

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
FACULTAD DE INGENIERIA GEOLOGICA, MINERA Y METALURGICA
ESCUELA ACADEMICO PROFESIONAL DE GEOLOGIA**



**ESTUDIO GEOLÓGICO-LITOGEOQUÍMICO
DE LOS ALREDEDORES DE LA
ESTACIÓN CIENTÍFICA
MACCHU PICCHU- ANTÁRTIDA**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO
ALBERTO ARANDA VERCELLI**

**LIMA – PERU
MARZO - 2004**

Contenido

1. RESUMEN	1
2. INTRODUCCIÓN	2
Objetivo del Estudio	2
1. Ubicación	2
2. Trabajo de Campo	2
3. Trabajo de Laboratorio	5
4. Metodología	6
Trabajo de Campo	6
Trabajo de Gabinete	7
5. Trabajos Anteriores	8
6. Agradecimientos	9
3. MORFOLOGÍA	10
Unidades Geomorfológicas (Punta Crepín)	10
1. Fondos Marinos (Plataformas)	10
Faja Litoral (Playa)	11
Terraza 0 (T0)	11
Terraza 1 (T1)	11
Terraza 2 (T2)	11
Terraza 3 (T3)	12
2. Formas de Modelado Glaciar	12
3. Zona de Pendientes	12
4. MARCO GEOLÓGICO	16
Generalidades	16
ESTRATIGRAFÍA GENERALIZADA DE LA ISLA REY JORGE	17
Bloque Barton	17
Grupo Martell Inlet	17
Grupo Cardoso Cove	20
Grupo Wegger Peak	20
Bloque Warzana y Bloque Fildes	21
Secuencia Estratigráfica en Punta Crepín	21
Grupo Volcánico Mesozoico	21
Depósitos Cuaternarios	24
1. Morrenas	24
2. Depósitos Fluvioglaciares	25
3. Depósitos Marinos	25

4. Depósitos Coluviales	26
Aspectos Estructurales.....	26
5. ROCAS IGNEAS	32
Rocas Volcánicas	32
ESTUDIOS PETROGRÁFICOS DE ROCAS VOLCÁNICAS.....	37
Muestra N° 1	37
Muestra N° 5.....	38
Muestra N° 8.....	40
Rocas Intrusivas	41
Cuarzo Monzodiorita	41
Cuarzo Dioritas (Qzdi)	43
Dioritas	44
Muestra N° 2.....	46
Muestra N° 3.....	47
Muestra N° 4	49
Muestra N° 6	50
Muestra N° 7	51
Intrusiones Menores: Diques, Apófisis, Aplitas	54
Estudio Petrográfico	55
Estudios Mineragráficos	56
Muestra N° 1.-	56
Muestra N° 2.-	58
ALTERACIONES HIDROTERMALES	64
Obtención de los espectros.....	65
6. GEOQUIMICA.....	83
Diagramas usados para el Procesamiento de los Análisis Químicos	85
Diagrama de TAS (Total de álcalis vs sílice)	86
Clasificación basados en la normatividad	86
Clasificación por cationes	86
Rocas Sedimentarias	86
Clasificación de las rocas ígneas usando la Norma.	88
Reconocimiento Geoquímico en los Procesos de los Elementos Mayores en los	
Diagramas de Variación	89
Cristalización Fraccionada	89
Asimilación y Cristalización Fraccionada.....	90
Fusion Parcial	90
Elementos Móviles	91
Diagramas de Variación Triangular	92
Discriminación de Ambientes Tectónicos usando los Análisis Químicos	92
Diagramas para Discriminar Rocas Graníticas Basados en los Elementos	
Menores	93
CONCLUSIONES	111
BIBLIOGRAFIA.....	113

Dedico esta Tesis a mi Madre y a mi esposa, quienes siempre me alentaron y sin cuyo apoyo y afecto, me hubiera sido posible terminarla.

1. RESUMEN

El presente trabajo consiste en un estudio Geológico – Geoquímico, comprendiendo además los aspectos geomorfológicos de Punta Crepín y sus alrededores, la misma que está situada en la Isla Rey Jorge del Continente Antártico e incluye el estudio de las diferentes rocas aflorantes, mediante análisis químicos, microscópicos, Difracción por Rayos X, Microscopía Electrónica y determinación de minerales de alteración mediante Radiación Infrarroja de Onda Corta.

A las muestras se les hizo un análisis químico por roca total (elementos mayores, menores y trazas), estudios petrográficos y minerográficos, determinación mineralógica por Microscopía Electrónica, etc, los que nos permitió evidenciar que existe una preponderancia de rocas volcánicas (Grupos Martell y Cardozo) de composición calco-alcalina (andesitas y dacitas) y un cuerpo intrusivo de composición cuarzo-monozodiorítico, que localmente grada a cuarzo diorita y diorita; correspondiendo a un magma calco-alcalino. También se presentan pequeños diques discontinuos que cortan al intrusivo cuarzo monozodiorítico.

