallanes Chile: Evidencias de un metamorfismo Cretácico Inferior. Memoria de título geólogo, Universidad de Chile. 128 p.

Bruhn, R.L.; Dalziel, I.W.D. 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. *In* Island Arcs, Deep Sea Trenches and back – arc basins. (Talwany, M.; Pittman, W.C. editors) Maurice Ewing Series 1, 395 – 405.

Bruhn, R.L.; Stern, C.R.; de Wit, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 32-46.

Butler, R.F. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston, MA. 319 p.

Calderón, M.; Fildani, A.; Hervé, F.; Fanning, M.; Weislogel, A.; Cordani, U. 2007. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 164, 1011-1022.

Carey, S.W. 1955. The orocline concept in geotectonics. *Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255-289.

Chapman, H.J.; Spooner, E.T.C. 1977. ^{87}Sr enrichment of ophiolitic sulphide deposits in Cyprus confirms ore formation by circulating seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 35, 71 – 78.

Clark, D.A.; French, D.H.; Lackie, M.A.; Schmidt, P.W. 1992. Rock magnetism and magnetic petrology applied to geological interpretation of surveys. CSIRO Division of Exploration Geoscience, Restricted Report 303R (unpublished).

Coish, R.A. 1977. Ocean Floor Metamorphism in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60, 255 – 270.

Cunningham, W.D. 1993. Strike – slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169 – 186.

Cunningham, W.D. 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: The structural evolution of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex, southernmost Chile. *Tectonophysics* 244, 197-229.

Dalziel, I.W.D.; de Wit, M.J.; Palmer, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, Vol. 264, N° 5587, 615-619.

Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Royal Society of London Philosophical Transactions, series A* 300, 319-335.

Dalziel, I.W.D. 1982. The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia Arc region. A review and progress report, *in Antarctic Geoscience*, edited by C. Craddock. University of Wisconsin Press, Madison, 111-126.

Davis, P.M.; Evans, M.E. 1976. Interacting single-domain properties of magnetite intergrowths. *Journal of Geophysical Research*, 81, 989 – 994.

de Wit, M.J.; Stern, C.R. 1976. A model for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism. *Nature* 264, 615-619.

de Wit, M.J. 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key of the reconstruction of Southern Gondwanaland. *Tectonophysics* 37, 53-82.

de Wit, M.J.; Stern, C.R. 1978. Pillow talk. *Journal of volcanology and geothermal research* 4, 55-80.

de Wit, M.J.; Stern, C.R. 1981. Variation in the degree of crustal extension during formation of a back-arc basin: *Tectonophysics* 72, 229-260.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1962. *Rock-forming minerals*. Vol. 5.

Dunlop, D.J.; Özdemir, Ö. 1997. *Rock magnetism, fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 573 p.

Elthon, D.; Stern, C.R. 1978. Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology* 6, 464-468.

Forsythe, R.; Mpodozis, C. 1983. Geología del basamento pre-Jurásico superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, boletín* 39. 63 p.

Faúndez, V.; Hervé, F. ; Lacassie, J.P. 2002. Provenance and depositional setting of pre-Late Jurassic turbidite complexes in Patagonia, Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 45, 411 – 425.

Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 217, 295–305.

Galaz, G.; Hervé, F.; Calderón, M. 2005. Metamorfismo y deformación de la Formación Tobífera en la Cordillera Riesco, Región de Magallanes, Chile: evidencias para su evolución tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4), 762-774.

Godoy, E. 1978. Observaciones en el complejo ofiolítico de Isla Milne Edwards - Cerro Tortuga (Isla Navarino), Magallanes, Chile. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2, 625-638, Buenos Aires.

Harambour, S.M. 2002 b. Mega backfolding in the inner part of Magallanes fold and thrust belt, Gajardo Channel, Magallanes, Chile. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 230-231.

Hervé, F.; Nelson, E.; Kawashita, K. ; Suárez, M. 1981. New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 257-265.

Hervé, F. 1993. Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén, southern Chile (west of ? Occidentalía). *En*: Ortega-Gutierrez, F., Coney, P., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero A. (Eds) *Proceedings of the first Circun-Pacific and Circun-Atlantic Conference*, Guanajuato, Méjico, 64-65.

Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Fanning, CM; Calderón, M.; Yaxley, G.M. 2007. The South Patagonian Batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373 – 394.

Herrington, R.; Maslennikov, V.; Zaykov, V.; Seravkin, I.; Kosarev, A.; Boschmann, B.; Orgeval, J.; Holland, N; Tesalina, S.; Nimis, P.; Armstrong, R. 2005. Classification of VMS deposits: Lessons from the South Uralides. *Ore Geology Reviews* 27, 203 – 237.

Kraemer, P. 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S Lat). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 731-748.

Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M and Dalziel, W.D. 1995. 40Ar/39Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, v.13, p.251-270.

McElhinny, M.W. 1973. *Paleomagnetism and Plate Tectonics*. Cambridge University Press, London. 358 p.

Merril, R.T.; McElhinny, N.W. 1981. The Earth's magnetic field. Academic Press, London.

Miller, C.; Barton, M.; Hanson, R.; Fleming, T. 1994. An early cretaceous volcanic arc/marginal basin transition zone, Peninsula hardy, southernmost Chile. *Journal of volcanology and geothermal research* 63, 33-58.

Mpodozis, C. 1980. Islas Ildefonso, Tierra del Fuego: depósitos de ante arco del sistema Magallánico. *Revista Geológica de Chile*, vol. 11, 91-99.

Neel, L. 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.*, V.4, 191 – 242.

Nuriel, P.; Katzir, Y.; Abelson, M.; Walley, J.W.; Matthews, A.; Spicuzza, M.J.; Ayalon, A. 2009. Fault-related oceanic serpentinization in the Troodos ophiolite, Cyprus: Implications for a fossil oceanic core complex. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 34 – 46.

Ortiz, M. 2007. Condiciones de formación del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, al sur del Seno Almirantazgo, region de Magallanes, Chile. Memoria de título geólogo, Universidad de Chile. 79 p.

Pankhurst, R.J. ; Tiley, T.R. ; Fanning, CM.; Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break – up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 605 – 625.

Prieto, X. 1994. Geología regional del sector comprendido entre Seno Ultima Esperanza y Seno Obstrucción: precordillera de la Región de Magallanes. Trabajo de Título, Universidad de Chile. 142 p.

Puig, A.; Hervé, M.; Suárez, M. 1984. Milonitas en el Batolito Patagónico y en su roca de caja al sur de Tierra del Fuego. *In coloquio sobre megafallas*, N° 1, Santiago (Proyecto PICG 202). Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 34, 121 – 124.

Rapalini, A.E. 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geol. Acta* 5, 287-294 N° 4.

Rapalini, A.E., Calderón, M., Singer, S., Hervé, F., Cordani, U. 2008. Tectonic implications of a paleomagnetic study of the Sarmiento Ophiolitic Complex, southern Chile. *Tectonophysics* 452, 29–41.

Roperch, P.; Taylor, G.K. 1985. The importance of gyromagnetic remanence in alternating field demagnetization. Some new data and experiments on G.R.M and R.R.M. *Geophysical J. R. astr. Soc.* 87, 949 – 965

Singer, S.; Rapalini, A.; Calderón, M.; Hervé, F. 2005. Study of the Sarmiento ophiolite magnetic minerals: contribution to the reconnaissance of a metamorphic overprint. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 673-676

Stern, C.R.; de Wit, M.J.; Lawrence, J.R. 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magnetism. *Journal of Geophysical Research* 81, 23, 4370-4380.

Stern, C.R. 1979. Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 68, 243-258.

Stern, C.R.; Elthon, D. 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications of ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55, 179-213.

Stern, C.R. 1991. Isotopic Composition of Late Jurassic and Early Cretaceous mafic igneous rocks from the southernmost Andes: Implications for sub-Andean mantle. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18 (1), 15-23.

Stern, C.R.; de Wit, M.J. 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development on oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. *In* Ophiolites in Earth History (Dilek, Y.; Robinson, P.T.; editors), Geological Society, London, Special Publications 218, 1-19.

Suárez, M. 1976. The geology of the southern Andes. Tesis de doctorado, Universidad de Birmingham. Birmingham. 222 p.

Suárez, M.; Pettigrew, T.H. 1976. An Upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine* 113, 305-328.

Suárez, M. 1977. Aspectos geoquímicos del Complejo Ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del sur de Chile. *Revista Geológica de Chile* 4, 15-53.

Suárez, M. 1978. Geología del área al sur del Canal Beagle: Región Magallanes y Antártica Chilena, escala 1:500000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.36): 48 p., il., 1 mapa, Santiago.

Suárez, M. 1979. A Late Mesozoic island arc in the Southern Andes, Chile. *Geological magazine* 116, 181 – 190.

Suárez, M.; Hervé, M.; Puig, A. 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes: XII Región, escala 1:250000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.65): 106 p., il., 1 mapa, Santiago.

Thomson, S.N.; Hervé, F. 2002. An extensive new fission-track thermochronological database from the coastal Patagonian Andes (47°S to 53°S): a record of Cenozoic denudation and magmatism. 5th International Symposium on Andean Geodynamics (Toulouse, France), Extended Abstracts, 637-640.

Watters, W.A. 1965. Preheinitization in the Yahgán formation of Ambarino Island, southernmost Chile. *Mineralogical Magazine* 268, 517 – 527.

Wilson, T.J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 103, 98-111.

ANEXO A

Descripción Petrográfica de Minerales Opacos

Muestra: TN0705A - Diabasa de grano medio

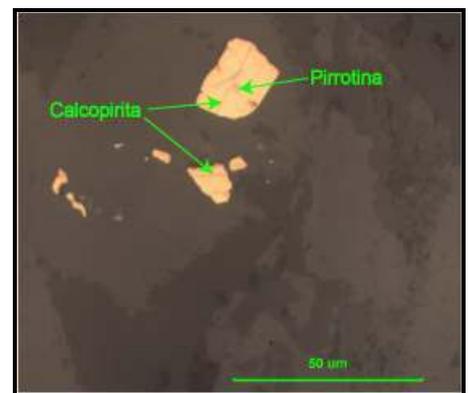
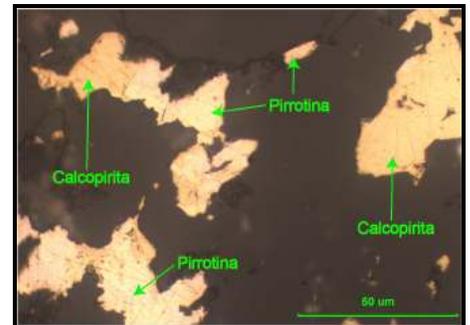
Ubicación: Isla en seno Grandí, al E de Isla Bertrand

Características generales: Los minerales opacos se encuentran de forma diseminada y en pequeños agregados en la muestra; su tamaño no supera los 150 μm . Su presencia es cercana al 2%, y su abundancia relativa es: Pirrotina > Calcopirita.

Mineralogía:

Pirrotina: La forma de los cristales es principalmente irregular y se encuentra diseminada y en pequeños agregados en la muestra. Su tamaño no supera los 150 μm , y se puede encontrar tanto en cristales aislados como en asociación con calcopirita en forma lamelar.

Calcopirita: Los cristales de calcopirita son xenomorfos y son generalmente de menor tamaño que los de pirrotina. Se encuentra de forma diseminada en la muestra, y está asociado a pirrotina en los bordes de sus cristales o como inclusiones. Su tamaño alcanza 100 μm como máximo.



Muestra: TN0705B – Diabasa de grano medio

Ubicación: Isla en seno Grandí, al E de Isla Bertrand

Características generales: Los minerales opacos se encuentran diseminados en la muestra, y su tamaño no supera los 75 μm . Son muy escasos, sin llegar siquiera al 1% en la muestra, y parece haber cantidades similares de pirrotina y calcopirita.

Mineralogía:

Pirrotina: Principalmente corresponden a cristales idiomorfos, y su tamaño llega a los 50 μm . Se encuentra diseminada en la muestra y se encuentra principalmente en asociación con calcopirita.

Calcopirita: Se encuentran diseminados en esta muestra y su tamaño no supera los 75 μm . Los cristales son relativamente idiomorfos, y están asociados a pirrotina y a limonita. Algunos cristales parecen estar en planos de clivaje de otro mineral.

Limonita: Su presencia es muy escasa en la muestra, y se encuentra en los bordes de cristales de calcopirita.



Muestra: TN0705C - Diabasa de grano medio

Ubicación: Isla en seno Grandi, al E de Isla Bertrand

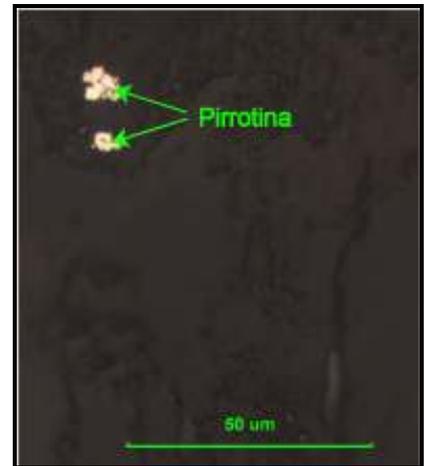
Características generales: La distribución de los minerales opacos es diseminada en esta muestra, y el tamaño que presentan los cristales llega a 75 µm. Bordean el 1% en cantidad, y se observa que la calcopirita es el mineral más abundante, seguido de pirrotina y limonita.

Mineralogía:

Pirrotina: Se observan cristales regulares e irregulares, cuyo tamaño llega a los 50 µm como máximo. Su distribución en la muestra es diseminada, y está tanto en cristales aislados como en asociación con calcopirita en forma lamelar.

Calcopirita: La forma de estos cristales es generalmente irregular y se encuentran diseminados en la muestra. Su tamaño no supera los 75 µm, y está asociado con pirrotina y limonita.

Limonita: Es muy escasa en la muestra, y se encuentra bordeando los cristales de calcopirita principalmente.



Muestra: TN0706A - Basalto de Olivino + Clinopiroxeno

Ubicación: Puntita en Península Señoret

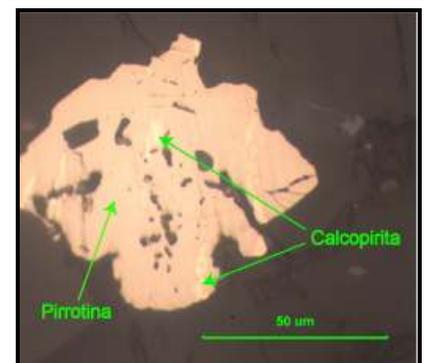
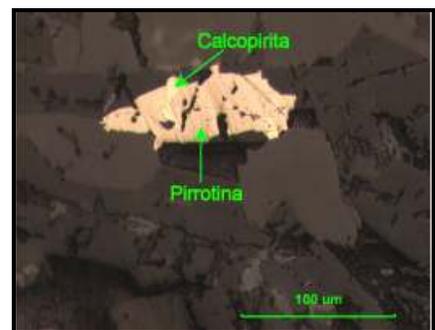
Características generales: Los minerales opacos en esta muestra se presentan en forma diseminada, y su tamaño es variable llegando a los 1 mm como máximo. Llegan a un 3% y su abundancia relativa es: Pirrotina > Calcopirita > Pirita.

Mineralogía:

Pirrotina: Los cristales de pirrotina presentan un tamaño máximo de 150 µm y se encuentran diseminados en la muestra. Tienen bordes irregulares, y presentan inclusiones. Está en cristales aislados o en asociación con calcopirita.

Calcopirita: Se encuentra diseminada en la muestra, su tamaño es muy pequeño, de hecho no supera los 50 µm. Su forma es irregular, y se encuentra en asociación con pirrotina en texturas lenticulares, y limonita en sus bordes. También se presenta en cristales aislados.

Pirita: Mineral escaso en esta muestra, es de forma irregular y llega a 1 mm de tamaño. Se presenta muy reaccionada y algo fracturada.



Limonita: Su forma es muy irregular, ya que está en los bordes de cristales de calcopirita, y está diseminado en la muestra.

Muestra: TN0706B - Basalto de Olivino + Clinopiroxeno

Ubicación: Puntita en Península Señoret

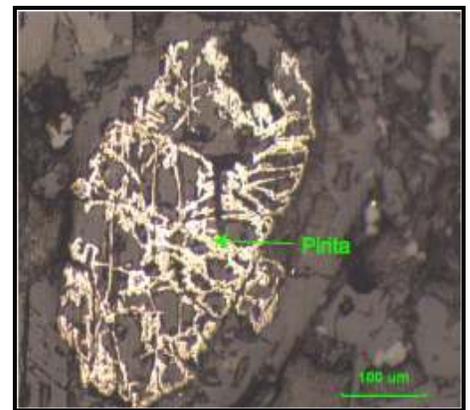
Características generales: En esta muestra, los minerales opacos se presentan de forma diseminada y su tamaño llega a los 0,5 mm. Alcanzan el 2% de la muestra y al parecer la pirita es el mineral más abundante.

Mineralogía:

Pirita: Se observan cristales diseminados en la muestra, con tamaño en un rango entre 0,1 y 0,5 mm. Su forma es principalmente irregular y se encuentran muy reaccionados en su interior y bordes.

Calcopirita: Su abundancia en la muestra es menor a la pirita, y se encuentra diseminada. Llega a los 100 μm en tamaño, presenta formas subhedrales. Al igual que la pirita se encuentra reaccionado pero en menor grado.

Pirrotina: Es bastante escaso en la muestra, y se distribuye de forma diseminada. Su tamaño no supera los 50 μm y no se observa asociado a otro mineral.



Muestra: TN0706C - Basalto de Olivino + Clinopiroxeno

Ubicación: Puntita en Península Señoret

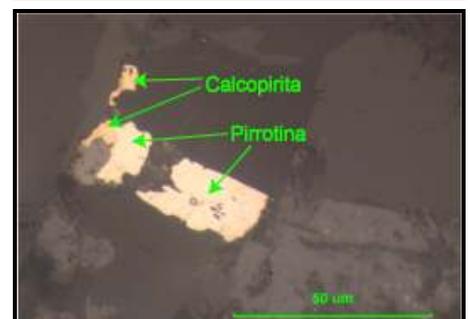
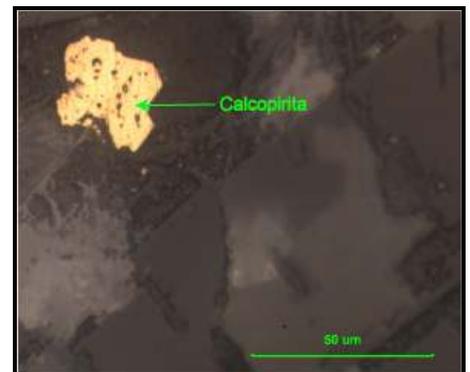
Características generales: Los minerales opacos en esta muestra se encuentran diseminados y su tamaño no parece superar los 200 μm . Su porcentaje es aproximadamente el 1% y la abundancia relativa es: Pirrotina > Calcopirita.

Mineralogía:

Pirrotina: De este mineral se observan cristales regulares e irregulares, que presentan un tamaño <100 μm en promedio. Se presenta diseminado y está en asociación con calcopirita. Se observa reaccionado en los bordes.

Calcopirita: Se presenta de forma diseminada y su tamaño no supera los 50 μm . Su forma es regular como irregular, y se encuentra tanto en cristales aislados como asociado con pirrotina.

Pirita: Tiene un tamaño de 0,25 mm, es de forma irregular y se presenta como un cristal fracturado y alterado. No se observa asociado a otro mineral.



