

# Universidad de Huelva

Departamento de Geología



**Mineralogía, petrología y geoquímica de intrusiones sin-  
volcánicas en el distrito minero de Skellefte, Norte de  
Suecia**

**Mineralogy, petrology and geochemistry of syn-volcanic  
intrusions in the Skellefte mining district, Northern  
Sweden**

**Memoria para optar al grado de doctor  
presentada por:**

**Manuel Jesús González Roldán**

Fecha de lectura: 17 de marzo de 2010

Bajo la dirección de los doctores:

**Emilio Pascual Martínez  
Teodosio Donaire Romero  
Rodney L. Allen**

**Huelva, 2010**

**ISBN: 978-84-92944-24-8**

**D.L.: H 253-2010**

# MINERALOGÍA, PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE INTRUSIONES SIN-VOLCÁNICAS EN EL DISTRITO MINERO DE SKELLEFTE, NORTE DE SUECIA



M. J. González Roldán.- Mineralogía, Petrología y Geoquímica de intrusiones sin-volcánicas en el distrito minero de Skellefte, norte de Suecia  
Tesis Doctoral



Manuel Jesús González Roldán  
Tesis Doctoral  
2010



Universidad  
de Huelva



Universidad  
de Huelva



Universidad  
de Huelva

Departamento de Geología  
Área de Petrología y Geoquímica  
Facultad de Ciencias Experimentales



Universidad  
de Huelva

Facultad de Ciencias Experimentales  
Departamento de Geología  
Área de Petrología y Geoquímica

## MINERALOGÍA, PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE INTRUSIONES SIN-VOLCÁNICAS EN EL DISTRITO MINERO DE SKELLEFTE, NORTE DE SUECIA

---

MINERALOGY, PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF SYN-VOLCANIC  
INTRUSIONS IN THE SKELLEFTE MINING DISTRICT, NORTHERN SWEDEN

Memoria presentada por Manuel Jesús González Roldán para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas. Realizada en el Departamento de Geología de la Universidad de Huelva bajo la dirección de los doctores Emilio Pascual Martínez, Teodosio Donaire Romero y Rodney L. Allen.

Dr. D. Emilio Pascual Martínez

Dr. D. Teodosio Donaire Romero

Dr. D. Rodney L. Allen

El doctorando

Manuel Jesús González Roldán

HUELVA 2010



## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a los directores de esta tesis Drs. Emilio Pascual Martínez, Teodosio Donaire Romero y Rodney L. Allen. Ellos han sido determinantes en la consecución de los diferentes aspectos que se abordaron durante este trabajo. A Rodney le agradezco especialmente su labor de apoyo logístico y gestión de recursos, además de haberme introducido a la zona de estudio y metodologías de trabajo particulares. Emilio y Teo han sido el pilar fundamental en los aspectos científicos e interpretación de resultados.

A los geólogos de la compañía Boliden Mineral AB, en particular a los Drs. Hans Årebäck y Sven-Åke Svenson. Por su cálida acogida y apoyo durante el trabajo de campo. Además de agradecer el servicio aportado por la oficina central de Boliden Mineral tanto en aspectos técnicos como en material de trabajo.

A Christian Pin por su labor fundamental en el análisis isotópico e interpretación, además de las recomendaciones aportadas a este trabajo. Kjell Billström, cuya colaboración en las dataciones fue concluyente para obtener datos satisfactorios, conjuntamente con los servicios del Laboratorio para Geología Isotópica del Museo de Historia Natural de Estocolmo. A Jesús de la Rosa por su apoyo durante la realización de análisis de tierras raras.

Del mismo modo he de agradecer a los compañeros del Departamento de Geología de la Universidad de Huelva y a los miembros del Grupo Tharsis, entre ellos a Manuel Toscano, Carmen, Reinaldo...

Los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de Huelva han hecho más fácil el desarrollo de este trabajo, en especial la sección de Microscopía Electrónica.

Nada de esto hubiera sido posible sin la aportación de los proyectos: "Characterisation of the Ore Horizons and Alteration Systems of Volcanic-associated Massive Sulphide Deposits in the Skellefte District, Sweden" de Georange; "Global VMS Project" dentro del marco del IGCP 502; a la Junta de Andalucía por su financiación dentro del programa de Becas predoctorales PDI e incentivos para la investigación.

La realización de este trabajo ha hecho que conozca a numerosas personas a las que he de agradecer su amistad, apoyo y comprensión. Sólo ellos hacen que haya merecido la pena todo este esfuerzo y a ellos les debo que todo haya sido más fácil. Con temor a olvidar alguien quiero agradecer su amistad a Manu, Juan, Cinta, Joaquín, Nieves...

De un modo especial quiero agradecer por su enorme amistad e infinita paciencia a Carlos Ruiz y Lau, sin vosotros todo hubiese sido más difícil.

Finalmente a quien más agradecido estoy es a mis padres, Rafael y M<sup>a</sup> José, y a mi hermano Rafael. Ellos han soportado pacientemente todo este tiempo y se han esforzado para que pudiera desarrollar el trabajo en las mejores condiciones.



## **PARTE 1:**

### MEMORIA DE TESIS DOCTORAL

I. Introducción	1
II. Objetivos	3
III. Metodología	5
IV. Marco Geológico	13
V. Petrografía y química mineral	31
VI. Geoquímica de Rocas	99
VII. Dataciones U-Pb	143
VIII. Discusión	163
IX. Conclusiones	183
X. Referencias/References	

---

## **PARTE 2:**

### RESUMEN EN INGLÉS/ ABSTRACT

I. Introduction	185
II. Geological Setting	186
V. Petrography	193
VI. Lithochemistry	216
VII. U-Pb zircon and titanite dating	245
VIII. Discussion	255
IX. Conclusions	273

---

## **PARTE 3:**

### ANEXOS/ APPENDIX

Anexo I: Abreviaturas	1
Anexo II: Química mineral	3
Anexo III: Litogeoquímica	49
Anexo IV: Análisis isotópico	57
Anexo V: Dataciones	59
Anexo VI: Química mineral de circones	65
Anexo VII: Localización de muestras	69
Anexo VIII. Fotos petrografía	77
Anexo IX: Fotos química mineral	103
Anexo X: Mapas	115



---

**PARTE 1:**

MEMORIA DE TESIS DOCTORAL

---



<b>I. INTRODUCCIÓN</b>	1
<b>II. OBJETIVOS</b>	3
<b>III. METODOLOGÍA</b>	5
<b>III.1. Muestreo y Cartografía</b>	5
III.1.1. Trabajo de campo en Suecia	5
III.1.2. Toma de muestras petrográficas y litogeoquímicas	6
III.1.2.1. Trabajo de campo en 2003	6
III.1.2.2. Trabajo de campo en 2004	6
<b>III.2. Técnicas de Microscopio</b>	7
III.2.1. Estudio petrográfico	7
III.2.2. Análisis por Microscopio Electrónico (SEM-EDS)	8
III.2.3. Microsonda electrónica (EPMA)	8
<b>III.3. Análisis Isotópico de Sm/Nd</b>	8
<b>III.4. Dataciones en NORDSIM</b>	9
III.4.1. Preparación de muestras	10
<b>IV. MARCO GEOLÓGICO</b>	13
<b>IV.1. Escudo Báltico</b>	13
IV.1.1. Evolución Arcaica (3.5-2.5 Ga)	13
IV.1.2. Orogenia Svecofeniana (1.90-1.75 Ga)	15
IV.1.2.1. Orogenia Svecofeniana en el marco global terrestre	17
IV.1.3. TIB y Orogenia Gotiana (1.75-1.55 Ga)	17
IV.1.4. Orogenia Sveconoruega (1.15-0.92 Ga)	18
IV.1.5. Orogenia Cadomiana (650-550 Ma)	18
IV.1.6. Orogenia Caledoniana (450-400 Ma)	19
<b>IV.2. Condicionantes Geodinámicos</b>	21
<b>IV.3. Geología Regional</b>	23
IV.3.1. Grupo Skellefte	24
IV.3.2. Grupo Vargfors	24
IV.3.3. Grupo Botnia	25
IV.3.4. Grupo Arvidsjaur	25
IV.3.5. Intrusiones en el Distrito de Skellefte	25
IV.3.5.1. Complejo de Granitoides de Jörn (JGC)	26
IV.3.5.2. Intrusión de Stavaträsk	27
IV.3.5.3. Pórfido Cuprífero de Tallberg	27
IV.3.5.4. Hobergsliden	28
IV.3.5.5. Granito de Antak	28
IV.3.5.6. Monzonita de Gallejaur	30
IV.3.5.7. Complejo Intrusivo Viterliden (VIC)	30
IV.3.5.8. Basaltos andesíticos porfídicos	30
IV.3.5.9. Granitos tipo Revsund	30

<b>V. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL</b>	<b>31</b>
<b>V.1. Descripción Petrográfica</b>	<b>31</b>
V.1.1. Descripción de muestras de mano	33
V.1.1.1. Análisis modal de intrusiones de JGC	37
V.1.2. Granitoides GI	38
V.1.2.1. Descripción petrográfica areal de GI	38
V.1.2.2. Deformación en granitoides GI	41
V.1.2.3. Alteración de granitoides GI	42
V.1.2.4. Metamorfismo en granitoides de GI	44
V.1.3. Granitoides GII de JGC	47
V.1.3.1. Descripción petrográfica areal de GII	47
V.1.3.2. Alteración en GII: Uralitización de piroxenos	49
V.1.4. Granitoides GIII de JGC	49
V.1.5. Granitoides GIV de JGC	50
V.1.6. Complejo Bandeado de Näsberg	51
V.1.6.1. Uralitización de piroxenos en Näsberg	52
V.1.7. Intrusiones máficas indiferenciadas	52
V.1.8. Basaltos andesíticos	53
V.1.8.1. Basaltos andesíticos en límite sur de JGC	53
V.1.8.2. Deformación en Basaltos andesíticos	54
V.1.9. Monzonita de Gallejaur	55
V.1.10. Complejo Intrusivo de Viterliden	56
V.1.10.1. Deformación en VIC	56
V.1.10.2. Metamorfismo en VIC	57
V.1.11. Granitos tipo Revsund	58
V.1.12. Stavaträsk	59
V.1.12.1. Metamorfismo de Contacto en Stavaträsk	59
<b>V.2. Química Mineral</b>	<b>61</b>
V.2.1. Composición de fases minerales	62
V.2.1.1. Biotitas	62
V.2.1.2. Cloritas	68
V.2.1.3. Anfíboles	70
V.2.1.4. Piroxenos	82
V.2.1.5. Feldespatos	86
V.2.2. Aplicación de Geobarómetros y Geotermómetros	87
V.2.2.1. Geobarómetros	88
V.2.2.2. Geotermómetros	90
V.2.2.2.1. Geotermómetro de Blundy y Holland (1990)	90
V.2.2.2.2. Geotermómetro de titanio en cuarzo: TitaniQ	91
<b>V.3. Límites del Complejo de Granitoides de Jörn</b>	<b>92</b>
V.3.1. Límites Geológicos del Complejo de Jörn	92
V.3.2. Límite sur de JGC y Dique Sur	95
V.3.3. Distribución de Fases de JGC	96

<b>VI. GEOQUÍMICA DE ROCAS</b>	99
<b>VI.1. Diagramas de variación de elementos mayores</b>	100
VI.1.1. Diagramas Harker	101
VI.1.2. Clasificación y discriminación de series ígneas	103
VI.1.2.1. Clasificación geoquímica de granitoides	107
VI.1.3. Comparación de JGC e intrusiones por componentes mayoritarios	108
<b>VI.2. Norma CIPW</b>	114
<b>VI.3. Geoquímica de elementos traza</b>	117
VI.3.1. Comparación de JGC y otras intrusiones por REE	127
VI.3.2. Discriminación de ambiente tectono-magmático	133
<b>VI.4. Geoquímica Isotópica</b>	137
<b>VII. DATACIONES U-Pb Y ANÁLISIS DE CIRCONES DE JGC</b>	143
<b>VII.1. Nuevas dataciones en JGC</b>	145
VII.1.1. Dataciones de la fase GI e intrusiones satélite tipo GI	145
VII.1.2. Dataciones de la fase GII	147
VII.1.3. Dataciones de la fase GIII	150
VII.1.4. Resumen de nuevas dataciones	151
<b>VII.2. Química mineral de circones</b>	153
<b>VII.3. Mapas de composición de circones</b>	158
<b>VIII. DISCUSIÓN</b>	163
<b>VIII.1. Revisión de Límites y Fases del Complejo de Granitoides de Jörn</b>	163
VIII.1.1. Distribución de fases de JGC	163
VIII.1.2. Características geoquímicas y edades de JGC	164
<b>VIII.2. Comparación de Fases de JGC con Intrusiones en Distrito Skellefte</b>	166
VIII.2.1. Relaciones entre fase GI e intrusiones satélite a JGC	166
VIII.2.2. Las intrusiones de Hobergsliden y Antak en el seno de JGC	167
VIII.2.3. Intrusiones de VIC y Stavaträsk comparadas con JGC	168
<b>VIII.3. El Complejo de Jörn y las Rocas Volcánicas del Grupo Skellefte</b>	169
VIII.3.1. Comparación entre JGC y las rocas volcánicas de Maurliden	169

VIII.3.2. Comparación entre JGC y las rocas volcánicas de Petikträsk Sur	171
V.III.3.3. Comparación entre JGC y Tallberg	171
VIII.3.4. Edad de rocas volcánicas en Distrito Minero de Skellefte	172
<b>VIII.4. Alteración Hidrotermal y Deformación en el Complejo de Jörn</b>	<b>173</b>
<b>VIII.5. Características del Metamorfismo en el Complejo de Jörn</b>	<b>174</b>
VIII.5.1. Alcance del metamorfismo en JGC	174
VIII.5.2. Características mineralógicas del metamorfismo	174
V.III.5.3. Texturas características del metamorfismo de JGC	175
VIII.5.4. Tipología del metamorfismo	176
VIII.6. Petrogénesis de JGC	176
VIII.6.1. Fuente de las intrusiones de JGC	176
VIII.6.2. Procesos de cristalización y diferenciación de las fases de JGC	178
<b>VIII.7. Propuesta de Evolución Regional</b>	<b>181</b>
<b>IX. CONCLUSIONES</b>	<b>183</b>
<b>X. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	

## I. INTRODUCCIÓN



## I. INTRODUCCIÓN

El Distrito Minero de Skellefte (Skellefte Mining District), al norte de Suecia, ha experimentado una larga historia de exploración y explotación de recursos mineros desde 1924 cuando se encuentra el primer yacimiento de oro. En el año 2002 se inicia la colaboración con las autoridades públicas y compañías privadas de Suecia, con el primer objetivo de proporcionar a las compañías mineras una información fiable en lo referente a la búsqueda de nuevos yacimientos minerales. En el grupo de trabajo que compone este proyecto se integran diversos investigadores con zonas de estudio bien determinadas tanto en yacimientos minerales como en intrusiones asociadas a rocas volcánicas. Desde el principio nuestra contribución se ha centrado en la caracterización de las rocas plutónicas y relación con rocas volcánicas asociadas a las mineralizaciones.



**Fig. I-1.** Vista aérea actual de la mina Boliden. La corta inundada puede verse anexa a las instalaciones.

La minería aparece en el distrito de Skellefte debido a la gran demanda de metales base que comienza durante la I Guerra Mundial. En ese momento Suecia crea consorcios, denominados *emissionsbolag*, que comienzan un importante periodo de exploración de yacimientos minerales en el norte de Suecia. El descubrimiento del primer yacimiento en la región se logra mediante un imaginativo método de exploración que consiste en trazar, en sentido inverso, las trayectorias de los bloques mineralizados desplazados por los glaciares hasta su área fuente. De ese modo se localizó una importante mineralización de oro por vez primera en 1924 en la zona denominada Fågelmyren, posteriormente se denominó la zona como Boliden (cobertizo en la ladera). Es en la primavera de 1926 cuando sale a la luz la primera producción de oro de la mina de Boliden (**Fig. I-1**) que estuvo en funcionamiento hasta 1967, la cual ha sido la mina con mayor producción de oro de toda Europa ([www.boliden.com](http://www.boliden.com)).

El enorme esfuerzo exploratorio da lugar a la definición de numerosos aprovechamientos mineros explotados desde entonces. En la actualidad existen tres minas en funcionamiento que son las de Kristineberg, Renström y Mauriliden explotadas por Boliden. Además la mina de Storliden propiedad de Lundin Mining

finalizó su explotación en agosto de 2008 produjo un total de 1,86 Mton con 3,1 % Cu y 8,8 % Zn, que dio lugar a 52 kton de Cu y 150 kton de Zn (metal).

Anualmente el distrito minero de Skellefte está produciendo aproximadamente 1.8 Mton de concentrado de Cu, Zn, Pb, Ag y Au.

## **II. OBJETIVOS**



## II. OBJETIVOS

Aunque la intensa actividad minera del distrito de Skellefte ha conllevado la realización de un gran número de estudios geológicos de todo tipo, el conocimiento de muchos aspectos de la geología del distrito minero sigue siendo desigual: en tanto que el entorno próximo de las áreas mineralizadas está estudiado con todo detalle, fuera de dicho entorno la información puede ser mucho más limitada. Así ocurre con las rocas plutónicas del área, pese a su abundancia (ocupan algo menos de la mitad de la superficie del distrito de Skellefte), su diversidad y su posible potencial minero.

Por esta razón, el objetivo de este trabajo es completar el conocimiento geológico y petrológico de las rocas plutónicas del distrito de Skellefte, y muy especialmente del llamado Complejo de granitoides de Jörn (JGC), el más extenso e importante del área. Como meta final, se trata de correlacionar las rocas plutónicas y las secuencias volcánicas del distrito, tanto desde el punto de vista petrológico y geoquímico como en cuanto a su secuencia temporal.

Un objetivo mayor del estudio del JGC ha sido la distinción de facies plutónicas en el complejo y su descripción detallada, un aspecto no bien conocido en estudios previos. El estudio petrológico ha incluido, aparte de una nueva cartografía y un estudio petrográfico detallado, análisis químico de 40 nuevas muestras, análisis mediante microsonda electrónica de minerales ígneos y determinaciones isotópicas Sm-Nd.

Además del objetivo señalado, los datos obtenidos han permitido una primera aproximación a la petrogenesis de las rocas plutónicas del área. En ese sentido, los datos mineralógicos y geoquímicos han sido tratados para obtener una clasificación de las rocas, una interpretación de los procesos de diferenciación durante la evolución del JGC, una estimación termobarométrica de sus condiciones de emplazamiento y una primera interpretación petrogenética consistente con su entorno geodinámico regional, aspectos todos ellos muy poco descritos ni discutidos en la literatura.

Las alteraciones hidrotermales del JGC han sido también estudiadas con cierto detalle, considerando no sólo su interés en la distinción de facies sino también el posible interés metalogenético de su distribución areal. En este sentido, aparte del estudio petrográfico se ha realizado un análisis mineralógico de las alteraciones, incluyendo estudio de las alteraciones mediante microscopía electrónica y microsonda electrónica.

Por otra parte, aunque el metamorfismo en el distrito minero de Skelleftea había sido previamente descrito de forma general, no existía una estimación de sus posibles efectos en las rocas plutónicas del JGC. Por lo tanto, un tercer objetivo del trabajo ha sido la evaluación de dichos efectos, tanto en grado como en extensión. Los principales minerales metamórficos más característicos, biotita y anfíboles, han sido también analizados por microsonda electrónica.

Por último, un objetivo central del trabajo ha sido precisar las relaciones temporales, tanto de las rocas del JGC y sus encajantes como de las distintas facies en que el propio JGC ha sido subdividido. Para ello se han realizado dataciones U-Pb mediante SHRIMP en circones y titanitas de ocho muestras representativas de todas las facies del JGC, cuya cronología relativa había sido previamente determinada con evidencias de campo.



### **III. METODOLOGÍA**



### III. METODOLOGÍA

Los objetivos señalados han implicado la utilización de diversas técnicas y métodos de trabajo, que pueden agruparse en dos grandes grupos:

- Técnicas de cartografía y muestreo.
- Técnicas de laboratorio.

El trabajo de campo ha debido adaptarse a las peculiaridades del distrito minero de Skellefte. En este área, dicho trabajo es forzosamente estacional, y difiere del que se realiza en áreas mediterráneas en algunos otros aspectos prácticos. El autor agradece al personal de la Compañía Boliden Mineral AB (actualmente, New Boliden) su ayuda durante el periodo de adaptación a las nuevas condiciones de trabajo de campo, así como la aportación de datos geológicos y geofísicos previos que han sido importantes en la interpretación de la cartografía y su ayuda en otros temas logísticos.

El trabajo de laboratorio realizado en la universidad de Huelva ha comprendido la realización y estudio petrográfico de láminas delgadas, el estudio mediante microscopía electrónica y microsonda electrónica, la preparación de muestras para estudio isotópico y la preparación de muestras para SHRIMP, incluyendo separación de cristales de circón y titanita. Además, el Prof. Jesús de la Rosa realizó personalmente mediante ICP-MS análisis de tierras raras de las muestras seleccionadas para estudio isotópico Sm-Nd.

Para el resto de los métodos se ha recurrido a laboratorios externos. Los análisis químicos fueron obtenidos mediante ICP-MS en los laboratorios Acme (Vancouver, Canadá), en tanto que las determinaciones Sm-Nd fueron amablemente realizadas por el Dr. Christian PIN en la Universidad Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, Francia). En cuanto a las dataciones U-Pb mediante SHRIMP, fueron realizadas en el Museo nacional de Historia Natural (Estocolmo, Suecia) tras aceptación por el comité de selección de la correspondiente propuesta de trabajo. En este caso, y dado que la selección de puntos de muestreo es crucial para la interpretación de los datos, el autor participó en Suecia en todo el proceso analítico y realizó la mayoría de los análisis.

#### III.1. MUESTREO Y CARTOGRAFÍA

La información cartográfica previa a este trabajo ha sido extraída de la cartografía geológica del Servicio Geológico Sueco (SGU) a escala 1:50.000 y trabajos de investigación en el distrito minero de Skellefte (p.e. Allen et al., 1996a; Wilson et al., 1987). El mapa geofísico aeromagnético Ba 57:4 (2003) ha proporcionado información sobre los límites de las diferentes litologías en el distrito minero de Skellefte, este ha sido facilitado por el SGU a escala 1:250.000.

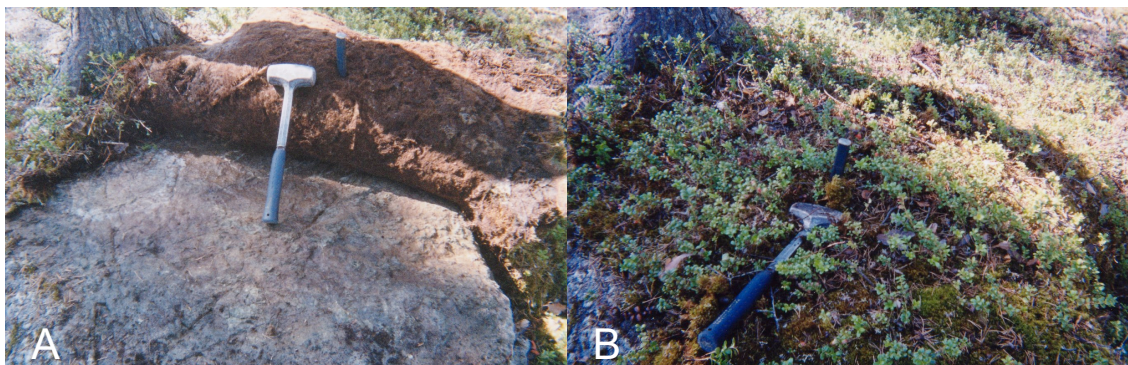
##### III.1.1. Trabajo de Campo

El clima es el factor principal en la planificación del trabajo de campo en el distrito minero de Skellefte. La temperatura, horas de luz e intensidad de lluvias permiten el trabajo sólo desde mayo hasta octubre, siendo las condiciones óptimas entre junio y agosto dónde las temperaturas se sitúan por encima de 0° C. La humedad en época estival propicia la proliferación de insectos, para evitar enfermedades es fundamental la protección por repelentes o uso de mosquiteras incorporadas en la ropa. La presencia de animales domesticados y salvajes es común, por ello hay que respetar la seguridad en las vallas que se traspasen con el objetivo de evitar accidentes.

La topografía es suave y los depósitos de tills glaciares cubren gran parte de la superficie de campo constituyendo los afloramientos menos del 1% de la exposición total. El trabajo en geomorfología es muy importante, y en los mapas facilitados por la

Compañía Boliden Mineral AB (New Boliden) se localizan las zonas con posibles afloramientos diferenciados a partir de foto aérea.

El desarrollo de suelos vegetales está limitado por el clima, por ello la roca en los afloramientos no suele estar alterada o disgregada. El procedimiento general de acceso a afloramientos es la retirada de la vegetación arbustiva superficial y posterior recomposición (**foto III-1**).



**Fig. III-1:** A: preparación de un afloramiento antes de trabajar. B: se observa como se deja el mismo afloramiento una vez finalizadas las anotaciones, siempre se evita cualquier impacto sobre el entorno. Fotografía tomada durante el verano de 2004 en el Distrito Minero de Skellefte.

### III.1.2. Toma de muestras petrográficas y litogeoquímicas

La planificación del muestreo se realiza entre noviembre y diciembre de 2002, periodo en el que se decidieron las bases y los objetivos a ejecutar durante la duración del proyecto principal en el que se enmarca este trabajo. También se revisaron sondeos sobre granitoides cercanos a la mina de Renström y recibimos 109 muestras tomadas del JGC por el geólogo de Boliden Uno Svenson en 1973; de éstas también están disponibles los datos químicos de elementos mayores y ciertos metales de interés en exploración minera. Se dividió el trabajo de campo durante la época estival de los años 2003 y 2004.

#### III.1.2.1. Trabajo de campo en 2003

En el muestreo realizado durante julio y agosto de 2003 se tomaron datos de 202 afloramientos y se recopilaban un total de 125 muestras de rocas para láminas delgadas. El trabajo durante ese periodo se localizó fundamentalmente sobre el JGC, con especial atención a su contacto sur. También se tomaron datos y muestras de las intrusiones que se localizan en las inmediaciones de JGC como es el caso de la intrusión de Gallejaur y el Complejo Máfico Bandeado de Näsberget, además, de las pequeñas intrusiones satélites al sur y este de Jörn. Las zonas estudiadas en este primer muestreo se localizan en las Hojas 23J y 23K del sistema geográfico sueco. Se realizó un mapa de detalle de límite sur del JGC en el contacto con las rocas volcánicas donde se emplaza.

#### IV.1.2.2. Trabajo de campo en 2004

Este segundo muestreo fue realizado entre julio y agosto de 2004. En total se recopilaban 179 muestras de rocas tras haber estudiado 272 afloramientos. Además, se tomaron 40 muestras de roca para realizar análisis litogeoquímico. En este periodo se completaron las zonas norte y este de JGC, además de tomar muestras de las intrusiones satélite Rengård y Stavaträsk. Debido a la importancia del yacimiento de Kriberg y a las similitudes entre JGC y el Complejo Intrusivo de Viterliden (VIC), una parte relativamente importante del muestreo se centró en el pequeño plutón de VIC tomando 18 muestras tras el estudio de 24 afloramientos. La zona de estudio se acotó al

sur de las Hojas 24J y 24K que se corresponden con la zona norte del Complejo de Jörn. Además, se trabajó en la Hoja 23I donde se encuentra el Complejo Intrusivo de Viterliden. Las zonas revisadas en 2003 donde aflora el JGC de las Hojas 23J y 23K fueron completadas.

Las 40 muestras dirigidas a geoquímica fueron escogidas siguiendo la metodología común para rocas de grano medio a grueso, por ello se tomaron de cada muestra más de un kilogramo de roca. Posteriormente fueron enviadas a Piteå (norte de Suecia) donde en el laboratorio SGS fueron preparadas para ser enviadas como polvo para el análisis geoquímico. El polvo preparado fue enviado a Vancouver (Canadá) al centro ACME Analytical Laboratories Ltd donde fueron analizadas por ICP-MS (plasma acoplado por inducción a espectrómetro de masas) a finales de 2004.

### **III.2. TRABAJO DE MICROSCOPIO**

La microscopía se inició con el estudio de un total de 419 muestras de láminas delgadas en microscopio petrográfico. A partir de la información obtenida en la petrografía se desarrolló el posterior trabajo de microscopía electrónica (SEM-EDS) y microsonda electrónica (EMPA).

#### **IV.2.1. Estudio petrográfico**

Este trabajo ha sido llevado a cabo utilizando los microscopios de que dispone el Grupo de Investigación Tharsis de la Universidad de Huelva (Grupo P.A.I. RNM 198, Junta de Andalucía).

Para el estudio de texturas de las rocas se utilizó el microscopio de luz polarizada transmitida Carl-Zeiss/Jena JENAPOL, que dispone de objetivos de 1.6 aumentos. Además se completó el trabajo con el microscopio de luz polarizada transmitida y reflejada Nikon Eclipse LV600 que dispone de objetivos de 1 y 2 aumentos. Por la calidad de los objetivos de gran aumento (20x y 60x) para la toma de parte de las microfotografías se ha seleccionado el microscopio de luz polarizada transmitida y reflejada Nikon OPTIPHOT2-POL, con cámara Nikon Coolpix 4500 acoplada. Para el estudio microscópico de detalle, fundamentalmente las texturas de re-emplazamiento y metamórficas, ha sido utilizado el microscopio Nikon Eclipse LV100POL con objetivos de 5, 30 y 50 aumentos.

Todas las láminas delgadas se elaboraron en el Laboratorio de Preparación de Muestras dependiente de los Servicios Centrales I+D de la Universidad de Huelva. El total de 419 láminas delgadas se divide como sigue:

- 105 muestras del estudio de U. Svenson de 1973. Todas estas muestras corresponden al Complejo de granitoides de Jörn con una cobertura sistemática sobre todas las fases.
- 9 láminas delgadas de sondeos de granitoides cercanos a la mina de Renström, recopiladas en 2002. Estos se tomaron a partir de un registro continuo denominado REG-1280 y las muestras se corresponden a la zona entre la longitud 500 y 627 metros.
- 126 láminas delgadas del muestreo de 2003. Fundamentalmente de la fase GI al sur de JGC y las muestras de rocas volcánicas al sur de Jörn, además de las intrusiones Gallejaur y tipo Revsund.
- 179 láminas delgadas en 2004. Estas muestras completan el muestreo de 2003 del JGC, especialmente en la zona NE. Además se realizaron de aquellas intrusiones satélites de JGC y del VIC.

#### IV.2.2. Análisis por Microscopio Electrónico (SEM-EDS)

Con la información proveniente de estudio mediante microscopio petrográfico se seleccionaron 26 muestras para definir la naturaleza de las fases minerales implicadas. Por su versatilidad fue utilizado un microscopio de barrido electrónico con espectrómetro de dispersión de energía acoplado (SEM-EDS), disponible en los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de Huelva. El modelo del equipo utilizado es JMS-5410 Jeol equipado con un analizador Link Oxford. Los datos obtenidos son de carácter semicuantitativo, pero suficientes para identificar las fases presentes en las muestras.

#### IV.2.3. Microsonda electrónica (EPMA)

Se escogieron 19 muestras para estudio de la composición química de las diferentes fases minerales y mapas de composición, con el objetivo de abarcar el rango de variabilidad de las diferentes fases del JGC e intrusiones satélite al mismo, el VIC y dique sur de Jörn.

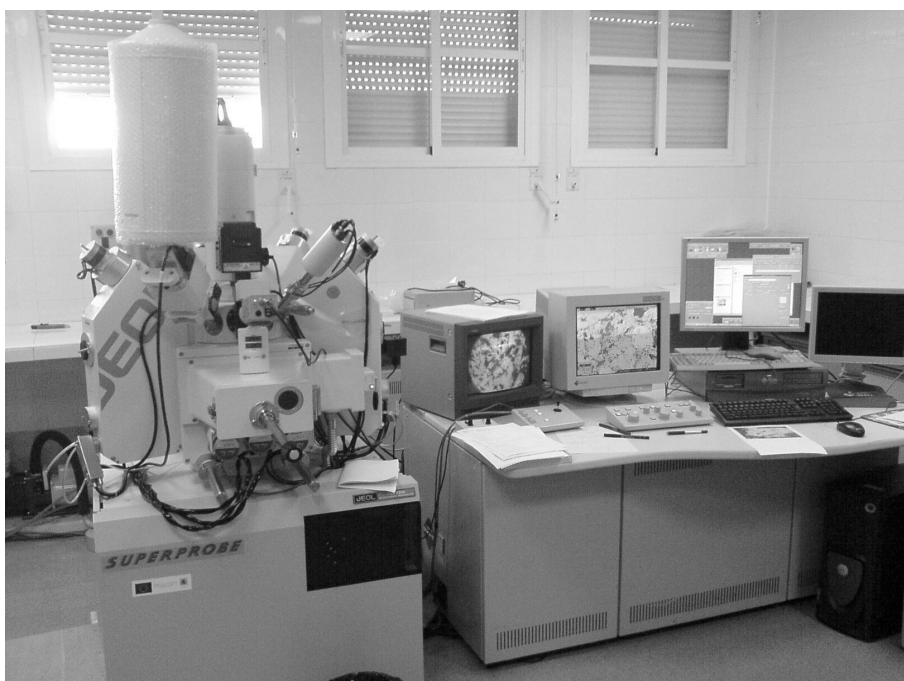


Fig. III-2: fotografía de la microsonda electrónica JXA-8200 SuperProbe.

Han sido utilizados los equipos existentes en los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de Huelva. El modelo del equipo de microsonda utilizado es JXA-8200 SuperProbe, el cual está equipado con cuatro espectrómetros WDS (dos de ellos normales y dos de alta intensidad) y un detector de energía dispersiva (EDS). Para completar la instrumentación del equipo éste cuenta, además, de un sistema acoplado detector de electrones secundarios y retrodispersados (SEM). En la foto III-2 puede verse la imagen del equipo durante su uso.

#### III.3. ANÁLISIS ISOTÓPICO Sm/Nd

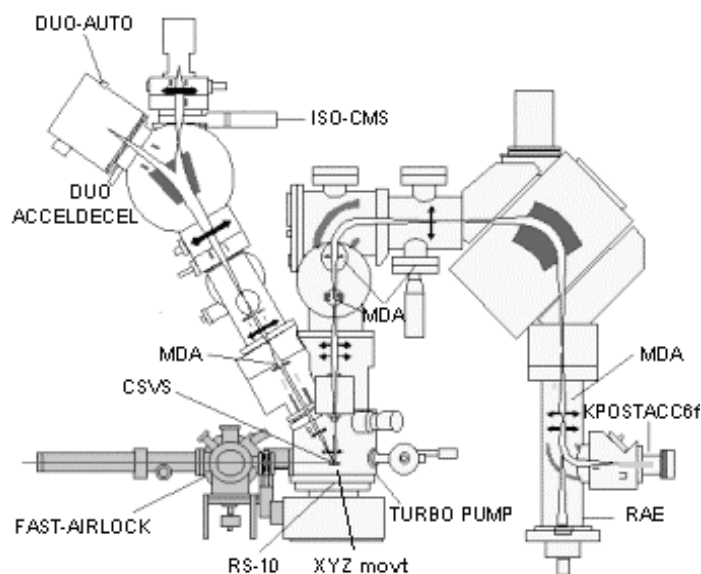
Previo al análisis isotópico planificado para 12 rocas el distrito minero de Skellefte, se analizó el contenido en elementos traza y REE para la correcta consecución del protocolo de análisis de isótopos. Es necesario conocer el valor inicial de Sm y Nd antes de proceder al análisis isotópico, además de ser necesario conocer el contenido en elementos mayores para corregir el efecto de matriz en los instrumentos de análisis. Los análisis del contenido en elementos traza y REE de las muestras seleccionadas se llevaron a cabo en los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de

Huelva por el Prof. Jesús de la Rosa, para ello se utilizó un equipo de plasma acoplado por inducción a espectrómetro de masas (ICP-MS) modelo HP4500® sintonizado mediante solución de  $^7\text{Li}$ ,  $^{89}\text{Y}$  y  $^{205}\text{Tl}$ .

La preparación de las muestras se realizó siguiendo el protocolo establecido para la digestión de muestras de rocas plutónicas en las que se van a analizar elementos Trazas-REE (De la Rosa et al., 2001). Además de la adición dentro de los análisis del ICP-MS de un blanco con la finalidad de conocer el grado de contaminación de las muestras debido a los ácidos y recipientes, se procedió también al análisis de dos muestras de patrones de referencia internacionales para conocer el posible efecto de matriz del aparato y controlar la calidad de los resultados. Estos estándares fueron el SARM 1 (granito) y SARM 4 (norita), ambos estándares han sido elaborados por el SABS (South African Bureau of Standards). Una vez obtenidos los datos químicos, las muestras fueron analizadas mediante un equipo de espectrómetro de masas VG 54E en el Departamento de Geología-CNRS de la Universidad Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (Francia); los análisis fueron realizados por el Prof. Christian Pin.

#### III.4. DATACIÓN DE MUESTRAS (NORDSIM)

El laboratorio Nordsim está incluido en el Laboratorio para Geología Isotópica (LIG) del Museo de Historia Natural de Suecia en Estocolmo. Nordsim es una instrumentación financiada en conjunto por Suecia, Noruega, Finlandia y Dinamarca, basada en una microsonda iónica Cameca 1270, un avanzado espectrómetro de masas que permite medidas directas in situ de composiciones elementales e isotópicas de áreas y puntos en muestras.



**Fig. III-3:** Esquema de sonda iónica Cameca 1270. RS-10 zona de rotación eucentrica, CSVS cámara del sistema de visualización, MDA aperturas mecanizadas, ISO-CMS aislamiento y bombeo de la fuente de Cesio, RAE ánodo resistivo, TURBO PUMP bomba turbomolecular, DUO duoplasmatron, KPOSTACC zona de postaceleración del multiplicador electrónico, ACCELDECCEL sistema óptico de ultra baja energía.

Este instrumento está basado en un espectrómetro de masas de doble foco con un sector magnético de gran radio (585 mm). La óptica iónica secundaria ha sido optimizada para trabajar a una resolución de transmisión superior a 6000 de masa. La alta transmisión acoplada con el bombardeo iónico de oxígeno o cesio permite la medición de razones isotópicas para especies en concentraciones trazas (U-Pb), o para estudios de isótopos estables (oxígeno o carbono). Debido a la sensibilidad respecto a los cambios térmicos, la zona de control y la zona de análisis se mantienen por separado (**Fig. III-4**).

#### IV.4.1. Preparación de muestras para datación

Para llegar al resultado de análisis final de los circones y titanitas, cada una de las rocas conlleva un laborioso trabajo de laboratorio: disgregación, triturado, tamizado, separación por líquidos densos, separación magnética, selección manual y montaje de las columnas de circones (los dos últimos pasos fueron realizados en el LIG por Kjell Billström).

Se escogieron 8 muestras significativas de las fases que componen el Complejo de Granitoides de Jörn. El peso de las muestras tomadas es de 8-12 kg, de entre los cuales se guardaron partes de 2-3 kg para posteriores trabajos litogeoquímicos, láminas delgadas, etc. Las muestras fueron tomadas en 2007 por Rodney Allen (Volcanic Resources Ltd.) y Hans Årebäck (Boliden Mineral AB) partiendo de las indicaciones recibidas dentro del Proyecto de investigación en NORDSIM: Timing and geochemical constraints of emplacement, hidrothermal alteration, deformation and metamorphism of the Jörn Granitoid Complex, Northern Sweden.

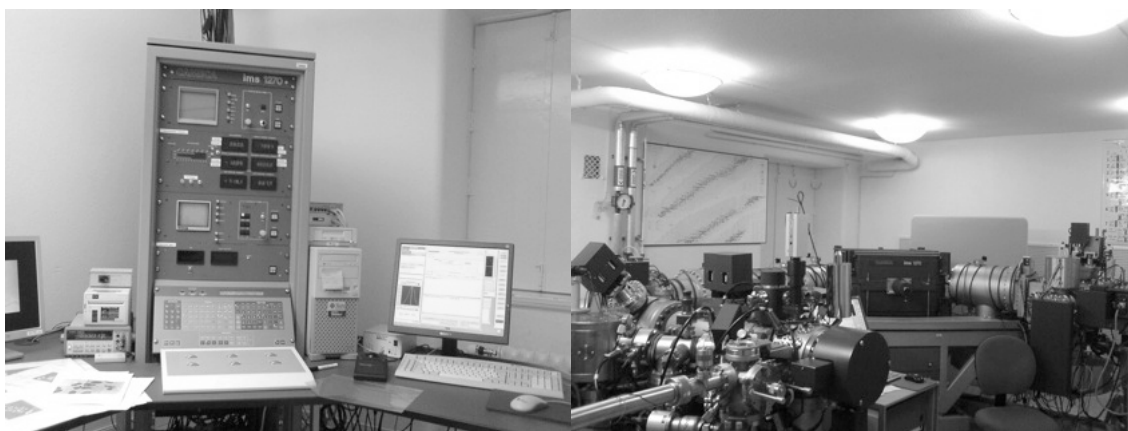


Fig. III-4: Fotografía de instrumentación NORDSIM. Panel de control a la izquierda y fotografía general de la zona de análisis a la derecha.

#### *Disgregación y triturado*

La disgregación y primera trituración de las muestras se realizó con una trituradora de mandíbulas. El tamaño fue reducido paulatinamente (las posiciones 5, 3 y 1; indican de mayor a menor tamaño) para no atascar y/o fatigar la maquinaria de la trituradora. En la posición final de la trituradora de mandíbulas (posición 1) se obtuvieron fragmentos de alrededor de 1 cm.

Una vez disminuido el tamaño de los fragmentos a 1 cm se introdujeron en la trituradora de anillas. Este es el proceso más largo puesto que sólo admite unos 100 gr en cada una de las trituraciones. Con el fin de optimizar el resultado, se hicieron varias pruebas con diferentes tiempos de triturado, escogiéndose finalmente la trituración de la muestra en dos tiempos de 2 segundos cada uno. Con ello se obtiene la mayor fracción en tamaño 250-63  $\mu\text{m}$ ; un mayor tiempo o todo el proceso continuado, producía exceso de material muy fino (<63  $\mu\text{m}$ ) que es desechable en la separación de circones y titanitas.

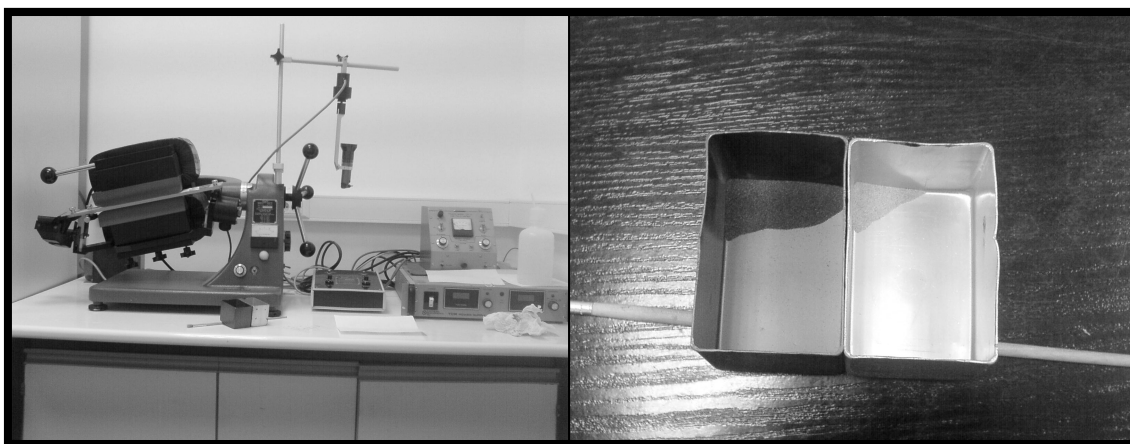
Una vez procesada la muestra por las mandíbulas y anillas, se procede a la separación por tamaños de grano. Los tamaños escogidos son 250-125  $\mu\text{m}$  y 125-63  $\mu\text{m}$  que son las tallas donde encontramos la mayoría de los circones y titanitas en nuestras rocas. A modo aproximado se extraen unos 300 gr en cada una de dichas fracciones partiendo de unos 5 kg de muestra. El resto del peso se pierde en la fracción superior a 250  $\mu\text{m}$  y en la menor de 63  $\mu\text{m}$ . La fracción de grano grueso (>250  $\mu\text{m}$ ) se guardó debidamente para futuros procesados o cualquier otra necesidad de utilización.

### ***Separación mineral***

El proceso de separación mineral se divide en dos pasos, el primero es la separación de las fases mineral por densidad y el segundo es la separación de la fase densa por magnetismo. Entre cada uno de los pasos se procede a la limpieza de todos los equipos para evitar transferencia entre las muestras.

La separación por densidad se realizó por decantación de la muestra en líquido denso. El líquido denso utilizado es bromoformo ( $\text{CHBr}_3$ ) con una densidad de  $2.9 \text{ gr/cm}^3$ . En una bureta con una capacidad de  $\frac{1}{2}$  litro se mezclan 100 gr de muestra con 150 ml de bromoformo, se agita enérgicamente y se deja en el soporte para que se produzca la decantación de las fases densas. Los minerales y fragmentos menos densos que el líquido suben a la superficie. Una vez decantada la fracción densa se filtra en papel, el resto de bromoformo que baja con la fase densa se elimina con acetona y se deja evaporar y secar en el filtro. El bromoformo remanente junto con la fase ligera es filtrado y recuperado para un nuevo uso. Este proceso se realiza las veces necesarias y en las diferentes fracciones de tamaño por separado. A modo aproximado la pérdida de bromoformo es del 10% para la fase 250-125  $\mu\text{m}$  y el 20% en la fracción 125-63  $\mu\text{m}$ .

La separación final de la fase densa se realiza con un separador isodinámico FRANTZ (**Fig. III-5**) en cuatro pasos con un continuo incremento en la intensidad magnética. Se inicia con 0.40  $\Omega$  eliminando las fases muy magnéticas como magnetita, pirrotina y gran parte de la biotita. Posteriormente se sube la intensidad magnética en 0.70  $\Omega$  y 0.90  $\Omega$  en las que se elimina biotita y clorita fundamentalmente; para finalizar con la intensidad de 1.20  $\Omega$  en las que se separa cuarzo con inclusiones de las fases no magnéticas (cuarzo, apatito, circón, turmalina, etc). Se hacen en intensidades crecientes para que los minerales con mayor susceptibilidad magnética no arrastren a los no magnéticos. Si se observa que la muestra se separa bien, se elimina alguno de los pasos intermedios.



**Fig. III-5:** Separador isodinámico FRANTZ (izquierda). Separado de minerales magnéticos de no magnéticos (derecha), los minerales oscuros son los magnéticos y los claros los no magnéticos.

### ***Montaje de circones y titanitas***

La separación final de minerales no magnéticos y magnéticos fue enviada al Dr. Kjell Billström que finalmente seleccionó los cristales y los montó en las probetas que fueron utilizadas en la datación. Las probetas finales se corresponden con una para cristales de titanita y otra para cristales de circón montados conjuntamente con los estándares.



## **IV. MARCO GEOLÓGICO**



## IV. MARCO GEOLÓGICO

### IV.1. ESCUDO BÁLTICO

La historia geológica del Escudo Fenoescandinavo o Báltico es muy compleja y comprende un rango de tiempo desde hace 3500 Ma hasta hace unos 400 Ma (Huhma et al., 2004). Constituye la parte más occidental del Cratón de Europa del Este englobando a Noruega, Suecia, Finlandia y noroeste de Rusia (Weiher et al., 2005). Su evolución se produce durante las orogenias que actúan desde el Arcaico hasta el Proterozoico y coincide con las etapas de crecimiento cortical a escala global más importantes que han sido registradas a 2.7 y 1.9 Ga (Condie, 2002a; Condie, 2002b). Estos episodios de crecimiento global suelen ser inferiores a los 100 Ma de duración (Condie, 2000). A continuación, y a modo de introducción, se expone un resumen de la evolución orogénica del Escudo Báltico.

#### IV.1.2. Evolución Arcaica (3.5-2.5 Ga)

El basamento Arcaico y Paleoproterozoico Europeo se expone Europa del Este y norte de Europa, fundamentalmente en dos zonas:

1. En el escudo Fenoescandinavo
2. En el Escudo Ucrainiano.

Las divisiones del basamento Arcaico de Europa son Fenoscandia, Sarmatia y Volgo-Uralia (Gorbatshev and Bogdanova, 1993). Los segmentos que constituyen el Arcaico de Europa del Este son Volgo-Uralia y Sarmatia, los cuales están unidos a través del orógeno Pachelmel. La unión entre los segmentos de Europa del Este y Fenoscandia se produce a través del orógeno Volhyn-Rusia Central (**Fig. IV-1**); estas uniones se producen en edad Paleoproterozoica.

Las rocas arcaicas del Escudo Fenoescandinavo se localizan al noreste en la península de Kola, Karelia y al noroeste de Finlandia, poseen edades comprendidas entre 3.5 y 2.5 Ga. Entre dichas edades han sido descritos dos episodios orogénicos que comprenden los periodos 3.1-2.9 Ga y 2.9-2.6 Ga.

**a.** Los materiales acrecionados en la Orogenia Saamian, desarrollada desde 3.1 a 2.9 Ga, constituyen la corteza continental más antigua en el Escudo Fenoescandinavo. A expensas de corteza toleítica se generaron granodioritas, tonalitas y trondhjemitas, estas últimas por la acción del metamorfismo son actualmente anfibolitas con granate (Gaal and Gorbatshev, 1987). La península de Kola se constituyó en esta etapa a partir de la colisión de protocontinentes; en cambio, el bloque de Karelia se generó como un continente que a finales de este periodo comienza a fragmentarse.

**b.** La Orogenia Lopian se produce en 2.9-2.6 Ga (Arcaico tardío), perteneciendo la mayor parte de las rocas arcaicas del Escudo Báltico a este periodo. Tras el rifting sufrido por el Cratón Kareliano se generan numerosas cuencas e intrusiones básicas (**Fig. IV-2**). Posteriormente todas estas cuencas se cierran durante un periodo colisional en 1.95-1.82 Ga (Gorbatshev and Bogdanova, 1993). Este periodo colisional es semi-simultáneo con el periodo de crecimiento cortical en la zona central del Escudo Fenoescandinavo de edad Svecofeniana. Por tanto Karelia se compone principalmente de sucesiones de bandas de greenstone belts y gneises (Gaal and Gorbatshev, 1987), de los que se han descrito más de veinte con longitudes de 100-150 km (Plant et al., 2005). Al mismo tiempo la península de Kola constituye en esta etapa una zona de metamorfismo de alto grado sobre granitoides.

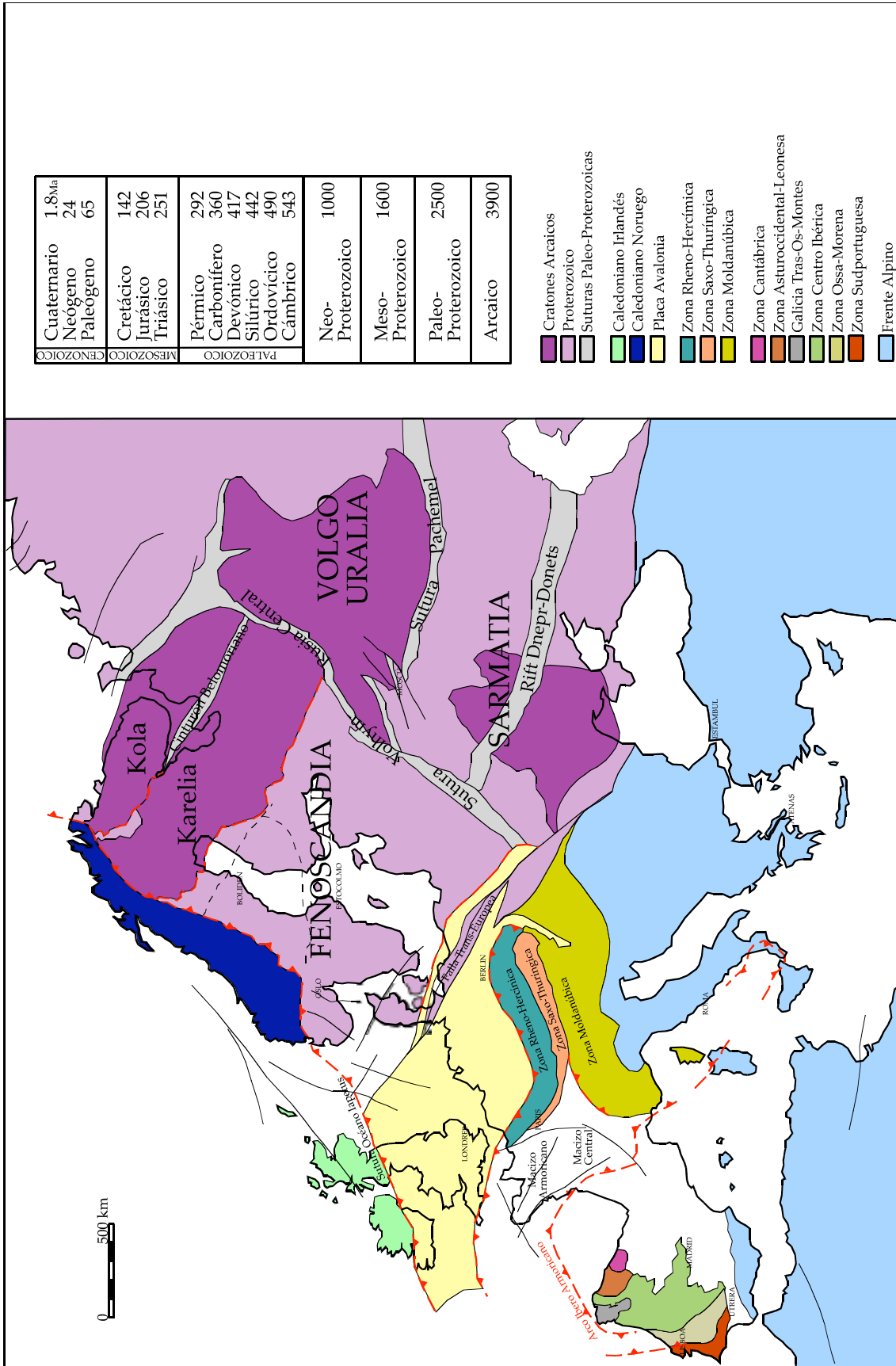
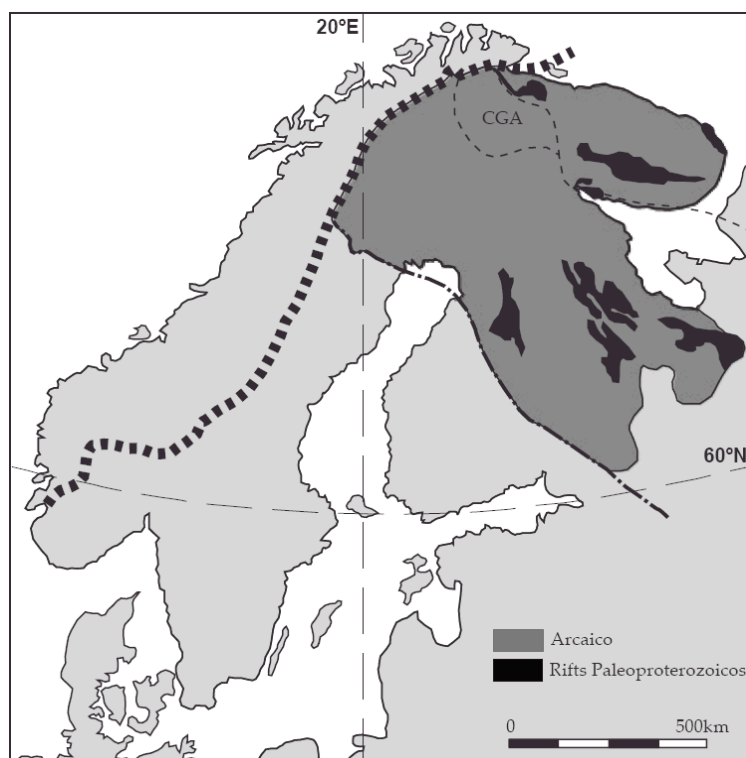


Fig. IV-1: Mapa de Terrenos geológicos europeos.



**Fig. IV-2:** Zona de edad arcaica en el Escudo Báltico. En negro cuencas de rift más importantes en los Terrenos de Kola y Karelia. CGA: Complejo Granulítico Arcaico.

La conexión entre las placas de Karelia y Kola se correlaciona con la colisión entre Laurentia y Báltica en aproximadamente 1.8 a 1.3 Ga. Durante la colisión Karelia-Kola se generan tres cinturones tectónicos que son de norte a sur: Kola, Lapland y Tanaelv. En esta colisión los cinturones Lapland y Tanaelv obducen sobre Karelia y el cinturón de Kola sobre el microcontinente Kola. A su vez, en la zona más oriental (según la posición actual) de esta orogenia existía un microcontinente denominado Inari que es acrecionado entre el cinturón orogénico de Kola y Lapland.

#### IV.1.2. Orogenia Svecofeniana (1.90-1.75 Ga)

Aproximadamente un tercio del Escudo lo constituyen rocas afectadas por la Orogenia Svecofeniana también denominada Svecokareliana, con edades comprendidas entre 1.9 y 1.75 Ga. Ocupan la zona sur de Finlandia y zona central-norte de Suecia. Se divide en tres Provincias (**Fig. IV-3**):

1. Provincia Nor-Svecofeniana la constituyen fundamentalmente materiales vulcanosedimentarios de naturaleza de margen continental activo. El límite sur de la Provincia Norte es el arco volcánico del Distrito Minero de Skellefte que es una zona con importantes yacimientos de sulfuros masivos, cuya descripción de éste nos ocupará parte de capítulos posteriores debido a que es la región en la que se emplazan los granitoides estudiados. El entorno en el que se ubica el Distrito de Skellefte es de tipo Andino (Allen et al., 1996) aunque relacionada con una zona de naturaleza de arco-isla acrecionado a corteza Arcaica en edad indeterminada (Skiold and Ohlander, 1989). La zona norte de la Provincia Nor-Svecofeniana está constituida por la región de Norrbotten con importantes yacimientos de óxidos de hierro como Kiruna y de sulfuros masivos.

2. Provincia Sur-Svecofeniana está formada por materiales vulcanosedimentarios generados en el marco de un vulcanismo de arco-isla. Este arco volcánico, al igual que el de la Provincia Nor-Svecofeniana, también se asocia a una significativa región minera en Suecia, el Distrito de Bergslagen, con importantes yacimientos de óxidos de hierro y sulfuros masivos.

3. Provincia Central-Svecofeniana la constituyen fundamentalmente los sedimentos marinos de la Cuenca de Botnia, estos representan la sedimentación marina sobre la corteza oceánica existente entre ambos arcos.

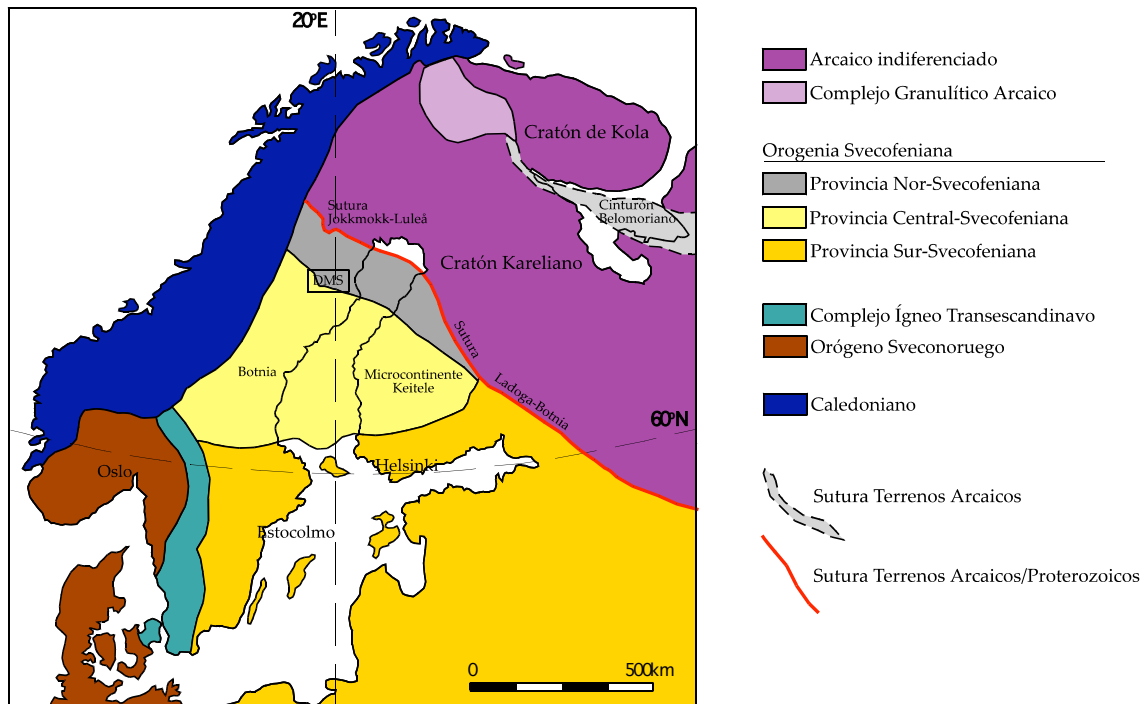


Fig. IV-3. Esquema regional del Escudo Fenoscandiano. DMS: Distrito Minero de Skellefte.

Desde el punto de vista de la evolución tectónica de la Región Svecofeniana, se produce la acreción al continente de edad arcaica, que se encuentra al norte en la actualidad, en un periodo comprendido aproximadamente desde 1.89 a 1.86 Ga. Esta acreción se produce por separado tanto en el margen finlandés como sueco de la Región Svecofeniana:

a. En la parte sueca del Escudo Fenoscandiano la microplaca de Bergslagen (Provincia Sur-Svecofeniana) se amalgama con los materiales de la Cuenca de Botnia (Provincia Central-Svecofeniana) a 1.87-1.86 Ga durante la Orogenia Feniana, constituyéndose la placa de Fenoscandia (Weiher et al., 2005). Posteriormente y durante el Orógeno Svecofeniano es cuando se acreciona la placa de Fenoscandia con el Cratón Arcaico Kareliano, generándose la paleosutura de Jöckmökk-Luleå al norte de Suecia (Öhlander et al., 1993).

b. Casi al mismo tiempo se produce una evolución similar en la parte finlandesa de la Región Svecofeniana. El microcontinente Keitele, que es el equivalente Svecofeniano en Finlandia, se acreciona en edad de 1.89-1.88 Ga al Cratón Kareliano durante la Orogenia Lapona-Savo generándose la paleosutura de Ladoga-Botnia (Nironen et al., 2000), fig. IV-4.

De ese modo las suturas de Jokkmokk-Luleå y Ladoga-Botnia son la unión de la Región Svecofeniana con el Cratón Arcaico al norte.



**Fig. IV-4:** Zona Svecofeniana del Escudo Báltico. Acrecionado al Cratón Kareliano mediante las suturas Jokkmokk-Luleå y Ladoga-Botnia. PNS: Prov Nor-Svecofeniana; PCS: Prov Central Svecofeniana; PSS: Prov Sur-Svecofeniana; CGA: Complejo Granulítico Arcaico. Modificado de Weihed et al., 2005.

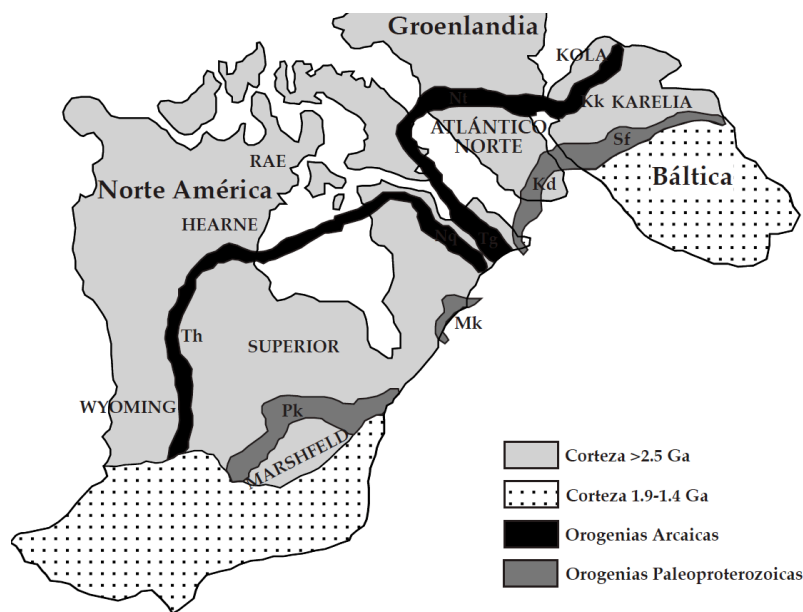
#### IV.1.2.1. Orogenia Svecofeniana en el marco global terrestre

La existencia de un arco volcánico asociado a una zona de subducción que se extiende desde Báltica, a través de Irlanda, Escocia, Groenlandia y finalmente Norte América, se desarrolló en edad de 1.85-1.65 Ga (Zhao et al., 2002). El orógeno Svecofeniano parece correlacionarse por los citados terrenos, constituyéndose un cinturón orogénico desde el Svecofeniano en Báltica, pasando por el Ketilidiano al sur de Groenlandia, el Makkovikiano en Norte América y finalmente el Penokeano entre los Cratones de Superior y Marsfeld (**Fig. IV-5**). Restos de placa de edad 1.9-1.4 Ga pueden encontrarse al S-SW (según la posición actual) de los orógenos enunciados. Antes de 1.85 Ga Laurentia no pudo estar acrecionada debido a la existencia del Océano Manikewan entre el Cratón Superior por una parte y los Cratones Hearne y Rae por otra (**Fig. IV-5**).

#### IV.1.3. TIB y Orogenia Gotiana (1.75-1.55 Ga)

Un importante crecimiento cortical en Escandinavia tuvo lugar en el Mesoproterozoico en el que se forma el Cinturón Ígneo Transescandinavo (TranScandinavian Igneous Belt, TIB). Con aproximadamente 1500 km de longitud el TIB se extiende desde el sureste de Suecia hasta las islas Lofoten al norte de Noruega (**Fig. IV-3**), con posibles equivalentes en los plutones del Labrador (Balling, 2000). Durante este periodo de magmatismo, que se extiende desde 1.85 hasta 1.61 Ga (Gorbatshev and Bogdanova, 1993), se generan numerosos granitoides y vulcanismo félsico con máximos en la producción magmática registrados en 1.81-1.77 Ga, 1.70 Ga y 1.68-1.65 Ga (Nironen, 1997). El carácter químico de estas rocas es de intrusiones tipo-A, comúnmente

alcalinas-cálcicas. El origen de estas rocas puede ser por plutonismo asociado a un margen tipo Andino con una dirección de subducción hacia el este (según la posición actual) bajo el Dominio Svecofeniano. Durante la orogenia Gotiana de 1.75 a 1.55 Ga colisiona el Cinturón Ígneo Transescandinavo con la Provincia Svecofeniana.



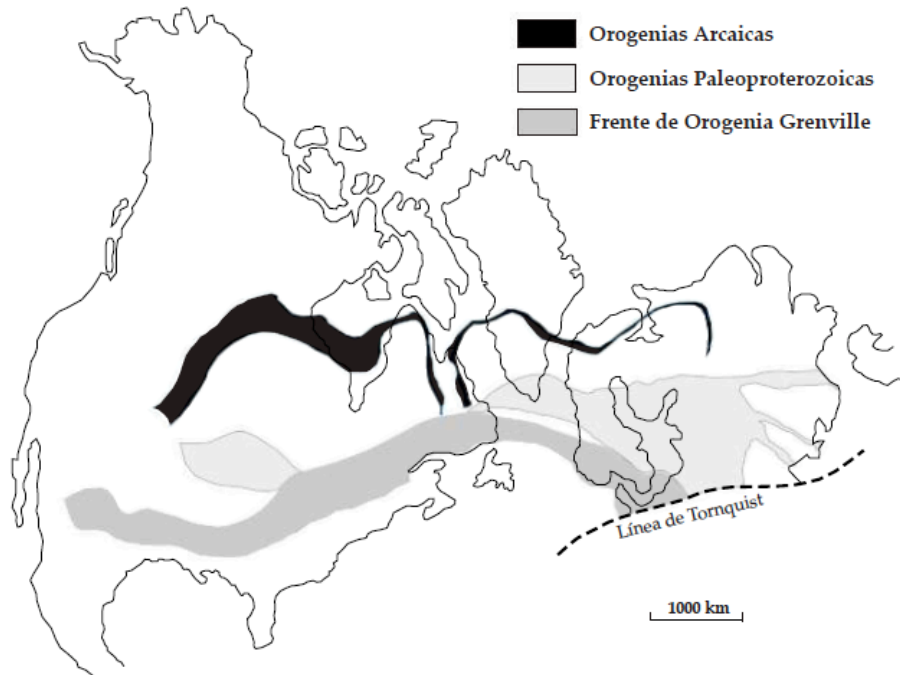
**Fig. IV-5.** Reconstrucción de Orogenias y continentes en el Paleoproterozoico. Sf: Svecofeniana; Kk: Karelia-Kola; Kd: Ketilidiano; Nt: Nagsugtoqidiano; Nq: Nueva Québec; Tg: Torngat; Mk: Makkovik; Pk: Penokeano; Th: Trans-Hudson. Modificado de Zhao *et al.* (2002).

#### IV.1.4. Orogenia Sveconoruega (1.15-0.92 Ga)

En el extremo sureste de Suecia, al suroeste del TIB, se localizan las rocas Neoproterozoicas relativas al Orógeno Sveconoruego (Grenville) que se produce en un periodo comprendido entre 1.15 Ga y 0.92 Ga (Nironen, 1997; Weihed and Eilu, 2005). Dicho evento es colisional de tipo Cordillera (Plant *et al.*, 2005). Está compuesto por gneises con edades que parten desde los 1.70-1.55 Ga relativos a la Orogenia Gotiana y posteriormente intruido por granitoides de edades 1.1 a 0.9 Ga. El granito más joven de Suecia es el Granito de Bohus con edad de 900 Ma generado durante este periodo. En la **fig. IV-6** se puede ver el alcance de la citada orogenia.

#### IV.1.5. Orogenia Cadomiana (650-550 Ma)

Al inicio del Ordovícico, el Escudo Fenoescandinavo y el basamento de la Plataforma de Europa del Este se establecen como una placa tectónica independiente denominada Báltica. Es durante este periodo de rifting en el que se abre el Mar de Tornquist (Plant *et al.*, 2005).



**Fig. IV-6.** Mapa que muestra el alcance de la orogenia Grenville a escala global, también están reflejada aquellas de edad Arcaica y Paleoproterozoicas. En el Escudo Fenoescandinavo, la Orogenia de Grenville se corresponde con el Orógeno Sveconoruego. Modificado de Gorbastchev y Bogdanova (1993).

#### **IV.1.6. Orogenia Caledoniana (450-400 Ma)**

Las últimas aportaciones a la historia geológica del Escudo Báltico suceden durante la Orogenia Caledoniana, 450-400 Ma. Al inicio de la Orogenia Caledoniana se producen las colisiones entre las placas de Laurentia (Norte América y Groenlandia) y Báltica (Escandinavia) tras el cierre del Océano Jápeto (Iapetus) (Aleksandrowski, 2003; Balling, 2000; Berthelsen, 1998) y del microcontinente de Avalonia cerrando el mar Tornquist a través de la Falla TransEuropea. Durante el periodo colisional se produce una serie de cabalgamientos sobre el Escudo Báltico, constituyendo la superficie de Noruega, casi en su totalidad, un bloque cabalgante. Los materiales cabalgados sobre Noruega forman parte de los sedimentos y rocas volcánicas Neoproterozoicas a Silúricas, 700-400 Ma, que estaban depositados en el Océano Jápeto (Iapetus).

Orogenias	Edad (Ma)	Principales efectos en Escudo Báltico	Tipo de materiales generados
Evolución Arcaica <i>Saamian</i> <i>Lopian</i>	3500-2500 3100-2900 2900-2600	Dividido en dos procesos orogénicos Se constituye la península de Kola por colisión de protocontinentes Generación del mayor volumen de rocas arcaicas del Escudo Báltico	Corteza continental más antigua del Escudo (granodiorita, trondhjemitas y tonalitas) Más de 20 bandas de gneisses y Greenstone Belts de 100-150 km de longitud
Svecofeniana	1900-1750	Provincia Nor-Svecofeniana: arco volcánico de margen continental activo Provincia Central-Svecofeniana: sedimentación marina en la cuenca de Botnia Provincia Sur-Svecofeniana: arco isla oceánico	Distritos Minero de Skellefte (VHMS) y Norrbotten (VHMS y óxidos de hierro) Sedimentación marina sobre corteza entre ambos arcos volcánicos Distrito Minero de Bergslagen (óxidos de hierro y VHMS)
Gotiana	1750-1550	Generación del Cinturón Ígneo Transescandinavo [TIB], de 1500 km de longitud	Granitoides tipo-A y vulcanismo félsico calcoalcalino
Sveconoruega	1150-920	Evento colisional tipo Cordillera que afecta a la zona suroeste del Escudo Báltico	Gneisses generados a partir de rocas producidas en la Orogenia Gotiana. Intrusiones de Granitoides
Cadomiana	650-550	Se forma la placa tectónica Báltica y se abre el mar de Tornquist	Re-trabajo de materiales anteriores, no se crean nuevas rocas
Caledoniana	450-400	Colisión Laurentia-Báltica. Cabalgamientos sobre Escudo Báltico	Sedimentos y rocas volcánicas neoproterozoicas a silúricas del océano Iapetus.

**Tabla IV-1:** Resumen de las principales aportaciones a la construcción del Escudo Báltico en las diferentes etapas de su historia Geológica.

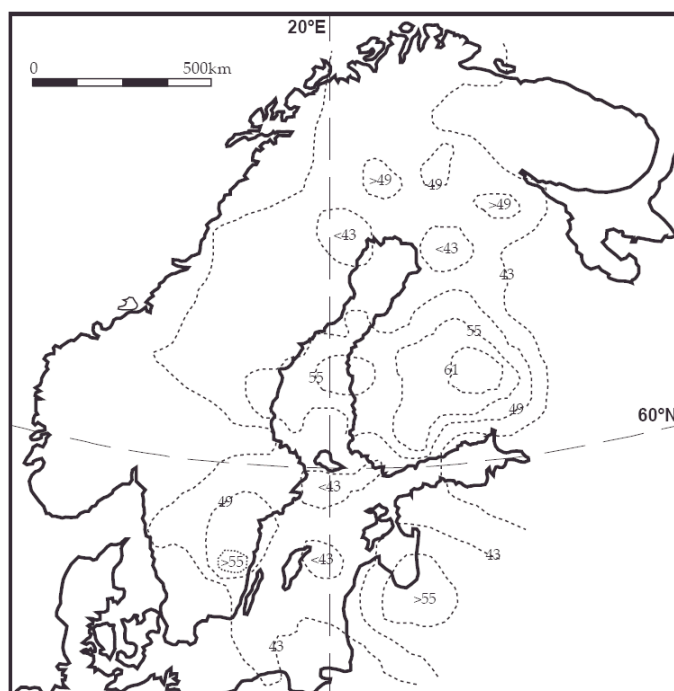
## IV.2. CONDICIONANTES GEODINÁMICOS

Las condiciones de los procesos geodinámicos que operaron durante el Arcaico y Paleoproterozoico fueron muy diferentes a las existentes en la actualidad. Existen multitud de trabajos a este respecto, aunque la literatura científica carece de ciertos datos experimentales que facilitarían la construcción de modelos matemáticos basados en datos más realistas.

El parámetro más importante que ha cambiado desde el Arcaico hasta la actualidad ha sido la temperatura en el interior de nuestro planeta. Usando el contenido de MgO de lavas komatíticas puede conocerse la temperatura del magma cuando salió a superficie, de ese modo, conociendo las temperaturas de las lavas Arcaicas y comparándolas con las más actuales se puede determinar, de modo bastante aproximado, la variación de temperatura del manto desde el Arcaico hasta la actualidad. Así se utiliza la siguiente ecuación para calcular la temperatura del líquido en función de MgO% (Nisbet et al., 1993):

$$T_{liq} = 1400 + [(MgO\% - 20) \times 20] \text{ } ^\circ\text{C}$$

A modo de ejemplo y utilizando la expresión anterior ha sido definida la temperatura de la komatíta de Isla Gorgona (Colombia) en 1400°C, conociendo que el contenido en MgO es del 20%, estas lavas tienen una edad de 155±43 Ma. A diferencia de la anterior, cuando el mismo cálculo se realiza con komatítas mucho más antiguas se obtienen temperaturas, entre otras, como las de Alexo (Ontario) de 2.7 Ga que con contenidos de MgO de 29% han alcanzado una temperatura de 1580°C (Nisbet et al., 1993).



**Fig. IV-7.** Mapa de grosor de corteza continental bajo el Escudo Fenoscandinavo. Las líneas de contorno muestran el grosor en kilómetros. Modificado de Nironen (1997).

En resumen, el manto Arcaico debió estar unos 200 a 300°C de media más caliente que el manto actual a iguales profundidades. Este dato tiene unas implicaciones en cuanto a la dinámica terrestre muy importantes.

Debido a las altas temperaturas del manto la tasa de generación de magmas en las dorsales oceánicas de edad arcaica era mucho mayor a la actual, con velocidades de apertura 2-3 veces superior (Bickle, 1986). Por tanto, la velocidad de desplazamiento de las placas tectónicas era sustancialmente mayor a la que se registra actualmente. Se debieron registrar movimientos de las placas tectónicas de varias centenas de centímetros por año durante la construcción de supercontinentes que ocurrió a 2.5 y 1.9 Ga (Condie, 2002a; Condie, 2002b).

La tasa de generación de magmas y velocidad de apertura también se ve reflejada en el grosor de la corteza en edad Arcaica y Proterozoica; generándose corteza oceánica basáltica de más de 25 km de grosor frente a los 7-9 km actuales. A estas edades la litosfera continental registró grosores de 150-200 km frente a los 80-100 km de grosor de litosfera continental actual (Bickle, 1986). Como ejemplo en la **fig. IV-7** pueden verse los grosores anómalos de corteza continental registrados en el Escudo Fenoesncandinavo (Nironen, 1997).

Estas diferencias en cuanto a dinámica terrestre implican que la construcción del Escudo Báltico fue muy rápida y por acreción de microcontinentes, fundamentalmente por unión de arcos volcánicos. Además, el vulcanismo en arco isla, al igual que en las dorsales oceánicas, fue muy intenso, favoreciéndose grandes espesores de rocas volcánicas generados en cortos periodos de tiempo. Como ejemplo, el Distrito Minero de Skellefte presenta espesores mínimos de 3 km sin conocerse los espesores máximos de rocas volcánicas.

### IV.3 GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito minero de Skellefte ocupa un área de 120x30 km en el norte de Suecia (Fig. IV-8). Este distrito contiene alrededor de 85 depósitos de sulfuros masivos con Zn-Cu-Au-Ag, numerosas mineralizaciones de Au y mineralizaciones de Fe asociado a intrusiones básicas, a su vez, también se han descrito varios pórfidos cupríferos asociados a las rocas intrusivas del área de estudio (Weiher, 1992; Weiher et al., 1992). El distrito forma parte del Escudo Báltico y contiene una compleja sucesión vulcanosedimentaria, metamorfizada en grado medio a bajo, con edades U-Pb de las secuencias volcánicas comprendidas entre 1.90 y 1.87 Ga (Allen et al., 1996).

La mayor parte de los depósitos citados están relacionados en espacio y tiempo a una potente serie de rocas volcánicas calcoalcalinas, con composiciones que varían desde andesita a riolita. Aparte de ellas, en la región afloran rocas plutónicas de composición que podría ser equivalente a la de las rocas volcánicas y que también están a veces asociadas a mineralizaciones de interés. Entre las rocas plutónicas, el Complejo Intrusivo de Jörn (JIC) es el conjunto de mayor tamaño, y en él tanto las relaciones espaciotemporales de las distintas facies como sus relaciones con el resto de las rocas del distrito son todavía mal comprendidas.

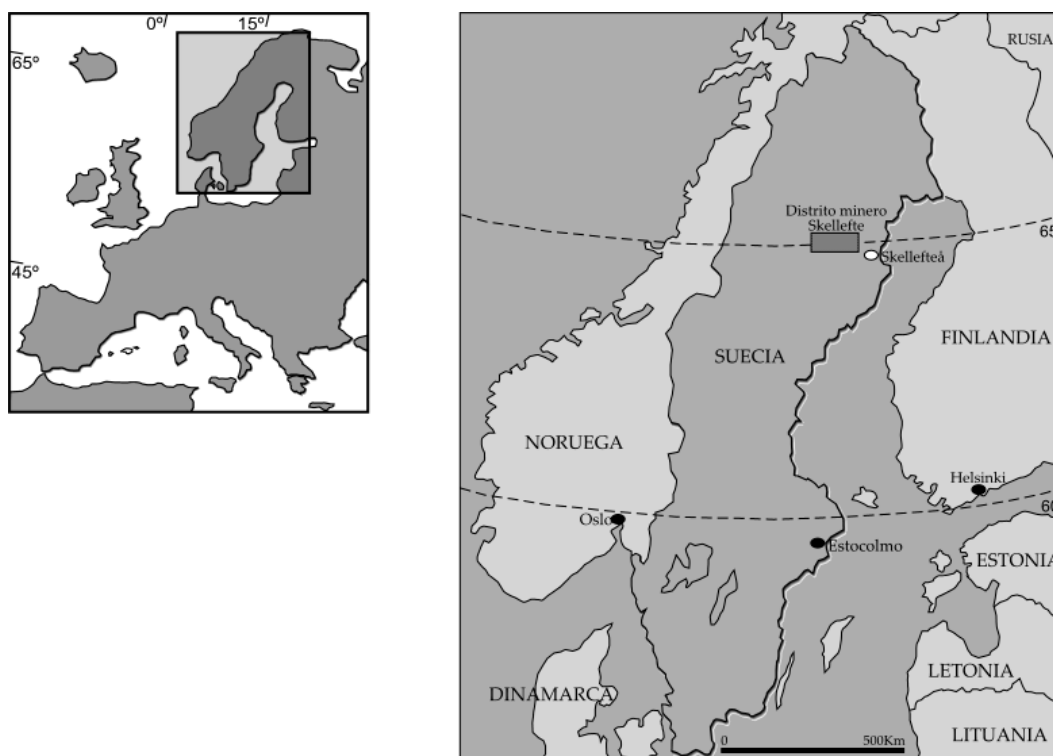


Fig. IV-8. Esquema de localización geográfica del distrito minero de Skellefte en la Península Escandinava.

La base del Distrito de Skellefte está formado por una sucesión de rocas volcánicas submarinas, principalmente andesíticas a riolíticas denominadas Grupo Skellefte. El Grupo Vargfors, que está formado por sucesiones sedimentarias marinas someras a profundas con intercalaciones de rocas volcánicas, se halla a techo del Grupo Skellefte. Al norte del Distrito de Skellefte aparecen una serie de rocas volcánicas subaéreas, mayoritariamente félsicas, denominadas Grupo Arvidsjaur. El Grupo Vargfors se considera el equivalente lateral del Grupo Arvidsjaur en tanto que las edades de ambos son muy similares. Hacia el norte, el distrito no tiene un límite bien definido con el Grupo Arvidsjaur, aunque la alteración y deformación en esa zona es menor que la

mostrada por el Grupo Skellefte. Hacia el sur se encuentran los metasedimentos y numerosas intrusiones de la cuenca de Botnia mostrando aparentemente un contacto concordante (Allen et al., 1996).

#### **IV.3.1. Grupo Skellefte**

Estratigráficamente constituye la parte inferior del distrito minero de Skellefte, aunque el basamento de esta unidad se desconoce. La máxima potencia de este grupo ha sido definida en las inmediaciones de Petikträsk, en el centro del distrito, mostrando un grosor de aproximadamente 3 km. La serie ha sido datada a techo en la zona de Nicknoret ofreciendo una edad de  $1882 \pm 8$  Ma (Welin, 1987).

La sucesión volcánica se compone fundamentalmente por rocas vulcanoclásticas juveniles, intrusiones porfiroides y lavas. Numerosas intercalaciones sedimentarias aparecen en el Grupo Skellefte, destacando cuarcitas vulcanoclásticas, pizarras negras y grises, areniscas y conglomerados; raramente aparecen rocas calizas o volcánicas con matriz calcárea. El vulcanismo es mayoritariamente riolítico y no bimodal (Allen et al., 1996). La gran mayoría de los sulfuros masivos en el Distrito de Skellefte aparecen en este grupo. Las series sedimentarias que cubren el Grupo Skellefte se incluyen en el Grupo Vargfors.

Siete son los dominios volcánicos que han sido establecidos en el Grupo Skellefte y se corresponden a su vez con volcanes o sistemas volcánicos independientes. Los límites entre dominios se corresponden con límites tectónicos (fallas o zonas de cizalla) o estratigráficos. Estos dominios son: Renström, Boliden, Hälträsk, Petikträsk, Maurliden, Näsliden y Udden (Allen et al., 1996). El dominio volcánico de Gallejaur se encuentra en el Grupo Vargfors. Los principales tipos de vulcanismo son aquellos asociados a procesos de flujo en masa submarino, intrusión de facies coherentes con facies clásticas asociadas, brechas y conglomerados asociados a flujos en masa subaéreos a submarinos someros, además de sedimentación volcánica subaérea a submarina somera.

Los tipos de volcanes que se observan en los diferentes dominios son: criptodomas y tobas riolíticas submarinas (poco abundantes pero asociados a sulfuros masivos), generalmente de poco a moderado volumen asociados a sills, diques y depósitos de pómez. Complejos dacíticos-andesíticos-basálticos como intrusiones, lavas o flujos en masa. Conos emergentes andesíticos. Complejos de tobas, lavas y criptodomas riolíticos-dacíticos-andesíticos marinos emergentes (tabla 3, Allen et al., 1996).

Las características geoquímicas (elementos mayores, trazas y REE), su localización con provincia continental al norte compuesta por basamento del Precámbrico inferior, y una cuenca marina profunda al sur, sugieren que el Grupo Skellefte es parte de un arco volcánico marino o cuenca tras-arco extensional.

#### **IV.3.2. Grupo Vargfors**

Está compuesto por sucesiones sedimentarias de grano fino a grueso con intercalaciones volcánicas localmente abundantes. Numerosos subgrupos han sido definidos en la literatura científica mostrando todos ellos generalmente contactos gradacionales e interdigitados, así Allen et al. (1996) los redefine como constituyentes del Grupo Vargfors. Estos subgrupos son los siguientes:

- Conglomerado Menträsk formado por brechas volcánicas de clastos del Grupo Skellefte.
- Formación Elvaberg que comprende a rocas sedimentarias argilíticas.

- El Conglomerado Abborrtjärn consiste principalmente en cantos de arenisca y clastos de granitoide tipo GI, también comúnmente aparecen cantos de Skellefte.
- Conglomerado Dödmanberg consiste en rocas volcánicas de Grupo Arvidsjaur, cantos de jaspe y cuarzo. Muestran generalmente un intenso color rojo o verde.
- Las rocas volcánicas de Gallejaur comprenden intrusiones y lavas basálticas de contenido moderado a alto de Mg. Estos basaltos aparecen en la parte superior de Grupo Skellefte y subgrupo Elvaberg se interpretan como diques y sills.

La potencia mínima de este grupo toma un valor aproximado de 4 km en la zona de Gallejaur e inmediaciones de Nicknoret, aunque el techo de la secuencia no está expuesto. Las dataciones de este grupo en la monzonita de Gallejaur en  $1873\pm 10$  Ma (Skiold, 1988), en el gabro de Gallejaur en  $1876\pm 4$  Ma (Skiold et al., 1993), la ignimbrita de Nicknoret  $1877\pm 3$  Ma (Billstrom and Weihed, 1996) y las relaciones estratigráficas con Grupo Skellefte, sugieren que las rocas de Vargfors son al menos 10 Ma más jóvenes que aquellas de Skellefte.

Aunque generalmente se ha interpretado al Grupo Vargfors como discordante con los eventos experimentados por el Grupo Skellefte, los tipos de contacto existentes y trabajos como los de Weihed et al. (1992) o Allen et al. (1996) muestran que ambos grupos tienen la misma foliación, plegamiento e intensidad de deformación. Es decir que los procesos experimentados por ambos han sido los mismos. Además, en los niveles inferiores de este grupo aparecen algunos sulfuros masivos, los cuales habían sido descritos únicamente en el Grupo Skellefte.

#### **IV.3.3 Grupo Botnia**

Las rocas que componen el Grupo Vargfors presentan una gradación hacia paragneisses de alto grado y migmatitas de la cuenca de Botnia que han sido denominadas el Grupo Botnia (Allen et al., 1996). Sobre estas muestras de alto grado no han sido posibles las interpretaciones estratigráficas, pero entre las formaciones que componen el Grupo Skellefte, la Formación Elvaberg muestra hacia el sur una gradación hacia facies de alto grado. Al igual que la base del Grupo Skellefte se desconoce, lo mismo ocurre con la del Grupo Botnia aunque se pueden hacer interpretaciones indirectas basadas en los granitoides que lo intruyen con edades de  $1955\pm 6$  Ma (Skiold and Rutland, 2006; Wasström, 1996; Wasström, 2005). El grosor total se estima en aproximadamente 10 km.

#### **IV.3.4. Grupo Arvidsjaur**

Este grupo se caracteriza por facies volcánicas coherentes y vulcanoclásticas félsicas a intermedias de naturaleza subaérea pardas a rojas. Entre las facies vulcanoclásticas destacan ignimbritas soldadas y tobas de caída de ceniza. Fragmentos de este grupo no aparecen ni en el Grupo Skellefte ni en la zona inferior de Grupo Vargfors, pero si se encuentran en el conglomerado Abborrtjärn y especialmente en el conglomerado Dödmanberg.

La datación de una ignimbrita soldada existente en el centro del Grupo Vargfors en  $1877\pm 3$  Ma (Billstrom and Weihed, 1996) sugiere que es el equivalente lateral del Grupo Arvidsjaur, el cual ha sido datado en  $1876\pm 3$  Ma (Skiold et al., 1993) en una riolita de grano fino. Diversos autores han sugerido la posibilidad de que las fases finales de Skellefte sean coetáneas con las iniciales de Arvidsjaur, pero no existe evidencia alguna al respecto.

#### **IV.3.5. Intrusiones en el Distrito de Skellefte**

Las rocas plutónicas en el Distrito Minero de Skellefte son muy comunes y responden a la larga actividad ígnea registrada en la zona a lo largo de su historia geológica. De un

modo simplificado se comentan las intrusiones más relevantes del distrito que serán objeto de un estudio más profundo más adelante. En rasgos generales esta puede dividirse entre rocas asociadas al vulcanismo denominadas sin-volcánicas, 1.90-1.87 Ga (Allen et al., 1996), y las que se generan posteriormente al evento volcánico en Skellefte denominadas post-volcánicas. La edad de los intrusivos sin-volcánicos varía desde los 1907 Ma hasta los 1875 Ma, mientras que las rocas post-volcánicas corresponden a edades de 1830 a 1775 Ma. De entre los intrusivos sin-volcánicos del Distrito de Skellefte destacan por su tamaño el Complejo de Granitoides de Jörn (JGC) y el Complejo Intrusivo de Viterliden (VIC). Las intrusiones post-volcánicas se corresponden todas a los granitoides tipo Revsund relacionados a la Orogenia Gotiana y la generación del Cinturón Igneo Transescandinavo (TIB).

Desde las primeras dataciones sobre los granitoides en el Distrito Minero de Skellefte realizadas por (Wilson et al., 1985), numerosas han sido las determinaciones de edad establecidas para los diferentes cuerpos intrusivos. Una de las dificultades a la hora de exponer conclusiones en cuanto a la relación entre los diferentes intrusivos de Skellefte es que hay que tener muy en cuenta los márgenes de error en los análisis de las dataciones existentes en la bibliografía. Para estas primeras determinaciones la imprecisión de los análisis ofrece errores de casi 50 Ma en algún caso. Esto hace que no se puedan correlacionar bien los procesos a partir de las relaciones absolutas de edad y haya que buscar métodos para obtener la edad relativa de los mismos.

#### **IV.3.5.1. Complejo de Granitoides de Jörn**

Éste ocupa el límite norte del distrito de Skellefte y está constituido por intrusiones que varían en la composición química desde gabros hasta granitos. En él se han descrito cuatro fases principales, denominadas de GI a GIV (Wilson et al., 1987). El primer trabajo de relevancia sobre el complejo de Jörn fue llevado a cabo por el geólogo de Boliden Mineral AB Uno Svenson en el año 1973. Realizó una completa recopilación de muestras de todo el complejo y trazó el mapa geológico que ha servido de base para posteriores trabajos. Durante este trabajo fueron recopiladas 109 muestras de granitoides, siendo el desarrollo de la malla planificada entre las Hojas 23j, 23k, 24j y 24k de la división cartográfica de Suecia.

Tras el trabajo que efectuó Uno Svenson se generó una cartografía de JGC en la que se localizaron las muestras tomadas. La cartografía responde a la clasificación de las rocas por su mineralogía y se divide en cuatro grandes grupos de granitoides y otro de rocas máficas. De ese modo los grupos de granitoides son:

**Fase tipo GI:** Según la definición de Uno Svenson este grupo es el que ocupa una mayor superficie, suponiendo casi 2/3 del total extendiéndose alrededor de todo el borde del complejo. Se compone mayoritariamente de tonalitas de grano medio a grueso y trondhjemitas en menor cantidad.

**Fase tipo GII:** Svenson localiza únicamente un par de afloramientos de esta fase en las inmediaciones de la ciudad de Jörn, en la zona de la pista de esquí denominada Skidbäcken. Es un plutón de pequeño tamaño cuyos límites han sido definidos por geofísica puesto que su exposición es ínfima. Está formado por granodioritas a cuarzo-monzodioritas de grano medio a fino, con multitud de enclaves microgranulares.

**Fase tipo GIII:** El núcleo central de JGC está compuesto por granodioritas de grano grueso no deformadas e inalteradas. Ocupa casi un tercio de la superficie total del complejo. Son fácilmente reconocibles por su característico color rosado en afloramiento. Es la fase mejor expuesta del complejo de Jörn y la que muestra menor variabilidad mineralógica o textural. Son rocas generalmente de textura porfídica con fenocristales de feldespato alcalino.

**Fase tipo GIV:** En el centro de GIII hay un pequeño plutón de granodioritas de grano medio a fino, la mineralogía es idéntica a la de GIII pero de menor tamaño de grano. Únicamente existen tres afloramientos de esta fase por lo que sus límites se han dibujado a partir de la información proveniente de estudios geofísicos, principalmente por gravimetría.

**Fase tipo GI indiferenciado:** En la zona norte y noreste del complejo de Jörn los granitoides fueron muestreados por Svenson. Las rocas en esta zona están normalmente inalteradas, excepto en el límite noroeste de JGC. Según la definición clásica de Svenson fueron denominadas undifferentiated GI por su similitud mineralógica con GI del sur, a pesar de variaciones texturales bastante importantes. La falta de mejores datos geoquímicos hizo que no se pudiera demostrar relación genética con las fases al sur del complejo.

**Fase de dioritas y gabros:** Son numerosos los afloramientos de rocas máficas en el complejo de Jörn y aunque las diferencias entre todas ellos son en multitud de casos evidente Svenson no realizó ninguna división de las mismas. Entre éstas la de mayor importancia es la zona denominada Complejo Máfico Bandeado de Näsberg.

Diversas observaciones sugieren que el Complejo de Jörn es comagmático con el vulcanismo de Skellefte (GI) y Arvidsjaur (GII), entre otras: composiciones similares a las rocas volcánicas del Grupo Skellefte y Arvidsjaur, edades radiométricas que se solapan a las obtenidas de los Grupos Skellefte, Vargfors y Arvidsjaur, contactos intrusivos con los Grupos Skellefte y Arvidsjaur, y abundantes clastos de las fases iniciales de Jörn en las partes medias y superiores del Grupo Vargfors (Claesson, 1985; Lundberg, 1980; Wilson et al., 1987). Las rocas más precoces de Jörn (GI) muestran una característica textura cuarzo porfídica, similar a la de numerosas intrusiones porfídicas riolíticas asociadas a mineralizaciones de sulfuros masivos dentro del Grupo Skellefte. Sin embargo, la comparación de la secuencia de emplazamiento en Jörn y en los grupos Skellefte y Arvidsjaur es difícil debido a los rangos de error alto en las dataciones.

Las dataciones de Jörn se realizaron sobre las tres facies principales descritas (GI, GII y GIII) puesto que GIV se considera una fase residual de GIII. Para GI la edad obtenida por Wilson et al., (1987) es de  $1888 \pm 20 / -14$  Ma, frente a la obtenida por Kathol et al. (2002) de  $1898 \pm 11$  Ma la cual a priori es mucho más fiable. Las edades obtenidas para GII y GIII también acumulan un error grande siendo la de GII de  $1874 \pm 48 / -26$  Ma y para GIII de  $1873 \pm 18 / -14$  Ma (Wilson et al., 1987). A pesar de mostrar errores demasiado grandes, queda patente que GI es la facies más antigua con una diferencia de aproximadamente 20-25 Ma respecto a las posteriores. Además, las facies GII y GIII ofrecen una edad muy similar.

#### IV.3.5.2. Intrusión de Stavaträsk

El intrusivo de Stavaträsk, localizado al este de JGC, es un plutón compuesto por dioritas y gabros intruidos posteriormente por granodioritas de grano grueso. Las dioritas datadas en  $1877 \pm 2$  Ma (Lundström et al., 1997) muestran una edad algo superior a las granodioritas que son  $1874 \pm 3$  Ma (Lundström et al., 1999). Se puede observar como las edades de la intrusión de Stavaträsk son muy similares a aquella obtenida para GII y GIII. La tonalita de Stavaträsk forma una aureola de contacto sobre los metasedimentos proterozoicos en los que se emplaza.

#### IV.3.5.3. Pórfido Cuprífero de Tallberg

En la zona central del sur de JGC en la fase GI, se localiza un pórfido cuprífero denominado Pórfido Cuprífero de Tallberg, en la facies GI qz-porfiroide (Weihed, 1992; Weihed et al., 1992; Weihed and Schöberg, 1991). Dataciones de rocas pórfiroides de cuarzo y feldespatos relacionadas con la formación del pórfido de Tallberg muestran edades de  $1886 \pm 15 / -9$  Ma (Weihed and Schöberg, 1991) muy similares a las de GI. Esto sugiere una relación genética del pórfido con la tonalita de GI indicando la posibilidad

de formación en los estadios magmáticos finales de GI, y en relación con las numerosas intrusiones satélite de GI en el Distrito de Skellefte al sur de JGC y que muestran de un modo generalizado las mismas texturas porfídicas.