En un sector del área de estudio se han observado indicios de mineralización, presente como relleno de pequeñas fracturas, con óxidos de hierro que contienen valores de cobre y zinc, los mismos que provienen de sulfuros como la esfalerita (Zns), calcopirita ($CuFeS_2$) y pirita (FeS_2), que se encuentran mayormente como relíctos. Los óxidos observados son limonitas, goethita y hematita.

2. INTRODUCCIÓN

Objetivo del Estudio

El año 1996, se programó en la Octava Expedición Científica Peruana a la Antártida, teniendo como objetivo la realización de un estudio geológico y geoquímico en los alrededores de la Estación Científica Macchu Picchu, ubicada en Punta Crepín en la Isla Rey Jorge - Continente Antártico.

El estudio realizado comprende, el muestreo de las diferentes rocas, a fin de determinar su composición química mediante los análisis respectivos y los tipos de rocas por medio de los estudios microscópicos. Así mismo se conoció la mineralización en los estudios mineragráficos, acompañados del análisis químicos por elementos menores.

1. Ubicación

El área de estudio comprende Punta Crepín y los alrededores, ubicados en la Ensenada Mackellar dentro de la Bahía del Almirantazgo – Isla Rey Jorge, la cual pertenece a las islas Shetland del Sur (fig. N° 1 y 2)

2. Trabajo de Campo

Los trabajos de campo se realizaron en el mes de Enero de 1997, en la Estación Científica Peruana en Punta Crepín, comprendiendo:

Actualización del mapeo geológico en los alrededores de la Estación Científica Peruana (Palacios O. 1989)