Muestra: TN0708A - Basalto cornificado de Biotita

Ubicación: Península Hardy

Características generales: En esta muestra, los minerales opacos se presentan en agregados y posible bandeamiento. El tamaño de los cristales es cercano a los 200 µm y corresponden aproximadamente al 8% de la muestra.

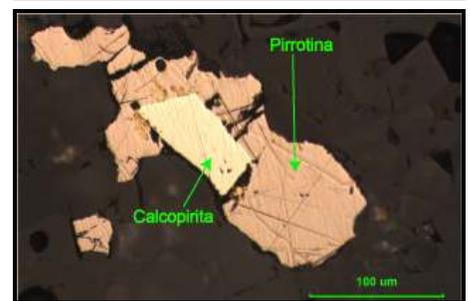
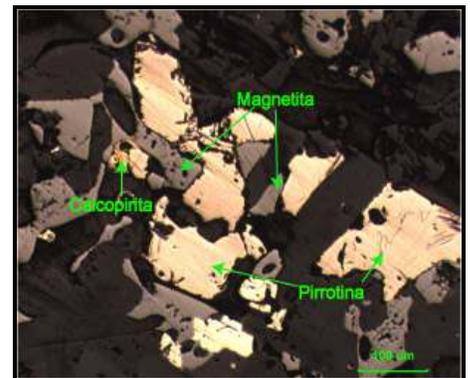
Mineralogía:

Magnetita: Se presenta en agregados bandeados y diseminados. Son cristales idiomorfos y xenomorfos, su tamaño no supera los 250 µm y se observan junto a pirrotina principalmente.

Pirrotina: Se presenta en agregados bandeados y diseminados; el tamaño de los cristales es < 250 µm y son de forma irregular. Presenta sus bordes reaccionados a limonita.

Calcopirita: Es menos abundante que los minerales anteriores. Son de forma irregular, está diseminado en la muestra y son pequeños, llegando a los 100 µm. Sus bordes se encuentran reaccionados a limonita.

Limonita: Se encuentra en toda la muestra, y es irregular. Se presenta en los bordes de cristales de calcopirita y pirrotina.



Muestra: TN0712A - Basalto de Clinopiroxeno

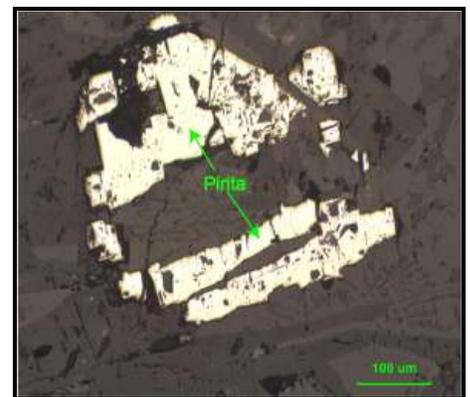
Ubicación: Seno Grandi

Características generales: Los minerales opacos se encuentran de forma diseminada y tienen un 2% en la muestra. Pueden llegar a los 0,5 mm, en tanto su abundancia relativa es Pirita > Pirrotina > Calcopirita.

Mineralogía:

Pirita: Se encuentran diseminados en la muestra, su tamaño llega a los 0,5 mm. Presentan formas regulares, algunos incluso son cúbicos; se encuentra levemente reaccionado, y no se ve asociado a otro mineral.

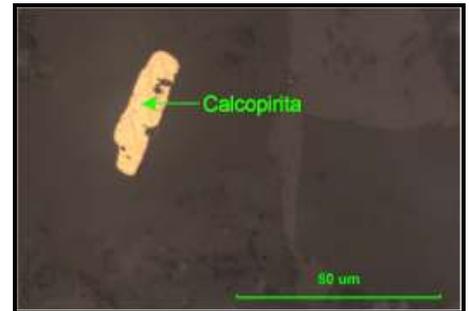
Pirrotina: Tienen formas regulares y se encuentran diseminados y



en pequeños agregados en la muestra. Su tamaño no supera los 50 μm y no se ven asociados a otros minerales; está levemente alterado.

Calcopirita: Su tamaño llega a los 50 μm y presentan formas más o menos regulares. Se encuentra diseminado y sus bordes están limonitizados.

Limonita: Se presenta de forma diseminada, y su forma es muy irregular. Se encuentra en los bordes de cristales de calcopirita.



Muestra: TN0712B - Basalto de Olivino + Clinopiroxeno

Ubicación: Seno Grandí

Características generales: Los minerales opacos se presentan diseminados y en pequeños agregados, su tamaño máximo es de 0,3 mm. El porcentaje de opacos en la muestra llega al 2 - 3%.

Mineralogía:

Pirita: Su distribución en la muestra es diseminada principalmente, su tamaño alcanza los 0,3 mm. Presentan formas irregulares, se encuentran alterados, y algunos cristales presentan inclusiones y fracturas. Es un mineral muy escaso.

Pirrotina: Se encuentran diseminados, y su tamaño llega a los 100 μm como máximo. Su forma es generalmente regular y no se ven asociados a otro mineral. Presentan inclusiones.

Calcopirita: Su tamaño no llega a los 75 μm , son de forma irregular y regular, y están en pequeños agregados en la muestra.



Muestra: TN0713A - Lamprófidio de Anfíbola

Ubicación: Seno Grandí

Características generales: Los minerales opacos se distribuyen de forma diseminada y presentan un tamaño no mayor a 200 μm . Constituyen el 2% de la muestra.

Mineralogía:

Pirrotina: Se presentan en forma diseminada en la muestra y su tamaño llega a los 150 μm . Sus formas son principalmente regulares, y presenta tanto cristales sin alterar como cristales con bordes reaccionados; también presenta inclusiones.

Calcopirita: Su forma es irregular y se observa diseminado. Su

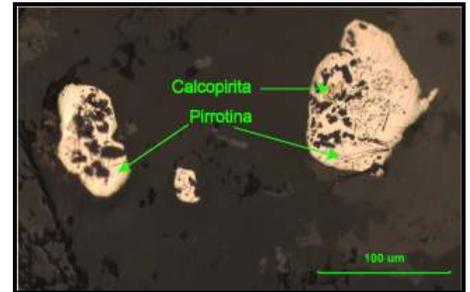


tamaño bordea los 100 μm como máximo, y está asociado con pirrotina y con limonita.

Limonita: Presentan formas muy irregulares, ya que se encuentran principalmente en los bordes de cristales de calcopirita y pirrotina. Está diseminado en la muestra.

Pseudomorfos de hematita: Muy escaso, en forma diseminada, con un tamaño que no supera los 200 μm . Es de forma irregular y se presenta como producto de alteración de magnetita.

Magnetita: Es muy escaso en la muestra, de formas regulares y con un tamaño que no supera 100 μm .



Muestra: TN0713B - Lamprófidio de Anfíbola

Ubicación: Seno Grandi

Características generales: En esta muestra, los minerales opacos se encuentran de forma diseminada, y al parecer está en planos de clivaje de otros minerales. Su tamaño alcanza los 0,3 mm como máximo y alcanzan el 2% de la muestra.

Mineralogía:

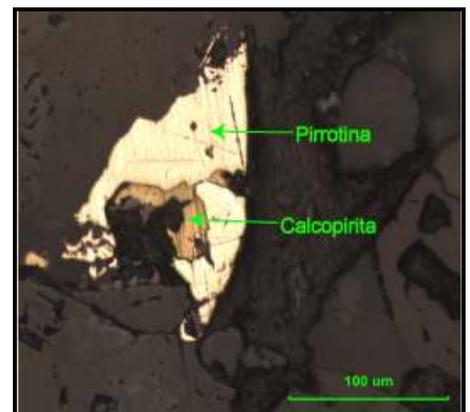
Pirrotina: Se encuentra diseminado y sus cristales alcanzan los 200 μm de tamaño. Los cristales son xenomorfos y se encuentran aislados y también con limonita y calcopirita. Algunos presentan inclusiones.

Calcopirita: Se encuentra diseminado y llegan a los 0,3 mm en tamaño. Son de formas irregulares y están asociados con pirrotina y limonita.

Limonita: Presenta formas irregulares y se encuentran en los bordes de cristales de pirrotina y calcopirita.

Pseudomorfos de hematita: Se presentan de forma diseminada en la muestra. Tienen forma irregular y se encuentran como productos de alteración de magnetita.

Magnetita: Son cristales regulares, con tamaño < 50 μm . No están asociados a otro mineral y son escasos.



Muestra: TN0716 - Diabasa de grano grueso anfibolitizada

Ubicación: Islita al oeste de C° Tortuga

Características generales: Los minerales opacos se distribuyen por toda la muestra y presentan un tamaño variable llegando a 1 mm. Constituyen entre el 7 y el 10 % de los minerales de la roca y principalmente corresponde a pseudomorfos de magnetita.

Mineralogía:

Pseudomorfos de hematita: Presenta formas regulares e irregulares, y se observa de forma diseminada. Puede alcanzar 1 mm de tamaño aunque también hay menores. Se presentan como producto de alteración de magnetita, dicha alteración principalmente es a través de planos.

Pirrotina: Mineral muy escaso, con un tamaño <50 µm. Diseminado, no se observa con otros minerales.

Limonita: Se presenta como producto de alteración de otros minerales. Está diseminado en la muestra.



Muestra: TN0717 - Diabasa de grano fino (Dique)

Ubicación: Islita al oeste de C° Tortuga

Características generales: Los minerales opacos se distribuyen diseminados y llega a los 0,6 mm. Constituyen el 8% de la muestra y primordialmente corresponden a pseudomorfos de magnetita.

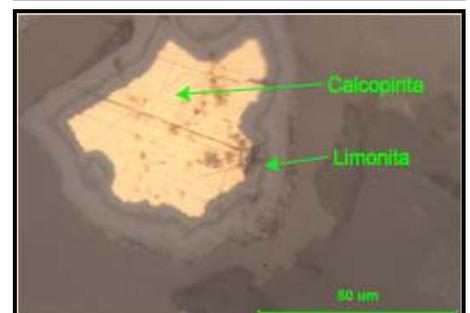
Mineralogía:

Pseudomorfos de hematita: Se encuentran distribuidos por la muestra y son cristales xenomorfos e idiomorfos. Alcanzan un tamaño de 0,6 mm y se encuentran como alteración de cristales de magnetita.

Calcopirita: Tienen formas irregulares y no superan los 100 µm en tamaño. Se encuentran diseminadas y están reaccionadas en sus bordes por limonita.

Pirrotina: Presentan formas regulares y son muy escasos en la muestra. Su tamaño no supera los 50 µm y sus bordes se encuentran alterados a limonita.

Limonita: Se observa con formas irregulares bordeando cristales de calcopirita y de pirrotina. Es muy escasa en la muestra.



Muestra: TN0719A - Diabasa de grano medio

Ubicación: Costa oeste C° Tortuga

Características generales: Los minerales opacos se encuentran diseminados en la muestra y alcanzan el 10%. El tamaño observado es variable llegando en algunos casos a 0,5 mm.

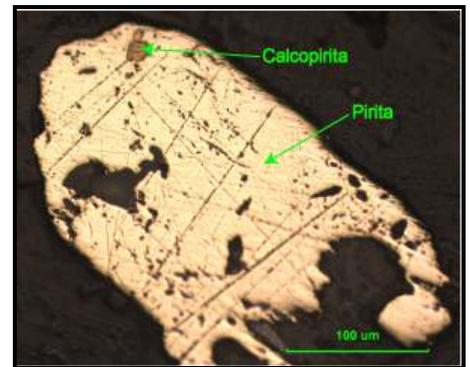
Mineralogía:

Pseudomorfos de hematita: Se encuentran de forma diseminada y tienen formas regulares e irregulares. Su tamaño puede alcanzar los 0,3 mm. Está como producto e alteración de magnetita.

Pirrotina: Se observa en pequeños agregados y diseminado, y puede alcanzar los 100 µm. Los cristales son xenomorfos e idiomorfos; algunos se observan aislados y otros están asociados con calcopirita.

Pirita: Está en menor abundancia, pero su tamaño es mayor, llegando a 0,5 mm. Su forma es irregular y al parecer se encuentran asociados con calcopirita, en forma de inclusiones de esta última.

Calcopirita: Muy escaso, presenta formas irregulares. Su tamaño no supera los 0,1 mm y se encuentra en cristales aislados como también con pirita y pirrotina.



Muestra: TN0719B - Diabasa de grano medio

Ubicación: Costa oeste C° Tortuga

Características generales: La distribución de minerales opacos es diseminada, y alcanzan el 10%. Su tamaño llega a los 0,5 mm y la abundancia relativa es: Pseudomorfos de magnetita > Pirita > Pirrotina > Calcopirita.

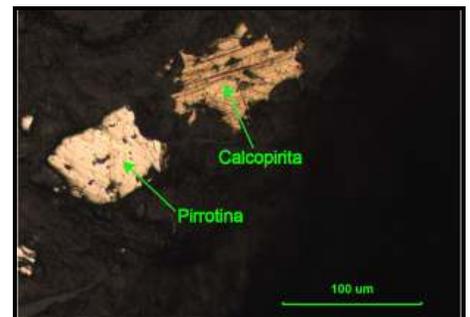
Mineralogía:

Pseudomorfos de hematita: Se encuentran diseminados y su forma es principalmente irregular. El tamaño de los cristales es máximo de 200 µm y se observan como alteración de magnetita.

Pirita: Se observa diseminado y presenta un tamaño que llega a 0,5 mm. Los cristales son irregulares y se encuentran reaccionados; algunos cristales presentan inclusiones.

Pirrotina: Este mineral es muy escaso en la muestra y su tamaño no supera los 100 µm. Parecen ser de forma regular y no están asociados a otro mineral.

Calcopirita: Este mineral es muy escaso y su tamaño es <100 µm, con formas irregulares. A primera vista no se observa asociado a otro mineral.



Muestra: TN0722A - Troctolita de Clinopiroxeno

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Características generales: Los minerales opacos se observan diseminados y a lo largo de fracturas. Alcanzan el 2% de la muestra y su tamaño llega a los 200 µm. La abundancia relativa es: Pseudomorfos de magnetita > pirrotina-calcopirita > bornita.

Mineralogía:

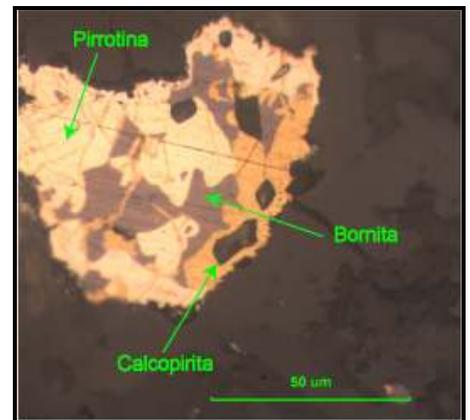
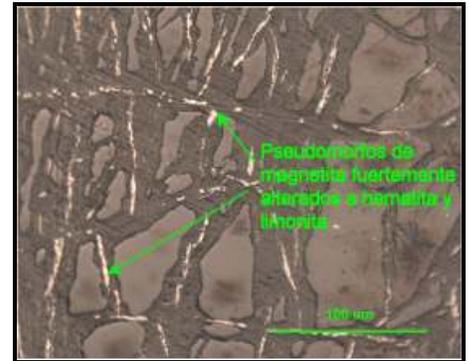
Pseudomorfos de hematita: Se encuentran a lo largo de fracturas de olivino. El tamaño de este mineral no supera los 100 µm y se presenta con formas alargadas siguiendo las fracturas.

Pirrotina: Los cristales son xenomorfos y se encuentran diseminados. Su tamaño bordea los 100 µm como máximo y se observa en cristales aislados y en asociación con calcopirita, cubanita y bornita.

Calcopirita: Su forma es irregular y se encuentra diseminado. Presenta un tamaño máximo de 100 µm y está en asociación con pirrotina, cubanita y bornita.

Cubanita: Presentan formas irregulares y es muy escaso; está en asociación con pirrotina y calcopirita.

Bornita: Se observa en un par de cristales con formas irregulares, se encuentra asociado a pirrotina y la calcopirita.



Muestra: TN0722B - Basalto anfibolitizado (Dique)

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Características generales: Los minerales opacos se presentan de forma diseminada y alcanzan un tamaño máximo de 0,5 mm. Su porcentaje en la muestra es de un 5 %. Los pseudomorfos de magnetita es el mineral más abundante.

Mineralogía:

Pseudomorfos de hematita: La forma de este mineral es irregular principalmente aunque hay algunos que son alargados. Alcanzan los 0,5 mm de tamaño y se encuentran diseminados.

Magnetita: Se observa muy escaso, de tamaño < 50 µm y con formas regulares. No se observa asociado a otro mineral.

Pirrotina: Son cristales irregulares muy dispersos en la muestra y su tamaño llega a 100 µm. Se encuentran en cristales aislados y en asociación con calcopirita.

Calcopirita: Los cristales de este mineral son irregulares y están dispersos, aunque también fue observado en pequeños agregados. Su tamaño no supera los 100 µm y se encuentran en cristales



aislados, pero también asociado con pirrotina. Los bordes están levemente reaccionados a limonita.

Limonita: Su presencia es muy escasa en la muestra y su forma es muy irregular, ya que va siguiendo los bordes de la calcopirita.

Muestra: TN0723A - Gabro de Ortopiroxeno

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Características generales: Los minerales opacos se encuentran diseminados y en pequeños agregados. Corresponden al 2% de la roca y alcanzan los 100 μm de tamaño máximo. Los pseudomorfos de magnetita es el mineral más abundante.

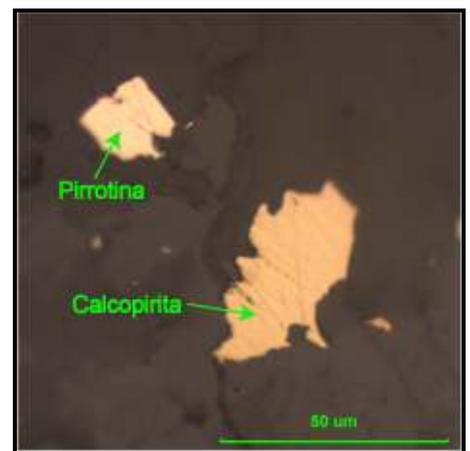
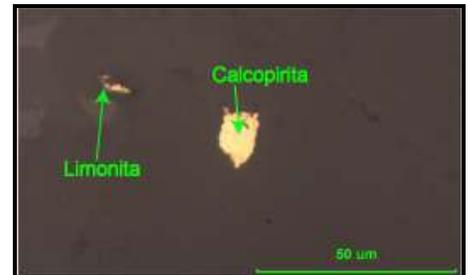
Mineralogía:

Pseudomorfos de hematita: Se observa de forma diseminada y presenta un tamaño máximo de 100 μm . Sus formas son principalmente regulares.

Pirrotina: Tienen un tamaño cercano a los 50 μm y se presentan diseminados. Su forma es regular e irregular y se encuentran aislados y en asociación con calcopirita.

Calcopirita: Su forma es irregular y tiene un tamaño cercano a los 50 μm . Está diseminada y en pequeños agregados. Se observa en asociación con pirrotina.

Limonita: La forma de la limonita es irregular y se encuentra en los bordes de cristales de calcopirita.



Muestra: TN0723B - Gabro de Clinopiroxeno

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Características generales: Los minerales opacos se presentan diseminados y en pequeños agregados e inclusiones en piroxeno. Llegan a los 75 μm y corresponden al 2 %.