#### IV.3.5.4. Hobergsliden

Esta intrusión es una leuco-granodiorita de grano medio a fino y se localiza dentro de JGC al noreste de GIII. La roca muestra una edad de  $1862 \pm 14$  Ma (Lundström et al., 1997). Esta edad es algo inferior a las de GIII y GIV por lo que podría constituir un diferenciado tardío de estas facies de Jörn; incluso teniendo en cuenta que dichas facies muestran un rango de error alto podrían perfectamente solaparse en el tiempo.

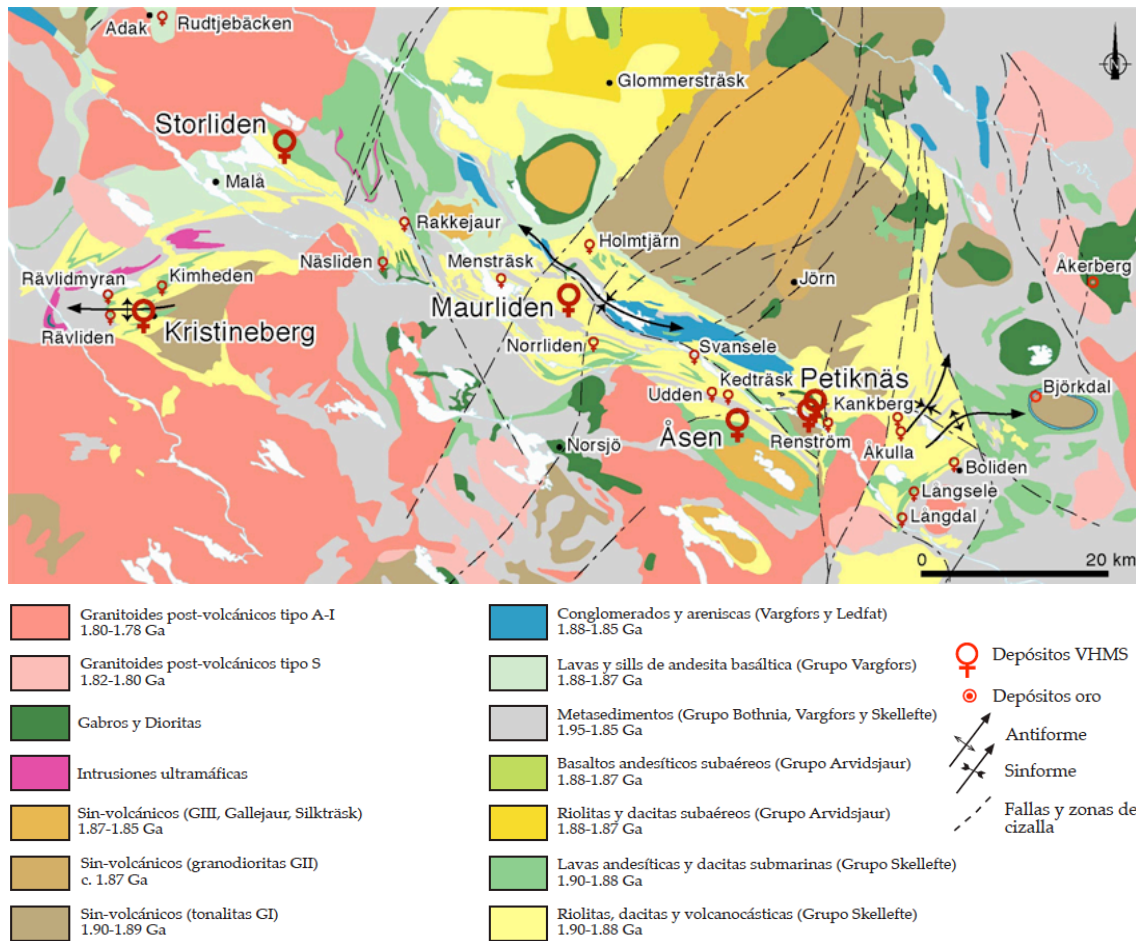


Fig. IV-9. Mapa geológico de Distrito minero de Skellefte. Modificado de Allen et al., 1996.

#### IV.3.5.5. Granito de Antak

La edad de la Intrusión de Antak es de  $1879 \pm 15/-12$  Ma (Kathol and Persson, 1997) ha sido relacionado con Hobergsliden y GIV en alguna ocasión. La edad de Antak es muy similar a la de GII y GIII aunque los errores analíticos son relativamente demasiado grandes para estimar si es coetáneo, previo o posterior. Utilizando las relaciones de campo no se puede determinar dicha circunstancia debido a la inexistencia de afloramientos en la zona de contacto entre estas intrusiones. Sólo la geofísica sugiere que Antak es posterior a GIII pero no queda esclarecido de un modo concluyente.

#### IV.3.5.6. Monzonita de Gallejaur

Al suroeste de JGC se encuentra la intrusión de Gallejaur. Este complejo forma una estructura con forma de plato. Autores sugieren la génesis de dicha intrusión con el

impacto de un meteorito (Lilljeqvist, 2002). El borde del complejo está formado por un gabro, mientras que la zona interior es de carácter monzonítico. El borde externo de la monzonita es de grano medio y rica en magnetita, mientras que la zona interna se compone de una monzonita con textura simplectítica rica en enclaves de la monzonita del borde. El gabro fue datado en  $1876\pm 4$  Ma por Skiold et al. (1993) mientras que la monzonita de la zona de Bredträskliden ofrece una edad de  $1873\pm 10$  Ma (Skiold, 1988), ambas edades muy similares. Actualmente no se dispone de datos geoquímicos de la monzonita pero sería interesante compararlos con aquellos de las facies tardías de JGC y Antak.

Intrusión/Zona	Roca	Autor	N	E	Edad Ma
Grupo Bothnia					
	Knaften	Wasström, 1996			1955±6
Grupo Skellefte					
Bjurvattnet	Peperita	Billström and Weihed, 1996	7202590	1708540	1884±6
Melestjärn	Pórfido	Billström and Weihed, 1996	7213410	1685530	1889±3
Maurliden	Riolita B	Montelius et al., 2007	-	-	1885±3
Maurliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1902±21
Maurliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1885±6
Finnliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1901±3
Petikträsk	Mass-flow	Billström and Weihed, 1996	7225200	1681250	1847±3
Grupo Vargfors					
Gallejaur	Monzonita	Skiold, 1988	7235500	1676900	1873±10
Gallejaur	Gabro	Skiold et al., 1993	7233300	1669900	1876±4
Nicknoret	Ignimbrita	Billström and Weihed, 1996	7229200	1670500	1875±4
Grupo Arvidsjaur					
Skyträsket	Riolita	Skiold et al., 1993	7256150	1693450	1878±2
Antak <i>Kåtaselet</i>	Granito	Kathol and Persson, 1997	7254650	1691940	1879 <sup>+15</sup> <sub>-12</sub>
Stavaträsk					
Stavaträsk	Diorita	Lundström et al., 1997	7226380	1721900	1877±2
Stavaträsk	Granodiorita	Lundström et al., 1999	7223500	1715820	1874±3
Nicknoret	Ignimbrita	Billström and Weihed, 1996	7229200	1670500	1875±4
Viterliden (VIC)					
N-Svanaberget	Hbl Tonalita	Bergström et al., 1999	7216930	1634140	1907±12
Jörn (JGC)					
JGC (E)	GI	Wilson et al., 1987	7234560	1683680	1888 <sup>+20</sup> <sub>-14</sub>
Halmyrtjärnen	GI	Kathol et al., 2002	7226872	1682720	1898±11
Pórfido Tallberg	Tipo GI	Weihed and Schöberg, 1991	7221000	1693000	1886 <sup>+15</sup> <sub>-9</sub>
Skidbäcken	GII	Wilson et al., 1987	7222590	1700400	1874 <sup>+48</sup> <sub>-26</sub>
JGC	GIII	Wilson et al., 1987	7233890	1691940	1873 <sup>+18</sup> <sub>-14</sub>
Hobergliden	GIII	Lundström et al., 1997	7247600	1706800	1862±14

Tabla IV-2. Edad de intrusiones y rocas volcánicas de Distrito Minero de Skellefte.

#### **IV.3.5.7. Complejo Intrusivo Viterliden (VIC)**

En el extremo occidental del distrito encontramos VIC el cual está deformado intensamente por pliegues vergentes al oeste. La deformación es concordante con aquella mostrada por las rocas volcánicas del Grupo Skellefte en la zona. Se divide en tres facies principales. La facies Kribergstonalite hace referencia a una tonalita hornbléndica (aunque realmente la denominación más exacta para este tipo de roca es la de cuarzo-anfibolita) la cual es similar a la tonalita tipo GI de JGC. La edad de esta facies es de  $1907 \pm 12$  Ma (Bergström et al., 1999). Si la comparamos con la datación más reciente realizada sobre muestras de GI que ofrece un valor de  $1898 \pm 11$  Ma (Kathol et al., 2002) vemos que son valores muy parecidos. El resto de facies de VIC son similares a granodiorita, lo cual podría correlacionarse con aquellas más tardías de JGC.

#### **IV.3.5.8. Basaltos andesíticos porfídicos**

Este tipo de lavas e intrusiones subvolcánicas son relativamente muy comunes en las inmediaciones de JGC. Aparentemente se relacionan con el Grupo Vargfors por lo que podrían ser ligeramente posteriores a la fase GI. Aparecen a lo largo de todo el borde sur de JGC con una orientación aproximada de  $N110^{\circ}E$ , aparentemente con la morfología de un dique. También están presentes en varias zonas al sur de JGC en el interior del Grupo Skellefte. Es en el borde oeste de JGC donde aparecen estas rocas en varias localizaciones como es en las inmediaciones del monte Vithatten y en el cauce del río Skellefte en la zona de Nicknoret. Además, rocas similares a ésta aparecen en contacto con GI en el vértice noroeste de JGC cerca de la localidad de Ullriksberg. Las relaciones de campo entre estos basaltos andesíticos y GI indican que éste segundo es previo a la generación de los basaltos.

#### **IV.3.5.9. Granitos tipo Revsund**

En la zona cercana a JGC afloran granitos post-cinemáticos tipo Revsund, estos están generalizados por toda la zona central y norte de Suecia. Las edades de granitos tipo Revsund son variables entre 1830 y 1775 Ma. En este caso la datación realizada por Skiold (1988) en la zona de Holmfors al suroeste del Distrito de Skellefte muestra una edad de  $1778 \pm 16$  Ma. Son granitos tipo A de grano grueso a muy grueso con numerosos enclaves de diversa naturaleza.

#### **IV.3.6. Deformación en distrito minero de Skellefte**

En la zona central del distrito minero de Skellefte las rocas de los Grupos Skellefte y Vargfors están afectados por la misma deformación. Son abundantes los pliegues verticales apretados con vergencia de los ejes generalmente en  $45^{\circ} SE$ , es común el desarrollo de una foliación penetrativa en los planos axiales. Una segunda generación de pliegues abiertos con planos axiales inclinados al norte y noreste se desarrolla de modo subparalelo a los anteriores pliegues. Las zonas de cizalla frágil son abundantes en toda la zona central del distrito minero de Skellefte, estas zonas suelen ser inferiores a 10 m de ancho y orientación ESE. La cizalla suele estar modificada por crenulación producida durante el segundo periodo de deformación. En la zona este del distrito de Skellefte a partir de la explotación de Rentröm la cizalla ESE intersecta con un sistema de cizalla anastomosado con orientación norte que pasa al este de la intrusión Revsund y los granitoides de JGC (**Fig. IV-9**). Las relaciones temporales entre ambos sistemas de cizalla no están bien definidos, no obstante el sistema en la zona de cizalla de la zona central del distrito minero de Skellefte parece previo al sistema de la zona este (Bergman-Weihed, 2000).

## V. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL



## V. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL

En esta sección trataremos la información obtenida a partir de las texturas de las rocas, las conclusiones que se extraigan a partir de la petrografía se completan con los datos de composición química y fórmula estructural de las fases minerales más destacadas.

### V.1. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Para la consecución de esta parte del trabajo se han realizado láminas delgadas de la totalidad de las fases intrusivas del distrito minero de Skellefte, además de numerosas muestras tomadas de rocas subvolcánicas asociadas y rocas sedimentarias huésped de las intrusiones. El mayor número de láminas delgadas ha sido realizado sobre el Complejo de Granitoides de Jörn, al ser éste el de mayor superficie y complejidad de entre todas las intrusiones.

El mayor número de láminas se corresponde con las rocas tomadas en nuestros propios muestreos de 2003 y 2004. Por otra parte son muy numerosas las muestras provenientes de muestreos previos existentes en el archivo de Boliden Mineral AB. Las láminas delgadas usadas en nuestro trabajo se corresponden con los siguientes muestreos:

- En 1973 el geólogo sueco Uno Svenson diseñó un muestreo para la compañía Boliden, a partir de éste se han realizado 105 láminas delgadas. La cobertura del complejo de granitoides de Jörn fue completa, además se acompañó de un sistemático análisis geoquímico sobre cada una de las muestras. Éstas formaban parte del archivo de Boliden y nos fueron cedidas como colaboradores del Proyecto: Characterisation of the Ore Horizons and Alteration Systems of the Volcano-Hosted Massive Sulphide Deposits in the Skellefte District, Northern Sweden. La localización de cada una de las muestras puede verse en los Mapas anexos y en formato digital anexo.

- En las inmediaciones de la mina de Renström se localiza un pequeño granitoide asociado a las fases de granitos tipo Revsund. Estos granitoides fueron sondeados en 2002, de cuyo sondeo REG-1280 tomamos 9 muestras para láminas delgadas entre los 500 y 627m de profundidad.

- Durante el muestreo del verano de 2003 se tomó un total de 126 muestras de las cuales se realizaron igual número de láminas delgadas. Éste trabajo se centró fundamentalmente en los granitoides de la zona central y sur de JGC, además de en las rocas volcánicas máficas que aparecen a lo largo de todo el borde sur del complejo de Jörn, denominado en este trabajo como Dique Sur de Jörn.

- Partiendo del trabajo de campo de 2004 se realizaron 179 láminas delgadas. En este caso se decidió cubrir una área mayor que el realizado en periodos anteriores. De ese modo, a parte de finalizar la toma de muestras en el norte y este de JGC, se extendió la cobertura hasta el límite occidental del distrito minero de Skellefte donde se encuentra el Complejo Intrusivo de Viterliden.

Las texturas son muy variables entre los diferentes tipos de rocas, con variaciones dentro de las misma fase. Un resumen de las texturas comunes se presenta en la **Tabla V-1**.

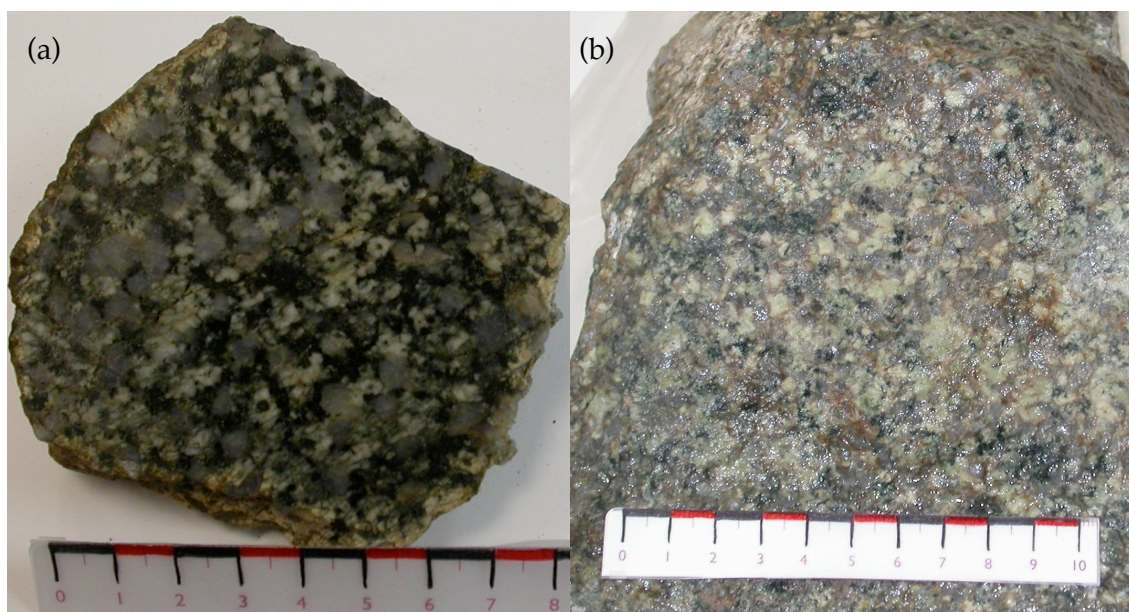
Litotipo Subtipo	Clasificación	Mineralogía	Accesorios	Textura	Comentario
GI Zona W Zona SE Rengård Klockträsk	Tonalita Tonalita Tonalita Tonalita y trondhjemita	Pl, qz, bi, amph . . . Pl, qz	Ap, zr, aln Ap, zr Ap, zr, tit	Hip a xenomorfa equi. Ø-medio Hip inequi a porfídica Ø-medio Idio equi a hip porf Ø-medio fino Hip granular a porf Ø-medio Hip a xenomorfa Ø-medio fino	Chl y acti secundarios, biotita metamórfica decusada Bi y amph metamórfico Diques sin-intrusivos Deformadas, abundante epidota
GII Gilla Gillb	Granodiorita Cuarzo monzonita	Pl, kfs, qz, amph, bi Pl, kfs, px, amph, bi	Tit, ap, zr Tit, ap, zr	Idio a hip equi Ø-medio Hip inequi porf Ø-medio matriz fanerítica Ø-fino	Qz ahumado, abundantes diques Enclaves microgranulares, relictos de augita
GIII Hobergsliden	Monzogranitos Granitos de Kfs	Qz, pl, kfs, bi Qz, kfs, pl, bi	Tit, ap, aln Tit, ap, aln	Hip inequi porf Ø-medio grueso Hip inequi granular a porf Ø-medio	Pertitas, pl en matriz Pertitas, máficos accesorios
GIV	Monzogranitos	Qz, pl, kfs, bi	Tit, ap, aln	Idio equi Ø-medio	Gris amarilla en afloramiento
Näsberg	Gabros y dioritas	Px, pl, ol, amph, bi, mt	bi	Variable: intergranular, dolerítica, ofítica, subofítica, acumulado	Bandeado, contiene bloques GI
Basaltos Vargfors	Basalto andesítico	Px, pl,	Mt, sp	Afanítica porf Ø-medio	Masiva a clástica / autoclastos? borde sur de JGC y área aisladas
Gallejaur Zona exterior Zona interior	Monzonita Monzonita enclaves	Pl, bi, px, qz, kfs. Pl, px, qz, s kfs-qz	Mt, ap Mt, ap	Hip equi a porf Ø-medio fino idio-xeno Inequi porf simplectita Ø- medio fino	Px uraltizado, alto contenido mt Fenos de pl y matriz simplectita de qz+kfs, enclaves
VIC Tonalita Trondhjemita	Cuarzo-anfibolita Trondhjemitas	Pl, qz, amph, bi Pl, qz	Zr, ap, tit, ep Bi, chl, ap, zr	Granolepidoblás banded Ø-medio Xenomórfica ineq a porf Ø-medio fino	Tonalita en facies anfibolita Ausencia de máficos, zonas no deformadas
Revsund Monzogranitos Granito	Monzogranitos Granitos de dos micas	Pl, qz, kfs, amph, bi Pl, qz, kfs, bi, ms	Ap, tit, zr Ap, tit, zr	Porf Ø-grueso, matriz pl-qz-bi Hip inequi a porf Ø-medio	Numerosos enclaves y xenolitos Escasos máficos
Stavaträsk	Granodiorita	Pl, kfs, qz, amph, bi	Ap, zr	Hip equi a inequi Ø-medio	Metamorfismo contacto sobre sedimentos Bothnia

Tabla V-1. Resumen de texturas características en intrusiones del Distrito Minero de Skellefte. Hip: hipidiomorfas; equi/inequi: equigranular/inequigranular; porf: porfídica; Ø: tamaño de grano.

### V.1.1. DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO

#### Muestras de GI:

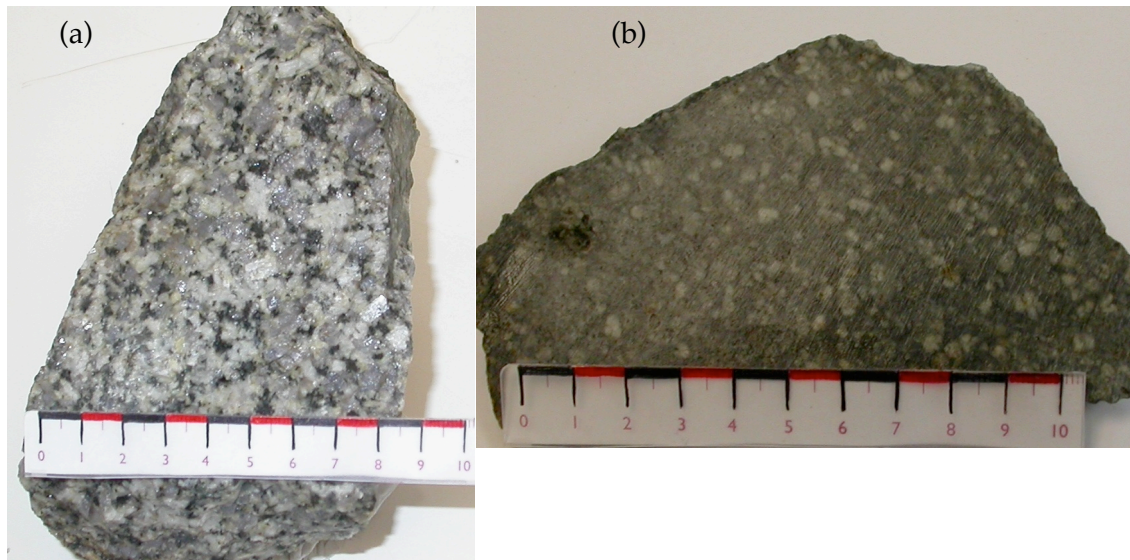
La textura de muestra de mano de las diferentes zonas de GI es muy variada y responde fundamentalmente variaciones de texturas holocristalina equigranulares a porfídicas. Las tonalitas de GI son de aspecto grisáceo a blanquecino de tamaño de grano medio a grueso. Los fenocristales de cuarzo xenomorfo poseen un ligero color azulado, que a veces en muchas localizaciones es intenso. El cuarzo aparece disperso o agrupado en agregados policristalinos, además en detalle suele estar compuesto por microcristales de cuarzo de tamaño de grano muy fino. La plagioclasa es generalmente de color blanco lechoso con zonas verdosas debido a la suave a moderada alteración a saussurita (epidota, clorita, etc). Los cristales de plagioclasa son subidiomorfos con geometría tabular, generalmente forman agregados y tamaño de grano medio. Los minerales máficos son en muchos casos difíciles de identificar debido a la alteración, la cual será tratada en detalle más adelante. La biotita está en muchos casos parcialmente cloritizada, por lo que el color verdoso en los máficos es habitual, además la textura es de agregados microgranulares (textura decusada) por lo que no es fácil diferenciar cristales del grupo de la biotita. El anfíbol subidiomorfo es de color verde oscuro a negro con tallas inferiores a 3 mm, en muchas zonas el anfíbol ha sido sustituido por clorita y/o biotita. En algunas ocasiones se identifican agregados de clorita/biotita en los bordes de cristales de anfíbol parcialmente sustituido (**Fotografía V-1a**).



**Fotografía V-1:** (a) muestra de mano de tonalita de GI (muestra JO03-55). (b) muestra de tonalita de la intrusión satélite de Klockträsk (JO04-144). Escala en centímetros.

La variedad de tonalita equigranular es menos común que las muestras porfídicas. Como ejemplo se incluye foto de muestra equigranular de la intrusión satélite de Klockträsk (**Fotografía V-1b**). En el caso particular de la muestra de Klockträsk se observa un mayor grado de alteración en las plagioclasas, observable por el intenso color verde en muchas de las plagioclasas (abundante epidota). En este caso los minerales máficos son menos abundantes y de menor tamaño de grano, también debido probablemente a una mayor intensidad en la alteración hidrotermal. Asociado al pórfido cuprífero de Tallberg se han generado intrusiones de rocas de tipo GI como las que se generan en el área de Tallberg. En la fotografía **fotografía V-2a** se observa la textura idéntica con aquellas zonas porfídicas de GI.

Por el contrario numerosas intrusiones subvolcánicas en las inmediaciones de JGC tienen texturas claramente diferentes a las observadas en las tonalitas de GI. Estas muestras son generalmente cuarzo + feldespato porfídicas o sólo feldespato porfídicas de tamaño de grano medio a grueso de fenocristales y matriz de grano fino. La muestra JO03-104 pertenece a una intrusión tipo GI dentro de las rocas volcánicas del Grupo Skellefte. Contiene un 15% de fenocristales fundamentalmente de plagioclasa subhedral y algunos de cuarzo xenomorfo de tamaño de grano medio a grueso, la matriz es rica en microcristales de plagioclasa, cuarzo y pobre en minerales máficos (**Fotografía V-2b**).



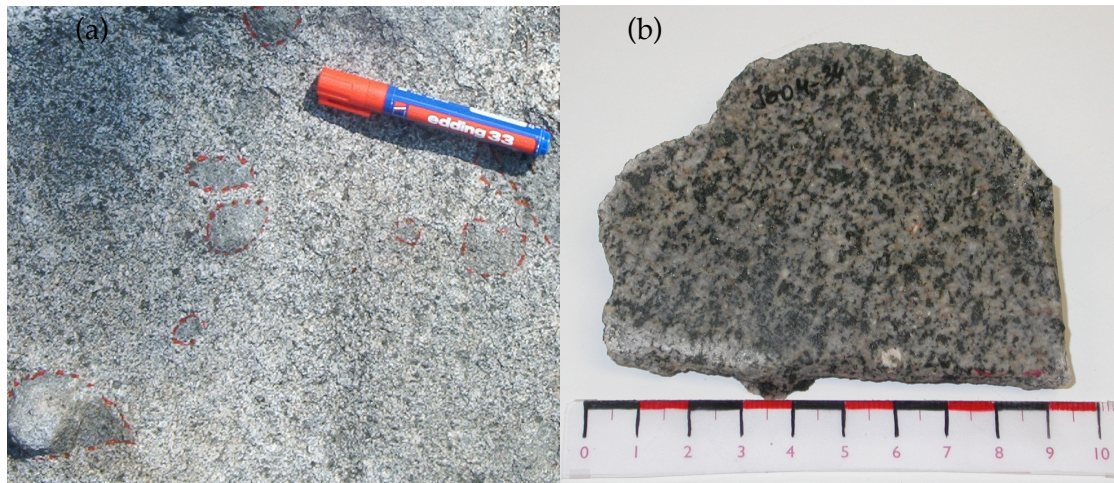
**Fotografía V-2:** (a) muestra de mano de tonalita de dique de Älgräsk. (b) muestra de roca cuarzo + feldespato porfídica (JO03-104). Escala en centímetros.

### Muestras de GII:

Las muestras de GII se pueden dividir en dos grupos: las granodioritas de grano medio a grueso y las cuarzo-monzodioritas de tamaño de grano medio a fino.

**a)** granodioritas de GIIa: en afloramiento la roca es de aspecto grisácea con tonalidades rosadas y amarillentas debida a los feldespatos alcalinos, la textura es holocristalina equigranular a inequigranular de tamaño de grano medio. A diferencia de GI estas rocas no presentan fenocristales de plagioclasa o cuarzo, en cambio destacan la agrupación de los minerales máficos en "clots" de anfíbol y biotita. El cuarzo es intersticial de tamaño de grano medio a fino, xenomorfo y comúnmente de la variedad de cuarzo ahumado. La plagioclasa de tamaño de grano fino es idiomorfa a subidiomorfa y ocurre tanto en cristales aislados como agrupadas. El feldespato alcalino es de tamaño de grano medio, como cristales aislados o poiquilocristales englobando biotita, plagioclasa y anfíbol. Los feldespatos alcalinos toman un ligero color amarillento a rosado. La biotita es de color negro y de grano fino, fácil de identificar en muestra de mano a diferencia de las tonalitas de GI. Los anfíboles se agrupan en "clots" conjuntamente a la biotita, forman agregados de grano medio de prismas subidiomorfos de anfíbol de tamaño de grano medio a fino y color verde oscuro. Es común la presencia de enclaves microgranudos.

**b)** cuarzo-monzodioritas de GIIb: el aspecto y las texturas es parecido a las muestras de GIIa aunque con algo menor tamaño de grano. Al igual que en GIIa, los enclaves microgranudos son abundantes. Los enclaves suelen ser de geometría elipsoidal y tamaños que varían entre los 5 cm hasta superiores a 30 cm (**Fotografía V-3**).



**Fotografía V-3:** (a) afloramiento de GIIa con enclaves microgranulares tipo GIIb dentro de círculos de punteado rojo. (b) muestra de mano de GIIb (JO04-34). Escala en centímetros.

### Muestras de GIII:

Los monzogranitos y granodioritas de GIII son las rocas más abundantes en JGC. En el afloramiento destacan los intensos colores anaranjado, rosado y rojos debido al feldespato alcalino; el color azulado de los cuarzos es otra de las características de las muestras de mano (**Fotografía V-4**). La textura general es holocristalina porfídica con fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino de tamaño de grano grueso, la matriz es rica en plagioclasa y pobre en biotita. Los fenocristales de cuarzo azulado xenomorfo aparecen como cristales aislados o en formando agregados policristalinos. El feldespato alcalino es el cristal que da color anaranjado a rosado a las muestras, los fenocristales suelen ser poiquilíticos engobando microcristales de plagioclasa y es común identificar la macla tipo Carlsbad. La plagioclasa idiomorfa a subidiomorfa es de tamaño de grano medio (a fino en algunas muestras) con geometría tabular, generalmente no forma agregados de plagioclasa y es englobada por poiquilocristales de feldespato alcalino. Los minerales del grupo de la biotita son muy poco abundantes, la biotita es idiomorfa, de color negro, de tamaño de grano medio a fino y fácil de identificar.



**Fotografía V-4:** muestra de mano de GIII (MG07-005). Escala en centímetros.

Los granitos a granitos alcalinos de Hobergsliden forman una subfase de GIII rica en feldespato alcalino. El aspecto de esta roca en afloramiento es similar al de GIII pero en comparación es más rica en feldespato alcalino y pobre en plagioclasa, además las muestras de Hobergsliden contienen menos biotita que las muestras de GIII. Las tallas de los diferentes minerales son algo menores que en GIII, aunque ambas poseen las mismas texturas.

#### **Muestras de GIV:**

El pequeño plutón denominado GIV ocupa la zona central de la intrusión GIII. Está compuesto por granodioritas de tamaño de grano medio. Los afloramientos de GIV son poco abundantes, el aspecto en afloramiento es blanco amarillento con moteado de cristales de biotita. La textura general es holocristalina inequigranular a porfídica de tamaño de grano fino. Los fenocristales de feldespato alcalino son euhedrales, con habituales maclas tipo Carlsbad y tallas de aproximadamente 1 mm. El color de los feldespatos es amarillento a blanquecino. El cuarzo suele formar agregados cristalinos de 0,5-1 mm. La plagioclasa es subhedral con geometría tabular, de color blanco lechoso a ligeramente amarillento, aparecen como cristales dispersos o forma agregados policristalinos. La biotita es abundante en comparación con GIII, con valores similares a GIIa en cuanto a abundancia, es euhedral de tamaño grano fino y color negro.

#### **Monzonita Gallejaur:**

Han sido diferenciadas dos zonas dentro de la intrusión de Gallejaur: el anillo exterior y la zona interior (ver mapas anexos y en formato digital).

a) Anillo exterior: en la zona exterior de Gallejaur las monzonitas tienen aspecto rojizo a rosado en muestra de mano, donde predominan las texturas holocristalinas inequigranulares de tamaño de grano fino. El cuarzo es de tamaño de grano fino a muy fino y poco abundante, los cristales están dispersos en la monzonita. La plagioclasa es subhedral con geometría tabular de color blanco lechoso a amarillento. El feldespato alcalino forma cristales subhedrales de tamaño de grano medio a fino, los fenocristales euhedrales de feldespato alcalino son escasos y no se aprecian en todas las zonas, éstos presentan macla tipo Carlsbad. Los minerales del grupo de la biotita no son diferenciables en muestra de mano debido al tamaño de grano fino a muy fino; en cambio los prismas alargados de piroxeno son abundantes en tallas de 1 mm. Estas muestras poseen intensas propiedades magnéticas debido a la existencia de abundante magnetita en las muestras. En algunas zonas aparecen enclaves microgranulares ricos en minerales máficos (piroxeno y biotita) además de feldespato.



**Fotografía V-5: (a)** muestra de mano de monzonita de Gallejaur (JO03-95). **(b)** afloramiento de monzonita de Gallejaur de la zona interna, borde de enclaves dibujado en azul.

**b) Zona interior:** el aspecto de las muestras de la zona interior es casi idéntico al anillo exterior, la diferencia principal es la no existencia de fenocristales de feldespato alcalino. La textura general es holocristalina inequigranular de tamaño de grano medio a fino (**Fotografía V-5a**). Plagioclasa subidiomorfa con colores blancos amarillentos de geometría tabular y tallas inferiores a 2 mm. No se diferencian fenocristales de feldespato alcalino ni cristales idiomorfos, la mayor parte del feldespato alcalino forma parte de textura gráfica con cuarzo (ver microfotografías de láminas delgadas) y produce el color rojizo a rosado de estas rocas. El cuarzo no se diferencia como cristal aislado, aunque está intercrecido en textura gráfica con el feldespato. Tanto piroxeno como biotita son relativamente abundantes, ambos de color negro. El piroxeno forma prismas alargados subidiomorfos, mientras que la biotita de grano muy fino es difícil de identificar en muestra de mano. Los enclaves microgranulares son abundantes, con tallas desde 5 cm hasta superiores a 30 cm, éstos presentan bordes tanto transicionales como angulosos (**Fotografía V-5b**). La roca presenta intenso magnetismo.

#### V.1.1.1. ANÁLISIS MODAL DE INTRUSIONES EN JGC

El porcentaje modal de cristales de las diferentes intrusiones ha sido calculado a partir de fotografías de microscopio petrográfico (objetivos de 1x o 2x aumentos) y analizadas utilizando el software ImageJ desarrollado por los Institutos Nacionales de la Salud (National Institutes of Health) de los Estados Unidos.

##### GI:

Entre las muestras de GI se han hecho dos diferenciaciones en el análisis modal debido a la existencia de muestras alteradas frente a otras casi inalteradas. Las muestras alteradas carecen de anfíbol que ha sido sustituido preferentemente a minerales del grupo de las biotitas o de las cloritas, por lo que sólo han sido identificados biotita/clorita, plagioclasa y cuarzo. Por el contrario las muestras inalteradas o poco alteradas presentan anfíbol, biotita, plagioclasa y cuarzo:

GI	(%)	amph	bi	pl	qz
alteradas	-		14,5	48,5	37
inalteradas	9,6	9,6	5,8	39,1	45,5

##### GII:

Las muestras de GII han sido subdivididas entre GIIa y GIIb. En ambas los minerales son cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y anfíbol, con la presencia de relictos de piroxeno en las muestras de GIIb. Los relictos de piroxeno en GIIb se incluyen dentro del porcentaje de anfíbol. Las muestras de GIIb son sistemáticamente inferiores en % de kfs y qz y superiores en pl y minerales máficos:

	(%)	amph	bi	pl	qz	kfs
GIIa	2,9	2,9	14,0	36,4	17	29,7
GIIb	11,6	11,6	9,4	50	16,3	12,7

##### GIII y GIV:

Las muestras de GIII contienen cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y algo de biotita. La subfase de GIII en la zona de Hobergsliden es muy rica en feldespato alcalino respecto a GIII, además de ser muy pobres en minerales máficos. El pequeño plutón GIV está compuesto por granodioritas similares a GIII en mineralogía. La abundancia modal de cada una de las fases minerales de GIII, Hobergsliden y GIV se incluyen a continuación:

	(%)	bi	pl	qz	kfs
GIII	4,1	4,1	26,8	33,9	35,2
Hobergsliden	2,4	2,4	16,9	25,7	55,1
GIV	7,3	7,3	40,2	27,2	25,3

## Gallejaur:

La monzonita de Gallejaur ha sido diferenciada en anillo exterior e interior. Las diferencias en textura también se hacen extensibles a diferencias en composición mineralógica. Las diferencias se establecen fundamentalmente en la mayor abundancia de feldespato alcalino y minerales máficos para las muestras del anillo exterior. Por el contrario el anillo interior es muy rico en simplectita de qz + feldespato:

(%)	bi	px	pl	qz	kfs	mt	simplectita
Anillo exterior	7	12,5	60,3	7,4	9	3,9	-
Anillo interior	5,3	10	53,5	6,6	1	3,2	20,4

### V.1.2. Granitoides GI de JGC

Las intrusiones más importante de entre los que existen en el distrito de Skellefte son las correspondientes a los granitoides GI de JGC. Aunque la superficie ocupada por el mismo no es la mayor de entre todas las intrusiones, es el que muestra mayor cercanía a las zonas donde se localizan los yacimientos minerales. A su vez, la alteración hidrotermal que se asocia a las mineralizaciones afecta de manera intensa a GI por lo que es un importante trazador a la hora de dibujar la intensidad y áreas afectadas por los procesos de alteración. Además, la fase GI engloba a las intrusiones de pequeño tamaño de Klockträsk y Rengård que ocupan la zona sur del JGC dentro de las rocas volcánicas, las cuales se denominan rocas tipo GI.

En función de la composición mineralógica y química de las rocas la fase GI podría clasificarse en la mayoría de los casos como tonalitas, aunque en ciertas zonas localizadas de GI se presenta por constitución mineralógica como trondhjemita. A grandes rasgos la mineralogía de estas muestras se compone por cuarzo, plagioclasa generalmente tipo andesina, anfíbol tipo hornblenda y biotita como minerales principales. Entre los minerales accesorios más usuales se encuentran fundamentalmente circón y apatito, además de alanita y magnetita. En las zonas alteradas de GI los minerales secundarios más comunes son la clorita, epidota, sericita, turmalina, feldespato alcalino, cuarzo y calcita. La textura de GI es muy variable dependiendo de la zona del cuerpo intrusivo y será descrita a continuación con mayor detenimiento, pero a modo general las muestras de esta fase son fundamentalmente porfídicas hipidiomorfas de grano medio con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y matriz fanerítica de grano fino compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita.

#### V.1.2.1. Descripción petrográfica areal de GI

##### *Suroeste de JGC*

La tonalita GI de esta zona muestra generalmente textura hipidiomorfa inequigranular de grano medio con variaciones a hipidiomorfa porfídica de grano medio. Los fenocristales son usualmente de plagioclasa subhedral y cuarzo xenomorfo. La matriz fanerítica de grano fino está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol.

Los fenocristales de cuarzo muestran una fuerte recristalización a microcristales de cuarzo poligonales (**foto V-1**). La plagioclasa, idiomorfa a subidiomorfa de grano medio, está generalmente moderada a fuertemente alterada a saussurita (sericita, epidota, albita). Aunque la plagioclasa frecuentemente está albitizada, en el caso de conservarse cristales primarios ésta ofrece un contenido en anortita de 45-55% (andesina a labradorita). La biotita magmática ( $bi_1$ ) raramente se preserva y generalmente se encuentra alterada a clorita (chl), por lo que usualmente encontramos numerosas inclusiones de cuarzo y titanita o rutilo según las secciones {001} de la biotita cloritizada. La clorita aparece en bandas paralelas a las capas de las biotitas alteradas o las sustituye completamente.

La biotita secundaria/metamórfica ( $bi_2$ ) generalmente cristaliza sustituyendo los fenocristales máficos, su tamaño es menor a los fenocristales originales y la textura con que cristaliza es decusada. Siguiendo criterios exclusivamente de la textura de las rocas (sustitución y relaciones de corte entre minerales), se observa que la biotita secundaria es posterior a la biotita alterada y a las cloritas (**foto V-2a**). Es común encontrar que un único cristal primario de biotita está constituido por varias decenas o centenas de cristales de biotita de grano muy fino con textura decusada. Se han observado dos tipos principales de anfíbol, primero los relictos idiomorfos de grano medio a fino de hornblenda y en segundo lugar los anfíboles secundarios tipo actinolita generalmente subidiomorfos de grano fino o sustituyendo parcial o totalmente cristales de anfíbol primario (hornblenda). Es muy común que el anfíbol primario haya sido sustituido parcial o totalmente por biotita secundaria/metamórfica ( $bi_2$ ).

Entre los secundarios es común encontrar turmalina en muchas de estas muestras, además a nivel de afloramiento se localizan algunas bandas de grosor centimétrico formadas exclusivamente por turmalina. En algunas zonas de la banda sur y suroeste de JGC es común la existencia de enclaves de grano fino a muy fino con una composición mineralógica similar a la roca donde se hospedan. Incluso en algunas muestras se observa como coexisten relictos de biotita primaria ( $bi_1$ ), clorita (chl) como producto de alteración de dicha biotita primaria y biotita neoformada ( $bi_2$ ) (**foto V-2b**).

#### *Oeste de JGC*

En la zona oeste y noroeste de JGC los granitoides de GI están compuestos por cuarzo, plagioclasa, anfíbol y algo de biotita con textura granular hipidiomorfa a xenomorfa equigranular de grano medio, presenta variaciones a porfídicas en la zona más externa de la intrusión (facies de borde) con fenocristales de cuarzo y plagioclasa de grano medio y matriz fanerítica de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita de grano fino.

Las plagioclasas subhedrales están moderadamente alteradas, siendo especialmente relevante la epidota como producto de la alteración (**foto V-3**). Estas plagioclasas en parte se encuentran albitizadas. El cuarzo, a veces ha sido recristalizado, formándose en ese caso agregados con textura poligonal a partir de los cristales primarios. La biotita primaria no suele aparecer alterada a clorita, pero si se encuentra recristalizada o sustituida por biotita metamórfica. Por tanto es difícil diferenciar a la biotita de origen ígneo (generalmente inalterada) de aquella que se ha originado por metamorfismo, el único criterio utilizable es que la biotita metamórfica cristaliza de forma decusada sustituyendo minerales máficos previos. Además, en el apartado siguiente puede verse que químicamente no existen diferencias significativas entre los tipos de biotita analizadas en GI. El anfíbol ígneo de tipo hornblenda es euهدral de tamaño de grano medio y suele estar inalterado, a diferencia de la zona suroeste de JGC. Aunque también se aprecia cierta sustitución de anfíbol por biotita metamórfica en algunas de las muestras estudiadas, cristalizando generalmente la biotita según el doble sistema de exfoliación de los anfíboles (**foto V-4a y V-4b**).

#### *Sureste de JGC*

Los granitoides GI de la zona sureste de JGC presentan a modo general textura hipidiomorfa porfídica de tamaño medio a grueso con una variación irregular de los tamaños de grano, los fenocristales de cuarzo son xenomorfos mayores a 5 mm. La matriz es inequigranular fanerítica con cristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita de tamaño de grano medio a fino.

Es común, debido a una suave deformación frágil, que los fenocristales de cuarzo estén fracturados y ligeramente estirados. Los cristales plagioclasa euهدral a subhedral de grano medio a fino muestran en esta zona una moderada a localmente intensa alteración, generándose comúnmente epidota y filosilicatos. En casi ninguna de estas muestras se preservan minerales máficos ígneos como anfíbol o biotita. El anfíbol y

biotita ígneos de los que no se conserva relictos alguno, han sido generalmente alterados a clorita. En su mayor parte la clorita y los posibles relictos han sido sustituidos por biotita metamórfica con textura decusada, la biotita ígnea deja vestigio de su presencia previa a la alteración hidrotermal por las lineaciones de rutilo o titanita (liberada en las secciones {001} de la biotita), donde actualmente han recrystalizado microcristales de biotita decusada (**foto V-5**). También es muy frecuente encontrar pequeños cristales de biotita secundaria rellenando fracturas en la roca y zonas entre minerales.

### *Intrusión de Rengård*

Esta intrusión clasificada como granitoide tipo GI es una tonalita con textura idiomorfa equigranular a hipidiomorfa porfídica con matriz fanerítica de tamaño de grano medio a fino. La composición mineralógica es de una tonalita común con cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita de grano medio, además de algunos microcristales accesorios como circón y apatito. En muestra de mano la estimación de abundancia de cristales es de 30-35% para cuarzo, 40-45% para plagioclasa y 20-25% para minerales máficos (biotita y anfíbol). En algunas zonas aparecen enclaves redondeados de tamaño de grano muy fino menores a 5 cm, algunos diques (N90°E/70°S) rocas máficas porfídicas de grano fino se localizan en la cima del Rengård con anchura inferior a 0,50 m.

Los fenocristales de cuarzo de tamaño medio presentan bordes que están recrystalizados generalmente a cuarzo microcristalino con textura granoblástica poligonal (**foto V-6**). Las plagioclasas presentan una alteración moderada con el moteado característico de la alteración a saussurita, conservando el zonado ígneo (labradorita a oligoclasa de núcleo a borde). La biotita primaria suele conservarse, pero es muy común observar en su interior la presencia de titanita la cual cristaliza según la exfoliación de biotita o en las zonas flexionadas por la deformación (**foto V-7**). Biotita de grano muy fino con textura decusada sustituye los cristales primarios de biotita o cristaliza en los bordes de anfíbol y biotita primarios en crecimientos aciculares y radiales. El anfíbol en la intrusión de Rengård puede diferenciarse en dos grupos. El primer grupo de anfíboles son hornblendas subhedrales de tamaño de grano medio y de naturaleza ígnea; estos cristales primarios suelen cristalizar aislados o formar "clots" con biotita. El segundo grupo de anfíboles son euhedrales de grano fino a muy fino y generalmente cristalizan en forma de cristales aciculares. Este segundo tipo de anfíboles se caracterizan por un pleocroismo desde los colores verdosos a los azulados, característico de anfíboles del grupo de la hastingsita y tschermakita (ver química mineral). Las texturas de estos anfíboles indican que son posteriores a la biotita y anfíbol primarios (**foto V-8**), además de haberse formado al mismo tiempo que la biotita secundaria.

### *Intrusión de Klockträsk*

Este pequeño plutón se constituye en el extremo sureste de JGC y se caracteriza por la presencia de dos litologías claramente diferenciadas, tonalitas en la zona NW y trondhjemitas en el extremo SE de este plutón.

Las trondhjemitas son hipidiomorfas a xenomorfas de tamaño de grano medio a fino y textura granular con variaciones a porfídica con fenocristales de cuarzo y plagioclasa. En las trondhjemitas no hay minerales máficos a excepción de alguna clorita y disseminación de opacos, además de algunos agregados de epidota.

Las tonalitas contienen abundante cuarzo y plagioclasa con poco anfíbol y biotita, su textura general es hipidiomorfa granular a porfídica de grano medio con fenocristales de plagioclasa y cuarzo. En su caso matriz es fanerítica de grano medio a fino con plagioclasa, anfíbol (a veces poiquilítico) y biotita euhedrales y cuarzo xenomorfo. Enclaves microgranudos están presentes en la intrusión de Klockträsk, estos poseen una mineralogía similar a la roca donde están encajados, pero son idiomorfos a

hipidiomorfos equigranulares de grano fino. El cuarzo suele cristalizar intersticialmente entre una matriz de grano medio a fino de cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. La plagioclasa suele formar parte de una matriz de grano medio a fino, como cristales euhedrales con ligera zonación en el borde. Los fenocristales de plagioclasa muestran generalmente zonación continua de núcleo a borde (labradorita a oligoclasa de núcleo a borde). Los anfíboles de la matriz son euhedrales de grano fino frente a los fenocristales que suelen ser poiquilíticos de tamaño de grano medio (**foto V-9**). Los anfíboles están ligera a moderadamente sustituidos por anfíboles tipo actinolita, y presentan alguna zona donde han sido sustituidos por clorita. La biotita de grano medio se conserva en algunos relictos, pero a diferencia del anfíbol, ésta suele estar fuertemente alterada a clorita. Biotita de grano muy fino y textura decusada sustituye parcialmente a la clorita por lo que los cristales de biotita primaria están constituidos por clorita y microcristales de biotita secundaria decusada (**foto V-10**).

#### V.1.2.2. Deformación en granitoides GI

A escala macroscópica no es fácil diferenciar los efectos de la deformación, a excepción del borde sur de GI en contacto con las rocas de carácter andesítico, en el cual se observa una deformación frágil muy penetrativa con orientación paralela al contacto (N110°E). Es por ello por lo que las propiedades de la deformación son descritas mejor si se utilizan las láminas delgadas. El posterior proceso de metamorfismo, generando una fuerte recrystalización de las fases minerales, que han experimentado las rocas pertenecientes a la fase GI se suma a la dificultad de reconocimiento macroscópico de la deformación.

Las rocas de la fase GI de este complejo registran usualmente una ligera deformación frágil de baja temperatura, como denota el desarrollo de una matriz de subgranos de cuarzo acompañado por la orientación de los cristales de mica (caracterizados por una ligera flexión de las láminas de mica), además del desarrollo de una matriz de grano fino rica en minerales secundarios como carbonatos y clorita. La extensión de la deformación en los intrusivos de JGC abarca todo su extremo sur y suroeste. El efecto de la deformación sobre las rocas queda además reflejado en una orientación de los minerales máficos, fundamentalmente biotita, según la orientación de la misma y acomodándose a los fenocristales de cuarzo y plagioclasa. Los cristales de plagioclasa no se ven afectados por la deformación. Según la superficie de deformación se suelen desarrollar crecimientos de minerales secundarios como clorita y calcita, aunque también aparece sericita en algunas zonas en las que la deformación se relaciona con los procesos de circulación de fluidos hidrotermales que alteran la mineralogía ígnea.

En la zona central del sur de JGC, en GI, la deformación es frágil con el predominio de estrechas bandas que conducen la deformación. Se produce en estas bandas una intensa fracturación del cuarzo y de la plagioclasa. Los cristales originales son reducidos de tallas de 2-4 mm a microcristales angulosos de 50-100  $\mu\text{m}$ . La matriz de las bandas de deformación están compuestas por los fragmentos de los cristales sumados a biotita <50  $\mu\text{m}$  moderadamente orientada según la deformación. Aunque se produce de un modo incipiente, los blastos de cuarzo se orientan ligeramente según las bandas, además de desarrollar una intensa extinción ondulante. Asociados a la deformación en esta zona no se produce la cristalización de fases secundarias del tipo carbonatos o clorita.

La textura general de las rocas deformadas de JGC puede definirse como milonítica ocelar (Bard, 1985) para las rocas cuya foliación se ha desarrollado de un modo más penetrativo donde se han mantenido porfirocristales de cuarzo y plagioclasa (**foto V-11**). En el caso de las muestras cuya foliación se adivina incipiente pero no existe una orientación de minerales bien definida o texturas como sombras de presión aún no se han desarrollado, la textura se puede describir como protoclástica.

Generalmente la deformación en la fase GI no es sólo de tipo frágil, sino que lleva asociadas algunas características de tipo dúctil. De ese modo, la textura más característica en cuanto a la deformación de entre todas las que se observan en JGC es la flexión de los cristales de las micas, denominado genéricamente como "bending". Habitualmente esta textura no se conserva en muchos de los cristales de biotita ígneos debido a la sobreimposición de la alteración hidrotermal o a la intensa recristalización que finalmente experimenta la fase GI. Por ello son dos los modos principales en los que podemos observar la flexión de la biotita. El primero es cuando este se ha conservado en relictos de biotita, observándose el plegamiento de las diferentes capa de mica (**foto V-12**) lo que hace que el color de interferencia de la mica sea ondulatorio según se oriente el cristal. La segunda manera en la que queda registrado la flexión de la biotita está directamente relacionado con las texturas de alteración y/o la posterior recristalización de la roca, por lo que será tratado en apartados posteriores (V.1.3 y V.1.4). Asociado a la deformación frágil-dúctil, además de la evidente existencia de cuarzo con extinción ondulante, es común la existencia de texturas de cristales de cuarzo recristalizados el desarrollo de los contactos serrados o dentados típicos de recristalización dinámica (**foto V-13**). Este tipo de deformación también afecta a los fenocristales de plagioclasa, en ese caso es usual que se desarrolle el denominado maclado secundario (Shelley, 1993), en el que las maclas se orientan según la dirección de los esfuerzos a los que es sometido el fenocristal. En este caso es común que la macla de la albita en la plagioclasa se flexione o cambie totalmente de orientación y el cristal quede aparentemente como un agregado de cristales de plagioclasa con diferentes orientaciones cristalográficas (**foto V-14**).

#### **V.1.2.3. Alteración de granitoides GI**

Aparentemente la deformación y alteración hidrotermal en JGC se solapan entre sí. La alteración hidrotermal se restringe a las rocas de la fase GI y, al igual que la deformación, es de mayor intensidad en la banda paralela al contacto sur con los materiales volcánicos del Grupo Skellefte, aunque existen zonas de GI en el noroeste de JGC que han experimentado una intensa alteración. Las principales texturas de alteración observadas son las siguientes:

##### ***Albitización***

Este tipo de alteración se caracteriza por la sustitución de la molécula de anortita de la plagioclasa cálcica por plagioclasa sódica. Esta alteración es muy común en la fase GI de JGC. Los cristales de plagioclasa cálcica de las tonalitas que no han sido afectadas por la alteración tienen un contenido medio en anortita de 40-50%, pero a partir de sus propiedades ópticas se observa que las plagioclasas alteradas se corresponden con un contenido inferior a 10-15% de anortita. Este no es un tipo de alteración que ocurra de un modo aislado, sino que lo común es encontrarla en las rocas de la fase GI asociada a otro tipo de alteración como las que se detallarán más adelante. Teniendo en cuenta las imágenes obtenidas con SEM y EPMA se pueden diferenciar dos tipologías de albitización en las tonalitas de GI.

- a) En este primer caso la molécula de la anortita es sustituida parcial o totalmente en zonas del cristal con diferente grado de sustitución. Es decir, el cristal original de plagioclasa se mantiene, pero en importantes zonas del cristal la molécula de la anortita es sustituida en diferentes grados. Estos cristales, por tanto, presentan zonados composicionales debidos al diferente grado de alteración de las plagioclasas que no se corresponden con zonados ígneos. Estas zonas donde ha sido sustituida la plagioclasa original están más desarrolladas hacia los bordes de grano, pero también se desarrollan a través de las líneas de exfoliación o sustituyen tan sólo algunos cristales en el caso de la macla polisintética dejando los inmediatamente adyacentes sin afectar, o con un grado diferente de sustitución (**foto V-15**).

b) El otro modo en el que es común que se desarrolle la albitización es por sustitución de un fenocristal inicial de plagioclasa por un agregado de cristales de plagioclasa con diferente contenido en anortita. En este proceso intervienen asociados otros tipos de alteración mineral que serán descritos en los puntos siguientes como es la epidotización o la saussuritización. Habitualmente en este caso el borde de la plagioclasa aparece sustituido casi en su totalidad por albita (**foto V-16**), y en el núcleo se encuentran cristales de menor tamaño de plagioclasa (con epidota, sericita, etc) con diferente contenido en anortita que se disponen ordenados generalmente según las direcciones cristalográficas de los cristales originales.

### *Epidotización/saussuritización*

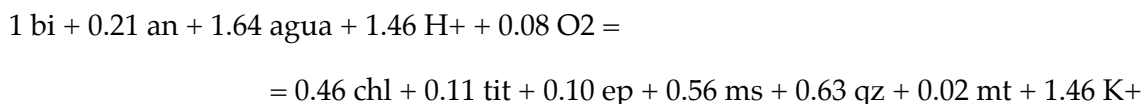
Esta es una de las alteraciones que suelen estar asociadas a la albitización de la plagioclasa. Asociado a la circulación de fluidos y durante el proceso la sustitución de las moléculas de anortita por albita, ocurre la cristalización de la epidota. Por ello es frecuente en la fase GI encontrar cristales de plagioclasa cálcica que han sido sustituidos por epidota (y clorita) y que conservan el hábito tabular del cristal original a partir del que se han formado (**foto V-17a y V-17b**). El crecimiento de los cristales de epidota que se observan en GI puede ser en dos modos distintos:

a) Los cristales de epidota se forman en el interior de la plagioclasa a la que sustituyen. En este caso suelen formarse en las zonas que inicialmente eran más ricas en anortita y si la plagioclasa estaba zonada de un modo normal, se forma en su núcleo. Los cristales de epidota ocupan en núcleo o las zonas internas de la plagioclasa, mientras que el borde del fedespato queda constituido por albita (**foto V-18**). En el caso en que la alteración no sea muy intensa, la epidota sólo se desarrolla a partir de direcciones cristalográficas más susceptibles de ser alteradas en la plagioclasa como son los planos de exfoliación (**foto V-19**).

b) En este segundo caso la intensidad de la alteración hace que la epidota se libere por fracturas, planos de debilidad dentro de la misma roca o por el interior de otros cristales por donde se difunden los iones y cationes durante la alteración. El tamaño de los cristales es muy variado, aunque generalmente de grano medio, habitualmente esta epidota cristaliza en el borde de cristales o asociada al crecimiento de nuevas fases minerales como clorita (**foto V-20**). Los cristales de epidota son muy variables en textura, hábito y color, incluso con zonaciones en los cristales (**foto V-21**); todo como función de su formación a partir de soluciones con diferencias en composición lo cual queda reflejado también en la composición de la epidota que puede verse en el apartado de química mineral.

### *Cloritización*

Este tipo de alteración se caracteriza por la introducción o reemplazamiento de cristales por clorita. La reacción más común para la presencia de clorita es bastante compleja y necesita la presencia no sólo de biotita, sino también de plagioclasa (Eggleton and Banfield, 1985):



La presencia de biotita no es imprescindible, ya que la clorita también puede formarse a partir de piroxeno o anfíbol entre otros minerales comunes. En el caso de las muestras de GI la clorita suele aparecer de tres formas diferentes:

a) En venas en la que la clorita se asocia a carbonatos, sericita y sulfuros/óxidos. Estas venas suelen propagarse en asociación con la deformación frágil que

acompaña a la alteración hidrotermal en algunas zonas. Las minerales máficos que se encuentran directamente en contacto o en las inmediaciones de las venas suelen estar totalmente transformados a clorita (**foto V-22**), mientras que en las zonas más alejadas la biotita o el anfíbol pueden aparecer sólo ligeramente alterados.

b) La clorita es muy común que sustituya minerales o rellene espacios intercristalinos. La clorita de este modo suele formar agregados policristalinos con cristales de grano muy fino y textura decusada, y aparece normalmente relacionada con epidota (**foto V-23**). Cuando aparece la epidota de este modo, la plagioclasa suele estar moderada a intensamente alterada.

c) La presencia de clorita más común en las rocas de JGC es por sustitución de biotita primaria. El proceso de transformación de biotita en clorita ha sido estudiado profundamente por multitud de autores, esta sustitución se produce comenzando por la brucitización (sustitución por capas de brucita) de las zonas interlaminares de la biotita, donde se localizan los cationes de K<sup>+</sup> (Banos and Amouric, 1984; Veblen and Ferry, 1983). Una de las características principales de la fase GI es la cloritización de micas ígneas. Esta clorita suele sustituir completamente los cristales de biotita manteniendo el hábito del cristal ígneo o por el contrario, forma un agregado microcristalino de clorita que sustituye a la biotita ígnea. El proceso de cloritización de la biotita supone la sustitución de dos capas de biotita por una de clorita (Kogure and Banfield, 2000). Como se aprecia en la fórmula de formación de clorita a partir de biotita expuesta previamente, durante este proceso de alteración de la biotita, el Ti que ésta contiene es liberado en forma de minerales de titanio (generalmente titanita con el Ti de biotita y Ca de las plagioclasas) que generalmente cristalizan en las zonas interlaminares de las biotitas según la capa de exfoliación {001}. Dependiendo de la intensidad de la cloritización, ésta puede afectar a la biotita parcialmente por lo que únicamente algunas de las capas de mica se transforman a clorita por lo que queda lo que se podría denominar como un sándwich de clorita y biotita (**foto V-24**). La cloritización puede afectar exclusivamente a las biotitas o, en cambio, la alteración también sustituye a piroxenos y anfíboles por clorita (**foto V-25**).

#### V.1.2.4. Metamorfismo en granitoides de GI

En las muestras de JGC el metamorfismo ocurre exclusivamente en las tonalitas de la fase GI, al igual que sucedía con la alteración hidrotermal y la deformación. El metamorfismo no es identificable en toda las ocasiones, aunque se tenga la certeza de su existencia. Además, no es fácil diferenciar las fases minerales primarias de las secundarias, y de entre éstas, las que tienen su origen en el metamorfismo.

La alteración hidrotermal y la deformación han jugado un papel muy importante en la identificación de fases minerales y texturas con origen en procesos metamórficos. Los procesos previos al metamorfismo han sido especialmente útiles, puesto que la fase mineral metamórfica que predomina es la biotita, y al ser rocas con gran cantidad de biotita primaria a priori era difícil establecer las diferencias con la biotita de origen metamórfico. De cualquier modo la biotita no es el único mineral metamórfico que ocurre en la fase GI, ya que de manera muy poco abundante en ciertas zonas se han identificado anfíboles formados durante el metamorfismo. Estas zonas son fundamentalmente en la intrusión satélite de Rengård y en la cima del Nör-Jörnsberget.

#### *Biotita metamórfica en granitoides de GI*

Especialmente útil en la caracterización del metamorfismo han sido las relaciones entre la clorita originada por la alteración hidrotermal de la biotita de estas rocas y la generación posterior de biotitas metamórficas. Como se apuntó en el apartado de Cloritización al formarse clorita a partir de biotita, se produce como resultado todo un

complejo de fases minerales secundarias asociadas (cuarzo, titanita, magnetita, epidota y moscovita). De entre estos minerales que aparecen asociados a la cloritización, fundamentalmente la titanita y parte del cuarzo se forman en los planos {001} de las capas de biotita cloritizada (**foto V-27**). A la alteración se le suma el efecto de la deformación, que sobre estos cristales de clorita habitualmente desarrolla una ligera flexión de las capas de mica, como fue expuesto en el apartado de Deformación. Es sobre esa textura de clorita deformada sobre la que se han identificado con más facilidad la biotita formada por el evento de metamorfismo en GI. Esta nueva biotita se desarrolla generalmente donde existía la biotita previa, a veces cloritizada, sin estar afectada por los eventos de alteración y deformación que han sido descritos (**foto V-28**).

La nueva biotita es siempre de un tamaño de grano inferior a la biotita y/o clorita preexistente a su formación, generalmente no superior a 1 mm de tamaño de cristal y habitualmente muy inferior a esa talla (**foto V-29**). También es característico de esta biotita metamórfica que sus orientaciones cristalográficas no siguen ordenamiento alguno en la roca, es decir que los cristales se disponen de modo aleatorio en cualquier dirección del espacio. La biotita metamórfica no sólo aparece como cristales aislados desarrollados sobre las zonas donde abundan los máficos, sino que también es común que los cristales de biotita se agrupen en "clots". Estas agrupaciones de cristales de biotita metamórfica poseen siempre textura decusada (**foto V-30**).

En el caso de que la roca no hubiera sido afectada por alteración hidrotermal y por tanto no exista clorita, no se pueden utilizar los criterios que han sido descritos previamente para el reconocimiento de la biotita metamórfica. Pero en este caso la biotita presenta otra serie de propiedades que la diferencian de aquella de origen ígneo. Se desarrollan cristales de escaso tamaño de biotita metamórfica (0.50 a 0.10 mm) en los bordes de los cristales de biotita primaria, también es común que en las zonas donde los cristales de biotita primaria están flexionados por la deformación cristalice biotita metamórfica (**foto V-31**). Las zonas fracturadas que están en contacto con la biotita ígnea usualmente también contiene cristales de biotita metamórfica de grano muy fino (50 a 100  $\mu\text{m}$ ).

La sustitución del cristal de biotita ígnea puede llegar a ser tan intensa que del cristal original sólo quede la forma, estando en este momento formado por microcristales de la nueva biotita con textura decusada (**foto V-32**). Es común que se conserven relictos de la biotita primaria y que los nuevos cristales de biotita se dispongan sin una orientación cristalina preferente, estos cristales de biotita metamórfica son siempre menores a 0.50 mm de talla.

Otra de las texturas más comunes en cuanto a las relaciones de la biotita neoformada de la primaria es que el metamorfismo prograda suficientemente en ciertas zonas, que la clorita formada durante la alteración hidrotermal es a su vez, nuevamente transformada a biotita durante el metamorfismo. Esta biotita formada a partir de la biotita cloritizada tiene idénticas propiedades que la biotita metamórfica de grano fino que aparece, pero se forma respetando las dimensiones, aunque no las orientaciones cristalográficas del cristal original. Estos cristales son fácilmente identificables porque al haber sido previamente alterados se formó titanita y cuarzo entre las capas de mica, y estos minerales secundarios han resistido al metamorfismo y a la formación del nuevo cristal de biotita. Es decir, se observa el cristal original de biotita primaria, que fue alterado, y que ahora está metamorfozando con titanita y cuarzo con las orientaciones en que fueron liberados durante el proceso de alteración (**foto V-33**), las cuales son orientaciones cristalográficas diferentes al cristal de biotita neoformado.

La biotita metamórfica también posdata las regiones donde se ha conservado el anfíbol primario. Ya ha sido descrito que durante la alteración parte de los anfíboles de GI han sido sustituidos por clorita, en estas zonas la biotita metamórfica ha cristalizado dando

lugar a unas texturas características. En algunas de estas muestras se ha conservado algún relicto de anfíbol que no ha sido totalmente cloritizado, en este caso la biotita cristaliza sobre la clorita sin afectar al relicto de anfíbol (**foto V-34**). Cuando el anfíbol ha sido totalmente cloritizado previamente al metamorfismo, al cristalizar biotita metamórfica lo hace siguiendo las direcciones cristalográficas del cristal original de anfíbol. Por tanto encontramos multitud de cristales de biotita, menores a 0.20 mm, que se disponen con la geometría del romboedro que se forma por las dos direcciones de exfoliación del anfíbol. Es común que en la zona donde estaban las exfoliaciones ahora permanezca cuarzo y algo de clorita, siendo el resto del cristal original reemplazado por la biotita neoformada (**foto V-35**).

Las características de las biotitas de Rengård son algo diferentes al resto de GI. Las características en cuanto a génesis de la biotita son las mismas que las demás muestras, con la biotita metamórfica posterior a clorita. Las diferencias las encontramos en la titanita que se forma durante la cloritización de la biotita original. La titanita en las demás muestras de GI se conservan (con sus propiedades ópticas) como inclusiones en los cristales de biotita, pero en este caso los cristales de titanita han sido transformados a óxidos manteniendo su hábito rómbico original. Estos óxidos no sólo se conservan como inclusión dentro de la roca donde se originaron, sino que también son muy abundantes en los bordes de estas biotitas (**foto V-36**).

### *Anfíbol metamórfico granitoides GI*

Son escasas las localizaciones donde se ha podido certificar la existencia de anfíbol formado por metamorfismo en la fase GI. Entre todas las muestras que han sido estudiadas el anfíbol metamórfico se ha descrito exclusivamente en la intrusión satélite de Rengård y en la cima del monte Nör-Jörnberget, ambas rocas de tipo GI. En rasgos generales este anfíbol es de mucho menor tamaño (<0.50 mm) al anfíbol de origen ígneo (1-4 mm), aunque también sustituye a los grandes cristales de anfíbol primario. Además, se caracterizan por tener un color de interferencia de verdes a verdeazulados a diferencia de la hornblenda con pleocroismos entre verde y marrones. Estos anfíboles suelen ser idiomorfos con predominancia de cristales prismáticos, aunque también es común el hábito acicular.

El anfíbol de carácter metamórfico en Rengård puede diferenciarse en tres grupos:

a) El primer tipo de anfíbol es el que se produce por la sustitución de los anfíboles ígneos. Los anfíboles primarios tipo hornblenda (2-4 mm) han sido parcialmente sustituidos por el nuevo anfíbol de color verdeazulado, este proceso se hace más intenso en los bordes de los cristales mientras que los núcleos parecen permanecer como mineral ígneo. En otros casos la sustitución es total y el cristal inicial de hornblenda ahora está constituido por un agregado de cristales de anfíbol metamórfico (**foto V-37**). El hábito alargado de estos cristales se orienta según el cristal al que sustituyen, exceptuando los bordes en los que suelen crecer sin una orientación preferente. Estos anfíboles poseen numerosas inclusiones de magnetita e ilmenita, además no se desarrolla bien el sistema de doble exfoliación.

b) El segundo tipo de anfíboles cristaliza sin hacerlo a expensas de anfíboles previos. Generalmente es de grano fino con tallas entre < 0.50 a 1 mm y postdatan tanto a la biotita metamórfica como al anfíbol primario sustituido (**foto V-38**). El hábito de estos cristales es usualmente prismático, con cristales hexagonales y octogonales con un sistema de doble exfoliación muy bien definido. Estos cristales no siguen ninguna orientación preferente en la roca ni se acomodan en la matriz de la roca en función de cristal alguno, es decir, que se disponen indistintamente en cualquier dirección del espacio (**foto V-39**).

c) El tercer tipo de anfíbol no ha sido descrito en todas las muestras que contenían los otros dos tipos de anfíbol metamórfico que han sido estudiadas, pero debido a

su poca abundancia cuando ha sido definido es de suponer que o no está presente en todas las zonas de Rengård y Nör-Jörnsberget o simplemente no ha sido hallado. Este anfíbol es de tamaño de grano extremadamente fino con tallas comprendidas desde 50  $\mu\text{m}$  a menos de 5  $\mu\text{m}$ , cristaliza fundamentalmente en los huecos entre cristales o en microfisuras dentro de la roca. Aparecen en grupos de decenas de cristales idiomorfos habitualmente intercrecidos entre ellos o también aislados en la matriz de cuarzo o feldespato (**foto V-40**).

En la zona de Nör-Jörnsberget el anfíbol que ha sido definido por sus propiedades como metamórfico es de un solo tipo. Este anfíbol es de tamaño de grano fino, de hábito acicular o prismático alargado y tallas inferiores a 0.50 mm. Cristaliza en relación con la biotita metamórfica decusada, que en esta roca es muy común (**foto V-41**). Es de color verde con tonos azulados, casi idénticos a los prismas que se encuentran en la intrusión de Rengård. También se produce cierta sustitución de anfíboles primarios por anfíbol metamórfico, pero no los sustituye totalmente quedando relictos de hornblenda en el interior de los cristales de mayor tamaño.

#### *Cuarzo metamórfico en granitoides GI*

El cuarzo es el mineral de JGC que más fácilmente evidencia los efectos de cualquier evento ocurrido posterior a la cristalización. En el caso del metamorfismo es muy fácil encontrar los signos de este sobre el cuarzo, a veces siendo incluso observable en muestra de mano. Aunque aparentemente no se forman nuevos cristales de cuarzo durante el metamorfismo, estos si experimentan la recrystalización de los fenocristales. Una vez recrystalizados, los fenocristales pasan a estar formados por agregados microcristalinos que ocupan la dimensión total o parcial del fenocristal original, estos presentan tallas menores a 0.50 mm (**foto V-42**). Los microcristales de cuarzo tienen contactos poligonales aunque las tallas de estos son muy variables.

Es común que se encuentre fenocristales de cuarzo recrystalizados por cuarzo con textura poligonal isogranular. Pero en la mayoría de los casos la textura de este cuarzo es heterogranular, con límites poligonales aunque también aserrados. Es también común que se conserve una parte del fenocristal en el centro del mismo y que el borde del cristal esté formado por el agregado microcristalino de cuarzo poligonal (**foto V-43**).

### **V.1.3. Granitoides GII de JGC**

Este grupo de rocas, que se localiza en las inmediaciones de la ciudad de Jörn y fundamentalmente al noreste de JGC, se presenta como dos tipos de subtipos claramente diferenciadas. La primera de estas subfases se ha denominado GIIa, es granodiorita con textura granular generalmente de grano medio con cuarzo, feldespatos, anfíbol y biotita. El segundo tipo de esta fase intrusiva, denominado GIIb, lo componen rocas tipo cuarzo monzodiorita de grano medio a fino, con relictos de piroxeno como la propiedad más característica de esta intrusión. Lo más destacable de este grupo de rocas es, que con respecto a las muestras de GI, no están afectadas por procesos de alteración hidrotermal o por metamorfismo.

#### **V.1.3.1. Descripción petrográfica areal de GII**

##### *Subfase GIIa*

Son rocas muy homogéneas en cuanto a texturas y composición mineralógica con cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, anfíboles y biotita. Las granodioritas son generalmente hipidiomorfas euhedrales a subhedrales equigranulares de tamaño de grano medio. Una de las propiedades más características de esta subfase es que en muestra de mano se distinguen fácilmente los cristales de cuarzo en su variedad de cuarzo ahumado, es común que el cuarzo sea de menor talla que los feldespatos y

anfíboles, a veces, rellenando intersticios o englobado por anfíbol y biotita poiquilíticos.

La plagioclasa no muestra alteración alguna, siendo el contenido en anortita entre oligoclasa y andesina, cristaliza como cristales tabulares euhedrales mostrando zonaciones simples continuas. El feldespato alcalino cristaliza poiquilíticamente englobando a biotitas y anfíbol, las exsoluciones de pertita son comunes en estos feldespatos. Los anfíboles son cristales euhedrales a subhedrales de hornblenda, comúnmente se presentan como "clots" de anfíbol en grupos de 5 a 10 cristales (**foto V-44**). La biotita es menos abundante que el anfíbol, es muy característica la textura de biotita sagenítica. Entre los minerales accesorios, destacable es la abundancia de apatito como inclusión asociada a los minerales máficos y la titanita, que en ocasiones pueden superar el 2% del total de los minerales de la roca. Especialmente la titanita suele cristalizar de modo subhedral con tallas a veces similares a las de las biotitas (0,50-2 mm) como cristales aislados o asociados con anfíbol (**foto V-45**).

Los enclaves microgranudos son comunes. La mineralogía de los enclaves es fundamentalmente idéntica a la de la roca huésped, pero con ciertas salvedades. Suelen ser de textura idiomorfa con cristales isométricos equigranulares y de tamaño de grano fino, es decir, no presentan fenocristales a excepción de algún anfíbol aislado de grano medio a fino. El cuarzo es menos abundante que en la roca huésped, y ocurre como fase intersticial entre los demás cristales. La plagioclasa ocurre como cristales tabulares aislados o agregados. El feldespato alcalino es menos abundante que en la roca huésped, a veces casi inexistente. Entre los minerales accesorios la titanita es poco común en comparación con la subfase GIIa, pero si abundan en este caso los cristales de magnetita.

#### ***Subfase GIIb***

Los minerales en esta fase son plagioclasa, anfíbol, relictos de augita, feldespato alcalino, biotita y algo de cuarzo. La clasificación mineralógica de esta subfase es la de cuarzo-monzodiorita de grano medio, la textura es granular hipidiomorfa inequigranular con fenocristales de piroxeno y feldespato de grano medio y cuya matriz es fanerítica con plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo de tamaño de grano fino.

El cuarzo es poco abundante y cristaliza de un modo tardío rellenando espacios intersticiales entre los minerales máficos y los feldespatos. La plagioclasa es del mismo tipo que GIIa (oligoclasa a andesina).

Los cristales de plagioclasa muestran una distribución bimodal, coexistiendo algunos fenocristales junto con multitud de plagioclasas tabulares en la matriz. El feldespato alcalino forma cristales poiquilíticos que engloban generalmente a las plagioclasas de menor tamaño de la matriz. Las exsoluciones de pertita son comunes en estos feldespatos, pero sin alcanzar un porcentaje demasiado alto del total del cristal. Los accesorios son los mismos que los que aparecen en la subfase GIIa, pero con menor abundancia de titanita de tamaño medio y más abundancia de magnetita.

La característica identificativa más común de esta subfase es la existencia de relictos de clinopiroxeno tipo augita en los núcleos de fenocristales de anfíbol tipo hornblenda, este clinopiroxeno presenta a su vez numerosas exsoluciones de rutilo según la doble exfoliación de los piroxenos. La textura de uralitización es muy común en estas muestras (**foto V-46**). En el borde entre el núcleo de clinopiroxeno y el anfíbol de borde se desarrollan texturas de intercrecimiento entre estos minerales. Este clinopiroxeno únicamente se observa en los grandes fenocristales, en los anfíboles de menor tamaño no se conservan relictos de piroxeno. El anfíbol es muy común en estas muestras, siempre es de menor tamaño que los fenocristales de piroxeno y generalmente aparecen formando "clots" de 5 a 10 cristales. El anfíbol es generalmente subhedral de tamaño medio. Asociado a los "clots" de anfíbol suele aparecer la biotita,

ésta es poco abundante y es común su ocurrencia con textura sagenítica por las inclusiones de rutilo. Los minerales máficos en esta muestra cristalizan claramente con posterioridad a los feldespatos, puesto que grupos de estos suelen aparecer rodeando fenocristales de plagioclasa o en los límites entre granos rellenando los intersticios entre los cristales de la matriz.

En esta fase son muy abundantes los enclaves microgranudos de la misma naturaleza que la roca donde encajan. A pesar de provenir de la misma fuente, los enclaves tienen ciertas diferencias con respecto a la roca que los contiene. Los enclaves son redondeados, generalmente con geometría elíptica y de tamaño decimétrico a centimétrico, dependiendo de las zonas estos pueden ser muy abundantes en el afloramiento (**foto V-49**). En rasgos generales, la textura de los enclaves es una diorita idiomorfa equigranular fanerítico a microcristalino de tamaño de grano fino, no existe borde de reacción entre los enclaves y la roca donde se hospedan (**foto V-48**). En los enclaves es muy difícil encontrar relictos de piroxeno, aunque los hay en muy poca cantidad; además, el cuarzo es menos abundante, casi inexistente. El anfíbol y la biotita son más abundantes en los enclaves microgranudos que en la roca huésped (**foto V-47**), superior al 35 % del total de la muestra. La plagioclasa euhedral tabular es el único feldespato presente en los enclaves microgranudos con una abundancia cercana al 65% del total. Los óxidos diseminados superan el 2% del total de los enclaves.

#### **V.1.3.2. Alteración en GII: Uralitización de piroxenos**

Esta alteración se caracteriza por el desarrollo de pseudomorfos de anfíbol generalmente de tipo hornblenda a expensas de piroxenos. Este tipo de alteración tiene dos posibles orígenes (Shelley, 1993).

- a) El primero es por los fluidos y temperatura resultantes de metamorfismo, donde el anfíbol sería probablemente tremolita o hornblenda tremolítica con zonas de contacto neto o sustitución total por anfíboles del piroxeno. Con la permanencia del hábito octogonal de piroxenos y zonas relictas como parches inalterados.
- b) El segundo caso es producido por los propios fluidos de la intrusión en los estadios finales de la solidificación del magma (fluidos deutéricos). Con una transformación continua del piroxeno al anfíbol, dominando el hábito del anfíbol sobre el de piroxeno.

En nuestro caso nos encontramos claramente en el segundo tipo, ya que los demás minerales (cuarzo, feldespato y biotita) no presentan efectos de alteración hidrotermal o metamorfismo alguno. En el caso de JGC este proceso se observa exclusivamente en la fase GIIb, la cual es la única de estos granitoides que contienen piroxenos (qz-monzodiorita con fenocristales de piroxeno). En las muestras de GIIb los fenocristales de clinopiroxeno (augita) suelen presentarse texturalmente como un relikto de piroxeno en el núcleo con los bordes sustituidos por hornblenda (**foto V-50a**), a veces, el fenocristal está sustituido completamente por el anfíbol. En los enclaves microgranudos de GIIb también aparecen piroxenos uralitizados, aunque en poca cantidad porque el piroxeno no suele estar presente en ellos (**foto V-50b**).

#### **V.1.4. Granitoides GIII de JGC**

En lo que respecta a superficie total ocupada, ésta es la fase de mayor importancia en el Distrito de Skellefte. A su vez, es la fase más homogénea en cuanto a textura y mineralogía de todas aquellas que conforman el complejo de Jörn. Por su composición mineralógica esta roca se clasifican desde granodioritas a leuco-monzogranitos, en muestra de mano esta fase se caracteriza por su aspecto blanco a rosado que le confiere el feldespato alcalino, unido al suave color azul de los cristales de cuarzo en algunas áreas. La textura es hipidiomorfa inequigranular porfídica de tamaño de grano grueso

con fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo, la matriz contiene cuarzo, plagioclasa y algo de biotita con textura fanerítica inequigranular de tamaño de grano medio.

Los fenocristales de cuarzo xenomorfo cristalizan con una talla media entre 3 y 6 mm, presentan una fracturación moderada generando una extinción ondulante muy intensa en microscopio petrográfico. El feldespato alcalino se caracteriza por la abundancia de las exsoluciones de pertita que presentan, el feldespato alcalino cristaliza como grandes poiquilocristales de 10 mm de media, que suelen englobar a los cristales de biotita y plagioclasas de menor tamaño (**foto V-51**).

Respecto a la plagioclasa, esta cristaliza siguiendo una distribución bimodal, formado generalmente cristales tabulares subhedrales. El primer grupo de cristales de plagioclasa se observa en la matriz con tamaños comprendidos entre 0.5 y 1 mm, en su mayoría dispersos y/o englobados por los poiquilocristales de feldespato alcalino. Estos pequeños cristales no suelen presentar zonaciones y poseen maclas lamelares. El segundo grupo de plagioclasas presenta unos tamaños entre 2 y 4 mm que cristalizan con textura glomeroporfídica de 10 mm. Ambos tipos de plagioclasa muestran una ligera alteración tipo saussurita.

La biotita en esta fase es muy poco abundante, aparece en proporciones mucho menores al 5% del total modal de la roca, los cristales de biotita tienen una talla entre 0.5 y 1 mm. A estas biotitas se asocia generalmente cristales de apatito. La titanita es el mineral accesorio más abundante, ocurriendo como en el caso de la fase GII como cristales de tamaño importante (0.5-1 mm a incluso 2 mm).

#### *Subfase de Hobergsliden*

Este tipo de rocas se corresponde probablemente con el fundido más evolucionado de la fase intrusiva GIII. Se localiza en el límite noreste de GIII en contacto con la zona donde se encuentra la fase GII del norte de JGC. En términos de composición mineralógica se trata de un leuco sienogranito. En muestra de mano su aspecto es muy similar al de las muestras de GIII, siendo sus componentes minerales principales cuarzo, feldespato alcalino, biotita y plagioclasa, estos dos últimos están presentes en muy poca cantidad (**foto V-52**). Es una roca de tamaño de grano medio con textura hipidiomorfa inequigranular a porfídica de tamaño de grano medio con importantes exsoluciones de pertita en los fenocristales de feldespato alcalino. El cuarzo suele ser intersiticial y las plagioclasas euhedrales a subhedrales en matriz y englobadas en los poiquilocristales de feldespato alcalino.

#### **V.1.5. Granitoides GIV de JGC**

Esta fase se localiza en el centro de JGC dentro de GIII. Estas rocas podrían clasificarse como subtipo de GIII, pero la mantendremos como independiente puesto que es el trato que se le ha dado en la literatura científica y en la geología tradicional de las compañías que trabajan en la zona. Es un plutón que se diferencia especialmente de las rocas donde intruye mediante el uso de técnicas de estudio geofísico, especialmente a partir de la gravimetría.

La mineralogía de GIV es prácticamente idéntica a GIII, aunque siempre con una menor talla de los cristales. Por mineralogía se clasifica como un monzogranito, su textura es hipidiomorfa a idiomorfa equigranular de tamaño de grano medio y color grisáceo a amarillo en muestra de mano. El contenido de cristales es casi idéntico que para las muestras de GIII, con la salvedad que GIV tiene ligeramente un mayor porcentaje de plagioclasa.

Los fenocristales de cuarzo tienen el aspecto de cristales fracturados como ocurre en GIII, estos son muy homogéneos en cuanto a los tamaños que siempre quedan entre 3 y 5 mm. Relictos de plagioclasa con textura esquelética (**foto V-53**) se observan sustituidos

o englobados en poiquilocristales de feldespato alcalino, probablemente la plagioclasa fue abundante en los inicios de la cristalización con tallas de 2-4 mm, pero estos cristales han sido sustituidos por feldespato alcalino. Pequeños cristales de plagioclasa de 0.5-1 mm quedan dentro de los poiquilocristales de feldespato alcalino y en aglomerados cristalinos. Los fenocristales de feldespato alcalino presentan tallas de 3 a 5 mm, cristalizando con textura poiquilítica y extensas perfitas.

La biotita es algo más abundante que en la fase GIII, son algo más del 5% de la roca y tienen tamaños comprendidos entre 0.2 y 0.5 mm. La biotita suele estar presente como "clots" de tamaño milimétrico compuesto por varios cristales sin orientación preferente. Entre los minerales accesorios abunda la titanita como en el caso de GII y GIII, el apatito también es un mineral accesorio que suele estar presente en esta fase. Minerales del grupo de la mica blanca suelen estar asociadas a la plagioclasa, aunque no son muy abundantes.

#### **V.1.6. Complejo Bandeado de Näsberg**

A pesar de ser Näsberg un grupo de intrusiones máficas bandeadas bastante complejo, entre estas es posible diferenciar dos grupos de rocas principales: gabronoritas y gabronoritas olivínicos.

##### ***Gabronoritas***

Estas rocas son generalmente hipidiomorfas equigranulares faneríticas de tamaño de grano medio, pero se observan variaciones desde zonas porfídicas de grano grueso a zonas equigranulares hipidiomorfas de tamaño de grano fino.

La textura más común es la intergranular cuando domina la plagioclasa sobre los orto- y clino-piroxenos, en este caso biotita y anfíbol siempre aparecen. Este primer grupo de rocas está compuesto generalmente por ortopiroxeno (hiperstenas s.l.) subhedral a anhedral con el desarrollo de una fracturación muy profunda según las direcciones de exfoliación de los cristales, el pleocroísmo característico de las hiperstenas entre colores rosados y verdosos es en alguno de los cristales muy intenso. El clinopiroxeno suele cristalizar con un tamaño medio, similar al de la plagioclasa, siempre con exsoluciones de ortopiroxeno según una de las direcciones cristalinas (**foto V-54**). La plagioclasa nunca está alterada, siendo tabular generalmente subhedral. Los límites entre cristales de plagioclasa suelen estar ocupados por piroxeno. También suelen aparecer, aunque no siempre, algo de biotita y anfíbol con muy poca abundancia. Texturas de reacción de plagioclasa y piroxeno con la magnetita intersticial son comunes, en ese caso se desarrollan coronas de anfíbol alrededor de la plagioclasa y piroxeno que están en contacto con la magnetita (**foto V-55**).

La otra textura común es la ofítica donde los poiquilocristales de clinopiroxenos engloban a plagioclasa, dichos cristales de clinopiroxenos suelen tener tallas superiores a 10 mm (**foto V-56**). Los clinopiroxenos presentan exsoluciones a ortopiroxeno y su geometría es anhedral. El ortopiroxeno es siempre de tamaño de grano fino, entre 0.50 y 1 mm, siempre menores al clinopiroxeno. Generalmente las plagioclasas que engloban estos clinopiroxenos suelen estar reabsorbidas en parte, mostrando bordes lobulados. La plagioclasa es normalmente subidiomorfa con geometría tabular siempre inalterados. La plagioclasa no suele presentar zonaciones, o estas son muy simples, generalmente en microscopio petrográfico son cristales muy homogéneos y con maclado polisintético. Además, los cristales de plagioclasa no están orientados según dirección preferente alguna. Cuando está presente la biotita, ésta presenta tallas de 1-2 mm, usualmente con coronas de reacción a magnetita. El anfíbol de estas rocas es de tipo kaersutita y/o hastingsita con tallas de 1-3 mm. Al igual que la biotita, el anfíbol también se genera con la reacción de un piroxeno o plagioclasa con cristales de magnetita (**foto V-55**). Los minerales accesorios de la gabronorita son magnetita, espinela e ilmenita.

### ***Gabronoritas olivínicas***

La mineralogía general de este grupo de rocas está compuesta por olivino, ortopiroxeno (hiperstena s.l.), clinopiroxeno, plagioclasa (petrográficamente son labradorita y en algún caso bytownita), anfíbol y biotita, además de magnetita/espínela e ilmenita como minerales accesorios. Generalmente la textura de esta fase es ofítica o subofítica de tamaño de grano medio.

El olivino suele aparecer bien conservado aunque en algunas zonas es común encontrarlo alterado a serpentina. Es habitual la generación de simplectitas entre olivino y ortopiroxeno (**foto V-57**). El tamaño medio del olivino es de 1 a 2 mm y casi siempre ocurre con una corona de piroxeno a su alrededor. También asociado al olivino son abundantes las inclusiones de accesorios en sus bordes o siguiendo la intensa fracturación que presenta.

Los ortopiroxenos suelen ser subhedrales a anhedrales, de tallas entre 1 y 3 mm. En este tipo de muestras suelen ser incoloros, sin el desarrollo del ligero pleocroísmo de la hiperstena. Tienen una moderada a intensa fracturación definida según la exfoliación de los cristales. Es común encontrar inclusiones de rutilo en el ortopiroxeno, las cuales se disponen orientadas según uno de los ejes cristalográficos del mineral. A diferencia del ortopiroxeno, el clinopiroxeno es usual que ocurra cristalizando como poiquilocristal de 2 a 7 mm; así como en menor medida ocurren como pequeños cristales en la matriz de la roca. Las exsoluciones de ortopiroxeno en clinopiroxenos son muy generalizadas.

La plagioclasa es idiomorfa a subidiomorfa de 2-4 mm, escasamente zonada y con el desarrollo de macla polisintética generalizado. Esta plagioclasa suele tener un contenido del 55-60% en anortita. En el caso de estar englobadas por clinopiroxenos poiquilíticos, éstas presentan bordes lobulados. Anfíbol y biotita son poco abundantes y no están presentes en todas las muestras de Näsberg que han sido estudiadas.

Para las muestras que presentan zonas ligeramente alteradas, la plagioclasa se mantiene generalmente inalterada, aunque puede estar afectada por las fracturas que conducen los fluidos. La alteración afecta exclusivamente minerales máficos (olivino, piroxeno y anfíbol) en zonas concretas, es decir no es generalizada en toda la roca.

#### **V.1.6.1. Uralitización de piroxenos en Näsberg**

El proceso de uralitización está presente en las rocas del Complejo Máfico Bandeado de Näsberg. Generalmente los ortopiroxenos en estas muestras no son sustituidos por hornblenda, son sólo los clinopiroxenos los que a veces presentan este tipo de sustitución.

#### **V.1.7. Intrusiones máficas indiferenciadas**

Las intrusiones máficas existentes en el Complejo de Jörn son bastante numerosas, de entre estas son destacables las presentes en las inmediaciones del lago Älgträsk, al sur del lago Jörn o en el borde este de JGC. También es importante el gabro que intruye en las cercanías de Stavaträsk. Estas intrusiones son fundamentalmente de naturaleza gabroide y o diorítica aunque muy variables texturalmente. Algunas de estas intrusiones están moderadamente alteradas y se corresponden generalmente con gabronoritas. Varían de tamaño de grano medio a fino y con texturas ofíticas, intergranulares o doleríticas, son muy comunes los clinopiroxenos poiquilíticos englobando a plagioclasa.

Al este de la ciudad de Jörn en el monte Sör-Jörnsberget, se localiza una de las intrusiones máficas dentro de JGC. En este caso se trata de una gabronorita de grano medio con zonas de grano fino y textura dolerítica. Se compone fundamentalmente de fenocristales de clinopiroxeno de tamaño de grano medio y plagioclasa de grano medio

a fino. La plagioclasa es subidiomorfa de geometría tabular y de grano medio a fino, sin una orientación preferente en la organización de los cristales (**foto V-58**). Es común la presencia de texturas de reacción entre plagioclasa y óxidos (**foto V-55**). La plagioclasa no muestra efectos de la alteración. Una parte importante de los cristales máficos están moderadamente alterados a minerales tipo actinolita-tremolita. Originalmente la roca pudo contener olivino, pero está completamente sustituido por minerales secundarios.

En las inmediaciones del lago Älgträsk al suroeste de la ciudad de Jörn, se localizan una serie de intrusiones de gabros de similar naturaleza a las descritas para la zona de Sör-Jörnsberget. Predomina la textura dolerítica o intergranular con plagioclasa tabular de grano medio y anfíbol poiquilítico de tamaño de grano medio a grueso, además de estar el resto de minerales máficos afectados por una intensa alteración hidrotermal. Entre los secundarios son comunes la epidota, mica blanca y anfíboles secundarios (actinolita-tremolita).

Las dioritas y gabros de la zona central-este de JGC se localizan en el límite de los granitoides con los sedimentos en los que parece estar intruido. Los afloramientos se localizan en la margen norte del río Klintån. La textura de estas dioritas es fundamentalmente de poiquilítica, con grandes cristales de anfíbol de 5 a 10 mm que engloban a la plagioclasa (**foto V-59**). Pocos son los piroxenos que se conservan en estas rocas, puesto que gran parte de los minerales máficos primarios se encuentran reemplazados por minerales secundarios, probablemente tremolita. La biotita, aunque poco abundante está generalmente presente. Entre los accesorios se encuentra la magnetita y la ilmenita.

#### **V.1.8. Basaltos andesíticos**

Estas rocas afloran en multitud de zonas del Distrito Minero de Skellefte por lo que es fácil encontrar multitud de variedades de texturas. La textura general de estos basaltos es generalmente afanítica porfídica con abundantes fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa, estos fenocristales muestran un tamaño de grano medio (cristales entorno a 2-4 mm) con matriz de grano fino (<0.50 mm) microcristalina a criptocristalina compuesta por cristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos (**foto V-60a** y **V-60b**).

Los fenocristales de ortopiroxeno son generalmente idiomorfos a subidiomorfos (**foto V-61a** y **V-61b**). Aparecen con maclas lamelares y en cierta medida están transformados a clinopiroxeno. La exfoliación suele estar bien definida. Muchos de estos piroxenos presentan alteración moderada. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales de tamaño de grano medio y al igual que los piroxenos se encuentran moderadamente alterados (**foto V-62**), la alteración se hace algo más intensa en los cristales que componen la matriz de este basalto. Aunque en ninguna de las muestras que hemos recopilado se ha preservado olivino, algunos de los minerales alterados parecen serlo por la morfología del cristal. Los minerales de la matriz son plagioclasa, piroxeno, anfíbol (alteración de piroxenos) y diseminado de óxidos todos de tamaño de grano muy fino. Es también común la presencia de epidota y clorita microcristalina a criptocristalina en la matriz de esta roca.

##### **V.1.8.1. Basaltos andesíticos en límite sur de JGC**

Anteriormente se ha descrito lo que son las características generales de esta roca, pero en el caso de la zona del límite sur de JGC las texturas micro- y macroscópicas son mucho más complejas. Las rocas de esta zona están frecuentemente mucho más alteradas que las que se pueden encontrar en el margen oeste de JGC, además de ser muy común el contenido en fragmentos tanto de la fase GI como autolitos del propio basalto. La intensa foliación que se observa a escala macroscópica es la misma que afecta microscópicamente a todos los minerales que contiene, haciendo a veces su identificación casi imposible.

Las dos texturas más comunes que se pueden encontrar en esta zona son las que se observan en la muestra JO03-107 (**foto V-63**). Puede verse el contacto entre un fragmento de basalto con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno y matriz de grano fino con una roca máfica de matriz de grano muy fino con fenocristales intensamente alterados a clorita, epidota y anfíbol. Este fragmento coincide con los basaltos que han sido descritos previamente y que pueden encontrarse en el margen oeste desde el sur en Nicknoret hasta el noroeste en Ullriksberg. En este caso el fenocristal de piroxeno está cortado por la segunda roca, además este piroxeno ha sido sustituido parcialmente por anfíbol. Es destacable que el borde de contacto entre ambas rocas no es recto sino que este es lobulado, incluso intuyéndose lo que podría ser un margen frío entre la roca y el fragmento. Los fenocristales primarios preservan a veces el hábito de piroxeno y plagioclasa, pero la intensa foliación los ha estirado. Los cristales máficos se alteran fundamentalmente a clorita y epidota cuando la alteración es muy intensa (**foto V-64**). La alteración de la plagioclasa es fundamentalmente a sericita y epidota de grano muy fino. También se encuentran cristales de anfíbol secundario sustituyendo probablemente a cristales de piroxeno primario.

La matriz de la roca máfica (basalto andesítico en dique?) foliada es afanítica microcristalina a criptocristalina por lo que no es fácil discriminar el tipo de cristales que contiene. Esta matriz se compone fundamentalmente de plagioclasa alterada y anfíbol, epidota y clorita secundarios (**foto V-65**), además de algunos accesorios del tipo magnetita e ilmenita. A diferencia de los efectos de la foliación sobre los fenocristales de la roca que en muchos casos están intensamente estirados, en la matriz no se observa que exista una ordenación preferente de los cristales.

#### **V.1.8.2. Deformación en Basaltos andesíticos**

La deformación más importante en la zona ocupada por JGC es la que presentan las rocas descritas como basaltos andesíticos, especialmente las que se localizan en el borde sur de JGC en el límite con las rocas volcánicas del Grupo Skellefte. La intensa foliación que afecta a estas rocas ha modificado las texturas originales de la roca que suponemos era porfídica con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno con matriz afanítica.

A escala mesoscópica en la roca abundan los fragmentos (autoclastos?) de la misma naturaleza que la roca. Estos tienen tamaños desde milimétricos a superiores a los 50 cm (**foto V-66**). Generalmente son de geometría circular o elíptica con orientación según la foliación de las rocas (N120°E/85°SW). A pesar de que la textura de los clastos y la de la roca está muy modificada por la deformación, la foliación afecta casi exclusivamente a la roca y no a los fragmentos que contiene acomodándose a los fragmentos, generalmente los contactos con los clastos son netos y/o como se ha comentado en el apartado de petrografía de estas rocas, a veces se adivinan bordes fríos entre el clasto y la matriz.