Continente Antártico

Ubicación de la Isla Rey Jorge

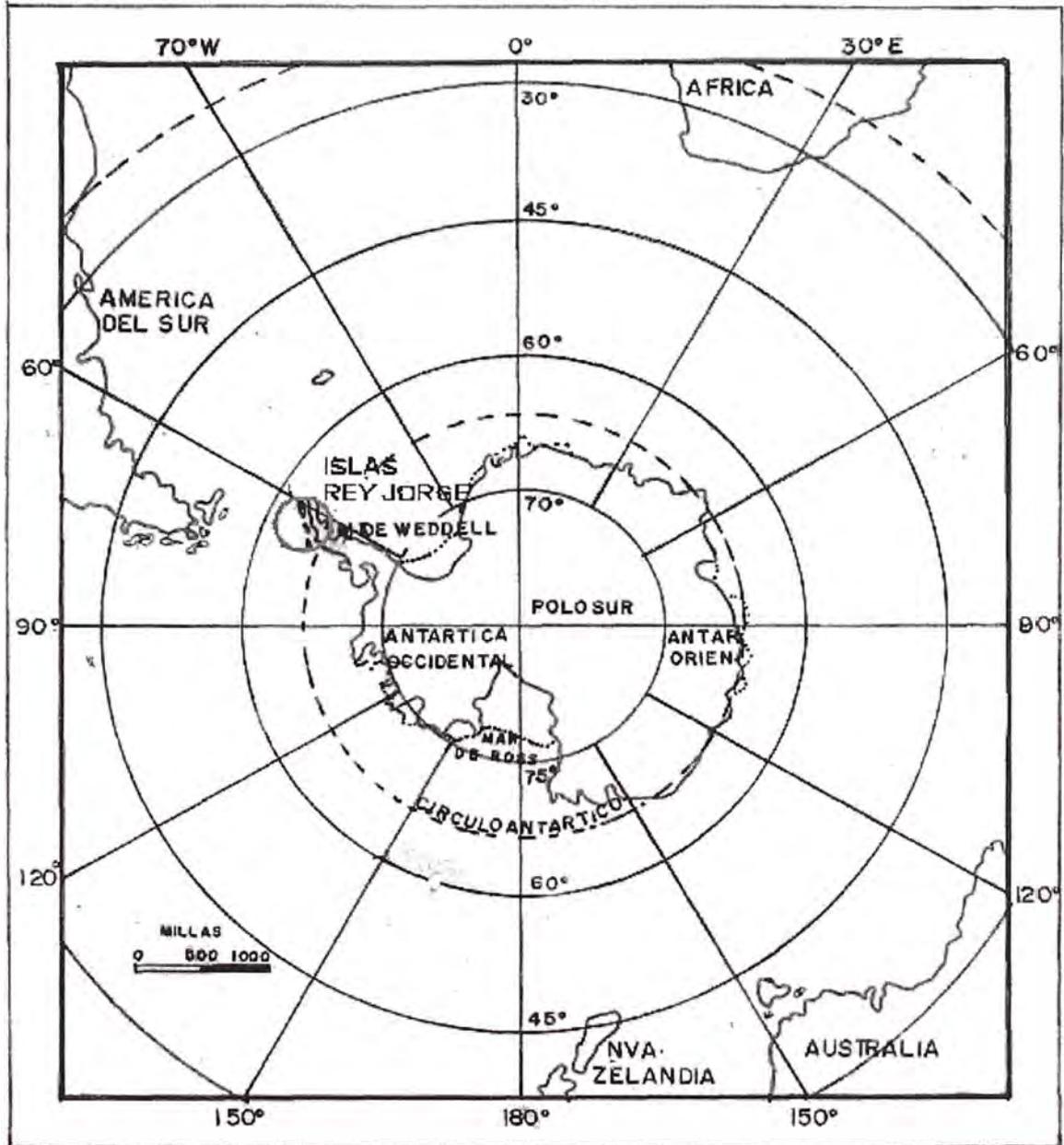
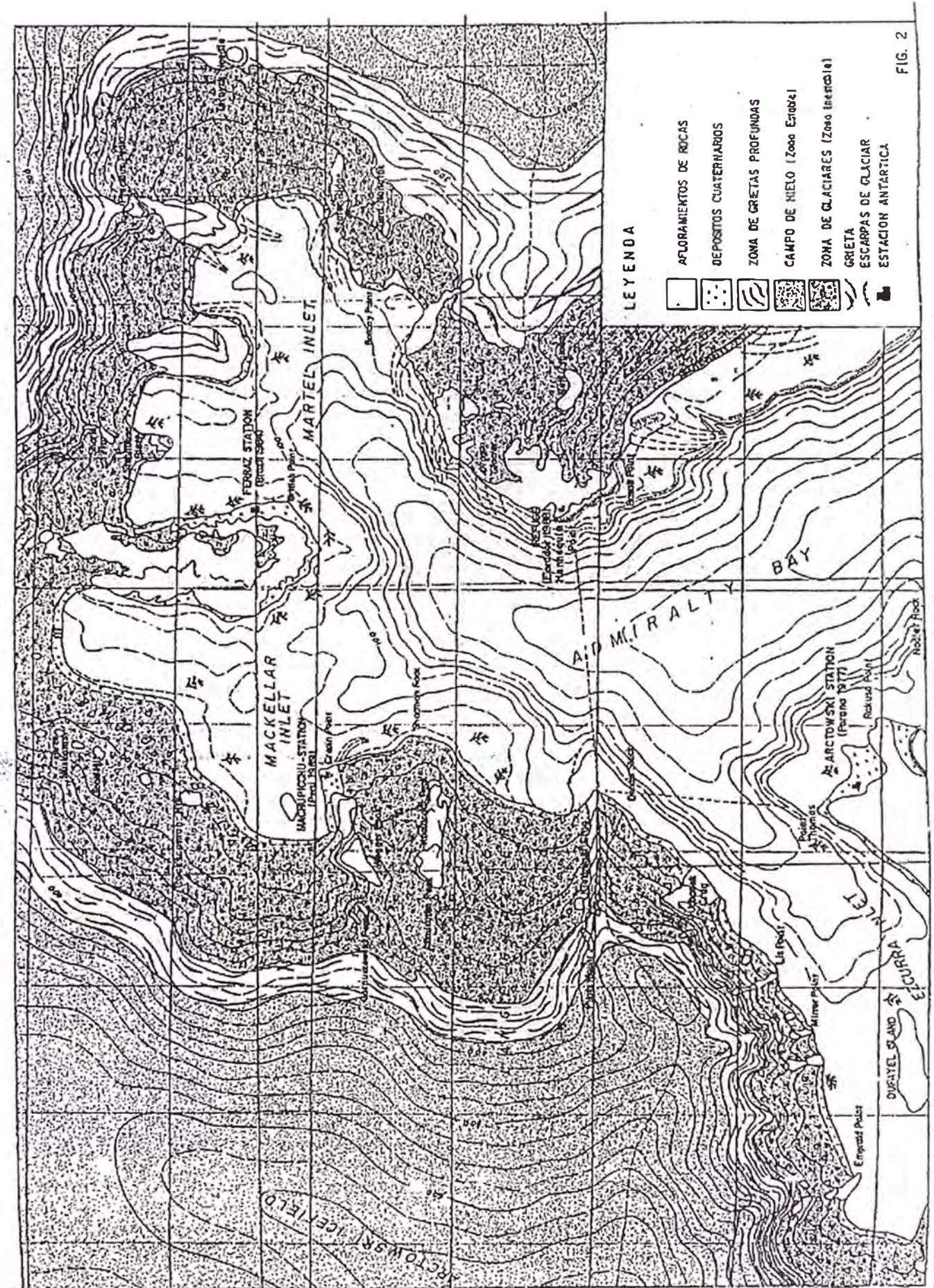


Foto N° 1

Fuente: Ing. Oscar Palacios (2003)



Muestreo de rocas para los estudios petrográficos, minerográficos y geoquímicos, etc.