Mineralogía:

Pirrotina: Corresponden a cristales de formas regulares principalmente y están diseminados. Su tamaño no supera los 75 μm , se observa en cristales aislados y en asociación con calcopirita, cubanita y pseudomorfos de magnetita.

Calcopirita: Son regulares e irregulares y se presentan diseminados y en pequeños agregados. Son de tamaño $<75 \mu\text{m}$ y está asociado con pirrotina. Se encuentran oxidados.

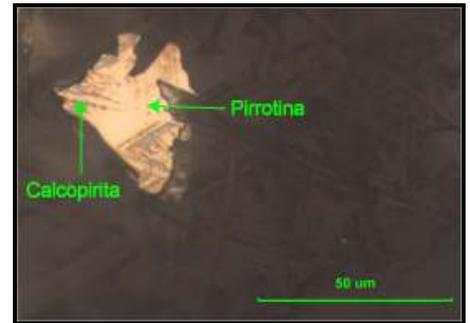
Pseudomorfos de hematita: Cristales elongados, diseminados en la muestra, su tamaño no supera los 75 μm . Tienen forma irregular,



se forman por alteración de magnetita

Cubanita: Formas irregulares, con tamaño $< 50 \mu\text{m}$ y asociados con calcopirita.

Bornita: Es muy escaso en la muestra, y se encuentra en asociación principalmente con calcopirita. Presenta forma irregular, y su tamaño es $< 50 \mu\text{m}$.



Muestra: TN0724A - Gabro de Olivino + Ortopiroxeno

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Características generales: Se presentan diseminados, en fracturas de olivino y en planos de clivaje de piroxeno. No superan los $200 \mu\text{m}$ y constituyen el 4% de la roca.

Mineralogía:

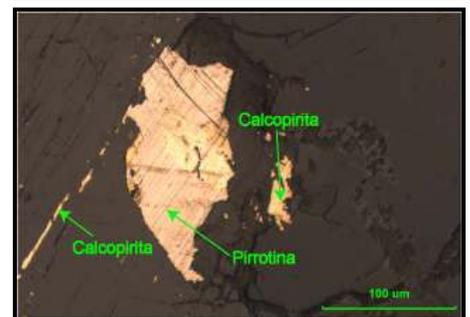
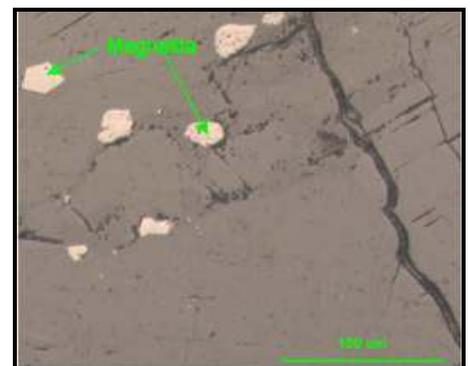
Pseudomorfos de hematita: Su tamaño no supera los $150 \mu\text{m}$ y se encuentran en fracturas de olivino al igual que en planos de clivajes de piroxeno. Su forma es regular y también elongados, y no se observan asociados a otro mineral.

Magnetita: Se presentan con forma regular y su tamaño no supera los $50 \mu\text{m}$. Se presentan en agregados o diseminada.

Pirrotina: Se encuentra diseminado, con cristales idiomorfos. El tamaño de los cristales es $< 200 \mu\text{m}$ y está asociado a calcopirita y en cristales aislados. Se encuentra oxidado.

Calcopirita: Son cristales diseminados, regulares e irregulares. Llegan a los $200 \mu\text{m}$ y se encuentra en asociación con pirrotina en formas lenticulares y en el interior de cristales de pirrotina; también en cristales aislados.

Cubanita: Asociado a calcopirita y pirrotina, de forma irregular, con tamaño $< 200 \mu\text{m}$.



Muestra: TN0726A1 - Gabro de Olivino

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Características generales: Los minerales opacos se encuentran diseminados, en fracturas de olivino y en planos de clivaje en piroxenos. Su tamaño llega a los $200 \mu\text{m}$ y representan el 2 % de la roca.

Mineralogía:

Pirrotina: Sus cristales son regulares e irregulares y se encuentran diseminados o en planos de clivaje de piroxenos. No superan los

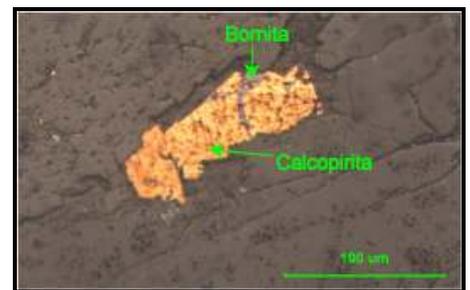
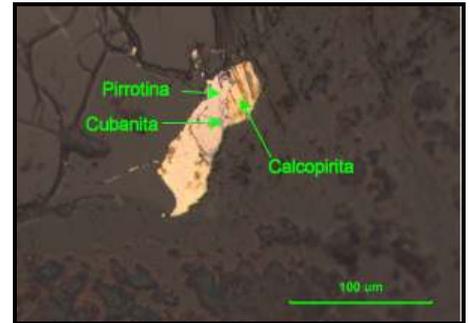
200 μm y se encuentran asociados a calcopirita. Sus bordes están reaccionados a limonita.

Calcopirita: Se encuentra tanto diseminado como en planos de clivaje de piroxeno y sus formas son regulares e irregulares. El tamaño máximo que tienen es de 200 μm y están asociados con pirrotina en forma lenticular, también se encuentran en cristales aislados.

Pseudomorfos de hematita: El tamaño de este mineral es variable, llegando a los 200 μm , y se encuentran en las fracturas de olivino. Su forma es alargada siguiendo las fracturas, no se ve asociada a otro mineral.

Limonita: Se presenta de forma escasa y principalmente asociados a pirrotina.

Cubanita: Está asociada con calcopirita y presenta forma irregular.



Muestra: TN0726A2 - Gabro de Olivino

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Características generales: Los minerales opacos se encuentran diseminados, en fracturas de olivino y en planos de clivaje en piroxenos. Su tamaño llega a los 200 μm y representan el 2 % de la roca.

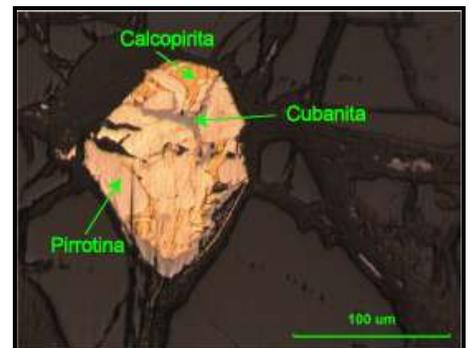
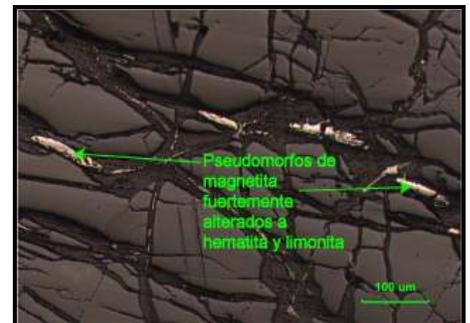
Mineralogía:

Pirrotina: Mayoritariamente de forma irregular, se encuentra diseminado. El tamaño es variable llegando a los 200 μm , están asociados con calcopirita. Se encuentra oxidada.

Calcopirita: Presentan forma irregular y su tamaño llega a los 200 μm . Se encuentran diseminados y se observan aislados o en asociación con pirrotina. Se encuentra oxidada

Pseudomorfos de hematita: Se encuentran concentrados en las fracturas de olivino, su forma es alargada siguiendo las fracturas. Su tamaño no supera los 200 μm y no se observa asociado a otro mineral.

Cubanita: Irregular, diseminada, de tamaño < 100 μm y asociado con calcopirita y pirrotina.



ANEXO B
Marco Teórico

Introducción

El paleomagnetismo es una disciplina de las geociencias que en la actualidad está siendo muy utilizada, ya que entrega datos concretos y certeros acerca del movimiento de bloques corticales en la superficie terrestre. Sin embargo, es poco clara su base teórica y metodológica por lo que es necesario realizar una explicación clara acerca de los conceptos básicos ligados a esta área de investigación, basado principalmente en el trabajo realizado por Butler (1992) acerca de esto.

El paleomagnetismo estudia el magnetismo que es retenido por las rocas, con el fin de registrar las configuraciones del campo geomagnético a lo largo de la historia geológica. La base para esta disciplina es la capacidad de ciertos minerales de retener la dirección del campo geomagnético asociado a determinados momentos dentro de la historia geológica de las rocas. Esta magnetización puede tener diversos orígenes, relacionándose al enfriamiento de una roca, procesos secundarios de alteración, exposición a rayos, entre otros.

Los estudios paleomagnéticos se pueden realizar gracias a la interpretación de las propiedades magnéticas de las rocas y el comportamiento de los minerales que las componen. Si es posible determinar el evento que genera la magnetización de las rocas, se pueden utilizar los datos de declinación e inclinación como marcadores del lugar donde fueron adquiridos; en base a esto se pueden realizar las distintas interpretaciones geológicas.

Como ya se mencionó, un concepto fundamental es el de campo geomagnético, ya que el estudio de este campo pasado y presente permite entender e interpretar los datos paleomagnéticos. Se sabe que la Tierra presenta un campo geomagnético y que éste tiene su origen en el núcleo externo terrestre, capa compuesta de hierro y níquel en su mayoría. Este material altamente conductor genera un dínamo magnetohidrodinámico, que está controlado en gran medida por la rotación terrestre. Además, se acepta que la tierra se comporta como un dipolo axial centrado cercano al eje de rotación terrestre, esto implica que el dínamo magnetohidrodinámico permite a la Tierra tener un campo magnético con 2 sentidos preferenciales: uno de polaridad normal y otro de polaridad inversa.

Lo anterior permite plantear que la dirección paleomagnética que se obtiene de la roca es representativa de la dirección del campo en ese período, teniendo en cuenta que ese campo es calculado como un promedio a escala de decenas a cientos de miles de años. Dicha hipótesis es conocida como la hipótesis del Dipolo Axial Geocentrado, y es fundamental en la interpretación de datos paleomagnéticos.

Definiciones Básicas

Para entender de forma adecuada todo lo que implica el campo geomagnético terrestre, se muestran a continuación algunos conceptos físicos básicos que tienen relación con la teoría del electromagnetismo.

Momento magnético bipolar (M)

Este parámetro se define tanto para un par de cargas eléctricas como para un loop de corriente (Figura A1).

Si se tienen 2 cargas de magnitud m y dichas cargas se encuentran separadas por una distancia infinitesimal l , se puede definir el momento magnético como:

$$\mathbf{M} = m \mathbf{l}$$

En el loop de corriente, en tanto, se tiene una corriente eléctrica I y un ciclo de área $A = \pi R^2$, con R como el radio del loop. Con estos datos se puede definir M como:

$$\mathbf{M} = I A \vec{n},$$

En donde \mathbf{n} es un vector perpendicular al plano del loop, cuyo signo se determina con la regla de la mano derecha.

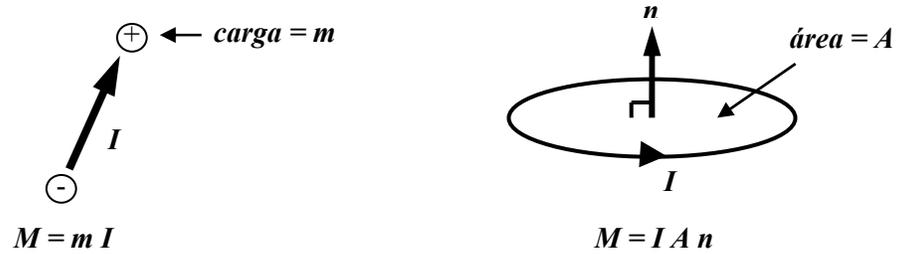


Figura A1: Momento magnético bipolar definido para dos cargas (izquierda) y para un loop de corriente (derecha). Modificado de Butler (1992).

Campo Magnético (H)

El campo magnético se puede entender como la fuerza experimentada por una carga positiva en un área. En el caso del loop, el campo magnético se puede obtener con la siguiente fórmula:

$$H = \frac{I}{2R} \left[\frac{A}{m} \right]$$

Para poder determinar H se requiere de ciertas condiciones que no son posibles de lograr experimentalmente en la actualidad. En dicho caso se puede explicar mediante el torque de alineamiento de un dipolo magnético ubicado en un campo magnético, el cual se presenta con la siguiente expresión (Butler, 1992):

$$\Gamma = \mathbf{M} \times \mathbf{H} = M H \sin \theta \Gamma$$

En donde Γ es un vector unitario paralelo al torque, y θ es el ángulo entre \mathbf{M} y \mathbf{H} .

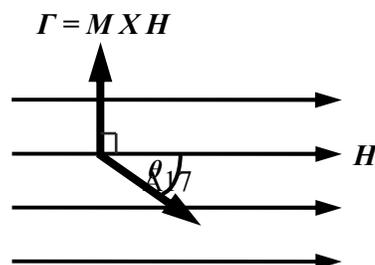


Figura A2: Torque de alineamiento obtenido al someter un momento magnético M a un campo magnético J .

Intensidad de Magnetización (J)

Para cualquier material, la intensidad de magnetización se define como el momento bipolar magnético por unidad de volumen.

$$J = \frac{M}{V} = \frac{\sum_i M_i}{V}$$

Esta expresión define a J , en donde $\sum M_i$ es la suma vectorial de momentos magnéticos en un volumen V dado.

Este parámetro tiene 2 componentes: la magnetización inducida, que corresponde a aquella obtenida por la roca por efecto de un campo magnético H (campo actual); y la magnetización remanente, que da un registro de campos anteriores que afectaron la roca a lo largo de su historia geológica.

Susceptibilidad Magnética (χ)

La susceptibilidad magnética se entiende como la capacidad de que tiene un material para adquirir magnetización (“magnetizabilidad” según Butler, 1992).

Se define como:

$$J = \chi H, \text{ con } \chi \text{ en S.I.}$$

Si \mathbf{J} es paralelo a \mathbf{H} , el valor de χ es un escalar; en cambio, si \mathbf{J} no es paralelo a \mathbf{H} , el material tiene anisotropía magnética, y por ello χ se define como un tensor expresado en una matriz de 3 x 3.

Inclinación y Declinación Magnética

El campo magnético de la tierra se puede definir en base a 2 parámetros, los cuales son la inclinación y la declinación. El primero corresponde al ángulo existente entre la componente vertical del campo magnético \mathbf{H} y el plano horizontal; en tanto el segundo se define como el ángulo azimutal entre la componente horizontal del campo magnético \mathbf{H} y el norte geográfico (Figura A3).

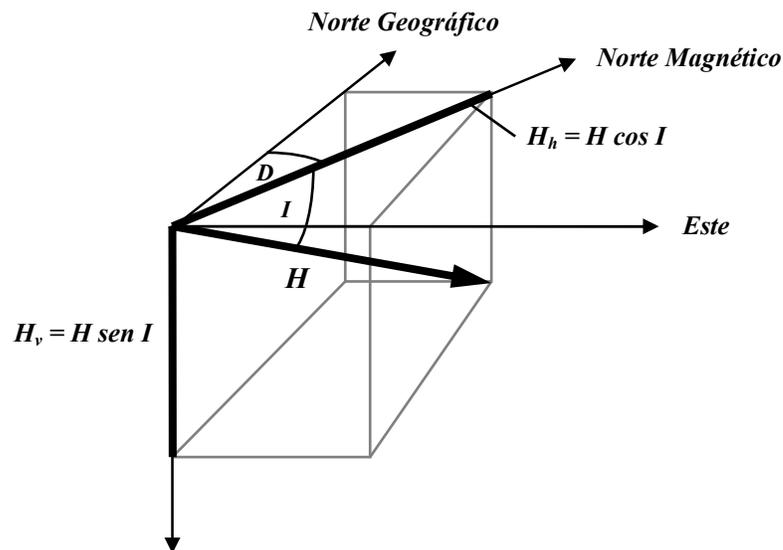


Figura A3: Inclinación (I) y declinación magnética (D) (modificado de Butler, 1992).

Con estos conceptos ya definidos, se puede plantear un modelo que explique la magnetización observada en la Tierra.

El modelo más aceptado por la comunidad científica es el dipolo axial geocéntrico (DAG). La base principal de este modelo es considerar un dipolo magnético M en el centro de la Tierra y alinearlo con su eje de rotación.

Con un correcto manejo de los conceptos y expresiones antes mostradas, se puede observar una relación de dependencia entre la latitud y el radio terrestre del vector magnético. Así, mediante una serie de ecuaciones y reemplazos, se llega a una expresión fundamental para el paleomagnetismo:

$$H_v = \frac{2 M \sin\lambda}{r_e^3} ; H_h = \frac{M \cos\lambda}{r_e^3} \rightarrow \tan I = \left(\frac{H_v}{H_h} \right) = \left(\frac{2 \sin\lambda}{\cos\lambda} \right) = 2 \tan\lambda$$

Con M como momento magnético del dipolo; λ , latitud geográfica (+90 hacia el norte; -90 hacia el sur); r_e , radio medio terrestre.

Sin embargo, se ha encontrado que el modelo del dipolo axial geocéntrico centrado no es del todo preciso, ya que hay una componente no dipolar en el campo geomagnético terrestre, lo cual ha hecho que se haga una leve modificación al DAG. Se plantea entonces el modelo del dipolo geocéntrico inclinado, que consiste básicamente en el DAG, pero el eje del dipolo está rotado $11,5^\circ$ al W respecto al eje del DAG. Con esto, se obtiene una mejora sustancial en la descripción del campo geomagnético terrestre (Figura A4).

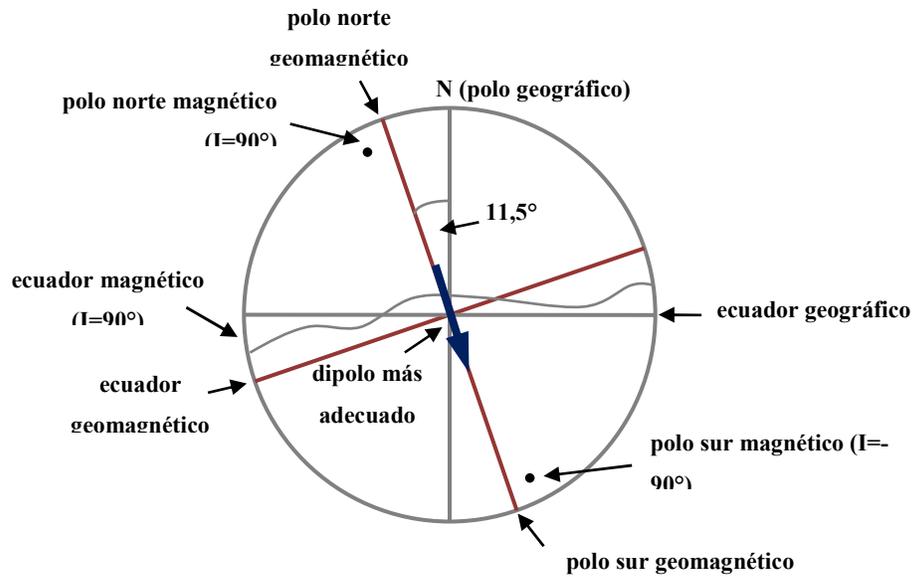


Figura A4: Modelo del dipolo axial geocéntrico inclinado (modificado de Butler, 1992).