Los efectos de la foliación son evidentes en la intensidad con la que se modifica la textura primaria de los fenocristales. En el caso de que la deformación sea mínima o inexistente, los fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa se conservan usualmente en condiciones en las que son fácilmente reconocibles. Pero en las muestras con una intensidad alta de la deformación, los cristales están alargados a favor de la dirección de máximo estiramiento (**foto V-67**) y generalmente alterados a productos secundarios como clorita, anfíbol y epidota. Aunque lo más común es el caso intermedio entre encontrar las muestras inalteradas o fuertemente deformadas, es decir, que la matriz microcristalina esté orientada con la deformación y en cambio los fenocristales estén relativamente bien conservados (**foto V-68**). En este último caso los fenocristales suelen conservar la geometría primaria, aunque en su mayoría se encuentren sustituidos por fases minerales secundarias. Los xenolitos que contienen estos basaltos (fundamentalmente de tonalita) no están afectados por la deformación, únicamente

están rotados y a veces afectados por cillazas localizadas que fragmentan los clastos y reparten los fragmentos por la matriz máfica (**foto V-69**).

### **V.1.9. Monzonita de Gallejaur**

Esta intrusión se encuentra relacionada temporalmente con el Grupo Vargfors al igual que los basaltos andesíticos descritos previamente. Se localiza al vértice suroeste de JGC formando un cuerpo con geometría circular con dos subfases concéntricas. Las rocas que forman esta intrusión son cuarzo-monzonitas aunque con diferencias en lo referente a la textura de las rocas entre el anillo exterior e interior. Ambos anillos están a su vez rodeados por dioritas y gabros del Grupo Vargfors.

#### *Anillo exterior*

En esta subfase la cuarzo-monzonita se caracteriza por una textura hipidiomorfa equigranular con variaciones a porfídica de tamaño de grano medio a fino, todos los cristales se encuentran en el rango de 0.50 a 2 mm, a excepción de algunos fenocristales de feldespato en el subtipo porfídico que alcanzan los 15 mm. La composición modal de minerales en estas rocas es de 7% bi; 12,5 % px; 60,2% pl; 7,4% qz; 9% kfs y 3,9% mt.

La abundancia modal del cuarzo es menor al 5%, siendo la fase mineral de grano más fino a excepción de los accesorios. El feldespato alcalino y la plagioclasa ocurren con una abundancia similar, existiendo fenocristales de ambos en la roca. La biotita cristaliza de forma acicular o forma acumulados de biotita con textura radial (**foto V-70**). Entre los máficos el anfíbol es muy común, ocurre como cristales idiomorfos a subidiomorfos de tamaño medio fino asociado en su mayoría a zonas con mayor abundancia relativa de magnetita. Entre los accesorios la magnetita es el más abundante, su importancia es tal que toda la roca presenta magnetismo, con especial intensidad en bandas y/o fracturas ricas en magnetita. Además de un moteado continuo en magnetita, en la roca se observan multitud de finas bandas discontinuas ricas en magnetita (**foto V-71**).

#### *Anillo interior*

En el anillo interior el tamaño de grano de esta cuarzo-monzonita es medio, con fenocristales de plagioclasa de 2-4 mm. La propiedad más característica es la textura de simplectita entre cuarzo y feldespato alrededor de los fenocristales de plagioclasa. Aproximadamente entre un tercio y la mitad del volumen de estas rocas está compuesto por la simplectita (**foto V-72**). La simplectita presenta variaciones desde un intercrecimiento de cristales muy fino hasta uno de grano medio.

La plagioclasa es idiomorfa a subidiomorfa con geometría tabular, de tamaño de 2-4 mm en el caso de los fenocristales y de 0.50-1 mm en la matriz. Suele estar ligeramente alterada dando lugar a epidota como mineral secundario principal. El cuarzo cuando no forma parte de la simplectita, ocurre como granos de tamaño menor a 0.50 mm en los intersticios de la matriz. El piroxeno (retrogradado a anfíbol) es el mismo que hay en la subfase del Anillo exterior, en este caso suele estar algo más alterado a clorita o anfíboles del grupo actinolita-tremolita. En las zonas donde la simplectita es más extensa, el piroxeno no suele estar presente y epidota y clorita cristalizan en forma de agregados cristalinos. El mineral accesorio más común es la magnetita pero en cristales de mayor tamaño que en el caso del Anillo exterior, sin existir el moteado y finas bandas de magnetita que ocurren en el otro anillo. La magnetita suele estar asociada a los agregados de clorita y epidota. La biotita de grano fino y textura acicular es accesoria, incluso inexistente en algunas de las muestras.

En esta roca además son muy abundantes los enclaves microgranulares, siendo en algunas zonas más del 10% del volumen total de la misma. Los enclaves microgranulosos son similares a la fase de cuarzo-monzonita del anillo exterior en mineralogía pero textura de tamaño de grano más fino, además de presentar márgenes

lobulados. En muchos de los enclaves no parece existir un margen neto con la roca donde se hospeda, sino que hay una transición tanto mineralógica como textural. Generalmente los enclaves son de menor tamaño de grano que la roca huésped, además de presentar un mayor contenido en anfíboles y plagioclasa (**foto V-73**).

#### **V.1.10. Complejo Intrusivo de Viterliden**

Este complejo de granitoides se divide en varias fases bien diferenciadas, de entre éstas sus componentes principales son tonalitas y trondhjemitas. A su vez las intrusiones de este complejo se encuentran en algún caso muy deformadas, siendo la intensidad y orientación de la deformación solidaria con aquella que presenta el Grupo Skellefte en la zona. Las áreas de alta deformación dan lugar a la denominada High Strain Zone.

##### *Tonalita hornbléndica*

Esta es la fase que ocupa mayor superficie en VIC. La composición mineralógica de la roca se corresponde con una tonalita. La textura de la roca es hipidiomorfa inequigranular a porfídica de tamaño de grano medio con el desarrollo de bandeo de minerales máficos en gran parte de la superficie que ocupa. Aunque en términos de mineralogía (las fases minerales presentes en esta roca son cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita) debería de clasificarse como una tonalita, es más correcto clasificarlas como cuarzo anfíbolita. La roca muestra habitualmente un fino bandeo (**foto V-74**) muy bien definido en el que se separan zonas de composición félsica (cuarzo y plagioclasa) frente a bandas de composición mineralógica máfica (hornblenda y biotita), las bandas máficas no superan el milímetro de grosor frente a las félsicas de 1-3 mm de grosor.

El cuarzo y la plagioclasa de las bandas félsicas presentan el incipiente desarrollo de textura poligonal. Todos los cristales de cuarzo y plagioclasa de la banda félsica son menores a 0.5 mm. Algunos fenocristales de plagioclasa se han conservado como relictos y se localizan en el interior de las bandas félsicas. Estos granoblastos de plagioclasa no se encuentran totalmente orientados según las bandas félsicas, además de no estar deformados (**foto V-75**). Los granoblastos de plagioclasa tienen una talla media entorno a 1.5-2 mm

Las bandas máficas se componen fundamentalmente de anfíbol, biotita y epidota, además de algún mineral accesorio como ilmenita y magnetita. Tanto biotita como anfíbol cristalizan orientándose según la banda, la biotita está en algunos casos ligeramente alterada a clorita. Como en el caso de los granoblastos de plagioclasa, en estas bandas también se conservan granoblastos, pero en este caso de anfíbol. Estos anfíboles tienen unas tallas medias de 1 mm y generalmente no orientan totalmente sus ejes cristalográficos con el bandeo. Los granoblastos de anfíbol están comúnmente zonados, además de contener multitud de inclusiones de rutilo. Apatito y epidota son también accesorios abundantes en las bandas máficas.

##### *Trondhjemita*

La textura de estas rocas es hipidiomorfa isogranular a porfídica en algunas zonas, de tamaño de grano medio a fino de color blanco en muestra de mano. La plagioclasa y el cuarzo son los únicos componentes de estas rocas. El cuarzo es muy homogéneo en cuanto al tamaño de grano. La plagioclasa es abundante en la matriz y también ocurre como fenocristal subidiomorfo tabular de 1-2 mm (**foto V-76**). La plagioclasa suele tener una ligera alteración a sericita y también esta presente algo de epidota. En cantidad accesorio aparece la biotita cloritizada, ocupando menos del 1% del volumen total de la muestra.

#### **V.1.10.1. Deformación en VIC**

A diferencia del tipo de deformación que podemos observar en el JGC, la deformación en VIC es de carácter dúctil. A escala regional, los efectos de la intensa deformación

dúctil en esta zona son patentes por el desarrollo de dos grandes pliegues anticlinales vergentes hacia el oeste afectando tanto a intrusivo como a encajante. En la charnela del anticlinal del norte se encuentra la mineralización de Kristineberg. Los pliegues a escala de aflojamiento quedan reflejados generalmente por el desarrollo de pliegues de tipo chevron con una intensa crenulación asociada al bandeo mineralógico, generalmente con una orientación de las charnelas de N280°E. En las zonas plegadas y en las no plegadas se observa una foliación penetrativa con orientaciones generales de E-W/80°-85°N.

En lo referente a media escala (escala mesoscópica) se observa como principal característica, que la deformación regional produce un bandeo mineralógico muy bien definido especialmente sobre las tonalitas hornbléndicas (qz-anfibolitas) donde se separan bandas leucocráticas (cuarzo y feldespato) de bandas melanocráticas (biotita y anfíbol). El bandeo mineralógico se hace especialmente patente en las zonas donde la deformación es mucho más intensa. Es en la zona del monte Viterliden (el cual le da nombre a esta intrusión), donde se observa la roca con un intenso plegamiento, en estas zonas se produce el desarrollo de pliegues tipo chevron y de crenulación con la alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas (**fotos V-77 y V-78**), con la foliación que contiene a las charnelas de los pliegues de orientación media de N110°E.

En cuanto a las trondhjemitas porfídicas, éstas no registran deformación como lo hacen las cuarzo anfibolitas, exceptuando algunas zonas donde se intuye una ligera foliación.

#### **V.1.10.2. Metamorfismo en VIC**

Al igual que existen diferencias en cuanto a los procesos de alteración y deformación que han sido registrados en JGC, las características del metamorfismo en VIC son distintas a aquellas que encontramos en JGC. A modo general se desarrolla un metamorfismo dinámico en las rocas denominadas como tonalitas hornbléndicas con zonas alternantes ricas en biotita o anfíbol y otras ricas en plagioclasa y algo de cuarzo, estas rocas podrían describirse mejor como anfibolitas con cuarzo. Las rocas muestran además deformación dúctil sinmetamórfica, que se puede correlacionar con la que muestra el Grupo Skellefte en el área. El metamorfismo no se desarrolla en todas las fases de VIC, únicamente es observable en las muestras de cuarzo anfibolitas puesto que las trondhjemitas no evidencian metamorfismo alguno.

La textura predominante en las qz-anfibolitas es intermedia a rocas metamórficas y tectonitas, esta se puede definir como textura granolepidoblástica con granoblastos de plagioclasa y anfíbol. Como ha sido comentado previamente, el bandeo mineralógico en estas rocas está muy bien definido, además de estar los fenocristales ligeramente rotados y deformados. Las bandas melanocráticas poseen textura porfidoblástica con porfidoblastos de anfíbol de tamaño de grano medio (posiblemente relicto ígneos) en una matriz intermedia lepidoblástica a nematoblástica formada por cristales de anfíbol, biotita, algo de clorita y epidota de tamaño de grano fino. La textura de las bandas leucocráticas es granoblástica a porfidogranoblásticas, con porfidoblastos de plagioclasa.

Las fases minerales en la cuarzo anfibolita son fundamentalmente anfíbol, biotita y epidota. Estos minerales se disponen orientados en las bandas máficas, donde la epidota es especialmente abundante en las inmediaciones de los porfidoblastos de anfíbol. La talla de la epidota es habitualmente inferior a 100  $\mu\text{m}$ , idiomorfos con hábito prismático (**foto V-79**). Es común que los porfidoblastos de anfíbol contengan inclusiones de biotita, éstas cristalizaron en el borde de cristales de anfíbol que durante el crecimiento metamórfico las han incluido en su interior (**foto V-80**). La biotita y el anfíbol de las bandas melanocráticas tienen tallas comprendidas entre 100 y 500  $\mu\text{m}$ , en las que también es común apatito y las inclusiones de óxidos.

La charnela del pliegue sur de los dos que forman el extremo occidental de VIC, se denomina el Saliente Säter. En esta zona se localizan rocas volcánicas del Grupo Skellefte que poseen la misma deformación y metamorfismo que las rocas de VIC de la zona. Estas rocas han experimentado una intensa recrystalización de sus fases minerales, donde ahora abundan cuarzo, biotita, moscovita, cordierita y algo de distena. La textura general de la roca es granuda heterogranular, de tamaño de grano medio a fino, debido a la intensa deformación los minerales del grupo de las micas están orientados (**foto V-81**).

#### **V.1.11. Granitos Revsund**

Estas intrusiones están presentes en todo el Distrito Minero de Skellefte, estos granitos se caracterizan por textura porfídica de grano grueso con fenocristales de feldespato alcalino superiores a 10 mm y matriz de grano medio con cuarzo xenomorfo y plagioclasa y bitota idiomorfas. En muestra de mano son característicos los cuarzos azulados (**foto V-82**). Al igual que la textura, la composición mineralógica es variable, pudiendo clasificarse desde monzogranitos (sur de JGC) hasta granitos de feldespato alcalino con dos micas (inmediaciones de VIC).

El cuarzo cristaliza como cristales o agregados de cristales de tallas de 5 a 12 mm. Los fenocristales de feldespato alcalino tienen un tamaño medio de 10-15 mm pero alcanzan tallas superiores a los 30 mm, estos fenocristales son idiomorfos a subidiomorfos y presentan intensas exsoluciones de pertita. La plagioclasa es de composición albítica, idiomorfa cristalizando como cristales tabulares de tallas entre 2 y 4 mm. La biotita de grano medio a fino es el mineral máfico más abundante en las zonas más cercanas a JGC, pero no supera el 10% del total de la roca. El anfíbol tipo hornblenda de tamaño de grano medio es poco abundante. En el caso de los granitos Revsund de la región más occidental, cerca de VIC, son la biotita y la moscovita los filosilicatos que se encuentran en la roca con abundancias similares (**foto V-83**). Cristales de anfíbol tipo hornblenda está presentes en escasa proporción en los granitos Revsund, aunque no siempre forman parte de la mineralogía de estas rocas.

Dentro de la heterogeneidad de esta roca, en la zona sur a JGC destaca la gran cantidad de enclaves microgranudos y xenolitos que contienen estos granitos. Los enclaves microgranudos poseen tamaños de entre 5 y 50 cm y suelen ser de geometría redonda o elíptica, poseen textura granular hipidiomorfa de tamaño de grano medio con todos los cristales comprendidos entre 0.50 y 2 mm. A veces los límites del enclave con la roca no se diferencian o, en cambio, muestran un borde de grano más fino. La mineralogía de los enclaves microgranudos de Revsund es muy similar a la roca donde se hospedan, a excepción de un mayor contenido en minerales máficos como biotita y anfíbol (**foto V-84**). El contenido en anfíbol tipo hornblenda en los enclaves es relativamente alto, siendo estos cristales subidiomorfos de tamaño de grano medio frecuentemente zonados. La plagioclasa es idiomorfa con forma tabular y el feldespato alcalino aparece como cristales o con el cuarzo cristalizando en los intersticios de la matriz. Algún fenocristal de gran tamaño de feldespato alcalino es usual dentro de estos enclaves. Entre los accesorios del enclave es abundante la presencia de titanita de tamaño a veces superior a los 2 mm. Además de magnetita y/o ilmenita asociados a las zonas donde abunda la biotita.

Al igual que los enclaves, los xenolitos también son muy numerosos en la zona sur de JGC con tamaño centimétrico a decimétrico, siendo su volumen en alguna zona superior al 15% del total de la roca. Suelen ser elipsoidales habitualmente redondeados, aunque a veces angulosos. La textura es de grano muy fino, dominados por minerales máficos y con presencia de plagioclasa algunos de ellos, siendo otros no identificables en muestra de mano al estar completamente cubiertos por una pátina de óxido y ser de grano no distinguible en (**foto V-85**). A escala de afloramiento las zonas de mayor contenido en xenolitos también coinciden con la existencia de diques de grano fino y textura granuda porfídica compuestos fundamentalmente por cuarzo y

feldespato con contenidos en biotita menores al 5%. El granito en las zonas donde abundan los xenolitos suele tener un tamaño de fenocristales de feldespato alcalino superior a las otras zonas, con cristales idiomorfos superiores a los 6 cm de longitud y con una abundancia aproximada del 30% del total de la roca. A su vez en estas zonas la plagioclasa es muy poco abundante y de menor tamaño. El contenido en cuarzo es inferior al 20% de la roca, siendo los máficos (biotita y anfíbol) casi el 30% de la misma. El resto lo compone el importante volumen de xenolitos ya mencionado.

#### **V.1.12. Stavaträsk**

El plutón de Stavaträsk está dominado por granodioritas a tonalitas de grano medio con textura granuda a porfídica con fenocristales de cuarzo y plagioclasa de grano medio. La plagioclasa de grano medio es subidiomorfa con geometría tabular, moderadas maclas de albita, ligera a inexistente alteración sericítica. El cuarzo xenomorfo es de grano medio, comúnmente con bordes aserrados y extinción ondulante. Los minerales del grupo de la biotita, grano medio a fino, están sustituidos por clorita que se caracteriza por colores de interferencia en intensos azules anómalos. El anfíbol es del grupo de la hornblenda y actinolita, de grano medio, prismas aislados de hábito idiomorfo a subidiomorfo.

##### **V.1.12.1. Metamorfismo de Contacto en Stavaträsk**

En las descripciones generales de las rocas ya ha sido mencionado que no existe ningún afloramiento donde esté registrado el contacto entre el cuerpo principal de JGC con la roca encajante. Pero si ha sido localizado en contacto entre el plutón de Stavaträsk y los sedimentos que constituyen la roca encajante. En la zona de contacto entre esta granodiorita y los sedimentos proterozoicos se genera una estrecha banda con metamorfismo de contacto.

Esta banda registra como principal mineral metamórfico la andalucita. Los cristales de andalucita tienen unas tallas de 0.50 a 1.50 cm de media, cristalizando siempre como quiasolito con cristales de biotita y feldespato de tallas de 0.50 a 1 mm en su borde (**foto V-86**). La textura general de la roca es bandeada con la alternancia de bandas félsicas compuestas por cuarzo, feldespato y pobres en biotita frente a las bandas máficas compuestas fundamentalmente por biotita. Todos los cristales que forman las bandas félsicas y máficas son de grano muy fino, no superando las 100  $\mu\text{m}$  y habitualmente muy inferiores a 0.50  $\mu\text{m}$ .



## V.2. QUÍMICA MINERAL

Para el desarrollo de esta parte del trabajo se han realizado 490 láminas pulidas. Con ello se pretende cubrir suficientemente el abanico de rocas que forman las diferentes fases intrusivas de la región de estudio. Se ha puesto especial énfasis en aquellas zonas que han registrado mayor número de procesos geológicos relacionados con la posible generación de yacimientos minerales, como son las zonas que presentan deformación, alteración hidrotermal y metamorfismo. Por todo esto el estudio se centra especialmente en las fases minerales susceptibles de haber modificado su naturaleza o de generarse de un modo post-intrusivo. Los datos que se incluyen en este apartado han sido obtenidos con microscopio electrónico (SEM-EDS) y microsonda electrónica (EPMA). A continuación puede consultarse la relación de muestras estudiadas y en la fase en la que ha sido subdividida para facilitar la comprensión de los gráficos que se presentan a continuación.

Fases	GI					GII-IV	Näsberg	VIC
Subgrupo	GI WSW	GI SSE	GI core	Klockträsk	Rengård			
<b>SEM Svenson 1976</b>	23J28 23J29 23J31		23K37	23K09		24K104?	23j84	
<b>Muestreo 2003</b>		JO03-35a	JO03-87a JO03-87b	JO03-80a JO03-80b JO03-81	JO03-108 JO03-109 JO03-110	JO03-67		
<b>Sondeos Boliden</b>							A28 A55 S30 S110 S128 S134 S217	
<b>EPMA Svenson 1976</b>	23J28 23J31					23J58		
<b>Muestreo 2003</b>					JO03-109 JO03-110	JO03-58 JO03-67		
<b>Muestreo 2004</b>	JO04-110	JO04-86		JO04-75		JO04-34 JO04-42 JO04-128		VIC04-01 VIC04-07 VIC04-11

**Tabla V-1:** Relación de laminas delgadas estudiadas en química mineral. SEM-EDS: microscopio de barrido electrónico con espectrómetro de dispersión de energía acoplado. EPMA: microsonda de electrones.

GI WSW: 23J28, 23J29, 23J31, JO04-110

GI SSE: JO03-35a, JO04-86

GI Core: 23K37, JO03-87a, JO03-87b

Klockträsk: 23K09, JO03-80a, JO03-80b, JO03-81, JO04-75

Rengård: JO03-108, JO03-109, JO03-110

GII-GIV: 23J58, 24K104?, JO03-45, JO03-58, JO03-67, JO04-34, JO04-42, JO04-128

VIC: VIC04-01, VIC04-07, VIC04-11

Näsberg: 23J84, A28, A55, S30, S110, S128, S134, S217

Basaltos andesíticos: JO03-124

## V.2.1. Composición de fases minerales

### V.2.1.1. Biotitas

Los minerales del grupo de la biotita son la fase mineral que mayor información ha proporcionado, no sólo desde el punto de vista magmático sino también desde el de procesos posteriores a la intrusión de los granitoides como son la alteración hidrotermal y el metamorfismo. La biotita está presente prácticamente en todas las fases intrusivas estudiadas, exceptuando las muestras que estando intensamente alteradas no han recristalizado biotita durante el metamorfismo. Se han estudiado biotitas de las fases GI, GII, GIII y GIV del Complejo de Granitoides de Jörn (JGC) e intrusiones satélite del mismo como son Rengård y Klockträsk, del gabro bandeado de Näsberg y del Complejo Intrusivo de Viterliden (VIC). Los análisis pueden consultarse en el **Anexo IV**.

La información obtenida se ha utilizado para diferenciar entre las series de rocas y conocer las diferencias entre las biotitas generadas por procesos ígneos y aquellas cuyo origen queda ligado al metamorfismo. La fórmula estructural se ha calculado en base a 22 átomos de oxígeno y debido a que el microscopio electrónico y la microsonda electrónica proporcionan el hierro como  $\text{FeO}_v$ , se decidió expresar todo el hierro como  $\text{FeO}$ . El hecho de obtener todos los datos de Fe como  $\text{Fe}^{2+}$  excluye la posibilidad de utilizar la información como geotermómetros o geobarómetros de biotita.

En el diagrama  $\text{Fe}_t/(\text{Fe}_t+\text{Mg})$  frente a  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (aluminio sustituyendo sílice en posiciones tetraédricas) (Deer et al., 1996), se han representado por separado únicamente los datos provenientes de las muestras asociadas a la fase intrusiva GI, puede observarse que se producen diversas agrupaciones de datos (**Fig. V-1**).

En primer lugar, las muestras JO03-108, -109, -110, -109epma y -110epma que pertenecen a la tonalita de Rengård, tienen unos valores muy similares a los que pueden verse para las biotitas de la tonalita de Klockträsk, una de las intrusiones satélite al sureste de Jörn. Los análisis de biotita de las muestras de Rengård poseen unos valores muy homogéneos en cuanto a la relación  $\text{Fe}_t/(\text{Fe}_t+\text{Mg})$  entorno a 0.60-0.70, sin embargo, éstas presentan una gran variabilidad en el  $\text{Al}^{\text{IV}}$  cuyo rango se sitúa entre los valores de 2.30 y 2.80.

La intrusión tipo GI de Klockträsk muestra valores de química mineral para las biotitas que se solapan entre aquellos que registra la intrusión de Rengård y los de las biotitas de la zona occidental y suroccidental de Jörn, todas de tipo GI. La diferencia es que en este caso los incrementos en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  de los cristales de biotita van acompañados también en un incremento en la relación de  $\text{Fe}^*$ . El rango de variación en estas biotitas para  $\text{Fe}^*$  queda entre 0.55 y 0.70, siendo para el  $\text{Al}^{\text{IV}}$  entre 2.30 y 2.50.

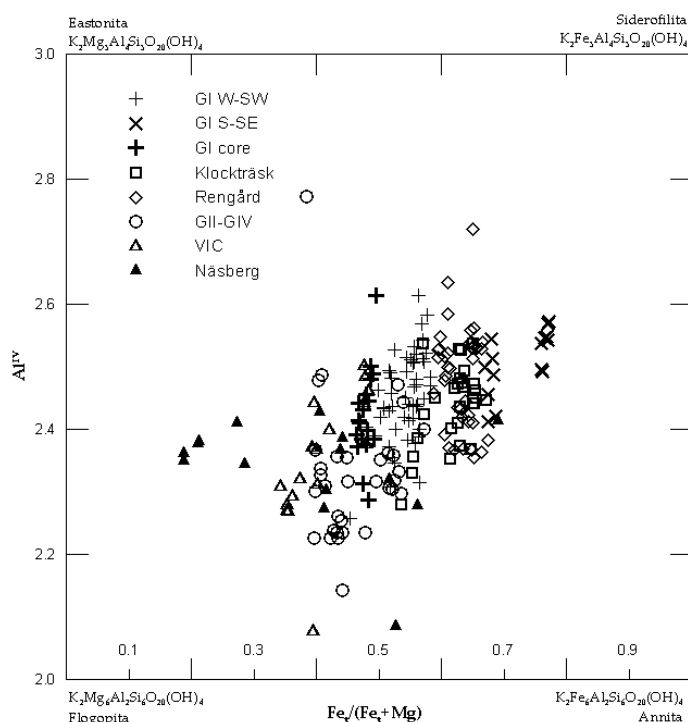
Entre las biotitas analizadas en la zona occidental de Jörn (GI WSW) también se observa una agrupación similar a la de Rengård o Klockträsk pero en valores menores de  $\text{Fe}^*$ . Para el  $\text{Fe}^*$  el rango de valores queda entre 0.50 y 0.60, y para el  $\text{Al}^{\text{IV}}$  las biotitas se dispersan entre 2.30 y 2.60.

En el grupo de muestras de GI SSE es donde se localizan las muestras más férricas entre todas las analizadas con valores de 0.70 a 0.80 de  $\text{Fe}^*$  y en el rango de 2.40 a 2.60 en  $\text{Al}^{\text{IV}}$ . De entre estas las pertenecientes a la muestra JO04-86 (zona de Nör-Jörnsberget) aparecen como las más férricas de todas las analizadas. El grupo de muestras denominadas GI Core son las que aparecen con una composición más homogénea de entre las analizadas, éstas están entre 2.40-2.50 en cuanto a  $\text{Al}^{\text{IV}}$  y valores muy próximos a 0.50 en  $\text{Fe}^*$ .

Para las muestras de roca pertenecientes al grupo de rocas de GII-GIV los valores de  $\text{Fe}^*$  y  $\text{Al}^{\text{IV}}$  son generalmente algo inferiores a todos los registrados por aquellas

muestras que pertenecen a la fase GI. La variación de Fe\* se produce entre 0.40 y 0.50, mientras que el rango de variación de Al<sup>IV</sup> es de 2.20 a 2.40. Los valores de las biotitas de algunas muestras del gabbro bandeado de Näsberg se asemejan también a los registrados por las rocas de GII-GIV, aunque en alguna de las muestras de Näsberg se encuentran las biotitas con mayores valores en Mg cercanos a la flogopita dentro del grupo de la biotita.

En el caso de las muestras del intrusivo VIC, la muestra VIC04-01 se asemeja en valores a los obtenidos para el grupo GI Core de JGC, frente al caso de las otras dos muestras de VIC analizadas que presentan biotitas con composiciones muy similares a aquellas que se encuentran en la fase GII-GIV.



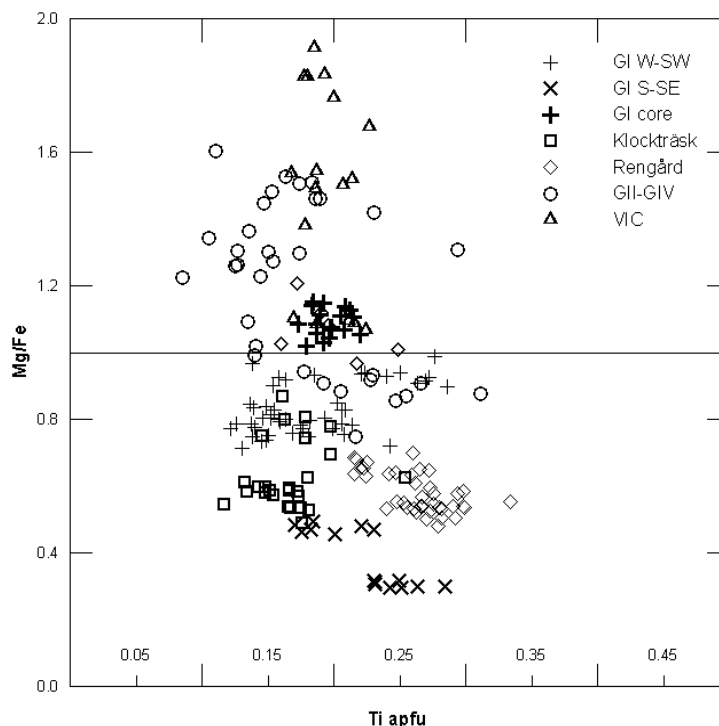
**Fig. V-1.** Diagrama de clasificación de minerales del grupo de la biotita.

*Diagram for classification of biotite minerals group.*

Previamente ha sido descrita la naturaleza de gran parte de las biotitas de la fase GI como metamórfica, fácilmente diferenciadas en cuanto a la textura que presentan, frente al resto de biotitas de las fases posteriores (GII a GIV) las cuales han preservado su origen magmático. Las condiciones de cristalización de la biotita a partir de un fundido silicatado son completamente diferentes al medio donde la biotita ha cristalizado mediante un proceso de metamorfismo a expensas de fases minerales preexistentes (chl, spn, kfs, ...). La diferencia en cuanto al origen de los cristales de biotita entre las fases intrusivas queda reflejada, a su vez, en la composición química de éstas. Un claro ejemplo de este hecho es la diferencia existente en el contenido de Mg y Fe de las biotitas metamórficas presentes en las tonalitas de la fase GI frente a las biotitas de las fases postmetamórficas (GII a GIV, Näsberg, etc).

La **Fig. V-2** representa los valores de Ti (a.p.f.u) frente a la relación Mg/Fe (a.p.f.u) de las biotitas de los grupos intrusivos de Jörn. Se diferencia de modo claro que las muestras de las fases GII a GIV de JGC y las de VIC poseen siempre mayor abundancia de Mg frente a Fe en biotita, es decir que la relación Mg/Fe es siempre mayor a 1. Lo contrario ocurre con las muestras de GI en las cuales el Fe en la biotita es más

abundante que el Mg, presentando valores para el factor Mg/Fe siempre menores a la unidad.



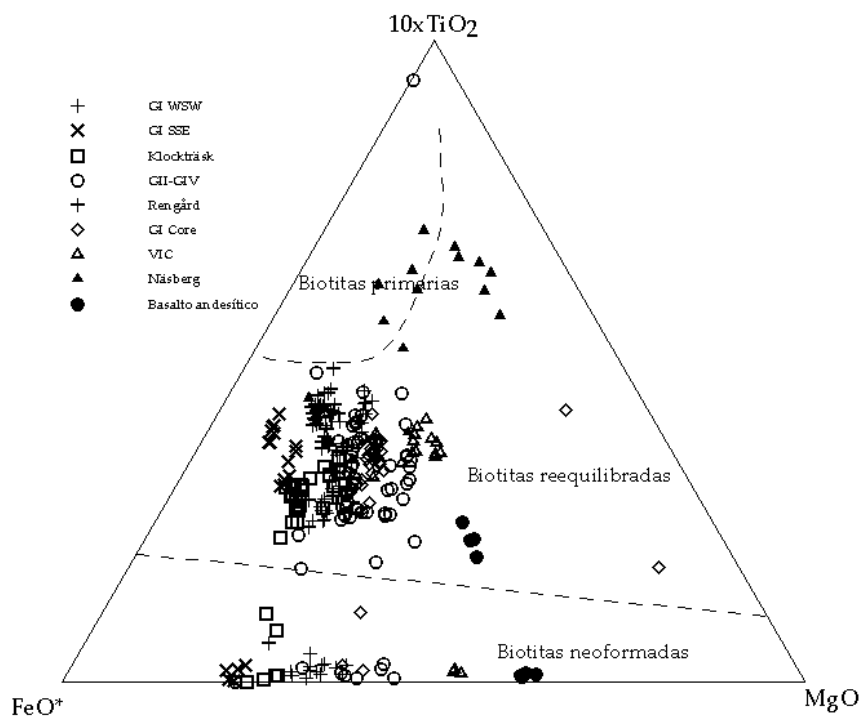
**Fig. V-2.** Diagrama Mg/Fe vs. Ti de minerales del grupo de la biotita.  
*Diagram Mg/Fe vs. Ti of biotite minerals group.*

En este diagrama se observa mayor dispersión para análisis dentro de un mismo grupo que el representado en el diagrama anterior. En el caso de las muestras de Rengård y Klockträsk, que aparecían indiferenciadas en el diagrama anterior, el hueco viene definido por un menor contenido en Ti apfu de las muestras de Klockträsk con valores medios de 0.15 Ti apfu y las de Rengård con valores entre 0.25 y 0.30 Ti apfu. En lo referente a la relación Mg/Fe ambos tienen valores muy parecidos, siendo de 0.50 a 0.90 para Klockträsk y 0.50 a 0.70 para Rengård (**Fig. V-2**).

Las muestras más férricas corresponden a GI SSE con valores inferiores a 0.30 de Mg/Fe para el caso de JO04-86. Este grupo presenta valores medios en Ti de 0.20 a 0.25. Las muestras correspondientes a GI WSW en el anillo exterior de JGC presentan una gran dispersión en el contenido en Ti de las biotitas, con valores comprendidos entre 0.10 y 0.30 Ti apfu. En cambio la relación Mg/Fe es relativamente homogénea con una variación entre 0.75 y 1.00 para las biotitas más ricas en Mg. La rocas del grupo GI Core son las únicas pertenecientes a la fase GI de JGC que tienen mayor contenido en Mg que Fe en sus biotitas, es decir, la relación Mg/Fe es mayor que 1. Además los valores de Ti son más homogéneos que en las demás muestras de GI, con un rango de variación entre 0.15 y 0.20 de Ti apfu para la mayoría de los análisis.

Las muestras pertenecientes a los grupos de GII-GIV y VIC se encuentran todas dentro del campo de las magnésicas, es decir, para todas ellas la relación Mg/Fe es mayor a 1. Para muchas de estas biotitas el contenido en Mg es hasta un 50% más abundante que el Fe. La excepción la marca para este caso una de las muestras del grupo GII-GIV que se encuentra por debajo de 1, dicha muestra es la JO03-128. De nuevo las biotitas de la muestra VIC04-01 cae en la misma zona que las muestras del grupo GI Core. El resto de biotitas de VIC ofrecen los valores más altos en la relación Mg/Fe de todas las muestras analizadas. Los valores en dicha relación varían desde 1.40 hasta casi 2.00, es

decir, casi el doble de Mg frente a Fe en muchas de las muestras. Al mismo tiempo los valores de Ti en todas las muestras de VIC son muy homogéneos con variaciones en el rango de 0.15 a 0.20 (**Fig. V-2**).



**Fig. V-3.** Diagrama triangular 10xTiO<sub>2</sub> - Fe\*(Fe+Mn) - MgO de minerales del grupo de la biotita (Nachit et al., 2005).  
*Ternary diagram 10xTiO<sub>2</sub> - Fe\*(Fe+Mn) - MgO of biotite minerals group.*

El diagrama triangular 10xTiO<sub>2</sub>-Fe\*(Fe+Mn)-MgO, incluye análisis de las biotitas de las diferentes fases de JGC, VIC, Näsberg y los basaltos andesíticos presentes en la zona del contacto sur de GI (**Fig. V-3**). En este diagrama se diferencian tres zonas en función de la naturaleza de las biotitas, estas zonas son las de biotitas primarias, biotitas reequilibradas y biotitas neoformadas por fluidos hidrotermales (Nachit et al., 2005). Todos los análisis que se encuentran en la zona de biotitas neoformadas se corresponden realmente con cloritas, que han sido representadas para mostrar una información más completa puesto que éstas se han formado a expensas de las biotitas.

Los diferentes grupos en que han sido ubicadas las muestras son bastante homogéneos en si mismos pero con diferencias entre ellos. Dentro de un mismo grupo se observan variaciones fundamentalmente en cuanto al contenido en TiO<sub>2</sub> de las biotitas lo que ha su vez se debe a los diferentes grados de alteración a clorita de las mismas. Únicamente las flogopitas de las dioritas y gabros de Näsberg aparecen dentro de las clasificadas como biotitas primarias (**Fig. V-3**). Aunque algunas de estas si se encuentran composicionalmente entre las biotitas reequilibradas.

En cuanto a las muestras que aparecen en el campo de las “biotitas neoformadas” se corresponden con aquellas biotitas que han sido sustituidas por clorita parcial o totalmente, ninguna de las composiciones en esa zona se corresponden con cristales de biotita (s.l.). Si realizamos la comparación entre los grupos, éstos se diferencian por su contenido en Fe\* y MgO, siendo las muestras de GI SSE, Rengård y Klockträsk las de mayor contenido en Fe\*. Las biotitas de los grupos GI WSW y GII-GIV ocupan un lugar muy parecido, aunque el segundo es generalmente algo más rico en Mg. frente a las muestras de GII-GIV y VIC que son las de composición más rica en MgO. Las muestras de Rengård, VIC y GI Core son muy homogéneas en este diagrama, pero el resto de grupos de GI y GII-GIV varían aproximadamente un 20% desde el vértice de 10xTiO<sub>2</sub>

hacia el de Fe\* sin que se perciba variación en el Mg dentro de un mismo grupo (Fig. V-3). Un caso separado es el que representan las biotitas analizadas para la muestra de Basalto andesítico, éstas son las más pobres en TiO<sub>2</sub> de todas las que han sido analizadas pero a su vez las de mayor contenido en MgO. A su vez las cloritas que se han generado a partir de la alteración de estas rocas suelen ser más ricas en MgO que las biotitas a partir las que se generan (Fig. V-3).

Finalizando con las biotitas, en la Fig V-4 se puede consultar el diagrama Al<sub>t</sub>-Mg\* [siendo Mg\* = Mg/(Mg+Fe)] con el que se distinguen las zonas que ocupan composicionalmente cada una de las biotitas de las muestras analizadas de entre los intrusivos en el distrito minero de Skellefte. La biotita parece mostrar una tendencia desde los términos más ricos en Mg y pobres en Al de los grupos GII-GIV y VIC hacia las biotitas más férricas y ricas en Al en el grupo GI SSE. Los grupos GI Core y GI WSW presentan unos valores casi idénticos en Al con un rango de 2.80 a 3.10 Al<sub>t</sub> apfu, pero se diferencian en una relación Mg\* mayor en el caso de GI Core con un valor medio mayor a 0.50, siendo siempre dicha relación menor a 0.50 en el caso de las muestras de GI WSW. Las muestras de Klockträsk y Rengård muestran un comportamiento inverso al comentado para las muestras de GI Core y GI WSW. Estas dos intrusiones satélite de GI tienen valores muy similares en cuanto a la relación Mg\* entre 0.30 y 0.45. Pero en cuanto al aluminio las muestras de Klockträsk son mucho más pobres que las de Rengård, con un valor medio de 2.90 para los primeros y de 3.10 Al<sub>t</sub> apfu para la segunda.

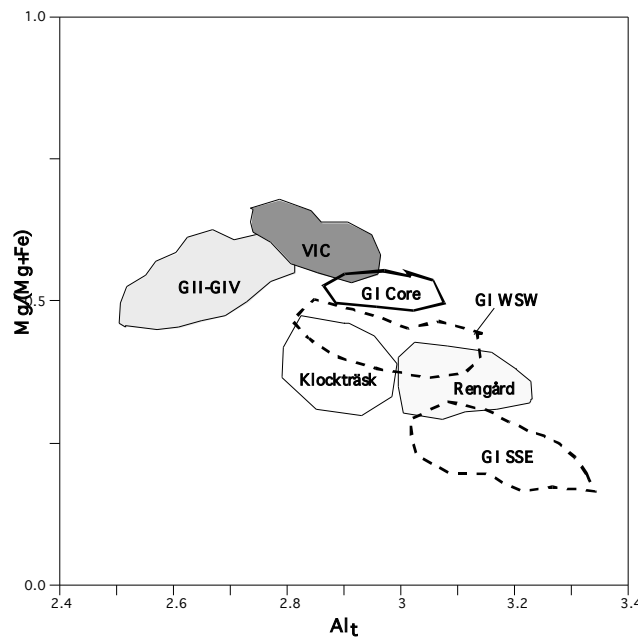
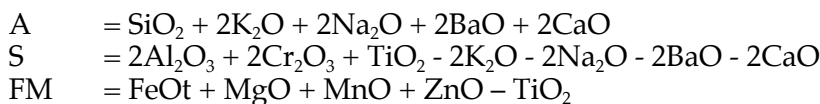


Fig. V-4. Diagrama Al<sub>t</sub>-Mg\* de biotitas de los grupos de muestras analizadas.  
Diagram Al-Mg\* biotites.

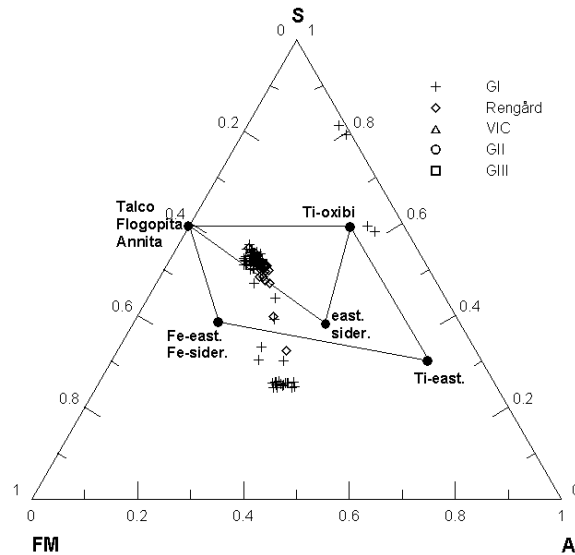
La variación en la composición de las micas es bastante compleja e implican intercambios en Fe/Mg, además importantes sustituciones de los elementos Ti y Al. La primera aproximación a los mecanismos de sustitución acoplada es la del diagrama S-A-FM de Dymek (1983), en éste se representan los términos extremos posibles de los diferentes mecanismos de sustitución. Los vértices del diagrama A-S-FM se define por los siguientes valores:



Según Dymek (1983) los mecanismos principales son:

Al:	$(R^{2+})^{VI} + Si^{IV}$ $3(R^{2+})^{VI}$	$= Al^{IV} + Al^{VI}$ $= 2Al^{VI} + (\#)$	Al-Tschermak Dioctaédrica-trioctaédrica
Ti:	$(R^{2+})^{VI} + 2Si^{IV}$ $Al^{VI} + Si^{IV}$ $2Al^{VI}$ $2(R^{2+})^{VI}$ $2(R^{2+})^{VI} + 2(OH^-)$	$= 2Al^{IV} + Ti^{VI}$ $= Al^{IV} + Ti^{VI}$ $= Ti^{VI} + (R^{2+})^{VI}$ $= Ti^{VI} + (\#)$ $= Ti^{VI} + 2(O^{2-}) + H_2$	Ti-Tschermak Acoplada a 3 Ti-espinela Ti-vacancia Ti-oxibiotita

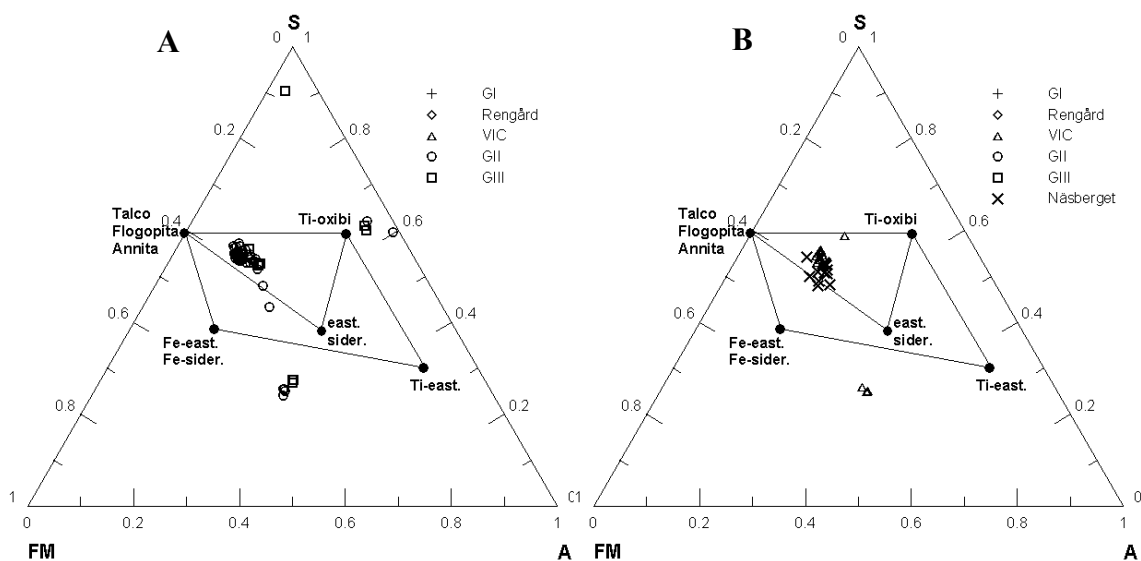
En la **fig. V-5** se han representado las biotitas de las rocas de GI de JGC y tonalitas hornbléndicas de VIC. La gran mayoría de las muestras se ajustan a la línea de annita-eastonita que representa la sustitución acoplada tipo Al-Tschermak. El resto de muestras que no se ajustan a la línea annita-eastonita se corresponden con las biotitas parcialmente alteradas a clorita, éstas siguen la línea annita-Fe-eastonita indicando sustitución férrica en las micas tipo ferroeastonita. También parecen variar ligeramente en el sentido de la Ti-eastonita por lo que es posible cierta participación de sustituciones acopladas tipo Ti-Tschermak.



**Fig. V-5:** diagrama ternario A-S-FM de Dymek (1983) para las micas de GI y Rengård.  
*A-S-FM ternary diagram of the GI and Rengård micas (Dymek, 1983).*

Las micas de las muestras de GII y GIII se disponen paralelas a la línea de annita-eastonita, indicando el proceso de sustitución acoplada tipo Al-Tschermak como el que actúa en la variación de composiciones de este grupo de minerales. Sólo algunas muestras se desvían ligeramente las cuales se corresponden con las micas parcialmente alteradas a minerales del grupo de las cloritas (**Fig. V-6A**).

En el diagrama A-S-FM de las micas de VIC y Näsberget (**Fig. V-6B**) se observa que, aunque la mayor parte de las muestras se encuentran dentro del triángulo eastonita-annita-oxibiotita, la variación en las composiciones se dispone paralela a la línea annita-Fe-eastonita. Esta variación indica sustitución férrica en las micas tipo ferroeastonita. Fuera de la zona de composiciones principales se localizan las muestras de mica de VIC parcialmente cloritizadas.



**Fig. V-6:** diagrama ternario A-S-FM de Dymek (1983) para las micas de **A)** GII-GIII y **B)** Näsberget y VIC. A-S-FM ternary diagram of the **A)** GII-GIII and **B)** Näsberget and VIC micas (Dymek, 1983).

### V.2.1.2 Cloritas

La naturaleza de la clorita en las rocas del Complejo de Granitoides de Jörn e intrusiones asociadas es secundaria. No aparece clorita en todas las muestras que hemos utilizado para el estudio de química mineral, puesto que están presentes generalmente en las rocas de la fase intrusiva GI de Jörn y en la intrusión de Klockträsk. También puede encontrarse en alguna muestra del tipo GII-GIV aunque de un modo casi testimonial. Normalmente la clorita aparece sustituyendo a la biotita magmática o bien disponiéndose en fracturas, a veces también puede encontrarse clorita asociada a mica blanca u otros productos de alteración como epidota o carbonatos.

En la **fig. V-7A** ha sido representado  $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$  apfu frente a  $\text{Fe}^*$  [ $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ] para clasificar las cloritas de JGC (Hey, 1954; Lozano and Bernal, 2005). La rutina para realizar los cálculos de fórmula estructural han sido los mismos que los utilizados para la biotita. En este caso al no ser muchas las muestras que contienen clorita se ha decidido utilizar, además de los símbolos de los grupos, una leyenda de color específica para cada una de ellas. La clorita en las rocas de GI WSW presenta valores poco homogéneos (0.45-0.55 apfu) para la relación  $\text{Fe}^*$  lo cual indica cierta sustitución de Mg por Fe en las cloritas de este grupo. Por el contrario  $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$  para este grupo de rocas muestra gran homogeneidad, con valores entorno a 1.20 apfu quedando a caballo en el límite entre Diabantita y Picnoclorita. Las muestras con clorita del grupo GI Core presentan valores muy homogéneos en la relación  $\text{Fe}^*$  (0.45-0.50) pero a diferencia de las otras muestras de la fase GI ésta tiene una variación mayor en el contenido en  $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$  con un rango de valores de 1.40 a 1.70 Si apfu, por tanto se clasifican a caballo entre Rapidolita y Picnoclorita.

En lo referente a las cloritas de las muestras de Klockträsk (JO03-80a, -81) y GI SSE (JO03-35a), al igual que las biotitas a partir de las que se originan, son los grupos con las cloritas más férricas teniendo la relación  $\text{Fe}^*$  un valor aproximado a 0.70, pero con los mismos contenidos en  $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$  que el resto de muestras de GI exceptuando a GI Core. Quedan en el límite de campos entre la Diabantita y la Picnoclorita.

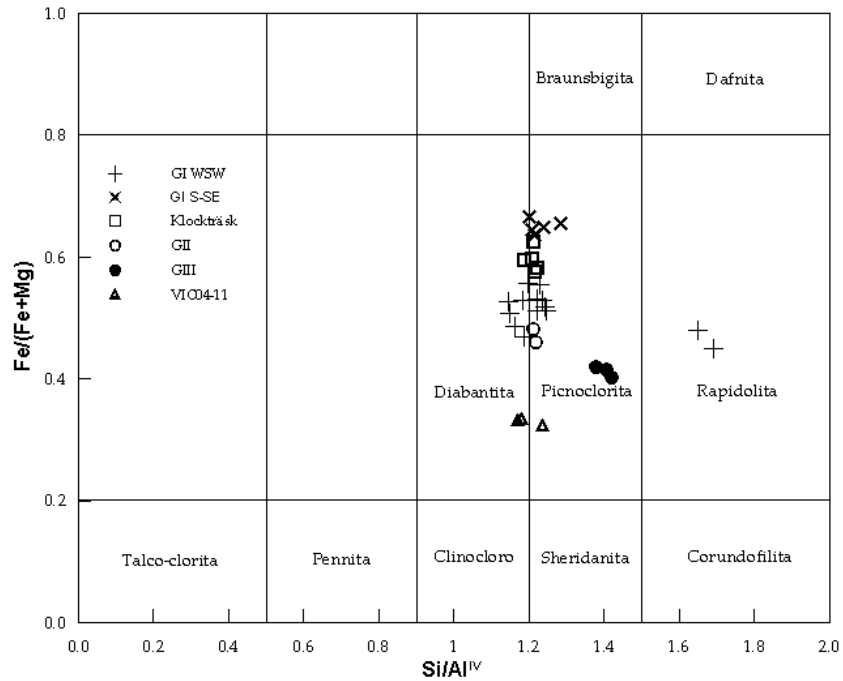


Fig. V-7A. Diagrama para clasificación de minerales del grupo de las cloritas  $Si/Al^{IV}$  apfu frente a  $Fe^*$  [ $Fe/(Fe+Mg)$ ].  
Classification diagram of chlorite:  $Si/Al^{IV}$  apfu vs.  $Fe^*[(Fe+Mg)]$ .

La clorita de las muestras tipo GII-GIV presenta una variación en su composición de  $Si/Al^{IV}$  relativamente importante, con un rango entre 1.20 y 1.45 (Fig. 4.XX5). Al mismo tiempo los valores en la relación  $Fe/(Fe+Mg)$  son también relativamente variables. De cualquier modo quedan clasificadas dentro del campo de las Picnocloritas. La muestra de VIC que al ser la más rica en Mg es la que presenta menores valores en  $Fe^*$  (alrededor de 0.30), se sitúa como la mayoría de las muestras de GI entorno a 1.20 en la relación  $Si/Al^{IV}$  que es el límite entre Diabantita y Picnoclorita.

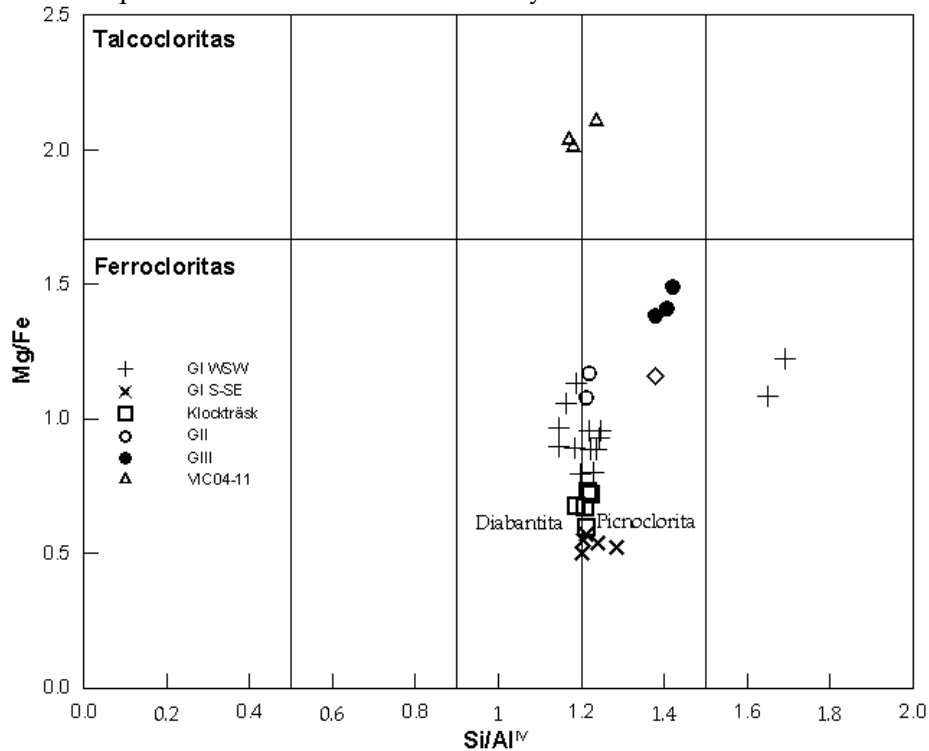
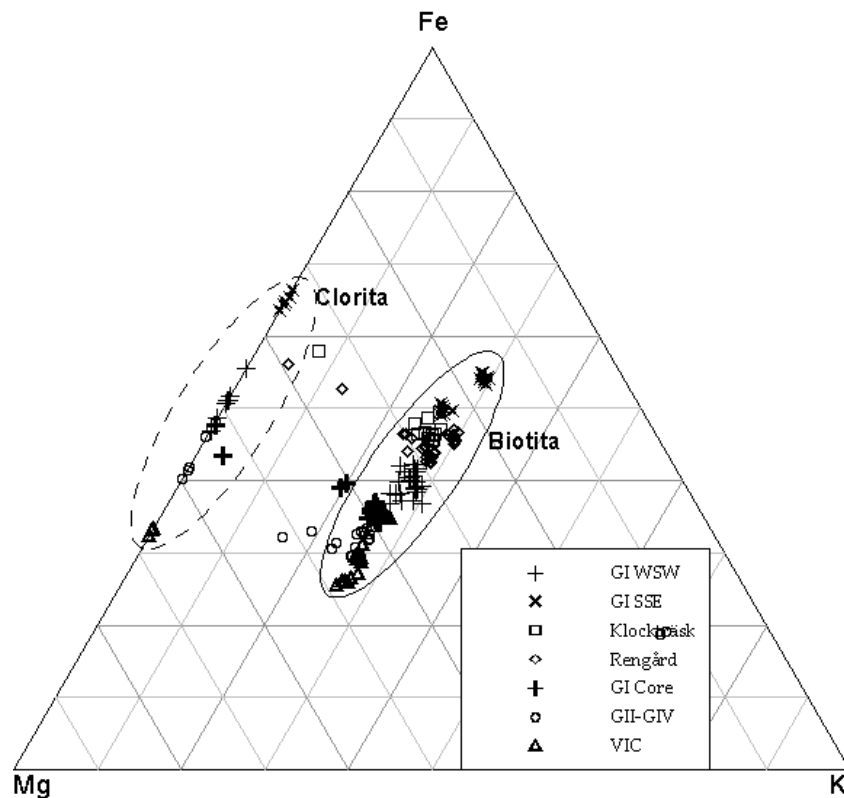


Fig. V-7B. Diagrama para diferenciación entre talcochloritas y ferrochloritas  $Mg/Fe$  vs.  $Si/Al^{IV}$ .  
Diagram to distinguish talcochlorites and ferrochlorites  $Mg/Fe$  vs.  $Si/Al^{IV}$ .

En el diagrama V-7B se han diferenciado los dos grandes grupos de cloritas. Para ello se ha utilizado la relación  $Si/Al^{IV}$  frente a  $Mg/Fe$ , obteniendo los campos característicos para las Talcocloritas y las Ferrocloritas. Únicamente las cloritas de VIC caen dentro del grupo de las Talcocloritas, siendo la clasificación como Ferrocloritas para el resto de muestras de JGC en todas sus fases.

En el apartado de *Petrografía y mineralogía* de este capítulo se ha descrito que fundamentalmente el origen de la clorita es por alteración hidrotermal de la biotita, lo que podríamos definir como cloritización de la biotita. Este proceso de alteración de biotita y transformación en clorita queda también reflejado en la composición química de los cristales de biotita. Para exponer dicho proceso en la **fig. V-8** se ha representado el diagrama ternario K-Fe-Mg (apfu), en éste puede observarse que entre los campos de composición de la biotita y de la clorita aparecen varios cristales con composiciones intermedias.

Los términos intermedios a los campos de la biotita y clorita se corresponden con cristales que no han sido cloritizados completamente, manteniendo éstos propiedades intermedias a la biotita y clorita. Cuando un cristal de biotita empieza a ser cloritizado son el K y el Ti los primeros elementos que se movilizan, de ahí a que la relación Fe-Mg se mantenga aproximadamente constante, mientras que la disminución del K (alejamiento del vértice K) es evidente. Generalmente, las propiedades ópticas de los cristales que no han sido totalmente cloritizados siguen siendo las de una biotita. Es común también que se generen bandas de clorita intercaladas entre las de biotita, según el sistema {001} paralelo al "eje c".



**Fig. V-8.** Diagrama triangular K-Fe-Mg para biotitas y cloritas.  
Ternary diagram K-Fe-Mg for biotites and chlorites.

### V.2.1.3 Anfíboles.

El anfíbol no está presente en todas las fases de JGC. Aparece en las tonalitas de GI de la zona oeste y noroeste donde los efectos de la alteración hidrotermal no han sido

importantes o no ha existido alteración. En las áreas de mayor alteración hidrotermal el anfíbol ha sido completamente sustituido y no quedan relictos de éstos, estas zonas con mayor alteración son el sur y este del Complejo de Jörn. En la fase GIIa (granodiorita con anfíbol y biotita) y GIIb (cuarzo-monozodiorita con piroxeno) el anfíbol es una especie mineral omnipresente. En la leuco-granodiorita GIII y la microleuco-granodiorita de GIV el anfíbol no es una fase mineral primaria ni secundaria.

Entre las intrusiones asociadas a JGC el anfíbol aparece en la tonalita de Rengård pero no en la de Klockträsk ambas tipo GI. Además, anfíboles tipo hornblenda están presentes en la intrusión de Stavaträsk.

En el Complejo Intrusivo de Viterliden (VIC) el anfíbol está presente sólo en la fase denominada tonalita hornbléndica, la cual estrictamente es una metatonalita hornbléndica o cuarzo-anfibolita. El anfíbol habitualmente está presente en todas las fases estudiadas del gabro bandeado de Näsberg.

El estudio petrográfico indica que la mayoría de los anfíboles son cálcicos (hornblenda y actinolita principalmente), excepto para las muestras de Rengård en las que parte de los anfíboles son tipo hastingsita. La fórmula estructural de los anfíboles ha sido calculada en base a la existencia de 23 oxígenos respecto a un total de 13 cationes (excluyendo Ca, Na, K). Debido a que los análisis de microscopio electrónico o de microsonda electrónica no proporcionan el estado de oxidación del Fe, se ha usado la ecuación de Droop (Droop, 1987) para estimar el  $Fe^{3+}$  de cada uno de los anfíboles. En el caso de 13 cationes utilizado la ecuación es la siguiente:

$$Fe^{3+} = 2 \times (n^{\circ} \text{ oxígenos}) \times (1-13/\Psi)$$

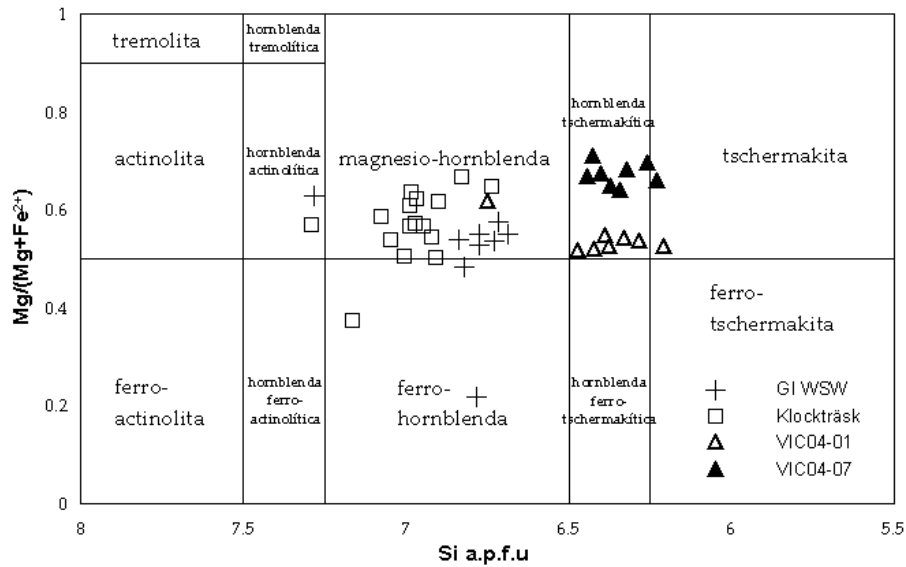
En la que  $n^{\circ} \text{oxígenos}$  es 23; y  $\Psi$  es la suma de los cationes por fórmula unidad presentes en el anfíbol, excluyendo a Ca, Na y K, es decir:

$$\Psi = \sum(\text{Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Zr})$$

El anfíbol de la fase GI únicamente se conserva en las zonas menos alteradas, éste es fundamentalmente magnesio- o ferro-hornblenda, con algunos de estos cristales parcialmente alterados a hornblenda actinolítica. En la **fig. V-7** se puede ver la representación de los anfíboles de GI según la clasificación propuesta por Leake (Leake, 1978). Estos cumplen que la suma de los cationes Na y K a.p.f.u en los huecos M4 es menor a 0.50 [ $(Na+K)_A < 0.50$ ] y el Ti a.p.f.u es menor a 0.50 [ $Ti < 0.50$ ]. además de anfíboles de los grupos GI WSW y Klockträsk, se han incluido los anfíboles de naturaleza ígnea de Rengård y los de las muestras de VIC.

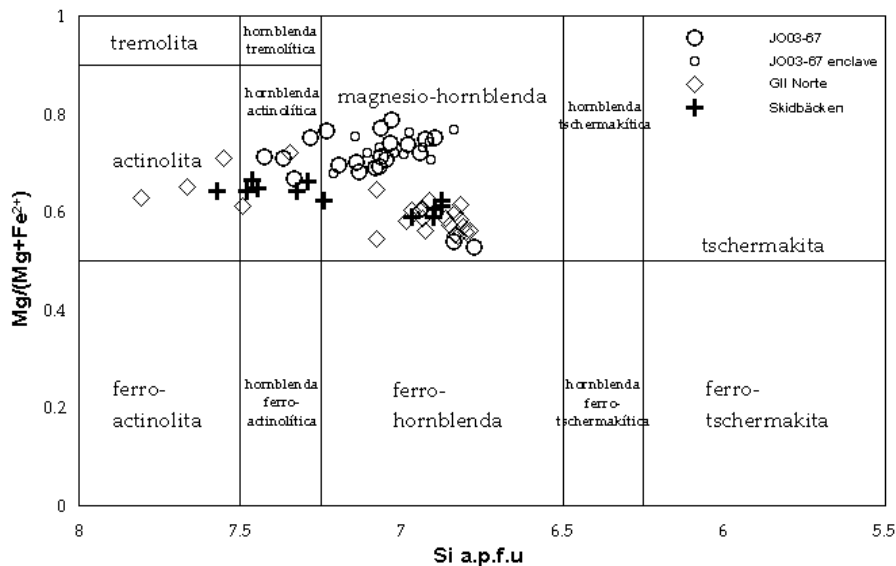
Los anfíboles de GI WSW y Klockträsk, aunque son magnesio-hornblendas, se sitúan muy cerca del límite con la ferro-hornblenda. Ambos grupos tienen una composición en  $Mg^*$  [ $Mg/(Mg+Fe)$ ] muy parecida aunque se diferencian por el Si apfu que es menor en las muestras del grupo GI WSW que en las de la intrusión de Klockträsk. Los cristales algo alterados se corresponden químicamente con hornblenda actinolítica.

Con los círculos de color rojo y azul, VIC04-01 y VIC04-07 respectivamente, se han representado las muestras de VIC que contienen anfíboles. Los anfíboles de ambas muestras se clasifican fundamentalmente como tschermakita o hornblenda tschermakítica. Entre estos anfíboles, los de la muestra VIC04-01 son sistemáticamente menores en la relación  $Mg^*$  que los de la muestra VIC04-07, sólo uno de los anfíboles de VIC se clasifica como magnesio-hornblenda.



**Fig. V-9.** Diagrama de clasificación de anfíboles de GI y VIC.  $[(Na+K)_A < 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .  
*Amphibole classification diagram of GI and VIC.  $[(Na+K)_A < 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .*

Los anfíboles que encontramos en la fase GII del Complejo de Granitoides de Jörn están inalterados, puesto que estas intrusiones son posteriores a los procesos de deformación, alteración hidrotermal y metamorfismo acontecidos en el Distrito de Skellefte (González-Roldán et al., 2006). Podemos considerar por tanto que todas las fases minerales analizadas son de carácter magmático, y en ningún caso metamórficas como en el caso de algunos minerales en la fase intrusiva GI o Rengård. En la **fig. V-10** se puede ver la representación de los anfíboles de la fase GII. En las muestras de GII los anfíboles son generalmente más ricos en  $Fe^{2+}$  que en las rocas de la fase GI analizados. Aunque estos anfíboles, al igual que GI son magnesio-hornblendas en su mayoría, es muy común también la existencia de hornblenda actinolítica y actinolita.



**Fig. V-10.** Diagrama de clasificación de anfíboles de GII.  $[(Na+K)_A < 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .  
*Amphibole classification diagram of GII.  $[(Na+K)_A < 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .*

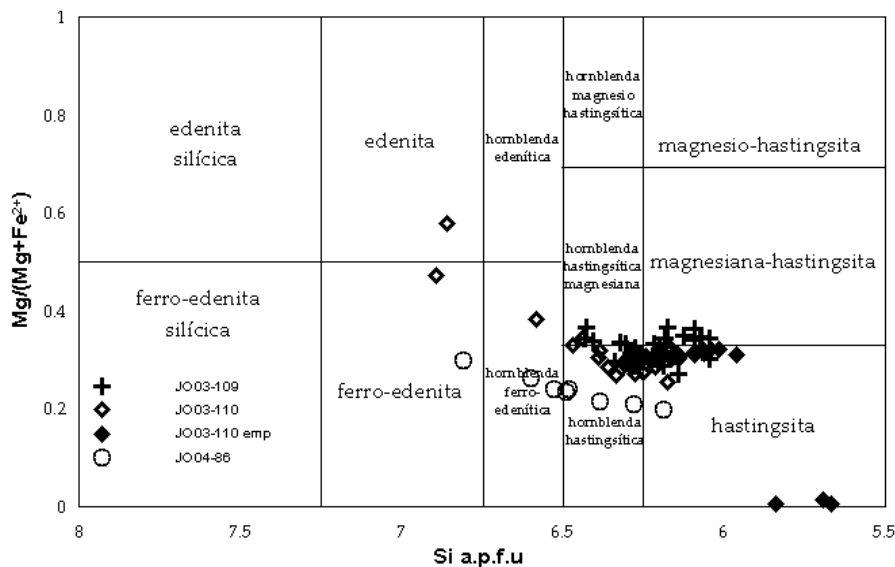
Las muestras de GII cumplen en la clasificación de anfíboles (Leake, 1978) la suma de los cationes Na y K apfu en los huecos M4 es menor a 0.50 y el Ti apfu es menor a 0.50

$[(Na+K)_A < 0.50; Ti < 0.50]$ . Los anfíboles de la muestra JO03-38b (Skidbäcken) también se incluyen en esta misma clasificación, exceptuando el que se encuentra dentro del campo de la hornblenda actinolítica (Fig. V-10) que aunque composicionalmente se corresponde con un anfíbol tipo edenita silícica  $[(Na+K)_A \geq 0.50; Ti < 0.50; Fe^{3+} \leq Al^{IV}]$  se ha decidido representar con el resto.

La muestra JO03-67 contiene enclaves microgranudos por lo que se han representado por separado tanto los anfíboles de la muestra como de los enclaves. Como se observa en el gráfico ambos anfíboles muestran una composición prácticamente idéntica, sin ninguna diferencia relevante. Todos estos anfíboles son magnesio-hornblenda a excepción de algún cristal que se clasifica como hornblenda actinolítica o está cerca del límite con la ferro-hornblenda.

Las subgrupos que se han definido como GII Norte (JO04-34, JO04-42 y 24k104) y el denominado Skidbäcken (JO03-38b) muestran una composición de anfíboles muy similar. Por un lado ambos tienen un importante número de cristales que se clasifican como magnesio-hornblenda pero cerca del límite con la ferro-hornblenda, y otro grupo de cristales con composición de hornblenda actinolítica o actinolita.

Un caso especial dentro de los anfíboles de la fase GI son aquellos que están presentes en la pequeña intrusión de Rengård. Ya han sido representados aquellos que por petrografía han sido descritos como ígneos, en el siguiente gráfico se representan los anfíboles descritos como metamórficos. Los anfíboles metamórficos se diferencian claramente a partir de las relaciones texturales con los otros cristales y también debido a las propiedades ópticas que se observan de los mismos. Las muestras que contienen estos anfíboles son las de la intrusión de Rengård (JO03-108, -109, -110) y la muestra JO04-86 en las cercanías de la ciudad de Jörn (cima del Norr-Jörnsberget). Al ser los resultados de JO03-109 en SEM y EPMA prácticamente idénticos, se han introducido en este diagrama como una única muestra.



**Fig. V-11A.** Diagrama de clasificación de anfíboles de Rengård y Nör-Jörnsberget.  $*[(Na+K)_A < or > 0.50], [Ti < 0.50], *$ ver texto.  
*Amphibole classification diagram of Rengård and Nör-Jörnsberget.  $*[(Na+K)_A < or > 0.50], [Ti < 0.50].$*

El anfíbol metamórfico para las muestras JO03-108, JO03-109, JO03-109epma y JO03-110 por su composición química se clasifica como hornblenda ferro-tschermakítica o ferro-tschermakita. En nuestro caso y según la clasificación utilizada, el límite composicional para diferenciar entre anfíboles sería de  $(Na+K)_A < 0.50$  para tschermakita y de  $(Na+K)_A > 0.50$  en el caso de la hastingsita. A pesar de que la suma

catiónica de Na+K no es superada por ninguno de los anfíboles analizados para las muestras antes mencionadas, por sus propiedades ópticas éstos habrían de clasificarse como anfíboles cálcicos ricos en Na y K (hastingsita y hornblenda hastingsítica). Según se puede observar en el **Anexo IV** la suma de Na+K aunque no llega a 0.50 en estas muestras, realmente la distancia hasta ese valor no es demasiado grande, situándose la mayoría de éstas en valores superiores a 0.40 apfu para la suma de estos cationes.

Para los anfíboles estudiados en la muestra JO03-110epma la suma catiónica Na+K en los huecos "A" supera el valor de 0.50 apfu, además debido a sus propiedades ópticas la clasificación obtenida como hastingsita es correcta. Los tres anfíboles analizados de JO03-110epma que se localizan en la parte más baja de la zona de la hastingsita, se corresponden por su composición química con anfíboles tipo ferro-pargasita. En éstos el Mg0 no es en ningún caso superior al 1%. La textura de estos anfíboles indica que se corresponden con minerales secundarios, el tamaño de los cristales de ferro-pargasita es de 15-20  $\mu\text{m}$ . Estos cristales están incluidos en "clots" de biotita, anfíbol y apatito al borde de hornblendas ígneas (**foto V-80**).

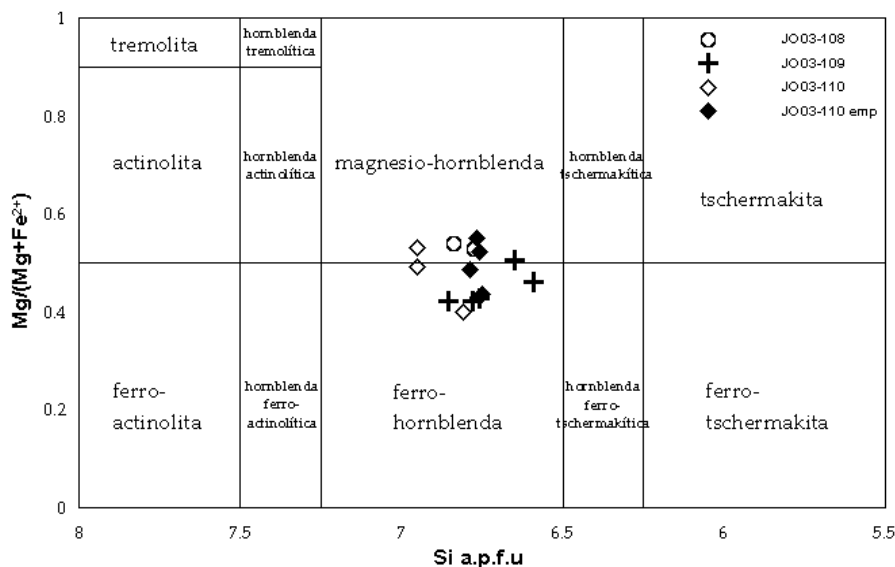
La muestra JO03-110 (SEM-EDS) la composición de los anfíboles está fundamentalmente en el límite entre la hastingsita y la hornblenda hastingsítica, con predominio de este segundo tipo de anfíbol. Sólo alguno de los cristales se clasifica en el campo de la edenita, ferro-edenita y hornblenda ferro-edenítica. Los anfíboles de las muestras de JO03-109 se encuentran en el límite composicional entre hastingsita y hastingsita-magnesiana por su contenido en  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ , además de encontrarse también en el límite con hornblenda hastingsítica y hornblenda hastingsítica magnesiánica definidos por un contenido superior a 6.25 Si apfu. La muestra JO04-86 se corresponde con la fase GI en las proximidades de la ciudad de Jörn y contiene anfíboles de origen metamórfico. Como se ha mencionado en el apartado dedicado a la petrografía, en lo referente a texturas y propiedades ópticas estos anfíboles son muy similares a los de la intrusión satélite de Rengård. Estos anfíboles presentan un rango de composición de 6.20 a 6.80 en Si apfu y de  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  de 0.20 a 0.30, lo que los clasifica desde hastingsita hasta ferro-edenita, pasando por hornblenda hastingsítica y hornblenda ferro-edenítica. Los contenidos de estos anfíboles en la relación  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  son siempre menores a los que poseen los anfíboles de las diferentes muestras de Rengård.

En la **Fig. V-11B** se ha representado la composición de los relictos ígneos de los cristales de anfíbol de Rengård. Estos poseen valores de Si apfu muy similares a los de GI WSW y Klockträsk (6.50 a 7.00) pero son más pobres en Mg y ricos en Fe que estos, puesto que en la relación  $\text{Mg}^*$  son siempre menores a 0.50. Todos estos anfíboles se clasifican en el límite entre el campo de las ferro-hornblendas con el de magnesio-hornblenda.

Los relictos de JO03-108 se clasifican como magnesio-hornblenda pero cerca del límite con la ferro-hornblenda. El caso inverso es el de las muestras de JO03-109 en el que aunque todos los cristales poseen composición de ferro-hornblenda, éstos se localizan composicionalmente muy cerca del límite con la magnesio-hornblenda. Los anfíboles de JO03-110 se localizan justo entre ferro- y magnesio-hornblendas.

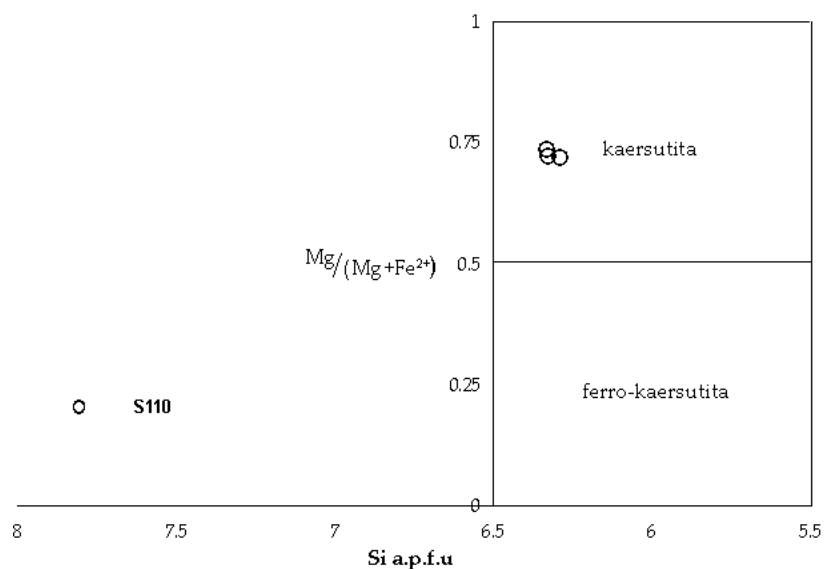
Al norte del Complejo de Granitoides de Jörn se encuentra el Gabro bandeado de Näsberg. El anfíbol no es la fase máfica más común en estas rocas y no están presentes en todas las fases determinadas, por ello los datos de química mineral en este apartado son escasos. En Näsberg el anfíbol existente aparece generalmente en las bandas de gabronorita y gabronorita olivínica; además, al constituir esta intrusión un complejo bandeado, los anfíboles no muestran homogeneidad en su composición química. Fundamentalmente los tipos de anfíbol que existen en Näsberg son pargasita, hastingsita y kaersutita. Las muestras que contienen hastingsita comúnmente también

presentan anfíboles tipo magnesio hornblenda. En el **Anexo IV** puede consultarse la relación de anfíboles existentes en cada una de las bandas del gabro de Näsberg.



**Fig. V-11B.** Diagrama de clasificación de los relictos de anfíboles ígneos de Rengård.  $[(Na+K)_A < 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .  
*Amphibole classification diagram of Rengård igneous relicts.  $[(Na+K)_A < 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .*

El anfíbol de la muestra SNAI 110 (S110) es de tipo kaersutita, según la clasificación de Leake (Leake, 1978). Éstos son anfíboles cálcicos que en Ti apfu superan el valor de 0.50  $[Ti > 0.50]$ . En el diagrama V-12 puede verse la representación de los mismos, en el que todos ocupan la zona de la kaersutita. Además esta kaersutita se caracteriza por una alta relación  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  con valores alrededor de 0.75.

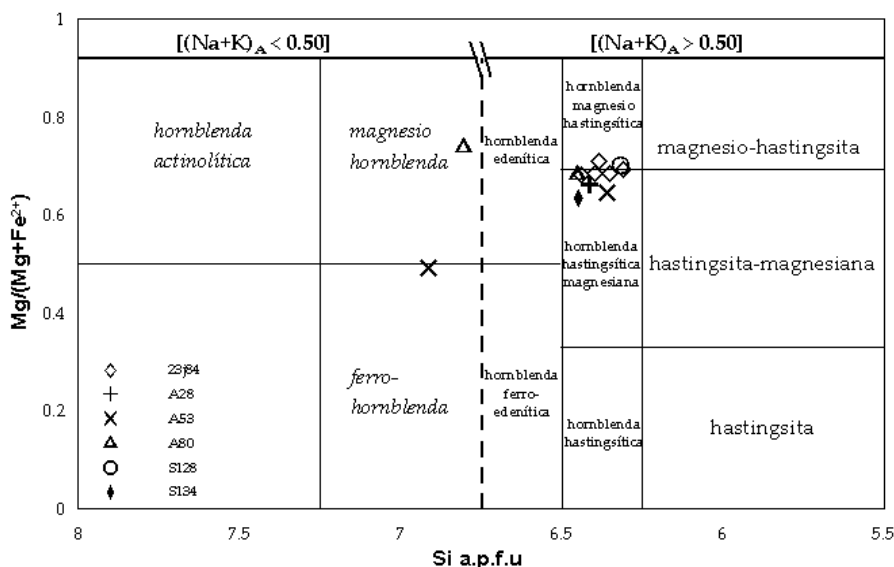


**Fig. V-12.** Diagrama de clasificación de anfíboles kaersutíticos de Näsberg.  $[Ti > 0.50]$ .  
*Amphibole classification diagram of Näsberg kaersutite.  $[Ti > 0.50]$ .*

Exceptuando el caso de la muestra SNAI 110 en el que el anfíbol es de tipo kaersutita, en el resto de las muestras que contienen anfíbol tomadas de Näsberg en las que éste ha sido analizado, pueden diferenciarse en dos grupos en términos de composición. El primer grupo lo componen anfíboles del grupo de las hornblendas como son la magnesio hornblenda, ferro hornblenda y la hornblenda actinolítica; este grupo de

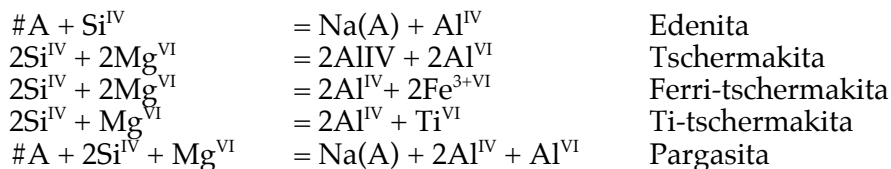
anfíboles se caracteriza porque suma de cationes en huecos tipo "A" es menor a 0.50  $[(Na+K)_A < 0.50]$ . Estos son los anfíboles de las muestras A53 y A80 que se clasifican como magnesio-hornblenda o en el límite con la ferro-hornblenda.

El segundo grupo de anfíboles lo forman aquellos cuya suma de cationes en "A" es superior a 0.50  $[(Na+K)_A \geq 0.50]$ , éstos se sitúan fundamentalmente en el límite de los campos de composición de los anfíboles tipo hastingsita. En el **Anexo IV** puede verse la composición química y la fórmula estructural de los anfíboles de Näsberg. Esa es la clasificación más habitual de estos anfíboles, fundamentalmente están en el límite entre la hornblenda magnesio hastingsítica y la hornblenda hastingsítico magnesiana.



**Fig. V-13.** Diagrama de clasificación de anfíboles de Näsberg.  $[(Na+K)_A < y > 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .  
*Amphibole classification diagram Näsberg.  $[(Na+K)_A < and > 0.50]$ ,  $[Ti < 0.50]$ .*

Los anfíboles de las muestras de GI, especialmente las de Rengård, muestran una variedad de composiciones importante. En muchos casos la variedad de tipos de anfíbol es observable mediante el estudio petrográfico, en otros casos cristales idénticos muestran variedad composicional. Estas variaciones de composición responden a mecanismos de sustitución acoplada tanto en los procesos de cristalización como durante el metamorfismo. Los principales mecanismos de sustitución en anfíboles cálcicos son los de edenita, tschermakita y pargasita (Spear, 1981; Leake, 1978; Leake, 1997; Leake et al., 2004):



Las sustituciones tipo pargasita y edenita implican la entrada de Al en posición tetraédrica ( $Al^{IV}$ ), la cual genera una vacancia en la posición A(#A). Para estimar la participación de este tipo de sustitución se ha elaborado el diagrama  $Al^{IV}$  vs. suma (A) (**Fig. V-14**). Cada línea representa un tipo de sustitución, 2:1 Pargasita representa la entrada de dos partículas de  $Al^{IV}$  acoplada a una vacancia en posición A(#A). La entrada 1 partícula de  $Al^{IV}$  generando una vacancia se representa por la línea 1:1 Edenita.

Las muestras de GI, VIC y Rengård se disponen dispersas sin organización paralela a ninguna de las pendientes que representan la sustitución de edenita o pargasita. Las muestras de GII tienen una pendiente paralela a la de la sustitución tipo pargasita, variando desde las composiciones tipo tremolita en el origen de coordenadas paralelamente a la línea 2:1 PARGASITA (Fig. V-14).

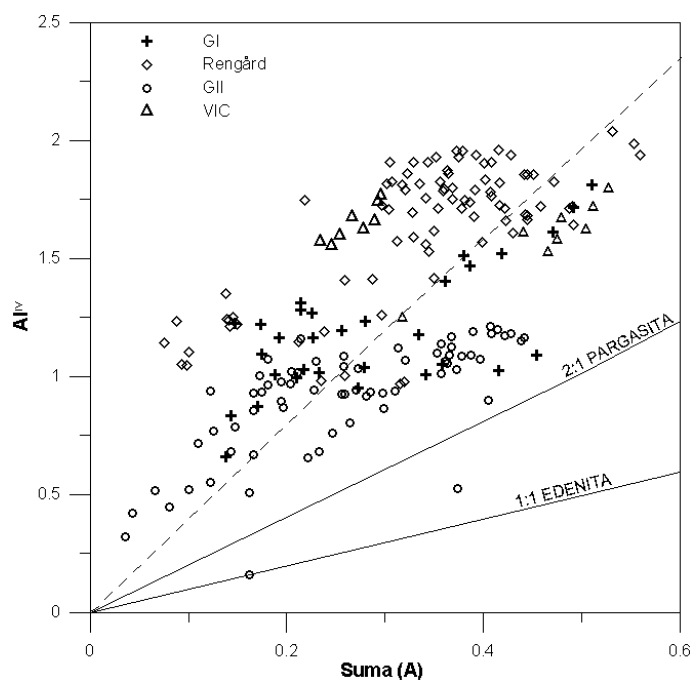


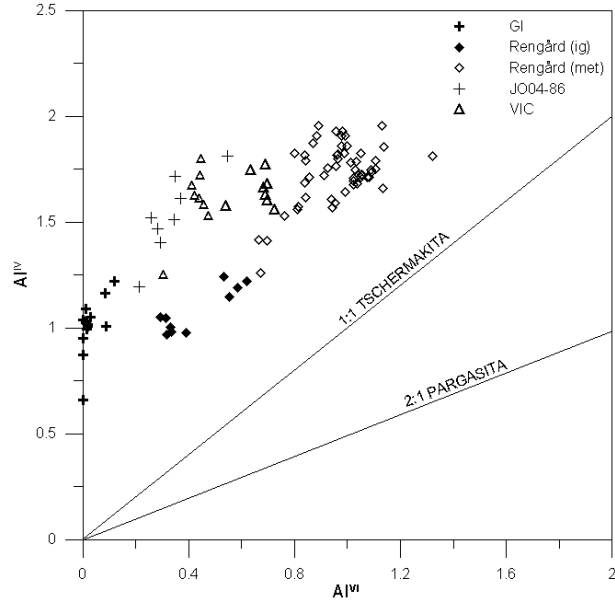
Fig. V-14: diagrama  $Al^{IV}$  vs. suma (A) de los anfíboles de JCG y VIC. Representación de procesos de sustitución acoplada de edenita y pargasita. La línea discontinua indica las composiciones de anfíboles tipo hornblenda.

La sustitución tipo tschermakita implica la entrada de  $Al^{IV}$  y  $Al^{VI}$  por  $Si^{IV}$  y  $Mg^{VI}$ , por lo que en el diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  queda reflejado este proceso. Al ser una sustitución acoplada de 1:1 si se produce ésta las muestras han de definir una línea con pendiente igual a 1 (Fig. V-15). En la representación se han omitido los anfíboles de GII al presentar una distribución no asociada a este proceso de sustitución. De entre las muestras de GI se ha destacado la de JO04-86 que contiene anfíboles de origen metamórfico, como ya fue descrito durante la petrografía. Los anfíboles de las muestras de Rengård han sido diferenciados entre ígneos (ig) y metamórficos (met) en función de sus propiedades petrográficas y químicas.

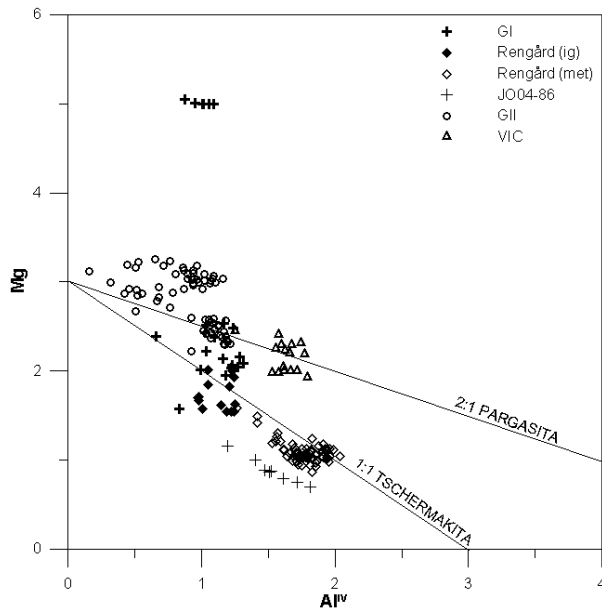
Los anfíboles de la muestra de JO04-86 se disponen paralelos a la línea de sustitución para la tschermakita, además se correlacionan con los anfíboles ígneos del resto de muestras de GI no metamorizados. Esto indica que probablemente el proceso de recristalización durante el metamorfismo de los anfíboles de GI se produce por sustitución acoplada tipo tschermakita. El mismo proceso se identifica para las muestras de Rengård, donde los anfíboles metamórficos se disponen paralelos a la línea de pendiente 1:1 tschermakita respecto de los anfíboles de Rengård identificados como ígneos (Fig. V-15). Es decir que los anfíboles metamórficos de Rengård, al igual que los de GI, se generan por sustituciones acopladas tipo tschermakita en los anfíboles ígneos (tipo hornblenda). Las muestras de VIC no se organizan paralelos a la pendiente de sustitución tipo tschermakita.

Para realizar una evaluación más detallada de los mecanismos de sustitución, especialmente de tschermakita, se ha representado el diagrama  $Mg$  vs.  $Al^{IV}$ . En este caso las muestras de anfíboles metamórficos tanto de Rengård como de JO04-86 se disponen linealmente paralelos a la línea de sustitución acoplada de tschermakita. Del

mismo modo que en el diagrama de  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$ , los análisis de anfíboles ígneos de muestras de G1 y Rengård se localizan paralelos a la línea de 1:1 tschermakita hacia el origen de coordenadas, cercanos a las composiciones de tremolita. Estos datos subrayan la generación de anfíboles metamórficos a partir de los ígneos por procesos de sustitución acoplada tipo tschermakita (**Fig. V-16**).



**Fig. V-15:** diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  para muestras de JGC y VIC. Representación de procesos de sustitución acoplada tipo tschermakita y pargasita.  
 $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  diagram for tschermakite and pargasite substitution of JGC and VIC.

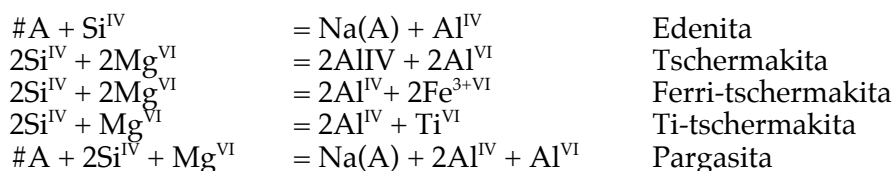


**Fig. V-16:** diagrama Mg vs.  $Al^{IV}$  para muestras de JGC y VIC. Representación de procesos de sustitución acoplada tipo tschermakita y pargasita.  
Mg vs.  $Al^{IV}$  diagram for tschermakite and pargasite substitution.

En el caso de los anfíboles de las muestras de GII, la mayor parte de las muestras se disponen paralelos a la línea de sustitución de pargasita (pendiente 2:1). Al igual que ocurre en el diagrama de  $Al^{IV}$  vs. suma (A), parte de los anfíboles se desvían ligeramente de la tendencia general de GII, esto puede implicar la participación de otros procesos de sustitución en algunos casos aislados o simplemente responden a dispersión de los análisis (**Fig. V-16**).

Los anfíboles de las muestras de VIC se agrupan en una zona del diagrama sin mostrar asociación alguna a las pendientes de los procesos de sustitución acoplada. El mayor grado metamórfico en esta zona puede haber homogeneizado la composición de todos los anfíboles sin dejar composiciones relictos o no haber sufrido ningún proceso de sustitución en su formación (**Fig. V-16**).

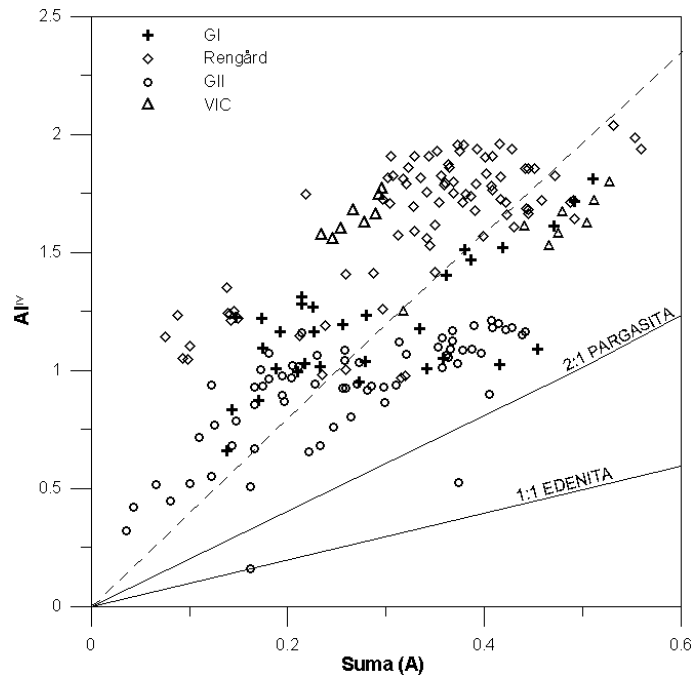
Los anfíboles de las muestras de GI, especialmente las de Rengård, muestran una variedad de composiciones importante. En muchos casos la variedad de tipos de anfíbol es observable mediante el estudio petrográfico, en otros casos cristales idénticos muestran variedad composicional. Estas variaciones de composición responden a mecanismos de sustitución acoplada tanto en los procesos de cristalización como durante el metamorfismo. Los principales mecanismos de sustitución en anfíboles cálcicos son los de edenita, tschermakita y pargasita (Spear, 1981; Leake, 1978; Leake, 1997; Leake et al., 2004):



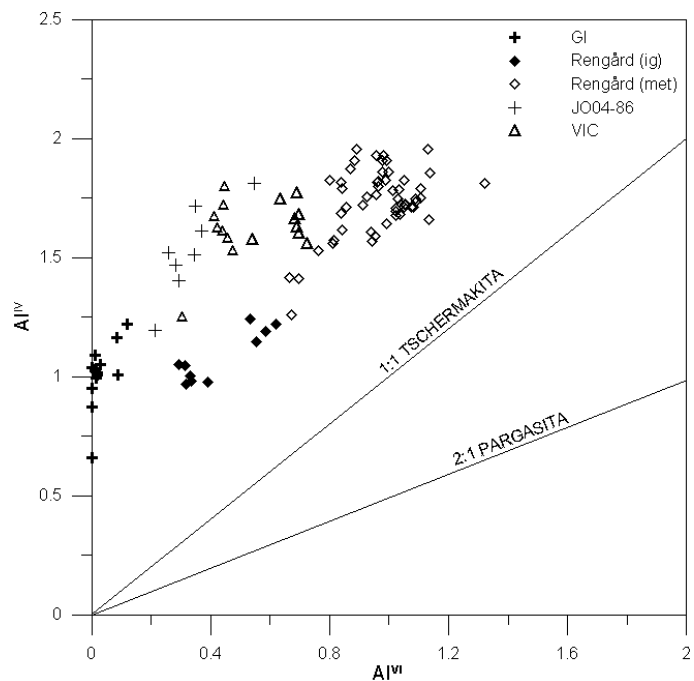
Las sustituciones tipo pargasita y edenita implican la entrada de Al en posición tetraédrica ( $Al^{IV}$ ), la cual genera una vacancia en la posición A(#A). Para estimar la participación de este tipo de sustitución se ha elaborado el diagrama  $Al^{IV}$  vs. suma (A) (**Fig. V-17**). Cada línea representa un tipo de sustitución, 2:1 Pargasita representa la entrada de dos partículas de  $Al^{IV}$  acoplada a una vacancia en posición A(#A). La entrada 1 partícula de  $Al^{IV}$  generando una vacancia se representa por la línea 1:1 Edenita.

Las muestras de GI, VIC y Rengård se disponen dispersas sin organización paralela a ninguna de las pendientes que representan la sustitución de edenita o pargasita. Las muestras de GII tienen una pendiente paralela a la de la sustitución tipo pargasita, variando desde las composiciones tipo tremolita en el origen de coordenadas paralelamente a la línea 2:1 PARGASITA (**Fig. V-17**).

La sustitución tipo tschermakita implica la entrada de  $Al^{IV}$  y  $Al^{VI}$  por  $Si^{IV}$  y  $Mg^{VI}$ , por lo que en el diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  queda reflejado este proceso. Al ser una sustitución acoplada de 1:1 si se produce ésta las muestras han de definir una línea con pendiente igual a 1 (**Fig. V-18**). En la representación se han omitido los anfíboles de GII al presentar una distribución no asociada a este proceso de sustitución. De entre las muestras de GI se ha destacado la de JO04-86 que contiene anfíboles de origen metamórfico, como ya fue descrito durante la petrografía. Los anfíboles de las muestras de Rengård han sido diferenciados entre ígneos (ig) y metamórficos (met) en función de sus propiedades petrográficas y químicas.