Muestreo de rocas para análisis por Difracción de Rayos X , Microscopia Electrónica y PIMA.

Se realizó además un reconocimiento geológico en los sectores correspondientes a las Repúblicas de Brasil y Ecuador, (vecinos de la Estación Científica Peruana) a fin de obtener una mayor información y realizar las comparaciones y correlaciones geológicas respectivas. Adicionalmente se tomaron algunas muestras de una zona que presentaba una alteración hidrotermal, ubicada al extremo Suroeste de la Estación Peruana «Macchu Picchu».

3. Trabajo de Laboratorio

Las muestras recolectadas fueron analizadas químicamente por elementos mayores (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2), por elementos menores (Rb, Sr, Ba, Th, Nb, Y, Pb, Co, Cu, Zn, As, Cr, Sb, Sc, Hf) y tierras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb).

Se ha realizado además estudios microscópicos tanto de la fracción silicatada (estudio petrográfico) como de la fracción metálica (estudio minerográfico), para lo cual se prepararon las respectivas secciones delgadas y pulidas. Estas mismas muestras se emplearon para los estudios por microscopia electrónica.

Los análisis químicos por elementos mayores y menores fueron realizados en los Laboratorios del INGEMMET, utilizando para ello el Espectrofotómetro de absorción Atómica con Horno de Grafito marca Perkin Elmer, modelo 3200. Las muestras analizadas por Tierras Raras se efectuaron en el Instituto Peruano de Energía Nuclear (IPEN), para lo cual las muestras inicialmente se irradiaron y se analizaron mediante el

equipo de Activación Neutrónica –KO, modelo NIST – SMR – 2704, además algunas de estas muestras se analizaron además por el método de Fluorescencia por Rayos X.

En la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (Escuela de Geología) se realizaron los análisis por microscopía electrónica, para lo cual se utilizó el equipo marca Phillips.

Algunas muestras escogidas se analizaron por Difracción por Rayos X, en los laboratorios del INGEMMET, con el equipo marca Shimadzu, modelo 6500, utilizando para ello un moderno Software de identificación mineral.

Otros análisis fueron realizados mediante el PIMA, equipo que utiliza los Rayos Infrarrojos de onda corta , para obtener los espectros de los diferentes minerales de alteración. Los espectros obtenidos se trabajaron mediante los software denominados SpecMin, SindFind, TSG2 y PimaView, a fin de determinar la presencia de los diferentes minerales de alteración presentes en las muestras. De los software mencionados el SindFind, sirve para preparar las mezclas de los diferentes minerales de alteración y comprobar que los minerales detectados realmente existen en los espectros obtenidos.

4. Metodología

Trabajo de Campo

Para realizar el estudio, se ha recorrido el área, recogiendo datos geológicos de los diversos afloramientos existentes, tomando las respectivas muestras de rocas in situ, para obtener la información litológica, rumbo de los diversos afloramientos de rocas sedimentarias y volcánicas, así como buzamiento de las capas, fracturamiento y/o fallamiento.

La información de los datos de análisis químicos se interpretaron y posteriormente se prepararon los respectivos diagramas de variación de óxidos en rocas

graníticas, diagramas de variación de elementos menores en rocas graníticas y los diagramas de variación (Spider) de Tierras Raras en rocas graníticas y diagramas AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; FeO , MgO) en rocas graníticas.

Trabajo de Gabinete

Los trabajos de gabinete incluyen desde la preparación de las muestras, análisis e interpretación de datos.

Una parte de la muestra se utilizó en los análisis químicos, para lo cual, primero hubo que chancar las muestras a $\frac{1}{4}$ ", posteriormente fueron molidas a malla – 100, para luego agregar ácido clorhídrico con agua destilada y ponerlo en una plancha a $80\text{ }^\circ\text{C}$ hasta lograr la completa disolución de las muestras (la parte del análisis químico la realizaron los técnicos e Ingenieros del Laboratorio del Ingemmet).

Para los estudios minerográficos y petrográficos se prepararon las respectivas secciones pulidas y delgadas de las rocas y muestras de vetas. Las mismas secciones se emplearon para realizar los estudios de Microscopía Electrónica. Para los estudios petrográficos-minerográficos se utilizó el microscopio marca Leica, modelo DMLP, con cámara fotográfica digital.

Los estudios microscópicos de las rocas, permitieron clasificar las muestras mediante el diagrama triangular modal (AQFM), basados en el cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasas, siguiendo la clasificación de rocas plutónicas recomendada por el IUGS (1973). Los estudios petromineralógicos permitieron conocer que minerales metálicos y silicatados se encuentran presentes en las rocas del área de estudio.