Variación Secular

El campo geomagnético en la superficie terrestre no es constante, sino que presenta una variación considerable con el tiempo. Dichos cambios ocurren en períodos variables entre 1 y 10000 años, y son de origen interno. Este proceso es conocido como la variación secular del campo magnético.

Merrill y McElhinny (1983) compilaron datos de polos paleomagnéticos promedio de los últimos 2000 años, con intervalos de 100 años en 8 regiones del planeta tectónicamente estables, y se obtuvo que el polo geomagnético promedio de los últimos 2000 años es indistinguible del polo norte geográfico.

Las variaciones seculares se pueden estudiar mediante el paleo y arqueomagnetismo, sedimentos post glaciares y también con rocas volcánicas holocenas.

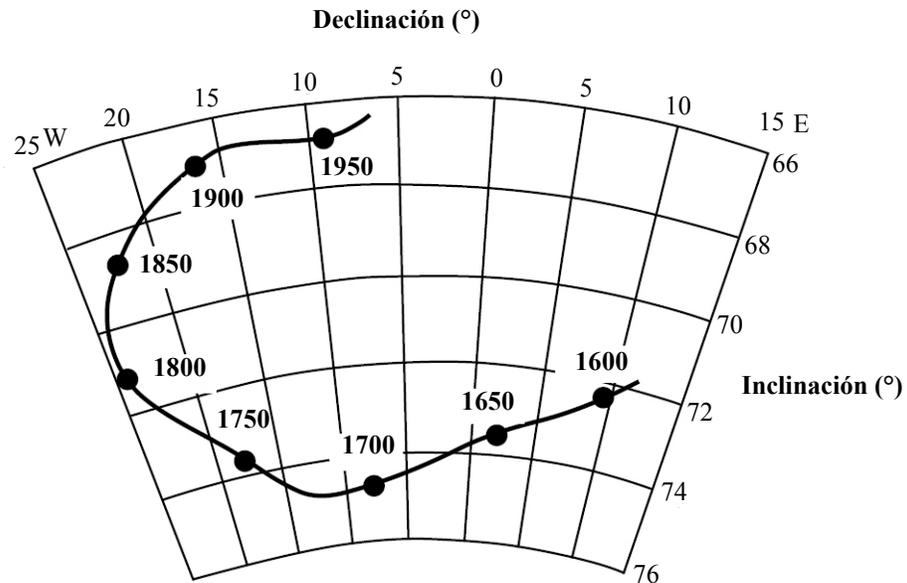


Figura A5: Variación secular observada en Greenwich, Inglaterra, durante los últimos 400 años (modificado de Malin & Bullard, 1981).

Materiales Magnéticos y Teoría de Dominios

El origen del magnetismo se avoca al movimiento orbital de los electrones, en específico su spin y la interacción entre éstos. Para poder entender esto, se debe considerar el comportamiento de los distintos materiales frente a un campo magnético. De esta forma, se distinguen 3 tipos de comportamiento, los cuales son el diamagnetismo, el paramagnetismo y el ferromagnetismo

Diamagnetismo

En el diamagnetismo, los átomos no son capaces de generar una red magnética, ya que los electrones no están desapareados (orbitales electrónicos llenos) y de esta forma no pueden “cooperar” con el campo magnético. Por ello, se dice que un material diamagnético no presenta momentos magnéticos atómicos (Butler, 1992). La tendencia de los electrones es alinearse en sentido opuesto al campo aplicado sobre ellos, por lo cual la intensidad es muy baja. La

susceptibilidad magnética de estos materiales es negativa, e independiente de la temperatura (Butler, 1992) (Figura A6). Un ejemplo de material diamagnético es el cuarzo (SiO_2).

Paramagnetismo

En este caso, hay algunos electrones desapareados en orbitales parcialmente llenos (generado principalmente por la presencia de Fe), lo que implica que algunos átomos tengan una red de momentos magnéticos; en consecuencia, se genera un alineamiento parcial paralelo al campo inducido sobre el material. Para cualquier condición geológica relevante, J es linealmente dependiente de H (Butler, 1992). (Figura A6). Un ejemplo de material paramagnético es la fayalita (Fe_2SiO_4).

Ferromagnetismo

Ante la presencia de campo magnético, los materiales ferromagnéticos se caracterizan por presentar una fuerte interacción magnética entre los átomos vecinos, debido a fuerzas de intercambio electrónico; dicha interacción puede ser de varios órdenes mayor a los materiales paramagnéticos al ser sometidos a un mismo campo magnético. Por lo general, los elementos de transición como el Fe, Ni y Co forman minerales ferromagnéticos. Presentan alineamiento paralelo de momentos, y su comportamiento frente a un campo magnético se puede describir con la curva de histéresis (Figura A6). Un ejemplo de mineral ferromagnético es la magnetita (Fe_3O_4).

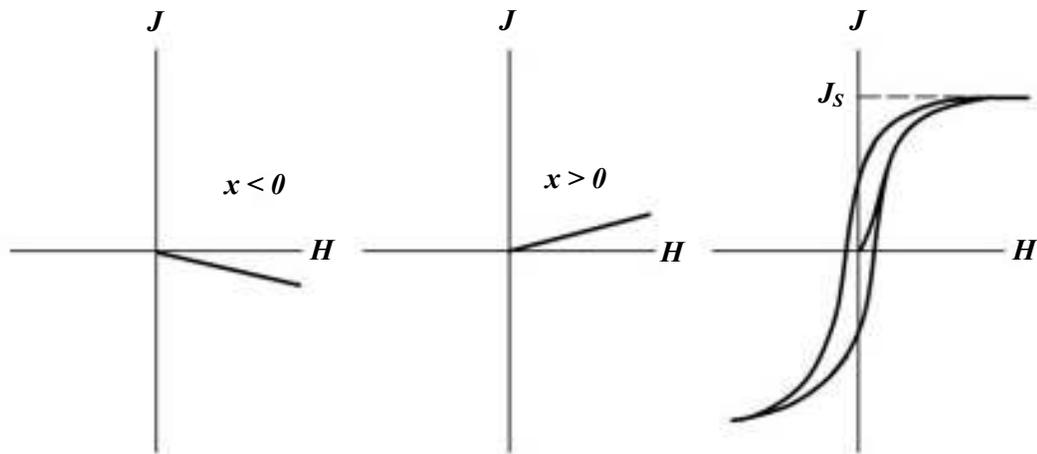


Figura A6: Gráficos de magnetización (J) vs. Campo magnético (H) para un material diamagnético (izquierda), paramagnético (centro) y ferromagnético (derecha).

Si bien los materiales ferromagnéticos presentan una fuerte interacción entre átomos vecinos, dicha interacción no es igual para todos. Los momentos magnéticos dentro de la estructura cristalina de un material ferromagnético se pueden alinear de 3 formas diferentes:

Ferromagnetismo: todos los momentos magnéticos se alinean paralelos entre sí y en la misma dirección y sentido (Figura A7).

Antiferromagnetismo: los momentos magnéticos de estos materiales se alinean alternadamente en sentidos opuestos; por ello la magnetización resultante es cero (Figura A7).

Ferrimagnetismo: al igual que en el antiferromagnetismo, hay un alineamiento alternado de los átomos en sentidos opuestos, sin embargo, las magnitudes de los momentos magnéticos no son las mismas, con la consecuente magnetización resultante distinta de cero (Figura A7).

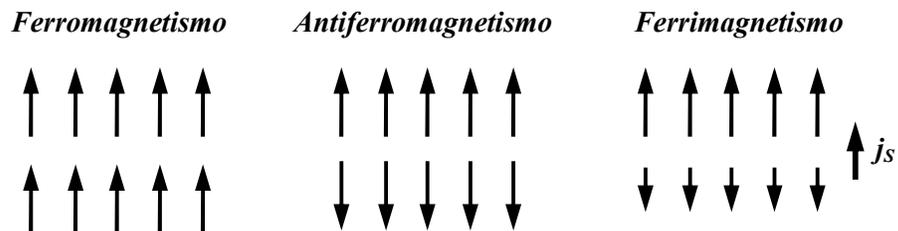


Figura A7: Tipos de comportamiento ferromagnético.

Si se tiene un material ferromagnético cualquiera a una temperatura dada, éste tendrá una magnetización máxima conocida como *magnetización de saturación* J_s . En sentido estricto, la magnetización de saturación se define como el momento magnético inducido máximo que se puede tener para un material; si se incrementa el campo magnético, la magnetización no se incrementará.

La magnetización de saturación decrece con el incremento de la temperatura (Butler, 1992). La temperatura de Curie es aquella en donde la magnetización de saturación se hace cero; esto indica que sobre la temperatura de Curie, el comportamiento del material será paramagnético y no retiene el campo magnético del período que se forma. La temperatura de Curie es característica de cada material ferromagnético (580° para magnetita y 680° para hematita por ejemplo).

Si bien se sabe que los minerales ferromagnéticos pueden retener el magnetismo, no todos los granos de estos minerales son lo suficientemente “aptos” para retener de buena manera la magnetización remanente.

Si se considera una partícula esférica de material ferromagnético con distribución de magnetización uniforme, se tiene que un hemisferio tendrá carga positiva y el otro tendrá carga negativa. En esta distribución de carga hay una energía debido a la repulsión entre cargas iguales adyacentes. Esta es conocida como energía magnetostática (e_m).

Para poder disminuir e_m , dentro del grano se forman dominios magnéticos, generando una disminución de la carga magnética debido a que la separación de las cargas de signo opuesto sea menor (Butler, 1992). Estos dominios tendrán direcciones opuestas, y se encuentran separados por las paredes de dominio, las cuales son de un ancho determinado y son finitas (Figura A8).

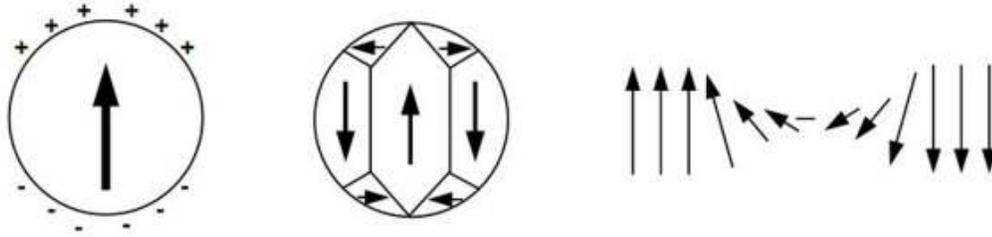


Figura A8: Formación de dominios magnéticos y paredes de dominio.

En base al tamaño de grano, se ha descubierto que hay propiedades magnéticas, como la coercividad y la intensidad de la remanencia, que varían significativamente. Esto ha permitido plantear la teoría de los dominios, con lo que se describen 4 tipos principales de granos, basado en el comportamiento magnético:

Dominio Simple (DS): Son aquellos que, como dice su nombre, presentan sólo un dominio magnético, ya que la energía necesaria para generar una pared de dominio es mayor a la disminución en la energía magnetostática resultante de dividir el grano en 2 dominios. Presentan una fuerte coercividad y son muy buenos portadores de la magnetización remanente. El tamaño de estos granos es como máximo 1 μm .

Multi Dominio (MD): Son aquellos que presentan varios dominios magnéticos. Presentan un bajo valor de coercividad y no son buenos receptores del paleomagnetismo. La energía requerida para pasar de DS a MD en estos granos es muy baja. Su tamaño supera los 10 μm generalmente, aunque hay algunos que pueden ser de menor tamaño

Pseudo Dominio Simple (PDS): Estos presentan un comportamiento límite entre DS y MD. Por lo general son partículas con tamaño similar a DS, pero con sectores de comportamiento mixto. Pueden ser importantes portadores de datos paleomagnéticos. El intervalo de tamaño para los granos PDS es aproximadamente 1 – 10 μm en magnetita.

Súper Paramagnéticos (SP): Estos se forman cuando el tamaño de grano se hace demasiado pequeño y lleva a que la intensidad de remanencia y coercividad sea igual a cero.

En los estudios paleomagnéticos, los mejores granos para la retención del campo magnético pasado corresponden a los granos DS, seguidos por los PDS.

Paleomagnetismo y Tectónica

El estudio de las propiedades paleomagnéticas de las muestras permite obtener información relevante acerca de su posición en el período de formación o bien del último evento tectónico que las afectó, permitiendo la interpretación de posibles rotaciones o basculamiento de bloques al compararlo con un polo geomagnético de referencia.

Magnetización

La magnetización de una roca se puede dividir en 2 componentes:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r$$

En donde \mathbf{J}_i es la magnetización inducida, mientras que \mathbf{J}_r es la magnetización remanente. La magnetización inducida se asocia generalmente a la presencia de un campo actual, mientras que la magnetización remanente es aquella que se puede asociar a un campo al que la roca fue sometida previamente y que fue removido.

Una roca puede ser magnetizada ya sea por uno o varios eventos geológicos. Esto implica que, generalmente, la remanencia magnética presente más de una componente. Si la magnetización se obtiene en el proceso de formación de la roca, se dice que la magnetización es primaria; en tanto, si la magnetización se obtiene por un proceso posterior, es secundaria.

Los tipos principales de magnetización primaria que puede sufrir una roca son:

Magnetización termoremanente (TRM): se produce por el enfriamiento de la roca bajo la temperatura de Curie (T_c) en la presencia de un campo magnético. La mayoría de las rocas ígneas adquieren este tipo de magnetización.

Magnetización Remanente Detrital (DRM): esta magnetización se obtiene durante la deposición y litificación de rocas sedimentarias. Los minerales ferromagnéticos pequeños se alinean con la dirección del campo magnético.

En tanto, los tipos principales de magnetización secundaria son:

Magnetización Remanente química (CRM): se genera al haber cambios químicos que forman minerales ferromagnéticos ante la presencia de un campo magnético. Generalmente esta magnetización es encontrada en rocas sedimentarias.

Magnetización Remanente Viscosa (VRM): magnetización adquirida durante la exposición de un material a campos magnéticos débiles por un tiempo prolongado.

Magnetización Remanente Isotermal (IRM): la magnetización isotermal se adquiere por la exposición por cortos periodos de tiempo a campos magnéticos muy fuertes a temperatura constante. Se puede adquirir, por ejemplo, por el impacto de un rayo, o bien se puede generar en laboratorio mediante un campo magnético generado por un electromagneto.

Para que las rocas puedan retener la magnetización debe cumplirse que el tiempo de relajación sea mayor a su edad geológica. El tiempo de relajación corresponde a la disminución de la intensidad magnética de un conjunto de granos debido a la agitación térmica en el tiempo. Este parámetro es dependiente de la temperatura; si T° aumenta, el tiempo de relajación disminuye; esto se cumple hasta llegar a un punto tal en que las rocas pierden el comportamiento ferromagnético y se convierten en materiales superparamagnéticos. Dicha temperatura corresponde a la temperatura de bloqueo (T_b); es decir, si la roca es sometida a la temperatura de bloqueo, se borra cualquiera magnetización remanente existente en la roca.

Desmagnetización

Como se dijo anteriormente, la magnetización remanente en una roca puede presentar más de una componente, dividiéndose en primaria y secundaria. Mediante ciertas técnicas de desmagnetización, se puede separar una componente primaria característica de la remanencia mediante una remoción selectiva de remanencias secundarias. Generalmente, la TRM, la DRM y la CRM son fuertes y permanecen por periodos extensos de tiempo; en cambio la magnetización viscosa (VRM) tiene una componente débil y por ello se puede eliminar fácilmente.

Existen varias técnicas para desmagnetizar las rocas, sin embargo, las principales son dos, que corresponden a la desmagnetización termal y la desmagnetización por campos alternos (AF).

Desmagnetización Termal

En la desmagnetización termal, los especímenes son sometidos a una temperatura elevada dada, para posteriormente ser enfriados a temperatura ambiente en campo magnético cero. Con ello, los cristales con temperatura de bloqueo menor a la temperatura de desmagnetización adquieren una “magnetización termoremanente” en $H = 0$, borrando así la remanencia traída por estos granos. De este modo, se mide la remanencia magnética para dicha temperatura, y el proceso se hace en varios pasos en donde se va aumentando la temperatura, hasta encontrar la magnetización remanente que se busca.

Los granos con tiempo de relajación largo son estables a condiciones de magnetismo viscoso, por ello no lo adquieren; en tanto, los granos con tiempo de relajación corto presentan una baja temperatura de bloqueo, así pueden adquirir magnetización viscosa. Al someter los especímenes a temperaturas cercanas a los 200° C, estos pierden una posible magnetización adquirida con el campo magnético presente.

Desmagnetización por Campos Alternos (AF)

En este procedimiento, los especímenes son expuestos a un campo magnético alternante, con una onda sinusoidal que decrece linealmente de magnitud con el tiempo. El campo alternante máximo que usualmente presentan los desmagnetizadores es de 100 mT, y su tiempo de

decaimiento del máximo hasta cero es cercano al minuto. Al igual que en la desmagnetización termal, se hace una secuencia de campos alternos para determinar la variación de la intensidad de la magnetización y así poder identificar la magnetización primaria.

Este método es efectivo para remover remanencia secundaria y aislar la remanencia primaria en rocas con titanomagnetita como mineral ferromagnético principal. Pueden remover magnetizaciones con coercividades menores al peak del campo aplicado, y dejar la componente característica sin alterarla.

Representación Gráfica

La representación gráfica de los resultados paleomagnéticos debe representar de la manera más completa y simple a éstos, es por ello que se han hecho ciertos diagramas de gran utilidad para la representación. Los principales diagramas utilizados por la mayoría de los investigadores son:

Redes estereográficas equiareales: Estas redes permiten plotear los datos de declinación e inclinación magnética. La declinación se plotea en sentido horario, partiendo desde el eje NS. En la inclinación, el ángulo aumenta desde la circunferencia al centro del círculo (Figura A9), el signo positivo representa la polaridad normal y el signo negativo la inversa.

Diagramas de Zijderveld: Es un grafico ortogonal en el que se utilizan 2 planos, uno definido por las direcciones N – S y E – W, y el otro es vertical según Z. El eje Z está sobre el plano horizontal y la escala es definida por la intensidad magnética (Figura A9).

Diagramas de decaimiento de la intensidad magnética: Gráfico que plotea la intensidad de magnetización normalizada en el eje Y, y en el eje X se plotea la temperatura o el campo alternante, dependiendo del tipo de desmagnetización utilizado en la muestra.

Diagramas de variación de la susceptibilidad magnética: Se plotea de forma similar al anterior, con el eje X para la temperatura o el campo alterno y el eje Y para el valor de la susceptibilidad (k). Si se observa una fuerte variación en este gráfico se puede asociar a cambios mineralógicos y/o estructurales de los minerales magnéticos.