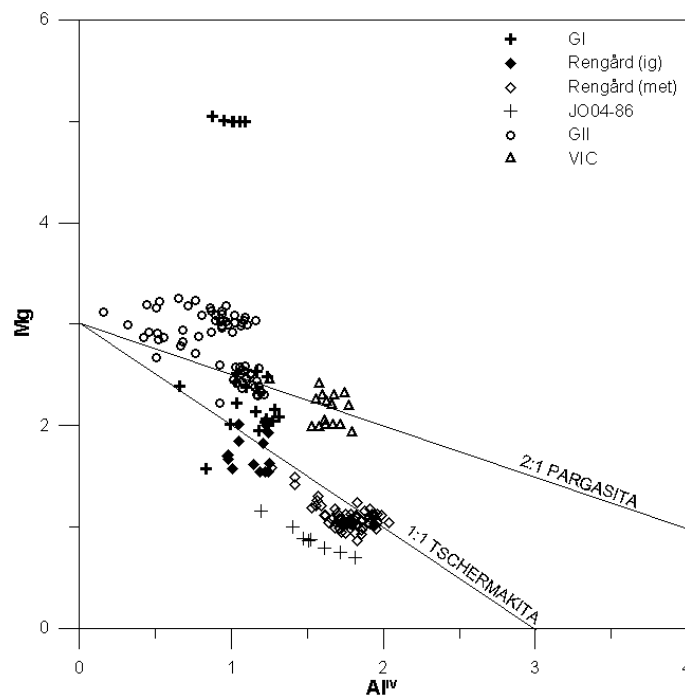
**Fig. V-17:** diagrama  $Al^{IV}$  vs. suma (A) de los anfíboles de JGC y VIC. Representación de procesos de sustitución acoplada de edenita y pargasita. La línea discontinua indica las composiciones de anfíboles tipo hornblende.  
 $Al^{IV}$  vs. *summa* (A) diagram of JGC and VIC amphiboles. Edenite and pargasite substitution is represented by 1:1 and 2:1 slopes respectively. The dashed line is hornblende.



**Fig. V-18:** diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  para muestras de JGC y VIC. Representación de procesos de sustitución acoplada tipo tschermakita y pargasita.  
 $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  diagram of JGC and VIC amphiboles. Tschermakite and pargasite substitution is represented 1:1 and 2:1 slopes respectively.

Los anfóboles de la muestra de JO04-86 se disponen paralelos a la línea de sustitución para la tschermakita, además se correlacionan con los anfóboles ígneos del resto de muestras de GI no metamorizados. Esto indica que probablemente el proceso de recristalización durante el metamorfismo de los anfóboles de GI se produce por sustitución acoplada tipo tschermakita. El mismo proceso se identifica para las muestras de Rengård, donde los anfóboles metamórficos se disponen paralelos a la línea de pendiente 1:1 tschermakita respecto de los anfóboles de Rengård identificados como ígneos (**Fig. V-17**). Es decir que los anfóboles metamórficos de Rengård, al igual que los de GI, se generan por sustituciones acopladas tipo tschermakita en los anfóboles ígneos (tipo hornblenda). Las muestras de VIC no se organizan paralelos a la pendiente de sustitución tipo tschermakita.

Para realizar una evaluación más detallada de los mecanismos de sustitución, especialmente de tschermakita, se ha representado el diagrama Mg vs. Al<sup>IV</sup>. En este caso las muestras de anfóboles metamórficos tanto de Rengård como de JO04-86 se disponen linealmente paralelos a la línea de sustitución acoplada de tschermakita. Del mismo modo que en el diagrama de Al<sup>IV</sup> vs. Al<sup>VI</sup>, los análisis de anfóboles ígneos de muestras de GI y Rengård se localizan paralelos a la línea de 1:1 tschermakita hacia el origen de coordenadas, cercanos a las composiciones de tremolita. Estos datos subrayan la generación de anfóboles metamórficos a partir de los ígneos por procesos de sustitución acoplada tipo tschermakita (**Fig. V-18**).



**Fig. V-19:** diagrama Mg vs. Al<sup>IV</sup> para muestras de JGC y VIC. Representación de procesos de sustitución acoplada tipo tschermakita y pargasita.  
*Mg vs. Al<sup>IV</sup> diagram of JGC and VIC amphiboles. Tschermakite and pargasite substitution is represented 1:1 and 2:1 slopes respectively.*

En el caso de los anfóboles de las muestras de GII, la mayor parte de las muestras se disponen paralelos a la línea de sustitución de pargasita (pendiente 2:1). Al igual que ocurre en el diagrama de Al<sup>IV</sup> vs. suma (A), parte de los anfóboles se desvían ligeramente de la tendencia general de GII, esto puede implicar la participación de otros procesos de sustitución en algunos casos aislados o simplemente responden a dispersión de los análisis (**Fig. V-19**).

Los anfíboles de las muestras de VIC se agrupan en una zona del diagrama sin mostrar asociación alguna a las pendientes de los procesos de sustitución acoplada. El mayor grado metamórfico en esta zona puede haber homogeneizado la composición de todos los anfíboles sin dejar composiciones relictos o no haber sufrido ningún proceso de sustitución en su formación (Fig. V-19).

#### V.2.1.4. Piroxenos

El piroxeno no constituye fase mineral esencial en ninguna de las intrusiones del Complejo de Granitoides de Jörn, ni está presente en ninguna de las fases félsicas existentes en el Distrito de Skellefte. Donde el piroxeno si se erige como un componente mineral de importancia es en las fases máficas del Distrito, tanto dentro como fuera de JGC. Los cálculos de fórmula estructural han sido realizados teniendo en cuenta la existencia de 6 oxígenos por fórmula unidad para cuatro cationes (Morimoto et al., 1988). Al igual que en el caso de los anfíboles el  $Fe^{3+}$  ha sido calculado utilizando la ecuación de Droop (Droop, 1987) que es la siguiente:

$$Fe^{3+} = 2 \times (n^{\circ} \text{ oxígenos}) \times (1-T/S)$$

En la ecuación anterior T equivale al número de cationes teórico por fórmula unidad, que en el caso de los piroxenos es 4. El valor de S es la suma de cationes real para 6 oxígenos, teniendo en cuenta el  $Fe^{2+}$  como el hierro total. Los valores de los cálculos de fórmula unidad pueden ser consultados en el **Anexo IV**. Previamente a la clasificación los piroxenos han sido llevados al diagrama Q-J ( $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ ;  $J=2Na$ ) para realizar la tipificación preliminar en grupos químicos (Morimoto et al., 1988). Absolutamente todos los piroxenos que hemos analizado están situados dentro del campo de piroxenos de Ca-Mg-Fe, los cuales han de ser clasificados mediante el diagrama cuadrangular (Quad).

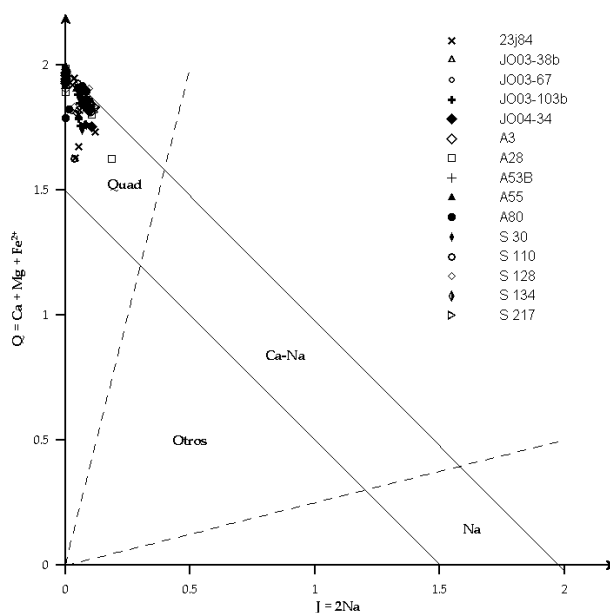


Fig. V-20. Diagrama de clasificación de tipos piroxenos Q-J.  
Q-J classification diagram of pyroxenes.

Entre todas las fases que componen JGC, el piroxeno sólo está presente en la subfase GIIb (cuarzo-monzodiorita con piroxeno), en el resto de fases intrusivas félsicas del Distrito de Skellefte, tanto de JGC como de VIC, no aparece piroxeno ni texturas que indiquen que estos hubiesen constituido parte de la mineralogía original de las rocas.

En la muestra JO03-38b estos clinopiroxenos aparecen exclusivamente como relictos de diópsido (subtipo salita) en el núcleo de fenocristales de hornblenda (uralitización), no

aparecen núcleos de piroxeno en los anfíboles que conforman la matriz. En las otras muestras de GII que han sido analizadas los piroxenos son generalmente de dos tipos. Generalmente el piroxeno aparece como diópsido o augita rica en Ca y augita cerca del límite con la augita subcálcica. Aunque el piroxeno de la muestra JO04-34 es ligeramente más rico en Fe que en las otras muestras, no existe diferencia remarcable entre los piroxenos de la fase GII.

En contraste con las muestras félsicas, el piroxeno es una fase mineral esencial en todas las fases máficas estudiadas. En los gabros de la zona sur de Jörn (Älgtråsk o al este de la ciudad de Jörn) es muy común el clinopiroxeno, también aparece clinopiroxeno en las dioritas asociadas a la intrusión de Stavatråsk. De entre todas las fases máficas, se ha realizado un detallado estudio de química mineral en el Gabro Bandedo de Näsberg. En este gabro el clinopiroxeno y ortopiroxeno son las fases minerales más comunes. En Näsberg el clinopiroxeno cristaliza generalmente con texturas poiquilíticas englobando a la plagioclasa. El ortopiroxeno aparece como cristales aislados en la matriz cuando la roca es una gabronorita, o en el caso de las gabronorita olivínicas donde el ortopiroxeno suele formar coronas alrededor del olivino.

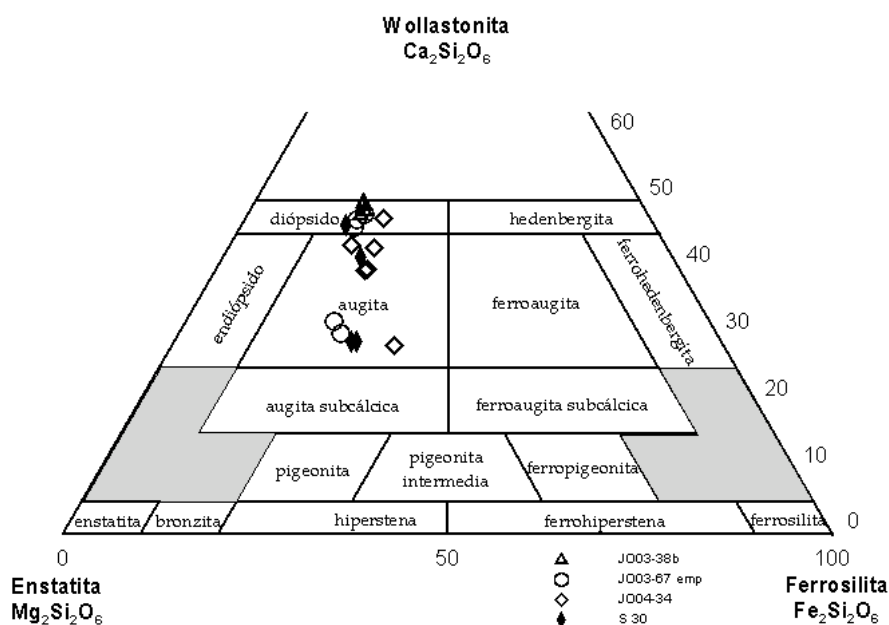
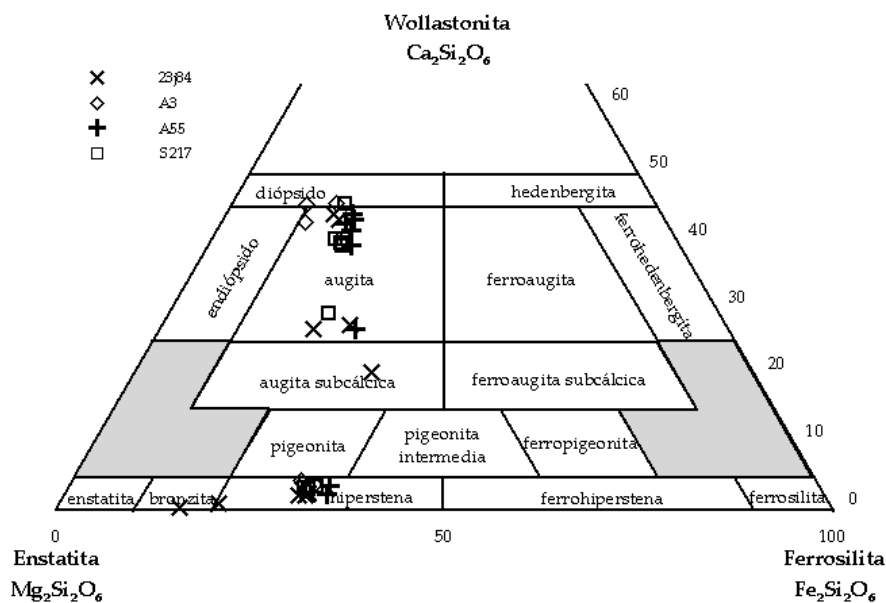


Fig. V-21. Diagrama de clasificación de piroxenos Quad de GII.  
*Quad pyroxenes classification diagram of GII.*

Aunque entre las diferentes bandas del gabro la mineralogía sea variable, la composición de los piroxenos tanto en las gabronorita como en la gabronorita olivínica es la misma. El clinopiroxeno en ambas rocas muestra variaciones en su composición dentro del campo de la augita desde los términos más ferromagnesianos de augita subcálcica, hasta el diópsid (salita) para los clinopiroxenos más cálcicos. Generalmente la salita es el clinopiroxeno más abundante, siendo el único piroxeno presente en el caso de la muestra A53B. El ortopiroxeno es comúnmente hiperstena, aunque también es usual la bronzita y alguna enstatita. Los términos ricos en hierro tanto de clinopiroxeno como de ortopiroxeno no están presentes en ninguna de las rocas que han sido estudiadas.

En la **fig. V-22** puede verse la composición de los piroxenos existentes es las gabronoritas de Näsberg. Predominan dentro del grupo de clinopiroxenos el diópsido y augita rica en Ca ( $Wo_{47}$ - $Wo_{40}$ ) frente a la poca abundancia de los clinopiroxenos de composición augita subcálcica ( $Wo_{30}$ - $Wo_{22}$ ), también hay algún clinopiroxeno en el límite con diópsido y endiópsido. Los ortopiroxenos son mucho más homogéneos en

cuanto a la composición química, situándose la mayoría de ellos en el campo de la hiperstena ( $En_{68}$ - $En_{63}$ ) pero con la existencia de alguna bronzita ( $En_{84}$ - $En_{80}$ ).



**Fig. V-22.** Diagrama de clasificación de piroxenos Quad de gabronoritas de Näsberg. *Quad pyroxene classification diagram of Näsberg gabbronorites.*

Los piroxenos de la gabronorita olivínica, como se ha comentado con anterioridad, poseen aproximadamente la misma composición química que aquellos de la gabronorita. En relación con la textura, estos ortopiroxenos se diferencian de aquellos que ocurren en la gabronorita porque suelen formar coronas alrededor del olivino. Además, son muy poco comunes los grandes cristales poiquilíticos de clinopiroxeno que suceden en la gabronorita.

La composición de los piroxenos de la gabronorita olivínica queda reflejada en el diagrama cuadrangular de Morimoto et al. (1988) de la **fig. V-23**. La composición de los clinopiroxenos es mucho más homogénea que en el caso de las muestras de gabronorita, siendo fundamentalmente augita y diópsido ( $Wo_{47}$ - $Wo_{38}$ ), aunque existen un par de cristales con composición de augita subcálcica ( $Wo_{24}$ ) y en el límite entre la augita y el endiópsido ( $Wo_{26}$ ).

En lo referente al ortopiroxeno, generalmente éstos se localizan en el campo de la hiperstena en el rango  $En_{74}$ - $En_{62}$ . Los ortopiroxenos de las muestras A80 y S137 son los que tienen una composición más rica en Fe dentro de la agrupación de gabronoritas. La excepción es la muestra S110, cuyos piroxenos se localizan composicionalmente en el límite del campo de la hiperstena con la bronzita ( $En_{80}$ ) y con algún término muy rico en enstatita ( $En_{91}$ ).

La roca que hemos definido como el Dique Sur de Jörn (basalto andesítico porfídico) conserva numerosos fenocristales de piroxeno de tamaño de grano medio (2-5 mm). En la mayoría de las zonas donde esta roca ha sido estudiada los piroxenos han sido reemplazados por anfíbol. Ha sido seleccionada la muestra JO03-103b, puesto que en ésta el piroxeno se conserva lo suficientemente bien como para mantener la composición química original.

El piroxeno que contiene este tipo de roca es fundamentalmente clinopiroxeno tipo augita, los cuales se separan de un modo claro dos poblaciones. El primer grupo de clinopiroxenos son de tipo augita rica en Ca ( $Wo_{44}$ - $Wo_{37}$ ) sin llegar al campo de la

salita, al mismo tiempo que son ricos en Mg localizándose en el límite de campo con el endiópsido. El segundo grupo de clinopiroxenos lo constituyen también augitas pobres en Ca ( $Wo_{30}$ - $Wo_{25}$ ), algunos de ellos en la frontera con los piroxenos de tipo augita subcálcica.

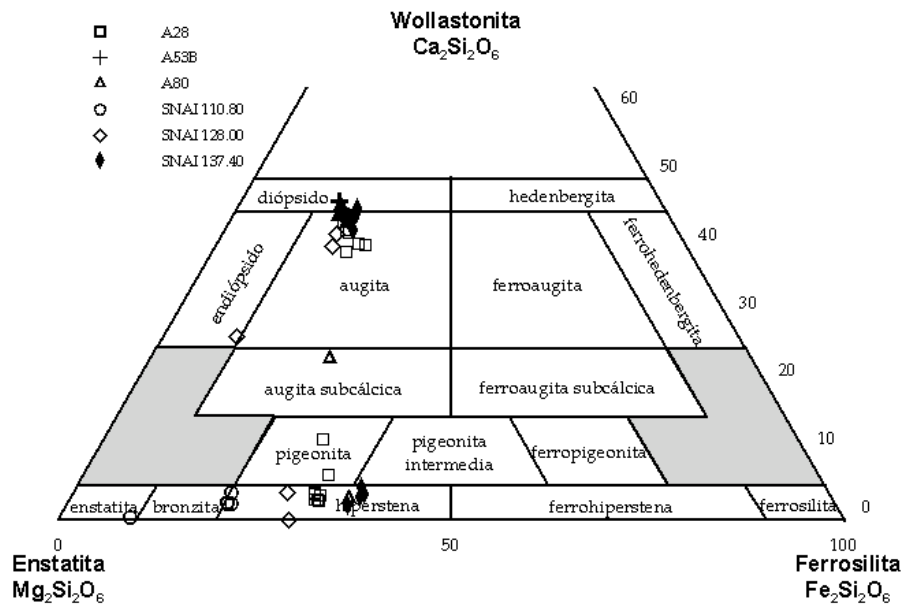


Fig. V-23. Diagrama de clasificación de piroxenos Quad de gabronoritas olivínicas de Näsberg.  
*Quad pyroxene classification diagram Näsberg olivine gabbro.*

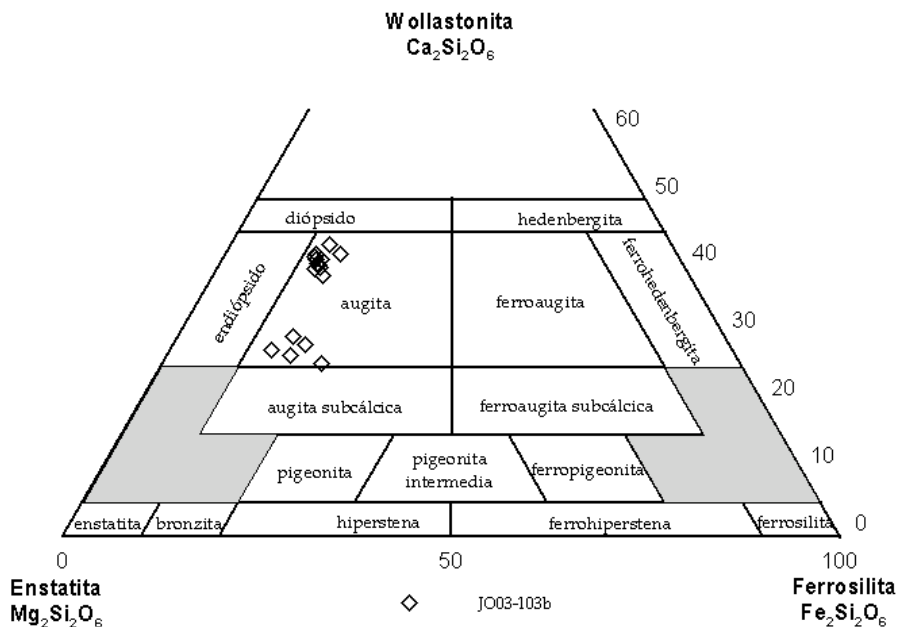
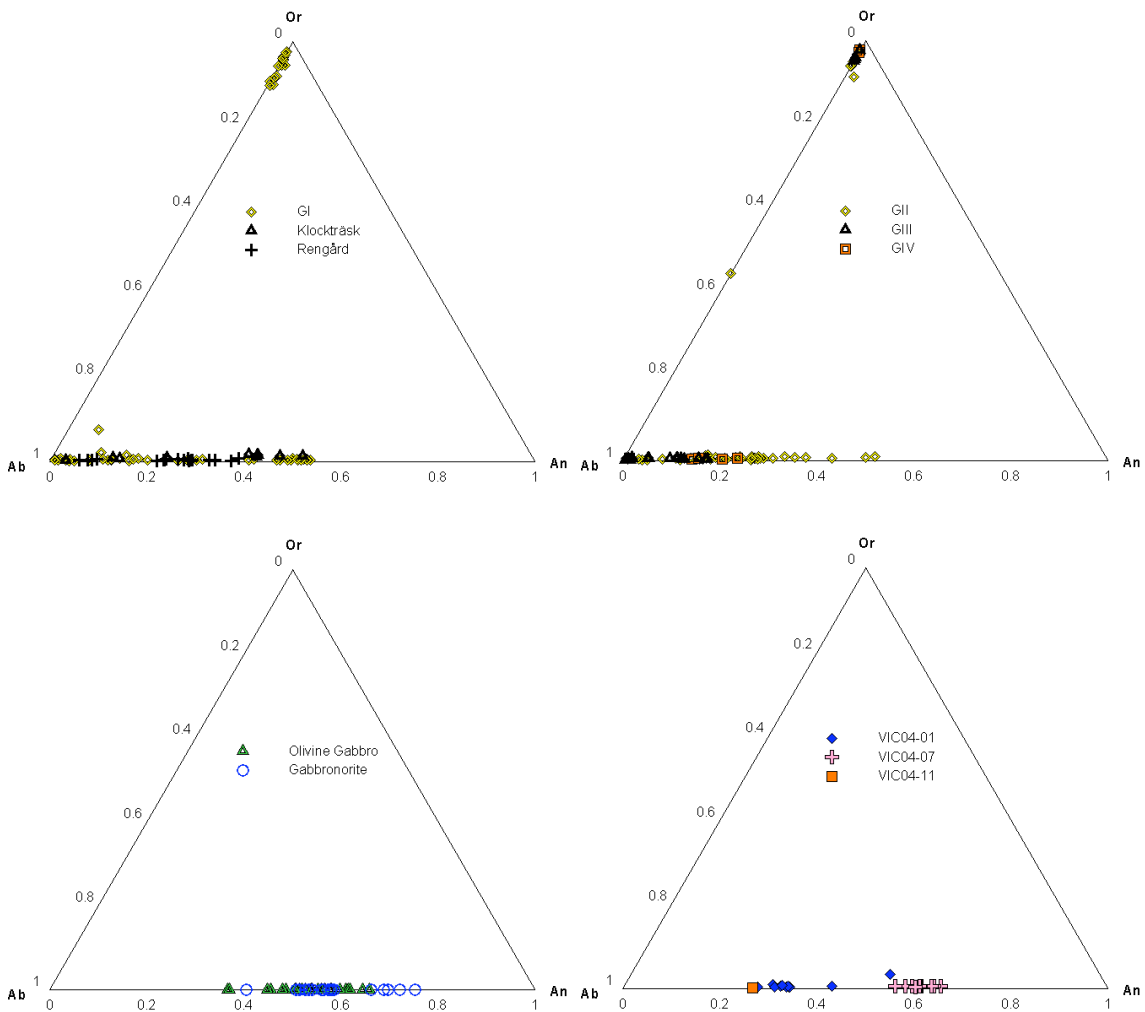


Fig. V-24. Diagrama de clasificación Quad de piroxenos de basaltos andesíticos de la zona sur de JGC.  
*Quad pyroxene classification diagram of southern Dike andesitic basalts.*

### V.2.1.5. Feldespatos

El feldespato alcalino presente en las muestras de GI se corresponde con microcristales secundarios, en ninguna de las muestras de GI los feldespatos alcalinos han formado cristales primarios. La composición de feldespatos de GI ha sido representada conjuntamente con las intrusiones tipo GI de Klockträsk y Rengård. La plagioclasa de GI muestra un rango de composición desde albita hasta  $An_{55}$ , aunque con menor abundancia de los términos intermedios (andesina). Probablemente debido a la alteración se conservan las plagioclasas relicto (labradoritas) y abundan por ello las plagioclasas tipo albita como fruto de la alteración. Las plagioclasas de Rengård son fundamentalmente albita, oligoclasas y andesinas, siempre inferiores a  $An_{40}$ . La composición más común en las plagioclasas de Rengård es la de  $An_{20-30}$ . Pocas plagioclasas de Klockträsk se localizan en el campo de las albitas, la mayor parte de estas se clasifican por composición entre andesinas y labradoritas  $An_{40-55}$  (Fig. V-25).

Los feldespatos de las muestras de GII, GIII y GIV han sido representadas en la fig. V-25 conjuntamente. En esta caso el feldespato alcalino es mineral primario en los tres tipos de rocas. La plagioclasa en las muestras de GII muestran variación desde Ab hasta  $An_{50}$ , pero composición más abundante en estas plagioclasas es la de oligoclasas con composiciones en  $An_{15-30}$ . El feldespato alcalino en las muestras de GII varía su composición ligeramente entre  $Or_{90-95}$ .



**Fig. V-25.** Diagrama Ternario An-Or-Ab para la representación de feldespatos en JGC, VIC y Näsberg. Las muestras de Näsberg han sido divididas en gabbronoritas y gabbronoritas olivínicas.  
*Ternary diagram An-Or-Ab for feldspars of JGC, VIC and Näsberg layered intrusion. The Näsberg samples have been plotted as gabbronorites and olivine gabbronorites.*

Las plagioclasas en GIII se pueden subdividir en dos grupos, el primero de composición albítica y generalmente compuesto por microcristales y exsoluciones perfiticas; y el segundo grupo formado por cristales de plagioclasa con composición  $An_{10-18}$ . El feldespato alcalino en GIII es de igual composición que en las muestras de GII con un contenido alrededor de  $Or_{95}$ . La plagioclasa en las muestras de GIV es ligeramente más cálcica que en GIII, siempre dentro del campo de la oligoclasa, con un rango de composición entre  $An_{10-25}$ . El feldespato alcalino en las muestras de GIV es el más puro con una composición cercana a  $Or_{98}$  (Fig. V-25).

La plagioclasa en las muestras de Näsberg se clasifican en el campo de las labradoritas y bitownitas. La plagioclasa de las gabronoritas olivínicas varían continuamente desde  $An_{45}$  a  $An_{70}$ . En cambio, la plagioclasa de las gabronoritas aparecen en dos grupos, el primero es el más abundante con labradoritas de composición  $An_{50-60}$ ; y el segundo con bitownitas en el rango de  $An_{65-75}$ .

En las tonalitas de VIC no hay feldespato alcalino o no ha sido determinado. Las muestras VIC04-01 y VIC04-11 tienen plagioclasa con composición similar, ésta varía en el rango  $An_{25-35}$  con la excepción de uno de los análisis que alcanza la composición de labradorita  $An_{55}$ . La plagioclasa de la muestra VIC04-07 es mucha más cálcica que las otras muestras, esta plagioclasa tipo labradorita se agrupa entorno a  $An_{55-65}$ .

### V.2.2. Aplicación de Geobarómetros y Geotermómetros

A partir de los análisis con SEM y EPMA se han realizado los cálculos para aproximar la temperatura y presión de formación de las rocas. Han sido utilizados los datos de química mineral de todas las muestras que habíamos analizado y que contienen anfíbol y plagioclasa, puesto que son los minerales utilizados para obtener los resultados de presión y temperatura de formación de las rocas. A continuación se enumeran las muestras que han sido usadas para el estudio de Presión y Temperatura:

Fases	GI			GII-IV	Näsberg	VIC
Subgrupo	GI indiferenciado	Klockträsk	Rengård			
<b>SEM</b> Svenson 1976	23J28	23K09			23J84	
<b>Muestreo</b> 2003		JO03-80b	JO03-108 JO03-109 JO03-110	JO03-67		
<b>Sondeos</b> <b>Boliden</b>					A28 A53 A80 S110 S128 S134	
<b>EPMA</b> Svenson 1976	23J28 23J31					
<b>Muestreo</b> 2003			JO03-109 JO03-110	JO03-67		
<b>Muestreo</b> 2004	JO04-86	JO04-75		JO04-34 JO04-42 JO04-128		VIC04-01 VIC04-07

Tabla V-2: Relación de muestras analizadas para el cálculo de Geotermómetros y Geobarómetros.

Los conceptos termodinámicos y las ecuaciones fundamentales que describen el equilibrio que se utilizan en la aplicación de estas herramientas han sido obviados debido a la gran difusión y uso de los mismos. Además, todos los conceptos tratados para la realización de geotermobarómetros están ampliamente descritos en la bibliografía de los propios autores (Hammarstrom and Zen, 1986; Holister et al., 1987; Jonson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Spear, 1980; Spear, 1981). Como en cualquier trabajo analítico es de gran importancia la exposición de los errores que se asumen en cada uno de los análisis y cálculos realizados. Estos son especialmente importantes cuando tratamos de conocer las condiciones de presión y temperatura a la que se formó una roca. El origen de los errores depende de varios factores aunque los más importantes suelen estar asociados a la imprecisión analítica (Hodges and McKenna, 1987). Los diferentes factores de error son:

a) Errores asumidos propiamente dentro de los datos termodinámicos, fundamentalmente de la entalpía y entropía de los términos implicados en el equilibrio. Estos errores van incluidos dentro de los cálculos para obtener cada una de las ecuaciones proporcionadas por los diferentes autores.

b) Participamos del error en el momento en el que determinamos la composición de los minerales, especialmente por el error analítico de la instrumentación que utilizamos. En este caso los errores no son superiores a  $\pm 2\%$  para los elementos mayores. En nuestro caso los datos obtenidos mediante microsonda electrónica (EPMA) son considerados mucho más fiables que aquellos que obtuvimos con el microscopio electrónico (SEM-EDS). También acumulamos errores debido a que mediante EPMA no obtenemos los datos de  $\text{Fe}^{3+}$  que han de ser estimados a partir del Fe total (Droop, 1987) expresado como  $\text{Fe}^{2+}$ ; además de no determinar los valores de  $\text{H}^+$ .

c) La falta de equilibrio perfecto en las rocas es también una importante fuente de error, ya que las ecuaciones termodinámicas suponen homogeneidad en cuanto a composición química.

### V.2.2.1. Geobarómetros

En los magmas calco-alcalinos el comportamiento del Al depende directamente de la presión. Debido a que la hornblenda contiene cantidades cuantificables dentro de su composición de la mayoría de los componentes formadores de rocas, a diferencia de los demás minerales mayoritarios en rocas ígneas, el estudio de la variación de la composición de la hornblenda nos proporciona información sobre los cambios en la actividad de todos estos componentes, y de ese modo funciona como monitor de la historia del magma (Hammarstrom and Zen, 1986).

Para una mayor aproximación a los datos reales, se han usado cuatro geobarómetros diferentes basados en la hornblenda, pero con modificaciones en las ecuaciones de cálculo por parte de cada uno de los autores. Todos estos geobarómetros utilizan el contenido en  $\text{Al}^{\text{T}}$  ( $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ ) apfu en la hornblenda para calcular la presión a la que cristalizaron, ya que existe una correlación lineal entre ambos (Hammarstrom and Zen, 1986; Holister et al., 1987). A continuación exponemos los cuatro geobarómetros usados junto con las ecuaciones expuestas para cada uno de ellos:

Autores	Ecuación
Hammarstrom and Zen, 1986	$P \text{ (kbars)} = - 3.92 + 5.06 \times \text{Al}^{\text{T}}$
Holister et al., 1987	$P \text{ (kbars)} = - 4.76 + 5.64 \times \text{Al}^{\text{T}}$
Johnson and Rutherford, 1989	$P \text{ (kbars)} = - 3.74 + 4.98 \times \text{Al}^{\text{T}}$
Schmidt, 1992	$P \text{ (kbars)} = - 3.06 + 4.76 \times \text{Al}^{\text{T}}$

Tabla V-3: Autores y ecuaciones en el cálculo de la Presión a partir de la Temperatura.

Los geobarómetros tienen ciertas limitaciones como por ejemplo que no pueden ser aplicados a contenidos de  $Al^T$  menores a 0.70 apfu, debido que para aproximadamente esos valores las ecuaciones toman valores negativos. Esta limitación tiene cierta lógica ya que según la clasificación de anfíboles para valores de  $Al^T < 0.50$  apfu no se consideran del grupo de las hornblendas, que es el mineral con el que se han calculado las ecuaciones. Los errores en los cálculos barométricos para estas ecuaciones se sitúan entorno a  $\pm 0.6$  kbar.

Para cada una de las muestras se han eliminado los valores que se han considerado incorrectos, tanto por valores negativos de presión debido a las limitaciones mencionadas anteriormente, como por una composición de hornblenda modificada por procesos posteriores a la cristalización del magma. Una vez eliminados los valores considerados incorrectos en cada una de las muestras, se ha realizado la media de las presiones obtenidas, para que su manejo posterior sea más cómodo. De cualquier modo todos los datos utilizados pueden consultarse en el Anexo III.

A continuación, se exponen los resultados medios de presión (kbars) de las muestras obtenidos por cada uno de los geobarómetros. En la columna final se localizan los valores promedio de Presión en kilobares (kbars) calculado a partir de los datos de las cuatro ecuaciones de la columnas anteriores. Se ha realizado la media aritmética, sin dar preferencia a ninguno de los geobarómetros.

	Muestra	Hammastron & Zen, 1986 P (kbars)	Holliester et al., 1987 P (kbars)	Johnson & Rutherford 1989 P (kbars)	Schmidt, 1992 P (kbars)	Presión (kbars)
SEM	23J28	2,60	2,55	2,00	3,11	2,56
	23K09	1,45	1,27	1,03	2,02	1,44
	JO03-67en*	0,80	0,53	0,48	1,41	0,80
	JO03-67	0,70	0,42	0,39	1,17	0,67
	JO03-38b	0,94	0,68	0,59	1,53	0,94
	JO03-80b	1,27	1,06	0,88	1,85	1,26
	23J84	4,78	4,99	3,86	5,17	4,70
	JO03-108	2,75	2,72	2,14	3,26	2,72
	JO03-109	4,58	5,80	4,47	5,85	5,18
	JO03-110	2,98	3,40	4,43	5,80	4,15
EPMA	23J28	3,37	3,42	2,67	3,84	3,32
	JO03-67en*	1,71	1,16	1,25	2,27	1,60
	JO03-67	1,47	1,28	1,04	1,87	1,41
	JO04-34	2,17	2,07	1,64	2,70	2,15
	JO03-109	5,05	5,25	4,05	5,40	4,94
	JO03-110	3,15	3,18	2,48	3,64	3,11
	VIC04-01	6,24	6,63	5,10	6,55	6,13
	VIC04-07	7,74	8,32	6,39	7,98	7,61
	JO04-128	1,80	1,66	1,33	2,36	1,79
	JO04-42	1,98	1,86	1,48	2,53	1,96
	JO04-75	3,62	3,70	2,88	4,08	3,57
JO04-86	5,44	5,74	4,43	5,80	5,35	
SEM	A28	4,93	5,17	3,99	5,32	4,85
	A53	4,46	4,64	3,60	4,87	4,39
	A80	3,91	4,20	3,12	4,35	3,90
	S110	4,86	5,08	3,93	5,25	4,78
	S128	5,31	5,58	4,31	5,67	5,22
	S134	4,65	4,84	3,75	5,05	4,57

**Tabla V-4:** Presión obtenida con cada uno de los Geobarómetros y Presión promedio calculada, datos en kilobares. \* análisis de los minerales de los enclaves de esa muestra.

Aunque en la tabla resumen se han incluido los datos de presión de rocas del complejo bandeado de Näsberg, no se pueden tener en cuenta estos datos debido a que las ecuaciones anteriores sólo son aplicables en granitoides, especialmente granodioritas y tonalitas. Esto es debido a que en las rocas pobres en  $SiO_2$  debido a la sustitución de

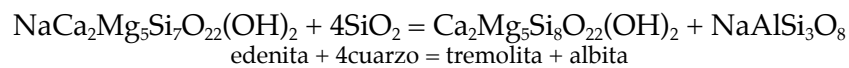
Al<sup>IV</sup> por Si en los huecos tetraédricos de la estructura del anfíbol (Hammarstrom and Zen, 1986).

### V.2.2.2. Geotermómetros

Las propiedades que ha de tener un buen geotermómetro son que presenten bajos incrementos en el volumen de reacción [ $\Delta V_r(P,T,X)=0$ ] y que presenten fuertes incrementos en la entalpía de reacción (Philpotts, 1990; Apear, 1995). Debido a estas características, los más apropiados son los termómetros de intercambio. Entre los termómetros de intercambio, y debido a la naturaleza de las rocas que estamos estudiando, el más extendido es el de intercambio de plagioclasa-anfíbol (Blundy and Holland, 1990). Uno de los requisitos principales para la aplicación de este geotermómetro es el conocimiento previo de la Presión (kbars) a la que se ha formado la roca, además de haber determinado el contenido en Si apfu de los anfíboles y el contenido en albita de las plagioclasas. Además del termómetro de (Blundy and Holland, 1990), actualmente se está incrementando el uso de otros como el que determina la temperatura de la roca a partir del contenido en Ti del cuarzo (TitaniQ). Aunque, a priori es más sencillo de utilizar, presenta unos problemas que no permiten su aplicación en nuestro caso.

#### V.2.2.2.1. Geotermómetro de Blundy y Holland (1990)

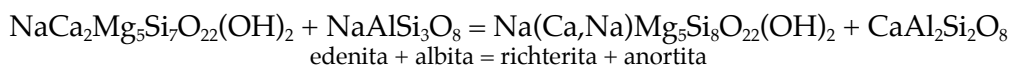
Este es un termómetro de intercambio entre dos fases, en el que se produce una reacción de intercambio entre anfíboles y plagioclasa según la siguiente reacción:



La ecuación para el cálculo de la temperatura de cristalización es la siguiente:

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = \frac{0.677 \times P(\text{kbar}) - 48.98}{-0.0429 - 0.008134 \times \ln K} \quad K = \frac{Si - 4}{8 - Si} \times X_{Ab}$$

Este geotermómetro es de especial uso en rocas con exceso de SiO<sub>2</sub>, que es el caso de las rocas de JGC y VIC. Para las muestras de Näsberg es preferible la utilización del termómetro específico expuesto en (Holland and Blundy, 1994), a partir de modelos de solución no ideal en anfíboles. En el caso de las muestras gabroicas, en la reacción de intercambio no participa el cuarzo, las reacciones son las siguientes:



Para el cálculo de la temperatura se han utilizado los valores de presión de cada uno de los autores expuestos en el apartado anterior. En el Anexo III se encuentran todos los datos usados en el cálculo geotermométrico, además del desarrollo teórico. Temperatura media calculada a partir de los cuatro geobarómetros en **tabla V-5**.

	Muestra	T (C°) Hammastron & Zen, 1986	T (C°) Hollister et al., 1987	T (C°) Johnson & Rutherford 1989	T (C°) Schmidt, 1992	T (C°) media
SEM	23J28	794	795	803	786	795
	23K09	-	-	-	-	-
	JO03-67en*	703	707	707	695	703
	JO03-67	696	700	700	690	696
	JO03-38b	-	-	-	-	-
	JO03-80b	-	-	-	-	-
	23J84	888	884	903	881	889
	JO03-108	683	683	691	676	683
	JO03-109	817	798	819	797	808
	JO03-110	803	797	781	760	785
EPMA	23J28	781	781	792	781	784
	JO03-67en*	687	694	693	687	690
	JO03-67	702	705	708	702	704
	JO04-34	706	707	713	706	708
	JO03-109	819	816	835	813	821
	JO03-110	855	855	866	847	856
	VIC04-01	778	772	796	773	780
	VIC04-07	738	729	760	735	740
	JO04-128	647	649	653	640	647
	JO04-42	681	683	688	674	681
	JO04-75	656	655	666	650	656
JO04-86	773	768	789	767	774	
SEM	A28	904	900	921	898	906
	A53	825	822	839	818	826
	A80	836	831	848	828	836
	S110	844	840	859	837	845
	S128	891	886	908	884	892
	S134	862	859	877	855	863

Tabla V-5: Temperatura obtenida con la Presión de los Geobarómetros y Temperatura promedio calculada, datos en grados celsius. \* análisis de los minerales de los enclaves de esa muestra.

#### V.2.2.2.2. Geotermómetro de Ti en cuarzo: TitaniQ

Este geotermómetro, que utiliza el contenido en Ti en cuarzo, ha sido desarrollado por (Wark and Watson, 2006). Es un termómetro de aplicación muy sencilla y que acumula menos errores que el caso de otras herramientas de cálculo geotermobarométrico, debido a que únicamente necesitamos analizar el Ti (ppm) en cristales de cuarzo lo cual es rutinario con la microsonda electrónica. La ecuación se muestra a continuación:

$$T(^{\circ}C) = \frac{-3765}{\log(X_{Ti}^{qtz}) - 5.69} - 273$$

donde  $X_{Ti}^{qtz}$  es el contenido de Ti en el cuarzo medido en ppm.

El hecho de que no podamos aplicarlo radica en que la calibración se ha hecho con saturación en  $TiO_2$ , debido a la presencia de rutilo en las muestras empleadas. En el caso de que no dispongamos en nuestras muestras de fases minerales de  $TiO_2$ , necesitamos conocer la actividad de Ti en la roca, hecho que no es factible debido a que es necesario conocer la temperatura de cristalización de la roca para conocer la actividad del Ti.

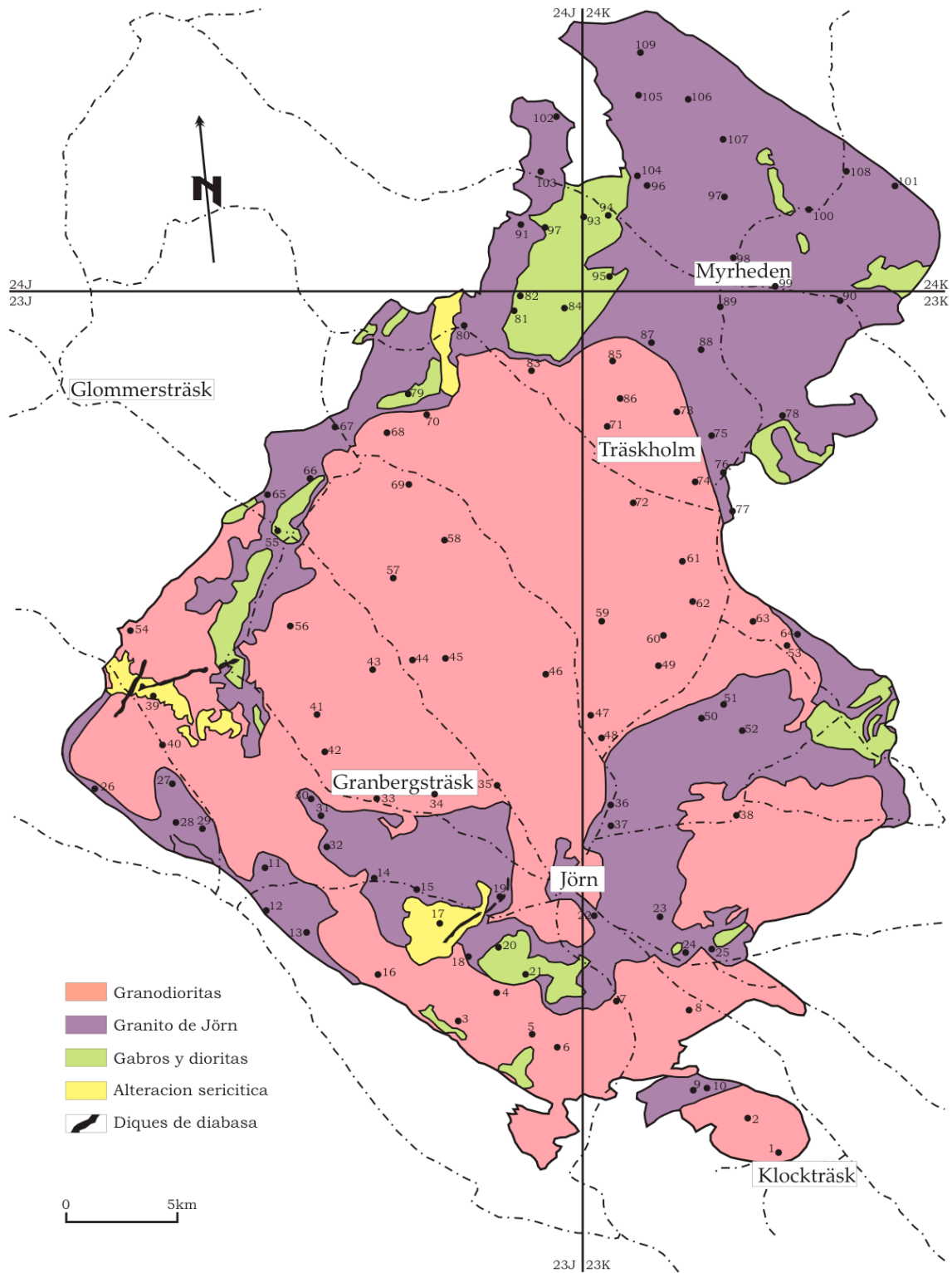
### V.3. LÍMITES DEL COMPLEJO DE GRANITOIDES DE JÖRN

Los trabajos que se han tomado como referencia cartográfica y geoquímica de JGC se corresponden con aquellos estudios desarrollados entre las décadas ochenta y noventa del pasado siglo (Richard, 1986; Weihed, 1992; Wilson et al., 1985; Wilson et al., 1987), que trataban de un modo monográfico las intrusiones de JGC; y en la base de datos geoquímica de los años setenta de Boliden Mineral AB (Svensson, 1970; Svensson, 1980). Entre estos trabajos de Svensson sólo se diferenciaban tres fases dentro de JGC. Estas fases eran *Granodioritas*, *Granito de Jörn* y *Gabros y Dioritas* (**Fig. V-26**). Sólo Gabros y Dioritas se mantienen según la disposición original de las fases. La fase que se definió como Granodioritas se correspondía con la zona central (actual GIII) y áreas del borde sur (actual GI). Finalmente la fase denominada Granito de Jörn se correspondía con las áreas del interior al sur y borde a SW y NW; además de englobar a todas las rocas del norte de JGC (**Fig. V-26**). En el mapa de Svensson también se incluyen las zonas que se habían descrito como de alteración sericitica.

Mediante el avance en las técnicas geofísicas, especialmente por gravimetría aérea realizadas por las compañías mineras, se redefinieron tanto los límites como el número de fases que componían JCG. En ese momento las diferentes fases de JGC toman su actual nomenclatura (GI a GIV), apareciendo especialmente el plutón GIV (Wilson et al., 1987) diferenciado de GIII en el centro del Complejo (**Fig. V-27**). En este periodo se separa la zona norte de JGC que Svensson había incluido como parte del Complejo y pasan a pertenecer a granitoides del grupo Sorsele (**Fig. V-27**), lo que los clasificaría entre las intrusiones más jóvenes del Distrito Minero de Skellefte a pesar de no existir en ese momento dataciones de estas rocas. Al mismo tiempo se realiza una cartografía a escala regional del Distrito Minero de Skellefte (Richard, 1986) que es la que se toma como base para los esquemas regionales con algunas modificaciones.

#### V.3.1. Límites Geológicos del Complejo de Jörn

A excepción de la exclusión de partes de la zona norte de JCG por Wilson et al., (1987), los límites cartográficos del Complejo siempre han estado bien definidos. La particularidad de esta intrusión es que todos los límites de están trazados por límites tectónicos, fundamentalmente grandes fallas de escala regional con orientaciones SSW-NNE que trazan los bordes oriental y occidental, además de cruzar el interior de todo JGC (**Fig. V-28**). El límite sur con las rocas del Grupo Skellefte es algo controvertido, aunque aquí se propone que se corresponde con un dique máfico generado durante la extensión de la cuenca y en edad de Grupo Vargfors. Al oeste JGC limita con las rocas volcánicas subaéreas del Grupo Arvidsjaur. A pesar de la escasez de afloramientos en la zona (tónica general en todo el complejo de Jörn), las fases que se localizan en el borde son tonalitas porfídicas de cuarzo y feldespato, frente a las rocas subvolcánicas que se encuentran del Grupo Arvidsjaur en ese borde de naturaleza dacítica a riolítica. Este contacto occidental de JGC es bastante recto y las fases en contacto son sólo dos tonalitas GI con rocas volcánicas de Grupo Arvidsjaur; por el contrario el contacto oriental de JGC es mucho más complejo y comprende rocas volcánicas de Grupo Skellefte, rocas sedimentarias de Grupo Botnia y dioritas y gabros. El borde oriental comprende multitud de fallas asociadas al desarrollo de la facturación principal SSW-NNE que ponen en contacto todas las fases anteriormente mencionadas junto con las rocas de las fases GI y algunas partes como GIIa (**Fig. V-28**).



**Fig. V-26:** Mapa Geológico de Uno Svensson (modificado de Boliden Mineral AB, 1976). La numeración indica la localización de las muestras de análisis geoquímico de Svensson (no utilizadas en este trabajo), además de las láminas delgadas y pulidas realizadas en 2003 y utilizadas en nuestro estudio petrográfico y de química mineral. Las hojas del mapa 23J, 23K, 24J y 24K se corresponden con el sistema de mapas Sueco y la confieren a las muestras el prefijo, es decir, la muestra 38 es denominada 23K-38 para facilitar su localización.

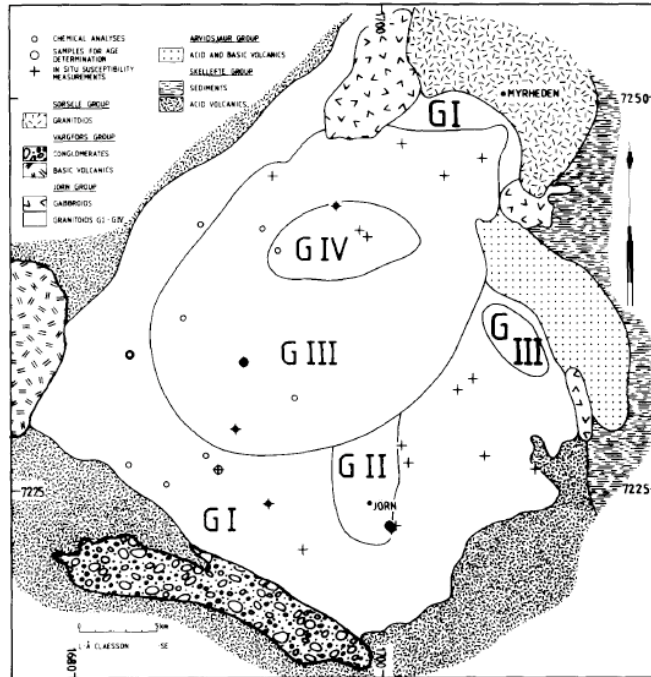


Fig. V-27: Mapa Geológico de JGC donde no se incluye la zona norte como componente del complejo de Jörn pero si como parte de la serie de Sorsele (Wilson et al., 1987).

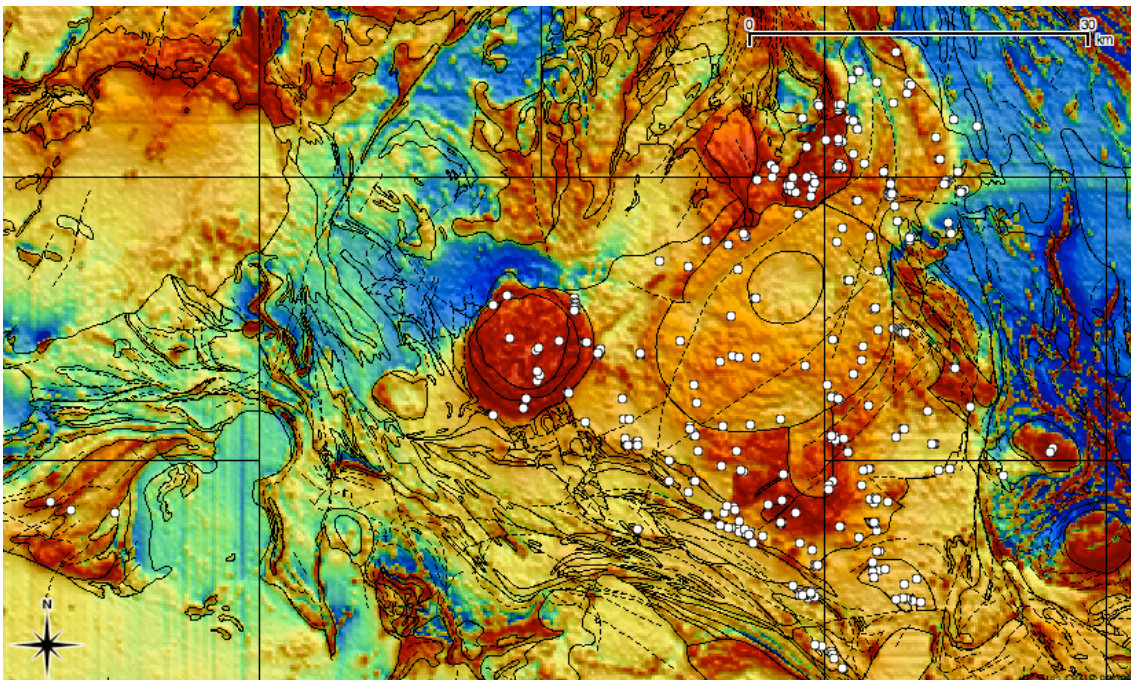


Fig. V-28: Mapa anomalías magnéticas de Bouger (SGU) de Distrito Minero de Skellefte. En blanco la representación de muestras estudiadas por petrografía. Estructuras principales en línea discontinua.

La zona norte de la intrusión, al igual que la zona oriental, presenta límites complejos respecto a los materiales que lo circundan. Al noreste una falla NW-SE pone en contacto los materiales del intrusivo con los sedimentos proterozoicos del Grupo Botnia. Como ocurre con la zona occidental, el complejo de Jörn limita al noroeste con los materiales del Grupo Arvidsjaur, compuesto fundamentalmente por series de rocas volcánicas ácidas subaéreas.

A lo largo del límite sur se encuentran tanto materiales de Grupo Skellefte como intrusivos y conglomerados del Grupo Vargfors. La zona superior del Grupo Vargfors está dominada por sedimentos provenientes de Grupo Skellefte y cantos de la tonalita tipo GI de JGC, probablemente formados en una cuenca durante un proceso de extensión en el distrito de Skellefte. La ignimbrita de Nicknoret correspondiente al Grupo Vargfors tiene una edad de  $1875 \pm 4$  Ma (Billström and Weihed, 1996). No se han identificado fragmentos tipo GII o posteriores por lo que podrían no aflorar en el momento del depósito o no haber sido los fragmentos de fases posteriores a GI drenados en la cuenca que se ha preservado. Asociadas al Grupo Vargfors abundan las rocas máficas, tanto dioritas y gabros de Gallejaur como los basaltos que forman el dique sur en contacto con JGC (**Fig. V-29**). El dique podría haberse formado por el ascenso de magma por fallas durante la extensión de la cuenca con el desarrollo de Horst y Graben, donde se depositan los conglomerados formados por fragmentos de Grupo Skellefte y GI (sugerencia de modelo en Capítulo de Discusión).

### V.3.2. Límite sur de JGC y Dique Sur

En la **fig. V-29** se expone la zona de GI que está en contacto con las rocas máficas del Grupo Vargfors. En los afloramientos 3 y 104 se exponen los esquemas (dibujados a partir del afloramiento) de la textura brechoide de GI con relleno de material intrusivo máfico porfídico, mismo que es el que conforma las zonas masivas del Dique Sur. En esta zona el Dique Sur está dominado generalmente por una fuerte foliación (N110°E con inclinación 80° al norte de media) y contiene gran cantidad de fragmentos de tonalitas (tipo GI) y fragmentos de basaltos porfídicos (autoclastos?), todos orientados según la foliación y con gran abundancia y variedad de tamaños de grano. En los afloramientos (1, 6, 7, 9 y 12) más alejados al contacto (contacto supuesto) los únicos fragmentos que se observan son los pertenecientes a la roca máfica, en muchos casos de tamaños decimétricos y con texturas ígneas. También hay afloramientos con texturas de roca ígnea (basalto masivo) como son los afloramientos 2 y 28 (una muestra del afloramiento 28 ha sido analizada geoquímicamente: JO04-154). En el afloramiento 14 se encuentran rocas de GI con una fuerte foliación paralela a la del Dique Sur con variación desde texturas masivas a cataclásticas según proximidad al contacto, el afloramiento 13 es de rocas máficas foliadas.

Los afloramientos 29 se corresponden con una roca máfica granuda a porfídica de grano medio y que (gabro cloritizado), éste podría corresponderse con las zonas internas del dique bien cristalizadas (**Fig. V-29**). Al margen suroeste del dique en la zona se localizan las mismas texturas y estructuras que en el margen noreste, pero la mayor parte de los afloramientos se corresponden con los conglomerados del Grupo Vargfors. El Dique Sur llega desde el extremo sureste hasta el extremo suroeste de JGC, con una orientación aproximada N110°E. En la zona suroeste del contacto de GI con el Dique Sur se observan relaciones de intrusión de la roca basáltica porfídica sobre tonalita de GI (JO03-71: N-7230983, E-1677360), el dique en este pequeño afloramiento tiene una orientación de N130°E (sin poder determinarse en este caso la inclinación de la foliación). En el monte Vithatten (borde norte de gabros de Gallejaur con GI o Grupo Vargfors) también se observa la estructura de clastos en la matriz de basalto porfídico, los clastos sólo aparecen en algunos de los afloramientos y ocupan el 15% de la roca (afloramiento 160 de 2003; N-7238543, E-1678005). La mayor parte de los afloramientos de Vithatten son de basalto porfídico con textura masiva, idénticos a los que se observan en las zonas masivas del Dique Sur de JGC y el afloramiento de la zona suroeste. Además este tipo de rocas aparecen en el cauce del río Skellefte al sur de la intrusión de Gallejaur (ver descripción de las rocas en apartado de petrografía).

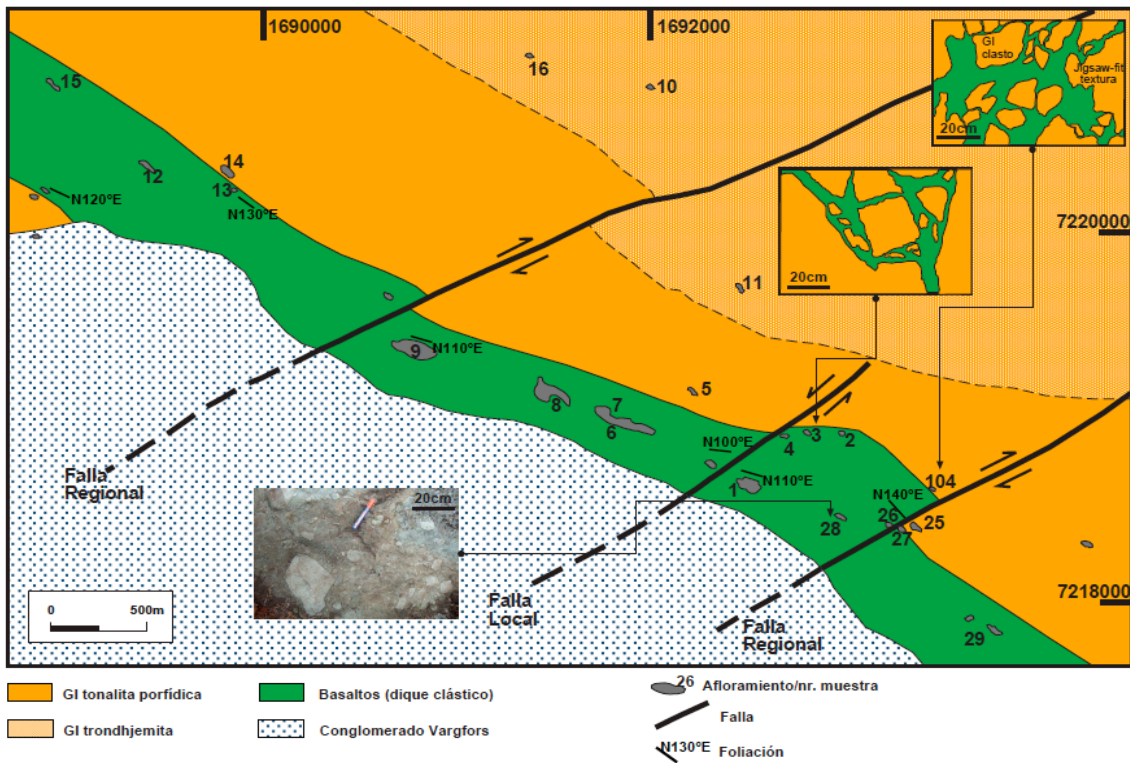


Fig. V-29: Detalle del contacto sur de JGC con el denominado dique sur y los conglomerados de Vargfors.

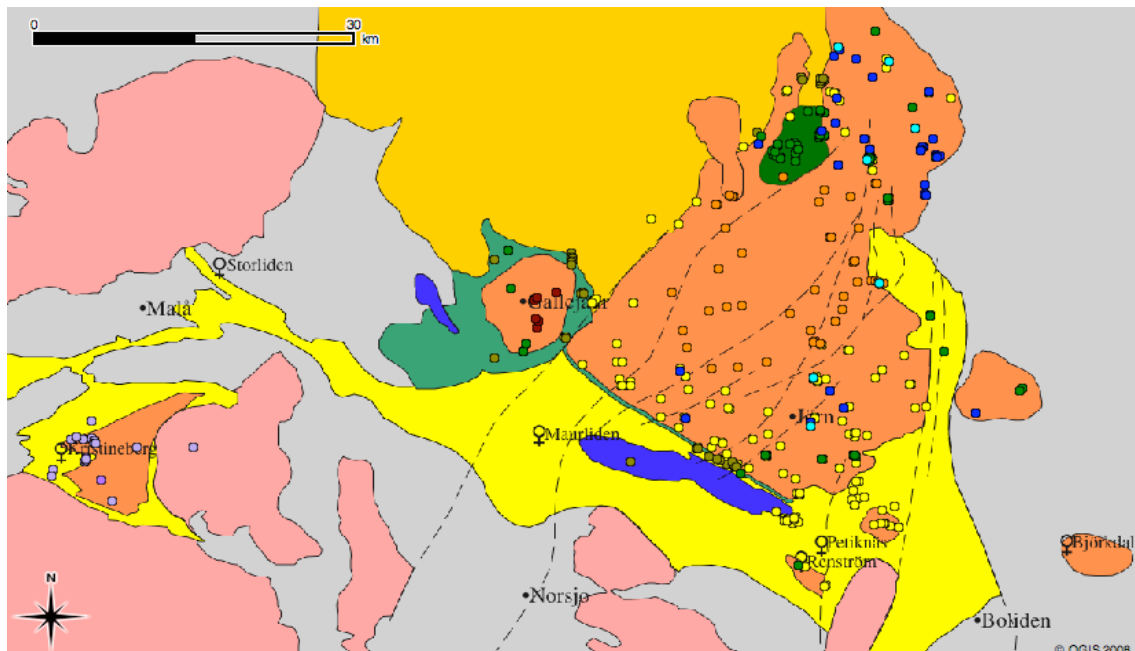


Fig. V-30: Mapa Geológico regional junto con la representación de las fases diferenciadas. GI-amarillo; GIIa-azul; GIIb-cian; GIII-naranja; Monzonita-rojo; Gabro-verde vivo; Basaltos and-verde oscuro; VIC-violeta.

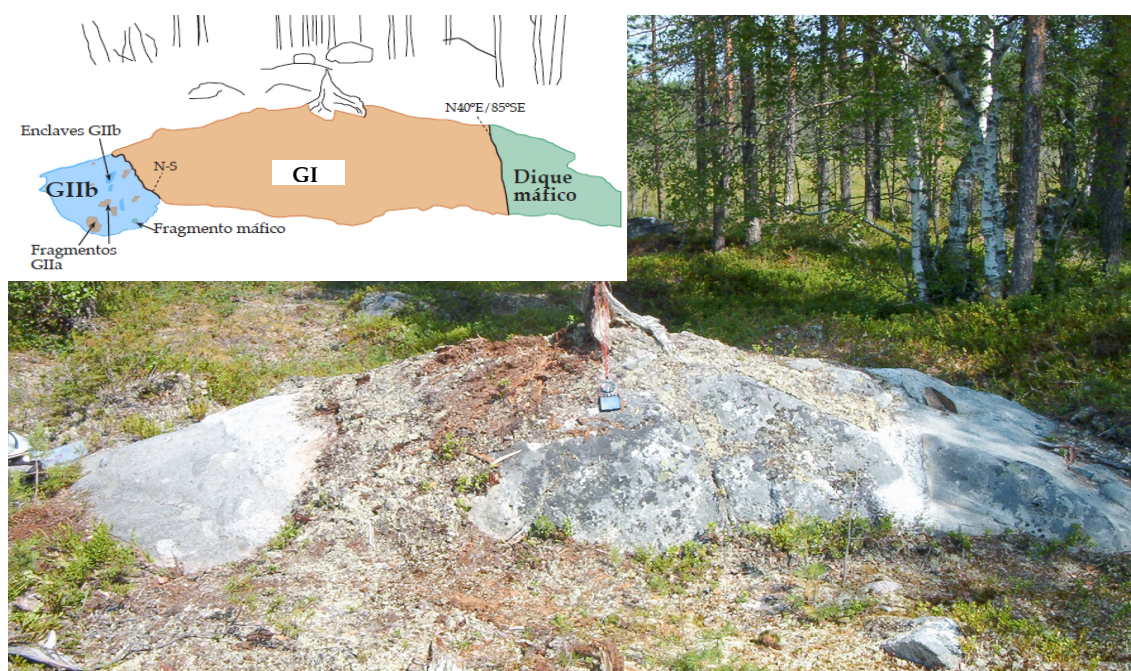
### V.3.3. Distribución de fases de JGC

La fase GI es la más compleja entre las que componen JGC tanto por su variedad en texturas (desde rocas de grano medio a fino de carácter trondhjemítico hasta los pórfidos de cuarzo y feldespato de grano muy grueso) como por la complejidad de los procesos que han afectado a esta fase y que han modificado sus características

originales. La superficie que ocupa esta fase es algo inferior a la originalmente expuesta en la **Fig. V-26** (Wilson et al., 1987), especialmente en la no existencia de muestras de GI en la zona NE.

La zona noreste de JGC, descrita por Svensson como granitos de Jörn y como granitos de la serie de Sorsele, es algo compleja en la composición de fases. En las zonas cercanas a la intrusión de Näsberg y en el interior de la misma intrusión aparecen muestras de GI como megabloques incluidos dentro de Näsberg o GII según el área. En la **fig. V-30** se pueden observar las muestras estudiadas y las fases a las que pertenecen. Es evidente la complejidad de la zona NE del JGC, donde dominan muestras de la fase GII en sus dos subfases (GIIa o GIIb) con la ocurrencia de algunas muestras de GI y gabros.

La fase GII en el sur de JGC se localiza en las inmediaciones de la ciudad de Jörn como un plutón aislado, por la escasez de afloramientos no se puede trazar los límites entre las zonas donde predominan GIIa o GIIb, pero al igual que en el norte de JGC ambas están presentes. Sólo se ha localizado una zona donde aparecen ambas fases juntas (**Fig. V-31**), cuya foto resume en cierto modo la ocurrencia y relación de ambas fases. La fase GIIb contiene fragmentos de GIIa, de diques máficos comunes en GI y GIIa, además de los enclaves microgranudos descritos en la petrografía del Capítulo de Resultados. La subfase GIIa es más abundante que GIIb en el norte de JGC donde ambas subfases ocupan la mayor parte de la zona. En algún afloramiento de la zona noreste se pueden encontrar megabloques de metapelitas (coordenadas de las muestra JO04-141) englobados entre los intrusivos de GIIa.



**Fig. V-31:** Foto de zona de contacto entre las subfases GI y GII. Localizado en las coordenadas de la muestra JO04-147.

En el centro de JGC están los materiales que pertenecen a la fase GIII. Trazando la geometría de GIII se observa que sus límites se imponen tanto sobre GI, que lo rodea desde SE hasta N, como GI, cuyos límites “corta” tanto en el sur como noreste de JGC. En su centro está el pequeño plutón GIV. Al noreste de GIII, en la zona de contacto con la zona noreste se encuentran las fases más evolucionadas de esta intrusión que es la fase Hobergsliden.

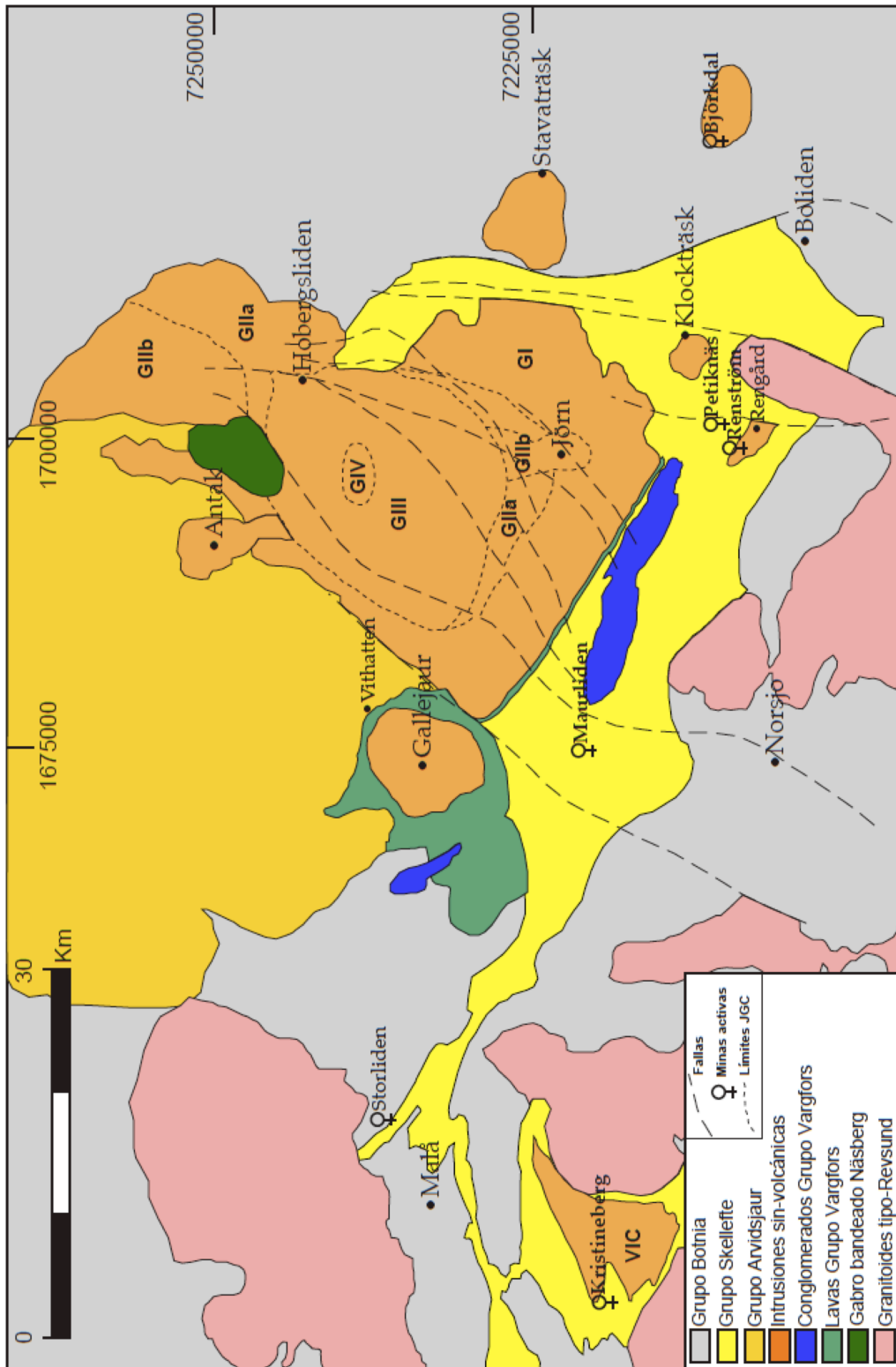


Fig. V-32: Mapa simplificado de la geología regional del Distrito Minero de Skellefte.

## VI. GEOQUÍMICA



## VI. GEOQUÍMICA DE INTRUSIONES EN EL DISTRITO MINERO DE SKELLEFTE

En el trabajo de campo desarrollado en 2004 se tomaron 40 muestras para análisis litogeoquímico. El estudio geoquímico incluye análisis de elementos trazas realizados para el estudio isotópico de Sm-Nd. Además, se incluye información litogeoquímica previa de intrusiones y rocas volcánicas. Las cuarenta muestras escogidas se exponen a continuación en la **Tabla VI-1**, y han sido representadas en la **Fig. VI-43**.

JO04	N-coord	E-coord	Intrusión	Fase
03	7253287	1701197	Näsberget	Gabronorita
06	7241282	1695737	JGC	GIV
07	7244764	1707754	JGC	GIII-Hobergs.
23a	7247958	1702888	JGC	GIIa
24a	7250550	1705320	JGC	GIIa
34	7251600	1710192	JGC	GIIb
40	7258145	1707694	JGC	GIIb
51	7255290	1698135	JGC	GI
67	7252679	1698440	JGC	GI
75	7214608	1704438	JGC	GI
78	7218162	1703042	JGC	GI
83	7236331	1706834	JGC	GIIb
86	7221615	1704600	JGC	GI
88	7226455	1709570	JGC	GI
94	7215565	1699278	JGC	GI
100	7227773	1688105	JGC	GIIa
101	7223140	1688600	JGC	GIIa
107	7234447	1683768	JGC	GI
109	7242145	1688038	JGC	GI
112	7249993	1695395	JGC	GIIa
114	7254584	1702825	JGC	GIIa
115	7255023	1702688	Näsberget	Gabronorita
119	7251284	1701333	JGC	GIIa
120	7227795	1707066	JGC	GI
122	7225725	1702132	JGC	GIIa
124	7208502	1699776	JGC-satélite	GI-Rengård
127	7213930	1697180	JGC-satélite	GI-Klädberget
128	7222353	1700381	JGC	GIIb
130	7219375	1696165	JGC	GI
135	7226363	1683510	JGC	GI
136	7248480	1705649	JGC	GIIb
138	7248698	1712144	JGC	GIIa
139	7259567	1702957	JGC	GIIa
142	7255113	1711458	JGC	GIIa
144	7212435	1708579	JGC-satélite	GI-Klockträsk
145	7223625	1715795	Stavaträsk	Granodiorita
146	7213335	1698785	JGC-satélite	GI-Brannliden
147	7227111	1700632	JGC	GIIb
149	7219448	1704473	Gabro indif.	Sörjörnsberget
154	7218420	1693130	Basaltos and	Contacto Sur

**Tabla VI-1:** Relación de muestras usadas en análisis geoquímico.

El trabajo está fundamentalmente focalizado en las diferentes intrusiones de JGC, especialmente en GI y GII debido a su complejidad y variabilidad tanto textural como mineralógica, además ha estado condicionada por la disponibilidad de afloramientos. Las muestras de GI se han elegido con la finalidad de cubrir la mayor parte de superficie de esta fase, teniendo en cuenta la variabilidad de texturas. Por ello se localizan a lo largo de los márgenes sur y oeste, además de cubrir la máxima extensión de la zona sureste. Algunas de las muestras tipo GI corresponden con intrusiones satélite tipo GI que intruyen en las volcánicas del Grupo Skellefte como son: Rengård (124), Kockträsk (144), Brannliden (146) o Klädberget (127).

Las muestras de GII se han localizado en dos zonas. La primera en las inmediaciones de la ciudad de Jörn, donde se localiza un pequeño plutón de esta fase. La segunda localización de GII es en el norte y noreste de JGC, compuesto en su mayor parte por rocas de esta fase y por el complejo bandeado de Näsberget. Entre este tipo de rocas

incluimos las muestra del plutón de Stavaträsk que por mineralogía y por edad puede estar relacionada con la generación de rocas de GII. Además de las muestras de GI y GII, se han escogido una muestra de GIII (inmediaciones de Hobergsliden) y otra de GIV para completar el rango de tipología de rocas.

### VI.1. Diagramas de variación de elementos mayores

La naturaleza de las rocas de JGC es muy similar, ya que todas están en el grupo de los granitoides, por lo que todas las muestras serán representadas con los mismos diagramas. La excepción en ciertos diagramas ocurre con las muestras 3, 115, 149 y 154 que se corresponden con rocas básicas. Los análisis de elementos mayores se disponen a continuación (Tabla VI-2) en función del % en peso de cada óxido:

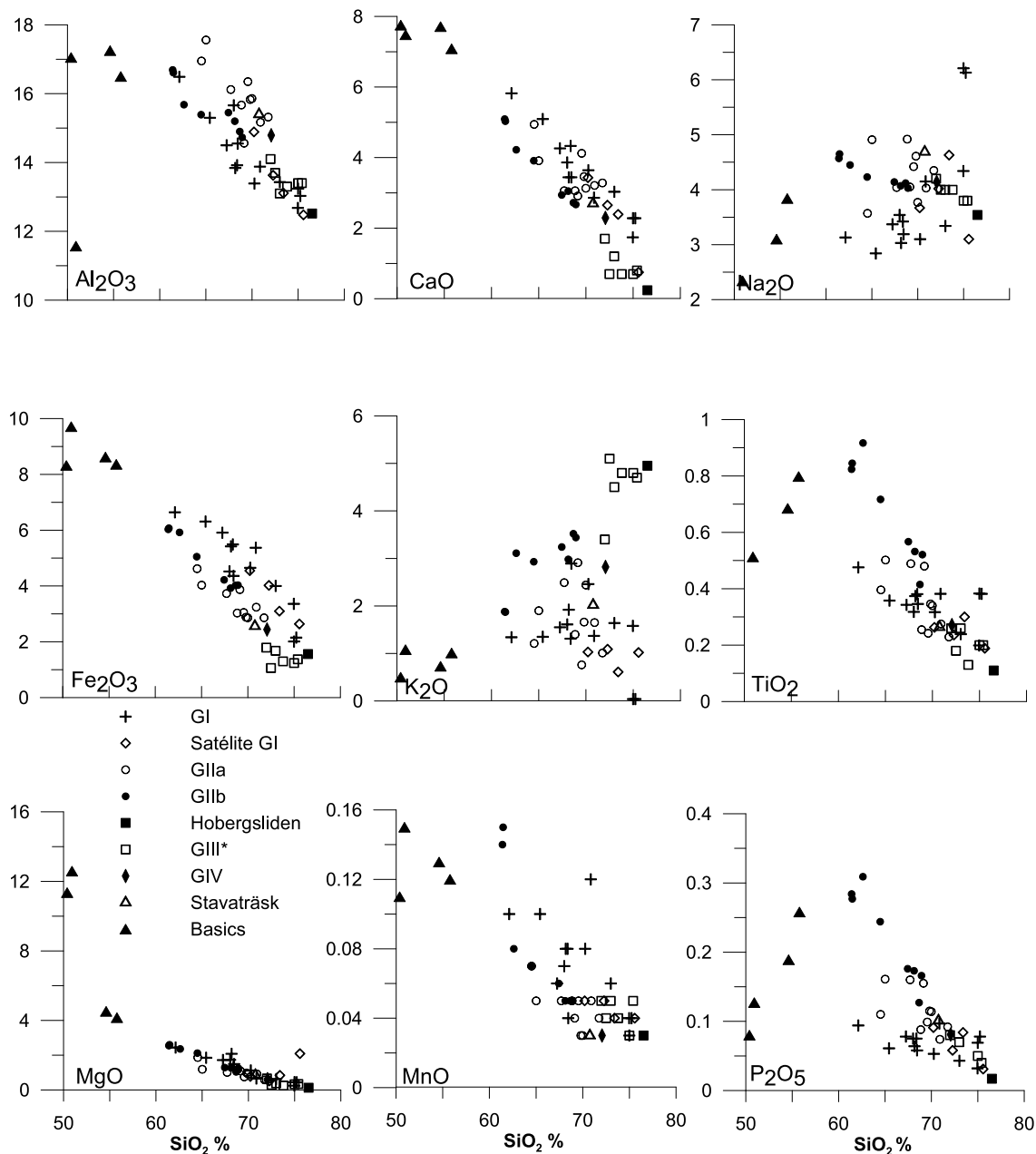
JO04	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
03	50,39	0,45	17,05	8,32	0,11	11,35	7,75	2,58	0,50	0,08	1,2	99,88
06	72,07	0,27	14,79	2,44	0,03	0,62	2,29	4,14	2,82	0,08	0,5	100,05
07	76,51	0,11	12,52	1,56	0,03	0,13	0,24	3,54	4,95	0,02	0,5	100,11
23a	65,01	0,50	17,56	4,03	0,05	1,19	3,91	4,91	1,90	0,16	0,8	100,03
24a	69,14	0,48	14,56	3,87	0,04	1,09	2,91	4,05	2,91	0,15	0,8	100,01
34	64,48	0,72	15,39	5,05	0,07	2,12	3,91	4,23	2,93	0,24	0,9	100,05
40	62,62	0,92	15,68	5,92	0,08	2,36	4,22	4,45	3,11	0,31	0,3	99,98
51	68,45	0,35	14,55	4,36	0,04	1,49	3,44	3,19	2,89	0,06	1,2	100,02
67	67,25	0,34	14,50	5,91	0,06	1,72	4,26	3,37	1,55	0,08	1,1	100,15
75	68,38	0,38	13,92	5,49	0,08	1,33	4,33	3,42	1,31	0,07	1,3	100,02
78	74,97	0,20	12,68	3,36	0,04	0,25	1,74	4,34	1,58	0,03	0,8	99,99
83	68,67	0,41	14,90	4,02	0,05	1,04	2,72	4,12	3,52	0,13	0,5	100,09
86	70,86	0,38	13,88	5,37	0,12	0,66	2,86	4,15	1,37	0,10	0,3	100,05
88	62,12	0,48	16,49	6,64	0,10	2,44	5,82	3,13	1,34	0,09	1,3	99,96
94	75,23	0,38	13,03	2,15	0,04	0,44	2,28	6,13	0,04	0,08	0,4	100,18
94*	74,99	0,38	13,24	2,01	0,03	0,45	2,28	6,21	0,04	0,07	0,5	100,18
100	70,91	0,28	15,17	3,24	0,05	0,92	3,21	4,03	1,65	0,07	0,5	100,03
101	68,85	0,26	15,67	3,03	0,05	1,18	3,06	4,92	1,40	0,09	1,5	100,01
107	68,18	0,37	13,84	5,42	0,08	2,08	3,44	3,03	1,92	0,06	1,5	99,93
109	70,26	0,32	13,39	4,65	0,08	1,12	3,64	3,10	2,46	0,05	0,9	99,97
112	64,52	0,40	16,95	4,62	0,07	1,87	4,94	3,57	1,21	0,11	1,7	99,96
114	67,70	0,49	16,12	3,73	0,05	1,01	3,06	4,04	2,49	0,16	1,1	99,95
115	55,78	0,80	16,50	8,36	0,12	4,16	7,08	3,84	1,01	0,26	2,1	100,02
119	69,55	0,24	16,35	3,05	0,05	0,75	4,12	4,42	0,76	0,10	0,6	100,00
120	68,02	0,32	15,66	4,52	0,07	1,73	3,86	3,54	1,61	0,07	0,6	100,01
122	71,75	0,23	15,32	2,86	0,04	0,58	3,28	4,35	1,01	0,09	0,5	100,01
124	70,21	0,26	14,89	4,55	0,05	0,78	3,43	3,67	1,03	0,09	1,0	99,97
127	75,57	0,19	12,48	2,64	0,04	2,09	0,75	3,10	1,02	0,03	2,1	100,01
128	67,44	0,57	15,45	4,22	0,06	1,29	2,94	4,14	3,24	0,18	0,5	100,03
130	73,01	0,24	13,43	4,00	0,06	0,63	3,03	3,34	1,64	0,04	0,5	99,92
135	65,43	0,36	15,30	6,31	0,10	1,85	5,09	2,84	1,35	0,06	1,2	99,89
136	68,13	0,53	15,20	3,92	0,05	1,27	3,05	4,07	2,98	0,17	0,6	99,99
138	69,80	0,35	15,83	2,88	0,03	0,98	3,46	4,61	1,66	0,12	0,3	100,01
139	68,93	0,52	14,73	4,03	0,05	1,24	2,67	4,03	3,44	0,17	0,2	100,01
142	69,99	0,34	15,86	2,86	0,03	0,92	3,13	3,77	2,44	0,11	0,5	99,96
144	73,41	0,30	13,11	3,10	0,04	0,84	2,39	4,63	0,61	0,08	1,5	100,02
145	70,76	0,26	15,40	2,56	0,03	0,85	2,70	4,69	2,02	0,10	0,6	99,98
146	72,28	0,24	13,63	4,02	0,05	0,52	2,65	4,02	1,09	0,06	1,4	99,96
147	61,47	0,85	16,61	6,07	0,15	2,60	5,03	4,65	1,87	0,28	0,4	99,98
147*	61,40	0,82	16,69	6,03	0,14	2,55	5,09	4,57	1,88	0,28	0,5	99,97
149	54,61	0,69	17,25	8,62	0,13	4,52	7,71	3,10	0,73	0,19	2,4	99,95
154	50,91	0,51	11,57	9,71	0,15	12,59	7,48	2,34	1,08	0,13	3,3	99,92

Tabla VI-2: Análisis de elementos mayores, \*análisis repetido. Localización y tipo de fase en tabla VI-1.

Los datos completos del análisis de roca pueden ser consultados en el Anexo III: Litogeoquímica de este trabajo.

### VI.1.1. Diagramas Harker

Al ser el  $\text{SiO}_2$  el óxido más abundante en las rocas de JGC se ha representado la variación de todos los óxidos respecto a este (**Fig. VI-1**). Estos diagramas de variación se representan debido a la gran variación en contenido de sílice de las rocas en comparación con el resto de elementos (Harker, 1909). Las diferencias entre las intrusiones del JGC en función de componentes mayoritarios no son siempre claras, aunque la variación de ciertos elementos respecto al contenido en sílice denota ciertas tendencias que las diferencian.



**Fig. VI-1:** Diagramas Harker de granitoides de JGC. Datos de GIII (Wilson et al.) se corresponden con la geoquímica de muestras de GIII de Wilson et al., (1987).

Las muestras básicas analizadas presentan un hueco composicional en todos los diagramas respecto a las composiciones de todos los granitoides del JGC analizados. Además sólo se correlacionan linealmente en alguno de los diagramas con las muestras de GII (**Fig. VI-1**). En el diagrama de  $\text{MgO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  las muestras Gq-03 y -154 son las que se sitúan en la zona más rica en  $\text{MgO}$  y pobre en  $\text{SiO}_2$ .

El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es uno de los componentes mayoritarios que presentan mayores diferencias entre GI y las fases GII a GIV. Para valores similares de sílice, las muestras de GI tienen contenidos en aluminio mucho menores que GIIa (aproximadamente 1% menores), aunque parecidos a los de GIIb. También se observa que la mayoría de muestras de GI son fundamentalmente ricas en sílice y pobres en aluminio respecto a las de GII. La muestra de GIII se corresponde con el extremo rico en sílice y pobre en aluminio. Las muestras de GIIa, Stavaträsk tienen en este caso valores similares de sílice y aluminio (70%  $\text{SiO}_2$  y 15%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Las intrusiones satélite se agrupan entre las muestras más evolucionadas de GI.

El contenido en CaO de todas las muestras presenta una correlación lineal inversa respecto al aumento en  $\text{SiO}_2$ . GI y GII presentan un comportamiento parecido cuando los valores de sílice son similares, aunque con algo menos de CaO en el caso de GIIb. Las muestras de GIIa tienen un contenido de CaO muy homogéneo, localizándose casi todas las muestras en rango de de 3% de CaO y 70% de  $\text{SiO}_2$ . Las muestras de GIII y GIV son las fases más evolucionadas del grupo GII a GIV, asociadas a la muestra de Stavaträsk. Las muestras de intrusiones satélite se localizan entre las muestras más ricas en sílice y pobres en calcio de GI.

No existe una clara tendencia de variación (normal o inversa) de  $\text{Na}_2\text{O}$  respecto a  $\text{SiO}_2$ , pero las muestras de GI y GII se agrupan en dos zonas bien definidas. Sólo las GIIb muestra correlación lineal inversa clara mientras que el resto de muestras poseen una mayor dispersión. Las muestras de GII poseen valores de 4-5% de  $\text{Na}_2\text{O}$  para cualquier contenido en sílice. En cambio las muestras de GI aumentan de 3% a 4% en función del aumento de sílice, aunque algunas de las muestras mantienen el mismo contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  independiente del aumento en sílice. La muestra 94 tiene valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  de 6%, muy superiores a las demás muestras. La muestra de GIII tiene contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  inferiores a las muestras de GII y GIV, siendo su contenido en sílice muy superior.

El diagrama de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{SiO}_2$  muestra una doble tendencia que separa los grupos GI de GII-GIV. Aunque ambos grupos presentan correlación lineal negativa respecto a sílice con pendientes casi idénticas, ambas tendencias son paralelas con diferencias reseñables. Para contenidos en sílice que aumentan desde 60 a 75% las muestras de GI varían desde 7% a 2% en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , frente a las muestras de GII-GIV que descienden desde 6% a valores alrededor de 1.5%. Para idénticos valores en sílice las muestras de GI tienen entre 1 y 2% más en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Las muestras de intrusiones satélite se localizan en las composiciones intermedias a más evolucionadas de GI, mientras que las muestras de Stavaträsk, GIII y GIV son las que tienen contenidos menores en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en la línea de variación de GII-GIV. Las muestras de GIII (Wilson et al.) parecen corresponderse con los términos más evolucionados de las intrusiones de GII-GIV.

Al igual que en diagrama de  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , los valores de  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  se dispersan sin mostrar una variación lineal. Aunque si se observa la tendencia de contenidos mayores en potasio para las muestras de GII frente a las de GI para contenidos en sílice similares. Dentro de la fase GII, la subfase GIIb es sistemáticamente más rica en potasio que GIIa. La muestra 94 de GI prácticamente no tiene potasio, frente a la muestra de GIII que supera el 5%. La muestra de Stavaträsk y GIV se asocian a la zona de GIIa. Las intrusiones satélite poseen los valores más bajos en  $\text{K}_2\text{O}$  de todas las muestras tipo GI.

La variación de  $\text{TiO}_2$  respecto a sílice diferencia claramente las muestras que pertenecen al grupo GII-GIV frente a las de GI. En ambos la correlación de  $\text{TiO}_2$  con aumento de  $\text{SiO}_2$  es inversa, pero la pendiente de GII-GIV es mucho mayor que la de las muestras de GI. Los contenidos en  $\text{TiO}_2$  de GII-GIV descienden desde 0.9% hasta 0.1% con el aumento en sílice; en el caso de las muestras de GI el descenso ocurre desde contenidos en  $\text{TiO}_2$  de 0.5% hasta algo menos de 0.2%. Para el grupo GII-GIV las muestras con menores contenidos en titanio se corresponden con GIII y GIV. La muestra Stavaträsk se agrupa con GIII y GIV. Las intrusiones satélite son las de

menores contenido de titanio entre las de tipo GI, mientras que la muestra 94 y 94\* son las que presentan mayor contenido en titanio a pesar de ser las que tienen menos sílice. La variación del contenido en MgO de todas las muestras del JGC están agrupadas en una distribución lineal inversa frente al aumento de SiO<sub>2</sub>. Todas las muestras se localizan en la misma recta con la misma pendiente, estando las muestras mezcladas en sus posiciones. Únicamente son destacables las posiciones de las muestras de GIII y la 127 de intrusiones satélite. La muestra de GIII ocupa el término más rico en sílice y pobre en magnesio (menor a 0.2%). La muestra 127 (tipo GI en Kläddberget) para parecidos contenidos en sílice (75%) a las de GIII, tiene los valores en MgO superiores al 2%, similares a lo de las muestras de GI menos evolucionadas.

El contenido en MnO presenta una variación lineal inversa con el aumento en SiO<sub>2</sub>, las muestras de GI presentan contenidos ligeramente superiores a los de GII para similares contenidos en SiO<sub>2</sub>. Sólo la muestra 147 (GIIb) presenta valores fuera de lo normal, con contenidos alrededor de 0.15% MnO, muy superiores al resto de muestras. La muestra de GIII-Hobergsliden es la que presenta menor contenido en este óxido, con valores inferiores a 0.03% de MnO.

La variación de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> frente a SiO<sub>2</sub> es muy similar a la que se observa para el caso del TiO<sub>2</sub>. Pero en este caso la pendiente del grupo de muestras de GI es casi horizontal. Para GI la mayoría de las muestras se localizan en valores de 0.05 a 0.1% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> para cualquier contenido en sílice. Las intrusiones satélite se sitúan en la zona intermedia a más evolucionada de GI. En cambio, las muestras de GII-GIV presentan un descenso pronunciado de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> desde 0.3% hasta 0.02%. Las muestras de GIIb son las que tienen mayores contenidos en fósforo, GIIa contenidos intermedios, y finalmente son GIV y GIII las que tienen mayor contenido en sílice y menor en fósforo. La muestra de Stavaträsk se asocia con las de GIIa.

### VI.1.2. Clasificación y discriminación de series ígneas

La clasificación de algunas de las muestras de GI mediante petrografía es muy complicada, especialmente cuando la intensidad de la alteración y deformación ha sido muy alta, esto también ocurre con la geoquímica. En primer lugar, se ha utilizado la relación entre óxidos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub> con el objetivo de separar las series de rocas. Se observa una correlación lineal positiva entre ambos óxidos para todas las muestras (Fig. VI-2):

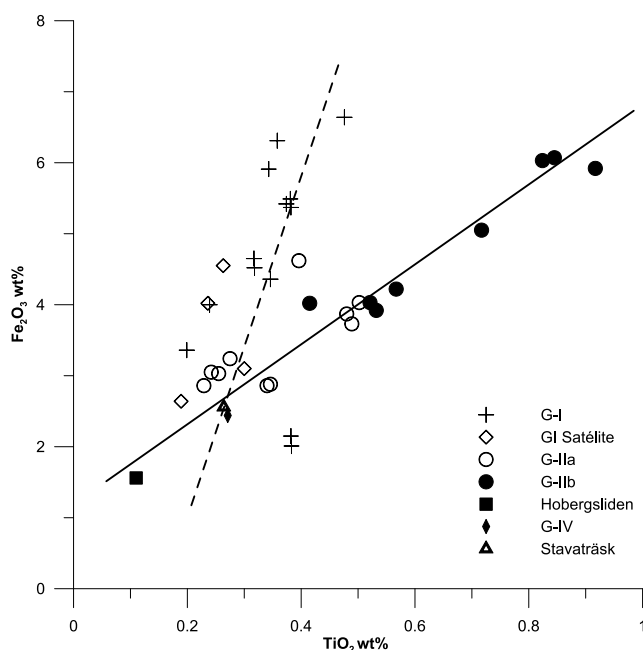


Fig. VI-2: Gráfico Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. TiO<sub>2</sub> de las muestras de JGC.

La línea de color negro marca la variación del contenido de titanio con el aumento del hierro para las muestras de las fases GII a GIV. Se produce el descenso del contenido en  $TiO_2$  desde las qz-monzodioritas de GIIb hacia la muestra de GIII-Hobergsliden, pasando por las granodioritas de GIIa, GIII y GIV. En las muestras de la fase GI, el contenido en titanio respecto al hierro no varía enormemente, variando entre 0.2-0.4% de  $TiO_2$  para cualquier contenido en  $Fe_2O_3$ . Para las muestras con mayor contenido en hierro de ambos grupos de rocas, la fase GI contiene menos de la mitad del titanio que las que contienen las muestras de GIIb. Las muestras de intrusiones satélite tienen los valores más bajos de  $Fe_2O_3$  y  $TiO_2$  de entre todas las muestras de tipo GI.

Para la clasificación de las muestras de JGC se ha utilizado el diagrama TAS (Total Alkali-Silica) para rocas ígneas (Cox et al., 1979) modificado para rocas plutónicas (Wilson, 1989). En el que se representan la suma de los elementos alcalinos ( $Na_2O+K_2O$ ) frente a  $SiO_2$  (Fig. VI-3):

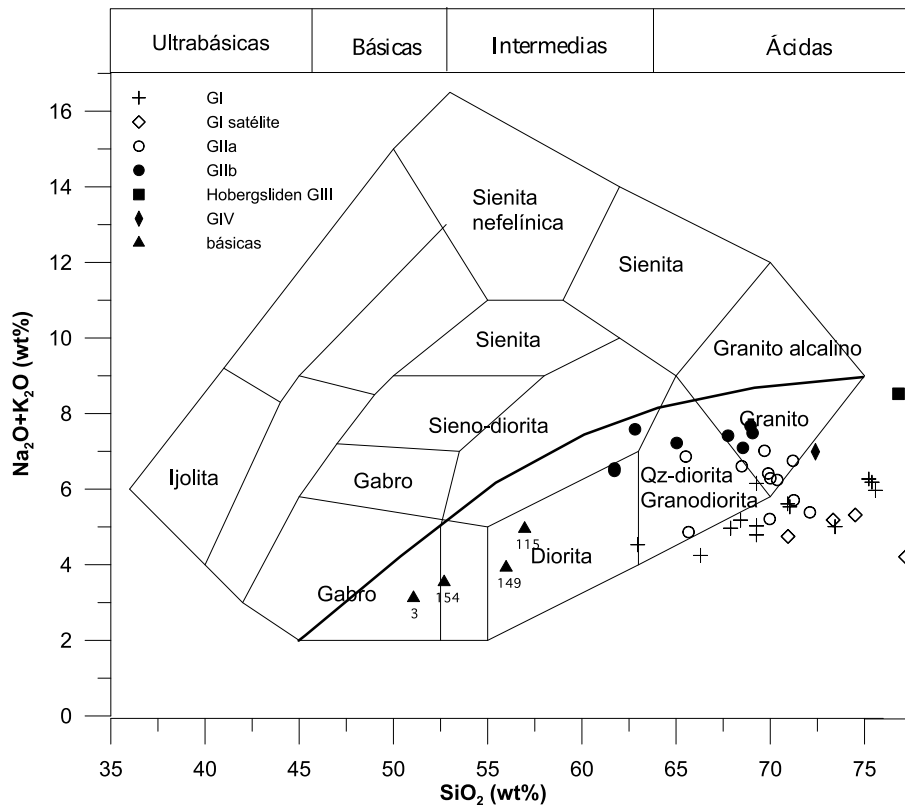


Fig. VI-3: Diagrama TAS de las muestras de JGC. Las muestras de GI y Máficas están referenciadas para su mejor identificación (misma leyenda que Fig. VI-1).