Para la identificación de muestras mediante el PIMA, primero se secaron las muestras a $30\text{ }^\circ\text{C}$, por 24 horas, luego se prepararon cortes de 3 milímetros de grosor, a fin de tener una superficie plana, sobre la cual se realizaron las lecturas. Los espectros obtenidos son posteriormente trabajados utilizando los diferentes software de iden-

tificación mineral, y en algunos casos comprobados, realizando las mezclas teóricas, debiéndose obtener un espectro similar al obtenido con el PIMA.

En el caso de los estudios por Difracción de Rayos X, las muestras fueron molidas en un mortero de ágata, hasta lograr una pulpa de aproximadamente 10 gramos de malla –200, necesaria para la elaboración de la pastilla que se coloca en la cámara para irradiar. En aproximadamente 20 minutos, se obtiene el difractograma, procediéndose luego a la identificación de los diferentes minerales presentes.

5. Trabajos Anteriores

Las investigaciones geológicas y geofísicas en el Continente Antártico después del Año Geofísico Internacional (1957) se han intensificado.

La Península Antártica y las Islas Shetland del Sur, han sido motivo de estudios por parte de geólogos argentinos, chilenos, norteamericanos, ingleses, polacos, peruanos, etc, habiéndose determinado sus estructuras y secuencias, así como dataciones geocronológicas, lo cual ha permitido sentar las bases para futuras investigaciones más detalladas y específicas como el presente estudio que se circunscribe a la Estación Científica Peruana y sus alrededores en Punta Crepín.

Los geofísicos PARRA & GONZALEZ & FERRAN & BANISTER 1984, han realizado investigaciones aeromagnéticas entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica, habiendo determinado la presencia de un Rift, en el Estrecho de Bransfield, el mismo que fue confirmado con el estudio del magnetismo terrestre que se realizó en el verano de 1988, durante la Primera Expedición Científica Peruana a la Isla Rey Jorge en la Península Antártica.

Gran importancia tienen los estudios geológicos-tectónicos realizados por geólogos del British Antarctic Survey (BAS); así como también las investigaciones de DALZIEL I.W.D. realizadas entre 1969 a 1985. Asimismo, los estudios realizados por

BIRKENMAJER K. (1982 – 1983) en la Isla Rey Jorge, los que han permitido conocer el tectonismo y magnetismo entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica.

En la parte peruana, se tiene a los trabajos geológicos realizados por INGEMMET, teniendo como autores a PALACIOS, O. (1989), QUISPESIVANA (1993) y el estudio geotécnico realizado por FIDEL, L. (1995).

6. Agradecimientos

Agradezco a mis compañeros del Laboratorio que me alentaron a preparar la presente Tesis. Del mismo modo merecen un agradecimiento especial los Ings. Hugo Rivera y Oscar Palacios del INGEMMET, quienes revisaron y corrigieron el presente trabajo, así como al Dr. Humberto Chirif, quien acepto ser uno de los tutores y se dio tiempo para revisar y corregir la presente tesis.

A todos los mencionados le agradezco las ideas y sugerencias para presentar una tesis que brinde un conocimiento de una zona desconocida para la mayoría de personas.

3. MORFOLOGÍA

Las formas apreciadas en el área de estudio son producto de múltiples episodios que se remontan a épocas arcaicas, cuando el Continente Antártico formaba parte del Continente Gondwana.

Desde el Mesozoico este sector occidental del Continente ha estado muy ligado a la evolución de los magmas continentales y marginales.

Luego de su separación del Continente Sudamericano, se han ido condicionando los rasgos morfológicos a estas actividades magmáticas presentes durante el Mesozoico y Cenozoico, como una consecuencia del proceso de subducción, habiendo configurado un Arco de Islas Volcánicas (Islas Shetland del Sur y la Península Antártica) las mismas que han evolucionado hasta llegar a las formas actuales.

Unidades Geomorfológicas (Punta Crepín)

En Punta Crepín se ha logrado determinar las siguientes unidades geomorfológicas:

1. Fondos Marinos (Plataformas)

Los fondos marinos de la Ensenada Mackellar (Bahía del Almirantazgo), forman parte de la Plataforma que rodea a las Islas Shetland del Sur, teniendo profundidades

que van desde 0 a 70 m. Siendo la superficie bastante irregular y constituida por conglomerados como piso en la zona del litoral y arena con arcillas gradando hacia la parte interior y más profunda. (fig N° 3 y Foto N° 1)

Faja Litoral (Playa)

La zona de playa está formada por una franja pedregosa de diversa litología y tamaño, con escasa cantidad de arena gruesa y solamente en sectores, sobre la cual incide la baja y alta marea. En ningún sector de la playa se aprecia arena de grano medio a fino.