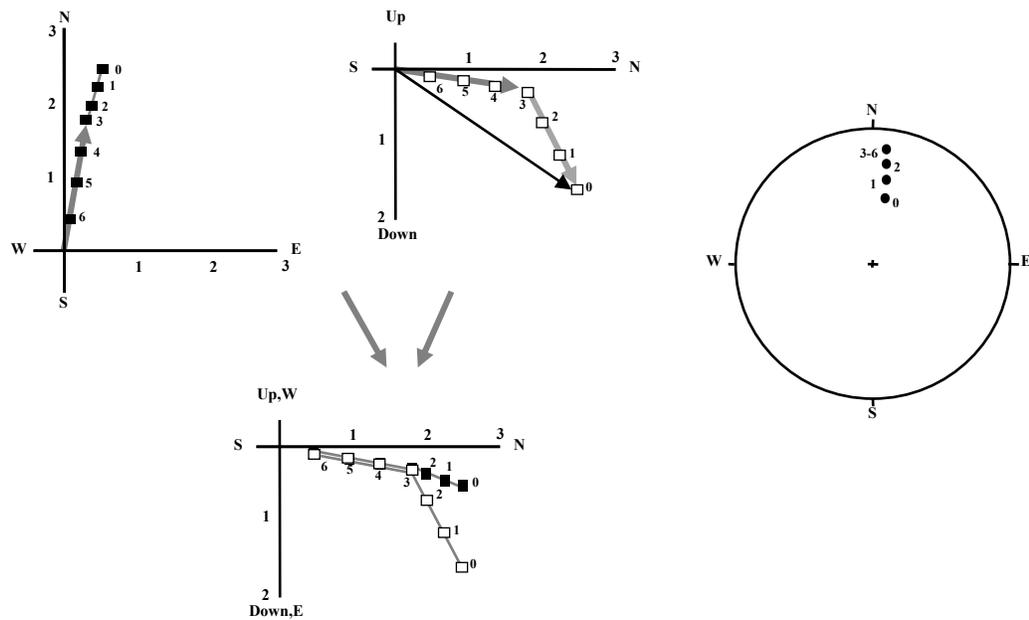


Figura A9: Diagramas de zijderveld y redes estereográficas equiareales para una misma muestra (modificado de Butler, 1992).

Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

La anisotropía magnética es la heterogeneidad de magnetización remanente o inducida al ser medida en diferentes direcciones. La anisotropía magnética más conocida es la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), en donde la susceptibilidad depende de la dirección del campo magnético aplicado sobre las rocas.

La anisotropía de susceptibilidad magnética se puede analizar desde un punto de vista físico. Para ello, se asume que el campo magnético se puede relacionar con la magnetización inducida con la siguiente relación:

$$\mathbf{M} = \mathbf{k} \mathbf{H}$$

Con \mathbf{H} el campo magnético, \mathbf{M} la magnetización volumétrica inducida y \mathbf{k} es la susceptibilidad volumétrica.

En un medio magnético anisotrópico, la magnetización inducida no es paralela al campo magnetizador, por ello la magnetización, respecto a un sistema referencial arbitrario x, y, z , se puede representar así:

$$M_i = k_{ij} H_j \quad i, j = x, y, z$$

En donde k_{ij} es el tensor de segundo orden de la susceptibilidad. El tensor de susceptibilidad es simétrico; por ello se puede caracterizar con 6 constantes que corresponden a las componentes del tensor, representado con un elipsoide, en donde se definen 3 ejes perpendiculares entre sí a lo largo de las direcciones con valores máximos, intermedios y mínimos de susceptibilidad ($k_{máx}$, k_i y $k_{mín}$ respectivamente).

Matemáticamente se expresa como:

$$k_a x_1^2 + k_b x_2^2 + k_c x_3^2 = 1$$

Donde las dimensiones del *Elipsoide de Susceptibilidad* corresponden a los ejes principales de susceptibilidad.

Gracias a estos datos, se puede obtener valiosa información acerca de la fábrica magnética de los minerales, es por ello que el cálculo de la anisotropía tiene una importancia especial para el

estudio de petrofábricas. Se definen una serie de parámetros que permiten explicar las fábricas minerales:

Lineación (L):
$$L = \frac{k_{m\acute{a}x}}{k_i} = P1$$

Factor de Anisotropía:
$$\frac{k_{m\acute{a}x}}{k_{m\acute{i}n}} = P2$$

Foliación (F):
$$F = \frac{k_i}{k_{m\acute{i}n}} = P3$$

La lineación mide la cantidad de partículas paralelas que aportan a la magnitud de la susceptibilidad, en tanto la foliación indica la distribución planas de dichos granos.

$$E = \frac{(k_t)^2}{k_{m\acute{a}x} k_{m\acute{i}n}}, \text{ siendo } E \text{ la excentricidad del elipsoide.}$$

Si $E < 1$, el elipsoide es prolato; si $E > 1$, el elipsoide es oblato.

Estos dos rangos de E corresponden a formas con dominio de foliación y lineación respectivamente.

Tipos de Anisotropía Magnética

La anisotropía magnética está controlada por diferentes factores, como el ordenamiento cristalino, el stress sufrido por la roca y la forma de los minerales. Como la anisotropía controla en parte la coercividad, la remanencia, y la forma del ciclo de histéresis, es bueno definir los distintos tipos de anisotropías existentes. Se definen 3 tipos de anisotropía, los cuales son la anisotropía de forma, la anisotropía magnetocristalina y la anisotropía de stress.

Anisotropía de Forma

Este tipo de anisotropía está asociado con la forma que tienen los minerales. Un cuerpo magnetizado genera cargas o polos en su superficie, conformando una distribución superficial de la carga. Si el cuerpo es de forma elipsoidal, se tiene que el porcentaje de superficie cubierta por cargas magnéticas será diferente para cada eje. Mientras en el eje más achatado la superficie con carga será menor, en el eje más elongado la superficie será mayor. Si el cuerpo es esferoidal, la distribución de las cargas será simétrica en cualquier dirección y por tanto no habrá anisotropía de forma.

Anisotropía Magnetocristalina

En las partículas de dominio simple sin anisotropía de forma o partículas con baja magnetización de saturación, se tiene que la anisotropía magnetocristalina es la dominante. En esta anisotropía se relaciona la estructura magnetocristalina y la disposición de los cationes con momento magnético asociado, correspondiendo a la energía requerida para deflectar el momento magnético de un cristal desde la dirección fácil a la más difícil.

Anisotropía de Stress

Bajo magnetización, un cristal previamente desmagnetizado experimenta un stress que puede ser medido en función del campo aplicado a lo largo del eje cristalográfico principal. Un material magnético puede cambiar su dimensión cuando se magnetiza. Su magnitud se describe por 2 constantes, denominadas constantes de magnetotricción (I_{111} y I_{000}) y el nivel de stress.

Petrografía Magnética y Mineralogía Magnética

Petrografía Magnética

La petrografía magnética corresponde a la aplicación de diversas técnicas petrográficas clásicas para definir los distintos minerales magnéticos existentes en las rocas. Esto puede ayudar a aclarar los factores que influyen, alteran y destruyen los minerales magnéticos (Clark et al, 1992).

Las propiedades magnéticas pueden ser alteradas por diversos factores, como por ejemplo el metamorfismo de bajo grado, la presencia de estructuras, la edad de la roca, alteración hidrotermal, entre otros; de hecho, está demostrado por varios autores que la mineralogía magnética y por ende las propiedades magnéticas de las rocas son altamente afectadas por los procesos de alteración hidrotermal (e.g. Astudillo et al, 2008).

Los minerales ferromagnéticos son opacos, es decir, no se pueden observar bajo luz transmitida en un corte transparente. Es por ello que su observación debe ser realizada con microscopía de luz reflejada y utilizando cortes pulidos. La observación óptica de los minerales opacos permite, al menos en parte, determinar la secuencia de formación de éstos; es decir, se puede definir si los minerales ferromagnéticos se forman en la cristalización de la roca o bien por procesos secundarios (Butler, 1992). La determinación de la génesis de los minerales magnéticos puede ayudar posteriormente en el desarrollo del trabajo de laboratorio paleomagnético, ya sea en la desmagnetización, o bien en la interpretación de los datos obtenidos.

A través de la petrografía magnética, se pueden determinar, además de la identidad de los minerales, la existencia de texturas que revelen procesos de exsolución o de oxidación, lo cual ayuda a la interpretación de la historia de la roca estudiada.

Mineralogía Magnética

En los minerales magnéticos, se pueden encontrar tanto óxidos de Fe-Ti (magnetita, ilmenita, hematita) como oxihidróxidos de Fe (goetita, lepidocrosita) y sulfuros de Fe (pirrotina). Sin embargo, los más importantes corresponden a los primeros, ya que se encuentran en todo tipo de rocas principalmente como minerales accesorios.

Los óxidos de Fe-Ti se pueden representar en un diagrama ternario (diagrama $\text{TiO}_2 - \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$, mostrado en la Figura A10); en éste se definen series de solución sólida que, dependiendo

del miembro más abundante en la roca, pueden controlar la señal magnética de ellas. Principalmente se definen 3 series de solución sólida para este diagrama, en las cuales tanto los componentes extremos como los intermedios son importantes desde el punto de vista magnético.

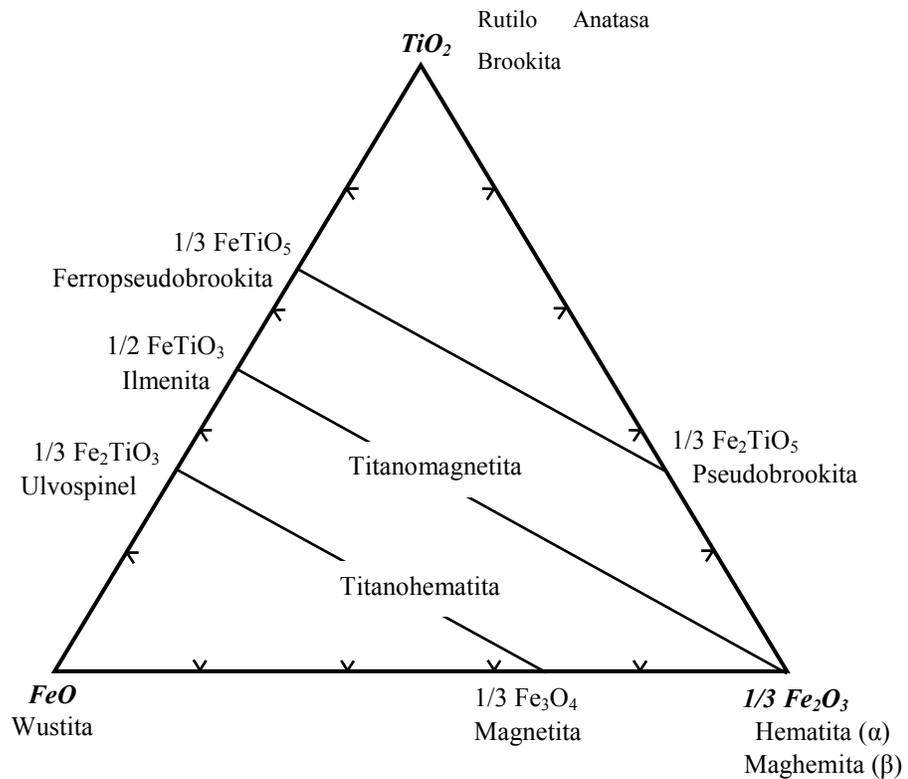


Figura A10: Diagrama ternario $TiO_2 - 1/2 Fe_2O_3 - FeO$.

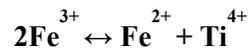
Serie de solución sólida de las titanomagnetitas

Las titanomagnetitas son minerales cúbicos, cuyos miembros extremos son la magnetita (Fe_3O_4) y la ulvöespinela (Fe_2TiO_4). En la estructura de estos minerales, se encuentran sitios tetraedrales y sitios octaedrales. La estructura cristalina que presenta esta serie es conocida como la estructura de la espinela inversa.

Estructura Espinel Inversa: En este caso, los cationes 2+ ocupan sitios octaedrales y los cationes 3+ ocupan sitios tetraedrales y octaedrales.

En una estructura espinel inverso se puede considerar 2 estructuras antiparalelas acopladas entre si, que son el sitio tetraedral (A) y el octaedral (B) (Néel, 1955). La magnetita presenta un comportamiento ferrimagnético y la ulvöespinela es antiferromagnética. La magnetita se caracteriza por presentar una temperatura de Curie de 570-580°C, y su magnetización de saturación es de $4,8 \times 10^{-5}$ A/m. En tanto, la ulvoespinela tiene una temperatura de Curie de -153°C, por lo que no retiene la señal magnética a temperatura ambiente.

En las titanomagnetitas, se genera un importante intercambio catiónico que define en que parte de la solución sólida se encuentra el mineral. Dicha reacción es:



Se plantea más de una forma en que estos cationes ingresan a la estructura, uno de estos modelos es planteado por Néel (1955) donde ingresa Fe^{3+} en desmedro del Fe^{2+} en el sitio B, seguido con un reemplazo de parte del Fe^{2+} en el sitio A por Fe^{3+} . Esto influye notablemente en las propiedades magnéticas, ya que, considerando la variación de simetría, el tamaño de celda y la fracción molar de ulvoespinel, a medida que la titanomagnetita se hace más rica en Ti, las propiedades magnéticas disminuyen.

Serie de solución sólida de las titanohematitas

Las titanohematitas presentan una estructura romboedral, y el ordenamiento catiónico define una estructura hexagonal particular, ya que hay ciertos sitios catiónicos desocupados, generándose una distorsión en la estructura. Se forma un octaedro que no es perfecto y que se denomina octaedrón. Sus miembros extremos corresponden a la hematita (Fe_2O_3) y la ilmenita (FeTiO_3). La hematita se caracteriza por presentar una alta temperatura de Curie (bordea los 680 – 690°C), su temperatura de Néel es cercana a los 675°C y la magnetización de saturación es del orden de

2×10^{-3} A/m. En tanto, la ilmenita presenta una temperatura de Curie de -218°C , es por ello que, al igual que la ulvöespinela, no retiene la señal magnética a temperatura ambiente.

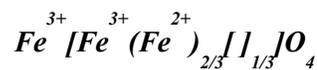
El intercambio catiónico en la serie de titanohematitas es menos compleja que en las titanomagnetitas, ya que el Ti^{4+} del sitio A como el Fe^{2+} del sitio B son reemplazados por Fe^{3+} .

La distribución catiónica de Fe^{2+} , Fe^{3+} y Ti^{4+} influye de forma importante en el comportamiento magnético de la serie. Para ciertos rangos de composiciones y temperaturas, se producen “núcleos” de cationes Fe^{2+} y Fe^{3+} en la capa correspondiente a los sitios catiónicos Ti^{4+} reemplazados, lo que produce diferenciales magnéticos intercapa a los que se puede relacionar un vector magnético resultante, lo que sustenta un comportamiento de tipo ferrimagnético dentro de este intervalo composicional

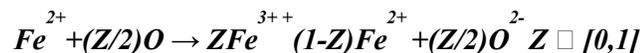
Serie de las titanomaghemitas

Las titanomaghemitas se generan por la oxidación de titanomagnetitas, en donde hay difusión de Fe^{2+} y Ti^{4+} desde la superficie de estos minerales. Generalmente, la formación de titanomaghemita no está asociada a los extremos de la solución sólida de las titanomagnetitas.

La maghemita es el miembro extremo de la serie de las titanomaghemitas. En este mineral, ocurre la oxidación de Fe^{2+} y la remoción de éste de la estructura cristalina, quedando espacios libres en la estructura. Esto se puede representar con la siguiente formula:



Su presencia permite definir el grado de oxidación del sistema, de la siguiente forma:



Con **Z**: fracción de hierro ferroso oxidado a hierro férrico.

La pérdida del Fe^{2+} asociado a la generación de maghemita produce la disminución del valor de la magnetización de saturación de $4,8 \times 10^{-5}$ a $4,2 \times 10^{-5}$, en tanto la temperatura de Curie se mantiene en el rango entre 590 y 675 °C.

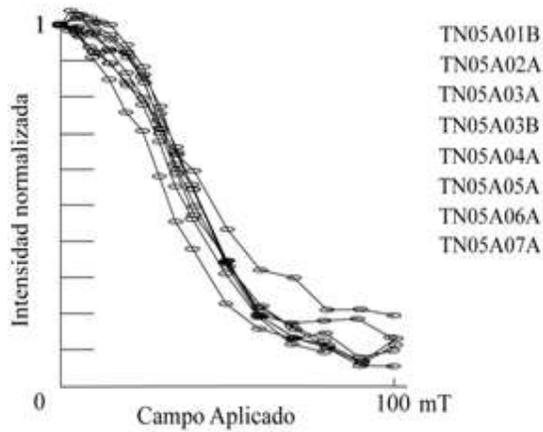
Otra característica importante de las maghemitas es su tendencia con el tiempo y la temperatura a cambiar su distribución espacial a la estructura de la hematita (hexagonal) de forma irreversible. Como la temperatura tiene efecto directo sobre este proceso, se espera que procesos como el metamorfismo de bajo grado y alteración hidrotermal influyan de manera importante en la generación de nueva hematita a partir de maghemita.

ANEXO C

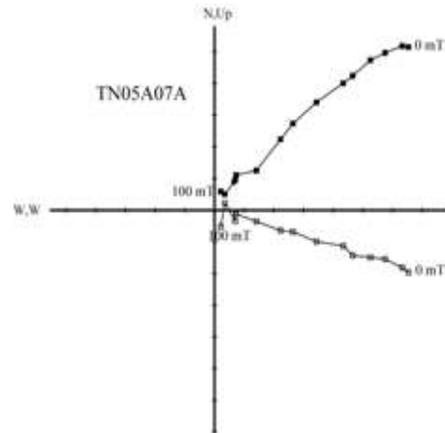
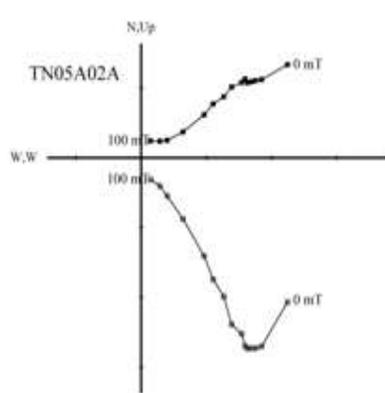
Resultados de propiedades magnéticas

TN0705A

Diabasa de grano medio



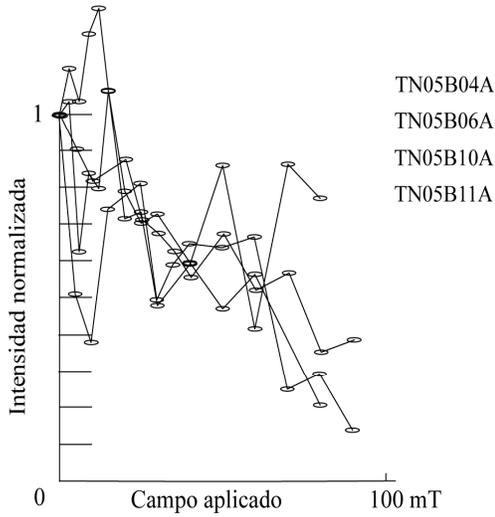
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen.