Las muestras de rocas de Näsberget se clasifican como gabro y diorita, 3 y 115 respectivamente. La muestra del basalto (154) del contacto sur de JGC se clasifica como gabro, a diferencia de la muestra de máficas indiferenciadas de la zona de Sör-Jörnsberget (149) que se clasifica como diorita. La mayor parte de las muestras de GI se localizan en la zona externa al gráfico, pero fundamentalmente desplazadas de éste en el sentido de enriquecimiento en  $SiO_2$ . Especialmente desplazada hacia el exterior del gráfico está la muestra 127 que se corresponde con la intrusión satélite de Kläddberget. Además también se sitúan en la zona más rica en sílice las muestras 78, 94, 130, 144 y 146; todas estas muestras se corresponde con la zona sur-sureste de JGC y sus intrusiones satélite de Klockträsk y Brännliden. Las muestras de GIIb, GIIa, GIII, GIV y Stavaträsk se localizan en la zona que les corresponde por mineralogía, ya que estas son qz-monzodioritas, granodioritas y granitos respectivamente. La línea gruesa marca la separación entre rocas alcalinas y subalcalinas, bajo la cual se sitúan todas las muestras.

Para la discriminación entre series de rocas se ha utilizado la relación  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (Roberts and Clemens, 1993). Este gráfico discrimina entre las series toleítica, calcoalcalinas y shoshonítica (Fig. VI-4):

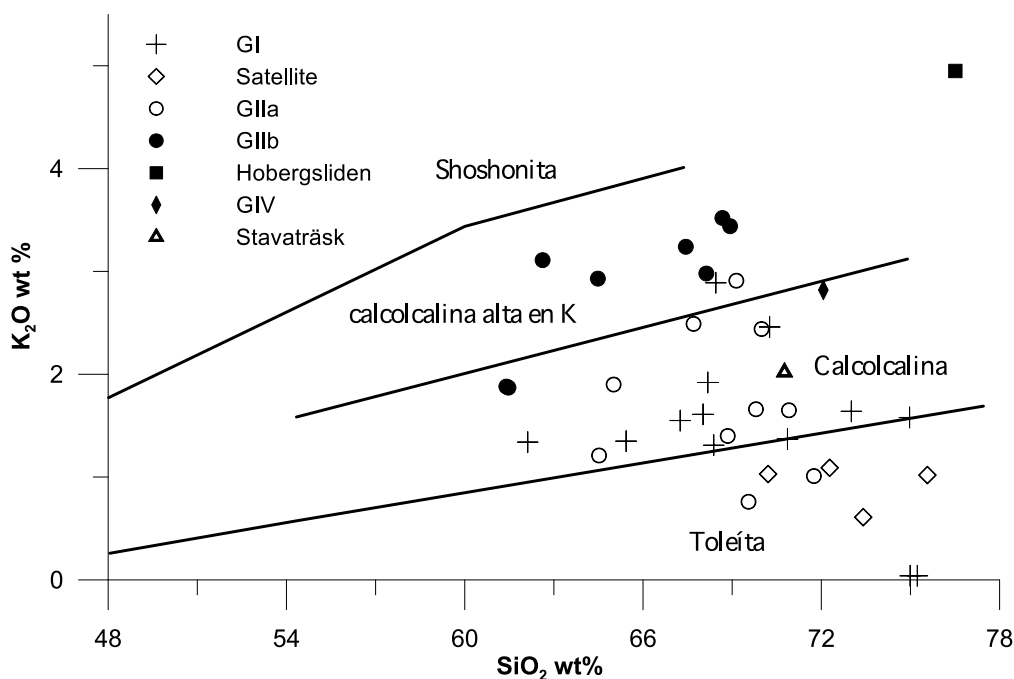


Fig. VI-4: Gráfico de discriminación de series magmáticas (Roberts and Clemens, 1993). Misma leyenda que Fig. VI-1.

La mayor parte de las muestras analizadas de GI cae dentro del campo de las rocas calcoalcalinas o cerca del límite con rocas toleíticas, la excepción es la muestra 51 (noroeste de JGC) cuya composición la localiza en el campo de rocas calcoalcalinas ricas en K. Las muestras de intrusiones satélite se clasifican en el campo de las series de rocas toleíticas, lo mismo ocurre con la muestra 94 (muy pobre en  $\text{K}_2\text{O}$ ).

Las muestras básicas, Stavaträsk y de la subfase GIIa se encuentran en el campo calcoalcalino, al igual que las muestras de GI. Únicamente las muestras de GIIa 119 y 122 caen ligeramente en el campo de las toleítas y la 24a en el campo de las rocas calcoalcalinas ricas en K.

La subfase de GIIb y las fases de GIII y GIV, se sitúan en el campo de rocas calcoalcalinas ricas en K. Los contenidos en sílice para estas rocas son los mismos que para las muestras de GIIa y GI que se clasifican en el campo calcoalcalino. La muestra de GIII-Hobergsliden aunque muy rica en sílice y potasio, se clasifica dentro del campo de rocas calcoalcalinas ricas en K.

Debido a que la alteración ha podido tener un efecto importante en cuanto a los contenidos en  $\text{K}_2\text{O}$ , se ha decidido utilizar también el diagrama AFM para reconocer el tipo de series ígneas. Además de observar ciertas tendencias en cuanto a los grupos de rocas, aunque éstas son más fáciles de definir en los diagramas de variación Harker. Las tendencias observadas hay que explicarlas de un modo cauteloso ya que el 85% de las rocas que conforman la corteza continental pertenecen a rocas calcoalcalinas y podemos estar malinterpretando una serie de datos (Le Maitre, 1976). Aunque ciertos autores utilizan las proporciones atómicas para el cálculo de los vértices de este diagrama, el procedimiento más usado es el de % en peso de los óxidos. El vértice A se corresponde con la suma  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  % en peso, correspondiendo M con % en peso de

MgO. El vértice F tiene variantes, dependiendo del estado de oxidación de Fe que obtengamos según el procedimiento analítico utilizado:

$F_1 = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  expresados como  $\text{FeO}_{\text{total}}$

$F_2 = \text{FeO} + 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$  convertido a FeO

$F_3 = \text{promedio de FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$

En nuestro caso ha sido utilizado  $F_2$  con todo el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  convertido en FeO. Ciertos autores suman al vértice F el contenido en MnO, aunque las variaciones que esto incluye no son reseñables en ningún caso (Rickwood, 1989). El límite entre el campo de toleítas y calcoalcalinas ha sido definido mediante numerosos análisis geoquímicos tanto de rocas volcánicas como plutónicas (Carmichael, 1964; Irvine and Baragar, 1971; Kuno, 1968).

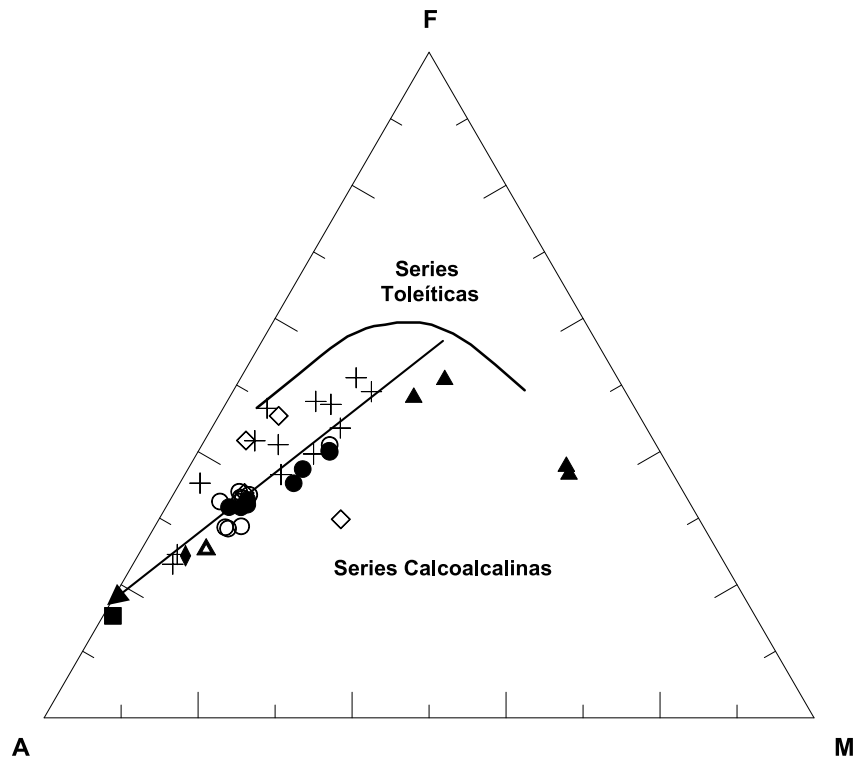


Fig. VI-5: Diagrama AFM de rocas de JGC (misma leyenda que Fig. VI-1).

Todas las muestras forman parte de series calcoalcalinas, las distintas fases se separan en dos grupos más o menos bien diferenciados. Las rocas de GI, aunque con cierta dispersión, se desarrollan en una línea más cercana al lado AF que el resto de las muestras cerca del campo de las toleítas. Las muestras de intrusiones satélite se sitúan entre los valores medios de GI con excepción de una de las muestras.

Las muestras de GIIa, GIIb, GIII, GIV, Stavaträsk y las máficas 115 y 149 se alinean (línea color verde) con mayor valor relativo de M que la fase GI. La dispersión de las rocas de GII-GIV+máficas es casi nula, siendo muy buena la correlación a lo largo de esta línea. Las muestras 3 y 154 (muy ricas en Mg) no pueden incluirse en un grupo de rocas pero se clasifican en el campo de rocas calcoalcalinas.

### VI.1.2.1. Clasificación geoquímica de granitoides

La clasificación de granitoides se basa en tres variables principales (Frost et al., 2001), éstas son por  $Fe^*$  [ $FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO)$ ], el índice de álcali modificado (MALI) y el índice de saturación de aluminio (ASI).

El índice de  $Fe^*$  diferencia entre granitoides férricos (enriquecidas en hierro) de aquellos con afinidad magnésica. Una parte importante de las muestras del JGC se encuentran en el campo de granitoides magnésicos, pero cerca del campo de los férricos. Numerosas muestras de todas fases del JGC se encuentran dispersos dentro del campo de granitoides férricos (Fig. VI-6), especialmente es común en aquellos granitoides con contenidos en sílice superiores al 70 % (Frost et al., 2001). La línea que separa ambos campos es equivalente a la que separa series toleíticas (arriba) de calco-alcalinas (debajo) según Miyashiro (1970). La mayoría de granitoides tipo-A se sitúan en el campo férrico.

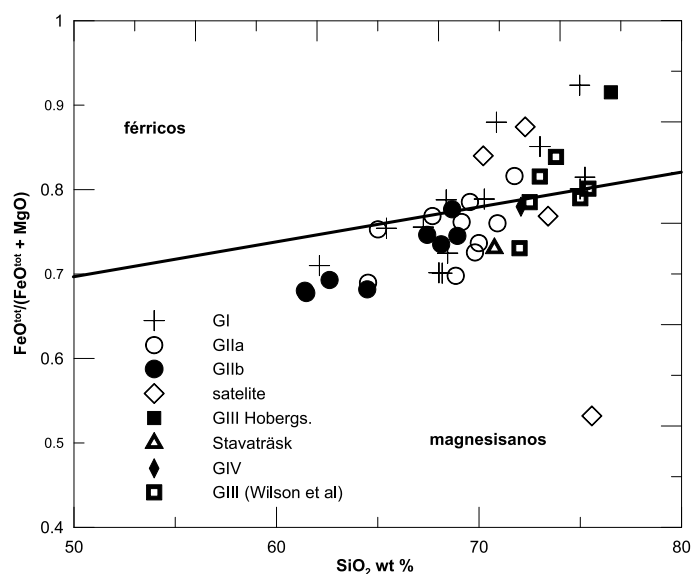


Fig. VI-6: Diagrama  $Fe^*$  [ $FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO)$ ] vs  $SiO_2$ , para discriminación de granitoides férricos de magnésicos. Las muestras de GIII (Wilson et al) se corresponden con análisis de Wilson et al. (1987).

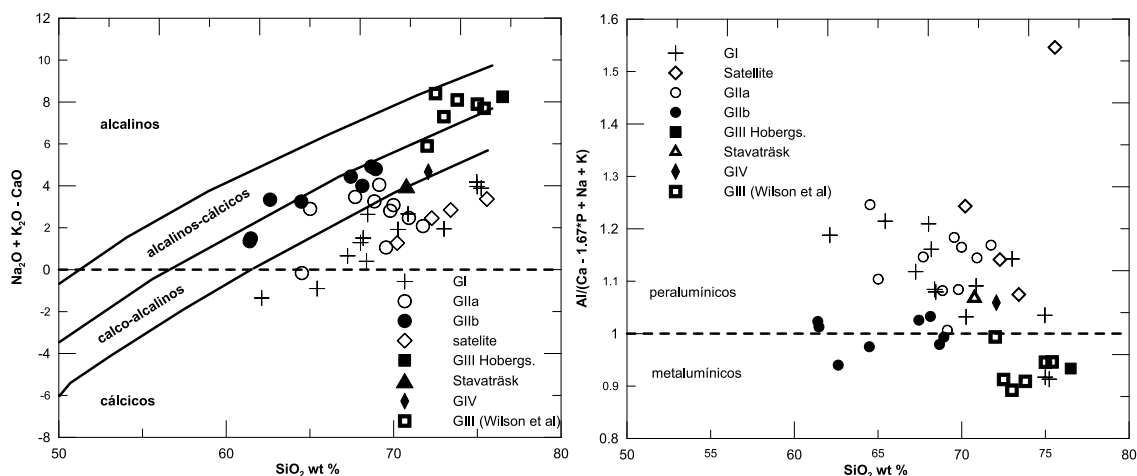


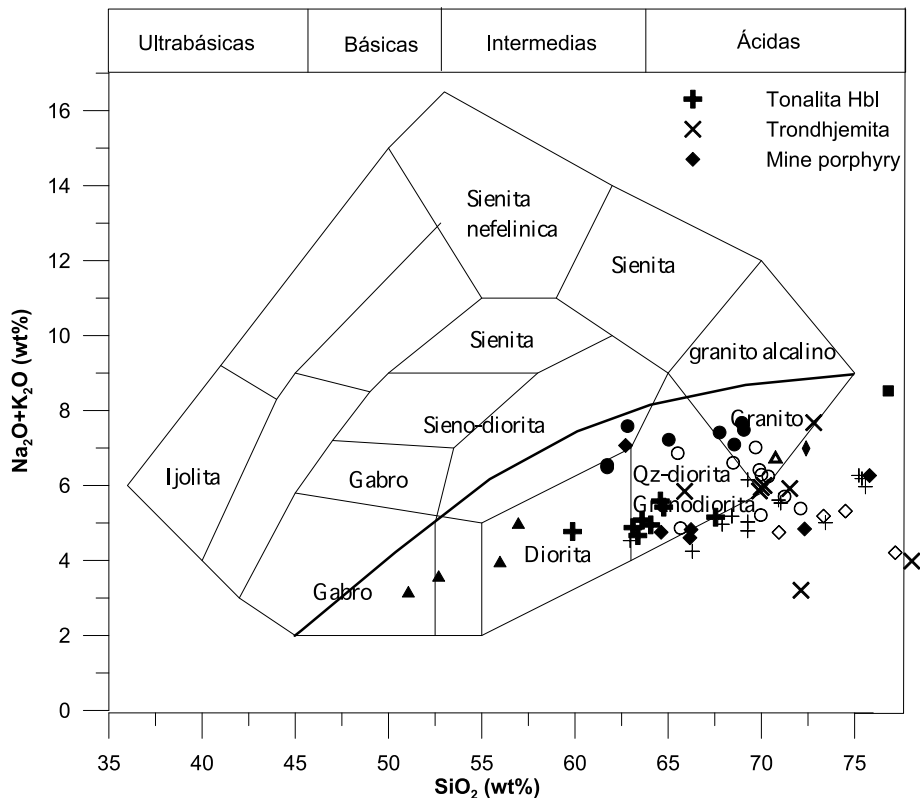
Fig. VI-7: A: (izq.) diagrama MALI de índice de álcali-sodio modificado (Modified Alkali-Lime Index) del JGC. B: (dcha.) diagrama ASI de saturación en aluminio (Alumina Saturation Index) del JGC. Las muestras de GIII (Wilson et al) se corresponden con análisis de Wilson et al. (1987).

En el diagrama de la **fig. VI-7A** ha sido representado el índice alcalino sódico modificado (MALI) de Frost et al. (2001). Todas las muestras de GI e intrusiones satélite tipo GI se clasifican en el campo de los granitoides cálcicos. Además forman una tendencia con las intrusiones satélite en la zona de rocas más evolucionada. Las muestras de GIIa se dispersan entre las rocas cálcicas y las calco-alcalinas, con valores similares a algunas muestras de GI. GIIb se localiza en el campo de granitoides calco-alcalinos cerca del límite con las rocas alcalinas-cálcicas. Las muestras de GIV y de la intrusión de Stavaträsk se sitúan en la transición entre granitoides calco-alcalinos y cálcicos. Las intrusiones de GIII y GIII-Hobergsliden se clasifican como granitoides alcalinos-cálcicos en las zona de rocas más evolucionadas (**Fig. VI-7A**).

El diagrama ASI (**Fig. VI-7B**) representa el índice de saturación de aluminio de granitoides mediante la representación de  $Al / (Ca - 1,67 * P + Na + K)$  molecular vs  $SiO_2$ . Las intrusiones de GI, GIIa, Stavaträsk, GIV e intrusiones satélite de GI se localizan en el campo de granitoides per-alumínicos o cerca del campo de granitoides metalumínicos, con excepción de la muestra JO04-94. Las muestras de la intrusión de GIIb se clasifican en la zona intermedia entre granitoides peralumínicos y metalumínicos. Todas las muestras correspondientes a los granitos de GIII y Hobergsliden se clasifican en el campo de rocas metalumínicas ( $ASI < 0$ ), a su vez en todas estas muestras  $(Na + K) > Al$  molecular lo que indica que GIII son granitoides peralcalinos (**Fig. VI-7B**).

### VI.1.3. Comparación de JCG y otras intrusiones por componentes mayoritarios

Aunque los datos que aportamos se fundamentan en JGC, es de gran importancia su comparación con la litogeoquímica existente de otras intrusiones presentes en el distrito minero de Skellefte. Por tamaño y asociación a un importante yacimiento se hace fundamental la comparación con VIC; la información utilizada para dicho complejo se ha extraído del proyecto CAMIRO.



**Fig. VI-8:** Diagrama TAS de las muestras de VIC conjuntamente con las de JGC. Las muestras de GI y Máficas están referenciadas, misma leyenda que Fig. VI-1 sumada a la existente en el diagrama para VIC.

Las muestras de la tonalita hornbléndica de VIC se clasifican dentro del campo de las granodioritas de un modo muy agrupado (sin dispersión relevante), a excepción de una de las muestras que encontramos en el campo de las dioritas. Las muestras pertenecientes a las fases denominadas Mine porphyry y Trondhjemita presentan una mayor dispersión en cuanto a su clasificación, especialmente en el contenido en  $\text{SiO}_2$ , muy similar a lo que le ocurre a las muestras de GI (Fig. VI-8), quedando una parte importante de estas fuera de la zona de clasificación.

Las muestras de los granitos de Revsund muestran una clasificación en el TAS de granitos o de granitos alcalinos, aunque todas ellas cerca del límite entre rocas subalcalinas y alcalinas (Fig. VI-9). La clasificación de los granitos de Revsund es similar a las muestras de GIII, aunque con una dispersión algo mayor. Las muestras de Hobergliden (al igual que la muestra JO04-07) se localiza en la zona de los granitos, con los mismos contenidos en  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  que las muestras de GIII pero con un claro mayor contenido en  $\text{SiO}_2$ . Las muestras de la intrusión de Antak se clasifican como granitos, estas muestras presentan unas composiciones en TAS muy similares a las de la fase GIII de JGC. Las muestras de GI de Tallberg se clasifican en la zona correspondiente a las dioritas, a excepción de una de las ellas. El pórfido de Tallberg se clasifica entre las muestras de GI en el límite entre granodiorita y granito (Fig. VI-9). En el caso de las muestras de andesita de Tallberg, éstas se localizan entre los campos de dioritas y gabros (equivalentes plutónicos de la andesita). Ninguna de las muestras de Tallberg muestra como en el caso de las GI de JGC un valor en  $\text{SiO}_2$  que las clasifica fuera del TAS.

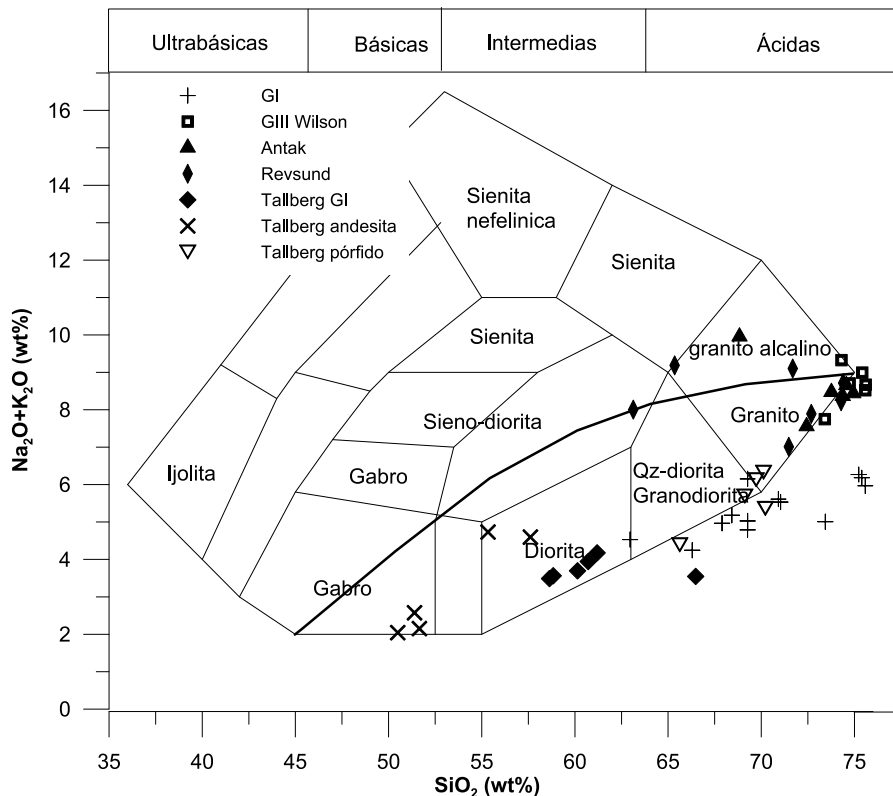
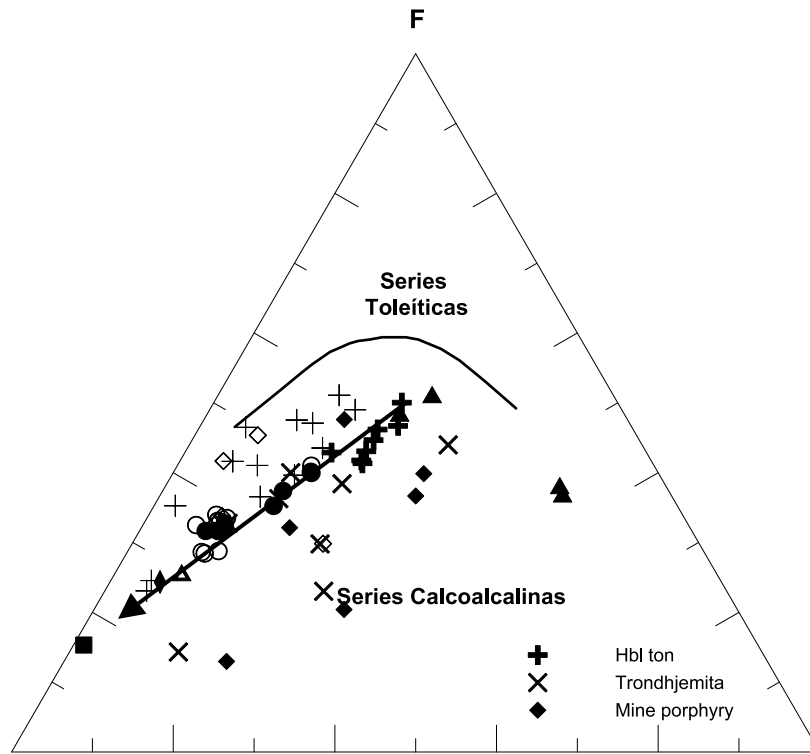
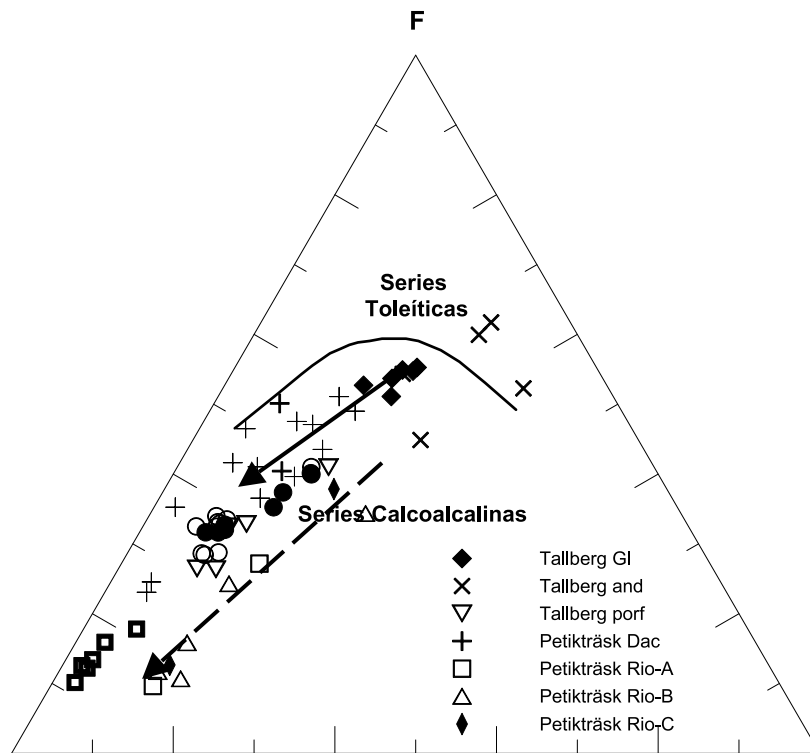


Fig. VI-9: Diagrama TAS de las muestras de diferentes intrusiones en Distrito minero de Skellefte. \*muestras de Tallberg (Weihed, 1992b), Revsund, Hobergliden y Antak (SGU-Servicio Geológico Sueco), GIII (Wilson et al., 1987).

Las muestras de VIC representadas en el diagrama AFM, tanto para Mine porphyry como para Trondhjemita se desvían de la línea de tendencia que marcarían desde las muestras de Hbl ton hacia el vértice A (Fig. VI-10). Sólo las muestras de Hbl ton no presentan dispersión y se mantienen agrupadas de un modo homogéneo. Las muestras de Hbl ton se alinean con aquellas pertenecientes a GIIa, GIIb, GIII, GIV y Stavaträsk.



**A** **Fig. VI-10:** Diagrama AFM de VIC. JGC misma leyenda que Fig. VI-1 sumada a la existente en el diagrama para VIC. **M**



**A** **Fig. VI-11:** Diagrama AFM de las muestras de Tallberg y Petikträsk. JGC misma leyenda que Fig. VI.1 sumada a la existente en el diagrama para VIC. \*muestras de Tallberg (Weihed, 1992b), GIII (Wilson et al., 1987), Petikträsk (Schlatter, 2007). **M**

Las muestras de Tallberg GI representadas en el diagrama AFM, se localizan en la zona menos evolucionada del grupo de muestras de GI (Fig. VI-11). La línea negra define la tendencia entre las diferentes muestras de GI y las muestras del pórfido de Tallberg, éstas se agrupan conjuntamente a las muestras de los subgrupos GII y GIII. Las andesitas de Tallberg aparecen tanto en la zona de series calcoalcalinas como toleíticas. Marcado con una línea verde están representadas las dacitas y riolitas de Petikträsk consideradas de transición (Schlatter, 2007) (Fig. VI-11).

En el diagrama AFM de la fig. VI-12 están representadas las muestras de las intrusiones de Hobergsliden (tipo GIII), Antak, Revsund y Gäddträsk. Las muestras de Hobergsliden se localizan conjuntamente con los términos más evolucionados del grupo GIII del JGC, zona que también ocupa la muestra JO04-07 (Fig. V-5). A su vez, las muestras de Antak se correlacionan perfectamente con GIII pero en los términos más ricos en hierro de esta fase. En el caso de las muestras de Revsund, aunque algunas se agrupan también en la zona cercana a las de GIII, otras se localizan dispersas en el diagrama. Las muestras del pequeño plutón de Gäddträsk se agrupan en la zona media del diagrama AFM, con valores similares a la mayoría de muestras pertenecientes al grupo GI de JGC (Fig. VI-12). Todas las muestras de estas intrusiones se clasifican en el campo de las series de rocas calcoalcalinas.

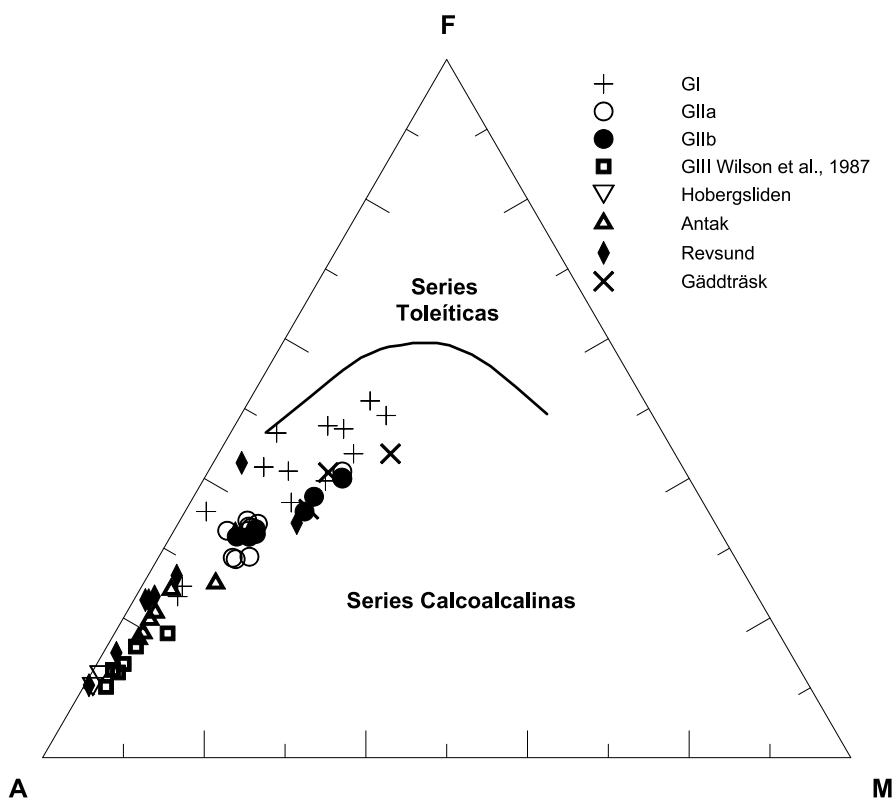
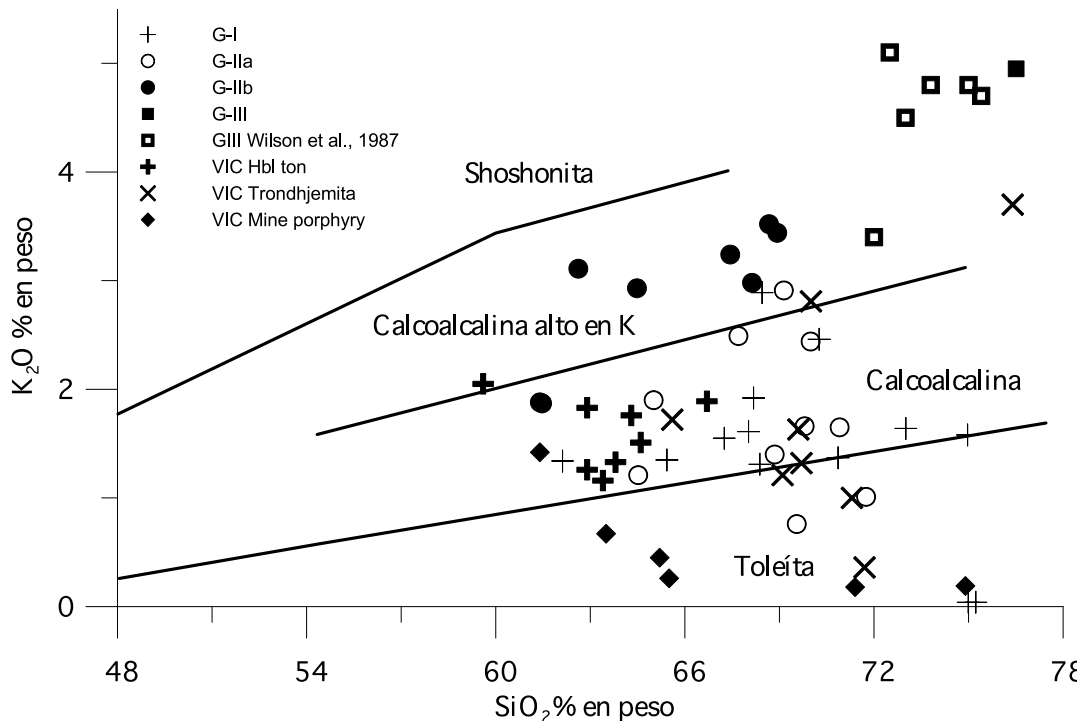


Fig. VI-12: Diagrama AFM de las muestras de Revsund, Hobergsliden, Antak y Gäddträsk. JGC misma leyenda que Fig. VI.1. \*muestras de Revsund, Hobergsliden, Gäddträsk y Antak (SGU-Servicio Geológico Sueco), GIII (Wilson et al., 1987).

En el diagrama de  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  (Roberts and Clemens, 1993) de la fig. VI-13 se han representado las intrusiones de VIC. Las muestras cuya composición es más homogénea son las de Tonalita hornbléndica (VIC Hbl ton), éstas se clasifican como gran parte de las muestras de GI y GIIa dentro del campo de las rocas calcoalcalinas. Las muestras de tonalita hornbléndica son más pobres en  $\text{SiO}_2$  que aquellas muestras

de JGC que se clasifican dentro del mismo grupo de rocas. El grupo de trondhjemitas de VIC tienen una composición similar a la que presenta el grupo GI de JGC. La mayoría de trondhjemitas de VIC se localizan en el límite entre rocas calcoalcalinas y toleíticas, con valor muy bajo en  $K_2O$  en alguna muestra. Excepto una de las muestras de VIC Mine porphyry, todas se localizan en el campo de las toleítas, tanto las de bajo como alto contenido en sílice (**Fig. VI-13**).

Las muestras de Tallberg relativas a GI se clasifican íntegramente en el grupo de rocas calcoalcalinas, aunque con valores en sílice siempre menores en aproximadamente 5% que aquellas de GI escogidas en todo JGC (**Fig. VI-14**). La única muestra de Tallberg GI que no se localiza en la zona de rocas calcoalcalinas tiene un contenido mayor en  $SiO_2$  que el resto de muestras del mismo grupo. El pórfido de Tallberg se agrupa en la zona correspondiente de rocas toleíticas o cerca del límite con las rocas de naturaleza calcoalcalina, se clasifican en el mismo campo que las intrusiones satélite tipo GI. Las muestras escogidas de las andesitas de Tallberg se localizan en la zona intermedia entre rocas de naturaleza calcoalcalina y toleítica (**Fig. VI-14**).



**Fig. VI-13:** Gráfico de discriminación de series magmáticas de las muestras de VIC (Roberts and Clemens, 1993).

Las muestras de Dacita, Riolita B' y Riolita X de Maurliden se clasifican en el campo de rocas tipo calcoalcalinas, al igual que las de GI y Tallberg GI. (**Fig. VI-14**). Únicamente una de las muestras de Riolita X presenta valores fuera de lo esperado con un contenido en  $K_2O$  muy alto, similar al de las muestras de GIII. El grupo de rocas de Riolita A' de Maurliden son bajas en  $SiO_2$  y se clasifican entre rocas calcoalcalinas y calcoalcalinas alto en K (**Fig. VI-14**).

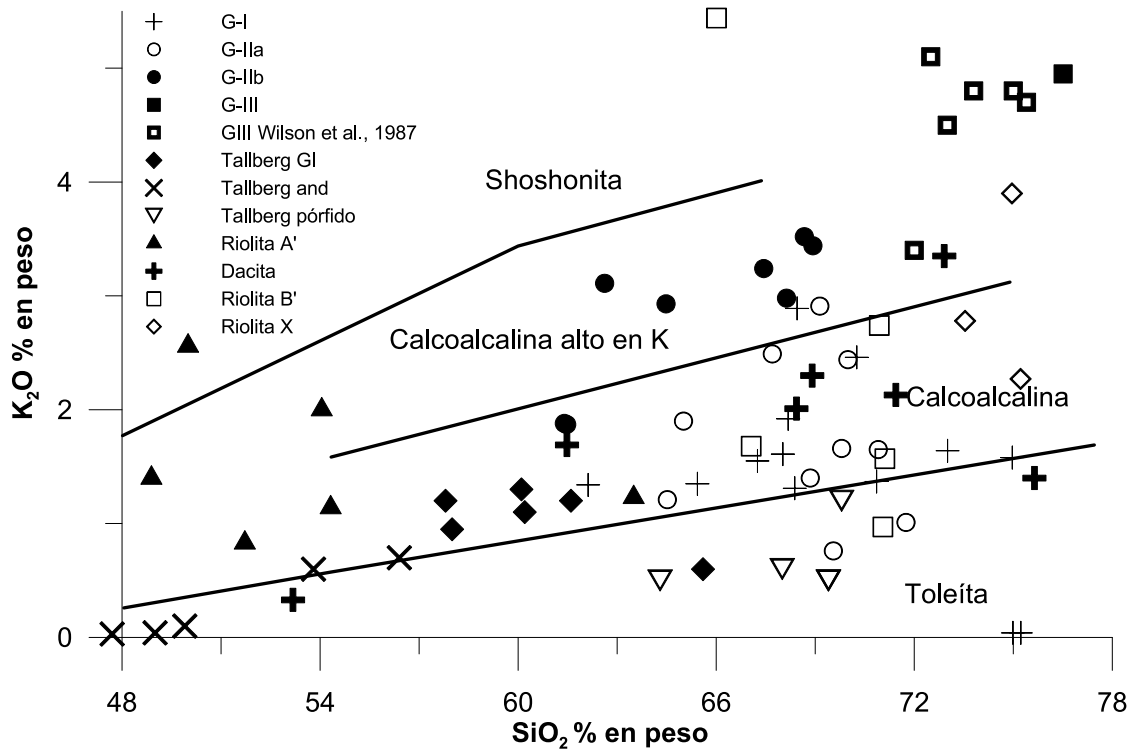


Fig. VI-14: Gráfico de discriminación de series magmáticas de las muestras de Tallberg y Maurlieden (Roberts and Clemens, 1993).

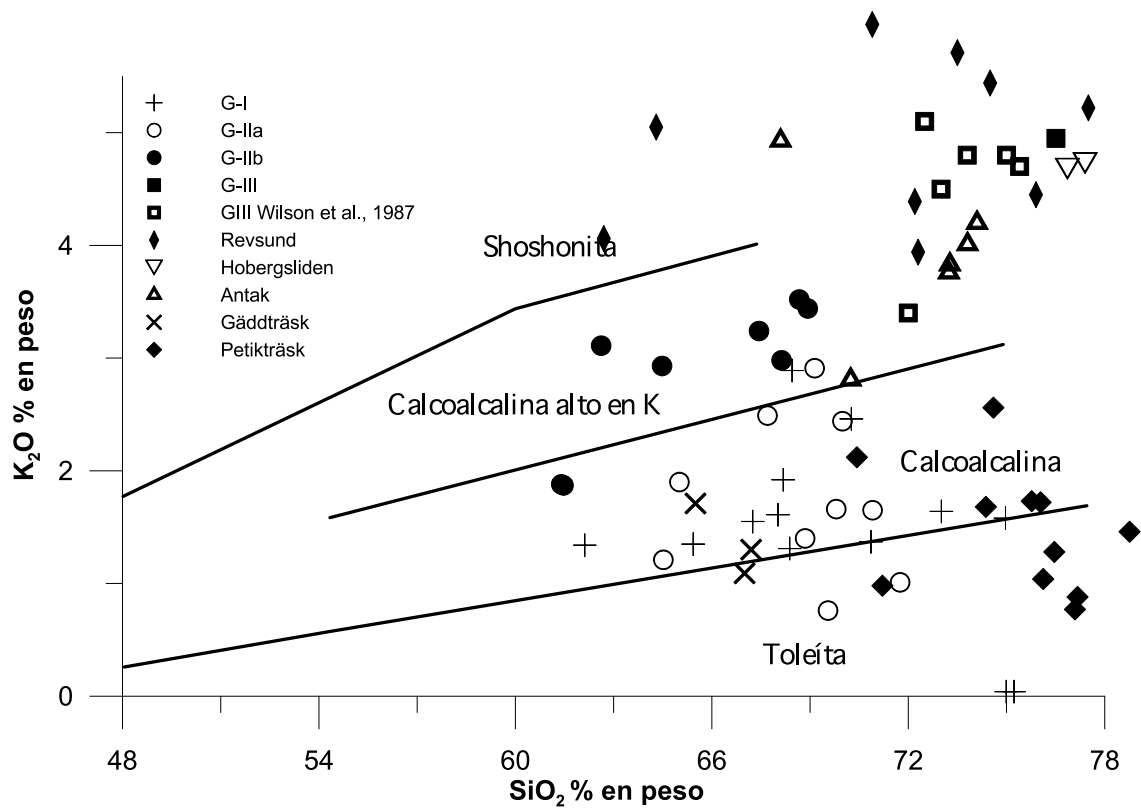


Fig. VI-15: Gráfico de discriminación de series magmáticas de las muestras de Revsund, Gäddträsk, Hobergsliden y Antak (Roberts and Clemens, 1993).

Las muestras del pequeño plutón de Gäddträsk en la zona de rocas calcoalcalinas, junto a las muestras de GI con menor contenido en SiO<sub>2</sub> y valores intermedios de K<sub>2</sub>O. Parte de las muestras de Gäddträsk se localizan en la transición entre los campos calcoalcalino y toleítico. La análisis pertenecientes a Revsund se dispersan en la zona rica en SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O con valores similares a los que presentan fases como GIII y Hobergsliden. Ambas muestras de Hobergsliden se localizan en las rocas clasificadas como calcoalcalinas alto en K junto a la muestra de GIII (JO04-07) como era de esperar. Los análisis de la intrusión de Antak indican que se clasifican en el campo de calcoalcalina alto en K en la misma zona que GIII pero con contenidos en K<sub>2</sub>O menores en casi 1% en peso. Dos de las muestras de Antak difieren en cuanto al resto de muestras, una de ellas se localiza en el límite con el campo de rocas calcoalcalinas con aquellas alto en K; otra de estas muestras se localiza en el campo de shoshonita (**Fig. VI-15**).

La totalidad de las muestras de Petikträsk (Schlatter, 2007) se han representado en el diagrama de K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> se localizan en la zona intermedia de series de afinidad toleíticas y series calcoalcalinas (**Fig. VI-15**), con unos valores muy similares a los que presentan la mayoría de muestras de la fase GI e intrusiones satélite tipo GI (**Fig. VI-4**).

## VI.2. Norma CIPW

El hecho de que muchas de las muestras de JGC, especialmente las que pertenecen a la fase GI, estén alteradas y recristalizadas hace que la clasificación por contenido modal de cristales no sea el proceso más adecuado en algunos casos. Es por ello por lo que ha sido realizado el cálculo de la norma a partir de la composición química de las rocas. Los cálculos se basan en calcular la composición mineralógica ideal partiendo de análisis químico, todo ello bajo el supuesto de cristalización a baja presión y en estado anhidro (Best, 1982). El cálculo de la norma CIPW debe su nombre a los cuatro petrólogos que la enunciaron y desarrollaron en 1931: Cross, Iddings, Pirsson y Washington.

Los cálculos de Norma CIPW son simples pero el procedimiento es largo, aunque actualmente existen en Internet multitud de aplicaciones y hojas de cálculo para realizarlos directamente a partir de la composición química. Ha sido usada la hoja Excel que facilita para uso libre Kurt Hollocher del Departamento de Geología del Union College NY, USA. El resultado de los cálculos de la norma de JGC se utilizan para la clasificación de las rocas, éstos pueden consultarse a continuación (**Tabla VI-3**).

El diagrama de clasificación Q'(F')-ANOR fue desarrollado por Streckeisen and Le Maitre (1979). Aunque su uso no ha sido muy extendido, ha sido aplicado en este trabajo debido a la dispersión de muchas de las muestras de GI con alto contenido en SiO<sub>2</sub>. El eje de abscisas, denominado ANOR, refleja el cambio en la composición de los feldespatos. En este caso se excluye a la albita, puesto que el origen de esta puede ser el feldespato alcalino o la plagioclasa. El eje de ordenadas, denominado Q' o F', trata de reflejar el grado de saturación de sílice ya sea por cuarzo o feldespatoideos (Rollinson, 1993). Es un gráfico que ha quedado en desuso por problemas de clasificación de tonalitas fundamentalmente (Rollinson, 1993), aunque en nuestro caso las rocas se clasifican mejor que en el TAS de rocas plutónicas.

Los cálculos de estas coordenadas se realiza mediante las siguientes expresiones:

Eje-y positivo:  $Q' = Q / (Q + Or + Ab + An)$ ; (rocas saturadas en sílice)

Eje-y negativo:  $F' = (Ne + Lc + Kp) / (Ne + Lc + Kp + Or + Ab + An)$ ; (rocas con feldespatoideos)

Eje-x:  $ANOR = 100 \times An / (Or + An)$

El gráfico por tanto tiene dos partes, una para las rocas saturadas en sílice y otra para roca con feldespatoideos según utilicemos el eje-y en sentido positivo o negativo

respectivamente. En nuestro caso sólo necesitamos la parte positiva, que es la que se corresponde para rocas con cuarzo (Fig. VI-16).

JO04	Qtz	An	Dy	Hyp	Ab	Or	OI	Apt	Ilm	Cor	Total
03	0,00	34,23	3,71	22,57	22,34	3,01	13,07	0,19	0,87	0,00	99,99
06	30,13	10,94	0,00	5,21	35,29	16,78	0,00	0,19	0,51	0,95	99,99
07	35,39	1,06	0,00	2,79	30,12	29,43	0,00	0,05	0,21	0,95	100,00
23a	16,98	18,60	0,00	8,98	42,05	11,35	0,00	0,37	0,97	0,70	100,00
24a	24,86	13,10	0,37	8,28	34,69	17,37	0,00	0,37	0,93	0,00	99,98
34	15,45	14,54	2,91	11,29	36,30	17,55	0,00	0,58	1,39	0,00	100,00
40	10,56	13,76	4,48	12,18	37,99	18,56	0,00	0,72	1,77	0,00	100,01
51	26,79	16,97	0,00	10,58	27,42	17,37	0,00	0,14	0,66	0,06	100,00
67	26,61	20,20	0,64	13,48	28,94	9,28	0,00	0,19	0,66	0,00	100,00
75	29,59	19,14	1,89	11,14	29,45	7,86	0,00	0,19	0,74	0,00	99,99
78	37,68	8,54	0,00	5,99	37,15	9,46	0,00	0,07	0,38	0,75	100,00
83	21,88	11,87	0,52	8,45	35,12	20,98	0,00	0,39	0,80	0,00	100,01
86	31,06	13,63	0,00	10,19	35,37	8,16	0,00	0,23	0,74	0,62	100,00
88	18,90	27,56	1,06	16,25	26,99	8,10	0,00	0,23	0,93	0,00	100,01
94	33,48	7,92	2,49	2,83	52,12	0,24	0,00	0,19	0,72	0,00	99,99
94*	32,87	8,19	2,31	2,71	52,80	0,24	0,00	0,16	0,72	0,00	100,00
100	31,09	15,62	0,00	7,35	34,35	9,81	0,00	0,16	0,53	1,09	100,00
101	25,10	14,89	0,00	7,76	42,39	8,45	0,00	0,21	0,49	0,71	100,01
107	29,69	16,96	0,00	13,95	26,23	11,58	0,00	0,16	0,72	0,70	99,99
109	31,13	15,61	2,03	9,21	26,57	14,71	0,00	0,12	0,61	0,00	99,98
112	23,33	24,33	0,00	12,03	30,89	7,33	0,00	0,25	0,76	1,06	99,99
114	24,95	14,38	0,00	8,09	34,69	14,95	0,00	0,37	0,95	1,62	100,01
115	5,14	25,54	7,38	20,10	33,51	6,15	0,00	0,63	1,56	0,00	100,00
119	29,36	19,98	0,00	6,68	37,74	4,55	0,00	0,23	0,46	1,01	100,00
120	27,68	18,83	0,00	11,51	30,29	9,63	0,00	0,19	0,61	1,28	100,01
122	33,20	15,83	0,00	5,90	37,06	6,03	0,00	0,21	0,44	1,33	99,99
124	33,86	16,68	0,00	9,25	31,56	6,21	0,00	0,21	0,51	1,74	100,01
127	48,29	3,62	0,00	9,55	26,82	6,15	0,00	0,07	0,36	5,11	99,98
128	20,60	13,56	0,00	9,44	35,37	19,32	0,00	0,42	1,08	0,20	100,00
130	37,47	14,92	0,00	7,98	28,52	9,81	0,00	0,09	0,46	0,75	99,99
135	26,16	25,36	0,00	14,91	24,54	8,16	0,00	0,14	0,70	0,04	100,01
136	22,76	14,17	0,00	8,93	34,78	17,79	0,00	0,39	1,03	0,15	99,99
138	26,29	16,48	0,00	6,74	39,26	9,87	0,00	0,28	0,66	0,44	100,02
139	22,73	12,04	0,17	8,97	34,27	20,45	0,00	0,39	0,99	0,00	100,00
142	29,27	14,96	0,00	6,59	32,15	14,54	0,00	0,25	0,65	1,59	100,00
144	36,57	11,47	0,00	6,92	39,85	3,66	0,00	0,21	0,59	0,73	100,00
145	27,48	12,84	0,00	6,01	40,02	12,06	0,00	0,23	0,51	0,84	100,00
146	36,19	13,00	0,00	7,79	34,69	6,56	0,00	0,14	0,46	1,18	100,01
147	10,34	19,11	3,57	13,78	39,77	11,17	0,00	0,65	1,61	0,00	99,99
147*	10,67	19,71	3,30	13,74	39,09	11,23	0,00	0,67	1,58	0,00	99,99
149	6,48	32,02	5,17	22,88	27,16	4,49	0,00	0,46	1,35	0,00	100,01
154	0,00	18,74	15,59	24,99	20,73	6,68	11,95	0,30	1,03	0,00	100,00

Tabla VI-3: Composición mineralógica normativa de las muestras analizadas, norma CIPW.

La mayor parte de las rocas de GI se clasifican en el campo de las tonalitas, a las que pertenecen por petrografía. La excepción es para la muestra 94 que cae en el campo de las trondhjemitas con un valor de 100 para ANOR. En el sentido contrario hay una serie de muestras que se clasifican como granodioritas con valores inferiores de ANOR respecto a las tonalitas, éstas son 51, 78, 109 y 127 (Klädberget). Las intrusiones satélite se clasifican como tonalitas, entre el resto de muestras de GI. Las muestras de GIIa se localizan en todo el campo que engloba a las granodioritas, con valores de ANOR desde 50 hasta 90. Las rocas de la subfase de GIIb se clasifican como qz-monzodioritas y qz-monzonitas, lo que coincide con su clasificación petrográfica. Las muestras de la fase GIV y Stavaträsk se clasifican como granodioritas cerca del margen con los monzogranitos, frente a la muestra de GIII-Hobergsliden que se corresponde con un granito de feldespato alcalino. El grupo de muestras correspondientes con GIII (Wilson et al., 1987) se clasifican todas como sieno-granitos a excepción de una de éstas que se localizan en el límite con monzogranitos. Las rocas básicas se clasifican del

mismo modo que en el TAS, la muestras 3 y 115 de Näsberget se clasifican como gabro y qz-diorita respectivamente. La muestra máfica indiferenciada de Sör-Jörnsberget (149) está en el campo del qz-gabro. Finalmente la roca de basalto del contacto sur de JGC (154) es clasificada como diorita.

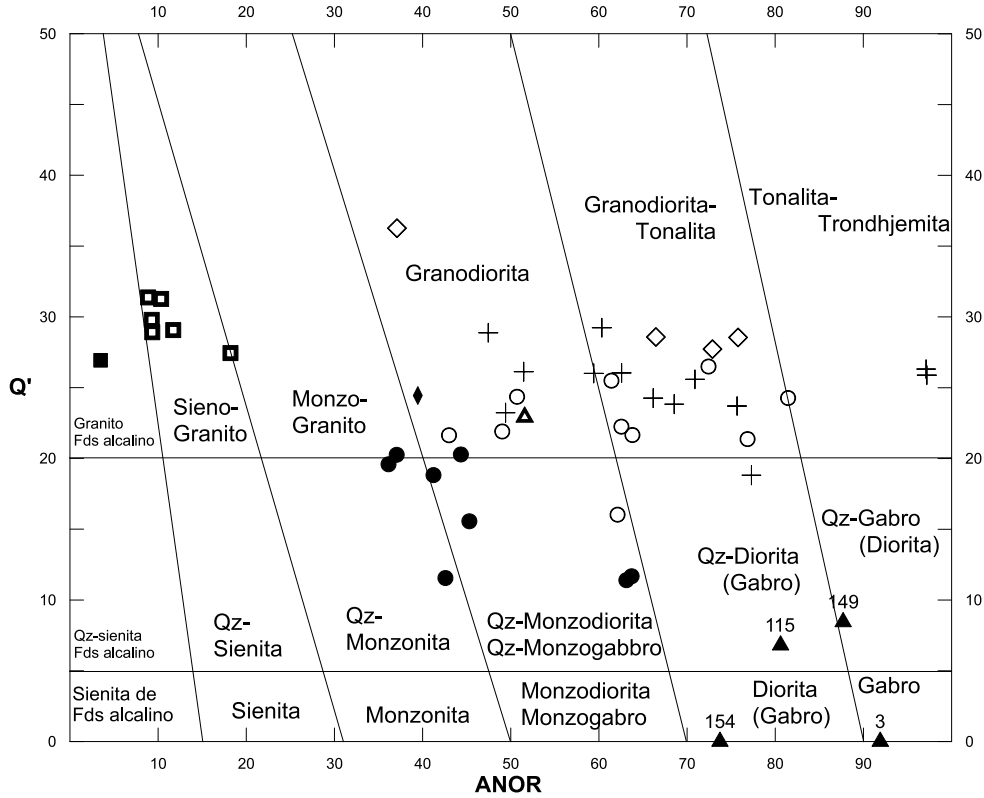


Fig. VI-16: Diagrama Q'-ANOR para clasificación de rocas plutónicas (Streckeisen and Le Maitre, 1979). Leyenda ídem a Fig. VI-1. Gill Wilson et al., 1987, cuadros naranjas.

Para la clasificación de las rocas de naturaleza granítica, puede utilizarse el diagrama Or-An-Ab (Barrer, 1979) que usa los valores moleculares normativos de los feldespatos (Fig. VI-17). Este es un diagrama triangular basado en los contenidos en feldespato recalculados a 100%, se corresponde con la proyección sobre la cara de los feldespatos desde el cuarzo en el tetraedro Q-Ab-An-Or modificado del triángulo Ab-An-Or (O'Connor, 1965). La modificación de Baker (1979) nos facilita los campos para diferenciar los campos de tonalitas, trondhjemitas, granitos y granodioritas, que no habían sido separados previamente de modo correcto.

Este diagrama utiliza los cálculos de norma molecular de Barth-Niggli (Ragland, 1989), y no la norma CIPW; pero las diferencias a la hora de representar unos datos u otros (ambos recalculados a 100%) no son superiores al 2%. Por todo lo anterior nosotros utilizaremos la norma CIPW indistintamente. El uso de los cálculos normativos son mucho más afines a la composición de los feldespatos que realizar una clasificación a partir de cálculos modales con microscopio (Rollinson, 1993).

Las rocas de GI e intrusiones satélite se clasifican mayoritariamente en el campo de las tonalitas, a excepción de las muestras 78, 94, 127 y 144 que se localizan en el campo de las trondhjemitas (Fig. VI-16). Además las muestras 109 y 51 caen en la zona de

clasificación de granodioritas. GIIa, que debería estar en la zona de composición de granodioritas, ocupa la zona entre tonalitas y granodioritas. Las rocas de la subfase GIIb si ocupan la zona de clasificación que les corresponde y caen en el campo entre granodioritas y qz-monzonitas. Los mismo le ocurre a la muestra de GIV, que se dibuja en la zona entre granodioritas y granitos. Los análisis de GIII la clasifican en la zona de los granitos desplazado a la zona rica en ortosa y con plagioclasa exclusivamente del tipo albita. La roca de Stavaträsk se clasifica ligeramente dentro de las trondhjemitas, aunque no se corresponde con los datos petrográficos ya que se clasifica como granodiorita.

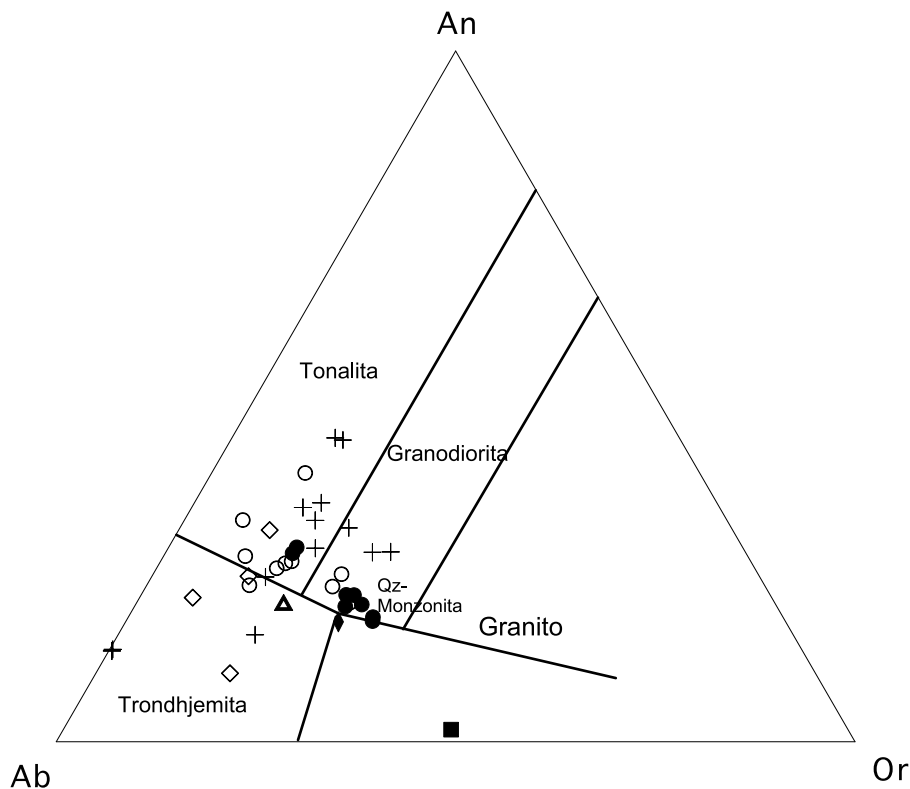


Fig. VI-17: Diagrama Or-An-Ab para clasificación de granitoides de Barrer (1979), modificado de O'Connor (1965).

### VI.3. Geoquímica de elementos traza

Los elementos traza pueden definirse como aquellos cuya abundancia es inferior a 0.1% en peso de la roca. Mediante los estudios de petrografía y en geoquímica con el uso de elementos mayoritarios se pueden separar con bastante precisión las diferentes fases, además, de discriminar entre procesos petrológicos o procederse a su clasificación sin mayores problemas. Pero debido a la conocida intensidad de la alteración hidrotermal, fundamentalmente en la fase GI, la composición no sólo mineralógica sino también química ha sido modificada. Por todo ello se utilizan los elementos traza, la mayoría de ellos considerados como elementos inmóviles durante los procesos de alteración y deformación. Los elementos traza se dividen en grupos dependiendo de su localización en la Tabla Periódica (Fig. VI-18), y por tanto comportamiento geoquímico:

1. Primera serie de transición: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu y Zn.
2. Platinoides: Ru, Os, Rh, Ir, Pd, Pt y Au.
3. Tierras raras-REE: Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu.

Otros trazas importantes son: Rb, Sr, Ba, Cs, La, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, P y Pb.

A cada grupo se le supone un comportamiento geoquímico similar ya que sus propiedades químicas son muy parecidas. Pero debido a procesos petrológicos este comportamiento se ve modificado (Rollinson, 1993). La distribución y comportamiento como compatible o incompatible de elementos traza depende de los coeficientes de partición entre mineral y fundido. El factor determinante principal que actúa sobre los coeficientes de distribución es la composición del magma (Ryerson and Hess, 1978; Wtson, 1976), aunque también existen trabajos que resaltan la importancia sobre algunos elementos de otros factores como son la temperatura (Duna, 1987) y la presión (Green and Pearson, 1983). Los análisis de elementos traza utilizados en los siguientes diagramas pueden consultarse en el Apéndice: *Anexo III: Litogeoquímica*.

1H																	2He
3Li	4Be															10Ne	
11Na	12Mg											13Al	14Si	15P	16S	17Cl	18Ar
19K	20Ca	21Sc	22Ti	23V	24Cr	25Mn	26Fe	27Co	28Ni	29Cu	30Zn	31Ga	32Ge	33As	34Se	35Br	36Kr
37Rb	38Sr	39Y	40Zr	41Nb	42Mo	43Tc	44Ru	45Rh	46Pd	47Ag	48Cd	49In	50Sn	51Sb	52Te	53I	54Xe
55Cs	56Ba	57La*	72Hf	73Ta	74W	75Re	76Os	77Ir	78Pt	79Au	80Hg	81Tl	82Pb	83Bi	84Po	85At	86Rn
87Fr	88Ra	89Ac**	104Rf	105Ha													

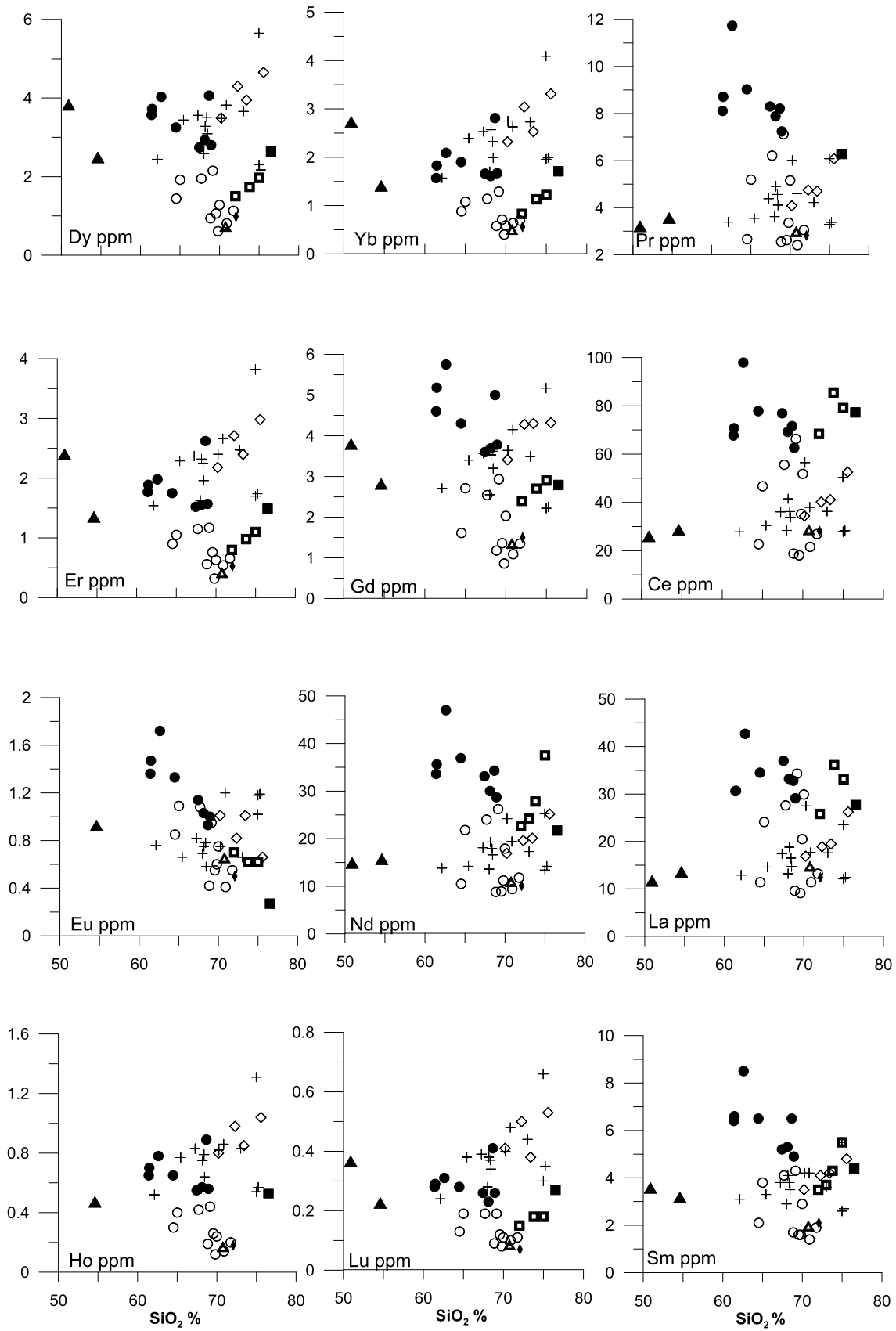
*REE	58Ce	59Pr	60Nd	61Pm	62Sm	63Eu	64Gd	65Tb	66Dy	67Ho	68Er	69Tm	70Yb	71Lu
**actínidos	90Th	91Pa	92U	93Np	94Pu	95Am	96Cm	97Bk	98Cf	99Es	100Fm	101Md	102No	103Lw

**Fig. VI-18:** Tabla periódicas de los elementos. En color naranja claro los elementos de transición, color azul pálido platinoides, color rosa claro REE (lantánidos) y en gris otros elementos traza importantes.

Las REE de las muestras de GI aumentan ligeramente con el incremento en  $\text{SiO}_2$ , las intrusiones satélite se localizan entre las muestras más ricas en REE dentro de las rocas tipo GI. Las muestras de GIb son siempre más ricas en REE que las de GIIa, ambas fases muestran descenso de contenido en REE con el incremento en  $\text{SiO}_2$ . GIV y Stavaträsk se clasifican con las muestras más evolucionadas de GIIa (**Fig. VI-19**).

En la **Fig. VI-20** se han representado varios elementos traza y relaciones elementales frente a Ce y La, lo cual esclarece algo más las diferencias que se observan entre las diferentes fases. La variación de las diferentes muestras de JGC respecto a Ce y La indica de un modo claro la existencia de las dos series en que hemos separado el complejo intrusivo. Por un lado las muestras de GI (Rengård y Klockträsk) y por otro las de GII-GIV y Stavaträsk. Para el caso de Yb y  $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$  respecto a Ce, las muestras de GII-GIV experimentan un incremento directamente proporcional (línea recta negra) con mayor pendiente para el caso de Yb vs. Ce.

En los mismos gráficos se observa que las muestras de GI se organizan con un crecimiento logarítmico, es decir sólo para valores altos en Yb y  $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$  se incrementa el Ce. La muestra de GIII en el gráfico  $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$  vs. Ce se localiza fuera de la distribución de las muestras de su grupo de rocas con un valor muy alto en la relación  $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ . El comportamiento de los elementos en la variación de Sr/La vs. Ce, es muy similar para ambos grupos de muestras. El descenso de la relación Sr/La respecto al incremento de Ce parece tener un comportamiento logarítmico, especialmente bien definido para las muestras del grupo GII-GIV.



**Fig. VI-19:** elementos traza frente a SiO<sub>2</sub> de las intrusiones del JGC (leyenda ídem a Fig. VI-1; muestras Wilson et al., 1987 en "cuadro hueco").

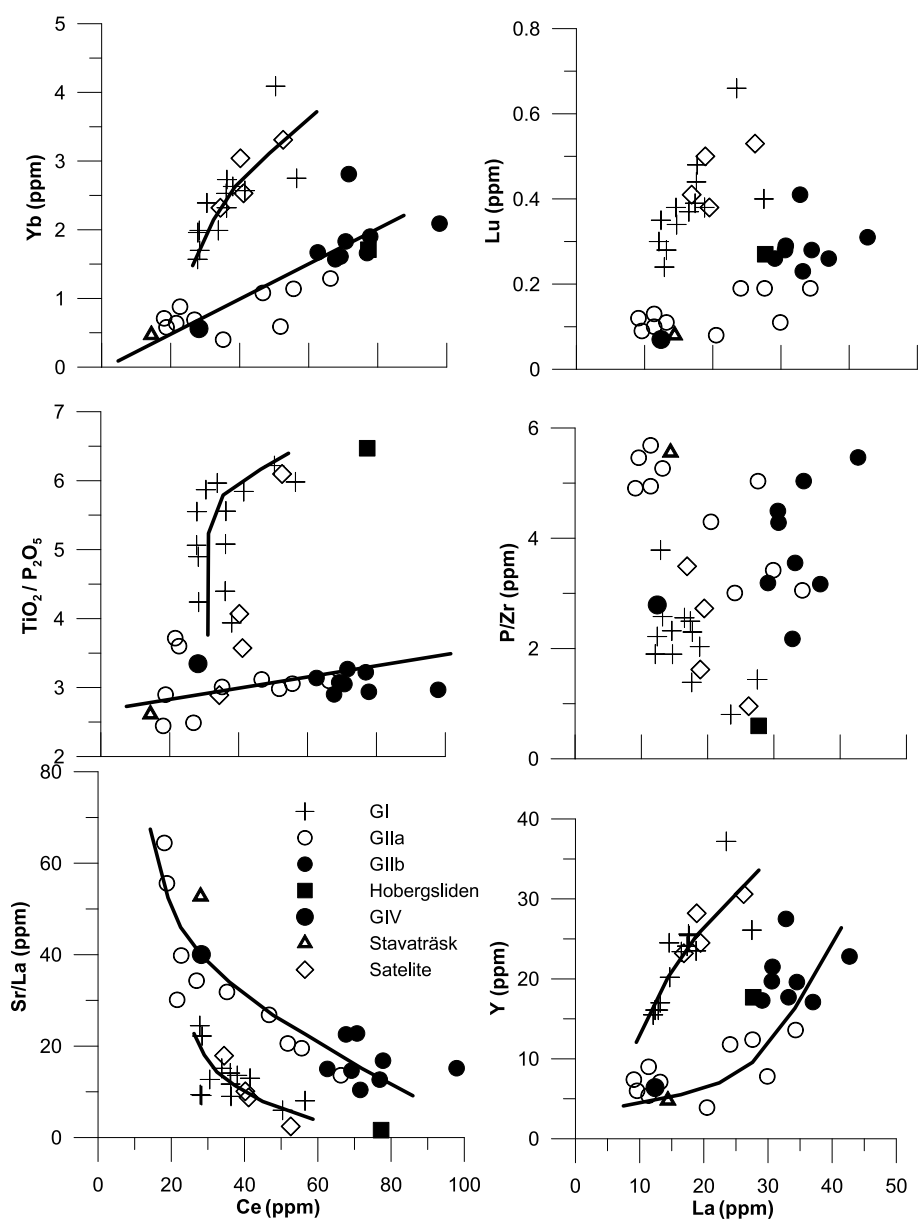


Fig. VI-20: Diagramas bivariantes de elementos traza de JGC.

Las muestras de GIIa tienen valores muy altos en la razón  $Sr/La$  que descienden bruscamente con el incremento de  $Ce$ , especialmente para valores de  $Ce$  superiores a 30 ppm. La muestra de Stavaträsk siempre se asocia con las de GIIa y la muestra de GIV. En el caso de la distribución de elementos traza respecto a  $La$ , las variaciones no siguen un patrón tan bien definido como en el caso de las representaciones con  $Ce$ . En la variación de  $P/Zr$  vs.  $La$  no hay una distribución que se corresponda con ningún patrón, aunque tanto los valores de  $P/Zr$  como los de  $La$  son siempre superiores para las muestras de GII respecto a las de GI. Para el caso del comportamiento de  $Y$  y  $Lu$  respecto a  $La$  ambos muestran una variación muy similar.

En las muestras de GII-GIV se observa un patrón aproximado a una distribución exponencial positiva a partir de 25 ppm de  $La$ . Para las muestras de GI la distribución puede definirse por una línea de gran pendiente (positiva) o por una distribución logarítmica, aunque ambas no están definidas completamente. La muestra de Rengård

está siempre entre los valores de GI, sin desviarse de su distribución de modo destacable. La muestra de GIV se localizan especialmente entre los valores que toman las muestras de GIIa, mientras que la muestra de GIII tiene valores cercanos a los mostrados por la subfase GIIb. Entre un grupo muy homogéneo de muestras de GIIa y otro de GIIb siempre se localizan una serie de muestras intermedias de GIIa. Entre el grupo de GIIa siempre aparecen GIV y la muestra de la intrusión de Stavaträsk.

Los elementos de las tierras raras (REE) son los elementos traza más utilizados en análisis geoquímico dentro de la petrología ígnea, metamórfica o sedimentaria. Estos elementos tienen número atómico de 57 a 71 desde La hasta Lu (**Fig. VI-18**). El radio iónico de estos elementos desciende con el aumento del número atómico, lo que se denomina la contracción lantánida. Es por ello por lo que los elementos de bajo número atómico se denominan tierras raras ligeras (LREE) y los de alto número atómico se denominan tierras raras pesadas (HREE). El estado de oxidación de REE es 3+ aunque algunos elementos presentan estados diferentes como  $\text{Eu}^{2+}$  y  $\text{Ce}^{4+}$ , siendo el  $\text{Eu}^{2+}$  de mayor radio que el  $\text{Eu}^{3+}$  y el  $\text{Ce}^{4+}$  de menor radio iónico que el  $\text{Ce}^{3+}$ . Estas pequeñas diferencias en estos elementos hacen que exista un ligero fraccionamiento en los procesos petrológicos (Rollinson, 1993).

Los diagramas de REE representan el contenido en REE de cada una de las muestras normalizados respecto a meteoritos condriticos. Los condritos se han elegido por representar muestras no fraccionadas del Sistema Solar en el momento de la nucleosíntesis. La normalización se realiza para suavizar los patrones en zig-zag que dibujan las abundancias en REE, ya que aquellos con número atómico par son más (estables) abundantes que aquellos con número atómico impar. En nuestro caso hemos utilizado aquellos valores facilitados por Nakamura (1974) completando Pr, Tb y Ho con los valores ofrecidos por Haskin et al. (1968). Los valores ofrecidos por los mencionados autores se presentan en la **Tabla VI-4**.

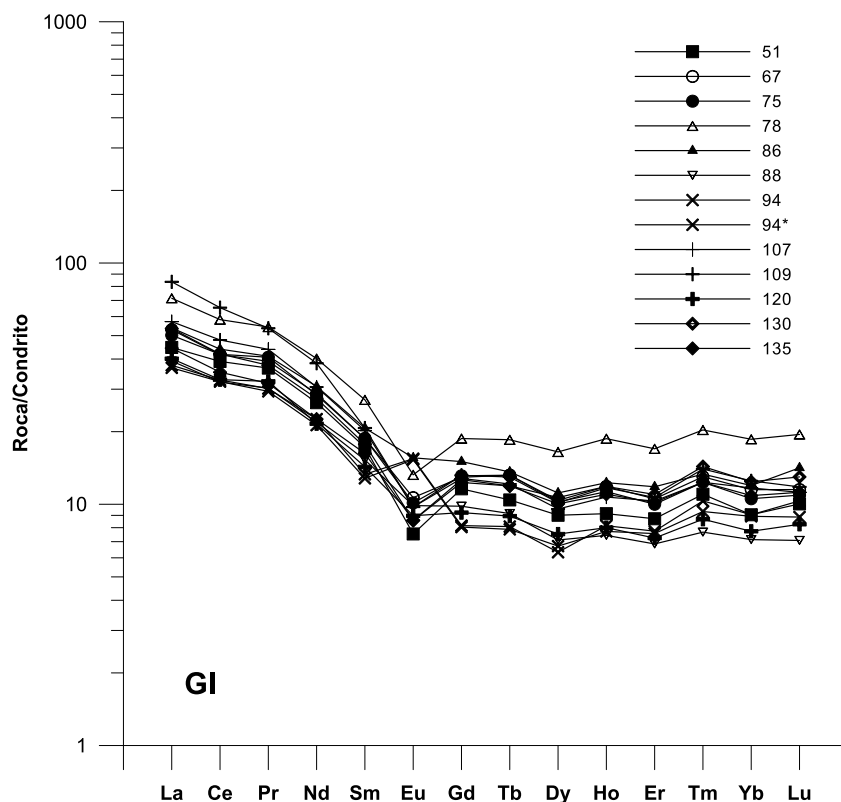
En cuanto a la normalización respecto al condrito surgen varios problemas. El primero es la suposición que los datos que estamos aplicando corresponden con la verdadera composición en REE de la nebulosa originaria del Sistema Solar. Por ello muchos autores usan una composición media de numerosos y diferentes condritos (Compuesto). A ese respecto los valores de Nakamura (1974) completados con Haskin et al., (1968) son los de uso más extendido y certificado, es por ello por lo que decidimos su uso.

Método analítico Condrito	Haskin et al. (1968)	Nakamura (1974)
	NAA* Compuesto	IDMS** Compuesto
La	0.330	0.3290
Ce	0.880	0.8650
Pr	0.112	
Nd	0.600	0.6300
Sm	0.181	0.2030
Eu	0.069	0.0770
Gd	0.249	0.2760
Tb	0.047	
Dy		0.3430
Ho	0.070	
Er	0.200	0.2250
Tm	0.030	
Yb	0.200	0.2200
Lu	0.034	0.0339

**Tabla VI-4:** Valores de REE para meteoritos condriticos.  
\*Análisis por Activación Neutrónica. \*\*Dilución Isotópica con Espectrometría de Masas.

En el diagrama de REE normalizado de las muestras de GI e intrusiones satélite se observa que las primeras LREE tienen una pendiente muy baja, que se incrementa

entre *Nd* y *Eu*. En el *Eu* hay una moderada anomalía negativa en todas las muestras excepto para la 94, la cual presenta una anomalía positiva para el *Eu*. Desde *Gd* hasta *Lu* (HREE) todas las muestras son paralelas al eje de abscisas, es decir, la pendiente es cero con todos los valores en el rango de 6 a 20 en la normalización Roca/Condrito. Incluso es observable cierto aumento desde *Dy* hasta *Lu*, el *Tm* tiene una ligera anomalía positiva respecto al resto de elementos (**Fig. VI-21**). El incremento de *Dy* hasta *Lu* está muy bien definido en los patrones de la muestra 94.



**Fig. VI-21:** Valores de REE de GI e intrusiones satélite normalizados a condrito.

El patrón de REE de las muestras de GIIa (**Fig. VI-22**) es bastante diferente al de GI. En este caso existe un descenso con pendiente continua desde las LREE hasta el comienzo de las HREE marcado por *Dy*. Las muestras de la fase GIIa no tienen la ligera anomalía negativa de *Eu* que caracteriza a las muestras de GI. Varias son las muestras que poseen incluso anomalía positiva de *Eu*: 23a, 112, 114, 119, 138 y 145. En las HREE el patrón es paralelo a abscisas con una moderada anomalía en *Tm* de algunas muestras, en esta zona los valores de la normalización Roca/Condrito varían entre 2 y 7.

Las muestras de GIIb ofrecen un patrón de REE (**Fig. VI-23**) muy similar al definido por las muestras de GIIa (**Fig. VI-22**). Las LREE comienzan con una pendiente media que se incrementa fuertemente hasta el *Eu*, partiendo de valores Roca/Condrito desde 100 para *La* a 15-20 en *Eu*. En el *Eu* existe una leve anomalía negativa, aunque está más marcada por una ligera anomalía positiva en *Gd* y *Tb*. La muestra 24a es la única que no tiene la anomalía positiva en *Gd* y *Tb* descendiendo el patrón de REE de modo continuo desde *Eu* hasta *Lu*. Hacia las HREE la pendiente del patrón se suaviza, siendo casi paralela al eje-x del diagrama, descendiendo los valores Roca/Condrito de 10 a 5 de *Gd* a *Lu*.

Los patrones de GIIa y GIIb son muy similares, aunque con la salvedad que los valores Roca/Condrito de la subfase GIIb son superiores siempre a los de GIIa. En la **fig. VI-24** se han definido los límites del patrón de REE de cada grupo de rocas. A partir de este se compararán las siguientes muestras a la hora de clasificarlas dentro de un grupo u otro.

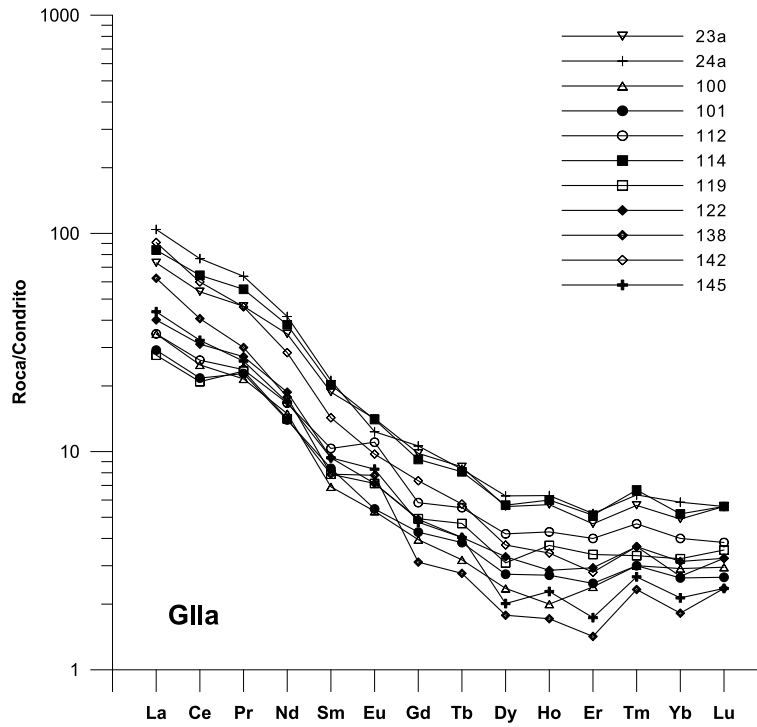


Fig. VI-22: Valores de REE de GIIa normalizados a condrito.

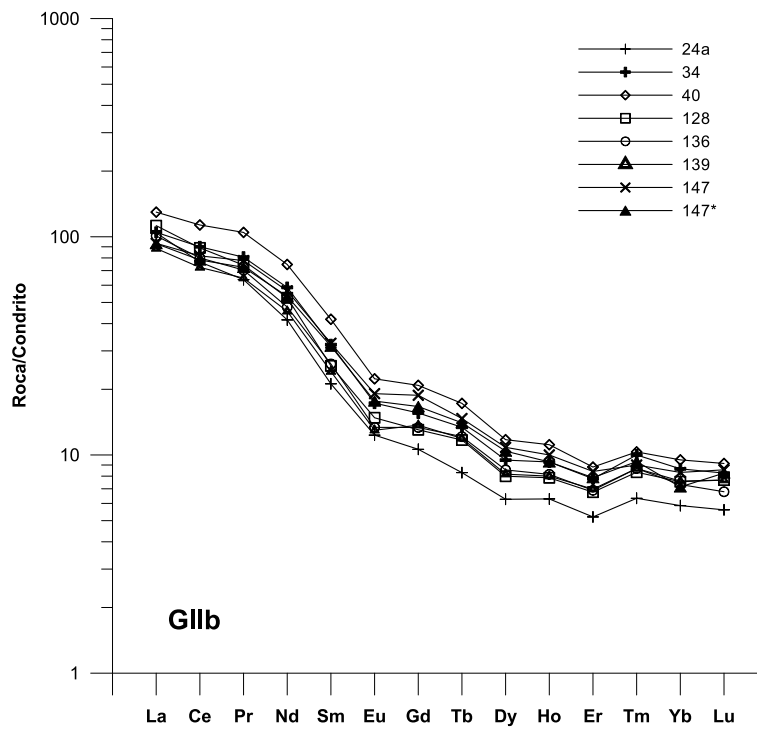
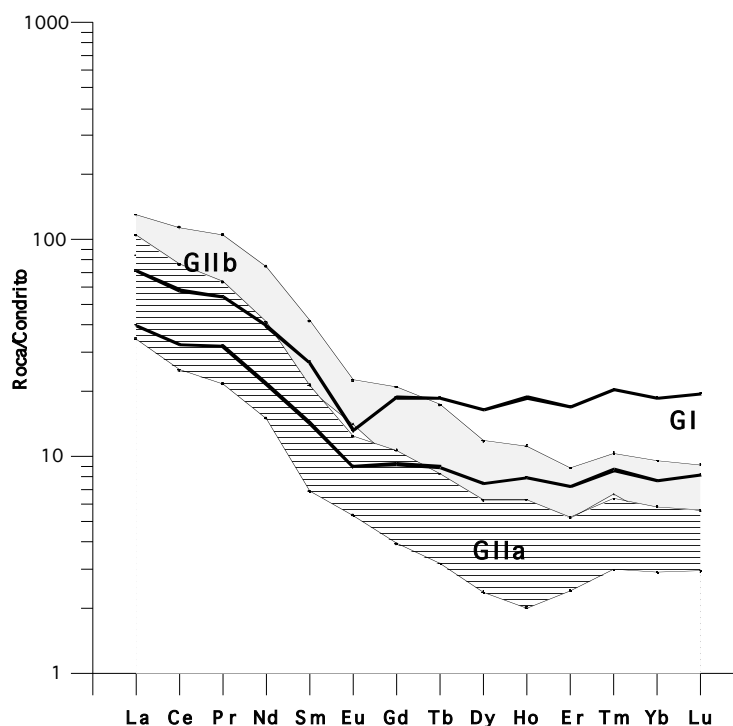


Fig. VI-23: Valores de REE de GIIb normalizados a condrito.

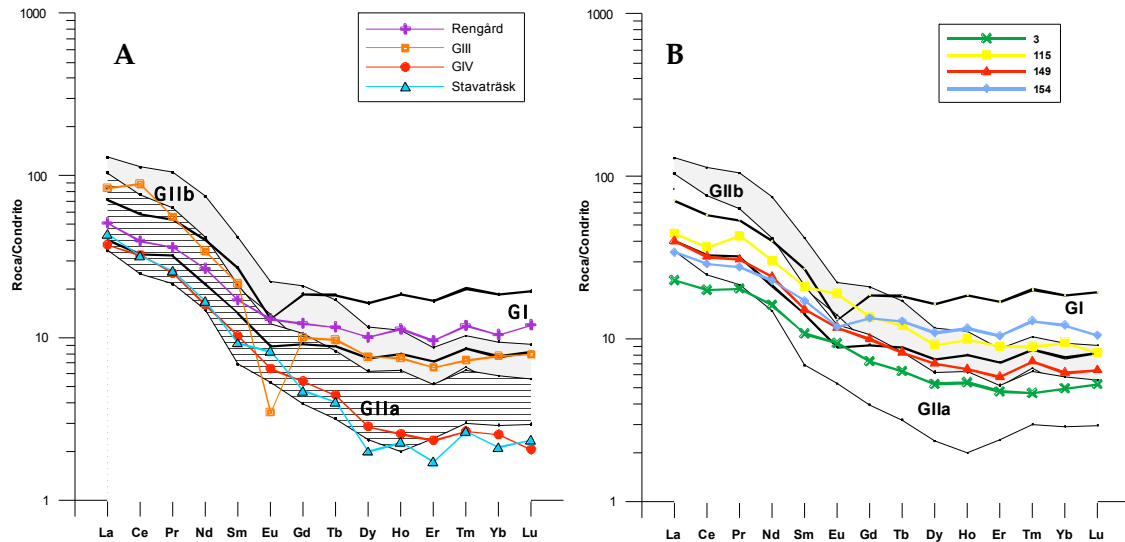
Como ha sido descrito, al dibujar las áreas que ocupan los patrones de tierras raras se observa claramente que los patrones de GIIa (rayas horizontales) y GIIb (gris) son prácticamente paralelos. El valor de la normalización Roca/Condrito de GIIb es siempre superior al patrón de las muestras de GIIa (**Fig. VI-24**). El patrón de GI (líneas negras gruesas) se diferencia claramente de aquel que dibuja la fase GII, con valores Roca/Condrito iguales a GIIa e inferior a GIIb para las LREE y con valores superiores de HREE al de las subfases GIIa y GIIb.



**Fig. VI-24:** Áreas definidas por los patrones de REE de las muestras de JGC, basado en las figuras VI-18, -19 y -20.

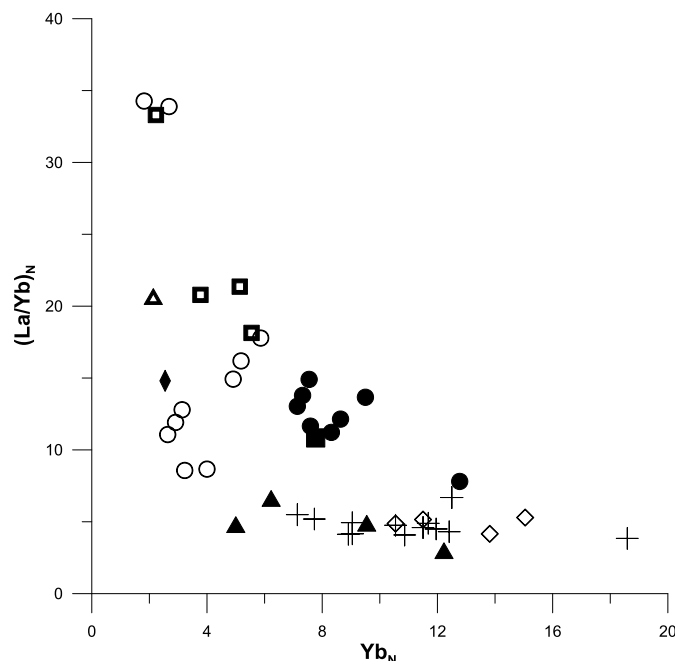
Los patrones de REE de las muestras de Rengård, GIII, Stavaträsk y GIV (**Fig. VI-25A**) se han dibujado sobre las áreas definidas en la **fig. VI-24**. La muestra de Rengård, descrita como intrusión satélite tipo GI, tiene un patrón que se corresponde fielmente con el descrito para la fase GI. La única diferencia con GI es que no presenta anomalía negativa en *Eu*, incluso el patrón incrementa ligeramente en HREE como ocurre con algunas de las muestras de GI. El patrón de REE de la roca de Stavaträsk indica su similitud al de muestras de GIIa y al definido por la muestra de GIV (**Fig. VI-25A**).

En el caso de la muestra de GIII-Hobergsliden se aprecia que su patrón de REE se asemeja bastante al dibujado por las muestras de la subfase GIIb, aunque cercano al límite con la subfase GIIa. Es destacable la gran anomalía negativa en *Eu* que presenta la muestra de GIII, disminuyendo su valor en aproximadamente un orden de magnitud (**Fig. VI-25A**). El patrón en LREE desciende con una fuerte pendiente, también se aprecia una ligera anomalía negativa de esta muestra en *La*, aunque podría ser debida exclusivamente a los valores de la normalización. La muestra procedente del pequeño plutón GIV tiene un patrón muy similar al de la granodiorita de GIIa. Éste se define paralelo a las muestras de GIIa con menor valor de Roca/Condrito, con una pendiente continua desde LREE hasta *Dy*. En el caso de GIII, y al igual que las muestras de GIIa, las HREE tienen un patrón paralelo al eje de abscisas aunque con un ligero descenso en el caso de *Lu* (**Fig. VI-25A**).



**Fig. VI-25: A:** Patrones de REE de Rengård (124), GIII (07), Stavaträsk (145) y GIV (06) comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. **B:** Patrones de REE de rocas máficas comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. 3 y 115, Näsberget; 149, gabros indiferenciados; 154, basaltos contacto sur.

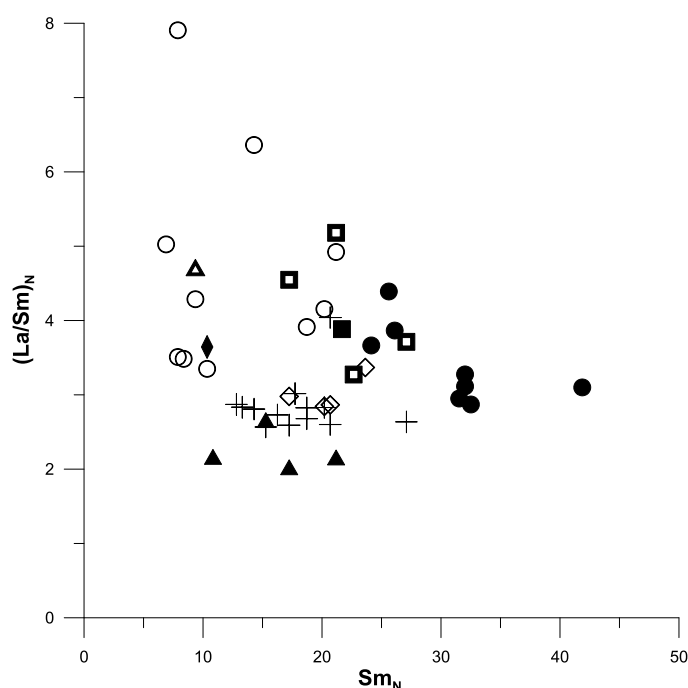
Las muestras máficas que componen nuestro trabajo, han sido representadas también frente a los patrones de REE de los granitoides de JCG. Todas las muestras tienen un patrón similar, con una geometría plana del patrón con mayor valor en las LREE y prácticamente paralelo a eje abscisas en HREE. El patrón de REE de la muestra 154 (basaltos contacto sur) es un poco diferente a las otras rocas máficas, con una ligera anomalía negativa en *Eu* y una distribución muy similar al de las muestras de GI en HREE, aunque algo inferior a estas en LREE (Fig. VI-25B). La muestra 115 tiene unos valores sistemáticamente mayores a los de la muestra 3 pero prácticamente paralelos, ambas pertenecen al Complejo Bandeado de Näsberget.



**Fig. VI-26:** Diagrama  $La/Yb_N$  vs  $Yb_N$  para grado de fraccionación de REE de muestras de JCG. Datos normalizados con Nakamura (1974), completados con Haskin et al., (1968). Leyenda ídem a fig. VI-1.

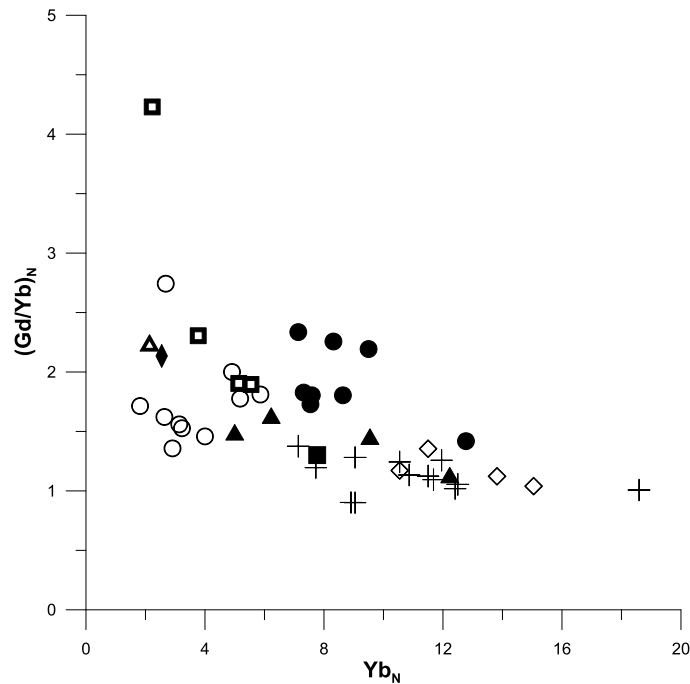
Una idea en cuanto a la fraccionación que han experimentado los REE se observa en la **fig. VI-26**, donde se representa  $(La/Yb)_N$  vs.  $Yb_N$  para todas las muestras analizadas. Al igual que los diagramas de REE los datos están normalizados con aquellos de Nakamura (1974) y completados con Haskin et al. (1968). En el caso de la fase GI se aprecia que no existe variación de la razón  $(La/Yb)_N$  con el incremento de  $Yb_N$ , aún siendo considerable el rango de valores de  $Yb_N$  (7-19). Las intrusiones satélite se sitúan en el grupo de muestras de la fase GI. Ninguna de las rocas de GI o tipo GI muestra fraccionación de REE ya que se disponen paralelas al eje de abscisas.