En esta franja litoral es posible diferenciar a continuación de la línea de playa, dos niveles de terrazas, las mismas que han sido formadas por la abrasión marina (Foto N° 11).

Terraza 0 (T0)

Es la superficie de abrasión más antigua y se encuentra a una distancia que varía entre los 80 a 100 m de la línea de playa. Se encuentra compuesta por rocas de variada litología y tamaño comprendidos entre 0.05 a 0.35 m. Sólo se aprecia en un sector de la zona. Ocurre al pie de la morrena frontal.

Terraza 1 (T1)

Se encuentra comprendida entre la terraza 0 y terraza 2, es quizás la más ancha y extensa de las terrazas. Estas dos terrazas conforman dos superficies escalonadas y subparalelas a la línea litoral. Es una zona pedregosa compuesta por clastos de diferentes tamaños y composición. Es la terraza más ancha de todas, llegando a tener un promedio de 40 m.

Terraza 2 (T2)

Se encuentra entre los 30 a 45 m de la línea de costa. Consiste en cantos rodados con tamaños comprendidos entre los 0.02 a 0.25 m. Sobre esta superficie se encuentran construidas las instalaciones de la Estación Científica. Tiene un ancho promedio de 20 m.

Terraza 3 (T3)

Es la terraza más moderna y se le ubica entre la terraza 2 y la línea de alta y baja marea. Consiste en cantos rodados con tamaños comprendidos entre 0.01 a 0.15 m, con esporádicas rocas de mayor tamaño. La presencia de gravas es mayor en esta zona, ya que las otras terrazas casi no tienen gravas (Foto N° 2).

2. Formas de Modelado Glaciar

La acción glaciar activa y permanente han modelado la superficie del área, pudiéndose notar una superficie de abrasión labrada por el paso de los hielos, dejando las típicas estrías en las rocas. Los materiales que son arrancados de la superficie rocosa por la lengua glaciar (glaciar Lange), inmediata a Punta Crepín, son depositados formando una morrena lateral con forma de una colina alargada que llega hasta el borde del mar. Entre la morrena lateral y las terrazas se forman pequeñas lagunas debido a las filtraciones y deshielos.

3. Zona de Pendientes

Esta zona se encuentra conformada por las laderas de los cerros denominados Macchu Picchu y Huayna Picchu, los cuales en su flanco Norte están desprovistos de hielo en el verano, siendo estas pendientes muy pronunciadas en algunos sectores (fig N° 3).