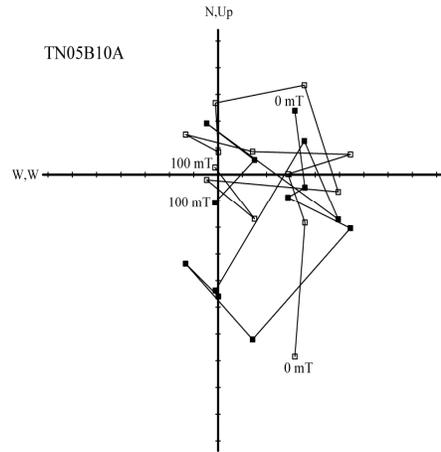
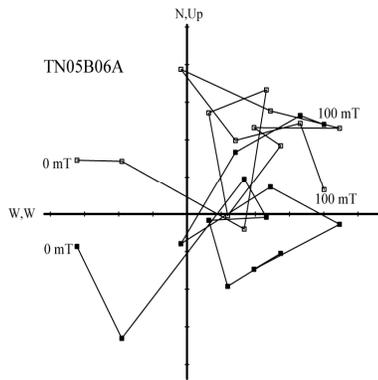
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0705A	-55° 12' 54.6''	-67° 54' 23.3''	8	4,57	6,7 x 10 ⁻⁴

TN0705B

Diabasa de grano medio



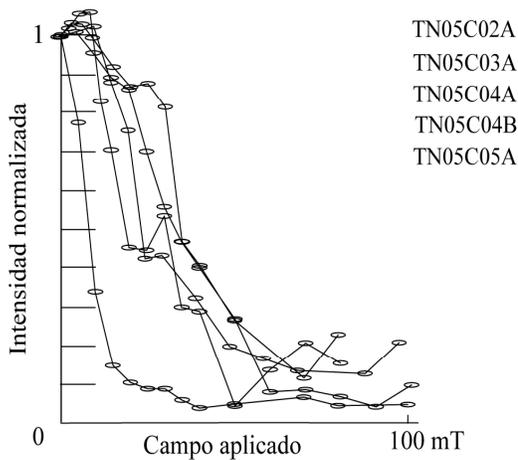
En esta muestra no se puede determinar con claridad el mineral portador de la magnetización. Los diagramas de zijderveld muestran una gran dispersión de los datos, impidiendo la determinación de 1 componente magnética principal.



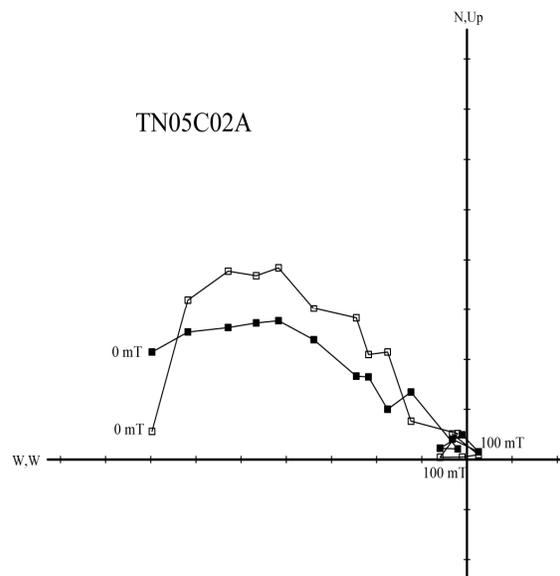
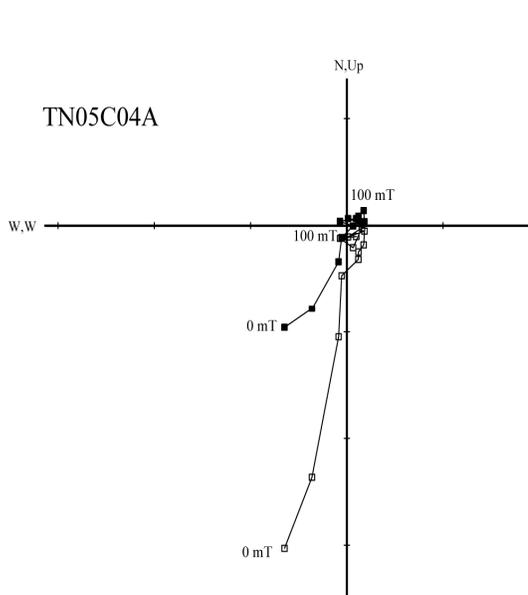
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0705B	-55° 12' 56.6''	-67° 54' 19.6''	4	5,52	6,6 x 10 ⁻⁴

TN0705C

Diabasa de grano medio



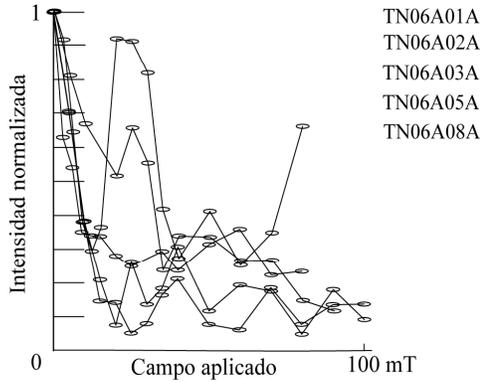
En esta muestra no es tan claro determinar el mineral portador de la magnetización; es probable que sea magnetita multi dominio. Los diagramas de zijderveld muestran una gran dispersión de los datos, impidiendo la determinación de 1 componente magnética principal.



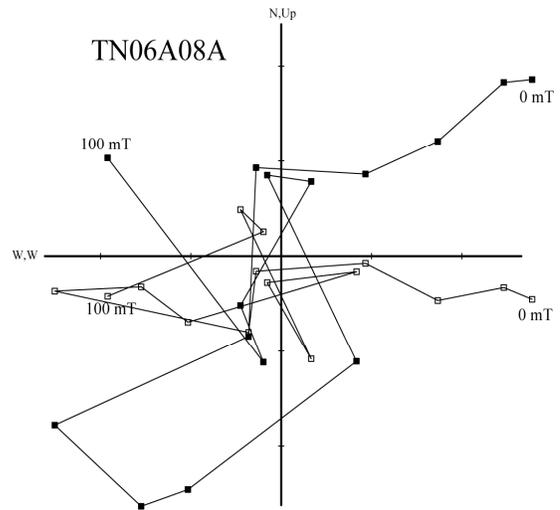
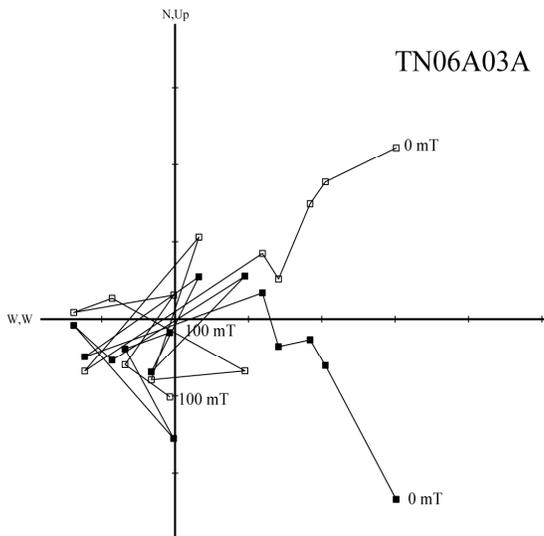
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I)
TN0705C	-55° 12' 50.6"	-67° 54' 19.4"	5	10,94	5,7 x 10 ⁻⁴

TN0706A

Basalto de Olivino + Clinopiroxeno



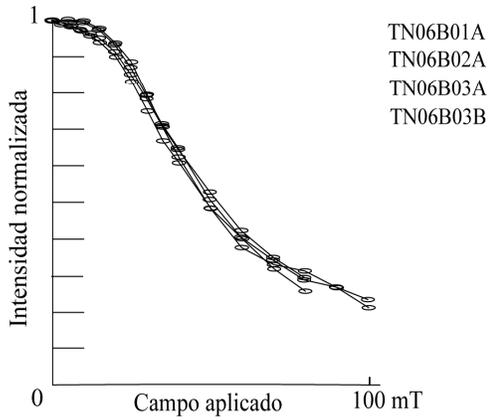
En esta muestra no se puede determinar con claridad el mineral portador de la magnetización. Los diagramas de zijderveld muestran una gran dispersión de los datos, impidiendo la determinación de 1 componente magnética principal.



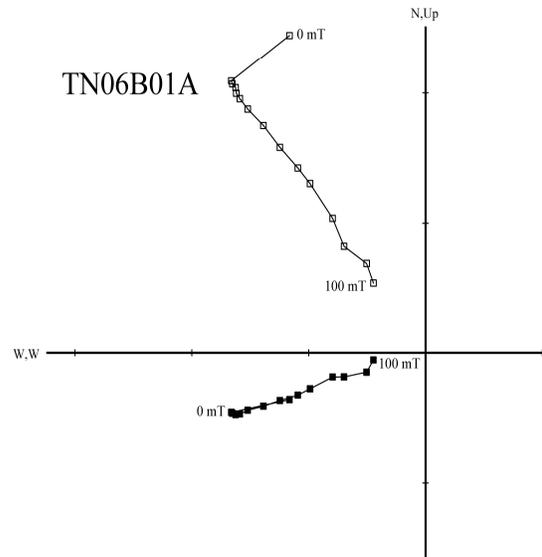
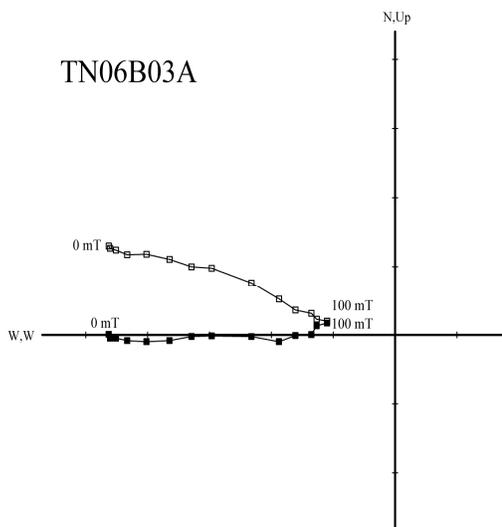
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0706A	-55° 13' 8.6''	-67° 52' 39.7''	5	406,37	1,0 x 10 ⁻³

TN0706B

Basalto de Olivino + Clinopiroxeno



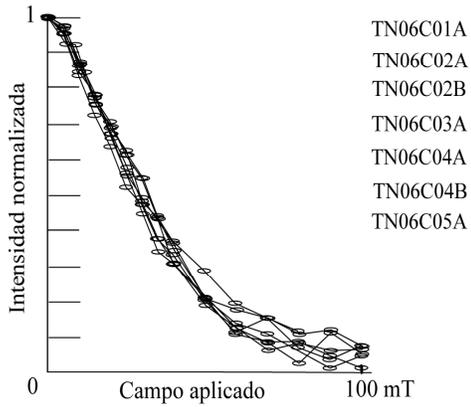
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de tamaño dominio simple- pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen.



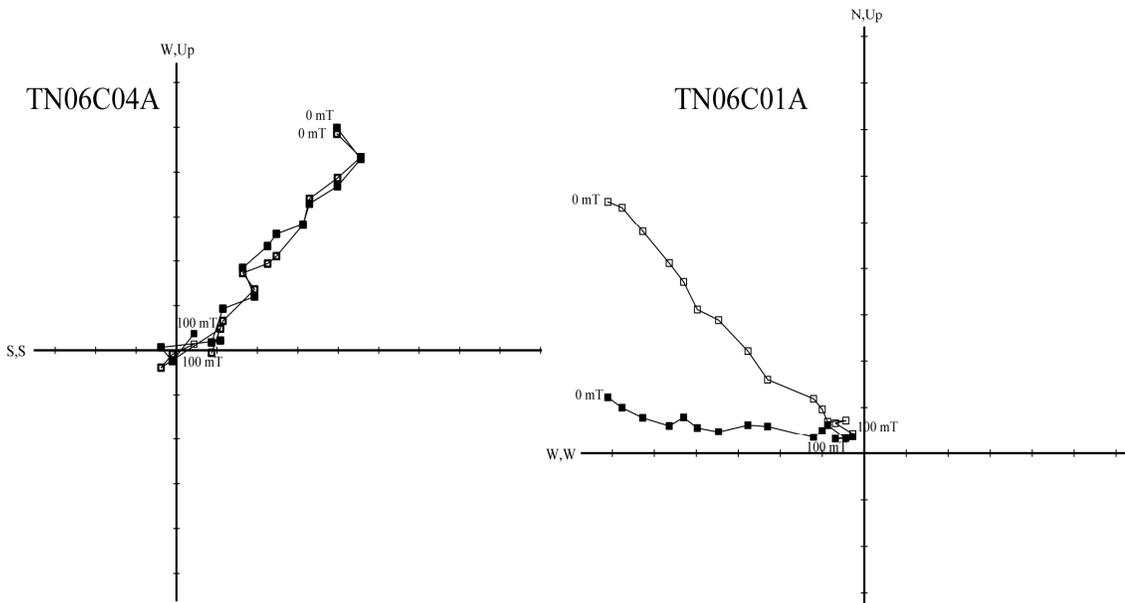
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0706B	-55° 13' 7.5''	-67° 52' 37.8''	4	2,47	$5,8 \times 10^{-4}$

TN0706C

Basalto de Olivino + Clinopiroxeno



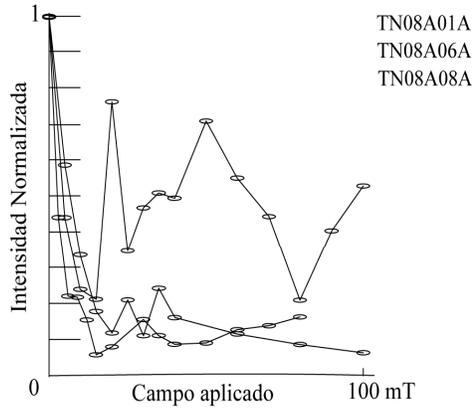
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple- pseudo simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes en algunas muestras: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen; en tanto en otras sólo se define 1 componente.



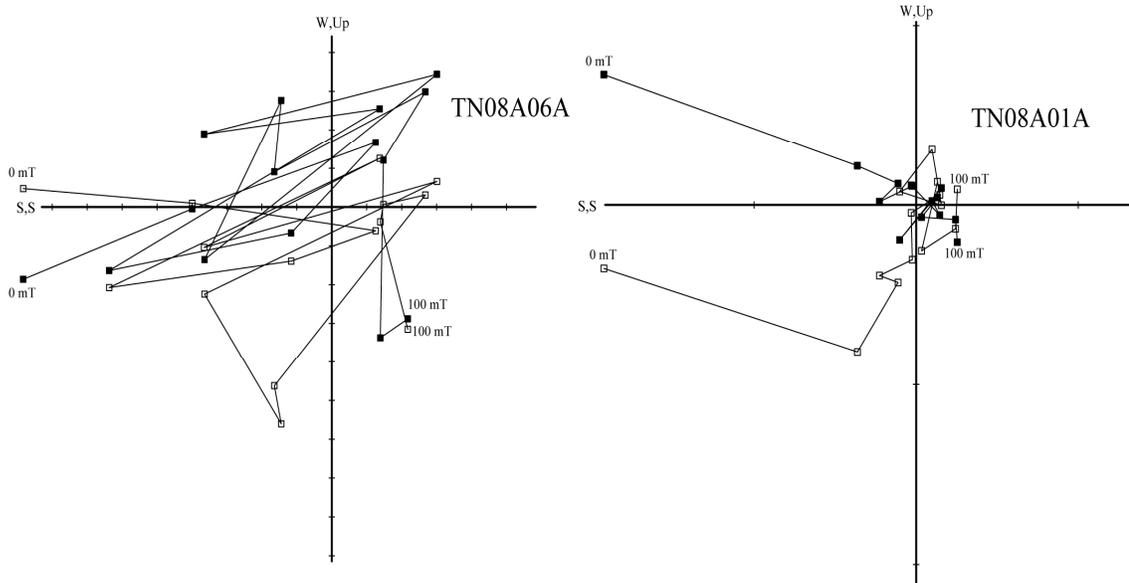
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0706C	-55° 13' 9''	-67° 52' 42.6''	7	8,46	$7,4 \times 10^{-4}$

TN0708A

Basalto cornificado de Biotita



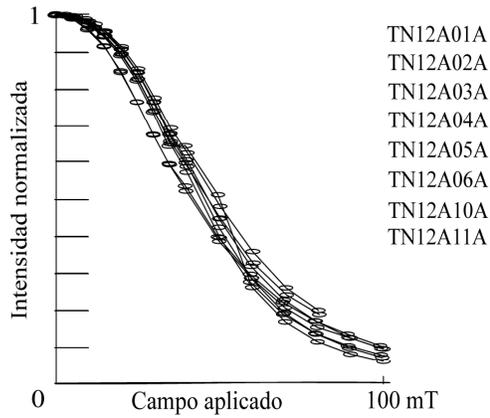
En esta muestra no se puede determinar con claridad el mineral portador de la magnetización. Los diagramas de zijderveld muestran una gran dispersión de los datos, impidiendo la determinación de 1 componente magnética principal.



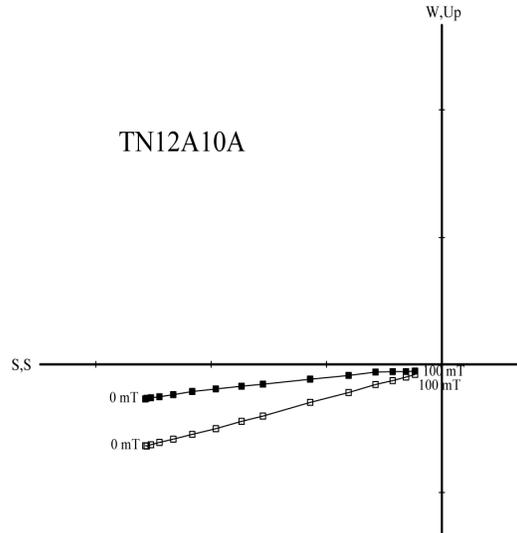
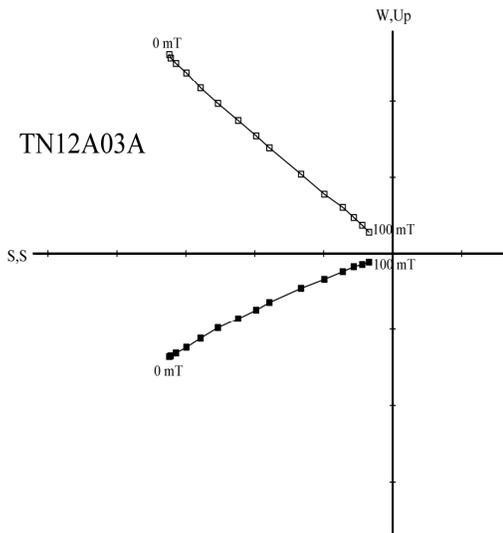
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0708A	-55° 22' 8.3''	-68° 34' 7.9''	3	218,31	$2,2 \times 10^{-2}$

TN0712A

Basalto de Clinopiroxeno



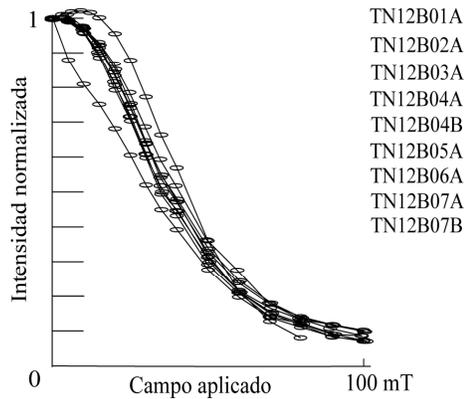
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple- pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 1 componente principal en dirección al origen.