Las muestras de GII tienen una correlación lineal negativa con la razón  $(La/Yb)_N$  con el incremento de  $Yb_N$ . Las muestras 147 y 147\* se separa claramente del resto de muestras de GII-GIV con altos valores en la relación  $(La/Yb)_N$  para bajo valor en  $Yb_N$ . Las muestras máficas no modifican de modo acusado el valor de la razón  $(La/Yb)_N$  con el incremento en  $Yb_N$ . En este caso la muestra de GIII se agrupa con los valores de GIIb, quedando la muestra de GIV en la zona de GIIa. La muestra de Stavaträsk se asemeja a la de GIV pero superior en la razón  $(La/Yb)_N$  (**Fig. VI-26**). La correlación lineal negativa de las muestras de GII indica fraccionación de REE con incremento de  $Yb_N$ .



**Fig. VI-27:** Diagrama La/Sm vs Sm para grado de fraccionación de LREE de muestras de JGC. Datos normalizados con Nakamura (1974), completados con Haskin et al., (1968). Leyenda ídem a Fig. VI-1.

El grado de fraccionación de LREE viene expresado por la razón  $(La/Sm)_N$  vs.  $Sm_N$  (datos normalizados con Nakamura, 1974 y Haskin et al., 1968). Al igual que en el diagrama de fraccionación para todos los REE (**Fig. VI-27**), las muestras de GI no modifican la razón  $(La/Sm)_N$  con el incremento de  $Sm_N$ . Aunque en este caso existe un gran agrupamiento de las muestras, ya que el rango de variación en  $La_N$  no es demasiado grande (12-25  $La_N$ ). Entre las muestras de GII se intuye un descenso en la razón  $(La/Sm)_N$  con respecto al incremento en  $Sm_N$  lo que indica fraccionamiento de LREE, pero no está tan bien definido como para la fraccionación de todas las tierras raras (**Fig. VI-27** y **Fig. VI-28**). Al igual que en el diagrama  $(La/Yb)_N$  vs.  $Yb_N$  las muestras de intrusiones satélite se asocian con GI y las de Stavaträsk, GIII y GIV con las de GII. Los menores valores en  $(La/Sm)_N$  se corresponden con las muestras básicas (**Fig. VI-28**).



**Fig. VI-28:** Diagrama Gd/Yb vs Yb para grado de fraccionación de HREE de muestras de JGC. Datos normalizados con Nakamura (1974), completados con Haskin et al., (1968). Leyenda ídem a Fig. VI-1.

Una aproximación a la fraccionación de HREE se obtiene por el diagrama que representa  $(Gd/Yb)_N$  vs  $Yb_N$  (datos normalizados con Nakamura, 1974 y Haskin et al., 1968). En la **fig. VI-29** se observa como en este caso las rocas de GI e intrusiones satélite muestran cierta fraccionación de HREE por la tendencia de descenso en la razón  $(Gd/Yb)_N$  con el incremento en  $Yb_N$ . Tanto GIIa como GIIb no ofrecen una clara variación de la razón  $(Gd/Yb)_N$  respecto a  $Yb_N$ , comportándose ambos términos de modo independiente. Las muestras de Stavaträsk y GIV tienen nuevamente valores muy similares a GIIa.

### VI.3.1. Comparación de JCG y otras intrusiones por REE

Al igual que con los componentes mayoritarios, se procede a la comparación de las diferentes fases intrusivas con aquellos resultados obtenidos para JGC. Además se han incluido los valores de REE de GIII de publicaciones clásicas (Wilson et al., 1987). Las muestras de GIII (Wilson et al., 1987) se ajustan bien al patrón de REE definido por las muestras de GII, GIII presenta una ligera anomalía negativa en *Eu* que no suelen tener las muestras de GII (**Fig. VI-30B**). Sin tener en cuenta la anomalía negativa de *Eu* de las muestras de Hobergsliden (**Figs. VI-25 y VI-30A**), los patrones son idénticos entre GIII y Hobergsliden.

El patrón de REE representado por la muestra de Hobergsliden (**Fig. VI-30A**) es muy similar al dibujado por GIIb y GIIa, con la salvedad de la gran anomalía negativa en *Eu* la cual es inexistente en las muestras de GII. Este patrón es idéntico al de la muestra GIII-Hobergsliden (JO03-07) de la **Fig. VI-25**.

Las muestras de la intrusión de Antak tienen un patrón de REE ligeras idéntico al establecido para las muestras de GIIb. Presentan una moderada anomalía negativa en *Eu*, aunque inferior a la de las muestras de Hobergsliden. Algunas de las muestras de Antak tienen una ligera anomalía positiva en Gd (**Fig. VI-30A**). En el tramo de HREE los valores son paralelos al eje o con un ligero descenso desde Gd hasta Lu, siempre superiores a los valores de GIIb y similares a los de GI.

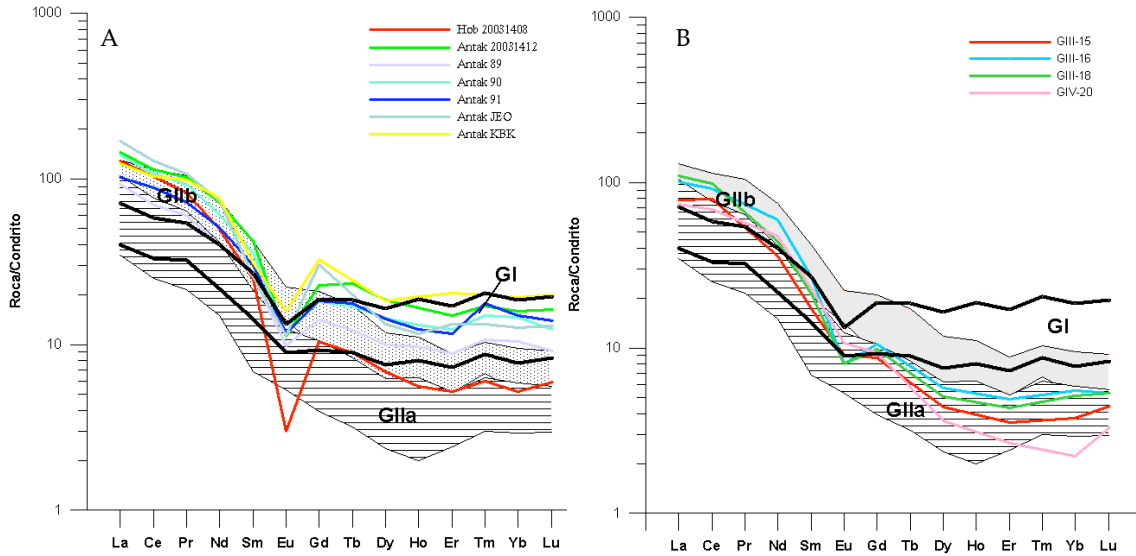


Fig. VI-30: A: Patrones de REE de GIII, Hobergsliden y Antak comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. B: comparación de patrones de REE de muestras de GIII y GIV (Wilson et al., 1987)

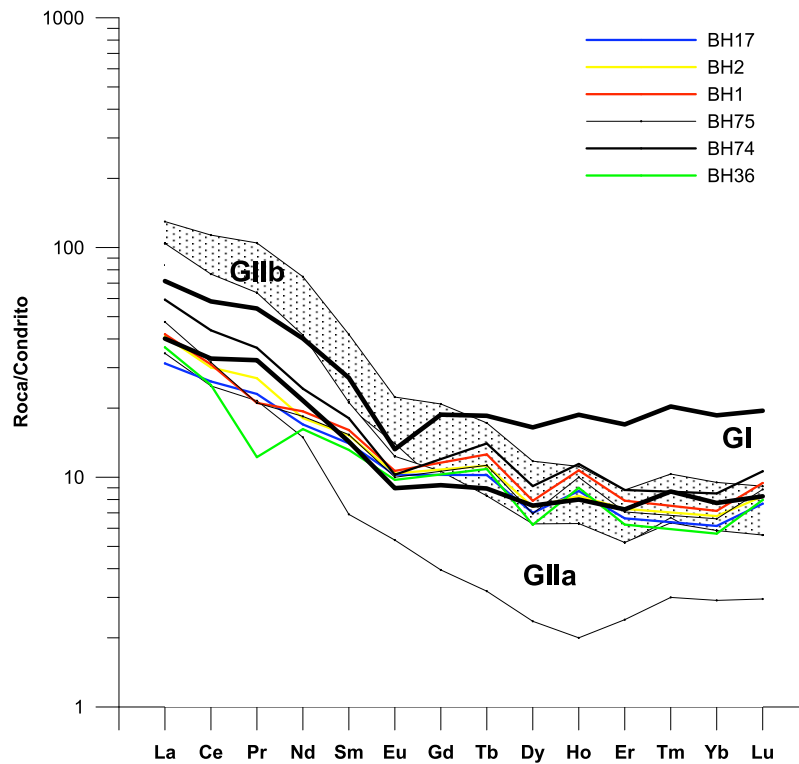
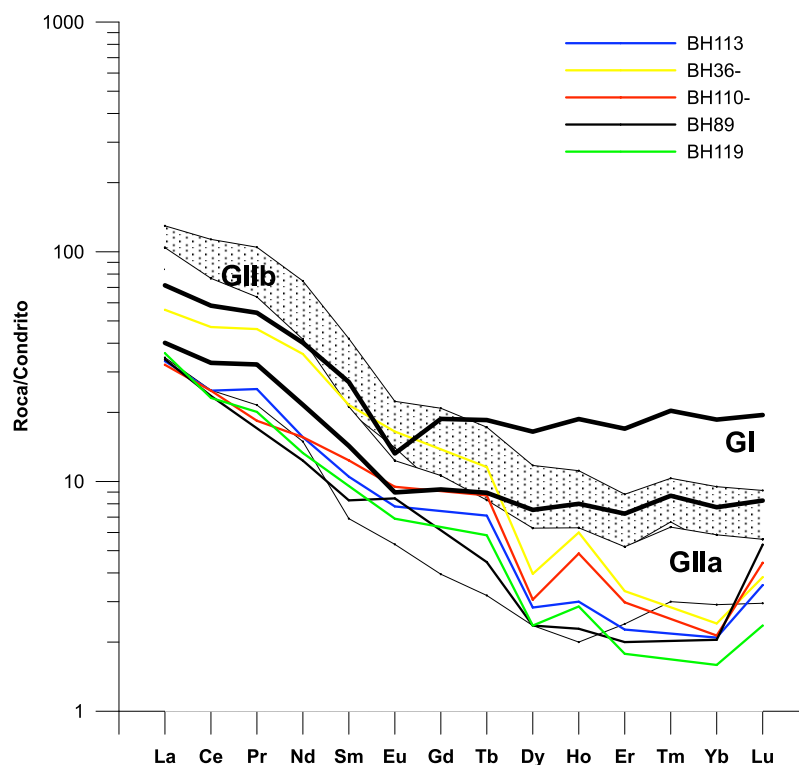


Fig. VI-31: Patrones de REE de Tallberg-GI comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb.

A pesar de que la calidad de los análisis no es la más adecuada, se han representado los datos de REE de Tallberg GI provenientes de la Tesis doctoral de Pär Weihed (Weihed, 1992a). Evidentemente los patrones de REE definidos por las muestras de GI en el pórfido de Tallberg encajan en el área que hemos establecido en este trabajo como área de GI. En el caso de LREE los valores normalizados son algo inferiores al área definida, o toman el valor mínimo de ésta (Fig. VI-31). Al igual que las demás muestras de GI (JGC), las muestras de Tallberg no tienen anomalía negativa en Eu, también es similar a

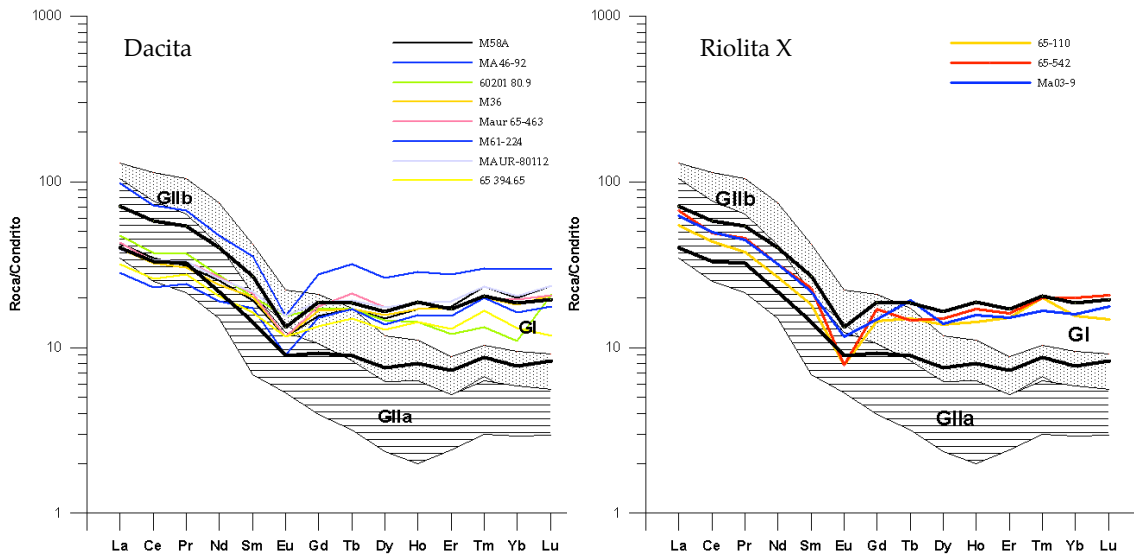
GI (JGC) en cuanto a que las HREE tienen todos los valores normalizados muy similares con la salvedad de picos de anomalía negativa intermedios en Dy, Tm o Yb (**Fig. VI-31**).

El patrón de REE normalizado de las muestras de pórfido de Tallberg no se ajustan especialmente bien a ninguna de las áreas definidas (**Fig. VI-32**). En cuanto a LREE son similares a aquellas de GIIa de valores inferiores, por el contrario las anomalías en HREE hacen que no sea posible la comparación con los patrones de HREE del resto de muestras. Como ocurre con las muestras de Tallberg GI, las anomalías negativas son en Gd, Tm e Yb (**Figs. VI-31 y VI-32**).



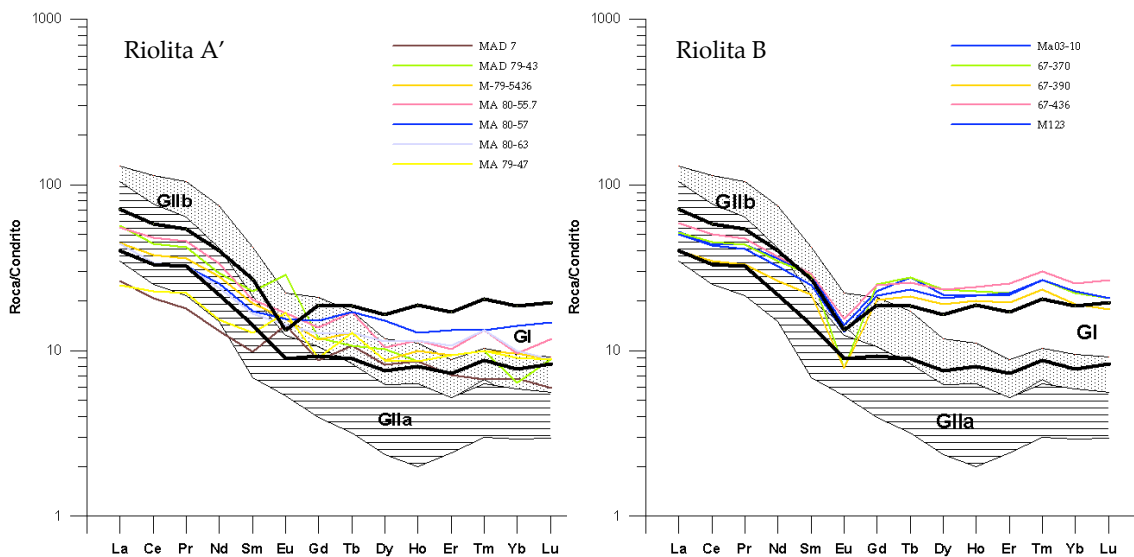
**Fig. VI-32:** Patrones de REE de las muestras del pórfido de Tallberg comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb.

Entre el grupo de muestras que componen la Tesis Doctoral de la investigadora Cecilia Montelius (Montelius, 2005) sobre el yacimiento VHMS de Maurliden, se han escogido aquellas que petrológicamente son equivalentes a aquellas que componen las fases de JGC. En el grupo de dacitas de Maurliden se observa que el patrón de REE (**Fig. VI-33**) es similar al de las muestras de GI de JGC, pero con ciertos matices. El patrón de LREE de Dacita de Maurliden desciende con la misma pendiente que GI hasta *Eu* donde todas presentan una ligera anomalía negativa. El patrón de HREE es horizontal desde *Gd* hasta *Lu* (**Fig. VI-34**). Todas las muestras encajan en el área definida para GI pero en los valores inferiores en el tramo de LREE y en los valores superiores en el tramo de HREE. La muestra MA46-92 tiene un patrón idéntico a las muestras de GI pero siempre con valores de REE superior a las áreas definidas para JGC.



**Fig. VI-33:** Patrones de REE de las muestras del pórfido de Dacita (izquierda) y Riolita X (derecha) de Maurliden comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. Datos geoquímicos de Tesis Doctoral de C. Montelius (Montelius, 2005).

Observando el diagrama de patrones normalizados de REE de la Riolita X respecto a JGC, se observa una clara concordancia entre estas muestras y la fase GI de las intrusiones de Jörn (**Fig. VI-33**). Solamente la anomalía negativa en Eu es algo mayor en las muestras volcánicas de Riolita X respecto de las tonalitas de GI.



**Fig. VI-34:** Patrones de REE de las muestras de Riolita A' (izquierda) y Riolita B (derecha) de Maurliden comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. Datos geoquímicos de Tesis Doctoral de C. Montelius (Montelius, 2005).

La principal característica diferenciadora de las muestras de Riolita A' de Maurliden es la presencia de una ligera anomalía positiva en *Eu* en parte de las muestras (**Fig. VI-34**). El resto del patrón de REE es casi idéntico al que hemos definido como característico de la fase GI de JGC con un descenso importante en los valores normalizados de *Pr* a *Sm* y con valores idénticos desde *Gd* hasta *Lu* (**Fig. VI-34**). En el caso de las Riolita B de Maurliden las similitudes con la fase GI son evidentes, todas estas muestras tienen unos valores de REE muy similares entre ellas. El patrón de LREE es idéntico a aquel de GI, incluida la ligera anomalía negativa en *Eu*. En el tramo

de HREE las muestras de Riolita B muestran un patrón paralelo al de GI, con la salvedad de que las muestras volcánicas de Maurliden poseen valores ligeramente superiores (Fig. VI-34).

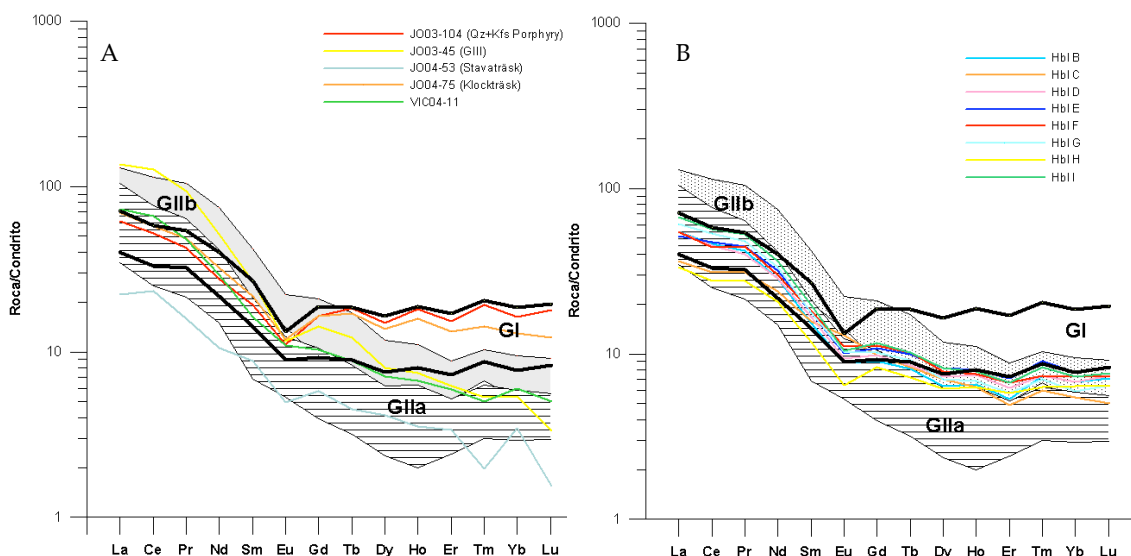


Fig. V-35: Patrones de REE de varias intrusiones asociadas (A) y VIC Hbl ton (B) comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. \*izquierda: análisis realizados en ICP-MS en Huelva.

En la Fig. VI-35A se localizan una serie de análisis de REE que se obtuvieron para el posterior cálculo de isótopos Sm-Nd (recogidos en este mismo capítulo), estas muestras se pueden consultar en Tabla VI-6. Estas muestras escogidas pertenecen a la fase GIII, las intrusiones Stavaträsk, Klockträsk y VIC (tonalita hornbléndica), además de un pórfido de qz+kfs en las rocas volcánicas cercanos a la explotación de Maurliden. La traza de la muestra de GIII (JO03-45) es intermedia a las áreas definidas a las muestras de GIIa y GIIb, el patrón es idéntico a su vez al observado para las muestras de GIII (JO04-07) (Fig. VI-25) y Hobergsliden (Fig. VI-30) con la excepción de la fuerte anomalía negativa en *Eu* que estas muestras presentan y que es tan sólo una ligera anomalía en el caso de la muestra de GIII (JO03-45).

Los patrones de REE de las muestras de Klockträsk (JO04-75) y del pórfido de qz+kfs (JO03-104) son prácticamente idénticas (Fig. VI-35A), a su vez ambas muestras encajan perfectamente al área que hemos definido como identificativa de las muestras de GI de JGC (Fig. VI-24). La muestra de Stavaträsk (JO04-53) muestra un patrón de REE con una pendiente constante desde LREE hasta HREE con valores sistemáticamente inferiores a la mayoría de las muestras analizadas (Fig. VI-35A). Finalmente la muestra de VIC04-11 muestra similitudes con el patrón del subgrupo GIIa, aunque el paralelismo entre estas fases no es total especialmente con unos valores de HREE de VIC04-11 superiores a los de GIIa (Fig. VI-35A).

En lo referente a la comparación de las muestras de tonalita hornbléndica de VIC con el patrón de REE de JGC, muestran una distribución idéntica a GI en cuanto a LREE con la misma anomalía negativa de *Eu* ( Fig. VI-35B). El patrón de HREE de VIC (hbl ton) no se ajusta al determinado para las muestras de GI, teniendo valores inferiores a éstos acompañado de un ligero descenso desde *Gd* hasta *Lu*.

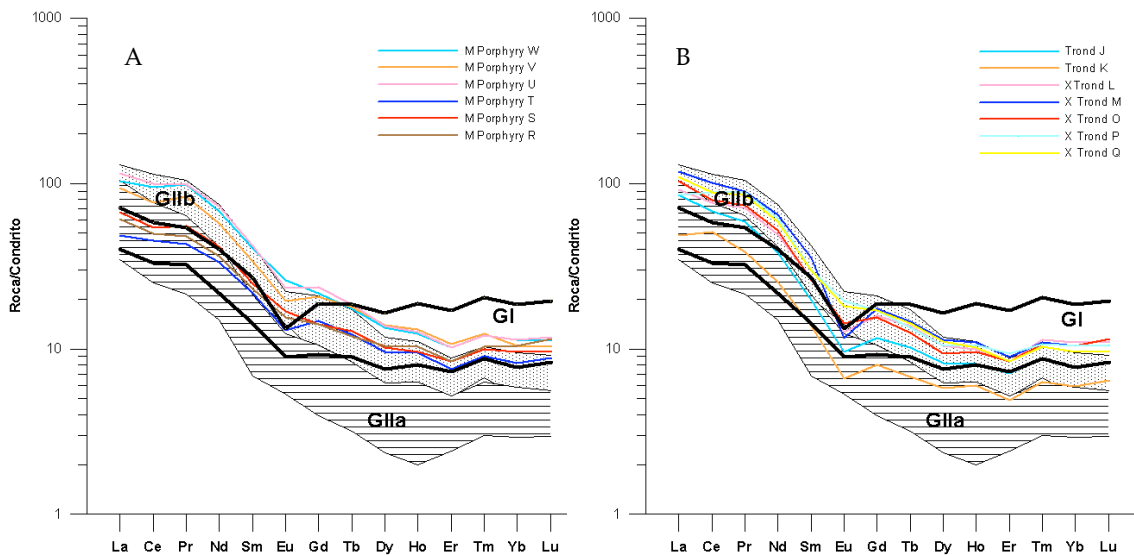


Fig. VI-36: Patrones de REE de Mine porphyry (A) y Trondhjemita (B) de VIC comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. \*valores extraídos del Proyecto Camiro.

Otra de las fases de VIC que han sido comparadas con el patrón de REE de JGC ha sido la fase denominada Mine porphyry. Al menos la mitad de las muestras de Mine porphyry (U, V y W) se ajustan perfectamente al dibujo trazado por las muestras de la subfase GIIb (Fig. VI-36A). La otra mitad de las muestras de Mine porphyry (R, S y T) tienen un patrón de HREE idéntico al resto de muestras de esta fase y por tanto al de GIIb, en cambio las LREE tienen valores que son similares a los que se observan para VIC (Hbl ton) (Fig. VI-36A). Las muestras de la Trondhjemita de VIC no se ajustan especialmente a ninguno de los patrones de las fases de JGC, con la excepción de las muestras P y Q que se asemejan a aquel establecido para las muestras de GIIb (Fig. VI-36B). Estas muestras de trondhjemita son similares a GII pero poseen una ligera a moderada anomalía en *Eu* que nos es característica de las áreas de GII definidas.

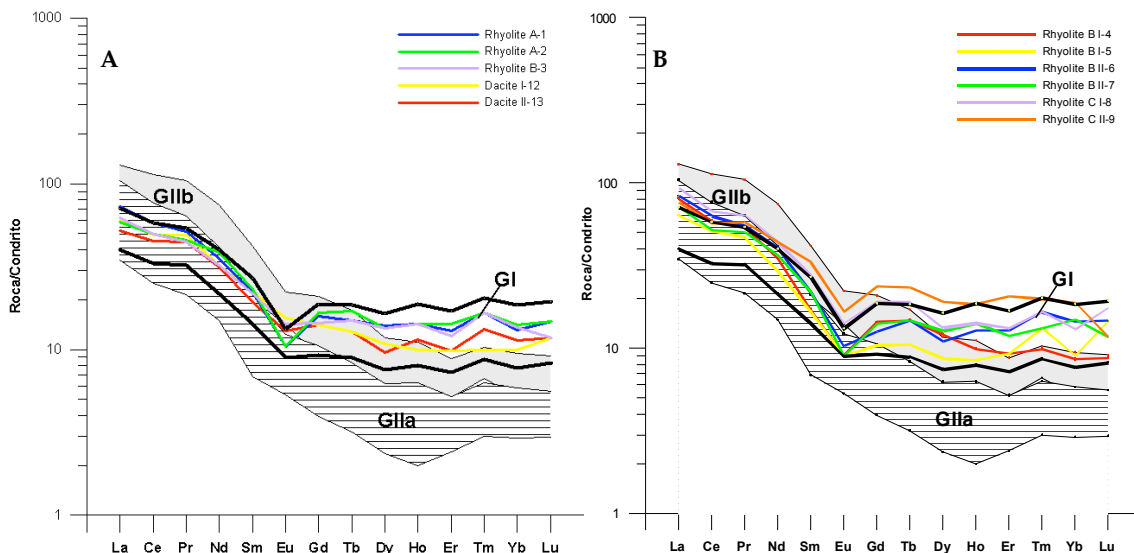
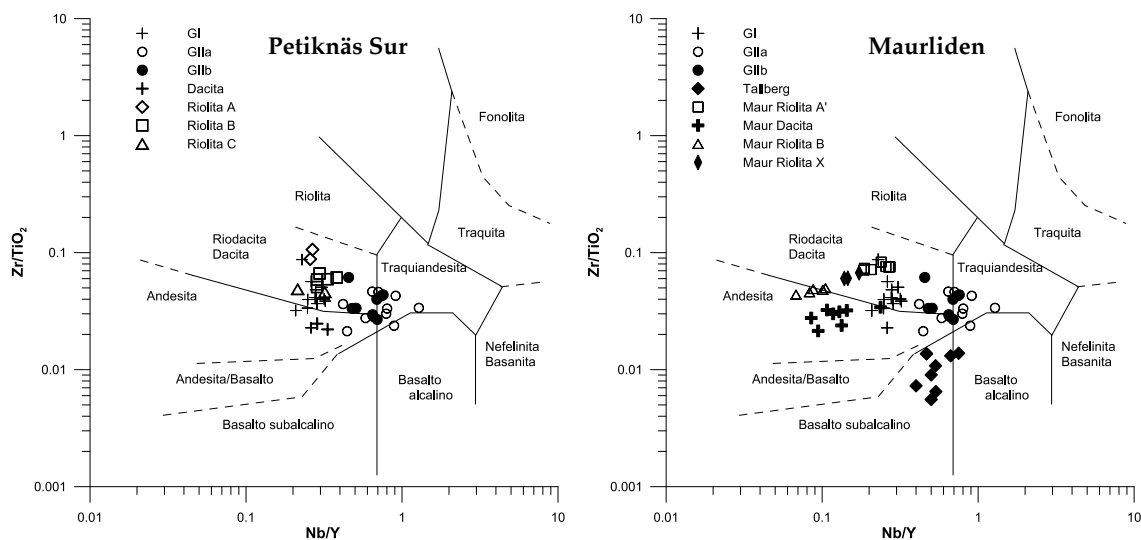


Fig. VI-37: Patrones de REE Riolitas y Dacitas del depósito VHMS de Petiknäs Sur comparado con el patrón definido por las fases GI, GIIa y GIIb. \*valores de Tesis Doctoral de Dr. Schlatter (Schlatter, 2007).

Las muestras con naturaleza similar a los granitoides de JGC recogidas en la Tesis Doctoral de Dr. Denis Schlatter (Schlatter, 2007), han sido escogidas para ser comparadas con los intrusivos de Jörn (Figs. VI-37A y VI-37B). Éstas son dacitas y riolitas, las cuales han sido escogidas tanto como muestras coherentes como aquellas

que ocurren en forma de clastos juveniles (McPhie et al., 1993). Todas han sido tomadas de sondeos, a excepción de la Dacita II-13 obtenida en afloramiento (**Fig. VI-37A**). Todas las muestras, tanto riolitas como dacitas, tienen un patrón de REE normalizado idéntico al definido por las muestras de la fase GI de JGC. Todas muestran la misma distribución de REE, tanto las ligeras como las pesadas, incluyendo la ligera anomalía negativa en *Eu* característica de GI; sólo la muestra de Dacita I-12 no tiene dicha anomalía en *Eu*, pero su patrón se ajusta al de GI como todas las demás muestras. La única muestra con valores algo fuera del patrón de REE de GI es la Riolita C-9, aunque su patrón es paralelo al de las tonalitas de JGC, ésta presenta valores ligeramente superior a los normalizados para GI.



**Fig. VI-38:** Clasificación de rocas volcánicas de distrito minero de Skellefte, comparadas con los granitoides de JGC (Winchester and Floyd, 1977). Datos de rocas volcánicas de Maurliden de C. Montelius (Montelius, 2005) y Petiknäs Sur de D. Schlatter (Schlatter, 2007).

En la **fig. VI-37** se ha representado el diagrama de clasificación por elementos inmóviles de rocas volcánicas  $Zr/TiO_2$  vs.  $Nb/Y$  de las muestras de los yacimientos de Petiknäs Sur y Maurliden, al que se han añadido las muestras de las fases principales de los granitoides de JGC. El grupo de muestras de riolitas y dacitas de Petiknäs Sur se clasifican en un grupo muy homogéneo exactamente en la misma zona que las muestras de GI de JGC (**Fig. VI-38**). En cuanto a las fases volcánicas de Maurliden, las Riolitas A' y X se clasifican cabalgando sobre las de GI (**Fig. VI-38**). En cambio, dentro de las muestras de Maurliden, tanto la fase Dacita como Riolita B no tienen una clasificación (y por tanto composición) análoga al de las muestras de GI de JGC.

### VI.3.2. Discriminación de Ambiente Tectono-Magmático

Los autores pioneros en el uso de diagramas para la discriminación del ambiente tectono-magmático son Pearce y Cann a principio de los setenta (Pearce and Cann, 1971; Pearce and Cann, 1973), en estudios sobre basaltos con elementos traza y REE (Rollinson, 1993). La importancia de estos trabajos es que utilizan elementos que se suponen inmóviles frente a la alteración hidrotermal, lo cual es de especial interés en nuestro trabajo, puesto que las muestras de GI están en muchos casos intensamente alteradas. Los trabajos con rocas graníticas son posteriores, en los cuales se determinaron los elementos químicos más eficientes en la discriminación de ambientes tectono-magmáticos (Pearce et al., 1984). Los elementos elegidos son Rb, Y y Nb, donde Yb y Ta se incluyeron por sus similitudes geoquímicas (fundamentalmente debido a parecido radio iónico) con Y y Nb respectivamente. Hay que tener cuidado en la interpretación de estos diagramas, puesto que en el caso del Rb es un elemento que si

puede estar afectado por alteración hidrotermal. Las divisiones de los entornos geotectónicos que han sido utilizados son los siguientes:

ORG: Granitos de Dorsal Oceánica  
 VAG: Granitos de Arco Volcánico  
 WPG: Granitos Intra-Placa  
 syn-COLG: Granitos sin-Colisionales

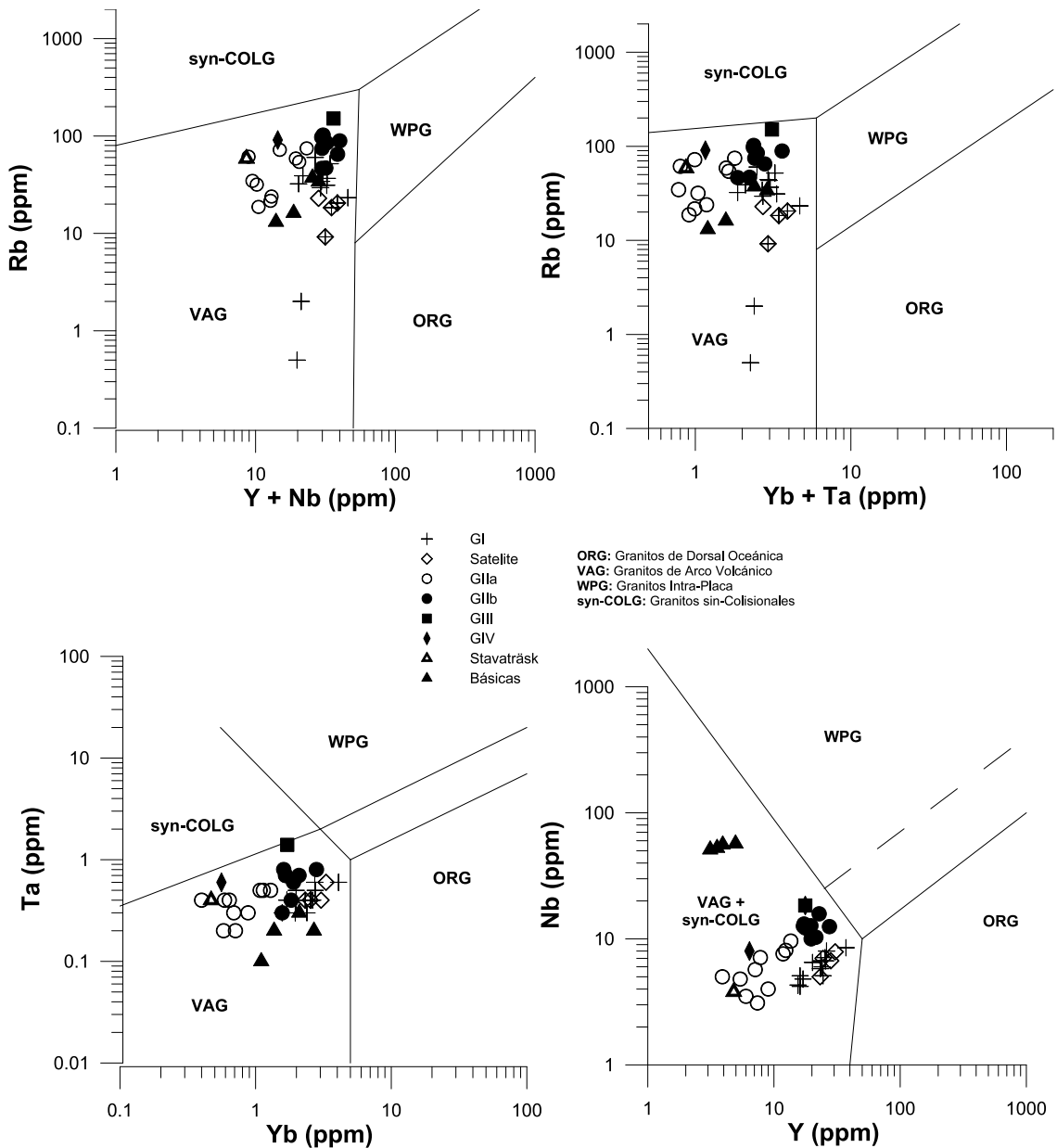


Fig. VI-39: Diagramas de discriminación de entorno tectono-magmático con los campos de ORG, Granitos de Dorsal Oceánica; VAG, Granitos de Arco Volcánico; WPG, Granitos Intra-Placa; syn-COLG, Granitos sin-Colisionales (Pearce et al., 1984).

Hay que tener en cuenta que cuando se proponen estos estudios hay diversos entornos tectono-magmáticos que aún no han sido definidos, estos son las cuencas Back-arc y Fore-Arc relacionados con zonas de subducción.

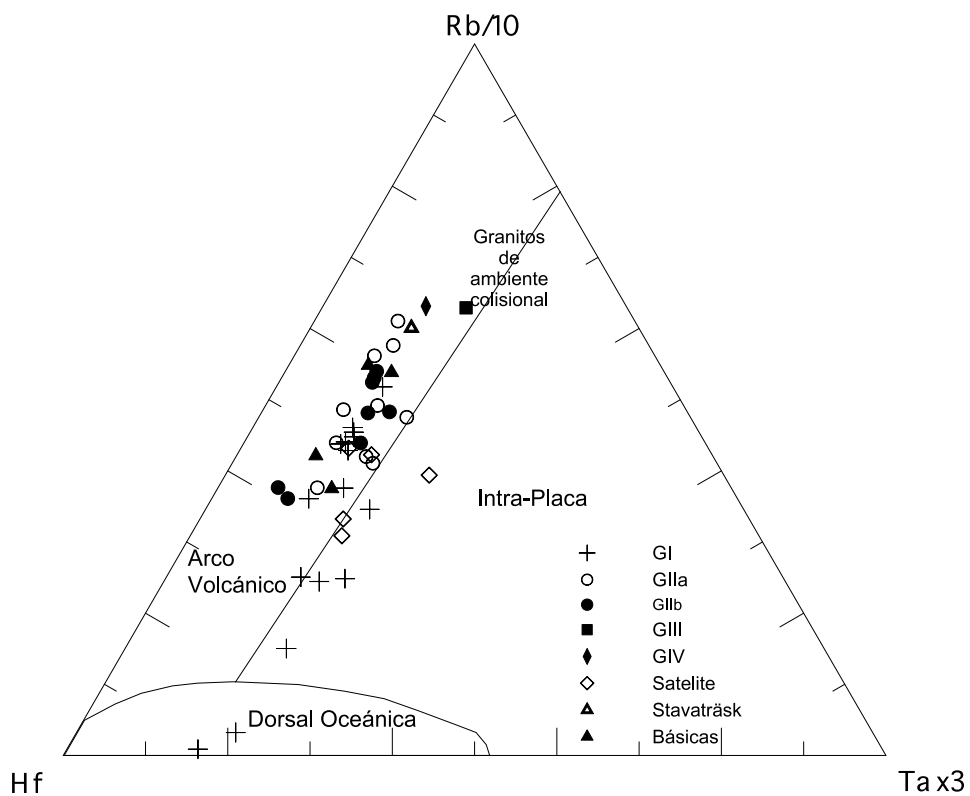
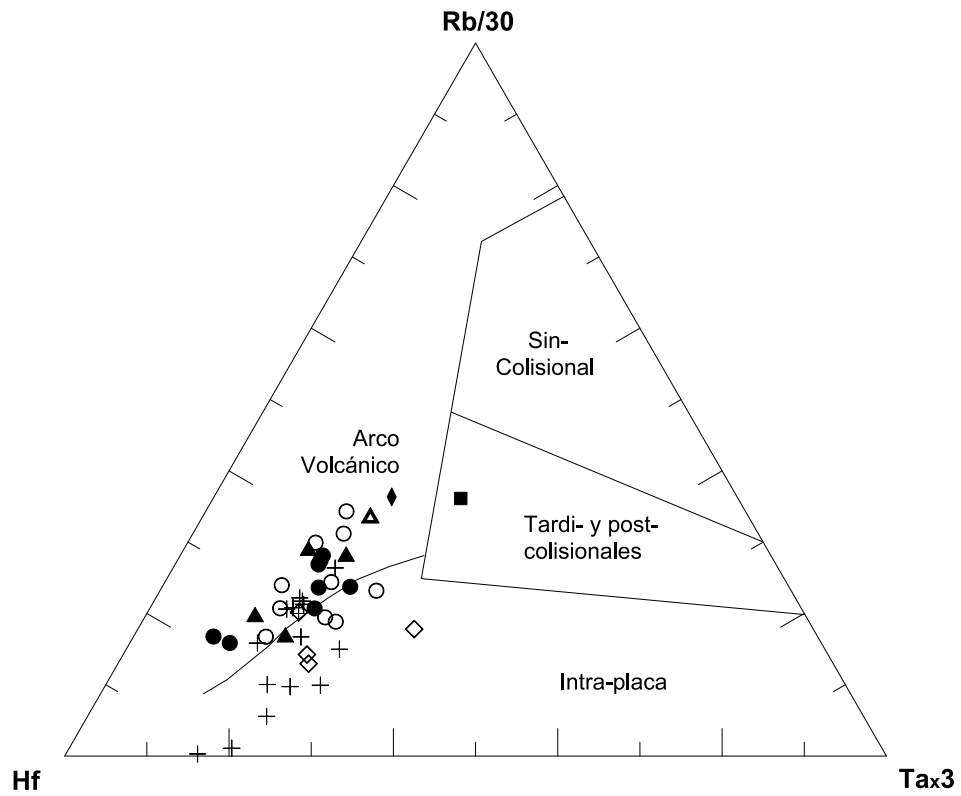
Los datos usados para la realización de los siguientes gráficos se corresponden con los elementos químicos en ppm, a diferencia de los utilizados en los diagramas de REE que estaban normalizados con los meteoritos condriticos. El par de diagramas *Nb-Y* y su análogo *Ta-Yb* se muestran en la **Fig. VI-39**, se han representado las muestras de las rocas básicas aunque no sean aplicables para este tipo de rocas. En estos diagramas no se diferencian los límites entre los campos de granitos de arco volcánico y los sin-colisionales. Se observa que todas las muestras están el campo de entorno de granitos de arco volcánico (VAG), con la muestra de GIII cerca del límite con los granitos sin-colisionales. Se aprecia que las muestras de GI y las intrusiones satélite se agrupan muy homogéneamente, a su vez las subfases GIIa y GIIb se separan claramente y se disponen en correlación lineal positiva en Nb(Ta)-Y(Yb) para GIIb respecto GIIa. La muestra de GIV se asocia con las de Stavaträsk y GIIa, y GIII con las de GIIb.

El par de diagramas *Rb vs (Y+Nb)* y *Rb vs (Yb+Ta)* son análogos, diferenciándose en este caso los campos entre granitos de arco volcánico y granitos sin-colisionales. La agrupación de muestras entre fases y subfases está bien definida, aunque en este caso varias muestras de GI se dispersan del grupo. La dispersión se define exclusivamente por un descenso de un orden de magnitud en el contenido en Rb. Las intrusiones satélites se localiza en el grupo de muestras de GI. Las muestras de GIIb se localizan en la zona de granitos de arco volcánico, pero cerca del punto triple que los separa de las composiciones de granitos sin-colisionales y granitos intra-placa. La muestra GIII se clasifica, como en los diagramas anteriores, muy cerca por composición de los granitos sin-colisionales. Las muestras de GIIa, GIV y Stavaträsk se agrupan en granitos de arco volcánico.

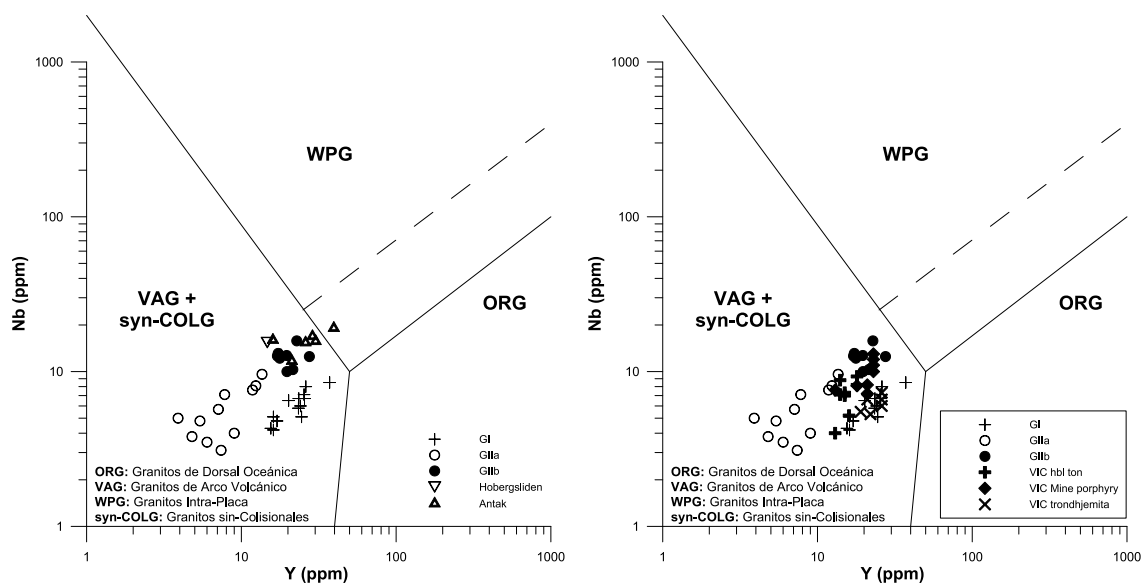
La discriminación para granitoides puede ser también realizada mediante diagramas triangulares Ta-Rb-Hf (Pearce et al., 1984). Para las muestras de GI e intrusiones satélite no son los más apropiados, ya que presentan un importante empobrecimiento en Rb por la alteración hidrotermal.

Para discriminar entre granitos post-colisionales de sin-colisionales o de arco volcánico, se realiza el diagrama Tax3-Rb/30-Hf (**Fig. VI-40A**). Se observa que en estos diagramas las muestras de GI están frecuentemente fuera de la zona de clasificación de granitos de arco volcánico, en la que han estado sistemáticamente en los diagramas bivariantes de Pearce et al., (1984). Las muestras de GIIa y GIIa no se agrupan diferenciándose entre ellas, aunque todas ellas se localizan en la zona que le corresponde a los granitos de arco volcánico. La muestra de GIII ocupa la zona de granitos tardi- y post-colisionales (**Fig. VI-40A**), zona que no estaba recogida en la clasificación de los diagramas bivariantes de la **Fig. VI-39**, aunque siempre muy cerca de la zona de granitos de arco volcánico. En ambos diagramas triangulares las muestras de GIV y Stavaträsk tienen valores muy similares, ambas se clasifican como granito de arco volcánico, aunque siempre cerca de la zona de GIII (**Figs. VI-40A y VI-40B**).

En la **Fig. VI-41A** se han representado las muestras de las intrusiones Hobergsliden y Antak, ambas se localizan en la zona de granitos de arco volcánico (al igual que JGC). Éstas se localizan especialmente agrupadas en la zona que ocupan las muestras de GIIb (**Fig. VI-41A**). Alguna de las muestras de Antak presentan composiciones cercanas a las de granitos de intraplaca. Todas las muestras de VIC se localizan en el campo de los granitos de arco volcánico (**Fig. VI-41B**) como ocurre con las muestras de JGC, Hobergsliden y Antak. En este diagrama las muestras de JGC se clasifican en tres grupos diferenciados por la zona que ocupan, las muestras de tonalita hornbléndica de VIC (hbl ton) no se asocian especialmente a ninguno de los grupos de muestras de JGC. Las muestras de trondhjemitas de VIC se localizan exclusivamente en la misma zona que ocupan las muestras de GI de JGC (**Fig. VI-41B**). La fase de VIC denominada Mine porphyry se asocia a la zona intermedia entre GI y GIIb, además de varias de estas muestras que se asocian a la zona que ocupan las muestras de GIIb (**Fig. VI-41B**).



**Fig. VI-40:** Diagramas ternarios de discriminación de entorno tectono-magmático para granitoides (Pearce et al., 1984). **A:** Tax3-Rb/30-Hf; **B:** Tax3-Rb/10-Hf.



**Fig. VI-41:** Diagrama de discriminación de entorno tectono-magmático Nb vs. Y con los campos de ORG, Granitos de Dorsal Oceánica; VAG, Granitos de Arco Volcánico; WPG, Granitos Intra-Placa; syn-COLG, Granitos sin-Colisionales (Pearce et al., 1984). Comparación de los resultados de JGC con Hobergliden y Antak (izq.) y VIC (dcha.).

#### VI.4. Geoquímica Isotópica

Las diferencias en cuanto a mineralogía, petrología y geoquímica entre las muestras de intrusiones en el Distrito Minero de Skellefte permiten una buena distinción entre fases de rocas. Pero para una diferenciación de las fases en cuanto al origen de los magmas necesitamos de información referente a parámetros isotópicos. En este aspecto se han realizado análisis de isótopos de Samario (Sm) y Neodimio (Nd) sobre doce muestras que cubren el abanico de rocas intrusivas del distrito de Skellefte, con especial interés en aquellas que componen el complejo de granitoides de Jörn. Estas muestras fueron escogidas entre los diferentes intrusivos de JGC, VIC, Stavaträsk, Näsberget y volcánicas Skellefte, localización de muestras en **fig. VI-44 (Tabla VI-5)**:

Muestra	N-coord	E-coord	Intrusión	Fase
JO04-75	7214608	1704438	Klockträsk	GI (satelite)
JO04-86	7221615	1704600	JGC	GI (SE)
JO04-110	7244382	1689602	JGC	GI (NW)
JO04-135	7226363	1683510	JGC	GI (SW)
JO04-05	7253185	1701212	Näsberget	Gabronorita
JO04-34	7251600	1710192	JGC	GIIb (NE)
JO04-42	7259346	1703097	JGC	GIIa (N)
JO04-128	7222353	1700381	JGC	GIIb (Jörn)
JO03-45	7238400	1704300	JGC	GIII
JO04-53	7223590	1715814	Stavaträsk	Granodiorita
JO03-104	7221328	1676544	Mauriden	Dacita
VIC04-11	7221260	1631550	VIC	Qz-anfibolita

**Tabla VI-5:** Relación de muestras de intrusiones de distrito minero de Skellefte utilizadas en los análisis isotópicos de Sm-Nd.

Únicamente una parte de las muestras que han sido utilizadas para análisis isotópico forman también parte de las que fueron escogidas para análisis geoquímico. Las muestras de las que no disponemos de análisis de roca total son: JO04-110, JO04-05, JO04-42, JO03-45, JO04-53, VIC04-11. Dentro del protocolo de análisis isotópico se recoge que sea conocido el contenido en REE, especialmente el de Sm y Nd, por lo que se dispone de análisis de trazas de todas las muestras que han sido usadas en análisis isotópico (Anexo V).

La relación entre Sm y Nd viene por la generación de  $^{143}\text{Nd}$  a partir de  $^{147}\text{Sm}$  por la emisión de una partícula alpha ( $\alpha$ ), proceso con una vida media de  $1.06 \times 10^{11}$  años. La importancia de este sistema no radica solamente en su utilidad en cuanto a ser una buena aproximación en determinaciones de edad de las rocas, también es importante la relación Sm/Nd puesto que aporta información en cuanto a fuentes ígneas. Especial importancia tiene la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  que varía en función del reservorio terrestre en el que se origina, diferenciándose especialmente con el origen en el manto terrestre.

El contenido en isótopos de Sm y Nd de los meteoritos condriticos o reservorio uniforme de meteoritos condriticos (CHUR: **chondritic uniform reservoir**), y en concreto la variación de la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  frente al tiempo es una importante referencia geoquímica. Pero debido a que las diferencias de las razones isotópicas por procesos petrológicos de la línea  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  CHUR con el tiempo son muy pequeños, se ha desarrollado la razón *epsilon Nd* o  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ . Esta notación hace referencia a la desviación de la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de la roca respecto a la línea de evolución temporal del CHUR (DePaolo, 1978; DePaolo and Wasserburg, 1976). El valor  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  está definido por la siguiente expresión:

$$\epsilon_{\text{Nd}(t)} = \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{roca}(t)}}{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10000 \quad [1]$$

En el proceso analítico obtenemos los valores de Sm, Nd y la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , a partir de los cuales se definen el resto de parámetros necesarios para definir  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ . Al ser  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  una referencia a la desviación de la línea de CHUR en el tiempo de formación de la roca, hay que tener el conocimiento aproximado de la edad de las rocas para calcular los demás parámetros. Entre estos parámetros necesarios tenemos  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $\text{CHUR}(t)$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ .

$$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}} = \left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} + \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} \times \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right) \right] \times \frac{\text{Sm}(ppm)}{\text{Nd}(ppm)} \quad [2]$$

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}(t) = \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} - \left[ \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \times (e^X - 1) \right] \quad [3]$$

$$X = 6.54 \times 10^{-12}t$$

CHUR(t); viene definido por la línea de evolución temporal de CHUR.

La edad aproximada de las rocas mediante las razones isotópicas de Sm y Nd se calcula fácilmente [4]. Pueden utilizarse dos modelos que se basan en la misma ecuación pero bajo dos supuestos diferentes. En la ecuación es la desintegración de  $^{147}\text{Sm}$  en  $^{143}\text{Nd}$  se conocen todos los parámetros excepto el tiempo de formación  $t$ , siendo  $\lambda$  la constante de desintegración de  $^{147}\text{Sm}$  ( $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$  años).

$$\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right) = \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{(0)} + \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right) (e^{\lambda t} - 1) \quad [4]$$

El primer caso es el que asume que el manto terrestre tiene la misma historia para Sm y Nd que la definida por el CHUR, por tanto se supone que una roca en el momento de su formación tiene la misma razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  que el manto y el CHUR. Este es el modelo Nd (*Nd model age*) y la edad obtenida se denomina  $T_{\text{CHUR}}$  [5]. Esta edad es una estimación del tiempo que la roca lleva en la corteza, además de suponerse que forma parte de un sistema cerrado sin transferencias de Sm y/o Nd. La solución en los cálculos de edad es la intersección de la línea de evolución Sm-Nd de la roca con la definida por el CHUR (**Fig. VI-42**).

$$T_{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left[ 1 + \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{roca}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{roca}} - \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} \right] \quad [5]$$

En nuestro caso asumimos la idea del Modelo de Manto Empobrecido (*Depleted Mantle model age*) en el que suponemos un continuo enriquecimiento en Nd de la corteza respecto al Sm (**Fig. VI-42**), debido a que el Nd es ligeramente más incompatible que el Sm. Por tanto el manto debe de ir empobreciéndose en Nd respecto de Sm, hecho que confirma por análisis geoquímicos generalizados de rocas derivadas del manto de diferentes edades (DePaolo, 1978; DePaolo et al., 1991; DePaolo and Wasserburg, 1976). Todo esto indica que el modelo de Nd o condritico es erróneo. Asumimos, de ese modo, razones de Sm/Nd y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para manto empobrecido partiendo de análisis geoquímico de basaltos tipo MORB. Se calcula usando la misma expresión que para el modelo de Nd [4] pero sustituyendo los valores de CHUR por los obtenidos con el método de manto empobrecido. En este caso la ecuación es la de la intersección de la evolución de la roca con la línea de evolución de manto empobrecido, obteniendo la edad  $T_{\text{DM}}$ .

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left[ 1 + \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{roca}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}}}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{roca}} - \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{DM}}} \right] \quad [6]$$

La relación completa de datos obtenidos mediante el análisis isotópico de Sm y Nd puede consultarse en la **Tabla VI-6**, en nuestro caso hemos asumido el modelo de edad de manto empobrecido:

nr	Muestras	Fase	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$T_{\text{DM}}$
1	J004-86	GI (SE)	4,70	26,8	0,1059	0,511644 ( $\pm 2$ s.e.)	-19,4	+2,7	1.98
2	J004-110	GI (NW)	3,83	16,6	0,1398	0,512117	-10,2	+3,8	1.91
3	J004-135	GI (SW)	3,10	14,6	0,1286	0,511936	-13,7	+3,0	1.99
4	J004-75	Klockträsk	4,11	19,5	0,1275	0,511965	-13,2	+3,8	1.91
5	J004-05	Näsberget	2,07	9,41	0,1333	0,512003	-12,4	+3,2	1.98
6	J004-128	GIIa	5,64	33,1	0,1030	0,511613	-20,0	+2,9	1.97
7	J004-34	GIIb (NE)	6,30	35,4	0,1076	0,511674	-18,8	+2,9	1.97
8	J004-42	GIIa (N)	4,94	30,3	0,0985	0,511557	-21,1	+2,9	1.97
9	J003-45	GIII (E)	3,77	23,2	0,0982	0,511542	-21,4	+2,6	1.99
10	J004-53	Stavaträsk	1,40	5,36	0,1574	0,512115	-10,2	-0,7	2.54
11	J003-104	Maurliden	4,21	18,4	0,1388	0,512090	-10,7	+3,6	1.94
12	VIC04-11	VIC	3,43	17,6	0,1179	0,511756	-17,2	+2,0	2.05

**Tabla VI-6:** Resultados de Sm-Nd de intrusiones en Distrito minero de Skellefte.  $T_{\text{DM}}$ , modelo de edad de manto empobrecido (DePaolo, 1978; DePaolo and Wasserburg, 1976);  $t=1900\text{Ma}$ . Las muestras están representadas en la **fig. VI-44**.

La razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de CHUR a edad de 1900 Ma, edad aproximada de las intrusiones estudiadas, es la siguiente:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(1900 \text{ Ma}) = 0,510179$$

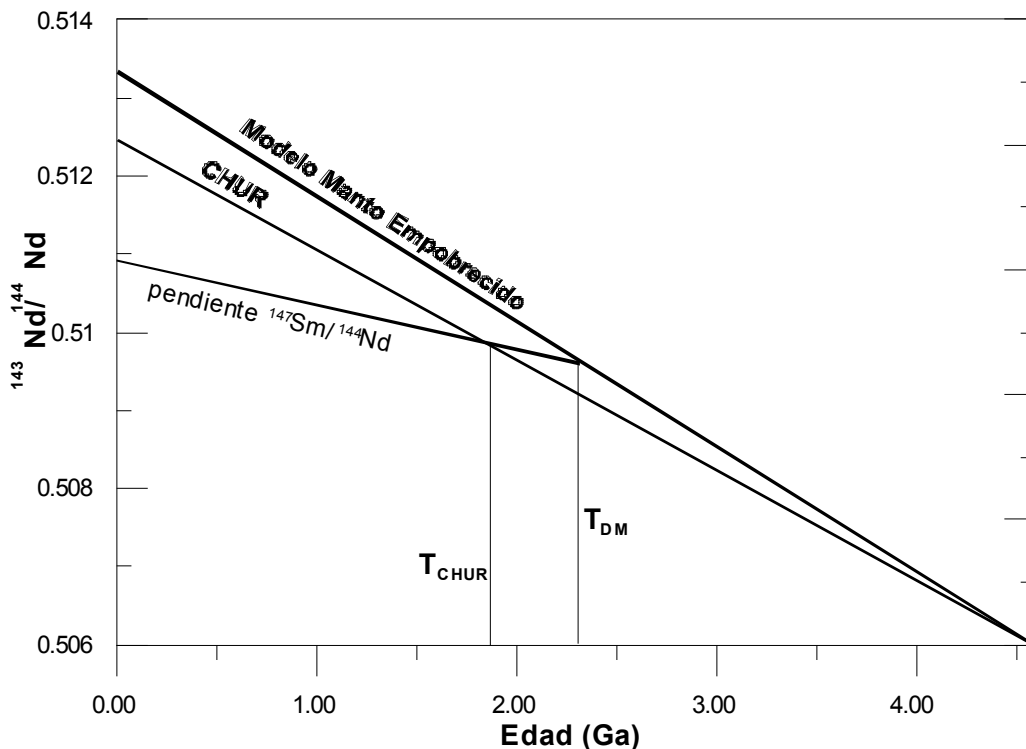
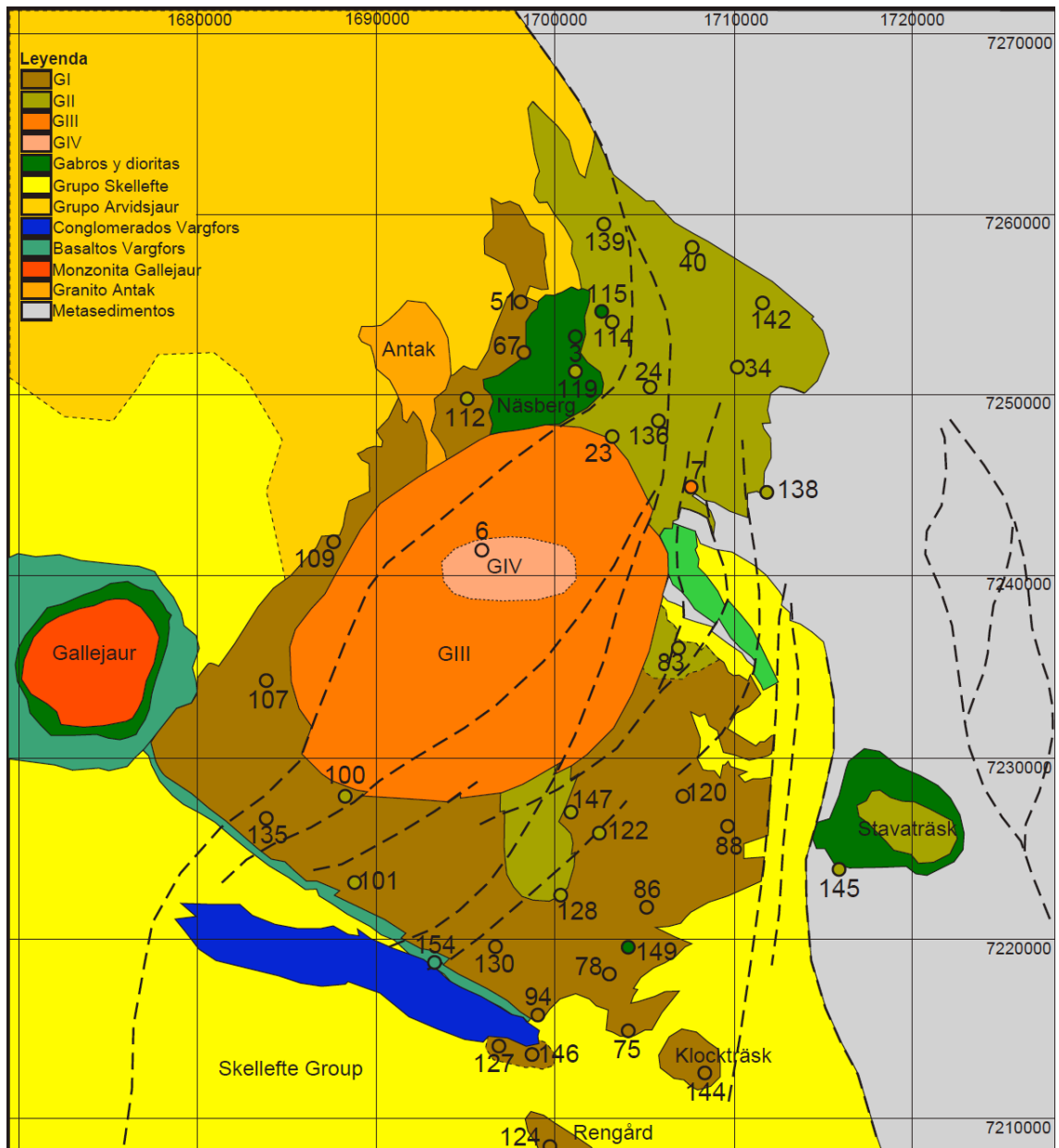


Fig. VI-42: Esquema comparativo de Modelos de edad. Línea verde: roca analizada; línea roja: modelo de manto empobrecido (DM); línea azul: modelo de Nd (CHUR). Intersecciones con eje de ordenadas representan valores actuales  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . La proyección de las intersecciones entre evolución de roca con CHUR o DM se corresponde con las edades calculadas.

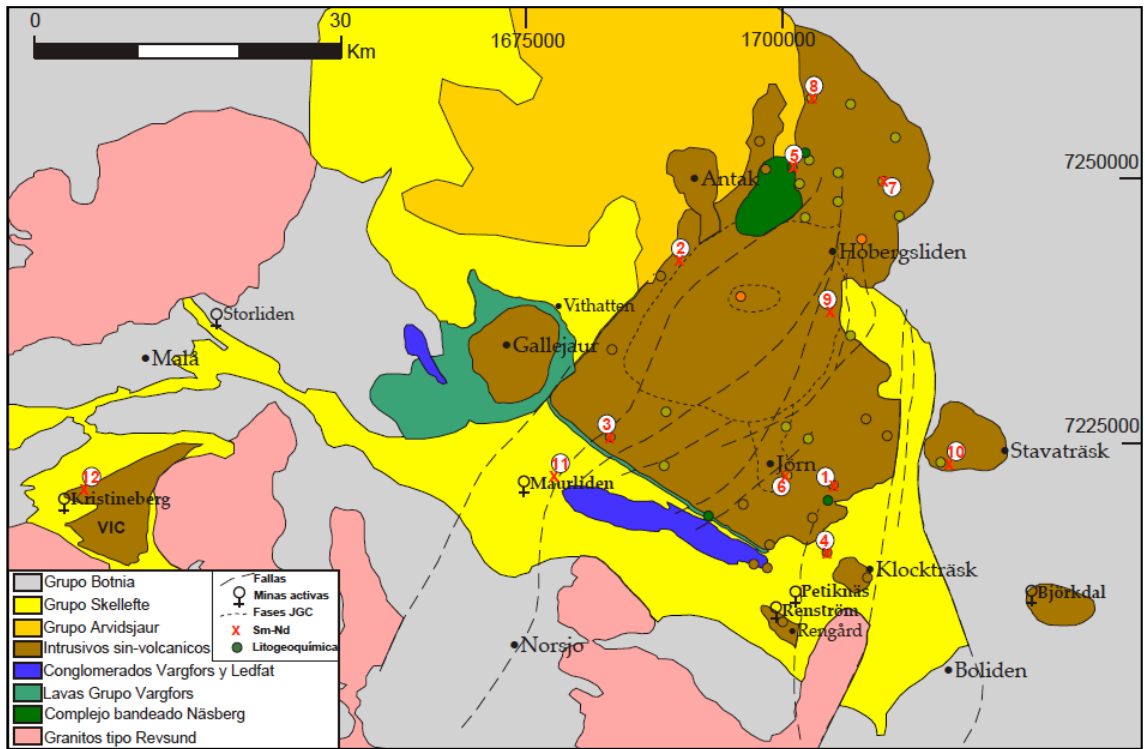
Las muestras de GI poseen un valor de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  superior a 3,0 a excepción de la muestra JO04-86 localizada al NE de la ciudad de Jörn y correspondiente con la zona de la cima del Nör-Jörnsberget. Idénticos valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  registran las muestras de la intrusión satélite de Klockträsk al SE de JGC con la muestra JO04-110 del extremo oeste de JGC en la zona de Ullbergträsk (idéntica a la muestra JO04-109 de la cima del Järpkullen). La muestra de dacita porfídica de las cercanías de la mina de Maurliden posee un valor muy similar al de las muestras de GI de GI, especialmente de la de Klockträsk y Ullbergträsk.

Las muestras de GII y GIII tienen un valor en  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  muy homogéneo para las muestras de GII (2,9) y algo inferior para GIII (2,6). No existe diferencia alguna entre las muestras de GIIa y GIIb en lo referente a  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  ya sean del norte (JO04-34, -42) o sur (JO04-128) de JGC. Aunque netamente inferiores a la media de valores de GI, son similares a los registrados por las muestras JO04-135 y JO04-86.

El gabro de Näsberget presenta  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}=3,2$  localizado en el rango intermedio a las rocas de GI y GII. Menor es el  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  Registrado para la muestra de qz-anfibolita de la intrusión de VIC, con un valor de 2,0. Finalmente, la intrusión de granodioritas asociadas a dioritas de Stavaträsk y localizada al este de JGC, tiene valores negativos para  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)}=-0,7$ ).



**Fig. VI-43:** mapa Geológico del JGC con la representación de las 40 muestras utilizadas en análisis geoquímico. Las siglas de las muestras están referenciada en la **tabla VI-1** junto con las coordenadas de cada muestra. El color de las muestras se corresponde con la fase intrusiva a la que pertenece por geoquímica y composición mineralógica. Coordenadas correspondientes con el Sistema Geográfico Sueco (RT90).



**Fig. VI-44:** Localización de muestras de análisis isotópico de Sm/Nd (rojo), los números están referenciados en la Tabla VI-6. Muestras utilizadas en geoquímica representadas.

## **VII. DATACIONES**



## VII. DATACIONES U-Pb Y ANÁLISIS DE CIRCONES DE JGC

Desde las primeras dataciones sobre los granitoides en el Distrito Minero de Skellefte realizadas a mediados de los ochenta (Wilson et al., 1985; Wilson et al., 1987), numerosas han sido las determinaciones de edad sobre los diferentes cuerpos intrusivos. Todas las dataciones han sido basadas en el método U-Pb. Estos trabajos no sólo se concentran en las fases más importantes del Complejo de Jörn, sino que se aplican a numerosos plutones existentes en el distrito. Entre las primeras determinaciones el problema más importante es la imprecisión de los análisis, asumiéndose en algunos trabajos errores de casi 50 Ma. Esto hace que no se puedan correlacionar bien los procesos a partir de las relaciones absolutas de edad y haya que buscar métodos para obtener la edad relativa de los procesos. En los trabajos más modernos se han realizado dataciones con errores que pueden asumirse, pero aún así se solapan las edades de las diferentes intrusiones (**Tabla VII-1**).

	Intrusión/Zona	Roca o Fase	Autor	N	E	Edad Ma
1	JGC <i>Hobergsliden</i>	GIII	Lundström et al., 1997	7247600	1706800	1862±14
2	Stavaträsk	Diorita	Lundström et al., 1997	7226380	1721900	1877±2
3	Stavaträsk	Granodiorita	Lundström et al., 1999	7223500	1715820	1874±3
4	JGC <i>Skidbäcken</i>	GIIb	Wilson et al., 1987	7222590	1700400	1874 <sup>+48</sup> <sub>-26</sub>
5	JGC (E)	GI	Wilson et al., 1987	7234560	1683680	1888 <sup>+20</sup> <sub>-14</sub>
6	Pórfido Tallberg	Tipo GI	Weihed and Schöberg, 1991	7221000	1693000	1886 <sup>+15</sup> <sub>-9</sub>
7	Antak <i>Kåtaselet</i>	Granito	Kathol and Persson, 1997	7254650	1691940	1879 <sup>+15</sup> <sub>-12</sub>
8	Gallejaur	Monzonita	Skiold, 1988	7235500	1676900	1873±10
9	JGC	GIII	Wilson et al., 1987	7233890	1691940	1873 <sup>+18</sup> <sub>-14</sub>
10	Gallejaur	Gabro	Skiold et al., 1993	7233300	1669900	1876±4
11	VIC <i>N-Svanaberget</i>	Tonalita	Bergström et al., 1999	7216930	1634140	1907±12
12	GI <i>Halmyrtjärnen</i>	GI	Kathol et al., 2002	7226872	1682720	1898±11
13	Bjurvattnet	Peperita	Billstrom and Weihed, 1996	7202590	1708540	1884±6
14	Melestjärn	Pórfido	Billstrom and Weihed, 1996	7213410	1685530	1889±3
15	Vargfors	Ignimbrita	Billstrom and Weihed, 1996	7229200	1670500	1875±4
16	Maurliden	Riolita B	Montelius et al., 2007	-	-	1885±3
16	Maurliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1902±21
16	Maurliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1885±6
17	Finnliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1901±3
18	Petikträsk	Mass-flow	Billstrom and Weihed, 1996	7225200	1681250	1847±3
19	Arvidsjaur (Skyt.)	Riolita	Skiold et al., 1993	7256150	1693450	1878±2

**Tabla VII-1:** Dataciones de intrusiones en Distrito Minero de Skellefte. Las muestras están representadas en la fig. VII-7.

Las dataciones existentes hasta la fecha en JGC son las llevadas a cabo por Wilson et al. (1987), éstas se realizaron sobre las tres fases principales descritas hasta ese momento GI, GII y GIII; esas muestras las definimos en este trabajo como GI, GIIb y GIII. A pesar de mostrar errores demasiado grandes, parece evidente que GI es la fase más antigua con una diferencia de aproximadamente 20-25 Ma respecto a las posteriores GII y GIII. Además, las fases GIIb y GIII ofrecen una edad muy similar entre ellas, pero con unos errores demasiado grandes (**Tabla VII-1**). La muestra de Hobergsliden es similar desde un punto de vista químico a GIII (Lundström et al., 1997). La edad de 1862±14 Ma es algo inferior a las determinaciones para GII y GIII pero teniendo en cuenta el alto error en la datación de la muestra (±14 Ma) los valores pueden considerarse casi idénticos a los de GII y GIII de Wilson et al. (1987).

El Pórfido Cuprífero de Tallberg está encajado en el centro de la zona sur del JGC en GI. Dataciones de rocas porfiroides de cuarzo y feldespatos relacionadas con la formación del pórfido de Tallberg muestra la edad de 1886 Ma (Weiher and Schöberg, 1991) muy similares a las de GI.

La datación de la muestra de VIC ha sido tomada en la fase Kribergstonalite (tonalita hornbléndica). Este complejo en su fase de tonalita hornbléndica (qz-anfibolita) está considerado como afín a las tonalitas tipo GI de JGC. La edad de 1907±12 Ma de esta fase es muy similar y se solapa, teniéndose en cuenta los errores, a la datación más reciente realizada sobre GI con resultado de 1898±11 Ma (Kathol et al., 2002).

Las dioritas del intrusivo de Stavaträsk muestran una edad algo superior a las granodioritas asociadas (Lundström et al., 1999; Lundström et al., 1997). En cuanto a similitudes geoquímicas, la granodiorita de Stavaträsk se asocia sistemáticamente a las rocas de la fase GIIa de JGC (**Figs. VI-1, VI-4, VI-5 y VI-14**). La única datación existente de la fase GIIb es la realizada por Wilson et al. (1987) en las inmediaciones de la ciudad de Jörn, en la zona denominada Skidbäcken, obteniéndose una edad similar a la de la granodiorita de Stavaträsk. Ésta datación tiene un muy importante error (+48/-26 Ma) el cual imposibilita cualquier interpretación en la que nos basemos exclusivamente en las determinaciones de edad.

El granito de Antak, claramente posterior a la fase GI, datado en 1879 +13/-12 Ma por Kathol and Persson (1997) presenta una edad muy similar a la de GII-GIII. La edad de Antak es muy similar a la de GII y GIII aunque los errores analíticos son relativamente demasiado grandes para estimar si es coetáneo, previo o posterior. Utilizando las relaciones de campo no se puede determinar dicha circunstancia debido a la inexistencia de afloramientos en la zona de contacto entre estas intrusiones, aunque por geofísica parece posterior a GIII.

Las dos fases principales que componen el complejo de Gallejaur muestran edades prácticamente idénticas. La edad del gabro que conforma el anillo exterior de esta intrusión ha sido determinada en 1876±4 Ma por Skiold et al. (1993). La monzonita de la zona interior del complejo de Gallejaur, de la zona de Bredträskliden ofrece una edad de 1873±10 Ma (Skiold, 1988).

En la zona cercana a JGC afloran los granitos postdeformacionales tipo Revsund. Las edades de granitos tipo Revsund son variables entre 1775 y 1830 Ma. En este caso la datación realizada por Skiold (1988) en la zona de Holmfors al suroeste del Distrito de Skellefte muestra una edad de 1778±16 Ma.

Las dataciones más relevantes de las rocas volcánicas del Grupo Skellefte se sitúan generalmente en los 1885 Ma, este grupo de dataciones cubre la zona central y oriental del distrito minero de Skellefte. La excepción dentro del Grupo Skellefte son las riolitas de Maurliden y de Finnliden con edades similares a la de las tonalitas de VIC superiores a 1900 Ma (**Tabla VII-1**), ambas localizadas en la zona central del Grupo Skellefte.

Las edades de las rocas de los Grupos Vargfors y Arvidsjaur son muy similares, la ignimbrita datada en la zona de Nicknoret al sudoeste de JGC tiene una edad de 1875±4 Ma frente a los 1878±2 Ma de una riolita en la zona de Skyträsket al norte de JGC.

### VII.1. Nuevas dataciones en JGC

Las dataciones publicadas hasta la fecha no esclarecían si existe una diferencia importante en edad de las intrusiones que ocurren en el Distrito Minero de Skellefte. Especialmente no se había definido una clara relación entre las intrusiones y las rocas volcánicas del Grupo Skellefte, o en cambio, podrían originarse en relación con

procesos magmáticos posteriores, como podrían serlo respecto al vulcanismo subaéreo del Grupo Arvidsjaur.

El método de datación utilizado ha sido el de isótopos radiogénicos de U-Pb en circones y titanita, usando una microsonda iónica CAMECA 1270 en el laboratorio NORDSIM del Laboratorio para Geología Isotópica del Museo de Historia Natural de Estocolmo, Suecia (descripción detallada del método analítico en capítulo de Metodología). Las muestras elegidas para datarlas se focalizan fundamentalmente a rocas de las fases GI y GII de JGC, incluyéndose también una muestra de GIII y otras dos de las intrusiones satélite tipo GI de Rengård y Klockträsk. Algunas de estas muestras coinciden con aquellas analizadas geoquímicamente para roca total y/o análisis isotópico de Sm-Nd, dicha equivalencia está indicada en la sexta columna de la **Tabla VII-2**.

Muestra	Fase	Mineral	N-coord	E-coord	Zona	Equivalencia
23J28	GI	Zr	7226850	1682350	Sur (Hålmyrtj)	JO04-135
JO03-55a	GI	Zr	7226550	1683350	Sur (Hålmyrtj)	JO04-135
MG07-001	GII	Zr+tit	7222681	1700310	Jörn (Skidbacken)	JO04-128
MG07-004	GI	Zr	7242143	1688028	Oeste (Järpkullen)	JO04-109
MG07-005	GIII	Zr+tit	7235755	1702913	Centro (Storklinta)	-
MG07-006	GI	Tit	7214250	1707070	Klockträsk(Vänträsk)	JO04-75
MG07-007	GI	Zr	7207970	1700790	Rengård	JO04-124
MG07-008	GII	Zr+tit	7251600	1710203	Noreste (Kåtaberget)	JO04-34

**Tabla VII-2:** Muestras utilizadas en la datación de JGC. Los minerales utilizados han sido circón y titanita según los minerales separados y están expresados en la tercera columna.

Un completo análisis EPMA de los circones ha sido realizado en los Servicios Centrales I+D de la Universidad. Además se han obtenido mapas composicionales de alguno de los circones, especialmente dedicados a las variaciones relevantes en composición de los circones. Estos análisis EPMA facilitan el descarte de alguno de los análisis en microsonda iónica por razones de importantes variaciones en composición del circón, los detalles de estos análisis serán descritos más adelante. De cada una de las muestras se separaron una media de 25-30 cristales de circón y 10 de titanita, aunque no se pudieron extraer cristales de titanita de todas las muestras.

### VII.1.1. Dataciones de la fase GI e intrusiones satélite tipo GI

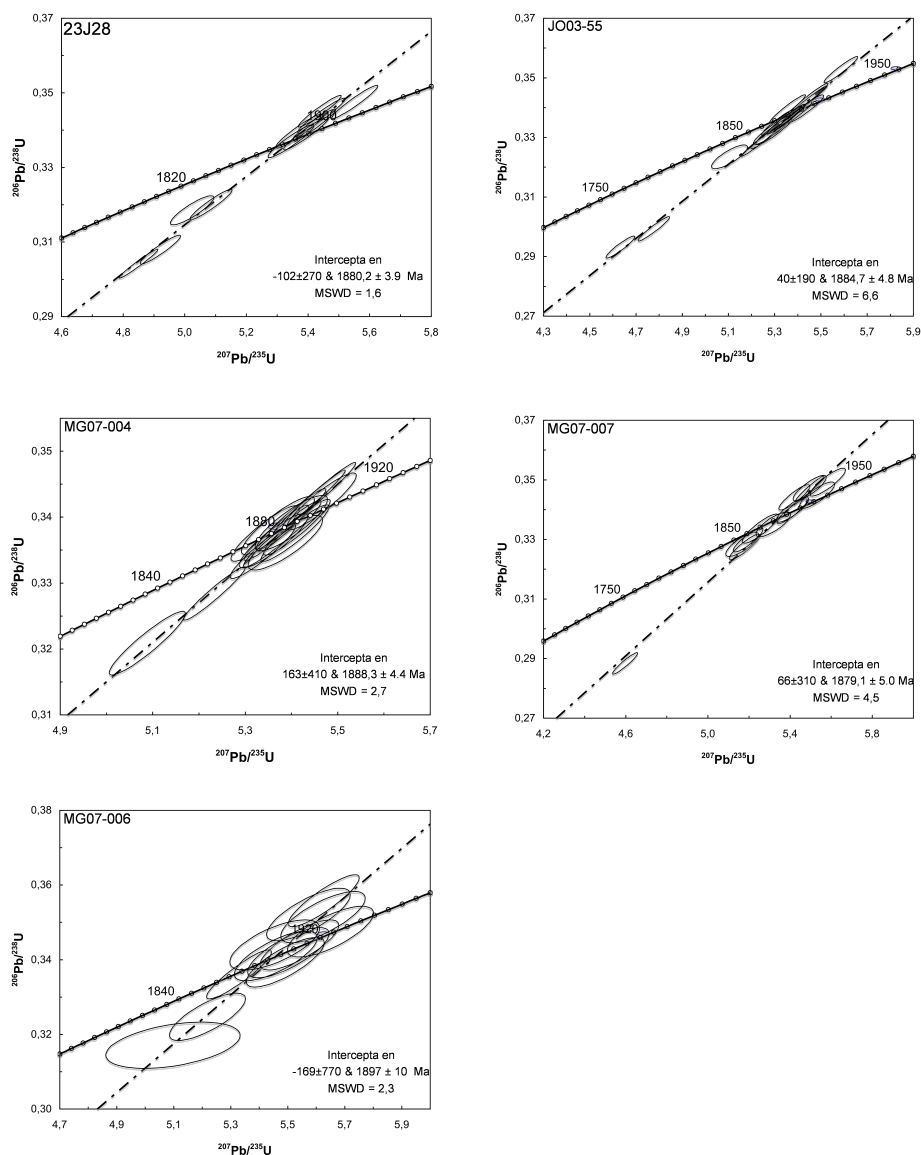
Las muestras 23J28 y JO03-55a se localizan en el mismo área al sudoeste de JGC, la descripción petrográfica de estas muestras se corresponde con la del subtipo de Suroeste de JGC en el capítulo de Petrografía. Estas tonalitas de GI son hipidiomorfas inequigranulares a porfídicas de grano medio con fenocristales de cuarzo de tamaño de grano grueso, plagioclasa moderadamente alterada y minerales máficos totalmente sustituidos por clorita en la alteración hidrotermal y posteriormente por biotita durante el metamorfismo. Ambas muestras han sido datadas utilizando circones.

La muestra MG07-004 es una tonalita del borde oeste de JGC tomada en la cima del Järpkullen. En esta zona las rocas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, anfíbol tipo hornblenda y biotita y presentan generalmente textura granular xenomorfa equigranulares de tamaño de grano medio. La plagioclasa está ligeramente alterada y los minerales máficos ígneos (hornblenda y biotita) se conservan aunque son parcialmente sustituidos por biotita de origen metamórfico. Al igual que las otras muestras de GI ha sido datada utilizando exclusivamente circón.

La muestra MG07-006 se corresponde con las tonalitas de la intrusión satélite de Klockträsk localizada al sureste de JGC. Esta roca se compone por cuarzo, plagioclasa, biotita y algo de anfíbol. La textura general es hipidiomorfa equigranular de tamaño de grano medio a porfídica con fenocristales de cuarzo y plagioclasa. La plagioclasa está moderadamente alterada al igual que los minerales máficos con actinolita y clorita

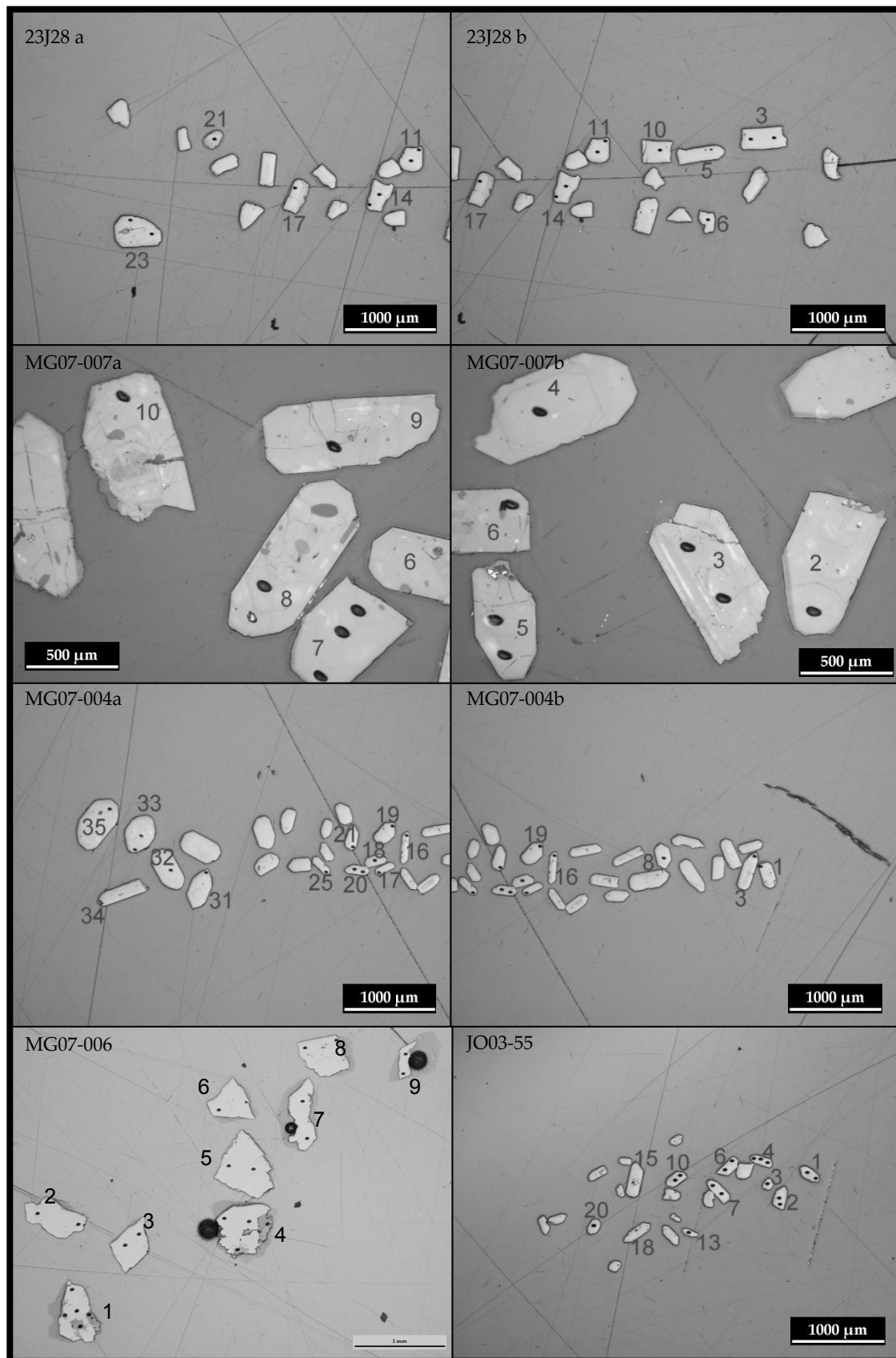
como productos, además del crecimiento de biotita metamórfica a expensas de los productos de alteración. Esta muestra ha sido datada utilizando titanita.

La intrusión satélite de Rengård está representada por la muestra MG07-007, esta tonalita se localiza al sur de JGC en las inmediaciones del yacimiento de Petiknäs Sur. Esta tonalita compuesta por cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita varía de idiomorfa equigranular a porfídica de tamaño de grano medio a fino. La plagioclasa y anfíboles están moderadamente alterados y aparecen biotita y anfíboles con origen metamórfico. Esta muestra ha sido datada utilizando circones.



**Fig. VII-1.** Diagramas Concordia normales para las muestras de GI e intrusiones satélite tipo GI de JGC. Todos los diagramas se corresponden con análisis U-Pb en circones a excepción de la muestra MG07-006 en la que han sido utilizadas titanitas.

Los análisis de circones y titanita de GI e intrusiones satélite se pueden consultar en la documentación anexa. En muchos de los circones se realizaron análisis U-Pb por duplicado en núcleo y borde en aquellos en los que se observó zonaciones o variaciones texturales (**Fig. VII-2**). En caso de más de un análisis dentro del mismo círculo estos se marcan como a, b, c, ...



**Fig. VII-2.** Microfotografía en microscopio petrográfico con luz reflejada de los circones (23J28, JO03-55, MG07-004, MG07-007) y titanitas (MG07-006) de GI e intrusiones satélite tipo GI. Los números representan los puntos de análisis U-Pb (consultar análisis en anexo).

Las tallas de los circones separados de las muestras MG07-001 y JO03-55 se corresponden únicamente con el rango de 63-125  $\mu\text{m}$ . Por el contrario, para la muestra MG07-007 se obtuvieron los circones entre las tallas 125-250  $\mu\text{m}$ . Respecto a las muestras 23J28 y MG07-004 se han analizado circones correspondientes a los dos rangos de tamaño, es decir, 63-125  $\mu\text{m}$  y 125-250  $\mu\text{m}$ . La geometría general de los circones de rango 63-125  $\mu\text{m}$  es de prismas alargados, aunque nunca aciculares, perteneciendo a los grupos P2 y P3 los alargados y a S10 y S15 los redondeados dentro de la clasificación tipológica de circones (Pupin, 1980). En el caso de los circones de mayor talla (125-250  $\mu\text{m}$ ) su morfología indica una clasificación entre los grupos S14 y S19 (Pupin, 1980). Las zonaciones son muy habituales entre todos los circones, por lo que en la mayoría de estos se han situado dos análisis con el objetivo de determinar posibles núcleos heredados de circones antiguos. Además, debido a la importante alteración hidrotermal, se han situado estos pares de análisis cercanos a los bordes para comprobar los posibles efectos de la alteración sobre los mismos.

Las edades de las muestras de GI de la zona suroeste se solapan, habiendo obtenido para la muestra 23J28 una edad de 1880,2  $\pm$ 3,9 Ma y la edad de 1884,7  $\pm$ 4,8 Ma para JO03-55. La tonalita MG07-004, representativa del borde oeste de JGC, ha sido datada en 1888,3  $\pm$ 4,4 Ma que aunque algo superior a las otras dos muestras de GI se solapa teniendo en cuenta los errores. Estas edades son prácticamente idénticas a las obtenidas en trabajos previos para GI, pero los errores en la determinación en este trabajo son mucho menores.

La muestra MG07-007 de la intrusión de Rengård aporta la menor edad para una muestra tipo GI con 1879,1  $\pm$ 5,0 Ma, pero es muy similar a la obtenida para la muestra 23J28. Respecto a la muestra MG07-004 la edad de Rengård es 9 Ma inferior pero teniendo los errores en la determinación de la edad para ambas muestras su edad se solapa. La edad de la intrusión de Klockträsk es de 1897  $\pm$ 10 Ma y ha sido determinada a partir de titanitas contenidas en la tonalita MG07-006. Esta es la muestra más antigua de GI que ha sido determinada junto con la obtenida en Halmyrtjärnen (misma zona que 23J28) y que obtuvo una edad de 1898  $\pm$ 11 Ma (Kathol et al., 2002).

Las edades de GI obtenidas son idénticas a las rocas volcánicas en la zona central y oriental del Grupo Skellefte en Bjurvattnet, Melestjärn y parte de las muestras de Maurliden (**Tabla VII-1**). Las rocas volcánicas en las inmediaciones de Rengård no han sido datadas para ser comparadas con la edad obtenida para esta intrusión tipo GI; Rengård es la intrusión tipo GI de menor edad y, además, se encuentra estratigráficamente por encima los yacimientos de Petiknäs Sur (Schlatter, 2007). La tonalita MG07-006 de Klockträsk tiene una edad similar a las dataciones de una de las riolitas en Maurliden y en Finnliden con 1902  $\pm$ 21 Ma y 1901  $\pm$ 3 Ma respectivamente (**Tabla VII-1**), ambas en la zona central del distrito minero de Skellefte.

### VII.1.2. Dataciones de la fase GII

Para lograr la representatividad de las edades de fase GII se han tomado las muestras MG07-001 en la zona de Skidbacken en el centro-sur de JGC y la muestra MG07-007 al noreste de JGC en las inmediaciones de Katåberget. La muestra MG07-001 se corresponde con una granodiorita del subtipo GIIa con cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, anfíbol y biotita generalmente de textura hipidiomorfa equigranular de grano medio. La muestra MG07-008 es una cuarzo monzodiorita de textura hipidiomorfa inequigranular con fenocristales de augita y feldespato alcalino de grano medio, la matriz es fanerítica con abundante plagioclasa y biotita, anfíbol y cuarzo de grano fino. Ambas muestras contienen numerosos enclaves microgranulares.

Al igual que las muestras de GI los análisis de circones y titanitas han sido numerados con el número del cristal, y en caso de más de un análisis se incluyen las letras a, b, c, etc.. Las tallas de los circones separados de la muestra MG07-001 se corresponde con el rango de 63-125  $\mu\text{m}$ , frente a la muestra MG07-008 de la que se obtuvieron los circones

entre las tallas 125-250  $\mu\text{m}$ . Todas las titanitas que han sido utilizadas en ambas muestras responden al rango de tamaños de 125-250  $\mu\text{m}$  (Fig. VII-4).

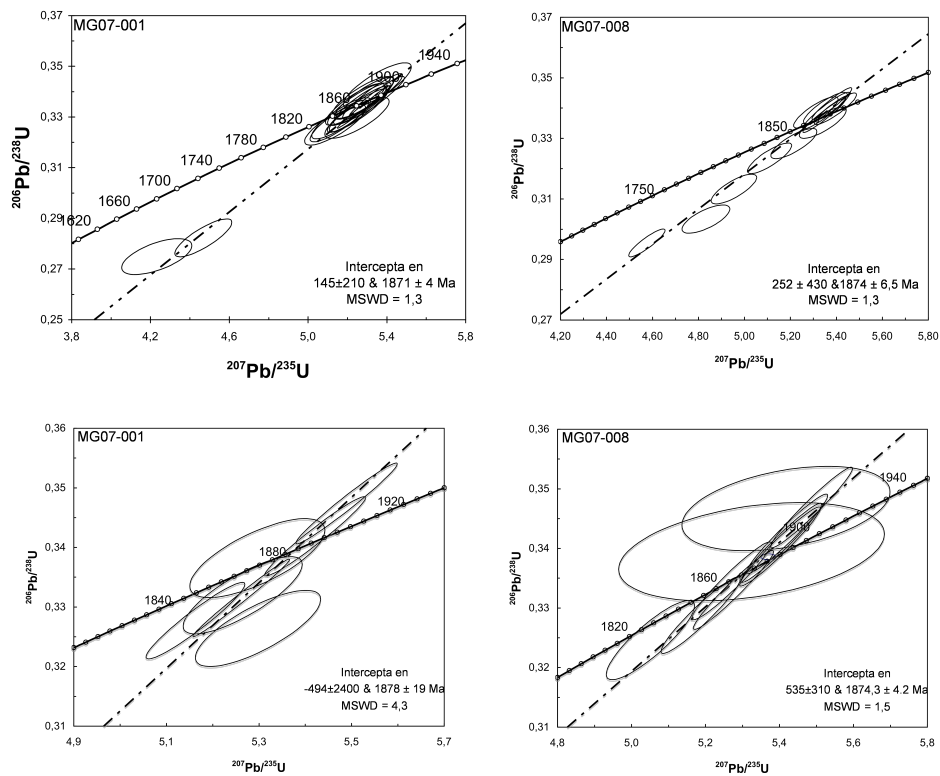


Fig. VII-3. Diagramas Concordia normales para las muestras de GII. Los diagramas en la parte superior son análisis U-Pb en circones y los de la zona inferior en titanitas.