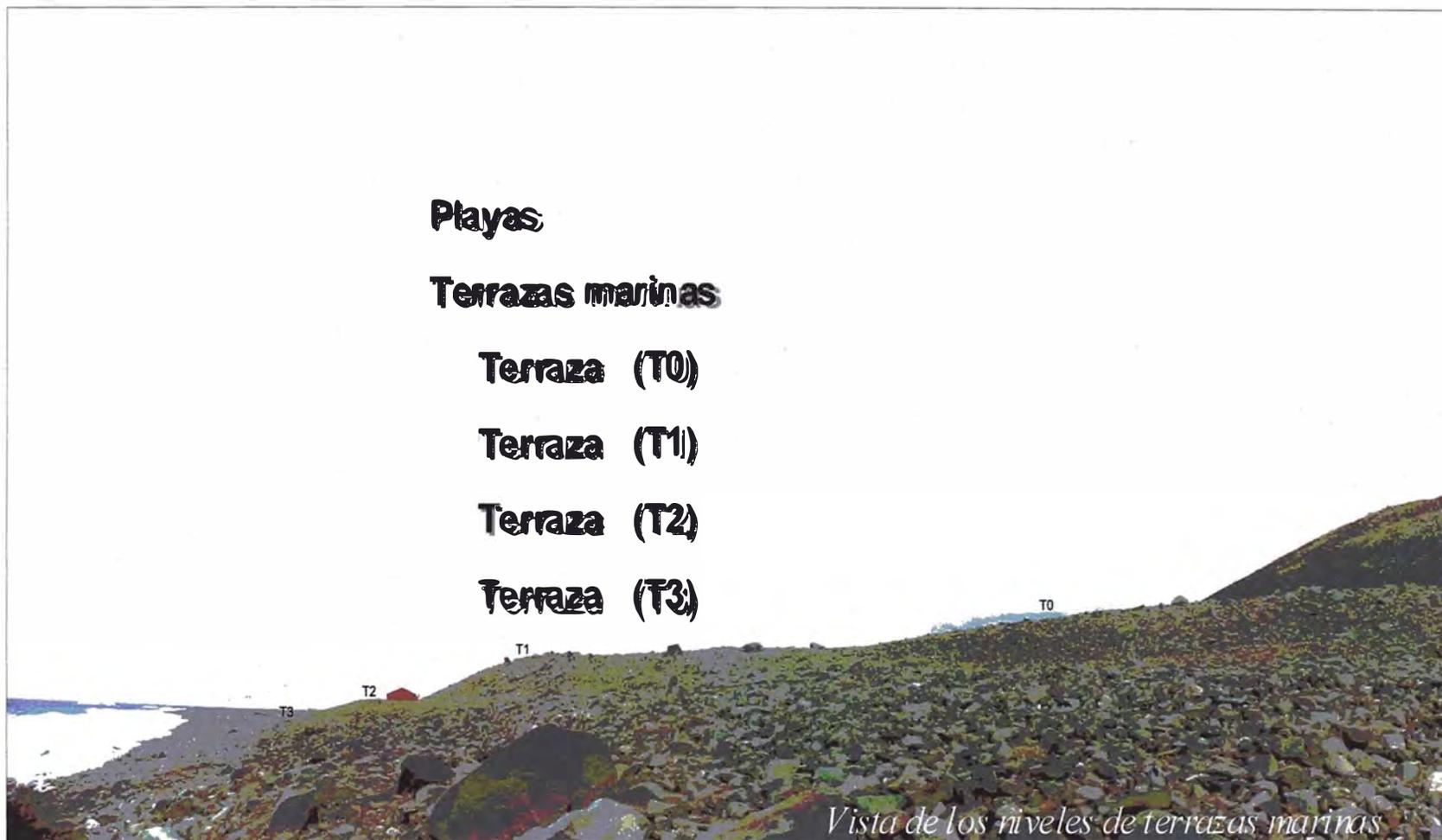


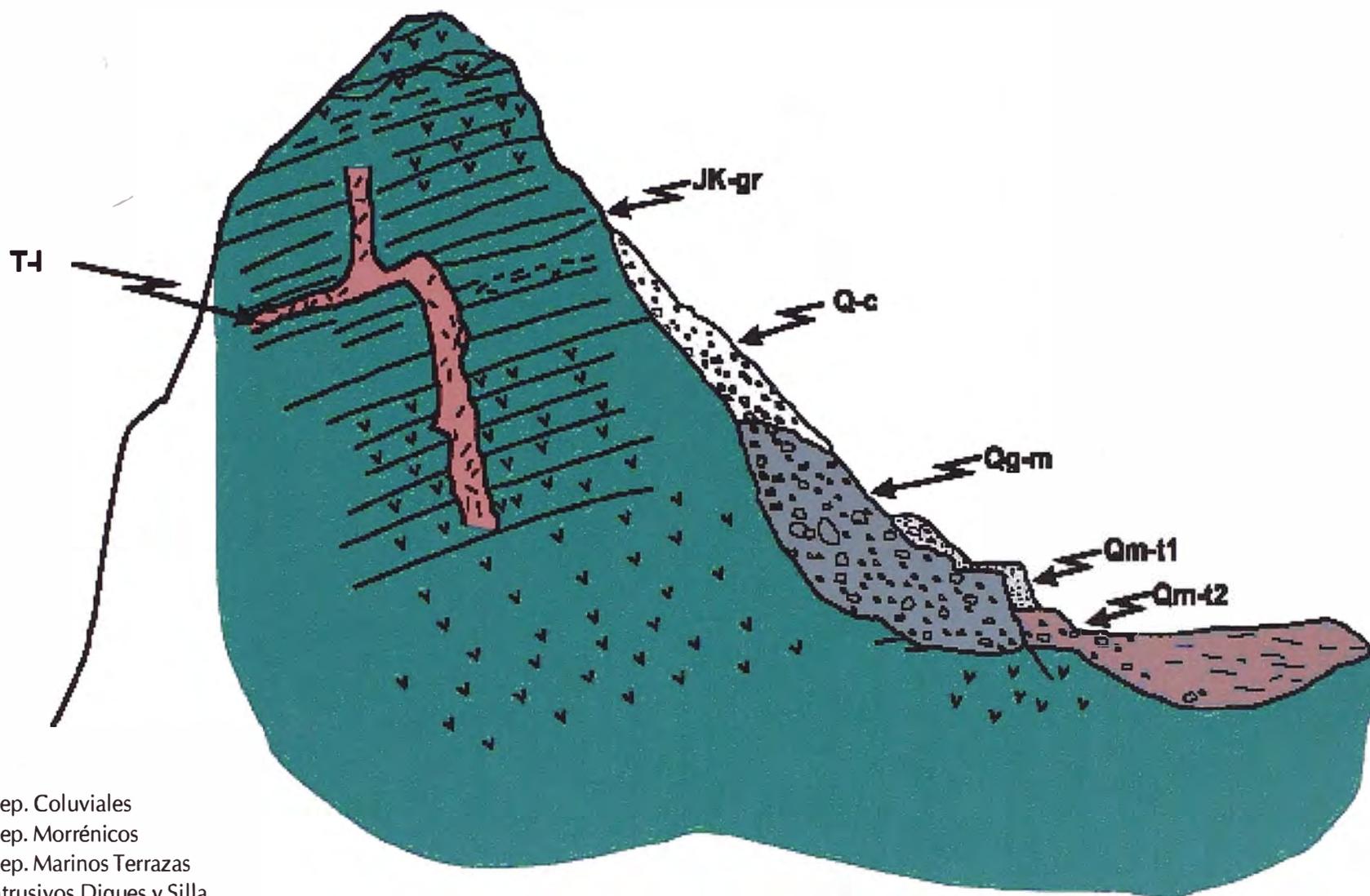
Foto N° 1. En la foto es posible observar los diferentes niveles de las terrazas marinas. En la terraza N° 2 (T2) están construidos los diversos módulos (vivienda, cocina, sala de máquinas, etc).