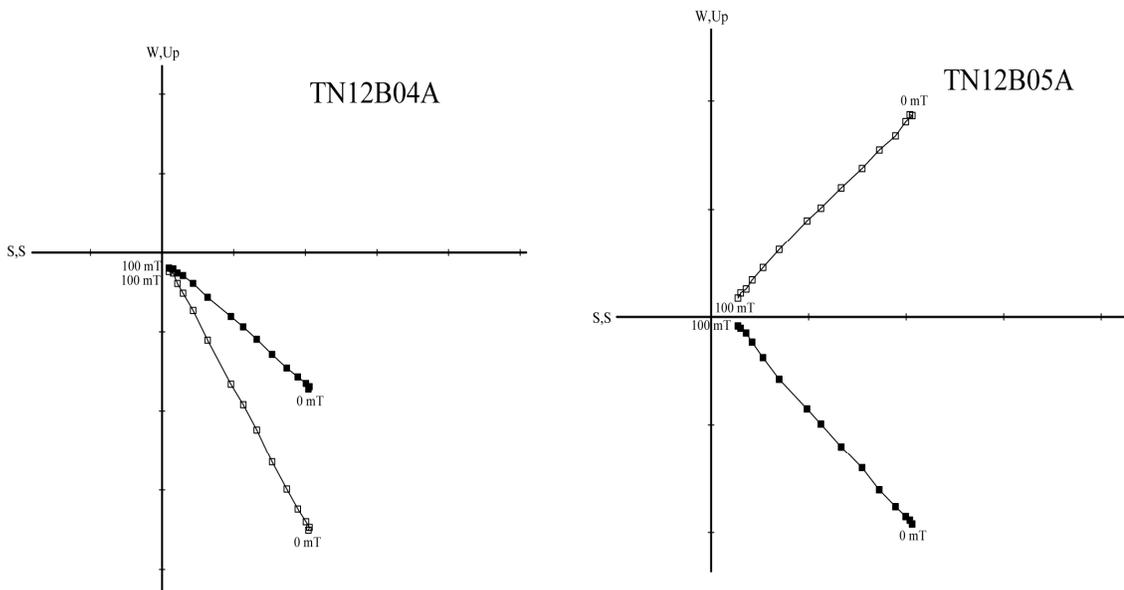
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0712A	-55° 14' 16.9''	-67° 53' 3.2''	8	9,58	5,5 x 10 ⁻⁴

TN0712B

Basalto de Olivino + Clinopiroxeno



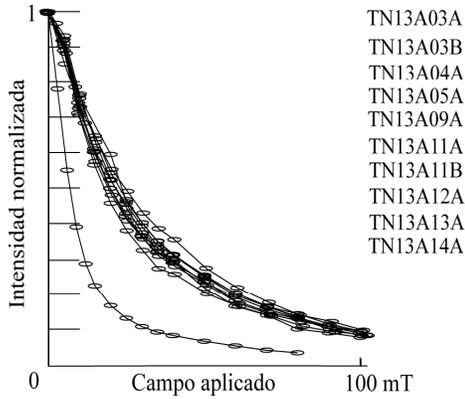
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple- pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 1 componente principal en dirección al origen.



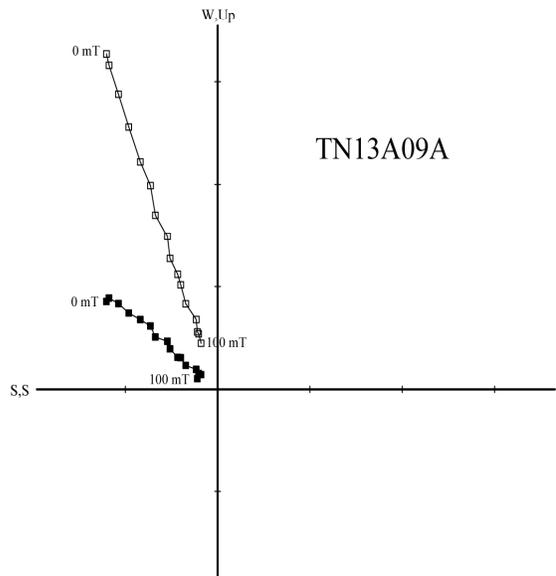
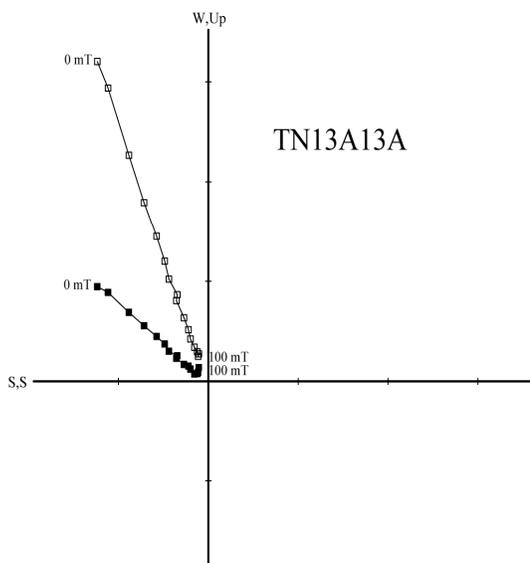
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0712B	-55° 14' 16.9''	-67° 53' 3.2''	9	4,23	5,4 x 10 ⁻⁴

TN0713A

Lamprófidio de Anfíbola



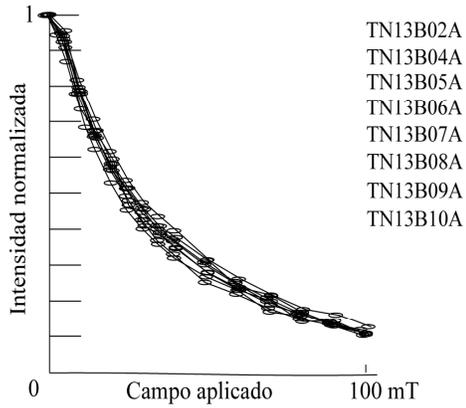
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio pseudo simple - multidominio. Los diagramas de zijderveld indican que hay generalmente 1 componente principal en dirección al origen.



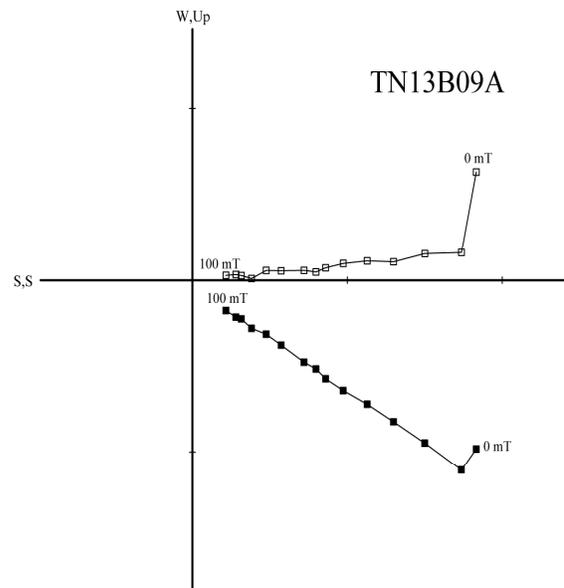
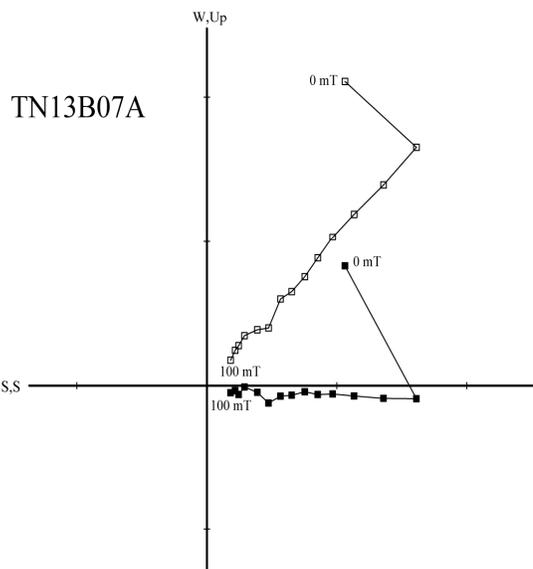
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0713A	55° 14' 16.9''	67° 53' 3.2''	10	41,48	7,7 x 10 ⁻⁴

TN0713B

Lamprófido de Anfíbola



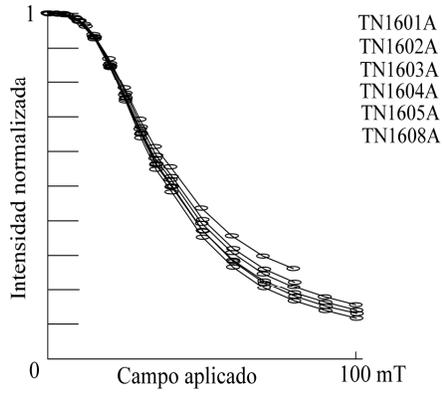
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple- pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen.



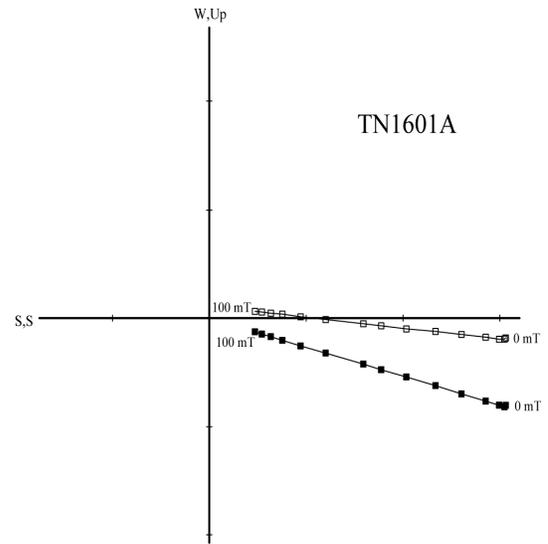
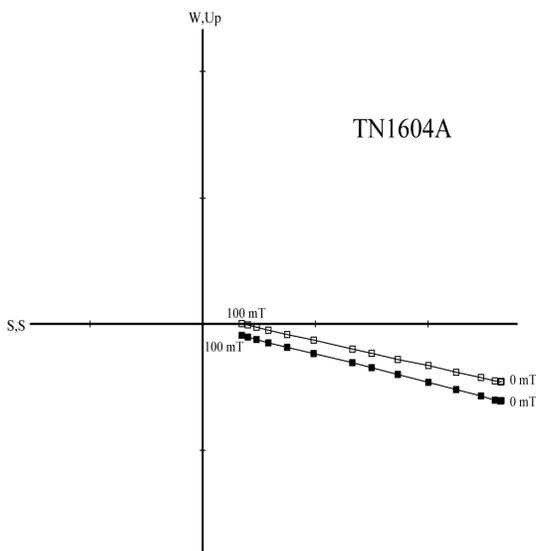
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0713B	55° 14' 16.9''	67° 53' 3.2''	8	25,18	$9,8 \times 10^{-4}$

TN0716

Diabasa de grano grueso anfibolitizada



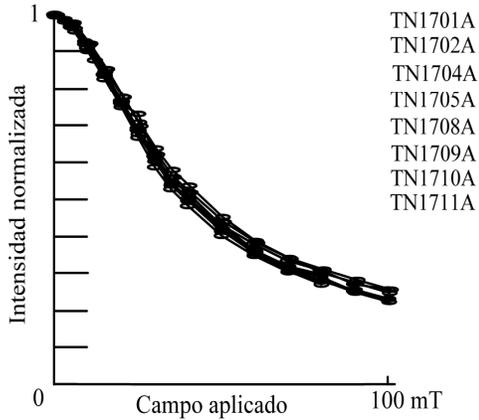
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple- pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 1 componente principal en dirección al origen.



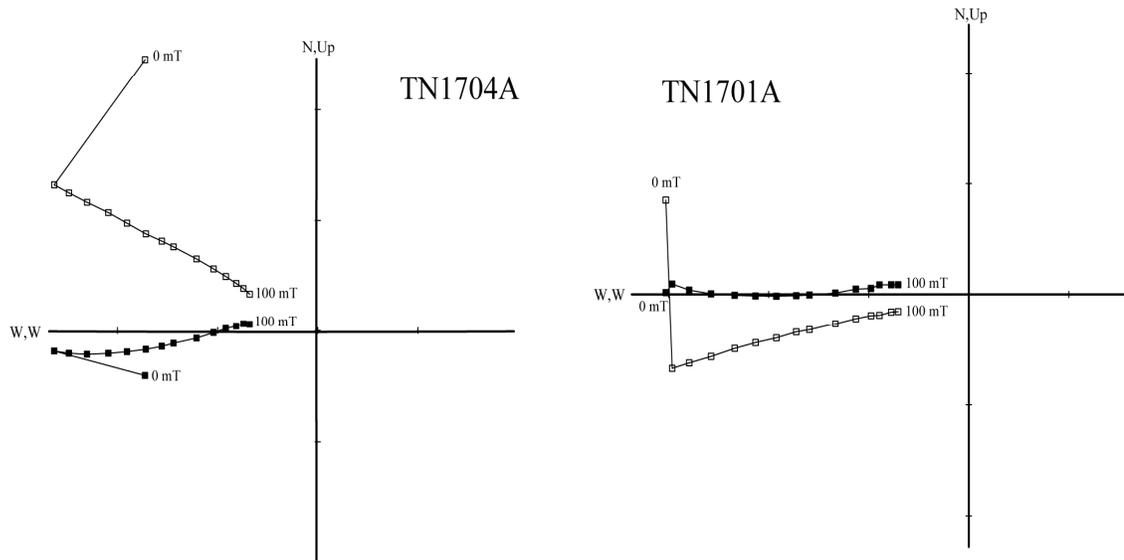
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0716	55° 12' 0.1''	68° 8' 8.5''	6	155,55	$8,5 \times 10^{-4}$

TN0717

Diabasa de grano fino (Dique)



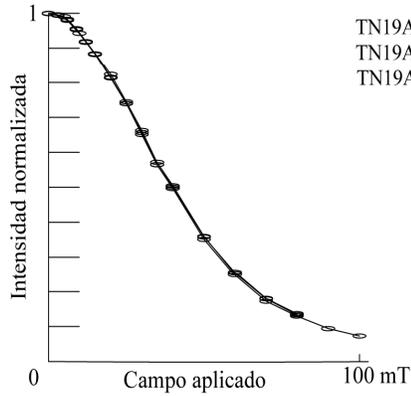
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen.



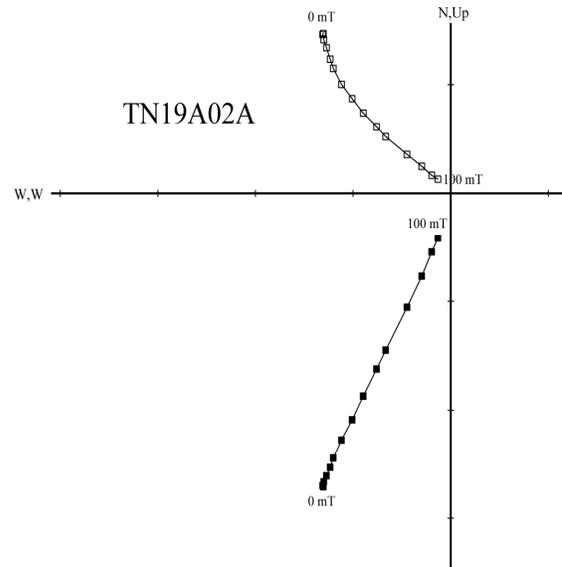
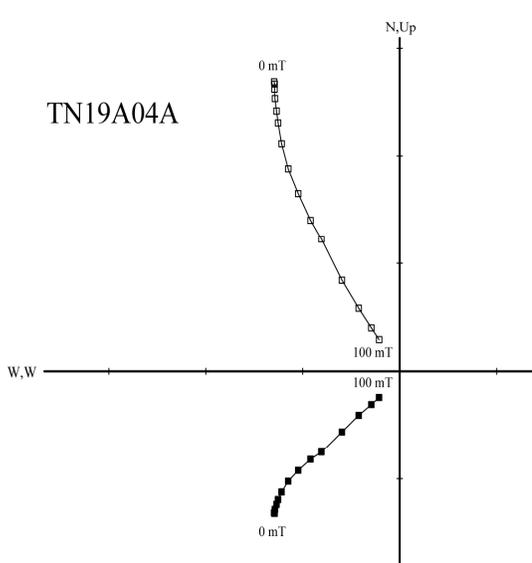
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0717	55° 12' 0.3''	68° 8' 5.9''	8	16,21	$8,3 \times 10^{-4}$

TN0719A

Diabasa de grano medio



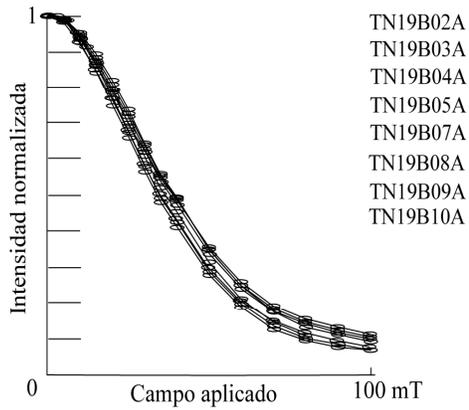
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen



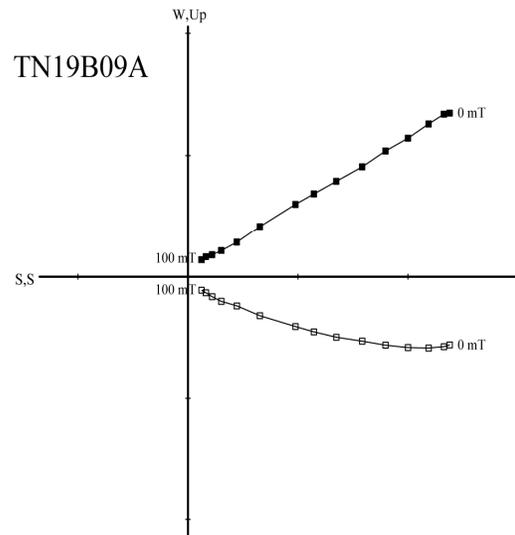
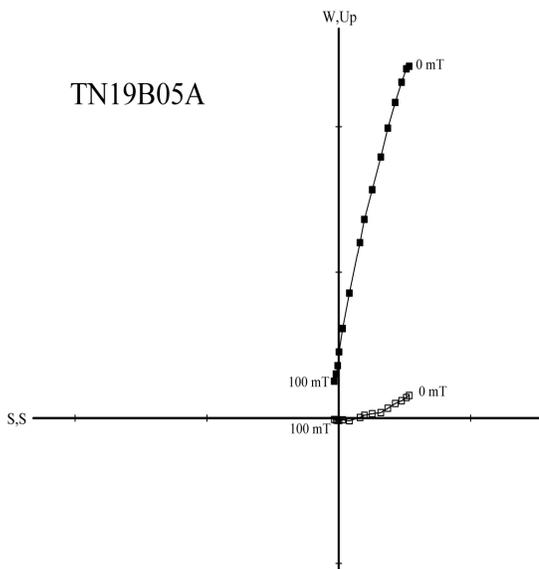
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0719A	55° 11' 7.2''	68° 7' 13''	3	16,78	6,4 x 10 ⁻⁴

TN0719B

Diabasa de grano medio

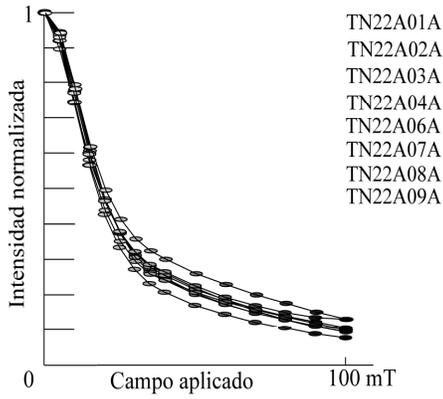


El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay generalmente 1 componente principal en dirección al origen.