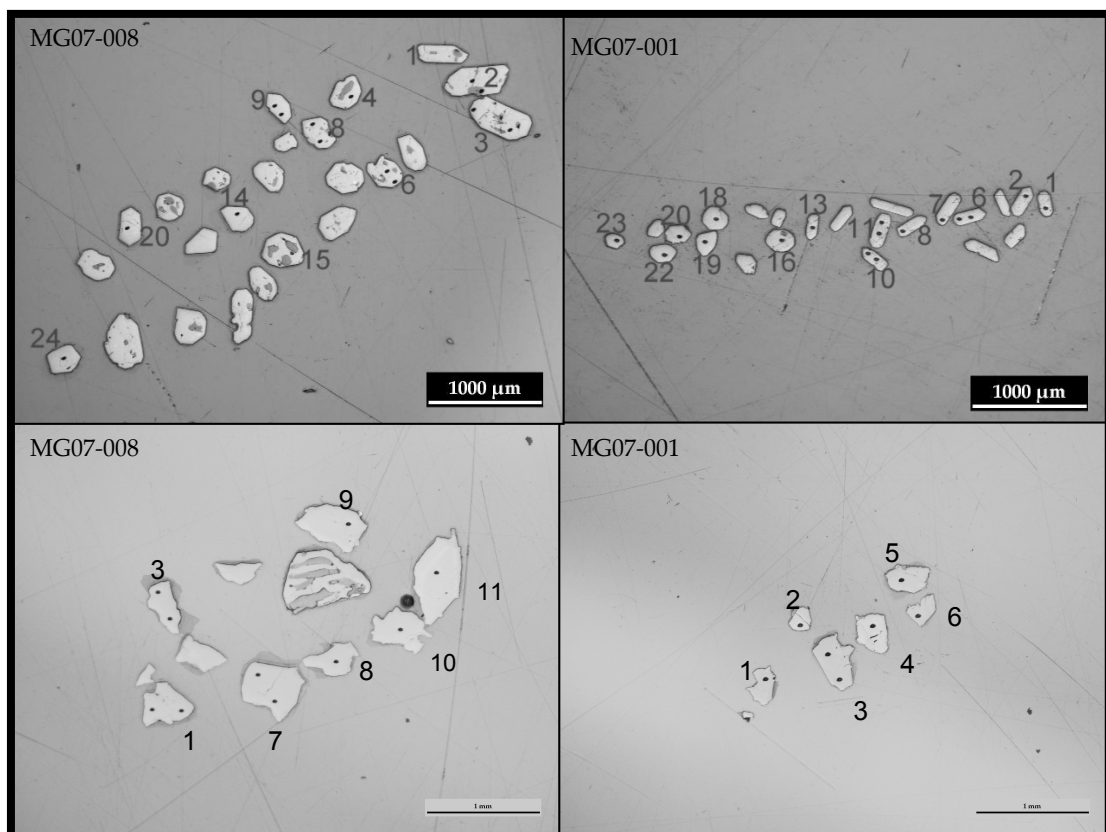


Fig. VII-4. Microfotografías de luz reflejada de circones (superior) y de titanitas (inferior) de GII.

La edad de ambas muestras de GII, tanto en datación con titanitas como con circones es idéntica. Los análisis U-Pb para MG07-001 ofrecen una edad de  $1871 \pm 4$  Ma en circones y de  $1878 \pm 19$  Ma para las titanitas, en ambos casos han sido utilizados todos los análisis obtenidos (consultar datos en anexos). El error en el caso de la muestra datada con titanitas es excesivamente alto aunque la edad sea muy similar. Las edades obtenidas para MG07-008 se encuentran en el mismo rango de valores que MG07-001, en este caso la edad U-Pb obtenida es  $1874 \pm 6,5$  Ma con circones y de  $1874,3 \pm 4,2$  Ma en utilizando las titanitas. Las edades de MG07-008 son prácticamente idénticas entre sí, incluyendo los errores que en ambos casos son bajos. Para la muestra MG07-008 sólo ha sido descartado el análisis 2b en los circones debido a la presencia de inclusiones y cercanía al borde del cristal (Fig. VII-4).

La edad obtenida de GII es similar a los datos previos pero en este caso los errores son mucho menores por lo que se pueden diferenciar claramente del granitoide GI. Se puede establecer similitud con las edades de rocas como la intrusión de Stavaträsk (granodioritas y dioritas) o los gabros o monzonitas de Gallejaur todas entorno a lo 1875 Ma y localizadas a este y suroeste de JGC respectivamente.

La edad de las rocas volcánicas del Grupo Vargfors, representadas por la ignimbrita en Nicknoret, es de  $1875 \pm 4$  Ma. A su vez, la edad de las rocas volcánicas subaéreas del Grupo Arvidsjaur, determinadas sobre una riolita en Skyträsket (norte de JGC), es de  $1878 \pm 2$  Ma (Tabla VII-1). Todo esto localiza en el mismo periodo magmático a ambos grupos de rocas volcánicas y a las intrusiones de GII.

### VII.1.3. Dataciones de la fase GIII

Las determinaciones previas han ofrecido una edad de  $1873 +18/-14$  Ma para GIII (Wilson et al., 1987) y de  $1862 \pm 14$  Ma en el caso de las rocas de Hobergsliden (Lundström et al., 1997). En ambos casos el error en la determinación es demasiado alto para diferenciarlas de GII o, en cambio, establecer si son coetáneas. El monzogranito MG07-005 es usualmente porfídico con fenocristales de feldespatos y cuarzo de grano grueso y matriz fanerítica con plagioclasa y biotita de tamaño de grano medio.

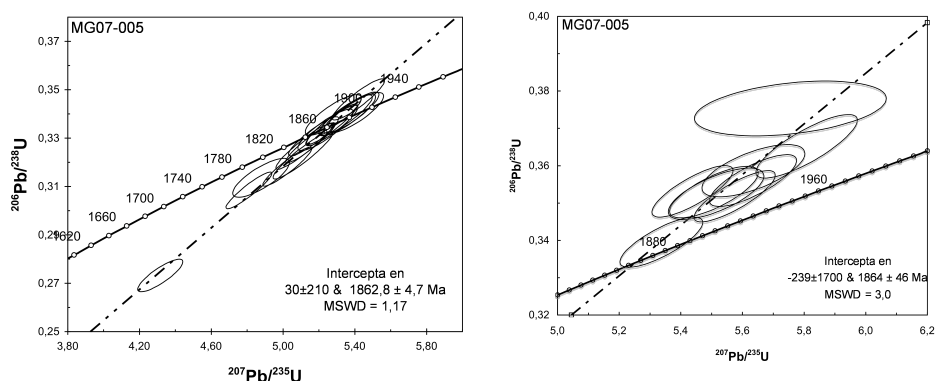


Fig. VII-5. Diagramas Concordia normales para GIII de la muestra MG07-005. El diagrama de análisis U-Pb en circones a la izquierda y titanitas a la derecha.

La edad obtenida para MG07-005 tanto con los circones como con las titanitas es muy similar, siendo  $1862,8 \pm 4,7$  Ma con circones y de  $1864 \pm 46$  Ma para las titanitas, aunque el error en este segundo caso es muy alto. Por tanto, la muestra de GIII (MG07-005) tiene una edad inferior a aquella expresada en Wilson et al. (1987) y a su vez idéntica a la obtenida para Hobergsliden de  $1862 \pm 14$  Ma (Lundström et al., 1997).

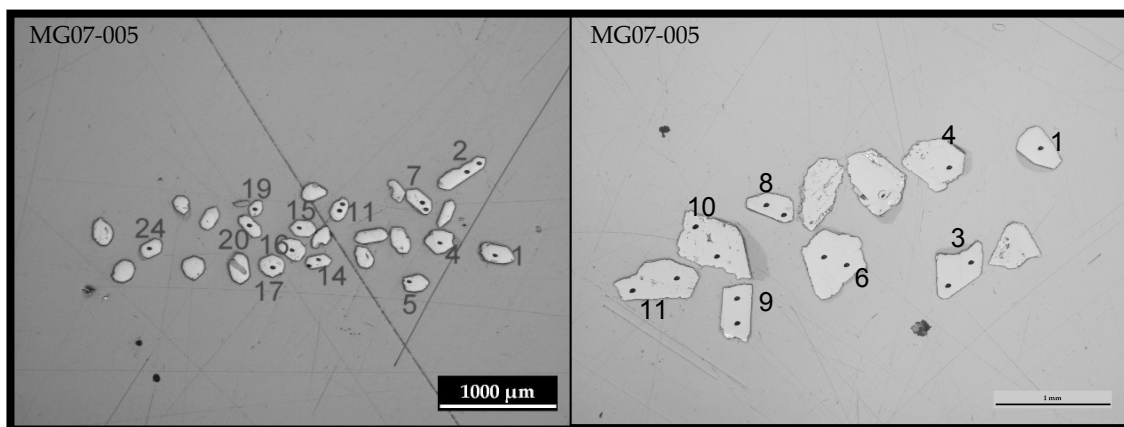


Fig. VII-6. Microfotografía de microscopio petrográfico con luz reflejada de MG07-005, circones a la izquierda y titanitas a la derecha. Los números representan los puntos de análisis U-Pb (consultar análisis en anexo).

#### VII.1.4. Resumen de nuevas dataciones

El total de nuevos análisis de isótopos de U-Pb en el Distrito Minero de Skellefte es de 153; 105 para circones y 48 en cristales de titanita correspondientes a 11 muestras. De estas once muestras, siete han sido datadas mediante U-Pb en circón y cuatro por U-Pb en titanitas. Tres de las cuatro muestras de titanita se corresponden con muestras también datadas mediante U-Pb en circón. En la **Tabla VII-2** se puede consultar el resumen del total de las dataciones que aporta este trabajo.

Muestra	Fase	Localidad	Mineral	Edad (Ma)
MG07-004	GI	Järpkullen	Zr	1888,3 ± 4,4
JO03-55	GI	Hålmyrtj	Zr	1884,7 ± 4,8
23J28	GI	Hålmyrtj	Zr	1880,0 ± 3,9
MG07-007	Tipo-GI	Rengård	Zr	1879,0 ± 5,0
MG07-001	GII	Skidbäcken	Zr	1871,0 ± 4,0
MG07-008	GIIb	Kåtaberget	Zr	1874,0 ± 6,5
MG07-005	GIII	Storklinta	Zr	1862,8 ± 4,7
MG07-006	Tipo-GI	Klockträsk	Tit	1897,0 ± 10
MG07-001	GII	Skidbäken	Tit	1878,0 ± 19
MG07-008	GIIb	Kåtaberget	Tit	1874,3 ± 4,2
MG07-005	GIII	Storklinta	Tit	1864,0 ± 46

Tabla VII-2: Dataciones realizadas en JGC.

Las edades determinadas para las muestras de la fase GI son muy homogéneas, y no se aprecian diferencias entre las muestras del suroeste de GI 23J28 y JO03-55, respecto a la del extremo centro-occidental MG07-004. A su vez, la intrusión satélite de Rengård tiene una edad ligeramente inferior a la de las muestras de GI, pero idéntica a éstas si se tienen en cuenta los errores. La otra intrusión satélite de GI es Klockträsk con una edad algo superior a la del resto de muestras de GI, ésta ha sido datada exclusivamente mediante titanita. Las muestras de GII muestran entre sí unas edades prácticamente idénticas. Las dos muestras de GII han sido datadas a través de tanto cristales de circón como de titanita, siendo todas muy similares a excepción del análisis de las titanitas de MG07-001 con un error muy alto. En cualquier caso todas las dataciones de GII indican que éstas son aproximadamente 10 Ma más jóvenes que las muestras de GI. Finalmente la muestra de GIII indica que es al menos 10 Ma más joven que las muestras de GII. Por tanto hay 10-15 Ma entre GI y GII, y otros 10 Ma entre la generación de GII y GIII.

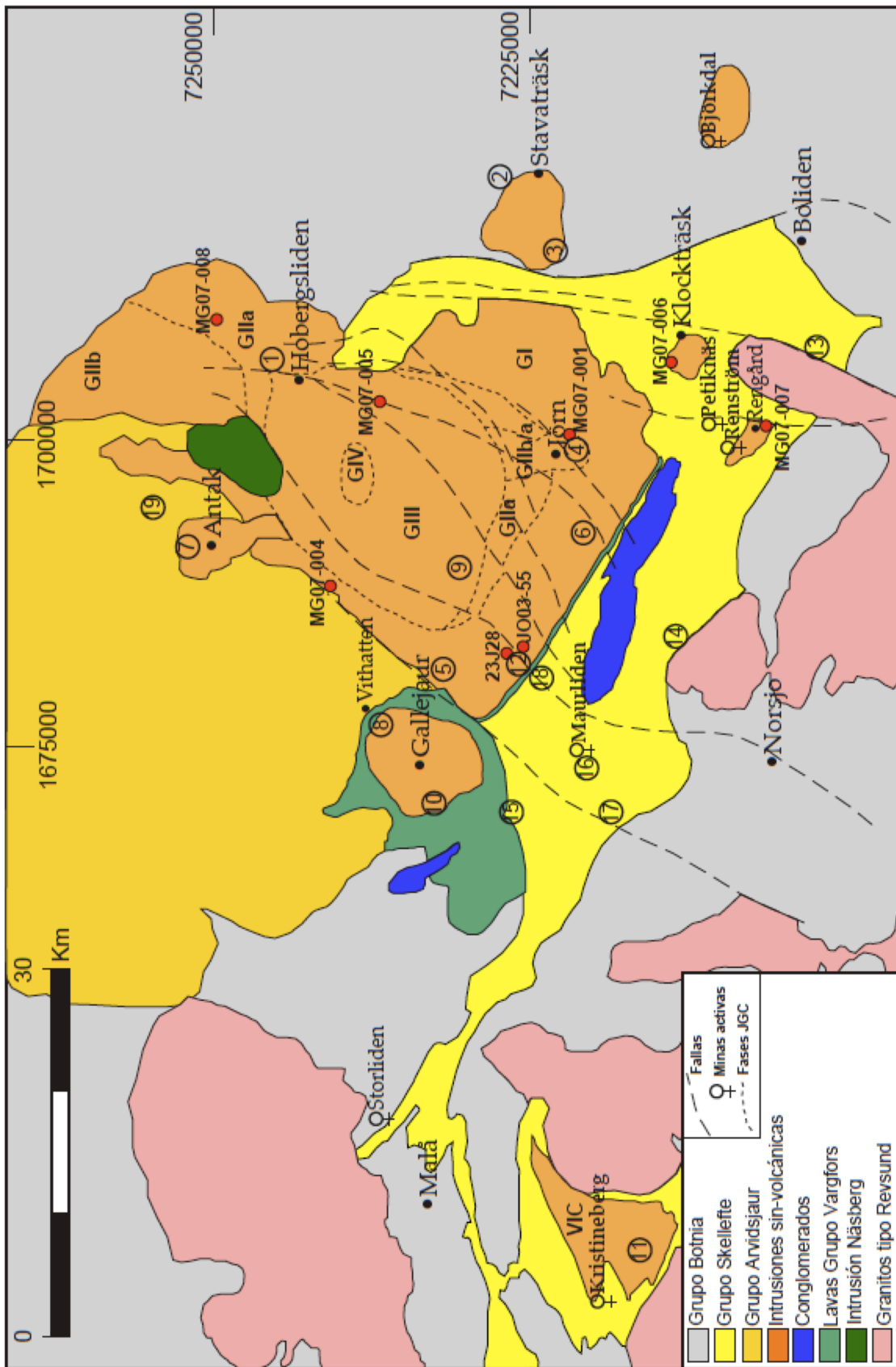


Fig. VII-7: Mapa Geológico Regional del distrito minero de Skellefte con localización de las muestras datadas. Coordenadas en sistema Geográfico sueco.

## VII.2. Química mineral de circones

Los circones de las siete muestras datadas por U-Pb en circón han sido analizados mediante EPMA. Las microfotografías con la localización de los análisis se pueden consultar en las **Figs. VII-8 a VII-14**, los círculos rojos numerados corresponden con cada uno de los análisis cuyo valor se puede ver en la documentación anexa. El número de circón está marcado junto a cada cristal, la zona de análisis por sonda iónica es visible como un hueco elíptico en los cristales de aproximadamente 15  $\mu\text{m}$ .

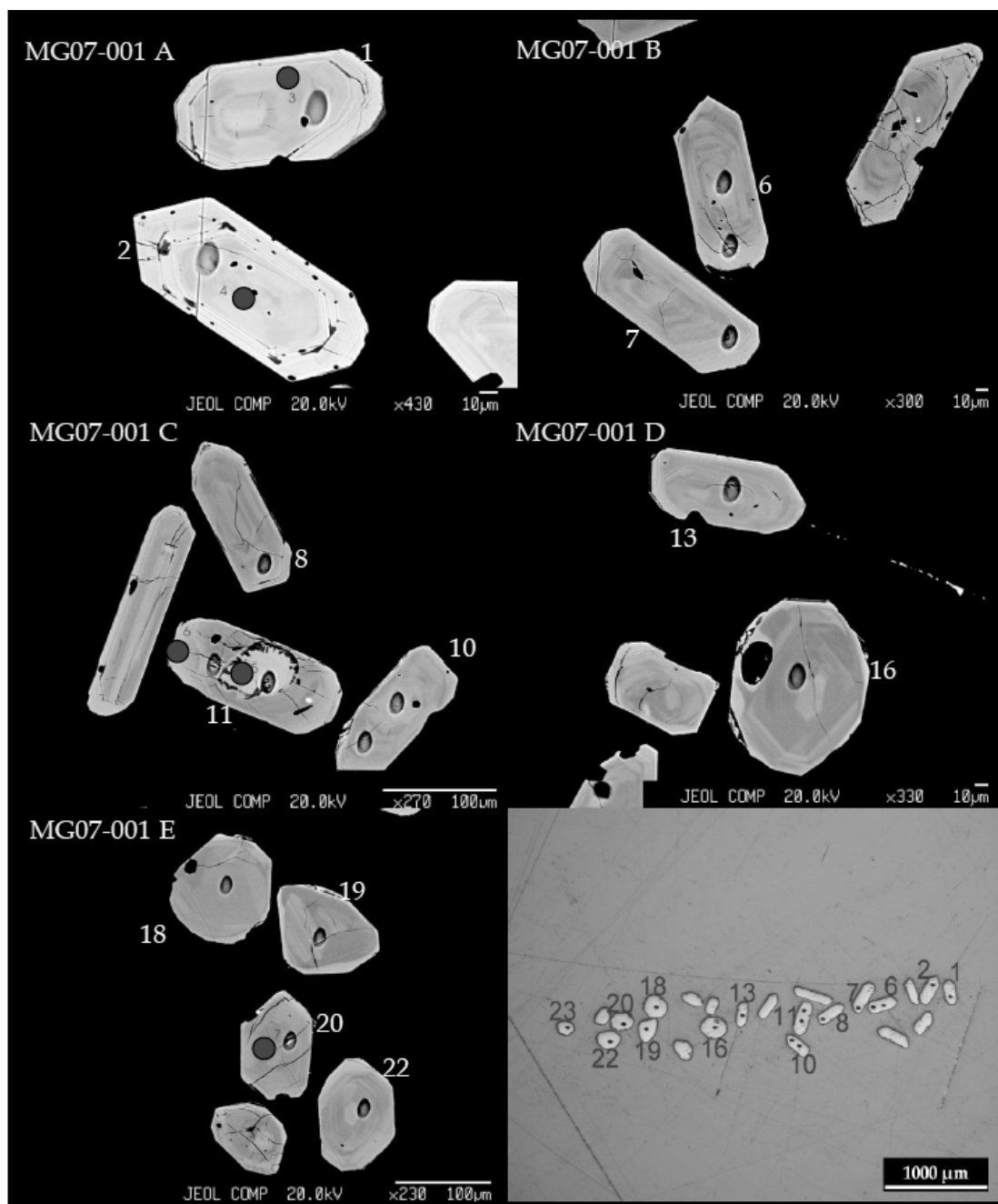


Fig. VII-8: Microfotografías de circones analizados por EPMA de la muestra MG07-001.

Relevante en la muestra MG07-001 es el núcleo del circón 11 (datación 11a de MG07-001) correspondiente al análisis EPMA número 5. Este análisis destaca de entre los circones de la misma muestra por un mayor contenido en Y, pero especialmente relevante es la abundancia de U y Th puesto que son concentraciones mayores en un orden de magnitud entre todos los circones analizados, a excepción de los análisis 47, 48 y 50 con similar contenido en U y Th. El resto de análisis son muy similares.

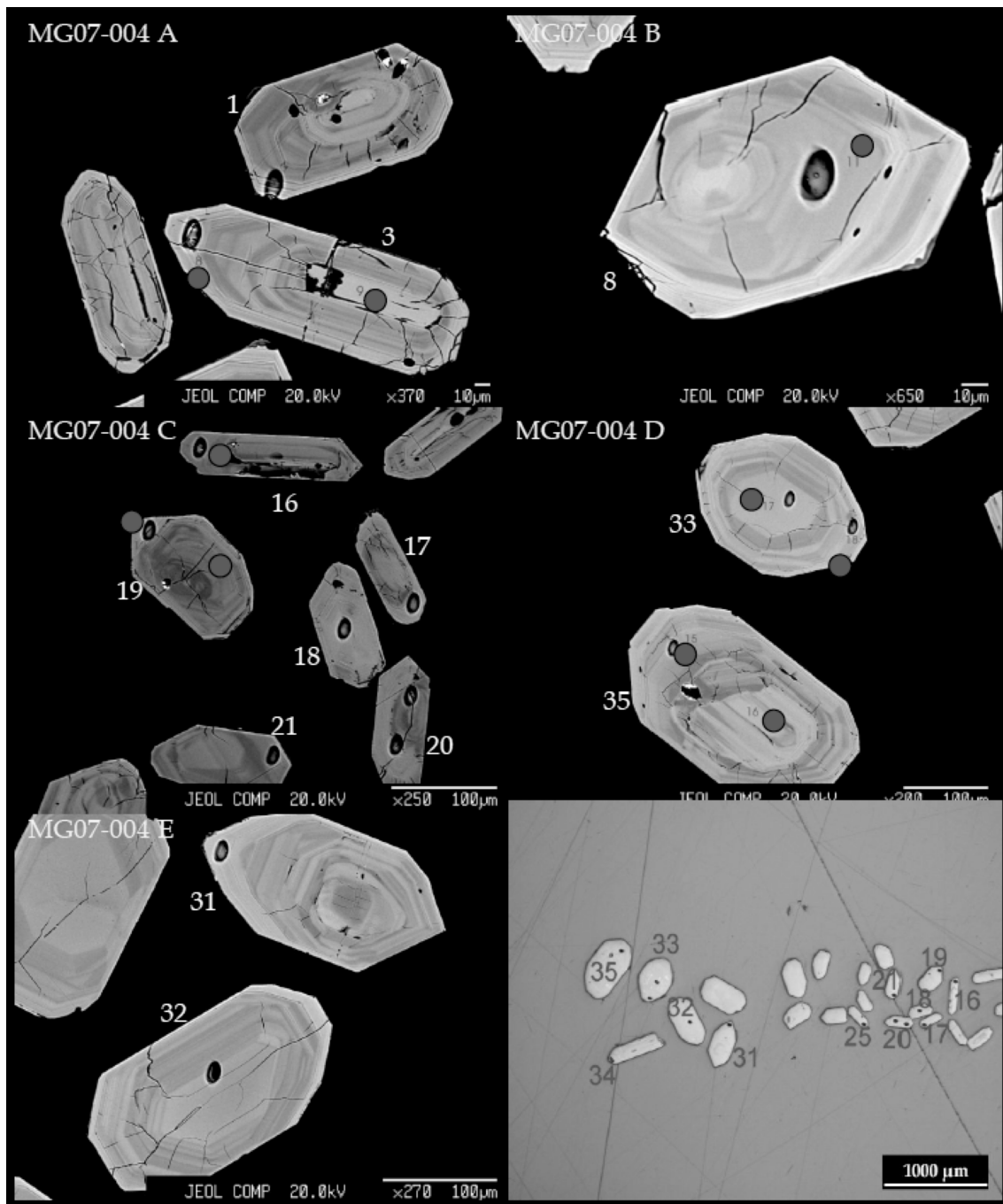


Fig. VII-9: Microfotografías de circones analizados por EPMA de la muestra MG07-004.

Diez son los análisis EPMA realizados sobre la muestra MG07-004. La composición de estos circones es muy similar, con la excepción de los análisis 8, 9, 16 y 17. Estos cuatro análisis muestran contenidos superiores al resto de análisis en Y. De entre estos destacan los puntos 8 y 9 con superior contenido en U, y únicamente el punto 9 con un porcentaje en Th superior al resto de muestras. Los contenidos en REE de estos circones son muy parecidos entre ellos.

Los análisis correspondientes con la muestra MG07-005 ofrecen unos contenidos idénticos prácticamente. El único dato reseñable es la mayor presencia de Y en los análisis 19 y 22, estos se corresponden con el circón 2 y 16 respectivamente (Fig. VII-10). A su vez dichas composiciones EPMA se corresponden con los datos de la datación 2a y 16a.

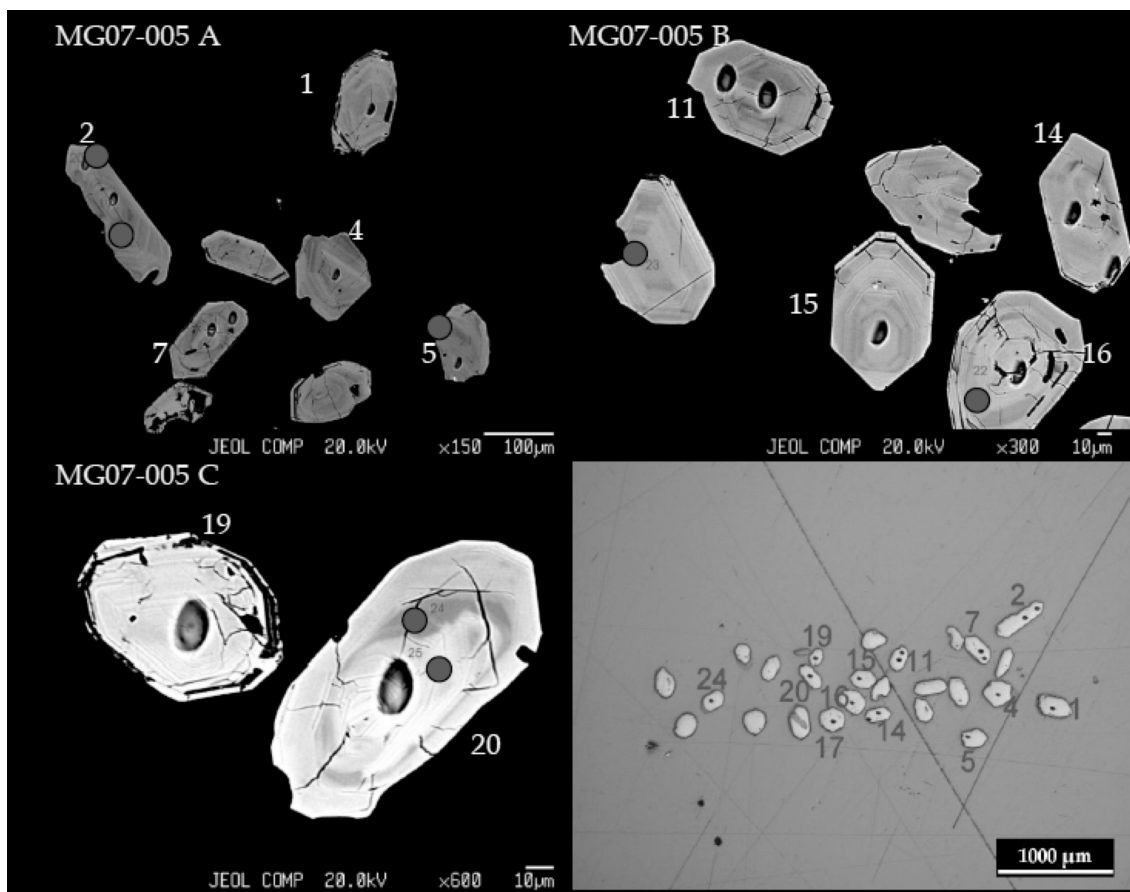


Fig. VII-10: Microfotografías de circones analizados por EPMA de la muestra MG07-005.

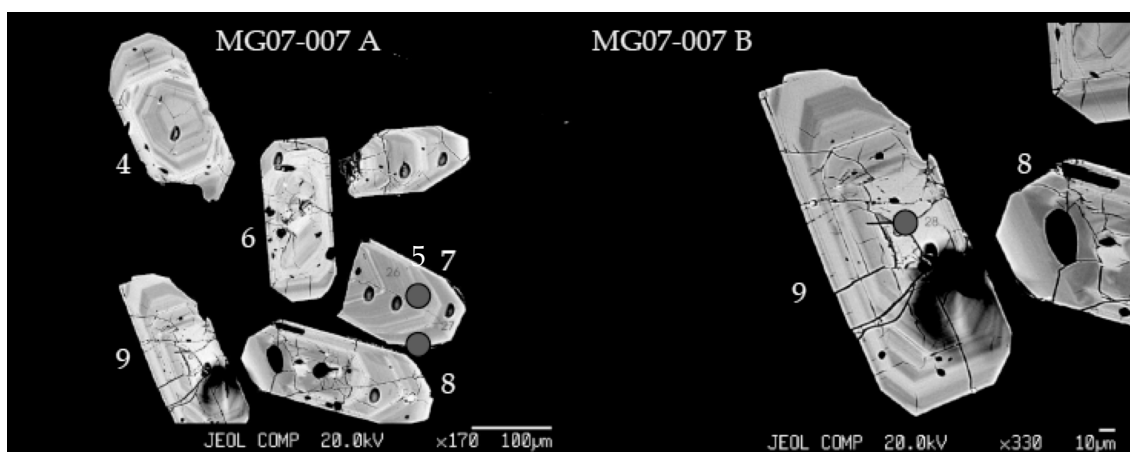


Fig. VII-11: Microfotografías de circones analizados por EPMA de la muestra MG07-007.

Los análisis EPMA de los circones de la muestra MG07-007 (intrusión de Rengård) indican que son composicionalmente idénticos, sólo es destacable una mayor abundancia de Y para el análisis 28. Esta es la muestra con mayor % en Y de todos los circones analizados (Fig. VII-11). En cuanto al circón 7, los análisis 26 y 27 tan sólo presentan diferencias en el % de  $ZrO_2$  que en el 26 es mayor en 1%.

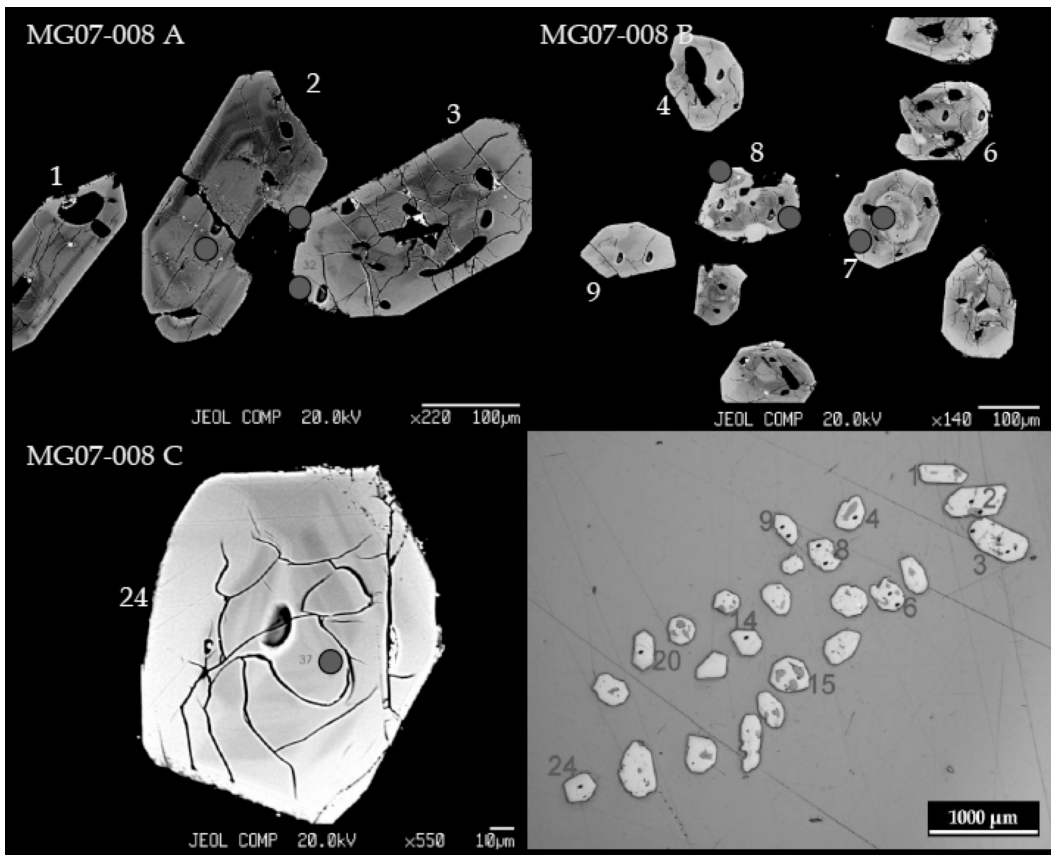


Fig. VII-12: Microfotografías de circones analizados por EPMA de la muestra MG07-008.

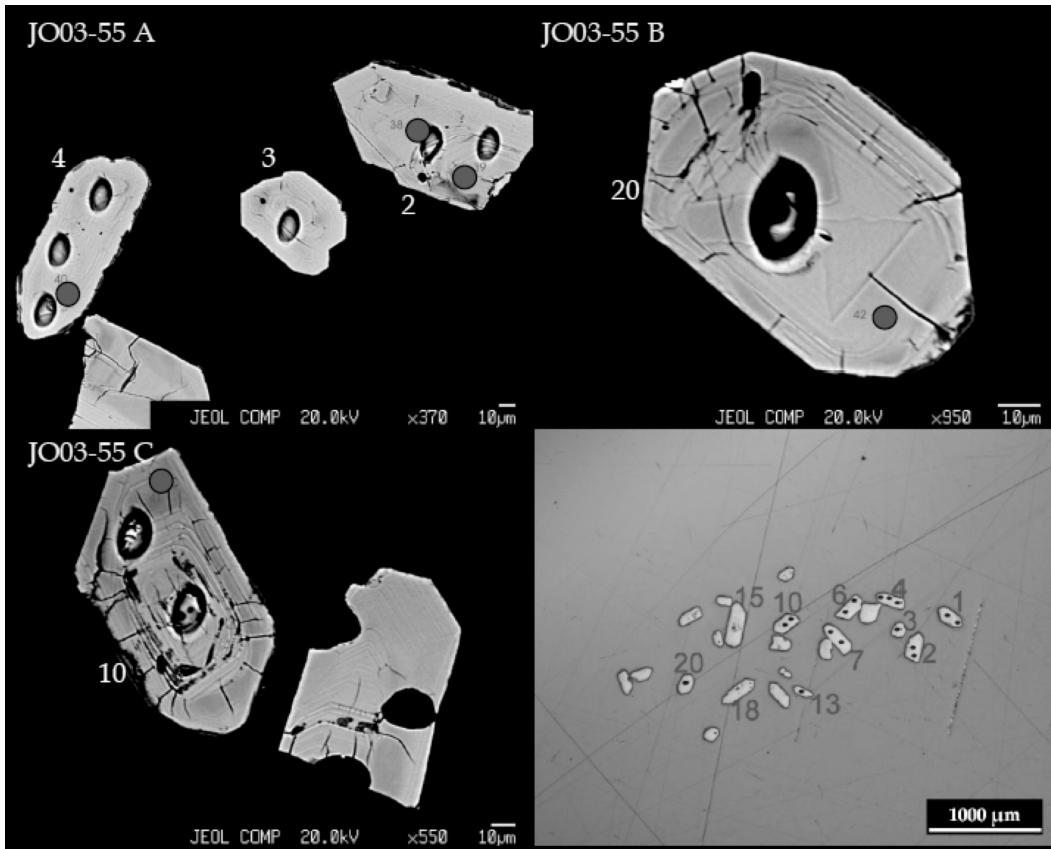


Fig. VII-13: Microfotografías de circones analizados por EPMA de la muestra JO03-55.

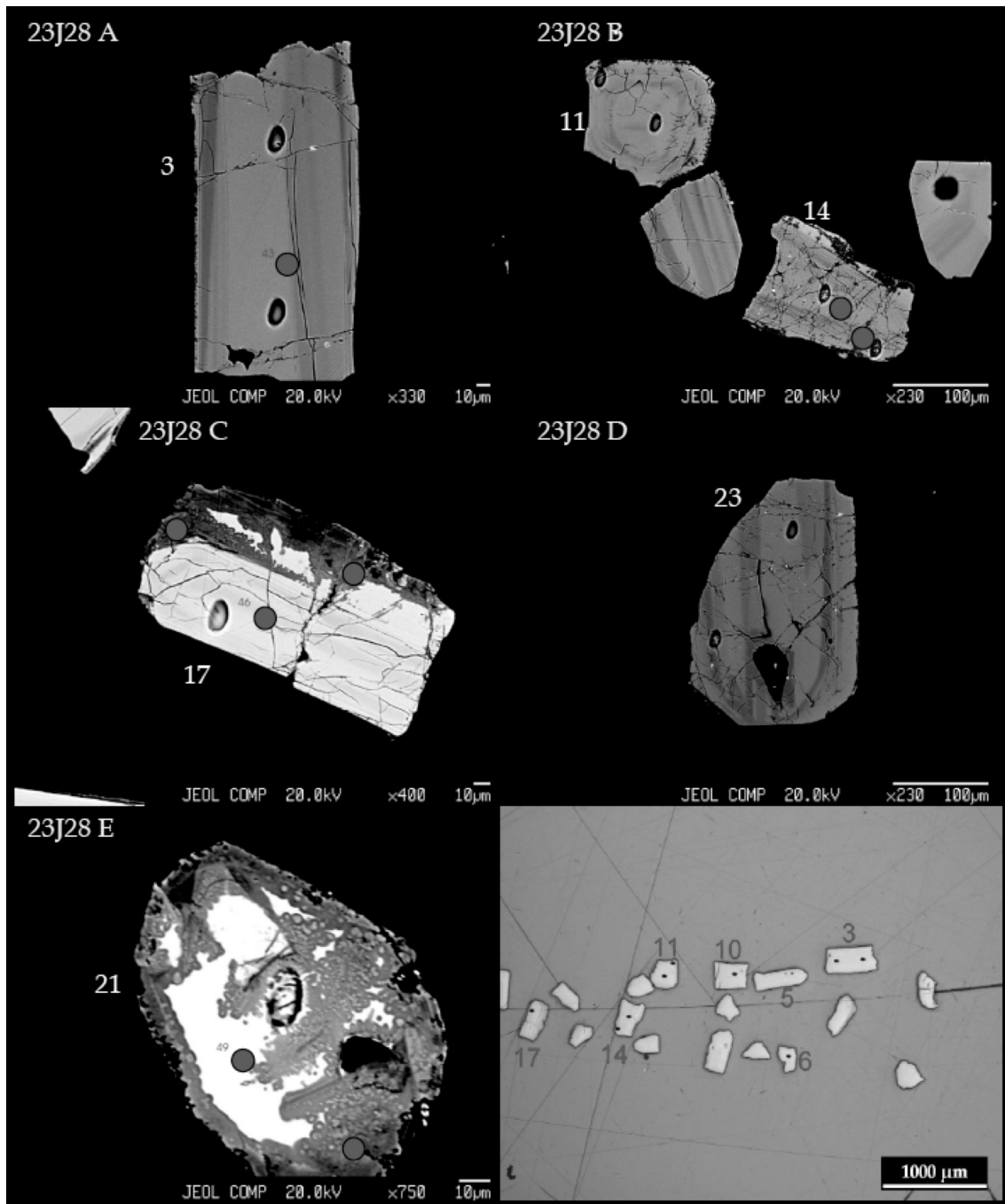


Fig. VII-14: Microfotografías de circones analizados por EPMA de la muestra 23J28.

La composición de los circones de la muestra MG07-008 (Fig. VII-12) no presenta ningún dato relevante que lo diferencie, eso sí, texturalmente son muy abundantes las inclusiones de cuarzo en los circones. El análisis 30 se corresponde con una de estas inclusiones en el cristal 2 de esta muestra. Los análisis que se localizan en el borde de los cristales (32, 33, 34 y 35) tienen sistemáticamente menor contenido en Y que las zonas de núcleo.

Los análisis EPMA de los circones de la muestra JO03-55 son muy homogéneos tanto en los componentes mayoritarios ( $ZrO_2$  y  $SiO_2$ ) como los trazas (Y, U y Th). La textura de estos circones son muy homogéneas con unas zonaciones muy bien definidas (Fig. VII-13).

Los circones 17 y 21 de la muestra 23J28 presentan zonas de borde con una alteración considerable. Estas zonas alteradas presentan un enriquecimiento importante en U y Th respecto al resto de los circones de esta muestra. Éstos son especialmente pobres en  $ZrO_2$  y  $SiO_2$ , la alteración se propaga por fracturas en el cristal y desde el borde hacia el interior (Fig. VII-14).

### VII.3. Mapas de composición de circones

Con el fin de no descartar libremente los análisis de circones en la datación se han realizado, además de los análisis de composición puntual por microsonda, mapas de composición de los cristales. Los mapas composicionales realizados con EPMA dan una imagen de abundancia de elementos relativa, no absoluta. Los valores relativos aumentan desde el negro, azul, celeste, verde, amarillo, naranja, siendo el de mayor abundancia relativa el rojo. Se ha hecho énfasis en los siguientes elementos: Zr, Th, P, Si, Ce, Y, Gd y Ca. Los circones utilizados son el 17 de 23J28, el 11 de MG07-001, el 3 de MG07-004, el 8 de MG07-005 y el 8 de MG07-008.

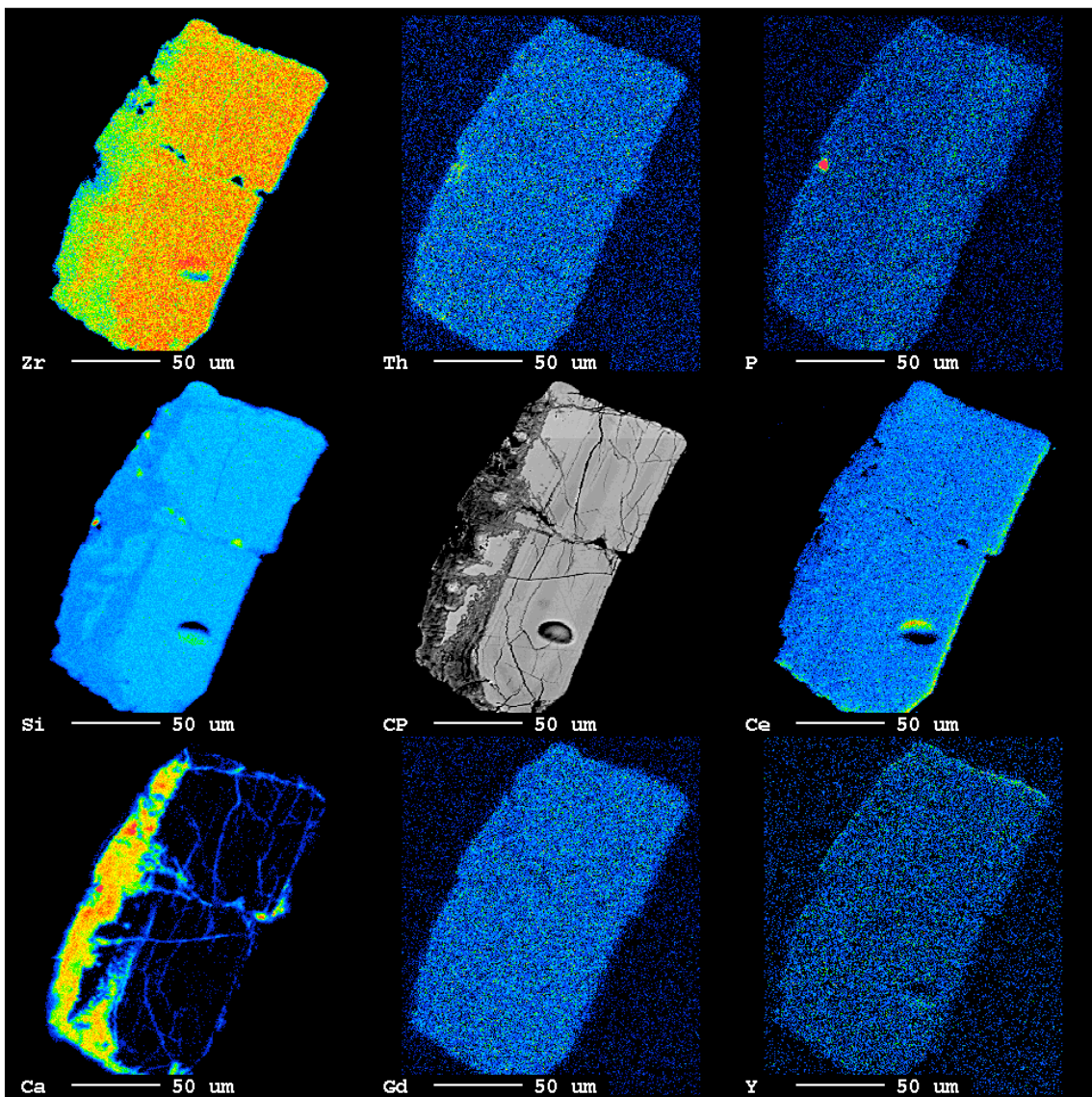


Fig. VII-23: Mapa composicional del circón 17 de la muestra 23J28.

En la zona inferior derecha del circón se puede ver donde se realizó el análisis por sonda iónica número 17a (Fig. VII-15). Como ya ha sido comentado previamente, la zona donde se localizan los análisis EPMA 47 y 48 (Fig. VII-14) es la afectada por

alteración. En esta zona la variación relativa de Ca, Si y Zr son los elementos más relevantes. Como ya se apuntó, la región alterada del cristal es deficiente en Si y Zr.

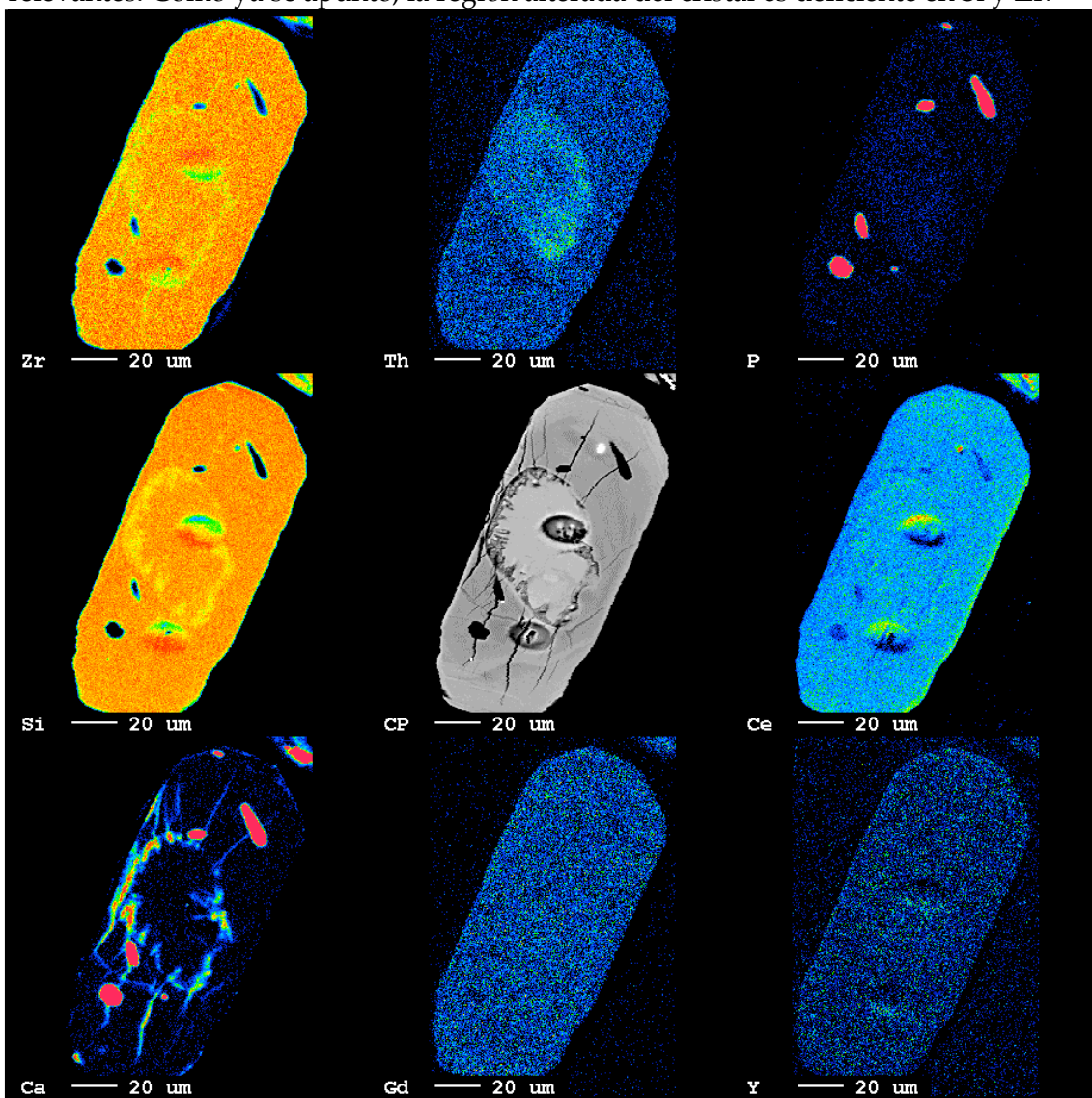


Fig. VII-24: Mapa composicional del circón 11 de la muestra MG07-001.

Los puntos de datación 11a (núcleo) y 11b (borde) se observan claramente en la fotografía central de la Fig. VII-16. Ambos datos han sido utilizados en la determinación de la edad de esta muestra. El núcleo de este circón sugiere que es heredado de un circón más antiguo, pero encaja realmente bien en la línea de intersección con la línea de Concordia, por lo que podría haberse formado con la roca y quizás haber sido recrecido durante el proceso de cristalización. Una característica textural de este circón es la fracturación radial que se produce en el borde exterior del cristal partiendo desde la zona de núcleo. El núcleo no presenta zonación alguna.

Los análisis EPMA 5 y 6 se corresponden con la zona de núcleo y borde respectivamente (Fig. VII-8). El mapa composicional indica claramente que el núcleo es más rico en Th que el resto del cristal. Lo mismo ocurre con el P que abunda relativamente en el núcleo del cristal. En la zona de interfase núcleo-borde han crecido cristales ricos en Ca y Ce, y que a su vez son pobres en Si y Zr respecto al resto del circón. Varias inclusiones de apatito contiene el circón, evidenciadas por los mapas de Ca y P especialmente (Fig VII-16).

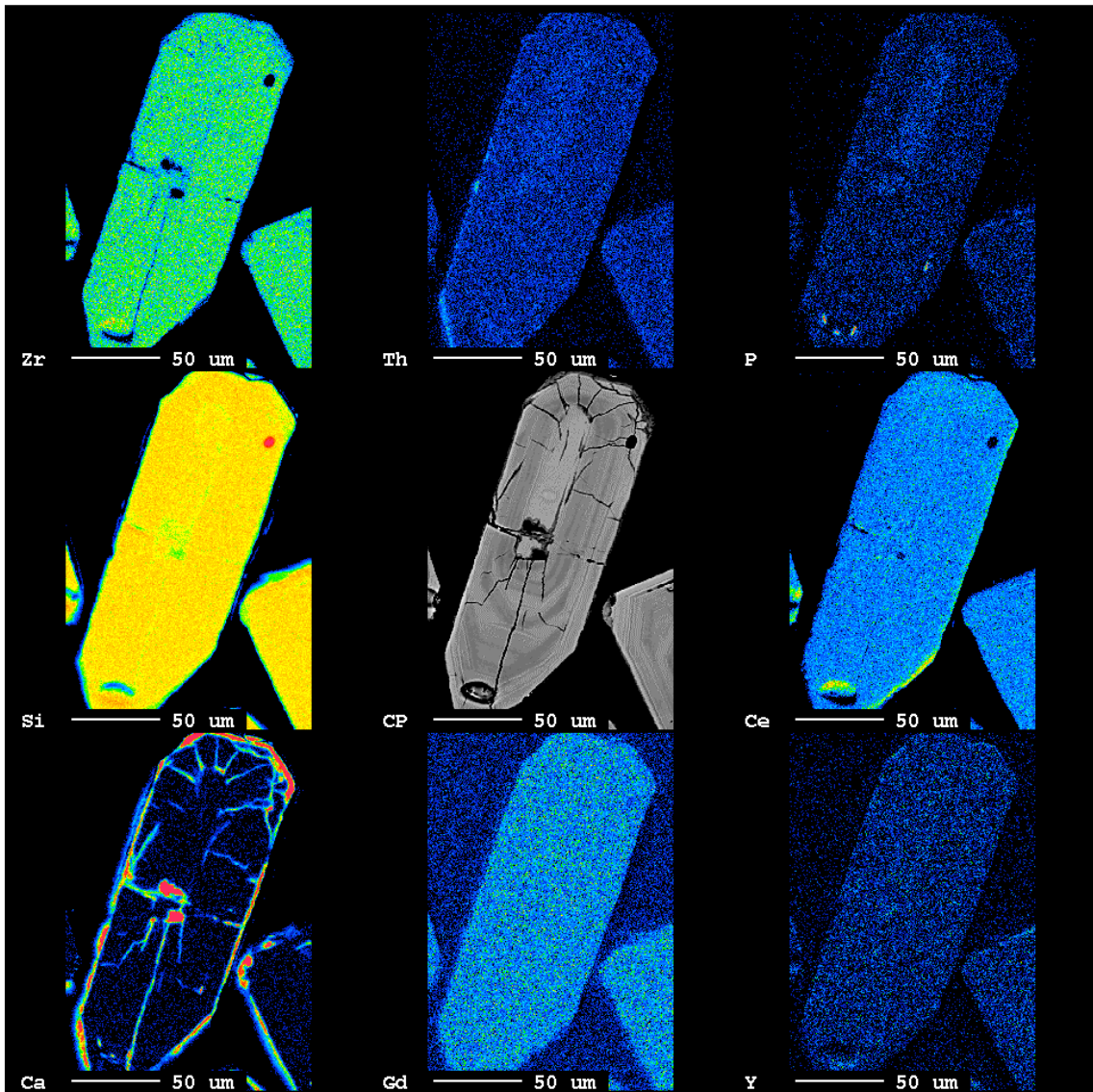


Fig. VII-17: Mapa composicional del circón 3 de la muestra MG07-004.

La textura del circón 3 de la muestra MG07-004 (Fig. VII-17) es muy similar a la observada para el circón 11 de la muestra MG07-001 (Fig VII-16), ambos no presentan zonación. Es visible la fracturación radial que se produce desde la interfase núcleo-borde hacia el exterior del circón. Tanto los bordes como las zonas fracturadas del circón son ricas en Ca y pobres en Zr y Si. El núcleo de este circón es más rico en Th y P respecto del borde. En la esquina inferior del cristal es donde se localiza el análisis para datación denominado 3a. Finalmente, y debido a que este análisis presentaba una ligera desviación respecto a la línea de intersección con la línea Concordia, este análisis fue eliminado de los cálculos.

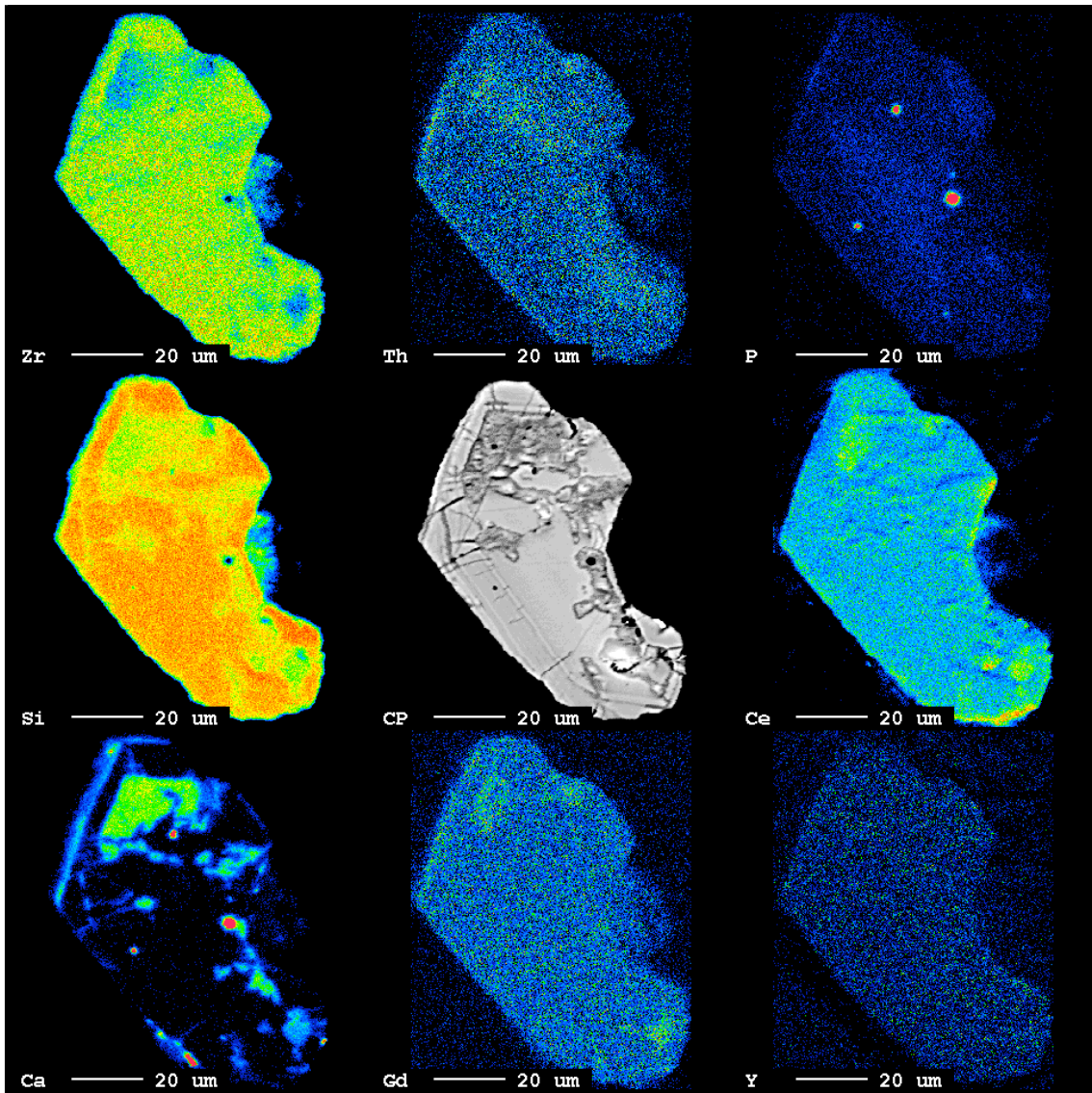


Fig. VII-18: Mapa composicional del circón 8 de la muestra MG07-005.

El circón 8 de la muestra MG07-005 (Fig. VII-18) presenta una alteración similar a la reconocible en el circón 17 de la muestra 23J28 (Fig. VII-15). Los efectos apreciables en cuanto a la composición del cristal son, a su vez, comparables a los de la muestra 23J28. La diferencia principal radica en cuanto a la textura de los minerales que se forman a expensas del circón, los cuales tienen una talla superior a los observados para el circón 17 de 23J28. Este cristal contiene varias inclusiones de apatito.

Estos cristales contienen más Ca y menos Si y Zr que el cristal de circón (Fig. VII-18). En alguna de las zonas dentro del circón son abundantes elementos como el Gd y Ce. La parte no zonada del núcleo del circón es algo más rica en P que el borde.

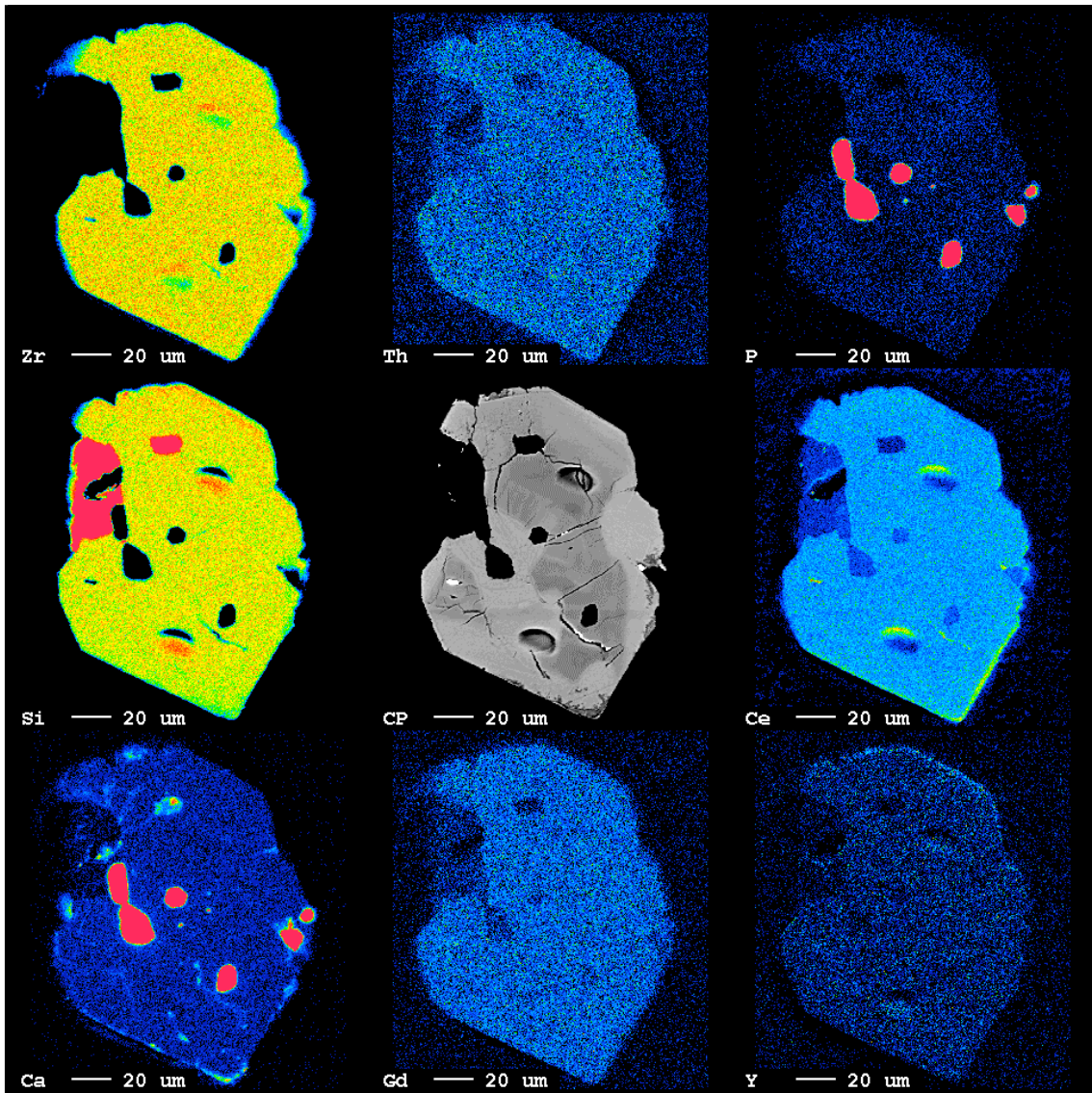


Fig. VII-19: Mapa composicional del circón 8 de la muestra MG07-008.

En cuanto a textura, en el circón 8 de la muestra MG07-008, se diferencian dos zonas principales aunque estas no muestran el patrón normal de zonado alrededor del núcleo (Fig. VII-19). En ambas zonas se ha localizado un análisis para determinación de la edad (8a y 8b), además de los análisis EPMA 33 y 34 (Fig. VII-12). El cristal contiene varias inclusiones de apatito, evidentes por las claras anomalías positivas de Ca y P. En cuanto a la composición del circón, el cristal es totalmente homogéneo, únicamente es observable una ligera variación en P en varias zonas.

## VIII. DISCUSIÓN



## VIII. DISCUSIÓN

### VIII.1. REVISIÓN DE LÍMITES Y FASES DEL COMPLEJO DE GRANITOIDES DE JÖRN

Los trabajos que de partida se tomaron como referencia cartográfica y geoquímica del Complejo de Jörn se corresponden con aquellos estudios desarrollados entre las décadas ochenta y noventa del pasado siglo (Richard, 1986; Weihed, 1992; Wilson et al., 1985; Wilson et al., 1987), que trataban de un modo monográfico las intrusiones de JGC; y en la base de datos geoquímica de los años setenta de Boliden Mineral AB (Svensson, 1970; Svensson, 1980). Entre estos trabajos de Svensson sólo se diferenciaban tres fases dentro de JGC. Estas fases eran *Granodioritas*, *Granito de Jörn* y *Gabros y Dioritas* (**Fig. V-18**). Sólo Gabros y Dioritas se mantienen según la disposición original de las fases. La fase que se definió como Granodioritas se correspondía con la zona central (actual GIII) y áreas del borde sur (actual GI). Finalmente la fase denominada Granito de Jörn se correspondía con las áreas del interior al sur y borde a SW y NW; además de englobar a todas las rocas del norte de JGC (**Fig. V-18**). En el mapa de Svensson también se incluyen las zonas que se habían descrito como de alteración sericitica.

Mediante el avance en las técnicas geofísicas, especialmente por gravimetría aérea realizadas por las compañías mineras, se redefinieron tanto los límites como el número de fases que componían JGC. En ese momento las diferentes fases de JGC toman su actual nomenclatura (GI a GIV), apareciendo especialmente el plutón GIV (Wilson et al., 1987) diferenciado de GIII en el centro del Complejo (**Fig. V-19**). En este periodo se separa la zona norte de JGC que Svensson había incluido como parte del Complejo y pasan a pertenecer a granitoides del grupo Sorsele (**Fig. V-19**), lo que los clasificaría entre las intrusiones más jóvenes del Distrito Minero de Skellefte a pesar de no existir en ese momento dataciones de estas rocas. Al mismo tiempo se realiza una cartografía a escala regional del Distrito Minero de Skellefte (Richard, 1986) que es la que se toma como base para los esquemas regionales con algunas modificaciones.

#### VIII.1.2. Distribución de fases de JGC

Hemos tomado como referente el artículo de Wilson et al. (1987) para continuar con la terminología utilizada en el mismo (GI a GIV). Actualmente esa es la terminología aceptada por las compañías que trabajan en el distrito minero de Skellefte y por los organismos suecos como SGU (Servicio Geológico Sueco).

La fase GI es la más compleja entre las que componen JGC tanto por su variedad en texturas (desde rocas de grano medio a fino de carácter trondhjemítico hasta los pórfidos de qz+fs de grano muy grueso) como por la complejidad de los procesos que han afectado a esta fase y que han modificado sus características originales. La superficie que ocupa esta fase es algo inferior a la originalmente expuesta en la **Fig. V-19** (Wilson et al., 1987), especialmente en la no existencia de muestras de GI en la zona NE al este de las rocas básicas de Näsberget. La zona noreste de JGC, descrita por Svensson como granitos de Jörn y como granitos de la serie de Sorsele, es algo compleja en la composición de fases. En las zonas cercanas a la intrusión de Näsberget y en el interior de la misma intrusión aparecen muestras de GI como megabloques incluidos dentro de Näsberget o GII según el área. En la **fig. V-30** se pueden observar las muestras estudiadas y las fases a las que pertenecen. Es evidente la complejidad de la zona NE del complejo de Jörn, donde dominan muestras pertenecientes a la fase GII en sus dos subfases (GIIa o GIIb) con la ocurrencia de algunas muestras de GI y gabros.

La fase GII en el sur de JGC se localiza en las inmediaciones de la ciudad de Jörn como un plutón aislado, por la escasez de afloramientos no se puede trazar los límites entre las zonas donde predominan GIIa o GIIb, pero al igual que en el norte de JGC ambas están presentes. Sólo se ha localizado una zona donde aparecen ambas fases juntas (**Fig. V-31**), cuya foto resume en cierto modo la ocurrencia y relación de ambas fases.

La fase GIIb contiene fragmentos de GIIa, de diques máficos comunes en GI y GIIa, además de los enclaves microgranudos descritos en la petrografía del Capítulo de Resultados. La subfase GIIa es más abundante que GIIb en el norte de JGC donde ambas subfases ocupan la mayor parte de la zona. En algún afloramiento de la zona noreste se pueden encontrar megabloques de metapelitas (coordenadas de la muestra JO04-141) englobados entre los intrusivos de GIIa.

En el centro de JGC están los materiales que pertenecen a la fase GIII. Trazando la geometría de GIII se observa que sus límites se imponen tanto sobre GI, que lo rodea desde SE hasta N, como GII, cuyos límites “corta” tanto en el sur como noreste de JGC. En su centro está el pequeño plutón GIV. Al noreste de GIII, en la zona de contacto con la zona noreste se encuentran las fases más evolucionadas de esta intrusión que es la fase Hobergsliden.

### VIII.1.2. Características geoquímicas y edades de JGC

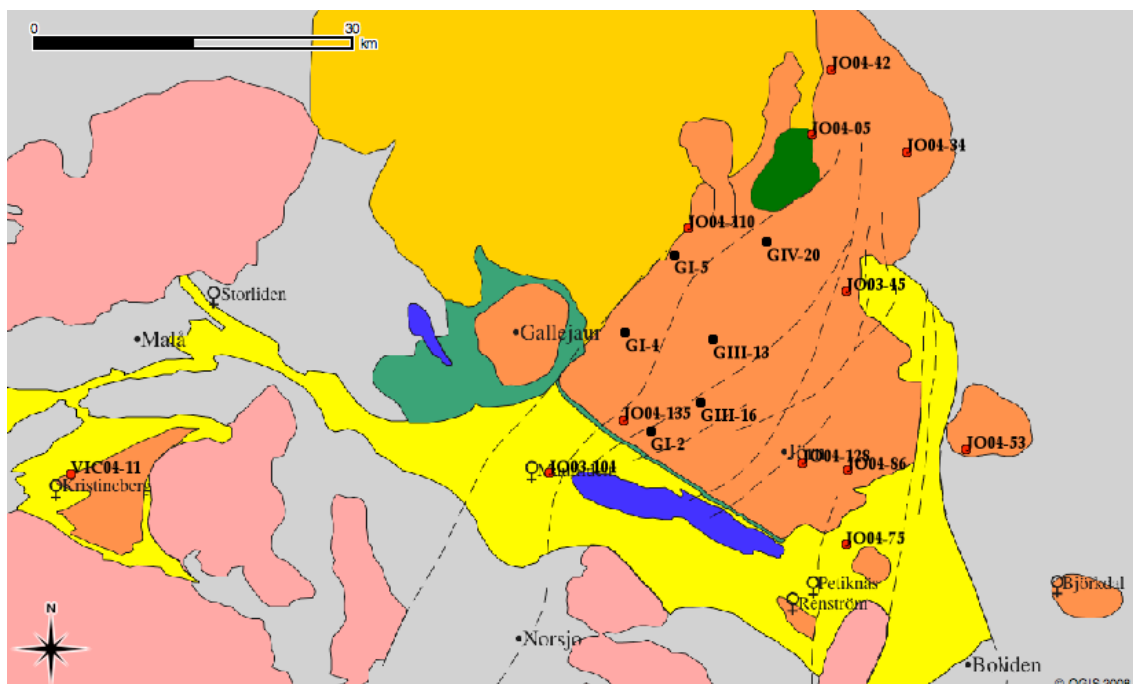
Uno de los objetivos iniciales de este trabajo es establecer la relación entre los intrusivos que conforman el Complejo de Jörn. Debido a que la acción de la alteración hidrotermal ha sido intensa sobre las muestras de GI, hemos de utilizar los elementos inmóviles, especialmente REE, para establecer las relaciones entre las diferentes fases. De cualquier modo, ya en el diagrama AFM (**Fig. VI-5**) las muestras correspondientes a las fases GII, GIII, GIV y la muestra de Stavaträsk se alinean como serie desde las fases menos evolucionadas (qz-monzodiorita de GIIb) a las más evolucionadas (granitos alcalinos de GIII-Hobergsliden). En este diagrama las muestras de GI tienen un patrón algo disperso, pero no se asocian a la serie de las muestras de GII-GIV.

Entre los elementos mayores ha sido comentado el diagrama de discriminación de series magmáticas de Roberts & Clemens (Roberts and Clemens, 1993). Aunque ciertas muestras de GI se localizan en la zona de las series toleíticas, quizás esto se deba a que la alteración ha disminuido el contenido en  $K_2O\%$  puesto que a su vez se corresponden con las muestras más ricas en  $SiO_2$ . Aparte de esta salvedad, las muestras de GI se clasifican en el campo de las series calcoalcalinas. Junto a éstas, parte de las muestras de GIIa se clasifican como las de GI, pero la tendencia de esta subfase es la de rocas calcoalcalinas a calcoalcalinas alto en K. Las muestras de GIIb, GIII, GIV y GIII-Hobergsliden se localizan en la zona de series calcoalcalina alto en K; esto parece indicar un cambio en la naturaleza geoquímica de las rocas que varían desde GI como series calcoalcalinas, al resto como series calcoalcalina alta en K con GIIa como fase con una composición intermedia entre estas dos series (**Fig. VI-4**).

La información más relevante es la obtenida con el uso de elementos traza. Los patrones normalizados de REE de cada una de las muestras analizadas indican un patrón característico que separa por un lado la fase GI y por el otro las demás fases de JGC (GII a GIV). Al mismo tiempo se diferencian ligeramente en el patrón de REE las muestras de GIIa (granodiorita) de las de GIIb (qz-monzodiorita). Así que las áreas de comparación de patrones normalizados de REE que hemos utilizado para el resto de fases y otras intrusiones es el que se observa en la **Fig. VI-24**. Todas las muestras de GIII, GIV y GIII-Hobergsliden se ajustan a los patrones de GIIa (**Figs. VI-25 y VI-30**), con la única salvedad de que las muestras de Hobergsliden presentan una importante anomalía negativa en *Eu*. Hobergsliden se corresponde por mineralogía con la fase más evolucionada del grupo de fases GII-GIV, fundamentalmente se diferencia de GIII por la práctica ausencia de minerales máficos y escasa presencia de plagioclasa entre los feldespatos. De ese modo la anomalía negativa en *Eu*, que caracteriza a las muestras de Hobergsliden respecto a las de GIII, puede deberse a la separación de plagioclasa durante la generación de estas rocas. Evidentemente esta separación de plagioclasa explicaría el descenso en  $Eu^{2+}$  con similitudes con los átomos de  $Ca^{2+}$ .

Varias muestras de JGC han sido analizadas para obtener las razones isotópicas de  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , este grupo de muestras abarca en la medida de lo posible el amplio

abanico de fases que están presentes en JGC (**Fig. VIII-1**). Estos valores corroboran que las muestras de GII y GIII tienen ciertas diferencias geoquímicas respecto aquellas pertenecientes a GI (**Tabla VI-7**). Los valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  de las muestras de GII son muy homogéneos siempre con valor de 2,9. El valor de  $\epsilon_{Nd(t)}$  de GIII de 2,6 es algo inferior pero muy parecido a los datos de GIII de Wilson et al. (1987) con 2,4 y 2,7 para las muestras GIII-13 y GIII-16 respectivamente (tabla VI de Wilson et al., 1987); en su caso obtuvieron el valor de  $\epsilon_{Nd(t)}$  de GIV en 3,2 para la muestra GIV-20. Las muestras de GI analizadas dan un valor de  $\epsilon_{Nd(t)}$  algo más variable, probablemente debido a la formación de esta fase durante un proceso con diferentes fuentes con un porcentaje de participación cortical ligeramente variable. La fase GI incrementa su  $\epsilon_{Nd(t)}$  desde 2,7 para la muestra JO04-86 al SE, 3,0 para la muestra JO04-135 al SW, para alcanzar 3,7 para la muestra JO04-110 en el WNW de JGC; por ello parecen los valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  GI respecto a la media de los de GII-GIV. Entre las muestras analizadas de Sm-Nd por Wilson et al. (1987) existe una variación respecto a las de GIII superior a nuestros análisis, el  $\epsilon_{Nd(t)}$  de GI tiene una variabilidad de 1,8 para GI-2 y 2,1 para GI-4 hasta los 3,0 de GI-5 (tabla VI de Wilson et al., 1987).



**Fig. VIII-1.** Localización de las muestras analizadas para Isótopos de Sm-Nd (color rojo), en negro muestras de Wilson et al. (1987).

Aparte de las diferencias geoquímicas expuestas por las muestras de GI frente a las del grupo GII-GIV, la edad de las rocas que componen el Complejo de Jörn indican diferencias relevantes entre las diferentes fases que lo componen. Ya en las dataciones clásicas se intuía la diferencia (**Tabla VI-7**), pero la magnitud de los errores evitó que se pudiera definir de modo estricto la edad a la que se generan los granitoides de cada uno de los grupos de JGC.

En la **tabla VII-2** se observa que las edades determinadas para las tres muestras de GI tienen un valor que varía entre 1880,0 y 1886,4 Ma, sin tener en cuenta los errores entorno a  $\pm 4$  Ma. La edad determinada para las muestras de GI es inequívocamente superior a los resultados de las dataciones para las muestras de la fase GII, ya que para las fases de GII las dataciones han ofrecido una edad entorno a los 1874 Ma. Obviando los errores (aproximadamente  $\pm 5$  Ma) estas rocas de GII son más jóvenes que las de GI en unos 10 Ma de media. Finalmente, las edades obtenidas para la fase GIII (ambas sobre la misma muestras en el área de Storcklinta: 1862,8 $\pm$ 4,7 y 1864,0 $\pm$ 4,6 Ma) son

claramente inferiores a las de GI entorno a 20 Ma, e inferiores a la edad de GII entorno a los 10 Ma. La localización de las muestras está en la **fig. VII-7**.

## **VIII.2. COMPARACIÓN DE FASES DE JGC CON INTRUSIONES EN DISTRITO SKELLEFTE**

En los términos de geología básica de este trabajo, nos propusimos no sólo la definición de las fases que componen JGC, si no que nos interesa especialmente la relación existente entre las intrusiones del Complejo de Jörn y las otras intrusiones existentes en el Distrito Minero de Skellefte. Estas intrusiones asociadas incluyen tanto a las denominadas intrusiones satélite de JGC como a otras intrusiones del Distrito de Skellefte como son el Complejo de Viterliden o la intrusión de Stavaträsk.

### **VIII.2.1. Relaciones entre fase GI e intrusiones satélite a JGC**

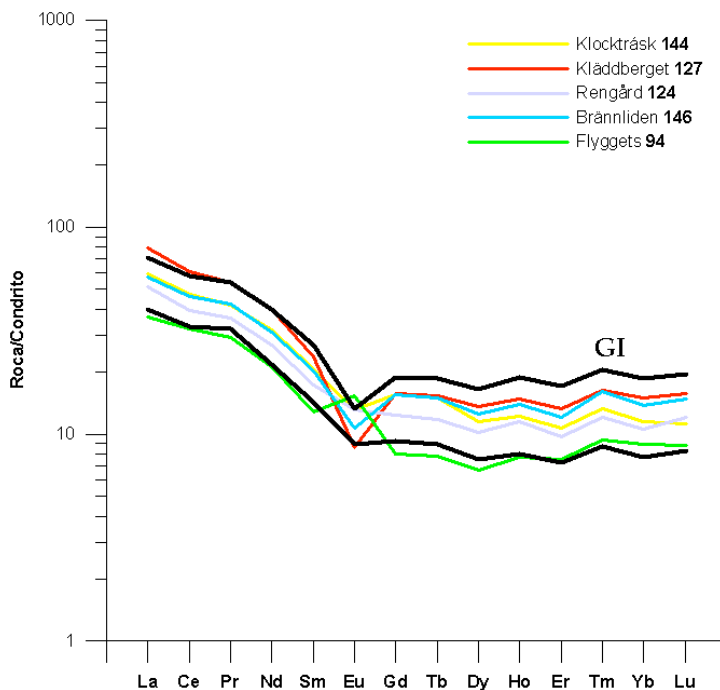
Varias intrusiones de escaso tamaño cercanas a JGC son consideradas como tipo GI, aquí han sido denominadas como intrusiones satélite. Las características petrográficas de estas intrusiones asociadas, al igual que la misma fase GI, son muy variadas sin un predominio de texturas o mineralogía. Al no existir un patrón claro de texturas o mineralogías en lo referente a las intrusiones asociadas, podría indicar varias cuestiones. La primera, entre otras razones, es que no se formaron a partir del mismo pulso magmático, que su formación no se produjo en los mismos niveles corticales o que las tasas de enfriamiento han sido muy diferentes entre cada una de las intrusiones asociadas. La intrusión tipo GI más importante en tamaño es la intrusión de Klockträsk, ésta tiene dos zonas claramente diferenciadas, una de carácter trondhemítico y la otra es una tonalita granuda de tamaño de grano medio donde abundan los diques porfídicos de la misma tonalita. Similar a las zonas porfídicas de GI se encuentran los pequeños plutones de Kläddberget y Råberget en el extremo sur de JGC, por textura son análogas a las rocas porfídicas subvolcánicas que se encuentran en el Grupo Skellefte. A escasos centenares de metros encontramos otro pequeño plutón en Brännliden de textura granuda isogranular. La intrusión de Rengård es muy similar a la zona oeste de JGC aunque con diferencias en mineralogía fundamentales. Todos estos plutones se encuentran en la banda vulcanosedimentaria sur a JGC aunque no se han localizado zonas de contacto por la escasez de afloramientos.

La deformación no es patente a escala macroscópica en casi ninguna zona de GI, con la excepción de las zonas más meridionales de la intrusión en el plutón de Kläddberget que si muestra una penetrativa deformación frágil-dúctil concordante con la deformación de la zona de los materiales volcánicos de Grupo Skellefte (WNW-SSE). La textura que si está omnipresente en todas las intrusiones satélite tipo GI es la generación de biotita metamórfica (ver Petrografía). La biotita de origen metamórfico no aparece en el caso de la intrusión de Rengård, que quizás por grado metamórfico ha generado anfíbol metamórfico en vez de biotita.

En cuanto a composición química, las similitudes de estas intrusiones con la fase GI son evidentes, y en el apartado del Capítulo de Resultados que trata de geoquímica han sido utilizadas como si fueran una muestra más de GI, eso sí reincidiendo en estas muestras en los diferentes comentarios de cada diagrama. La única que se ha extraído fue la de Rengård por sus iniciales diferencias petrográficas, pero queda patente que es una fase más de aquellas relacionadas con GI. En la **Tabla VI-1** se puede consultar la relación de muestras junto a la numeración que se ha utilizado en los diagramas para cada una de éstas.

Al ser muestras alteradas se ha realizado la comparación de las intrusiones asociadas a GI en el diagrama de patrón de REE (**Fig. VIII-2**). Las líneas negras se corresponden con el área patrón de las muestras de GI, que ha sido la referencia de dicha fase en este trabajo. Se puede ver que estas intrusiones tienen un patrón idéntico al mostrado por las muestras de GI, razón que se suma a las similitudes petrográficas (mineralogía y

texturas de alteración y metamorfismo) ya mencionadas. Entre las muestras se ha incluido la de JO04-94 que se corresponde con el límite sur de JGC en la zona más cercana a algunas de las intrusiones satélite asociadas (**Fig. VI-43**). Esta muestra se corresponde con aquella de menor contenido en  $K_2O$  (casi inexistente) y  $Fe_2O_3$  y mayor en  $Na_2O$  y  $SiO_2$  de todas las muestras de GI analizadas; además, es la única que presenta anomalía positiva en *Eu*. Su clasificación por Norma CIPW (**Fig. VI-17**) indica que es la única muestras que se clasifica como una trondjemita por composición química (no sólo por mineralogía).



**Fig. VIII-2.** Patrón de REE de intrusiones satélite de JGC comparadas con el de GI. Muestras tomadas para análisis geoquímico en 2004, ver Tabla V.1.

Entre las determinaciones de edad realizadas en 2008 han sido incluidas dos muestras de las intrusiones satélite tipo GI, éstas son MG07-006 y MG07-007 pertenecientes a Klockträsk (Vänträsk) y Rengård respectivamente (**Tabla VII-2**). La edad de la muestra de Rengård  $1879,0 \pm 5,0$  Ma indica una edad prácticamente idéntica a la obtenida para las muestras de la fase GI, algo inferior pero dentro el rango de los errores. En el caso de la muestra de Klockträsk con  $1897 \pm 10$  Ma indica una edad algo superior, pero en este caso la muestra fue datada utilizando titanita lo que ha producido un incremento en el error del valor de la misma. El hecho de que esta intrusión sea muy similar a GI en cuanto a geoquímica sugiere que o el magmatismo de tipo GI sea continuado en el tiempo o que el error analítico haya hecho que exista esta diferencia de edades entre GI y Klockträsk. No existen otras dataciones de esta intrusión tipo GI, aunque otra datación de GI ofrece la edad de  $1898 \pm 11$  Ma, pero ésta localizada en la zona denominada Halmyrtjärnen. El área de Halmyrtjärnen es el mismo lugar que las determinaciones de las muestras 23J28 y JO03-55, pero en este caso la edad ha sido inferior y con unos errores también mucho menores (**Tabla VII-2**).

### VIII.2.2. Las intrusiones de Hobergsliden y Antak en el seno de JGC

El área noreste de la intrusión GIII está dominada por la subfase de Hobergsliden, en cambio las relaciones entre JGC y la intrusión de Antak no son claras. Por composición mineralógica y geoquímica las muestras de Hobergsliden se corresponden con un leuco-granito de feldespato alcalino (**Fig. VI-16**). Tanto la intrusión de Antak como Hobergsliden tienen afinidad con las muestras de GIII, perteneciendo todas éstas a

series de rocas calcoalcalinas altas en K (**Fig. VI-15**). En el diagrama de REE de **Fig. VI-25** la muestra de GIII (JO04-07) se corresponde con una muestra tomada en el área de Hobergsliden, su patrón es idéntico a la de la muestra de Hobergsliden tomada de la base de datos de SGU (**Fig. VI-30A**). Ambas muestras de Hobergsliden tienen un patrón paralelo al de las muestras de GIII (**Fig. VI-30B**), con la única diferencia de la anomalía negativa en *Eu* de las muestras de Hobergsliden. El hecho de la anomalía negativa en *Eu*, de que su mineralogía sea la de un granito de feldespato alcalino y que se localice en borde de GIII sugiere que la intrusión de Hobergsliden sea parte de los fundidos más evolucionados de GIII, originados a partir de un separado donde se ha extraído la plagioclasa y formado este granito de feldespato alcalino rico en  $\text{SiO}_2$ . En el diagrama de patrón normalizado de REE de Antak (**Fig. VI-30A**) en comparación con las fases de JGC no se aprecian similitudes a ese nivel entre estas intrusiones. La única similitud es el tramo de HREE de Antak con las muestras de GI pero las de Antak tienen valores algo más altos.

Las edades de las intrusiones de Hobergsliden y Antak (**Tabla VIII-3**) apuntan hacia una relación con las muestras de GIII en el caso de Hobergsliden (Lundström et al., 1997). En referencia a la edad de Antak,  $1879^{+15}/_{-12}$  Ma, no está muy clara cual podría ser su relación, puesto que el error es demasiado alto como para relacionarla claramente con una u otra generación de intrusiones de JGC, si esa relación existiera. Parece, al menos, que Antak es anterior a GIII, incluso en el mapa de anomalías de Bouger (**Fig. V-28**) los límites entre GIII y Antak insinúan que los límites de GIII se sobre-imponen a los de la intrusión de Antak.

### VIII.2.3 Intrusiones de VIC y Stavaträsk comparadas con JGC

En lo referente a mineralogía la intrusión de Stavaträsk es similar a las granodioritas de GIIa, aunque es común encontrar muestras de Stavaträsk con la biotita sustituida a clorita, hecho que no ocurre con ninguna de las muestras de GIIa. Uno de los análisis geoquímico realizados (JO04-145) se corresponde con una muestra de la intrusión de Stavaträsk. En cuestión de elementos mayores la muestra de Stavaträsk tiene una composición siempre asociada al grupo de muestras de GIIa, y especialmente similar a la muestra de GIV (**Figs. VI-1 y VI-2**). La muestra de Stavaträsk siempre aparece entre el grupo de muestras de GIIa, clasificándose junto a estas en la serie de rocas de carácter calcoalcalino (**Figs. VI-4 y VI-5**). Teniendo en cuenta los elementos traza, se observa que la muestra de Stavaträsk también se asocia al grupo de muestras de GIIa y a la muestra de GIV en el diagrama bivalente de elementos traza (**Fig. V-19 y V-20**). Usando el diagrama de patrón de REE de JGC se observa que la muestra de Stavaträsk se ajusta al área que componen las muestras de GIIa, además su patrón es prácticamente idéntico al definido por la muestra de GIV (**Fig. VI-30B**). La edad de la granodiorita de Stavaträsk es de  $1874 \pm 3$  Ma (Lundström et al., 1999), muy similar a las obtenidas para las muestras de GII (**Tabla VII-2**) y unos 10 Ma superior a la de GIII, Hobergsliden (**Tabla VIII-3**) y probablemente GIV.

El complejo de Viterliden es el de mayor importancia y complejidad en la zona occidental del Distrito Minero de Skellefte. Las estructuras y deformación de los materiales volcánicos del Grupo Skellefte en esa zona afectan igualmente a VIC. Al igual que JGC, está compuesto por varias fases con diferencias mineralógicas, petrográficas y geoquímicas. La fase principal de VIC está compuesta por tonalitas hornbléndicas (qz-anfibolitas), al igual que GI que fundamentalmente son tonalitas además de alguna trondjemita. Las otras fases que componen VIC son trondhjemitas y el denominado Mine porphyry, ambas fases de carácter trondhjemítico no son equiparables a ninguna de las otras fases que componen JGC. Las fases de VIC parecen tener carácter de series calcoalcalinas, pero con las características que también posee GI, la fuerte alteración fundamentalmente afecta a los elementos alcalinos de estas rocas (**Fig. VI-13**). En el diagrama AFM las muestras de VIC no se localizan según una distribución normal de las rocas (**Fig. VI-10**). Únicamente la tonalita hornbléndica parece mantener en cierto modo la composición geoquímica original. La comparación

con los patrones de REE de JGC arroja varias similitudes entre VIC y JGC, especialmente los patrones normalizados de la tonalita hornbléndica de VIC son muy parecidos a los de las muestras de GI de JGC (Fig. VI-35B). Las fases de Trondhjemita y Mine porphyry no tienen similitudes en patrón de REE con JGC (Fig. VI-36B) a excepción de parte de las muestras de Mine porphyry que se ajustan bastante bien al patrón de REE de GIb (Fig. VI-36A). En cuanto a la edad de la intrusión de VIC existe una determinación en la tonalita hornbléndica de  $1907 \pm 12$  Ma (Bergström et al., 1999), ésta es algo superior a la media de las obtenidas para la fase GI aunque es correlacionable, en cambio es muy aproximada a aquella de la intrusión tipo GI de Klockträsk de  $1897 \pm 10$  Ma (Tabla VII-2).

### VIII.3. EL COMPLEJO DE JÖRN Y LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO SKELLEFTE

Una de las ideas principales de este trabajo es establecer una concordancia entre las rocas volcánicas del Distrito Minero de Skellefte y las intrusiones del complejo de Jörn. en este apartado incluimos a las muestras del yacimiento de Maurliden (Montelius, 2005), parte de las rocas analizadas de Petikträsk Sur en la Tesis de D. Schlatter (Schlatter, 2007) y finalmente también han sido tratadas las rocas pertenecientes al pórfido cuprífero de Tallberg (Weiher, 1992).

La muestra JO03-104 perteneciente a una roca porfídica de qz y kfs y tomada en el área cercana a Maurliden, ha sido considerada subvolcánica por lo que se incluye su comparación con las rocas volcánicas de Grupo Skellefte.

#### VIII.3.1. Comparación entre JGC y las rocas volcánicas de Maurliden

De entre las muestras de Maurliden se escogieron cuatro fases completamente diferenciadas (Montelius, 2005). La Riolita A' pertenecen por estratigrafía a los horizontes mineralizados y formado por actividad previa o al mismo tiempo que los yacimientos. En cambio Riolita B y Dacita son previas a los yacimientos, la primera en el FootWall (bloque de pié) de la mineralización y la segunda presente en la región como domos o criptodomas. La Riolita X es una fase intrusiva posterior a la formación de la mineralización.

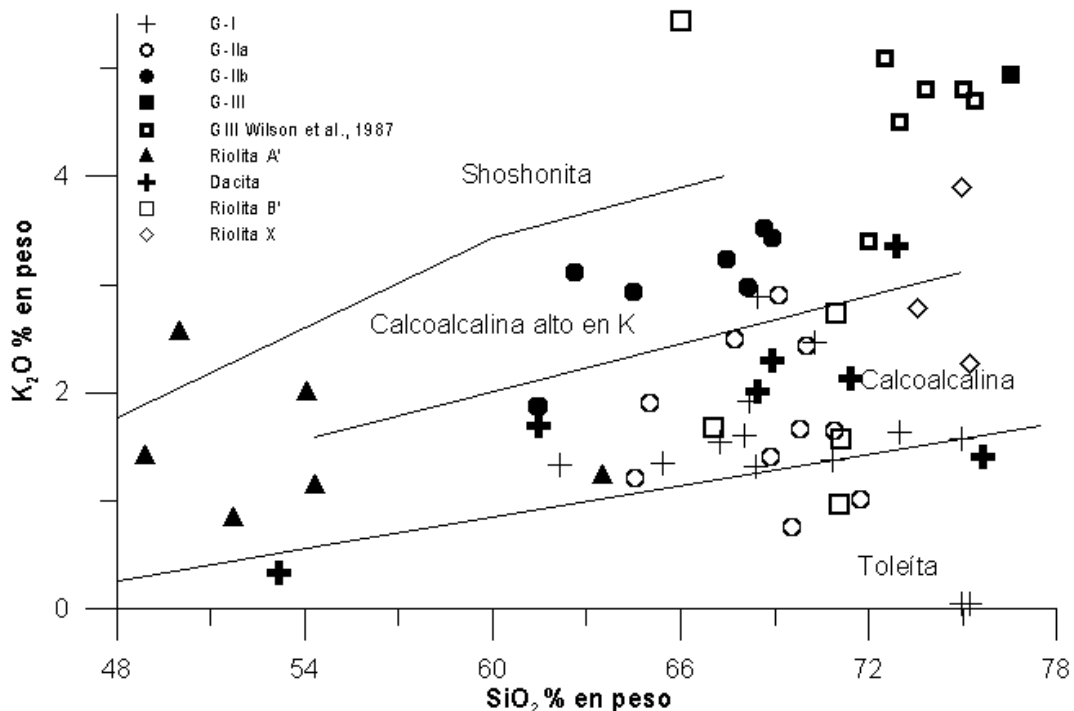


Fig. VIII-3: Gráfico de discriminación de series magmáticas de las muestras de rocas volcánicas de Maurliden (Roberts and Clemens, 1993).

En lo referente a elementos mayores las muestras de Dacita y Riolita B de Maurliden se clasifican en la misma serie de rocas tipo calcoalcalina que las muestras de GI y GIIa de JGC (**Fig. VIII-3**), con la excepción de alguna de las muestras que se sitúan como rocas calcoalcalinas altas en K. Las muestras de Riolita A' son muy bajas en SiO<sub>2</sub>, en comparación con el resto de muestras de JGC (**Fig. VIII-3**), debido a que contienen mineralización de sulfuro. Finalmente las muestras posteriores a la mineralización correspondientes a la Riolita X son a su vez clasificadas entre las series de muestras calcoalcalinas donde se encuentran las rocas de GI y GIIa (**Fig. VIII-3**).

Teniendo en cuenta que parte de la composición química original de estas rocas ha sido transformada durante la formación de las mineralizaciones, se ha escogido el diagrama de Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) para representar las muestras de Maurliden junto con las de JGC a pesar de ser estas últimas intrusiones y no rocas volcánicas. Al ser inmóviles los elementos utilizados para la clasificación en este diagrama los resultados son más fiables que para un diagrama de elementos mayores. En este diagrama se observa que tanto las muestras de Riolita A' como Riolita X se agrupan muy homogéneamente y con unos valores muy similares a los de las muestras de GI. Tanto las Riolitas B como las Dacitas no concuerdan en sus valores con ninguna de las muestras de JGC a excepción de una de las muestras de Dacita (**Fig. VI-38B**).

En lo que se refiere a la composición de REE las similitudes entre algunas de las fases descritas en Maurliden y las de JGC son ciertamente evidentes. La fase de Maurliden que mejor se ajusta a los patrones definidos por las muestras de JGC es la Riolita X, la cual tiene un patrón de REE normalizado idéntico a aquel definido por las muestras de GI (**Fig. VI-33**). El caso de las Dacitas de Maurliden, éstas se ajustan ligeramente a GI, pero con valores ligeramente superiores a GI en HREE e inferiores en LREE respecto al patrón definido para GI (**Fig. VI-33**). El patrón de REE para las Riolitas B es muy similar al de las Riolitas X, aunque sistemáticamente con un contenido superior en HREE; si se comparan con GI en el caso de LREE son idénticas pero algo superiores en HREE (**Fig. VI-34**). Las Riolitas X, post-mineralización, son por litogeoquímica, REE, y edad equivalentes a GI. La fase de Maurliden con una mayor variación de REE es la Riolita A', la cual contiene parte de la mineralización del sulfuro masivo. La Riolita A' tiene un patrón muy similar a GI con excepción de las muestras que presentan anomalía positiva en Eu (MAD 7; MAD 79-43 y MA 79-47) que no se asemejan al patrón de REE de ninguna de las muestras de GI excepto a JO04-94 (flyggets) en el borde sur de JGC (**Fig. VI-34**).

Una de las muestras escogidas para el estudio de Sm/Nd es un pórfido de qz+kfs cercano a los niveles volcánicos que encontramos en Maurliden, a unos dos kilómetros al SE de la corta de Maurliden. La muestra JO03-104 fue analizada para isótopos de Sm/Nd obteniendo un valor de  $\epsilon_{Nd(1.9)} = 3.6$ , este valor es idéntico al obtenido para las muestras de GI en Klockträsk (JO04-75) y GI al NW (JO04-110) (**Tabla VI-7**).

Las edades de las muestras de Maurliden son muy significativas ya que la similitud con la obtenida para GI de JGC sugiere una evolución muy similar. A excepción de una de las determinaciones, los errores de las dataciones son muy bajos lo que permite hacer una comparación cierta. Excluyendo la muestra DH 80 001 por su elevado error en la datación (**Tabla VIII-1**), el resto de muestras tienen una edad muy aproximada a la que ofrecen las rocas de GI de JGC. La muestra de Finnlliden (10 km al SW de la mineralización de Maurliden) tiene una edad ligeramente superior a las otras muestras de roca volcánica y también superior a las de GI; eso si la edad es muy similar a la obtenida para tonalita de VIC (BERGSTRÖM et al., 1999) y la intrusión asociada a GI de Klockträsk (**Tabla VII-2**). En el caso de las muestras de riolita de DH 68 y Open pit (tomada en la corta de Maurliden) las edades son idénticas a las obtenidas para las muestras pertenecientes a la fase GI (**Tabla VII-2**).