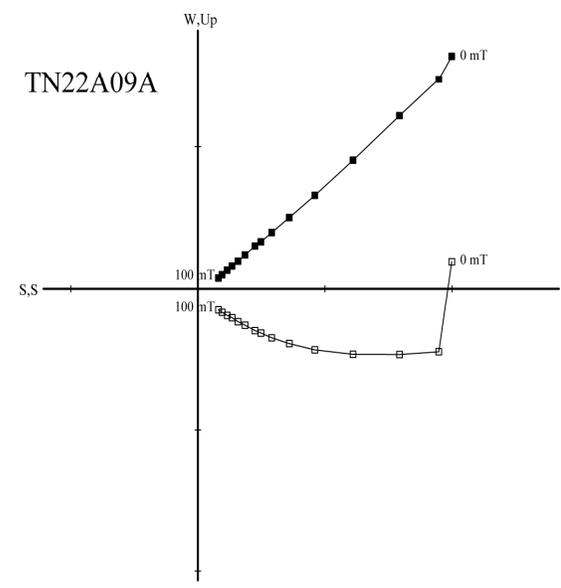
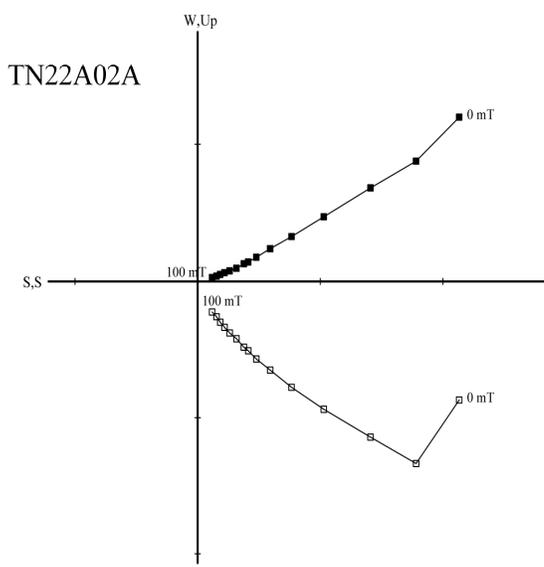


Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0719B	55° 11' 7.2''	68° 7' 13''	8	12,4	6,4 x 10 ⁻⁴

TN0722A Troctolita de Clinopiroxeno



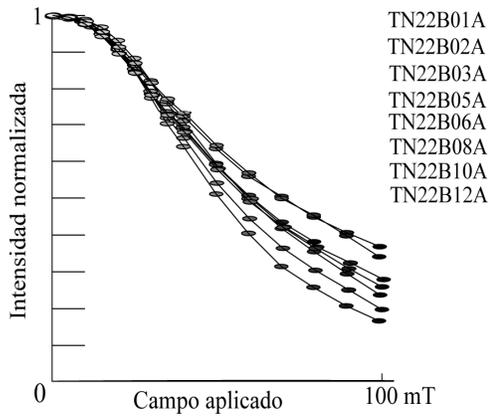
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio pseudo simple - multidominio. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen



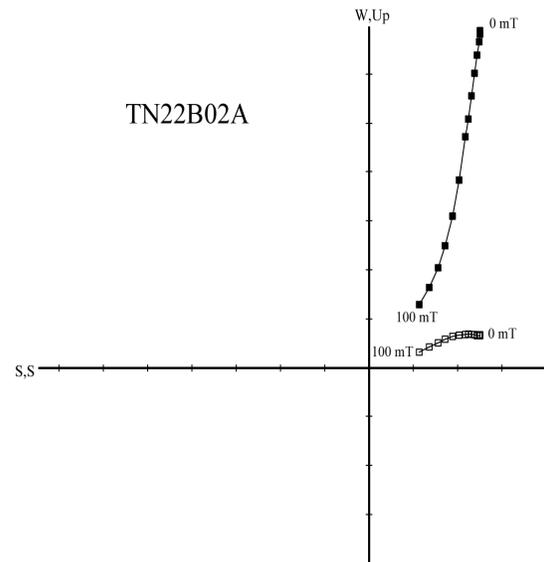
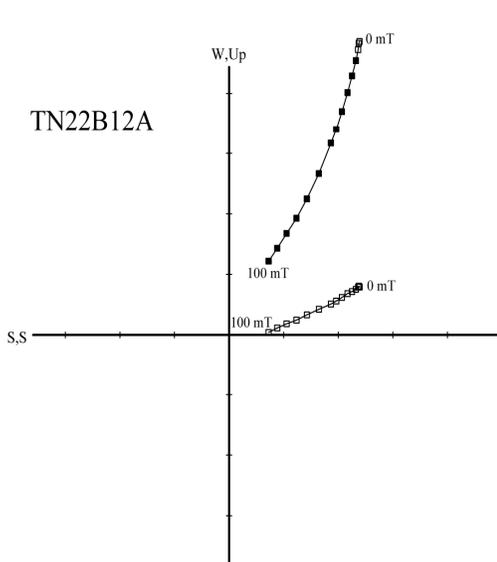
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0722A	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	8	2532,62	1,5 x 10 ⁻²

TN0722B

Basalto anfibolitizado (Dique)



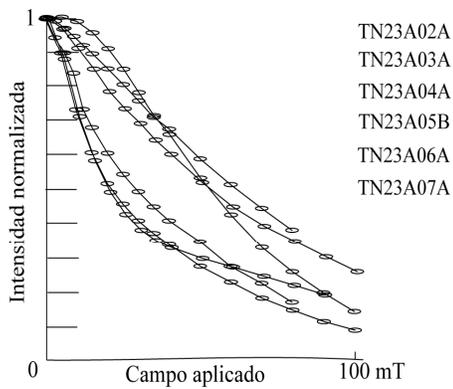
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen



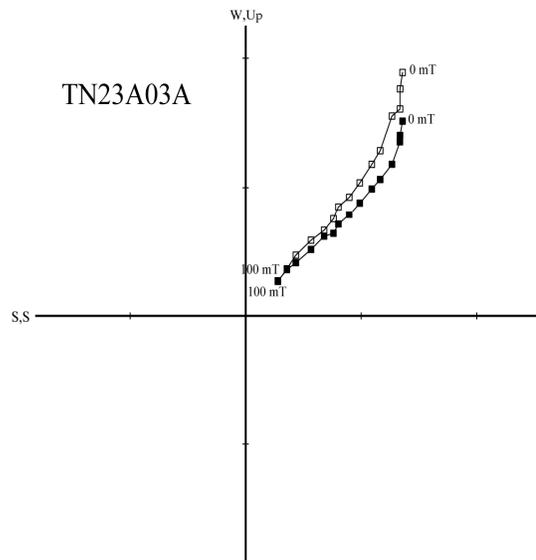
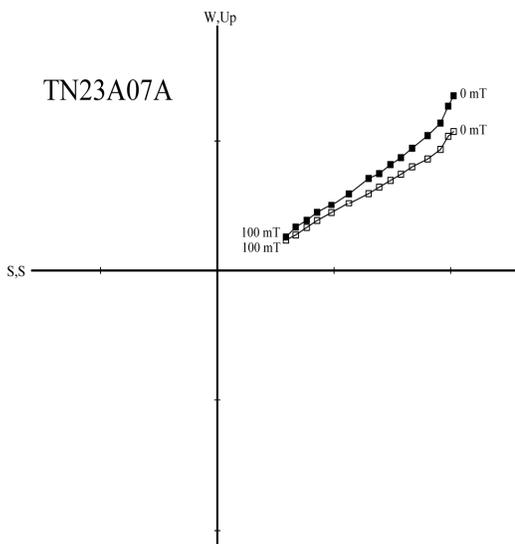
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0722B	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	8	41,6	6,7 x 10 ⁻⁴

TN0723A

Gabro de Ortopiroxeno

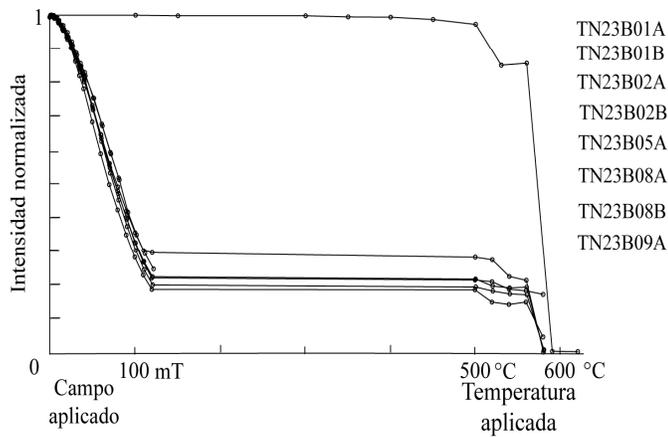


El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen

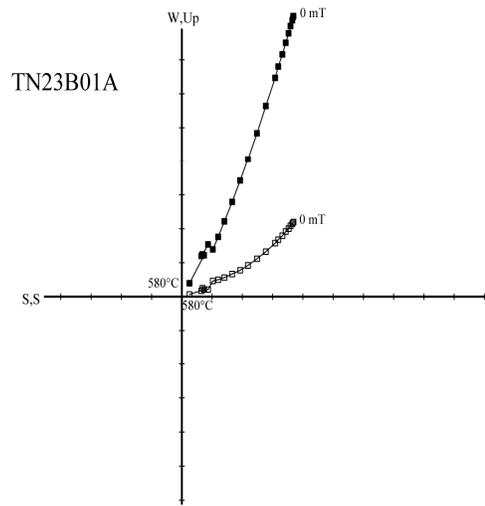
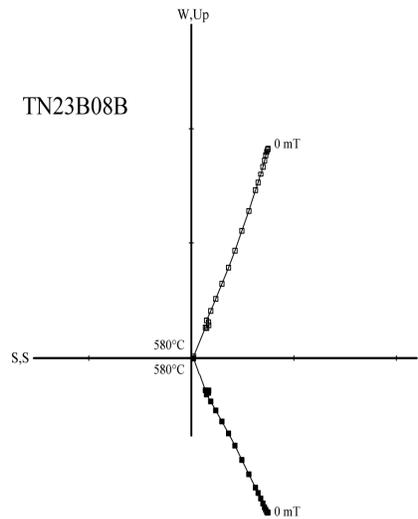


Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0723A	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	6	1541,2	5,7 x 10 ⁻³

TN0723B Gabro de Clinopiroxeno



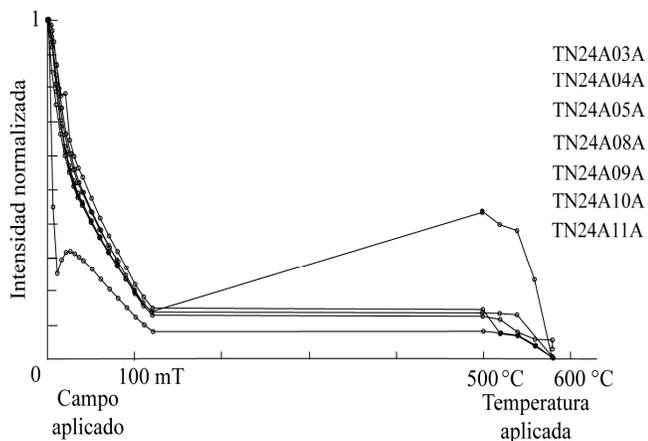
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay por lo general 1 componente principal en dirección al origen



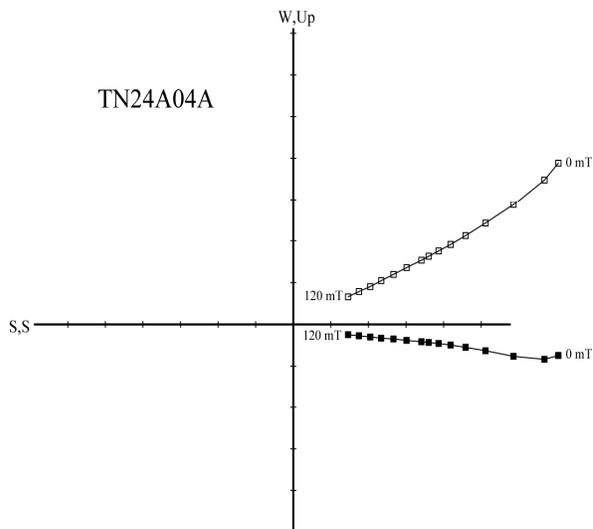
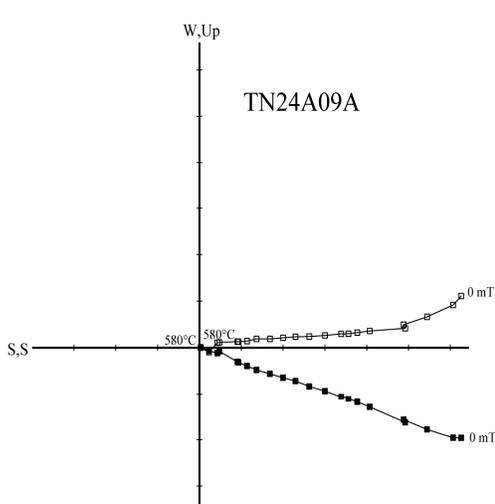
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0723B	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	7	1184,48	$1,5 \times 10^{-3}$

TN0724A

Gabro de Olivino + Ortopiroxeno



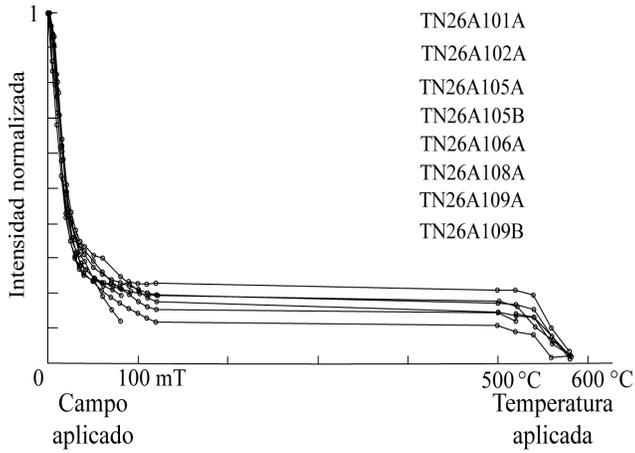
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen.



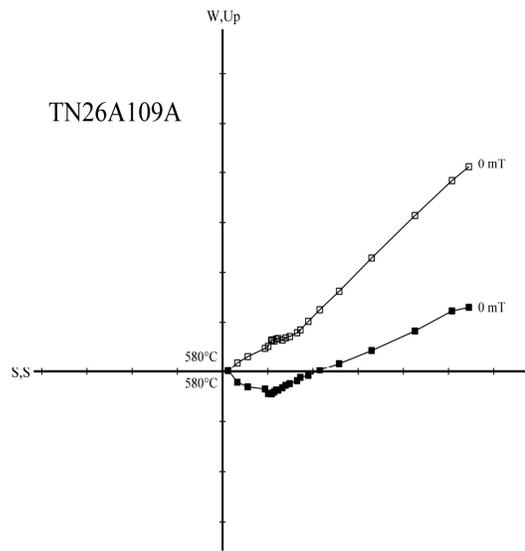
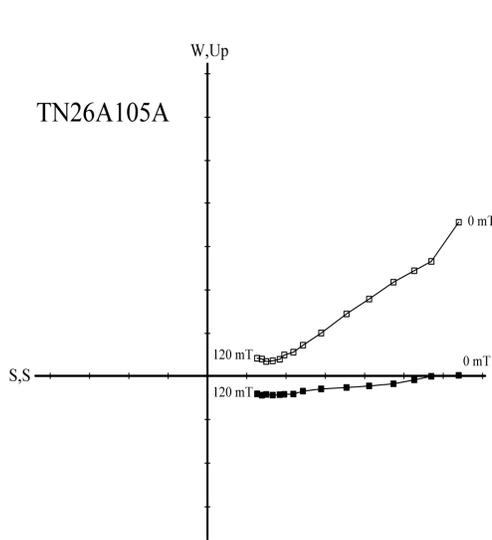
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0724A	55° 10' 59.7''	68° 19' 22.9''	7	7765	1,5 x 10 ⁻²

TN0726A1

Gabro de Olivino



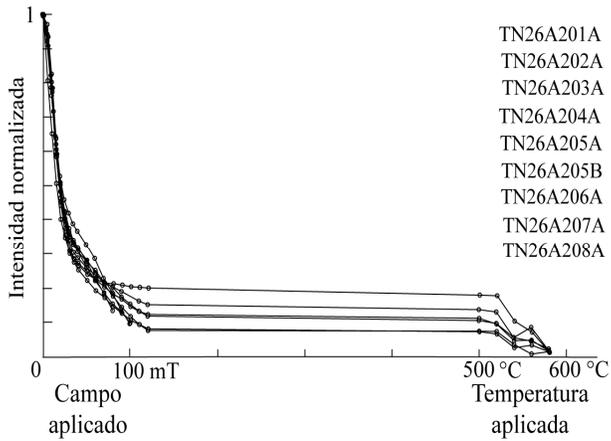
El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen



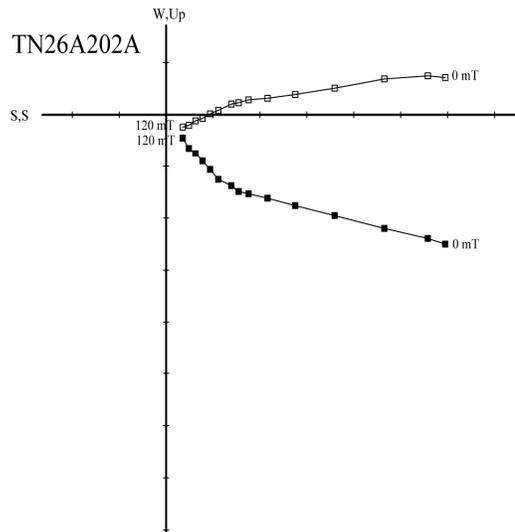
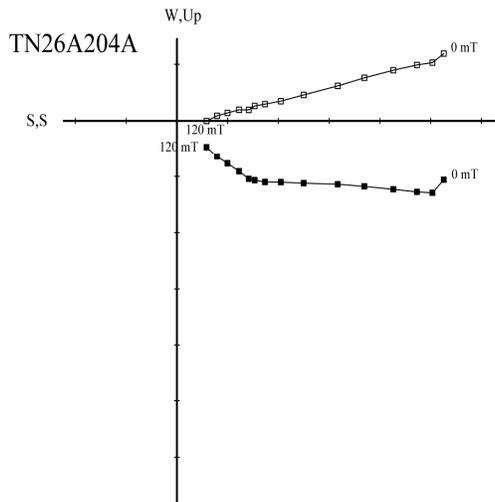
Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0726A1	55° 11' 22.1''	68° 19' 21.4''	8	684,17	4,4 x 10 ⁻³

TN0726A2

Gabro de Olivino



El mineral portador de la magnetización en esta muestra corresponde a magnetita o titanomagnetita baja en Ti, de dominio simple - pseudo dominio simple. Los diagramas de zijderveld indican que hay 2 componentes: una posiblemente viscosa y otra principal en dirección al origen



Muestra	Latitud (grados y minutos)	Longitud (grados y minutos)	n	MRN (mA/m)	Susceptibilidad (S.I.)
TN0726A2	55° 11' 22.1''	68° 19' 21.4''	9	622,44	$3,7 \times 10^{-3}$