Muestra	Tipo Roca	Edad (Ma)
DH 68	Riolita B (porfídica)	1885 ± 3
DH 80 001	Riolita A (pómez)	1902 ± 21
Open pit (Maurliden)	Riolita A (pómez)	1885 ± 6
Finnliden	Riolita A (criptodomo)	1901 ± 3

**Tabla VIII-1.** Edad de las muestras de roca volcánicas de Maurliden; DH-Drill hole (tomada en sondeo), Open-pit (tomada de la pared de la corta de Maurliden). Montelius (2005).

### VIII.3.2. Comparación entre JGC y las rocas volcánicas de Petikträsk Sur

En las inmediaciones del importante yacimiento de Petikträsk south se localiza la intrusión tipo GI de Rengård. Al ser una zona con una muy importante alteración hidrotermal asociada a las mineralizaciones, han sido escogidas para su comparación con GI las muestras con una menor o inexistente alteración [Tabla 2 de manuscrito I de Tesis D. Schlatter (Schlatter, 2007)]. Todas estas muestras pertenecen a rocas volcánicas coherentes, con excepción de la Dacita II-13 que se corresponde con una roca vulcanoclástica juvenil.

La afinidad de las rocas de Petikträsk es de transición de toleítas a series calcoalcalinas, con unos valores muy parecidos a los que se aprecian para las muestras de la fase GI (**Fig. VI-15**), aunque con contenidos algo superiores en SiO<sub>2</sub>. En el diagrama AFM sólo las muestras de la Dacita de Petikträsk se localizan en la línea de variación de las muestras de GI, el resto se localiza de modo paralelo a estas con valores superiores relativos de MgO (**Fig. VI-11**).

A pesar de haber escogido las muestras menos alteradas de entre las rocas volcánicas de Petikträsk, han sido clasificadas utilizando elementos inmóviles mediante el diagrama de Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977). Las cuatro fases volcánicas han sido representadas conjuntamente con las de JGC (GI, GIIa y GIIb), clasificándose de manera idénticas estas rocas volcánicas con las muestras de la fase GI. Únicamente las muestras de la Dacita de Petikträsk tienen valores algo inferiores en la razón Zr/TiO<sub>2</sub> respecto a GI (**Fig. VI-38**).

En cuestión de elementos trazas, las comparaciones entre los patrones de REE normalizados con los obtenidos para JGC sugieren una clara relación entre las rocas volcánicas de Petikträsk y las rocas pertenecientes a la fase GI de JGC. Cada una de las cuatro tipos muestras de Petikträsk (dacitas y riolitas) presentan unos patrones idénticos a los que han sido definidos para el grupo de muestras de GI (**Fig. VI-37**).

El pequeño plutón de Rengård tipo GI parece formar parte de las series magmáticas que componen el área de ocurrencia de los materiales volcánicos de Petikträsk. Para Rengård ha sido obtenida una edad de 1879 ± 5 Ma (**Tabla VII-2**), edad similar o muy ligeramente inferior (aproximadamente < 5 Ma) a la media de las muestras de GI. No existen edades de referencia de muestras que puedan ser equivalentes entre las rocas volcánicas de la zona del yacimiento de Petikträsk y la mencionada intrusión de Rengård.

### VIII.3.3. Comparación entre JGC y Tallberg

Aunque parte de las rocas utilizadas en el trabajo sobre el pórfido cuprífero de Tallberg (Weihed, 1992) pertenecen a tonalitas de la fase GI, ha sido decidido incluir la comparación en el apartado de rocas volcánicas puesto que incluimos andesitas y rocas porfídicas además de las tonalitas tipo GI que forman parte de la mineralización.

Tres tipos de muestras de Tallberg son las utilizadas para su comparación con las intrusiones de JGC; éstas son andesitas, pórfidos y rocas tipo GI (Weihed, 1992). En cuanto a elementos mayores las similitudes entre las muestras de GI de JGC y las

pertenecientes al pórfido de Tallberg son evidentes, las únicas diferencias entre éstas radican en el contenido de mineralización de las muestras de Tallberg. En el diagrama AFM se observa como las muestras tipo GI de Tallberg se asocian a las muestras menos evolucionadas de GI. Por el contrario las muestras de roca porfídica se asemejan en mayor grado a las muestras de GII de JGC; todas estas pertenecientes a series de rocas calcoalcalinas (**Fig. V-11**). En el diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  se observa que el contenido en  $SiO_2$  de las muestras tipo GI de Tallberg es mucho menor que el original para el conjunto de muestras de GI, probablemente debido al contenido en mineralización en estas muestras, en cambio ambos grupos de muestras tienen prácticamente el mismo contenido en  $K_2O$  (**Fig. VI-14**). Las muestras del pórfido de Tallberg y andesitas se clasifican intermedias/transición entre series de rocas de carácter toleítico y calcoalcalino, sin similitudes con ninguna de las muestras de JGC (**Fig. VI-14**).

Respecto al contenido en elementos traza, a pesar de no disponer de todos los elementos requeridos, se puede realizar una buena comparación con las rocas de JGC, ya que sólo faltan las REE *Gd* y *Er*. Los patrones de REE para las muestras tipo GI de Tallberg son evidentemente casi idénticos a los establecidos para las muestras de GI de todo el Complejo de Jörn (**Fig. VI-31**), aunque los datos de *Tb* y *Ho* aparecen quizás un poco sobrevalorados, además del *Dy* cuyo valor es ligeramente inferior a los esperado. Esta desviación de *Tb*, *Dy* y *Ho* puede deberse a error con origen analítico, además los elementos anterior y posterior *Gd* y *Er* no fueron determinados (Weihed, 1992). Las muestras de pórfido de Tallberg presentan un patrón de REE, a diferencia de las muestras tipo GI, mucho más similar a las muestras de GIIa que a las de GI. Incluso si se tiene en cuenta que los elementos *Tb* y *Ho* parecen sobredeterminados y el *Dy* infradeterminado, los patrones de dichas muestras serían idénticos a los de la fase GIIa de JGC (**Fig. VII-32**) o al determinado para las muestras de GIII (**Fig. VI-30B**).

La edad de formación del pórfido de Tallberg es de  $1886^{+15}/_{-9}$  Ma (Weihed and Schöberg, 1991), el error es alto pero la edad es la misma que para el resto de muestras de la fase GI de JGC (**Tabla VII-2**). La datación ha sido realizada sobre una roca porfídica con qz + kfs tomada de un sondeo, ya que no aflora la zona mineralizada.

#### VIII.3.4. Edad de rocas volcánicas en Distrito Minero de Skellefte

Además de las dataciones de rocas plutónicas (**Tabla VIII-3**) y volcánicas (Maurlidén y Petikträsk) que han sido comparadas con las edades de las intrusiones de JGC obtenidas en este trabajo (**Tabla VII-2**), existen otras dataciones de rocas volcánicas pertenecientes al Grupo Skellefte. Estas determinaciones forman parte del trabajo para establecer la proveniencia de las rocas que forman el encajante de las mineralizaciones existentes en el Distrito Minero de Skellefte (Billström and Weihed, 1996). Las dataciones de rocas volcánicas están distribuidas en todo el área (occidental, central y oriental) que ocupa el Distrito Minero de Skellefte en su rama oriental.

Zona	Tipo Roca	Edad (Ma)
Melestjärn	porfido qz + kfs	1889 ± 3
Bjurvattnet	peperita	1884 ± 6
Vargfors	ignimbrita	1875 ± 4
Petikträsk	Mass-flow	1847 ± 3

**Tabla VIII-2.** Edad de rocas volcánicas de Distrito Minero de Skellefte (Billström and Weihed, 1996).

La peperita que ha sido datada en la zona de Bjurvattnet, localizada al sur del yacimiento de Boliden en el extremo sur-oriental del Distrito Minero de Skellefte (**Fig. VI-7**), arroja la edad de  $1884 \pm 6$  Ma. Esta datación, conjuntamente con la de un pórfido de qz+kfs en la zona Melestjärn con una edad de  $1889 \pm 3$  Ma, tienen una edad que sugieren haberse formado al mismo tiempo que las rocas de la fase GI del Complejo de Granitoides de Jörn (**Tablas VII-2 y VIII-2**).

Por el contrario la ignimbrita en la zona de Nicknoret, y que forma parte de las rocas volcánicas del Grupo Vargfors, ha sido datada en  $1875 \pm 4$  Ma (**Tabla VIII-2**). Ese valor sugiere que las rocas del Grupo Vargfors podrían haberse formado al mismo tiempo que las rocas de la fase GII de JGC con edades entorno a los 1875 Ma (**Tabla VII-2**). Todas las muestras que han sido utilizadas en la comparación con el Complejo de Jörn han sido representadas en la **Fig. VIII-10**, con la edad, tipo de rocas y coordenadas representadas en la **Tabla VIII-3**. La muestra identificada con el número 4 coincide en afloramiento o zona con la muestra MG07-001 de este trabajo, mientras que la muestra 12 coincide con las muestras 23J28 y JO03-35 de este trabajo (**Fig. VII-7**).

	Intrusión/Zona	Roca o Fase	Autor	N	E	Edad Ma
1	JGC <i>Hobergsliden</i>	GIII	Lundström et al., 1997	7247600	1706800	1862±14
2	Stavaträsk	Diorita	Lundström et al., 1997	7226380	1721900	1877±2
3	Stavaträsk	Granodiorita	Lundström et al., 1999	7223500	1715820	1874±3
4	JGC <i>Skidbäcken</i>	GIIb	Wilson et al., 1987	7222590	1700400	1874 <sup>+48</sup> <sub>-26</sub>
5	JGC (E)	GI	Wilson et al., 1987	7234560	1683680	1888 <sup>+20</sup> <sub>-14</sub>
6	Pórfido Tallberg	Tipo GI	Weihed and Schöberg, 1991	7221000	1693000	1886 <sup>+15</sup> <sub>-9</sub>
7	Antak <i>Kåtaselet</i>	Granito	Kathol and Persson, 1997	7254650	1691940	1879 <sup>+15</sup> <sub>-12</sub>
8	Gallejaur	Monzonita	Skiold, 1988	7235500	1676900	1873±10
9	JGC	GIII	Wilson et al., 1987	7233890	1691940	1873 <sup>+18</sup> <sub>-14</sub>
10	Gallejaur	Gabro	Skiold et al., 1993	7233300	1669900	1876±4
11	VIC <i>N-Svanaberget</i>	Tonalita	Bergström et al., 1999	7216930	1634140	1907±12
12	GI <i>Halmyrtjärnen</i>	GI	Kathol et al., 2002	7226872	1682720	1898±11
13	Bjurvattnet	Peperita	Billstrom and Weihed, 1996	7202590	1708540	1884±6
14	Melestjärn	Pórfido	Billstrom and Weihed, 1996	7213410	1685530	1889±3
15	Vargfors	Ignimbrita	Billstrom and Weihed, 1996	7229200	1670500	1875±4
16	Maurliden	Riolita B	Montelius et al., 2007	-	-	1885±3
16	Maurliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1902±21
16	Maurliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1885±6
17	Finnliden	Riolita A	Montelius et al., 2007	-	-	1901±3
18	Petikträsk	Mass-flow	Billstrom and Weihed, 1996	7225200	1681250	1847±3
19	Arvidsjaur (Skyt.)	Riolita	Skiold et al., 1993	7256150	1693450	1878±2

**Tabla VIII-3.** Edad de intrusiones y rocas volcánicas de Distrito Minero de Skellefte.

#### VIII.4. ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y DEFORMACIÓN EN EL COMPLEJO DE JÖRN

La alteración hidrotermal en JGC afecta exclusivamente a las rocas de la fase GI, con especial intensidad en las zonas más cercanas al borde sur que limitan con las rocas volcánicas del Grupo Skellefte. Especialmente minerales máficos (biotitas y anfíboles) junto con plagioclasa muestran las evidencias de la alteración sobre estas rocas. Los efectos de la alteración sobre las texturas de los minerales cobran especial significado a la hora de definir los efectos del posterior metamorfismo, con relevancia fundamental de la cloritización. La cloritización (descrita en apartado de Petrografía) de la biotita, y en menor medida de los anfíboles, se ha observado en prácticamente la totalidad de las muestras de GI incluido el plutón de Klockträsk; pero no siempre permanecen cloritas cristalizadas, ya que estas son transformadas a biotita durante el metamorfismo. En muchos casos coexisten cloritas con biotitas neoformadas, pero no existe un patrón claro de distribución. Las muestras con mayor intensidad de alteración son las que se encuentran cerca del borde sur de JGC y especialmente aquellas cercanas al pórfido de Tallberg.

En cuanto a la deformación de las rocas cabe establecer dos diferencias fundamentales. La deformación a escala macroscópica es sólo visible en las regiones de JGC que están en contacto con las rocas máficas del borde sur, y generalmente se manifiesta con el desarrollo de una foliación paralela al desarrollo del contacto. El segundo tipo de deformación sólo es apreciable a escala microscópica y es mucho más extensa que la descrita a escala macroscópica. Ésta afecta fundamentalmente al bedding de las capas de clorita o biotita, o plegamiento y/o estiramiento de los productos de alteración de la biotita cloritizada (**foto V-44**). Las relaciones de texturas indican que la deformación microscópica es posterior a la alteración hidrotermal.

#### **VIII.5. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO EN EL COMPLEJO DE JÖRN**

Las características del metamorfismo en el Distrito Minero de Skellefte ha sido tema de estudio en varios trabajos. A pesar de ello, las definiciones del metamorfismo se fundamentan casi exclusivamente en las rocas volcánicas (especialmente en las del Grupo Skellefte), con la excepción del Complejo Intrusivo de Viterliden. El alcance del metamorfismo hacia el norte en el distrito minero de Skellefte no parece estar del todo bien definido, puesto que los límites entre facies de esquistos verdes y anfibolita se dibujan exactamente por el límite del Distrito Minero de Skellefte hacia el sur [Fig. 14 de (Bergman-Weihed, 2000)]. Las descripciones del metamorfismo indican una tipología de metamorfismo regional con una mayor intensidad del mismo hacia el sur donde se encuentran fundamentalmente sedimentos proterozoicos e intrusiones tipo Revsund, éstas últimas posteriores al metamorfismo.

Las texturas originadas por el metamorfismo están descritas con profundidad en el apartado de Petrografía del Capítulo de Resultados, conjuntamente con las microfotografías realizadas de las láminas de muestras de JGC.

##### **VIII.5.1. Alcance del metamorfismo en intrusiones de Distrito Minero de Skellefte**

Aunque en este trabajo la mayor parte de los esfuerzos se han focalizado en el Complejo de Granitoides de Jörn, han sido muestreadas y analizada la mineralogía de otras intrusiones, con interés especial en el Complejo Intrusivo de Viterliden. A partir del estudio petrográfico realizado sobre el total de láminas delgadas o láminas delgado/pulidas se ha determinado cuales son las fases que presentan texturas indicativas de algún proceso metamórfico. Exclusivamente las texturas de metamorfismo observadas se circunscriben a la fase GI dentro de JGC, además de las intrusiones satélite de Klockträsk y Rengård, las cuales han sido definidas como rocas tipo GI. Las rocas de GI del extremo noroeste de JGC no presentan texturas relacionadas con el metamorfismo, por lo que o no es una zona afectada por este proceso, o la intensidad del mismo no fue lo suficientemente importante como para producir una modificación apreciable en la mineralogía o texturas de estas rocas. En el caso de VIC, el metamorfismo es claramente apreciable en las muestras de la fase de tonalitas hornbléndicas, no siendo observable en las otras fases de esta intrusión. Rocas vulcanosedimentarias que forman parte del encajante de VIC, también presentan minerales formados durante metamorfismo.

Ninguna de las otras fases de JGC (GII a GIV) están metamorfizadas, además de la intrusión de Stavaträsk o las rocas máficas porfídicas que forman el contacto sur de JGC y que intruyen sobre GI. Los gabros de Näsberget y la intrusión de monzonitas y gabros de Gallejaur tampoco presentan efectos producidos por el metamorfismo que afecta a las muestras de GI.

##### **VIII.5.2. Características mineralógicas del metamorfismo**

Minerales del grupo de la biotita y del anfíbol son los únicos formados durante el metamorfismo que han sido identificados. La biotita metamórfica es la que está siempre presente, quedando el anfíbol con origen metamórfico relegado a las zonas

probablemente de mayor intensidad en la intrusión tipo GI de Rengård y en el interior de la zona sur de GI en la cima del Nör-Jörnberget.

Las biotitas de GI muestran homogeneidad en cuanto a composición según la zona de JGC que ocupan. Es decir, existen diferencias en cuanto a las biotitas de la zona central, este y oeste de GI. Fundamentalmente las diferencias se enfocan en la razón  $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ , ya que las variaciones en  $Al^{IV}$  son idénticas en todas las muestras (**Fig. V-1**). La diferencia entre las biotitas de las muestras no metamorfizadas y la biotita de las muestras que si están afectadas por metamorfismo radica en los contenidos de Fe y Mg de estos cristales. Es la razón  $Mg/Fe$  la que marca la diferencia entre ambos grupos de muestras, en valores  $Mg/Fe > 1$  se encuentran todas las muestras de las fases posteriores a GI, localizándose todas las biotitas de muestras afectadas por metamorfismo en valores de  $Mg/Fe < 1$ . Entre las muestras con razón  $Mg/Fe$  inferior a 1 se encuentran además de la fase GI, las intrusiones tipo GI de Klockträsk y Rengård (**Fig. V-2**).

Las propiedades cristalográficas de los anfíboles metamórficos en JGC (ver apartado de Petrografía) indican que la mayoría pertenecen al grupo de anfíboles hastingsíticos. Las tallas y texturas de los anfíboles son muy variables, dichas diferencias también se observan en la composición de los anfíboles. Aunque las composiciones de ambas localizaciones donde los anfíboles metamórficos han sido descritos son muy similares, aquellos de la zona de Nör-Jörnberget tienen razones  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  inferiores a los de Rengård. En lo referente a las texturas, los anfíboles metamórficos de estas muestras son inferiores en talla a los anfíboles ígneos, y claramente post-datan tanto a biotitas como anfíboles ígneos. Fundamentalmente este tipo de anfíboles es de 0.5-1 mm de talla y composición aproximada a hastingsitas [ $(Na+K)_A > 0.50$ ] o de ferrotschermakitas [ $(Na+K)_A < 0.50$ ]. En JO03-110 aparecen anfíboles metamórficos de grano muy fino que en muchas ocasiones aparecen rellenando cavidades en los límites de cristales y cuya composición es de ferro-pargasitas (**Fig. V-9A**). Los anfíboles identificados como ígneos en las rocas con anfíboles metamórficos se clasifican, por propiedades ópticas y composición, como magnesio- y ferro-hornblendas (**Fig. V-9B**).

La fase de tonalitas hornbléndicas de VIC está compuesta por fases minerales metamórficas. Biotita y anfíboles con origen metamórfico han sido analizados, presentando claras diferencias con aquellos de las muestras de JGC. La razón  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  de las biotitas de VIC es superior a 1, diferenciándose de aquellas biotitas metamórficas de JGC cuyos valores son siempre inferiores a 1 (**Fig. V-2**). Los anfíboles de las muestras de tonalita hornbléndica de VIC se clasifican por composición entre tschermakitas y hornblendas tschermakíticas. La composición es muy similar a los anfíboles ígneos de JGC pero con contenidos inferiores en Si apfu (**Fig. V-7**).

### VIII.5.3. Texturas características del metamorfismo de JGC

La identificación del metamorfismo entre las tonalitas de GI se ha realizado fundamentalmente a partir del estudio de las texturas de la biotita. La biotita metamórfica post-data los procesos previos al metamorfismo de alteración hidrotermal y deformación, en su crecimiento engloba los relictos alterados y deformados o engloba tan sólo los productos de alteración (**foto V-28**). Esta biotita neoformada es muy inferior en tallas a las de origen ígneo (**foto V-29**) y generalmente cristalizan de modo decusado. La formación exclusivamente de biotita metamórfica decusada implica la no existencia de una dirección preferencial durante la cristalización (es decir durante el metamorfismo). La cristalización se produce generalmente en las zonas donde existían previamente biotitas y/o anfíboles, a los que sustituye en la mayoría de los casos. Al mismo tiempo que la biotita decusada, es común que los fenocristales de cuarzo estén recristalizados en agregados microcristalinos de cuarzo con texturas granoblásticas.

Los anfíboles metamórficos de Rengård y Nör-Jörnsberget (**foto V-41**), al igual que la biotita del resto de muestras de GI, post-datan los procesos de alteración y deformación en JGC. Estos anfíboles son euhedrales a subhedrales, y cristalizan tanto sobre biotita y anfíbol ígneo como en zonas intercrystalinas. Además de formarse aprovechando los anfíboles previos (**foto V-38**). Los anfíboles en las zonas intercrystalinas (ferro-pargasitas de tamaño de grano muy fino) y sólo han sido identificados en la intrusión de Rengård; éstos parecen ser la última generación de cristales metamórficos de estas rocas (**foto V-40**). Ninguno de los anfíboles originados por metamorfismo en estas rocas de GI presentan orientación preferente, sino más bien se orientan indistintamente en cualquier dirección en la roca, o se orientan aprovechando los ejes de los cristales ígneos.

La tonalita hornbléndica de VIC tiene una textura muy diferente a la que ha sido descrita para las muestras de GI. La alternancia de bandas máficas de biotita y anfíbol con bandas leucocráticas formadas por plagioclasa y cuarzo granoblásticos, sumado a la orientación de todos los cristales máficos indica un metamorfismo regional dinámico. Son abundantes los relictos ígneos de plagioclasa y anfíbol que comúnmente se encuentran orientados según la deformación (**foto V-80**).

#### **VIII.5.4. Tipología del metamorfismo**

Las características observadas en las rocas de la fase GI sugieren que durante el evento térmico que metamorfizó esta fase de JGC, no existía ningún proceso dinámico que actuase sobre estas rocas. Es decir, el proceso térmico que da lugar a la cristalización de biotita y anfíbol metamórficos no es acompañado por procesos de deformación típicos de metamorfismo regional, los cuales suelen generar un bandeo o al menos la reorientación de los minerales. Al mismo tiempo, el hecho de que el anfíbol metamórfico sólo aparezca en un par de zonas, Rengård al sur de JGC y Nör-Jörnsberget en la zona central de GI (inmediaciones de plutón GII en Jörn), apunta hacia una mayor intensidad del metamorfismo en las zonas centrales y sur de GI con una atenuación hacia el norte y noroeste de JGC donde el metamorfismo no es apreciable ya que persisten cloritas producidas durante la alteración y no aparecen biotitas neoformadas. La información expuesta sugiere que el metamorfismo de GI es de carácter térmico estático, y podría ser definido como metamorfismo de contacto regional (Spear, 1995).

Las rocas de VIC presentan un metamorfismo más común por transformación de rocas tonalíticas en cuarzo-anfibolitas con un bandeo típico de zonas afectadas por metamorfismo regional. Del mismo modo el complejo de VIC es concordante en cuanto a deformación con las rocas volcánicas del Grupo Skellefte, caso que no es observado para las muestras de JGC ni incluso en los plutones de Rengård o Klockträsk que están encajados en los materiales volcánicos del Grupo Skellefte. La diferencia en edades entre las muestras de VIC y las de JGC podrían indicar que no son coetáneas, pero la datación del plutón tipo GI de Klockträsk tiene una edad similar a la de VIC, y Klockträsk presenta las mismas características respecto al metamorfismo que toda la fase GI (**Tablas VII-2 y VIII-3**).

#### **VIII.6. Petrogénesis de JGC**

##### **VIII.6.1. Fuente de las intrusiones de JGC**

Las muestras de intrusiones en las que hemos analizado Sm-Nd y  $\epsilon_{Nd}$  poseen valores positivos desde +2,0 a +3,8, con excepción en la muestra JO04-53 de la intrusión de Stavaträsk con -0,7. Estos valores de  $\epsilon_{Nd}$  indican la existencia de una fuente en el manto para las rocas que forman JGC, intrusiones satélite, VIC, Näsberget y pórfido dacítico subvolcánico de Maurlidén (**Tabla VIII-4**).

Muestras	Fase	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	$\epsilon_{Nd(t)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	T <sub>DM</sub>
J004-86	GI (SE)	4,70	26,8	0,1059	0,511644 ( $\pm 2$ s.e.)	- 19,4	+2,7	1.98
J004-110	GI (NW)	3,83	16,6	0,1398	0,512117	- 10,2	+3,8	1.91
J004-135	GI (SW)	3,10	14,6	0,1286	0,511936	- 13,7	+3,0	1.99
J004-75	Klockträsk	4,11	19,5	0,1275	0,511965	- 13,2	+3,8	1.91
J004-05	Näsberget	2,07	9,41	0,1333	0,512003	- 12,4	+3,2	1.98
J004-128	GIa	5,64	33,1	0,1030	0,511613	- 20,0	+2,9	1.97
J004-34	GIb (NE)	6,30	35,4	0,1076	0,511674	- 18,8	+2,9	1.97
J004-42	GIa (N)	4,94	30,3	0,0985	0,511557	- 21,1	+2,9	1.97
J003-45	GIb (E)	3,77	23,2	0,0982	0,511542	- 21,4	+2,6	1.99
J004-53	Stavaträsk	1,40	5,36	0,1574	0,512115	- 10,2	-0,7	2.54
J003-104	Maurliden	4,21	18,4	0,1388	0,512090	- 10,7	+3,6	1.94
VIC04-11	VIC	3,43	17,6	0,1179	0,511756	- 17,2	+2,0	2.05

**Tabla VIII-4.** Valores de isótopos de Sm, Nd y  $\epsilon_{Nd}$  de intrusiones de JGC, VIC, Stavaträsk, Klockträsk, Näsberget y pórfido subvolcánico de Maurliden.

En el Proterozoico, con edad aproximada de 1900 Ma, existe una fuente de manto empobrecido que produce grandes volúmenes de intrusiones y que actúa a escala global (DePaolo, 1981). En ese periodo se generan numerosos granitoides en el norte de Suecia con  $\epsilon_{Nd}$  y REE propios de fuente de manto empobrecido (Wilson et al., 1983; Skiöld and Cliff, 1984), siendo especialmente importante grandes volúmenes de granitoides de afinidad calcoalcalina en el margen sur de Karelia en el periodo 1.90-1.84 Ga (Wilson et al., 1985). El límite entre zonas con participación de corteza Arcaica queda marcado en el valor de  $\epsilon_{Nd}$  de las intrusiones de Suecia y se denomina APB (Archean-Proterozoic Boundary). Al norte del APB se encuentran rocas con valores de  $\epsilon_{Nd}$  negativos, indicando grado de participación de Corteza Arcaica, por el contrario al sur de ese límite las rocas poseen  $\epsilon_{Nd}$  positivos, en esa zona sur está el JGC (Wilson et al., 1987; Sköld et al., 1993; Öhlander et al. 1999; Mellqvist et al., 1999; Juhlin, 2002).

Si se extrae fundido de una fuente que se va empobreciendo a lo largo del tiempo, en nuestro caso desde 1900 hasta 1865 Ma, el valor de  $\epsilon_{Nd}$  incrementa de modo continuo en los fundidos obtenidos, fig. 6 en Tesis Doctoral de DePaolo (1978). Esto sugiere que ha de existir un proceso que modifique el valor de  $\epsilon_{Nd}$  en los fundidos generados o que se hayan generado de fuentes diferentes. Las similitudes en el valor de Sm-Nd, carácter geoquímico y REE indican la posibilidad de una misma fuente magmática activa largo tiempo y que genera los fundidos que dan lugar a JGC. Por todo esto la posibilidad más probable es la de una misma fuente con una ligera participación de materiales corticales en el caso de las intrusiones con menor  $\epsilon_{Nd}$ , ya que este desciende con la participación de materiales de Corteza Arcaica (Mansfeld, 2001). Varios trabajos calculan la participación de materiales provenientes de Corteza Arcaica en la modificación de  $\epsilon_{Nd}$  (Patchett and Bridgewater, 1984; Mellqvist et al., 1999), para ello hemos aplicado a nuestros valores de  $\epsilon_{Nd}$  la misma fórmula aplicada en Mellqvist et al. (1999) de la que se toman los valores promedios de  $\epsilon_{Nd}$  de -11,5 con edad de 1.9 Ga en Corteza Arcaica (Öhlander and Skiöld, 1994), 31 ppm de concentración de Nd en Corteza Arcaica (Öhlander et al., 1987) y asumiendo un valor de 10 ppm de Nd para el manto. La ecuación tiene la siguiente forma:

$$X = \frac{C_{Nd(DM)} \epsilon_{Nd(muestra)} - \epsilon_{Nd(DM)}}{C_{Nd(CC)} \epsilon_{Nd(CC)} - \epsilon_{Nd(muestra)}}; \text{ siendo } \% \text{ de participación de corteza } \% = \frac{100 \times X}{1 + X}$$

$C_{Nd(DM)} = 10$  ppm

$C_{Nd(CC)} = -11,5$  ppm

CC= corteza continental

DM= manto empobrecido (modelo de manto empobrecido: DePaolo, 1981)

Aplicando los cálculos de grado de participación cortical en las muestras que hemos analizado observamos que todas se agrupan entre 0-5%, la excepción es la muestra

J004-53 de la intrusión de Stavaträsk con una posible participación algo superior al 10% de corteza continental (**Tabla VIII-5**).

Muestras	Fase	$\epsilon_{Nd(t)}$	% participación
J004-86	GI (SE)	+2,7	2,9
J004-110	GI (NW)	+3,8	0,4
J004-135	GI (SW)	+3,0	2,2
J004-75	Klockträsk	+3,8	0,4
J004-05	Näsberget	+3,2	1,7
J004-128	GIIa	+2,9	2,4
J004-34	GIIb (NE)	+2,9	2,4
J004-42	GIIa (N)	+2,9	2,4
J003-45	GIII (E)	+2,6	3,1
J004-53	Stavaträsk	-0,7	12,3
J003-104	Maurliden	+3,6	0,8
VIC04-11	VIC	+2,0	4,6

**Tabla VIII-5.** Valores de participación de Corteza Arcaica en los fundidos de las intrusiones de JGC. Cálculos a partir de  $\epsilon_{Nd}$  y concentraciones de Nd en Corteza Arcaica (CC) y manto empobrecido (DM). A partir de Patchett and Bridgewater (1984) y Mellqvist et al. (1999).

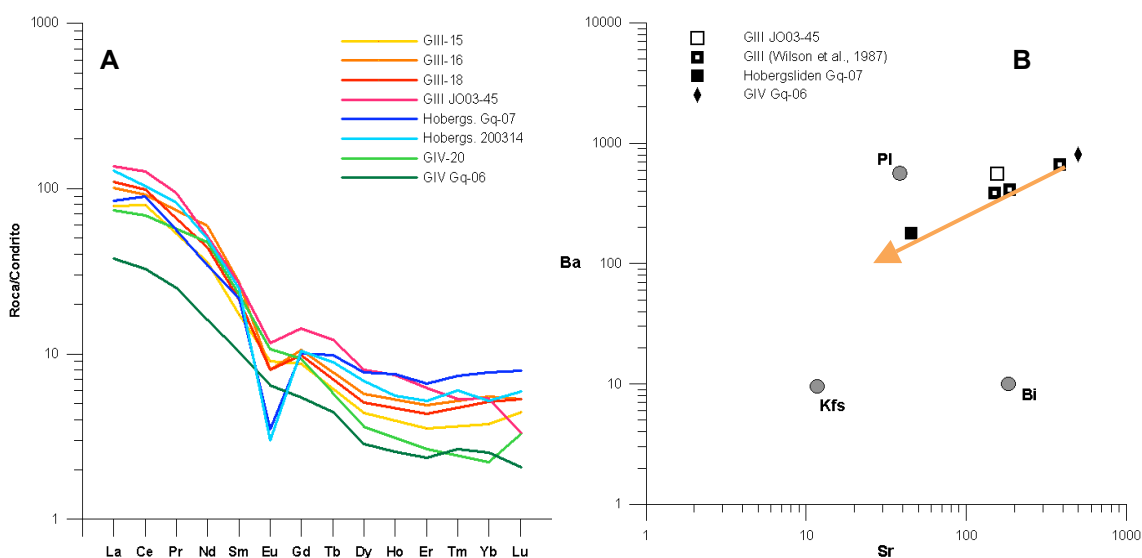
### VIII.6.2. Procesos de cristalización y diferenciación de las fases de JGC

La diferencia en edad que hemos establecido entre cada una de las intrusiones que forman JGC (**Tabla VII-2**) sugiere que se formaron en tres eventos magmáticos independientes: GI, GII y GIII. Estas diferencias implican la ausencia de procesos de diferenciación o cristalización fraccionada entre estas intrusiones pero no los descarta dentro de las subfases de cada uno de estos eventos (GIIa-GIIb y GIII-Hobergsliden-GIV).

Las muestras de GIIa y GIIb en el diagrama Harker (**Fig. VI-1**) se disponen con una correlación lineal inversa con el aumento de  $SiO_2$  en los diagramas de  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$  y  $MgO$ . En todos los casos las muestras de GIIb son menos evolucionadas que las de GIIa aunque alguna de las muestras se solapa, sin la existencia de hueco composicional entre ambas subfases de GII. El contenido de  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$  y  $MgO$  sugiere la cristalización de piroxeno y anfíbol en las muestras de GIIb, además de fases accesorias para explicar la relación de  $P_2O_5$  y  $TiO_2$ . Esta posibilidad se sustenta por el estudio petrográfico en el cual se observa la abundancia de clinopiroxeno (augita) y anfíbol (hornblenda) en las muestras de GIIb y, titanita y apatito como fases minerales accesorias abundantes en GIIb respecto GIIa. Los diagramas Harker para  $Al_2O_3$  y  $CaO$  son idénticos para las muestras de GIIa y GIIb lo que sugiere que no existe diferenciación o cristalización de feldespatos (plagioclasa y feldespato alcalino) entre la generación de ambas subfases, a este respecto los diagramas de  $Na_2O$  y  $K_2O$  son inconcluyentes (**Fig. VI-1**). El análisis modal de minerales de GII indica que el contenido relativo de feldespatos en GIIb y GIIa es muy similar en el caso de la plagioclasa pero GIIa contiene mayor porcentaje de feldespato alcalino.

La correlación lineal en los diagramas Harker (**Fig. VI-1**) de las muestras del grupo de edad de GIII (GIII, GIV y Hobergsliden) es mucho menor a la que se observa para GII debido a que todas estas muestras poseen un estrecho rango de valores de  $SiO_2$ . Las muestras del grupo de GIII dibujan correlación lineal inversa con aumento de  $SiO_2$  en el caso de  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  y  $CaO$  con los valores menos evolucionados para GIV siendo Hobergsliden la muestra más evolucionada y GIII localizada en la zona intermedia a ambas (**Fig. VI-1**). En el caso de los diagramas Harker de  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$  y  $MgO$  se observa la misma correlación lineal inversa pero las muestras de GIV y GIII se solapan.

El diagrama de REE de las muestras del grupo de GIII muestra una importante anomalía negativa de Eu en las muestras de Hobergsliden. Las muestras de GIII poseen una ligera anomalía negativa en Eu, la cual no existe en el caso de las muestras de GIV (**Fig. VIII-4**). Teniendo en cuenta que GIV es posterior a GIII los datos de REE y de mayores en Harker sugieren la formación a partir de una misma fuente con diferentes grados de fraccionación de minerales. La intrusión de Hobergsliden constituye el posible fundido separado a partir de GIII con la separación de plagioclasa (**Fig. VIII-4**), la petrografía sugiere este proceso debido a la mayor abundancia de feldespato alcalino en Hobergsliden y escasez relativa de plagioclasa respecto de GIII. En cambio, GIV constituye el último plutón y ocupa la zona interna de GIII, pero su composición en mayores y REE indica que se forma a partir de un separado menos evolucionado a partir de la misma fuente que GIII o Hobergsliden. El diagrama de Sr-Ba para las muestras de GIII representa los vectores de cristalización de biotita, plagioclasa y feldespato alcalino, en este diagrama se observa que el único vector es el de cristalización de feldespato alcalino (**Fig. VIII-4**).



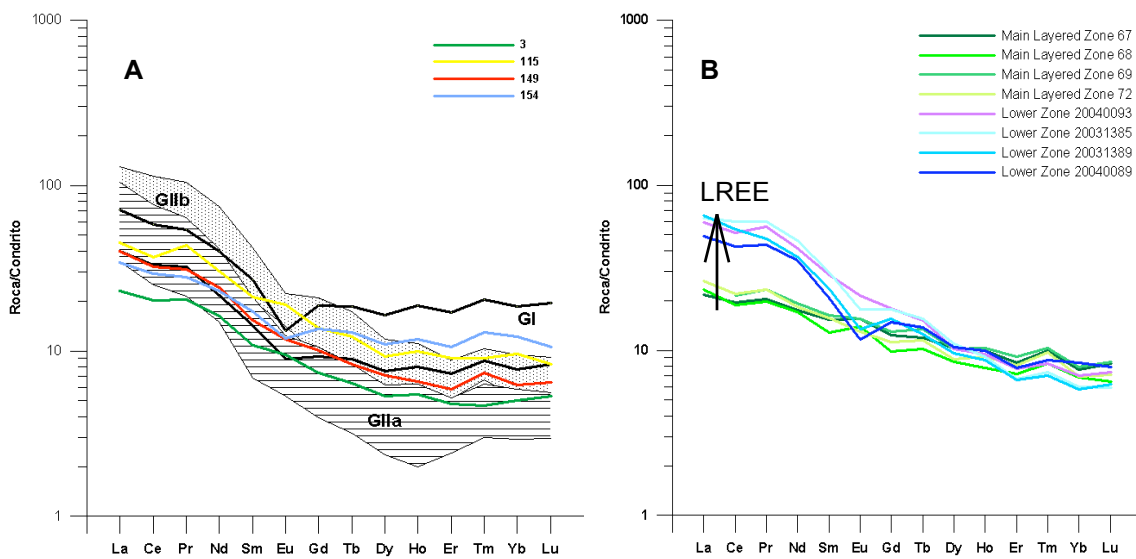
**Fig. VIII-4. A:** Diagrama de REE de las muestras del grupo de rocas de la misma edad que GIII (GIII, Hobergsliden y GIV). Muestras GIII-15, -16, -17 y GIV-20 de Wilson et al (1987); muestra Hobergsliden 200314 de SGU. **B:** diagrama Ba vs. Sr de las muestras de GIII, vectores de cristalización de feldespato alcalino (Kfs), plagioclasa (Pl) y biotita (Bi). La flecha naranja marca la cristalización exclusiva de plagioclasa de las muestras de GIII.

Asociado a las intrusiones de GI y GII se encuentran numerosas intrusiones máficas, especialmente importante en el caso del gabro de Näsberget en el norte del JGC. Esto sugiere varias posibilidades como la generación y ascenso de magmas básicos de origen mantélico a partir de los cuales se generarían las diferentes intrusiones de JGC, o que en el mismo área fuente se generen los diferentes fundidos que dan lugar a las fases del JGC. La primera posibilidad parece la más probable debido a la existencia de grandes volúmenes de roca básica.

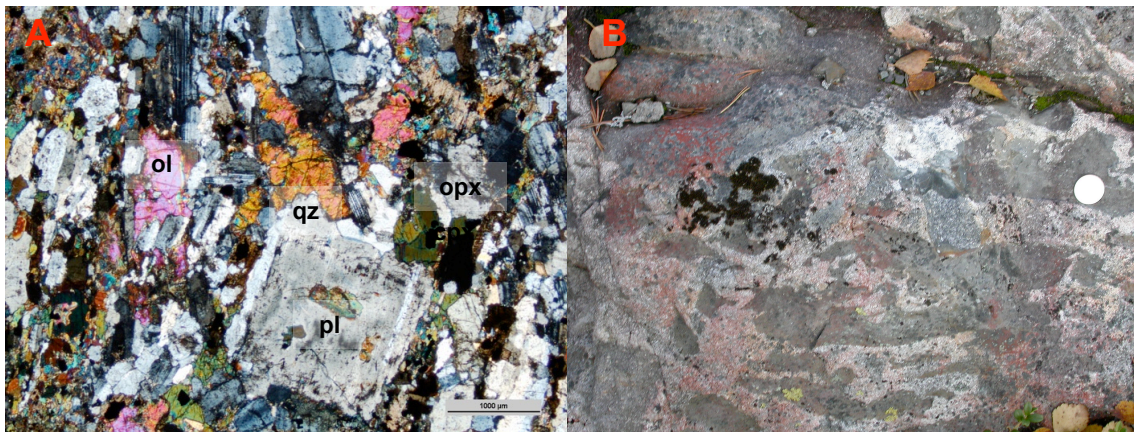
En el caso de las muestras de GI no existen grandes volúmenes de roca básica aflorante, aunque estas se localizan por estudios geofísicos al sur y este de Jörn. La muestra Gq-149 se corresponde con una gabronorita al este de la ciudad de Jörn cuyos valores de REE son muy similares a aquellos de GI, especialmente en LREE (**Fig. VIII-5A**).

A pesar de no existir dataciones del gabro de Näsberget, este contiene fragmentos de tonalita de GI, además su límite sur está marcado por el borde de los granitos de GIII por lo que posiblemente tenga una edad similar a la de GII. Los límites entre GII y

Näsberget en el borde este del gabro nos son claros, y está determinado por una falla regional. En los afloramientos de Stop 31-34 y 216-220 de 2004 se observan zonas donde GII está en contacto con los gabros de Näsberget, los contactos presentan bordes alabeados y en ciertas zonas dominan las rocas de GII, lo que parece responder a que ambos fundidos son coetáneos, o incluso la posibilidad de generación de GII a partir de gabros de Näsberget. El gabro de Näsberget en esta zona es fundamentalmente gabronoritas y gabros piroxeníticos hornbléndicos, comúnmente con algo de cuarzo y olivino (**foto VIII-1A**). En la intrusión GII existe algún afloramiento donde coexisten gabro y GII como fundidos que se han mezclado parcialmente (Stop 38 de 2004) con numerosos enclaves de bordes alabeados que indican estado de fusión de ambas litologías (**foto VIII-1B**). El patrón de REE de una muestra que se separa por bajo grado de fusión se caracteriza por alto contenido en LREE respecto a la fuente (fig. 6 de Tesis Doctoral de DePaolo, 1978), esa característica se observa en las rocas de la zona este de Näsberget (Lower Zone) respecto de la zona central (Main Layered Zone). El patrón de REE de las muestras de GII es idéntico al definido por las muestras del gabro de la zona este (Lower Zone) (**Fig. VIII-5B**).



**Fig VIII-5:** A: diagrama de REE de muestras básicas comparado con intrusiones del JGC. Muestras Gq-03 y -115 de gabros Näsberget, Gq-149 de gabro en GI y Gq-154 de basaltos porfídicos. B: diagrama de REE normalizado a condrito de muestras de Näsberget: Main Layered Zone (verde) y Lower Zone (azul).



**Foto VIII-1:** A: microfotografía de JO4-117 con nicoles cruzados (pl + opx + cpx + ol ± qz ± il/mt). B: afloramiento de GII con enclaves de gabro (posible Näsberget). Geometría y bordes curvos de los enclaves.

## VIII.7. PROPUESTA DE EVOLUCIÓN REGIONAL

El marco tectónico regional donde se desarrolla el Distrito Minero de Skellefte es el de un arco-isla volcánico. Este margen continental se localiza sobre una capa subductiva que se desplazaría bajo la zona continental en el sentido del actual norte (BABEL, 1990; Gaal and Gorbatshev, 1987; Korja et al., 1993). La base del distrito de Skellefte no es conocida pero aparentemente bajo éste se localizan una serie de rocas intrusivas de edad algo superior a 1.95 Ga y que constituirían el basamento del distrito minero de Skellefte (Wasström, 1996; Wasström, 2005).

1. La base del distrito minero de Skellefte la componen las rocas volcánicas submarinas del Grupo Skellefte, éstas se han formado en un entorno extensional en una región de intra-arco o arco-isla sobre una corteza de tipo oceánico. Es en el Grupo Skellefte donde se encuentran la mayoría de yacimientos minerales, aunque en la zona inferior del Grupo Vargfors también se encuentran algunas mineralizaciones. Las rocas de Grupo Skellefte se formaron entorno a 1.90-1.88 Ga. Asociadas a las rocas volcánicas del Grupo Skellefte están las rocas intrusivas tipo GI de JGC que, con la misma edad que las rocas volcánicas y geoquímica similar, sugieren una generación a partir de la misma fuente de magma que las rocas volcánicas.

2. Los procesos de alteración hidrotermal, deformación y metamorfismo están presentes exclusivamente en las muestras definidas como GI, y nunca son observables en GII o posteriores fases. Por ello la edad de estos procesos ha de ser aproximadamente posterior a 1885 Ma (GI) y previa a 1874 Ma (GII). Los minerales secundarios generados durante la alteración hidrotermal están afectados por la deformación, por lo que la deformación ha de ser coetánea con la alteración hidrotermal o posterior. En el caso del metamorfismo éste se produce posteriormente a la alteración hidrotermal y deformación, ya que las texturas metamórficas se desarrollan sobre los otros dos procesos. El metamorfismo tampoco se ha observado en las muestras de GII o posteriores por lo que el evento térmico que lo produce ha de ser previo o coetáneo con GII (ver siguiente párrafo).

3. Estratigráficamente sobre el Grupo Skellefte, y de modo concordante, se localizan las rocas sedimentarias y volcánicas que componen el Grupo Vargfors (Allen et al., 1996). La zona superior del Grupo Vargfors está dominada por sedimentos provenientes de Grupo Skellefte y cantos de la tonalita tipo GI de JGC. Probablemente formados en una cuenca durante un proceso de extensión en el distrito de Skellefte. La ignimbrita de Nicknoret correspondiente al Grupo Vargfors tiene una edad de  $1875 \pm 4$  Ma. No se han identificado fragmentos tipo GII o posteriores por lo que podrían no aflorar en el momento del depósito o no haber sido los fragmentos de fases posteriores a GI drenados en la cuenca que se ha preservado. Asociadas al Grupo Vargfors abundan las rocas máficas, tanto dioritas y gabros de Gallejaur como los basaltos que forman el dique sur en contacto con JGC (**Fig. V-29**). El dique podría haberse formado por el ascenso de magma por fallas durante la apertura de la cuenca donde se depositan los conglomerados formados por fragmentos de Grupo Skellefte y GI. Las rocas de la fase GII de JGC son coetáneas con las rocas volcánicas e intrusiones máficas del Grupo Vargfors. Con la generación del Grupo Vargfors y la fase GII de JGC también se origina la intrusión de Stavaträsk (dioritas y granodioritas). Entre las muestras de GII se observa un ligero cambio del carácter geoquímico de las rocas respecto a la fase GI, que varían desde rocas calcoalcalinas (GI) hacia las calcoalcalinas altas en K para las muestras de GII y afines (Stavaträsk). Como ha sido descrito, las muestras de GI están metamorfizadas, el evento térmico que lo produce puede estar relacionado con la generación del magmatismo asociado a Vargfors (dioritas, gabros y basaltos de dique sur) y los grandes volúmenes de magma ascendente que dan lugar a la fase GII. Tanto el magmatismo básico asociado a Vargfors como la fase GII son coetáneos.

4. El vulcanismo subaéreo del Grupo Arvidsjaur, al norte y noroeste del Distrito Minero de Skellefte, es coetáneo con las rocas del Grupo Vargfors y la generación de intrusiones tipo GII en JGC. La edad de las rocas de Arvidsjaur se sitúa entorno a los  $1878 \pm 2$  Ma de la muestra de riolitas de Skyberget y Gråträsk (Skiöld et al., 1993), que es prácticamente idéntica a la edad obtenida de GII en este trabajo (**Tabla VII-2**) y la de la ignimbrita del grupo Vargfors (**Tabla VIII-3**). Esto sugiere que estas rocas forman la expresión de vulcanismo subaéreo (continental) con el mismo origen en los procesos intrusivo de GII y Grupo Vargfors.

5. Las últimas rocas ígneas que se forman en el Distrito Minero de Skellefte son las correspondientes a las intrusiones GIII, Hobergsliden y GIV. La fase final de intrusión de JGC correspondiente con GIII, se produce entorno a 1865 Ma (**Tablas VII-2 y VIII-3**). Las rocas de GIII, GIV y Hobergsliden se corresponden con otro cambio en la naturaleza geoquímica de las intrusiones, ya que se pasa de rocas calcoalcalinas a calcoalcalinas altas en K (granitoides alcalinos cálcicos), aunque los patrones de REE son casi idénticos a las muestras de GIIa.

## **IX. CONCLUSIONES**



## IX. CONCLUSIONES

- Existen tres grupos principales de facies descritos entre los granitoides del Complejo de Granitoides de Jörn y que responden a tres eventos intrusivos diferenciados. El primero constituido por GI y las intrusiones satélite asociadas; el segundo formado por GII y probablemente las rocas básicas del Complejo Bandeado de Näsberget; finalmente constituyen un grupo diferenciado las rocas de GIII y GIV. Las diferencias entre estos grupos son sistemáticas, y se reflejan en mineralogía, texturas, alteración, metamorfismo, rasgos geoquímicos y edad. En particular, las diferencias geoquímicas que mostramos sugieren una evolución espaciotemporal que incluye variaciones significativas en el tipo de magma generado.
- Las características geoquímicas, propiedades petrográficas y edad de las rocas del grupo de GI permite establecer una relación directa con las intrusiones satélite de Klockträsk y Rengård, además de los pequeños plutones de Kläddberget y Brannliden, al sur y sureste de JGC.
- Las rocas volcánicas del Grupo Skellefte, conjuntamente a las mineralizaciones Petikträsk, Maurliden o el pórfido cuprífero de Tallberg, pertenecen al mismo evento magmático que generó las intrusiones tipo GI.
- Existe una relación entre la fase GI de JGC con la tonalita hornbléndica de VIC, en tanto que son similares en carácter geoquímico, ambas fases han experimentado procesos de alteración y deformación (aunque de intensidad muy diferente) relacionados con la generación de yacimientos, además de mostrar edades similares. A su vez, ambos complejos presentan fases que posdatan la alteración hidrotermal como son las fases GII a GIV de JGC y las trondhjemitas porfídicas de VIC.
- Las trondhjemitas de VIC se correlacionan geoquímicamente con el grupo de muestras de JGC compuesto por GII y se diferencian claramente de aquellas muestras de la fase GI de JGC. Se produce un cambio importante en el carácter geoquímico de los magmas que se emplazan entre las fases tempranas de JGC, VIC y Grupo Skellefte, frente a las fases tardías de JGC y VIC. Sugerimos que es posible que ese cambio en el carácter químico es el mismo que marca el paso del vulcanismo submarino de Grupo Skellefte al vulcanismo subaéreo del Grupo Arvidsjaur.
- La naturaleza de los magmas varía con el tiempo desde granitoides cálcicos para GI; transición de cálcicos a calco-alcalinos para GIIa, siendo calco-alcalinos los de GIIb; finalmente las rocas del grupo de GIII son de naturaleza alcalino-cálcica. Todas las rocas son peraluminicas con excepción de la totalidad de las muestras de GIII que se clasifican como peralcalinas [(Na+K)>Al].
- El ambiente geotectónico de todas las fases intrusivas de JGC, VIC, Hobergsliden y Antak es de Granitoides de Arco Volcánico (VAG). Las intrusiones se han emplazado en los niveles subvolcánicos de una cuenca extensiva.
- La deformación, alteración hidrotermal y metamorfismo son exclusivas del grupo de rocas de GI, lo cual permite una estimación del tiempo transcurrido entre los eventos, que necesariamente ocurrieron, entre el emplazamiento de GI (circa 1885 Ma) y el de GII (circa 1875 Ma). Se trata de un intervalo potencialmente significativo, que considerado conjuntamente con la variación de la geoquímica de las rocas del JGC indica un importante evento geológico entre el emplazamiento de GI y GII.
- La alteración hidrotermal se extiende por todas las muestras de GI, con especial intensidad en las zonas del sur y noroeste de JGC; la zona oeste de JGC aparentemente ha sido menos afectada por procesos de alteración y deformación. La deformación, posdata la alteración hidrotermal, es de carácter frágil de baja

temperatura a frágil dúctil la cual abarca toda la extensión de GI en JGC; las zonas cercanas al contacto sur están fuertemente foliadas paralelas al contacto.

- Los datos sugieren que la alteración hidrotermal y las mineralizaciones en las rocas volcánicas del Grupo Skellefte están relacionados con anomalías térmicas asociadas a la generación de magmas. Esto está directa o indirectamente relacionado con la generación y/o emplazamiento de rocas calcoalcalinas tardías representadas por las intrusiones poco profundas de GII y Näsberget.
- Las condiciones P-T de las muestras de Rengård indican que el reequilibrio durante el metamorfismo alcanzó los 800° C y 4 kbar, frente a las condiciones intrusivas de tonalitas de GI 2.5 kbar y 760° C. Las intrusiones de GII se emplazan entorno a 1.66 kbar y 690° C para GIIa, y 2.7 kbar y 720° C para GIIb y enclaves microgranulares.
- El metamorfismo, exclusivo de GI, en la zona de JGC es de carácter estático (metamorfismo de contacto regional) con una aparente mayor intensidad hacia el S en la zona de Petikträsk y las rocas de la tonalita de Rengård. La zona norte de JGC no está afectada por metamorfismo.
- El metamorfismo que se refleja en las rocas de VIC muestra características de metamorfismo regional asociado a intensa deformación dúctil, al igual que las muestras del Grupo Skellefte en ese área. Una posibilidad que indicamos es que ambos eventos metamórficos tengan un mismo origen en un evento térmico a escala regional, y que las diferencias entre JGC y VIC sean exclusivamente debidas a que la parte más oriental no fue afectada por procesos de deformación por depositarse sobre un basamento estable.
- Los valores de  $\epsilon_{Nd}$  (+2,0 a +3,8) indican la existencia de una fuente en el manto empobrecido arcaico para las rocas que forman JGC, intrusiones satélite, VIC, Näsberget y pórfido dacítico subvolcánico de Maurliden. Únicamente la muestra de la granodiorita de Stavaträsk posee valores de  $\epsilon_{Nd}$  (-0,7) que indican una pequeña participación de los materiales de Corteza Arcaica.
- Han sido establecidos tres periodos intrusivos bien diferenciados:
  - a) El primero implica la generación de GI e intrusiones satélite (Rengård y Klockträsk) de carácter cálcico asociada a las rocas volcánicas del Grupo de Skellefte. La actividad comienza al menos hace 1900 Ma y es activa hasta los 1885 Ma para el vulcanismo e intrusiones más jóvenes de este periodo. Las fases más antiguas se localizan tanto a oeste (Kristineberg) como en el este del distrito minero de Skellefte, donde la intrusión satélite de Klockträsk es el cuerpo ígneo más antiguo (1897 ±10 Ma). En la zona central tanto la riolita de Finnsliden como la tonalita de GI en Halmyrtjärnen poseen edades de 1900 Ma. La mayoría de las intrusiones de GI tienen una edad de 1885 Ma, incluyendo la intrusión satélite de Rengård.
  - b) El segundo periodo intrusivo implica la generación de las intrusiones de GII, Näsberget (¿?) y Stavaträsk con una edad aproximada de 1875 Ma y de naturaleza calco-alcalina. Las edades de estas rocas han sido definidas tanto a Norte, Sur como al Este de JGC.
  - c) El tercer periodo claramente definido es el que concierne a la generación de intrusiones alcalino-cálcicas a alcalinas de GIII, GIV y Hobergsliden con una edad de 1865 Ma. Todas estas rocas se localizan en el centro de JGC.

## **X. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**



## X. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbot, D., Burgess, L., Longhi, J. and Smith, W.H.F., 1994. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99: 13835-13850.
- Agemar, T., Wörner, G. and Heumann, A., 1999. Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136(4): 331-344.
- Ahall, K.-I. and Connelly, J., 1998. Intermittent 1.53-1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research*, 92(1): 1-20.
- Ahall, K.-I. and Connelly, J., 1998. Intermittent 1.53-1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research*, 92(1): 1-20.
- Ahall, K.-I., Connelly, J. and Brewer, T.S., 2002. Transitioning from Svecofennian to Transcandinavian Igneous Belt (TIB) magmatism in SE Sweden: Implications from the 1.82 Ga Eksjö tonalite. *GFF Geologiska Föreningen*, 124(4): 217-224.
- Aleksandrowski, P., 2003. Is the notion of Caledonian appropriate to the Sudetes? *Mineralogical Society of Poland*, 23: 1-4.
- Allen, R.L., Lundstrom, I., Ripa, M. and Christofferson, H., 1996. Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology*, 91(6): 979-1008.
- Allen, R.L. and Weihed, P., 2002. Global comparisons of volcanic-associated massive sulphide districts. *Geological Society, London, Special Publications*, 204(1): 13-37.
- Allen, R.L., Weihed, P. and Svenson, S.-A., 1996. Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte District, Sweden. *Economic Geology*, 91(6): 1022-1053.
- Almond, D.C., Osman, A.A. and Ahmed, F., 1997. The Arba'at Granite, Sudan: a mineralised, Pan-African intrusion enhanced by hydrothermal metasomatism. *Journal of African Earth Sciences*, 24(3): 335-350.
- Amelin, Y.V., Heaman, L.M. and Semenov, V.S., 1995. U--Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research*, 75(1-2): 31-46.
- Andersen, T. and Sundvoll, B., 1995. Neodymium isotope systematics of the mantle beneath the Baltic shield: Evidence for depleted mantle evolution since the Archaean. *Lithos*, 35(3-4): 235-243.
- Anderson, U.B. and Wikstrom, A., 2001. Growth-related 1.85-1.55 Ga magmatism in the Baltic Shield; a review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB 1-related, and Gothian events - A discussion. *GFF Geologiska Föreningen*, 123(1): 55-58.
- Andersson, U.B., Eklund, O., Frojdo, S. and Konopelko, D., 2006. 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian Shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment. *Lithos*, 86(1-2): 110-136.

- Andersson, U.B., Hogdahl, K., Sjöström, H. and Bergman, S., 2006. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U-Pb geochronology. *Geological Magazine*, 143(5): 679-697.
- Annen, C., Blundy, J. and J., S.R.S., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505-539.
- Årebäck, H., Barrett, T., Abrahamsson, S. and Fagerström, P., 2005. The Palaeoproterozoic Kristineberg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden, part I: geology. *Mineralium Deposita*, 40(4): 351-367.
- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E. and Friedman, I., 1978. Geochemistry of the Gabbro-Diorite--Tonalite--Trondhjemite Suite of southwest Finland and its Implications for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic Magmas. *J. Petrology*, 19(2): 289-316.
- BABEL, W.g., 1990. Evidence for Early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield. *Nature*, 348: 34-38.
- Balling, N., 2000. Deep seismic reflection evidence for ancient subduction and collision zones within the continental lithosphere of northwestern Europe. *Tectonophysics*, 329(1-4): 269-300.
- Banos, J.O. and Amouric, M., 1984. Biotite chloritization by interlayer brucitization as seen by HRTEM. *American Mineralogist*, 69(9-10): 869-871.
- Bard, J.P., 1985. *Microtexturas de rocas ígneas y metamórficas*. Masson.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Editor), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- Bastos-Leal, L.R. et al., 2003. SHRIMP U-Pb,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umburanas greenstone belt, northern São Francisco craton, Brazil. *Journal of American Earth Sciences*, 15(4): 775-785.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *J. Petrology*, 37(3): 521-552.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L. and O'Reilly, S.Y., 2006. Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples From Eastern Australian Granitoids. *J. Petrology*, 47(2): 329-353.
- Benisek, A., Dachs, E. and Cemic, L., 1999. Heat capacities of Tschermak substituted Fe-biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(1): 53-61.
- Bergman-Weihed, J., 2000. Paleoproterozoic deformation zones in the Skellefte and Arvidsjaur areas, northern Sweden. In: P. Weihed (Editor), *Research Paper C 833. Economic geology research*. Sveriges Geologiska Undersökning, pp. 46-68.
- Bergman-Weihed, J., Bergström, U., Billström, K. and Weihed, P., 1996. Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte District, northern Sweden. *Economic Geology*, 91(6): 1073-1097.
- Bergström, U., 1997. Marginal basin magmatism in an ancient volcanic arc: Petrology of the Mala-group basalts, Skellefte District, northern Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*,

119: 151-157.

- Bergström, U., 2000. Geochemistry and tectonic setting of volcanic units in the northern Västerbotten county, northern Sweden. In: P. Weihed (Editor), Research Paper C 833. Economic geology research. Sveriges Geologiska Undersökning, pp. 69-92.
- Bergström, U., Billström, K. and Sträng, T., 1999. Age of the Kristineberg Pluton, western Skellefte district, northern Sweden. In: S. Bergman (Editor), Research Paper C 381. Radiometric dating results 4. Sveriges Geologiska Undersökning, pp. 7-19.
- Bergström, U. and Weihed, P., 1991. Structural aspects of some gold mineralizations in the Skellefte District. GFF Geologiska Föreningen, 113: 42-44.
- Berry, L.G. and Masson, B., 1983. Mineralogy: Concepts, Descriptions and Determinations. W. H. Freeman, 630 pp.
- Berthelsen, A., 1998. The Tornquist Zone norwest of the Carpatians: An intraplate pseudosuture. GFF Geologiska Föreningen, 120: 223-230.
- Berthelsen, A. and Marker, M., 1986. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield. Tectonophysics, 126(1): 31-55.
- Best, M.G., 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. Freeman, 630 pp.
- Bhadra, S. and Bhattacharya, A., 2007. The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: Constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages. American Mineralogist, 92(4): 491-502.
- Bickle, M.J., 1986. Implications of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archaean. Earth and Planetary Science Letters, 80(3-4): 314-324.
- Billstrom, K., Frietsch, R. and Perdahl, J.-A., 1997. Regional variations in the Pb isotopic compositions of ore galena across the Archaean-Proterozoic border in northern Sweden. Precambrian Research, 81(1-2): 83-99.
- Billstrom, K. and Weihed, P., 1996. Age and provenance of host rocks and ores in the Paleoproterozoic Skellefte District, northern Sweden. Economic Geology, 91(6): 1054-1072.
- Blundell, D., Arndt, N., Cobbold, P.R. and Heinrich, C., 2005. 9: Processes of tectonism, magmatism and mineralization: Lessons from Europe. Ore Geology Reviews, 27(1-4): 333-349.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104(2): 208-224.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liegeois, J.-P. and Vander Auwera, J., 2003. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites. Precambrian Research, 124(2-4): 149-184.
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R. and Stephenson, R.A., 2001. EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia. Tectonophysics, 339(1-2):

- Brigatti, M.F., Galli, E. and Poppi, L., 1991. Effect of Ti substitution in biotite-1M crystal chemistry. *American Mineralogist*, 76(7-8): 1174-1183.
- Buettner, S.H., 1999. The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions; an example from the central European Variscan Belt. *American Mineralogist*, 84(11-12): 1781-1792.
- Burke, E.A.J. and Leake, B.E., 2005. "Named Amphiboles": A new category of amphiboles recognized by the International Mineralogical Association (IMA) and a defined sequence order for the use of prefixes in amphibole names. *American Mineralogist*, 90: 516-517.
- Campbell, I.H. and Taylor, S.R., 1983. No Water, No Granites - No Oceans, No Continents. *Geophysical research letters*, 10(11): 1061-1064.
- Carmichael, I.S.E., 1964. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *J. Petrology*, 5: 435-460.
- Cawood, P.A., Kr, ner, A. and Pisarevsky, S., 2006. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today*, 16(7): 4-11.
- Ching-Hua, L. and Onstott, T.C., 1989. <sup>39</sup>Ar recoil artifacts in chloritized biotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10): 2697-2711.
- Claesson, L.A., 1985. The geochemistry of early Proterozoic metavolcanic rocks hosting massive sulphide deposits in the Skellefte district, northern Sweden. *Journal of the Geological Society*, 142(5): 899-909.
- Claesson, L.A., 1987. Nd isotope data on 1.9-1.2 Ga old basic rocks and metasediments from the Bothnian basin, central Sweden. *Precambrian Research*, 35: 115-126.
- Claesson, S., Bogdanova, S.V., Bibikova, E.V. and Gorbatshev, R., 2001. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics*, 339(1-2): 1-18.
- Claesson, S., Huhma, H., Kinny, P.D. and Williams, I.S., 1993. Svecofennian detrital zircon ages--implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 64(1-4): 109-130.
- Claesson, S. and Lundqvist, T., 1995. Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos*, 36(2): 115-140.
- Cocherie, A., 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2517-2522.
- Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322(1-2): 153-162.
- Condie, K.C., 2002. Continental growth during a 1.9-Ga superplume event. *Journal of Geodynamics*, 34(2): 249-264.
- Condie, K.C., 2002. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1):

- Condie, K.C., 2004. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2): 319-332.
- Cosca, M.A., Mezger, K. and Essemne, E.J., 1998. The Baltica-Laurentia connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling, and unroofing in the Bamble sector, Norway. *The Journal of Geology*, 106: 539-552.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allend and Unwin, 450 pp.
- Davies, J.F. and Whitehead, R.E., 2006. Alkali-Alumina and MgO-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites. *Exploration and Mining Geology*, 15(1-2): 75-88.
- Davies, J.F. and Whitehead, R.E., 2006. Alkali-Alumina and MgO-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites. *Exploration and Mining Geology*, 15(1-2): 75-88.
- Davis, W.J., Canil, D., MacKenzie, J.M. and Carbo, G.B., 2003. Petrology and U-Pb geochronology of lower crustal xenoliths and the development of a craton, Slave Province, Canada. *Lithos*, 71: 541-573.
- De la Rosa, J.D., Chacón, H., Sánchez de la Campa, A.M., Carrasco, R. and Nieto, J.M., 2001. Metodología y análisis de los elementos traza-REE mediante ICP-MS del Standar SARM 1 (granito) y SARM 4 (norita). In: M. Lago, E. Arranz and C. Galé (Editors), III Congreso Ibérico de Geoquímica, Zaragoza, pp. 435-438.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman Scientific Technical, 696 pp.
- DePaolo, D.J., 1978. Study of magma sources, mantle structure and the differentiation of the Earth from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  in igneous rocks, California Institute of Technology, Pasadena, California, 276 pp.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- DePaolo, D.J., Linn, A.M. and Schubert, G., 1991. The Continental Crustal Age Distribution: Methods of Determining Mantle Separation Ages From Sm-Nd Isotopic Data and Application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96: 2071-2088.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976. Nd Isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical research letters*, 3(5): 249-252.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. and Duthou, J.-L., 2005. Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 149(3): 247-265.
- Dorais, M.J., 2003. The petrogenesis and emplacement of the New Hampshire plutonic suite. *Am J Sci*, 303(5): 447-487.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating  $\text{Fe}^{3+}$  in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineral Mag*, 51: 431-437.

- Drummond, M.S. and Defant, M.J., 1987. A Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crystal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95: 21503-21521.
- Dumas, H., 1986. The metasedimentary formations in the central part of the Skellefte District (northern Sweden), 17th Nordic geological meeting, Helsinki, Finland.
- Dunn, T., 1987. Partitioning of Hf, Lu, Ti and Mn between olivine, clinopyroxene and basaltic liquid. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 96: 476-484.
- Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68(9-10): 880-899.
- Eggleton, R.A. and Banfield, J.F., 1985. The alteration of granitic biotite to chlorite. *American Mineralogist*, 70(9-10): 902-910.
- Eilu, P. and Weihed, P., 2005. 8-2: Fennoscandian shield -- Orogenic gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 27(1-4): 326-327.
- Eklund, O., Konopelko, D., Rutanen, H., Frojdo, S. and Shebanov, A.D., 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*, 45(1-4): 87-108.
- Elthon, D. and Casey, J.F., 1985. The very depleted nature of certain primary mid-ocean ridge basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(1): 289-298.
- Enmark, T. and Parasnis, D.S., 1980. Ambiguity in gravity interpretation and the deep structure of the Jörn-Bastutrask area of the Skellefte field in Northern Sweden. *Geoexploration*, 18(3): 221-230.
- Ernst, W.G. and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83: 952-969.
- Esawi, E.K., 2004. AMPH-CLASS: An Excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphiboles based on the 1997 recommendations of the International Mineralogical Association. *Computers & Geosciences*, 30(7): 753-760.
- Feenstra, A., 1996. An EMP and TEM--AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos Cyclades, Greece) and the Implications of Fine-scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations. *J. Petrology*, 37(2): 201-233.
- Femenias, O. et al., 2006. Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist*, 91(1): 73-81.
- Frost, B.R. et al., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *J. Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Gaal, G., 1990. Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, 46(1-2): 83-114.
- Gaal, G. and Gorbatshev, R., 1987. An Outline of the precambrian evolution of the Baltic

- shield. *Precambrian Research*, 35: 15-52.
- Galley, A.G., 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 38(4): 443-473.
- Garfunkel, Z. and Greiling, R.O., 1998. A thin orogenic wedge upon thick foreland lithosphere and the missing foreland basin. *Geologische Rundschau*, 87(3): 314-325.
- Gavelin, S., 1955. Sulphide mineralization in the Skellefte District, northern Sweden, and its relation to regional granitization. *Economic Geology*, 50(8): 814-831.
- Gavelin, S., 1976. Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte District, Sweden. *Economic Geology*, 71(3): 672-674.
- Gifkins, C.C. and Allen, R.L., 2001. Textural and Chemical Characteristics of Diagenetic and Hydrothermal Alteration in Glassy Volcanic Rocks: Examples from the Mount Read Volcanics, Tasmania. *Economic Geology*, 96(5): 973-1002.
- González-Roldán, M.J., Donaire, T., Pascual, E. and Allen, R.L., 2006. Secuencia de emplazamiento, alteración hidrotermal y metamorfismo en el Complejo Intrusivo de Jörn, distrito minero de Skellefte, norte de Suecia. *Geogaceta*, 40(1): 115-118.
- González-Roldán, M.J., Pascual, E., Donaire, T. and Allen, R.L., 2007. Comparación de los Complejos Intrusivos de Jörn y Viterliden en el distrito minero de Skellefte, norte de Suecia. *Geogaceta*, 43: 15-18.
- Gorbatshev, R. and Bogdanova, S., 1993. Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 64(1-4): 3-21.
- Green, T.H. and Pearson, N.J., 1983. Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305: 414-416.
- Gurnis, M., 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, 332(6166): 695-699.
- Hall, A., 1998. *Igneous Petrology*. Longman, 551 pp.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E.a., 1986. Aluminum in hornblende; an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12): 1297-1313.
- Hannington, M.D., Kjarsgaard, I.M., Galley, A.G. and Taylor, B., 2003. Mineral-chemical studies of metamorphosed hydrothermal alteration in the Kristineberg volcanogenic massive sulfide district, Sweden. *Mineralium Deposita*, 38(4): 423-442.
- Hanski, E., Huhma, H. and Vaasjoki, M., 2001. Geochronology of northern Finland. In: M. Vaasjoki (Editor), Especial Paper 33. Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. Geological Survey of Finland.
- Hanson, G.N., 1980. Rare earth elements in the in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual reviews of Earth and Planetary Science*, 8: 371-406.
- Hanson, G.N., 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1): 79-97.

- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Reis (Editors), *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc., pp. 67-81.
- Hart, T.R., Gibson, H.L. and Leshner, C.M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, 99(5): 1003-1013.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A. and Wildman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of rare earth elements. In: L.H. Ahrens (Editor), *Origin and distribution of the elements*. Pergamon, Oxford, pp. 889-911.
- Henry, D.J. and Guidotti, C.V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87(4): 375-382.
- Hermansson, T., Stephens, M.B., Corfu, F., Andersson, J. and Page, L., 2007. Penetrative ductile deformation and amphibolite-facies metamorphism prior to 1851 Ma in the western part of the Svecofennian orogen, Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, 153(1-2): 29-45.
- Hess, P.C., 1989. *Origins of igneous rocks*. Harvard University Press, 344 pp.
- Hey, D.J., 1954. A new review of the chlorites. *Mineral Mag*, 30: 277-292.
- Hodges, K.V. and McKenna, L.W., 1987. Realistic propagation of uncertainties in geologic thermobarometry. *American Mineralogist*, 72(7-8): 671-680.
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219-229.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4): 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4): 231-239.
- Huhma, H., Mutanen, T. and Whitehouse, M., 2004. Oldest rocks of the Fennoscandian Shield: the 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjärvi granulite belt, Finland, The 26th Nordic Geological Winter Meeting, pp. 10-14.
- Hutchison, C.S., 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. A Wiley-Interscience Publication. New York: John Wiley & Sons, 527 pp.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9): 837-841.

- Juhlin, C. et al., 2002. Crustal reflectivity near the Archaean-Proterozoic boundary in northern Sweden and implications for the tectonic evolution of the area. *Geophysical Journal International*, 150(1): 180-197.
- Jurvanen, T., Eklund, O. and Väisänen, M., 2005. Generation of A-type granitic melts during the late Svecofennian metamorphism in southern Finland. *GFF Geologiska Föreningen*, 127(2): 139-147.
- Karlstrom, K.E. et al., 2001. Long-lived (1.8-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research*, 111(1-4): 5-30.
- Kathol, B., Bergman, S. and Persson, P.-O., 2002. Early Svecokarelian deformation and metamorphism in the Skellefte district and surrounding areas, northern Sweden, SGU report, pp. 10-110.
- Kathol, B. and Persson, P.O., 1997. U-Pb zircon dating of the Antak granite, northeastern Västerbotten County, northern Sweden. In: T. Lundqvist (Editor), *Research Paper C 830. Radiometric dating results. Sveriges Geologiska Undersökning*, pp. 6-13.
- Kinck, J.J., Husebye, E.S. and Larsson, F.R., 1993. The Moho depth distribution in Fennoscandia and the regional tectonic evolution from Archean to Permian times. *Precambrian Research*, 64(1-4): 23-51.
- Klockmann, F. and Ramdohr, P., 1961. *Tratado de mineralogía*. Gustavo Gili, Barcelona, 736 pp.
- Kogure, T. and Banfield, J.F., 2000. New insights into the mechanism for chloritization of biotite using polytype analysis. *American Mineralogist*, 85(9): 1202-1208.
- Korja, A. and Heikkinen, P., 2005. The accretionary Svecofennian orogen--insight from the BABEL profiles. *Precambrian Research*, 136(3-4): 241-268.
- Korja, A., Korja, T., Luosto, U. and Heikkinen, P., 1993. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield implications for Precambrian crustal evolution. *Tectonophysics*, 219(1-3): 129-152.
- Korja, A., Lahtinen, R. and Nironen, M., 2006. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1): 561-578.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In: H.H. Hess and A. Poldervaart (Editors), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Interscience, New York, pp. 623-688.
- Lahtinen, R. and Huhma, H., 1997. Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93-1.79 Ga Svecofennian crust and mantle in Finland. *Precambrian Research*, 82(1-2): 13-34.
- Lameyre, J. and Bowden, P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2): 169-186.
- Large, R.R., Gemell, J.B., Paulick, H. and Huston, D.L., 2001. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Litho-geochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits.

- Economic Geology, 96(5): 957-971.
- Le Maitre, R.W., 1976. The Chemical Variability of some Common Igneous Rocks. *J. Petrology*, 17(4): 589-598.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of Amphiboles. *Mineral Mag*, 42: 533-569.
- Leake, B.E., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 00035(00001): 219-247.
- Leake, B.E. et al., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature. *American Mineralogist*, 89(5-6): 883-887.
- Lilljeqvist, 2002. The Gallejaur Structure, northern Sweden. *Georange Field Guide*.
- Lindh, A., 2005. Origin of chemically distinct granites in a composite intrusion in east-central Sweden: geochemical and geothermal constraints. *Lithos*, 80(1-4): 249-266.
- Lozano, R. and Bernal, J.P., 2005. Composición química, clasificación y caracterización de los minerales del grupo de las cloritas. *Boletín de mineralogía*, 16: 1-20.
- Lundberg, B., 1980. Aspects of the geology of the Skellefte Field, northern Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*, 102(2): 156-166.
- Lundmark, C., Stein, H. and Weihed, P., 2005. The geology and Re-Os geochronology of the Palaeoproterozoic Vaikijaur Cu-Au-(Mo) porphyry-style deposit in the Jokkmokk granitoid, northern Sweden. *Mineralium Deposita*, 40(4): 396-408.
- Lundqvist, T., Vaasjoki, M. and Persson, P.-O., 1998. U-Pb ages of plutonic and volcanic rocks in the Svecofennian Bothnian Basin, central Sweden, and their implications for the Palaeoproterozoic evolution of the Basin. *GFF Geologiska Föreningen*, 102(4): 357-363.
- Lundström, I., Persson, P.O. and Bergström, U., 1999. Indications of early deformational events in the northeastern part of the Skellefte field. Indirect evidence from geological and radiometric data from the Stavaträsk-Klintån area, Boliden map-sheet. In: S. Bergman (Editor), *Radiometric dating results 4*. SGU C831:52-69.
- Lundström, I., Vaasjoki, M. and Persson, P.O., 1997. Radiometric age determinations of plutonic rocks in the Boliden area; the Hobergsliden granite and the Stavaträsk diorite. In: T. Lundqvist (Editor), *Research Paper C 830. Radiometric dating results 3*. Sveriges Geologiska Undersökning, pp. 20-30.
- Lutro, O. et al., 1995. Metamorphic structural and isotopic age map of the central Fennoscandia. *Terra Abstracts*, 7(1): 277.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H. and Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Logman, Harlow, Essex, 148 pp.
- Malehmir, A., Tryggvason, A., Juhlin, C., Rodriguez-Tablante, J. and Weihed, P., 2006. Seismic imaging and potential field modelling to delineate structures hosting VHMS deposits in the Skellefte Ore District, northern Sweden. *Tectonophysics*, 426(3-4): 319-334.
- Malehmir, A., Tryggvason, A., Lickorish, H. and Weihed, P., 2007. Regional structural profiles

in the western part of the Palaeoproterozoic Skellefte Ore District, northern Sweden. *Precambrian Research*, 159(1-2): 1-18.

- Manning, C.E., Weston, P.E. and Mahon, K.I., 1996. Rapid high-temperature metamorphism of East Pacific Rise gabbros from Hess Deep. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1-2): 123-132.
- Mansfeld, J., 1996. Geological, geochemical and geochronological evidence for a new Palaeoproterozoic terrane in southeastern Sweden. *Precambrian Research*, 77(1): 91-103.
- Mansfeld, J., 2001. Age and [epsilon]Nd constraints on the Palaeoproterozoic tectonic evolution in the Baltic-Sea region. *Tectonophysics*, 339(1-2): 135-151.
- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R.L., 1993. *Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, Tasmania, 198 pp.
- Mellqvist, C., Ohlander, B., Skiold, T. and Wikstrom, A., 1999. The Archaean-Proterozoic Palaeoboundary in the Lulea area, northern Sweden: field and isotope geochemical evidence for a sharp terrane boundary. *Precambrian Research*, 96(3-4): 225-243.
- Mellqvist, C., Weihed, B.Ö. and Schöberg, H., 2003. Some aspects on the subdivision of the Haparanda and Jörn intrusive suites in northern Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*, 125(2): 77-85.
- Miyashiro, A., 1970. Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *American Journal of Science*, 274.
- Miyashiro, A. and Shido, F., 1975. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *Am J Sci*, 275(3): 265-277.
- Moazzen, M. and Droop, G.T.R., 2005. Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology*, 83(1): 27-53.
- Mogessie, A., Ettinger, K. and Leake, B.E., 2004. AMPH-IMA04: a revised Hypercard program to determine the name of an amphibole from chemical analyses according to the 2004 International Mineralogical Association scheme. *Mineral Mag*, 68(5): 825-830.
- Mogessie, A., Ettinger, K., Leake, B.E. and Tessadri, R., 2001. AMPH-IMA97: a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe and wet chemical analyses. *Computers & Geosciences*, 27(10): 1169-1178.
- Montelius, C., 2005. The genetic relationship between rhyolitic volcanism and Zn-Cu-Au deposits in the Maurliden volcanic centre, Skellefte district, Sweden: Volcanic facies, litho-geochemistry and geochronology, Lulea University of Technology, Lulea.
- Montelius, C., Allen, R.L., Svenson, S.-A. and Weihed, P., 2007. Facies architecture of the Palaeoproterozoic VMS-bearing Maurliden volcanic centre, Skellefte district, Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*, 129(3): 177-196.
- Morimoto, N. et al., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(9-10): 1123-1133.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary

magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(16): 1415-1420.

- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nehring, F., Foley, S.F., Hölttä, P. and Kerkhof, A.M.V.d., 2009. Internal Differentiation of the Archean Continental Crust: Fluid-Controlled Partial Melting of Granulites and TTG-Amphibolite Associations in Central Finland. *Journal of Petrology*, 00(0): 1-33.
- Neiva, A.M.R., 1980. Chlorite and biotite from contact metamorphism of phyllite and metagraywacke by granite, aplite-pegmatite and quartz veins. *Chemical Geology*, 29(1-4): 49-71.
- Nironen, M., 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Research*, 86(1-2): 21-44.
- Nironen, M., Elliott, B.A. and Ramo, O.T., 2000. 1.88-1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*, 53(1): 37-58.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T. and Bickle, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites. *Lithos*, 30(3-4): 291-307.
- Nyblade, A.A. and Pollack, H.N., 1993. A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: Implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 98(B7): 12207-12218.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 525B: B79-B84.
- Öhlander, B. and Skiöld, T., 1994. Diversity of 1.8 Ga potassic granitoids along the edge of the Archaean craton in northern Scandinavia: a result of melt formation at various depths and from various sources. *Lithos*, 33(4): 265-283.
- Öhlander, B., Skiöld, T., Elming, S.A., Claesson, S. and Niska, D.H., 1993. Delineation and character of the Archaean-Proterozoic boundary in northern Sweden. *Precambrian Research*, 64(1-4): 67-84.
- Otamendi, J.E. et al., 2009. Generation of Tonalitic and Dioritic Magmas by Coupled Partial Melting of Gabbroic and Metasedimentary Rocks within the Deep Crust of the Famatinian Magmatic Arc, Argentina. *Journal of Petrology*, 00(0): 1-33.
- Park, A.F., 1991. Continental growth by accretion; a tectonostratigraphic terrane analysis of the evolution of the western and central Baltic Shield, 2.50 to 1.75 Ga. *Geol Soc Am Bull*, 103(4): 522-537.
- Park, A.F., Bowes, D.R., Halden, N.M. and Koistinen, T.J., 1984. Tectonic evolution at an early proterozoic continental margin: The Svecokarelikes of eastern Finland. *Journal of Geodynamics*, 1(3-5): 359-386.
- Parra, T., Vidal, O. and Theye, T., 2005. Experimental data on the Tschermak substitution in Fe-chlorite. *American Mineralogist*, 90(2-3): 359-370.

- Patchett, J. and Bridgewater, D., 1984. Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age defined by Nd isotopes in the Ketilidian terrain of southern Greenland. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 87: 311-318.
- Patchett, J. and Kouvo, O., 1986. Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(1): 1-12.
- Patchett, P.J., Todt, W. and Gorbatshev, R., 1987. Origin of continental crust of 1.9-1.7 ga age: nd isotopes in the svecofennian orogenic terrains of sweden. *Precambrian Research*, 35: 145-160.
- Paulick, H. and Franz, G., 2001. Greenschist facies regional and contact metamorphism of the Thalanga volcanic-hosted massive sulfide deposit (northern Queensland, Australia). *Mineralium Deposita*, 36(8): 786-793.
- Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rocks series. *Journal of Geology*, 39: 54-67.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(3): 339-349.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrology*, 25(4): 956-983.
- Perdahl, J.-A. and Frietsch, R., 1993. Petrochemical and petrological characteristics of 1.9 Ga old volcanics in northern Sweden. *Precambrian Research*, 64(1-4): 239-252.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D. and Peccerillo, A., 2005. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6.
- Philpotts, A.R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 498 pp.
- Piercey, S.J. et al., 2008. Petrology and U-Pb Geochronology of Footwall Porphyritic Rhyolites from the Wolverine Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Yukon, Canada: Implications for the Genesis of Massive Sulfide Deposits in Continental Margin Environments. *Economic Geology*, 103(1): 5-33.
- Plant, J.A., Whittaker, A., Demetriades, A., de Vivo, B. and Lexa, J., 2005. The geological and tectonic framework of Europe, *Geochemical atlas of Europe*. Foregs.
- Puchtel, I.S. et al., 1998. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(2): 134-153.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3): 207-220.
- Pysklywec, R.N. and Mitrovica, J.X., 1997. Mantle avalanches and the dynamic topography of continents. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(3-4): 447-455.

- Ragland, P.C., 1989. *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, Oxford, 369 pp.
- Ramírez-Sánchez, E., Herve, F., Kelm, U. and Sassi, R., 2005. P-T conditions of metapelites from metamorphic complexes in Aysen, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(3): 373-386.
- Rickard, D.T., 1986. The Skellefte Field, *Sveriges Geologiska Undersökning Ca 62*, pp. 54.
- Rickard, D.T. and Zweifel, H., 1975. Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte District, Sweden. *Economic Geology*, 70(2): 255-274.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247-263.
- Rieder, M., 1998. Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist*, 00036(00003): 905-913.
- Rino, S. et al., 2004. Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the Early Precambrian. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2): 369-394.
- Robert, J.L., 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology*, 17: 213-227.
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825-828.
- Roberts, S., Palmer, M.R. and Waller, L., 2006. Sm-Nd and REE Characteristics of Tourmaline and Scheelite from the Bjorkdal Gold Deposit, Northern Sweden: Evidence of an Intrusion-Related Gold Deposit? *Economic Geology*, 101(7): 1415-1425.
- Rodriguez-Tablante, J., Tryggvason, A., Malehmir, A., Juhlin, C. and Palm, H., 2007. Cross-profile acquisition and cross-dip analysis for extracting 3D information from 2D surveys, a case study from the western Skellefte District, northern Sweden. *Journal of Applied Geophysics*, 63(1): 1-12.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation* Longman, Harlow, Essex 352 pp.
- Romer, R.L. and Nisca, D.H., 1995. Svecofennian crustal deformation of the Baltic Shield and U-Pb age of late-kinematic tonalitic intrusions in the Burtrask Shear Zone, northern Sweden. *Precambrian Research*, 75(1-2): 17-29.
- Rutland, R.W.R., Kero, L., Nilsson, G. and Stolen, L.K., 2001. Nature of a major tectonic discontinuity in the Svecofennian province of northern Sweden. *Precambrian Research*, 112(3-4): 211-237.
- Rutland, R.W.R., Skiold, T. and Kero, L., 2003. Reply to discussion by Par Weihed. *Precambrian Research*, 121(1-2): 149-153.
- Rutland, R.W.R., Skiold, T. and Page, R.W., 2001. Age of deformation episodes in the Palaeoproterozoic domain of northern Sweden, and evidence for a pre-1.9 Ga crustal layer. *Precambrian Research*, 112(3-4): 239-259.
- Ryerson, F.J. and Hess, P.C., 1978. Implication of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 921-932.

- Salminen, R. and FOREGS, 2004. *Geochemical Atlas of Europe*.
- Schersten, A. and Areback, H., 2000. Dating mafic-ultramafic intrusions by ion-microprobing contact-melt zircon: examples from SW Sweden. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 139(1): 115.
- Schlatter, D.M., 2007. *Volcanic Stratigraphy and Hydrothermal Alteration of the Petiknäs South Zn-Pb-Cu-Au-Ag Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposit, Sweden* Lulea University of Technology, Lulea.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2): 304-310.
- Schmidt, M.W. and Thompson, A.B., 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution *American Mineralogist*, 81: 462-474.
- Selby, D. and Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, 171(1-2): 77-93.
- Sengupta, P., Dasgupta, S., Bhattacharya, P.K. and Mukherjee, M., 1990. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 8(2): 191-197.
- Shand, S.J., 1943. *The eruptive rocks*. John Wiley, New York, 444 pp.
- Shau, Y.-H., Yang, H.-Y. and Peacor, D.R., 1991. On oriented titanite and rutile inclusions in saogenitic biotite. *American Mineralogist*, 76(7-8): 1205-1217.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, 445 pp.
- Silantyev, S. et al., 2000. Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, Taiganos Peninsula, northeastern Russia. *Tectonophysics*, 325: 107-132.
- Skiold, T., 1987. Aspects of the proterozoic geochronology of northern Sweden. *Precambrian Research*, 35: 161-167.
- Skiold, T., 1988. Implications of new U-Pb zircon chronology to early proterozoic crustal accretion in northern Sweden. *Precambrian Research*, 38(2): 147-164.
- Skiold, T. and Cliff, R.A., 1984. Sm-Nd and U-Pb dating of Early Proterozoic mafic-felsic volcanism in Northernmost Sweden. *Precambrian Research*, 26(1): 1-13.
- Skiold, T. and Ohlander, B., 1989. Early Proterozoic crust-mantle interaction at a continental margin in northern Sweden. *Precambrian Research*, 45(1-3): 19-26.
- Skiold, T., Ohlander, B., Markkula, H., Widenfalk, L. and Claesson, L.-A., 1993. Chronology of Proterozoic orogenic processes at the Archaean continental margin in northern Sweden. *Precambrian Research*, 64(1-4): 225-238.

- Skiold, T. and Rutland, R.W.R., 2006. Successive ~1.94 Ga plutonism and ~1.92 Ga deformation and metamorphism south of the Skellefte district, northern Sweden: Substantiation of the marginal basin accretion hypothesis of Svecofennian evolution. *Precambrian Research*, 148(3-4): 181-204.
- Souza, Z.S.D., Martin, H., Peucat, J.-J., Sá, E.F.J.D. and Maceda, M.H.d.F., 2007. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11): 2149-2185.
- Spear, F.S., 1980.  $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$  exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72(1): 33-41.
- Spear, F.S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am J Sci*, 281(6): 697-734.
- Spear, F.S., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Washington, 799 pp.
- Stein, H.J., 2006. Low-rhenium molybdenite by metamorphism in northern Sweden: Recognition, genesis, and global implications. *Lithos*, 87(3-4): 300-327.
- Stephens, W.E., 2001. Polycrystalline amphibole aggregates (clots) in granites as potential I-type restite: an ion microprobe study of rare-earth distributions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 591-601.
- Stormer, J.C. and Nicholls, J., 1978. XLFAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*, 4: 143-159.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1): 1-33.
- Streckeisen, A. and Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks *Neues Jahrb. Mineral Abh.*, 136: 169-206.
- Sundblad, K., 2003. Metallogeny of Gold in the Precambrian of Northern Europe. *Economic Geology*, 98(7): 1271-1290.
- Sundblad, K., Weihed, P., Billström, K., Markkula, H. and Mäkelä, M., 1993. Source of metals and age constraints for epigenetic gold deposits in the Skellefte and Pohjanmaa districts, central part of the Fennoscandian Shield. *Mineralium Deposita*, 28(3): 181-190.
- Svensson, U., 1970. Geochemical investigation of the principal Precambrian rocks of the Västerbottens County, Sweden, *Sveriges Geologiska Undersökning C 652*, Stockholm, pp. 73.
- Svensson, U., 1980. Geochemical investigation of minor elements of the principal precambrian rocks of the Västerbotten County, Sweden, *Sveriges Geologiska Undersökning C 764*, Uppsala, pp. 79.
- Takeshita, H., Gouzu, C. and Itaya, T., 2004. Chemical Features of White Micas from the Piemonte Calc-schists, Western Alps and Implications for K-Ar Ages of Metamorphism. *Gondwana Research*, 7(2): 457-466.
- Talbot, C.J., 1988. A desk analysis of the tectonic history of the Langdal Mine, Skellefte District, Sweden. *Economic Geology*, 83(3): 647-656.

- Talbot, C.J., 2005. Lateral constraint rather than escape along a terrane boundary near Skelleftehamn. *GFF Geologiska Föreningen*, 127(2): 99-114.
- Tate, M.C., Norman, M.D., Johnson, S.E., Fanning, C.M. and Anderson, J.L., 1999. Generation of Tonalite and Trondhjemite by Subvolcanic Fractionation and Partial Melting in the Zarza Intrusive Complex, Western Peninsular Ranges Batholith, Northwestern Mexico. *Journal of Petrology*, 40(6): 983-1010.
- Tischendorf, G., Forster, H.J. and Gottesmann, B., 2001. Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. *Mineral Mag*, 65(2): 249-276.
- Tischendorf, G., Rieder, M., Forster, H.J., Gottesmann, B. and Guidotti, C.V., 2004. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineral Mag*, 68(4): 649-667.
- Tröger, W.E., 1979. Optical determination of rock-forming minerals. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188 pp.
- Vaisanen, M., Manttari, I., Kriegsman, L.M. and Holttä, P., 2000. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*, 54(1-2): 63-81.
- Veblen, D.R. and Ferry, J.M., 1983. A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observations. *American Mineralogist*, 68(11-12): 1160-1168.
- Vivallo, W., 1987. Early Proterozoic bimodal volcanism, hydrothermal activity, and massive sulfide deposition in the Boliden-Langdal area, Skellefte District, Sweden. *Economic Geology*, 82(2): 440-456.
- Vivallo, W. and Claesson, L.-A., 1987. Intra-arc rifting and massive sulphide mineralization in an early Proterozoic volcanic arc, Skellefte district, Northern Sweden. Geological Society, London, Special Publications, 33(1): 69-79.
- Wagner, T., Klemm, R., Wenzel, T. and Mattsson, B., 2007. Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry analysis of invisible gold. *Geology*, 35(9): 775-778.
- Wanhainen, C., Billström, K. and Martinsson, O., 2006. Age, petrology and geochemistry of the porphyritic Aitik intrusion, and its relation to the disseminated Aitik Cu-Au-Ag deposit, northern Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*, 127(4): 273-286.
- Wark, D. and Watson, E., 2006. TitanQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(6): 743-754.
- Wasström, A., 1996. U-Pb zircon dating of a quartz-feldspar porphyritic dike in the Knaften area, Västerbotten County, Northern Sweden. In: SGU (Editor), Research Paper C 828. Sveriges Geologiska Undersökning, pp. 34-40.
- Wasström, A., 2005. Petrology of a 1.95 Ga granite-granodiorite-tonalite-trondhjemite complex and associated extrusive rocks in the Knaften area, northern Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*, 127(2): 67-82.
- Waters, D.J. and Charnley, N.R., 2002. Local equilibrium in polymetamorphic gneiss and the titanium substitution in biotite. *American Mineralogist*, 87(4): 383-396.

- Watson, E.B., 1976. Two liquid partitioning coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 56: 119-134.
- Weihed, P., 1992. Litho-geochemistry, metal and alteration zoning in the Proterozoic Tallberg porphyry-type deposit, northern Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*, 42(2-3): 301-325.
- Weihed, P., 1992. Geology and genesis of the Early Proterozoic Tallberg porphyry-type deposit, Skellefte District, northern Sweden, University of Göteborg, Göteborg, 147 pp.
- Weihed, P., 2002. Hydrothermal ore deposits; from the magma chamber to the earth's surface with examples from the Skellefte district and younger deposits. *GFF Geologiska Föreningen*, 124(4): 226-227.
- Weihed, P., 2003. A discussion on papers "Nature of a major tectonic discontinuity in the Svecofennian province of northern Sweden" by Rutland et al. (PR 112, 211-237, 2001) and "Age of deformation episodes in the Palaeoproterozoic domain of northern Sweden, and evidence for a pre-1.9 Ga crustal layer" by Rutland et al. (PR 112, 239-259, 2001). *Precambrian Research*, 121(1-2): 141-147.
- Weihed, P. et al., 2005. 8: Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield. *Ore Geology Reviews*, 27(1-4): 273-322.
- Weihed, P., Bergman, J. and Bergström, U., 1992. Metallogeny and tectonic evolution of the early proterozoic skellefte district, Northern Sweden. *Precambrian Research*, 58(1-4): 143-167.
- Weihed, P., Billström, K., Persson, P.-O. and Weihed, J.B., 2002. Relationship between 1.90–1.85 Ga accretionary processes and 1.82–1.80 Ga oblique subduction at the Karelian craton margin, Fennoscandian Shield. *GFF Geologiska Föreningen*, 124(3): 163-180.
- Weihed, P. and Eilu, P., 2005. 8-1: Fennoscandian shield-proterozoic VMS deposits. *Ore Geology Reviews*, 27(1-4): 324-325.
- Weihed, P. and Mäki, T., 1997. Volcanic hosted massive sulphide deposits and gold deposits in the Skellefte District, Sweden and Western Finland, 4th biennial SGA meeting, Turku, Finland, pp. 81.
- Weihed, P. and Schöberg, H., 1991. Age of porphyry-type deposits in the Skellefte District, northern Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*, 113(4): 289-294.
- Weihed, P., Weihed, J.B. and Sorjonen-Ward, P., 2003. Structural Evolution of the Björkdal Gold Deposit, Skellefte District, Northern Sweden: Implications for Early Proterozoic Mesothermal Gold in the Late Stage of the Svecokarelian Orogen. *Economic Geology*, 98(7): 1291-1309.
- Weihed, P., Weihed, J.B., Sorjonen-Ward, P. and Matsson, B., 2002. Post-deformation, sulphide-quartz vein hosted gold ore in the footwall alteration zone of the Palaeoproterozoic Långdal VHMS deposit, Skellefte District, northern Sweden. *GFF Geologiska Föreningen*, 124(4): 201-210.
- Welin, E., 1987. The depositional evolution of the Svecofennian supracrustal sequence in Finland and Sweden. *Precambrian Research*, 35: 95-113.

- Widenfalk, L., 1979. Mercury as an indicator of stratigraphy and metamorphism in the Skellefte ore district. *Economic Geology*, 74(5): 1307-1314.
- Wiedenbeck, M. et al., 2004. Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1): 9-39.
- Wilamowski, A., 2002. Chloritization and polytypism of biotite in the Lomnica granite, Karkonosze Massif, Sudetes, Poland: stable isotope evidence. *Chemical Geology*, 182(2-4): 529-547.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, London, 466 pp.
- Wilson, M.R., 1982. Magma types and the tectonic evolution of the Swedish Proterozoic. *International Journal of Earth Sciences*, 71(1): 120-129.
- Wilson, M.R. et al., 1983. The Jörn granite: a multidisciplinary study. *GFF Geologiska Föreningen*, 108(4): 379-504.
- Wilson, M.R., Hamilton, P.J., Fallick, A.E., Aftalion, M. and Michard, A., 1985. Granites and early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm--Nd, U--Pb and O isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 72(4): 376-388.
- Wilson, M.R. et al., 1987. Jörn: An early proterozoic intrusive complex in a volcanic-arc environment, north Sweden. *Precambrian Research*, 36(3-4): 201-225.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Witherhouse, M. and Rosing, M., 2004. The First two Billion Years of Earth Evolution. *GFF Geologiska Föreningen*, 126(1): 10-14.
- Witschard, F., 1984. The geological and tectonic evolution of the Precambrian of northern Sweden -- A case for basement reactivation? *Precambrian Research*, 23(3-4): 273-315.
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A. and Sun, M., 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4): 125-162.
- Zussman, J., 1968. The crystal chemistry of pyroxenes and amphiboles, 1. Pyroxenes. *Earth-Science Reviews*, 4: 39-67.