Foto N° 2.

Vista frontal del glaciar Domeyko, siendo posible observar en la parte central una chimenea volcánica. Tiene una composición andesítica. Se pueden observar además, las tres terrazas. La N° 3 es la que se encuentra pegada al mar. En el mar se pueden ver algunos pedazos de hielo flotantes y nieve cubriendo parte de la terraza N° 3.

PERFIL GEOLÓGICO EN EL C° MACCHU PICCHU (Punta Crepin)



- Q-c Dep. Coluviales
- Qg-m Dep. Morrénicos
- Qm-t Dep. Marinos Terrazas
- T-i Intrusivos Diques y Silla
- JK-gr Grupo Volcánico

Fig. N° 3

4. MARCO GEOLÓGICO

Generalidades

La Isla Rey Jorge es la mayor de las Islas Shetland del Sur, estando ubicada entre las latitudes 61° 50' y 62° 15' longitudes 57°30' y 59°00. Separada de la Península Antártica por el Estrecho de Bransfield. Más del 90 % de la superficie está cubierta por hielo.

Todos los rasgos geológicos observados en la Isla Rey Jorge, están vinculados a la historia geológica de las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica, las que han tenido un desarrollo sedimentológico y estratigráfico ligado a un Arco Volcánico marginal en épocas mesozoicas y terciarias, lo que es evidenciado por una actividad magmática de composición calco-alcalina (fig N° 4) propia de un proceso de subducción al penetrar la Placa Oceánica Antártica por debajo de la Placa Continental

Según DALZIEL. 1979, la subducción ocurrió desde tiempos Paleozoicos, cuando aún se encontraba unida al Continente Sudamericano. La separación de la Península Antártica según BRUHUN & DALZIEL 1977 se produjo a fines del Jurásico.

BARRON & HARRISON & HAY, 1978, han sugerido que el proceso de separación del Continente Antártico de Sudamérica y África, se produjo entre los 160 a 140 M.A., y estuvo asociado a un vulcanismo marginal activo en el Sur de los Andes y la Península Antártica.

Si se considera la sucesión estratigráfica en la Bahía del Almirantazgo, se observa un predominio de las rocas volcánicas y sedimentarias de origen volcánico, estan-

do todas ellas, intruídas por rocas subvolcánicas a plutónicas de edad Cretáceo – Terciario. Como formas discordantes se pueden ubicar en el área de estudio a los depósitos cuaternarios, los mismos que se encuentran formados por materiales morrénicos, fluvioglaciares y coluviales, así como también por arenas gruesas y conglomerados que conforman las terrazas y los fondos marinos (fig N° 3).

ESTRATIGRAFÍA GENERALIZADA DE LA ISLA REY JORGE

El complejo de rocas de la Isla Rey Jorge comprende un período de tiempo indeterminado desde el Mesozoico tardío (superior) al Cretáceo – Terciario hasta el Mioceno tardío. La estratigrafía de la Isla ha sido dividida para una mejor comprensión en los siguientes Bloques y Grupos (Fig. N° 5):

Bloque Barton

El eje levantado de los terrenos de Horst Barton exponen sedimentos plegados y rocas volcánicas pseudoestratificadas y alteradas, diferenciados como Grupos Martell, Inlet y Cardoso Cove, intruidos por plutones tipo andino del Grupo Wegger Peak. El Grupo Cardoso Cove se encuentra plegado y cubierto en discordancia por sedimentos y lavas volcánicas. Estas unidades están cortadas por pequeñas intrusiones hipabisales nombradas como Grupo Bahía Almirantazgo (BIRKENMAJER, 1984).

Grupo Martell Inlet

Se observan estratos complejos con formas cónicas, los cuales tienen más de 1.100 m de potencia. Este Grupo se divide en varias formaciones que son:

1. Formación Península Séller

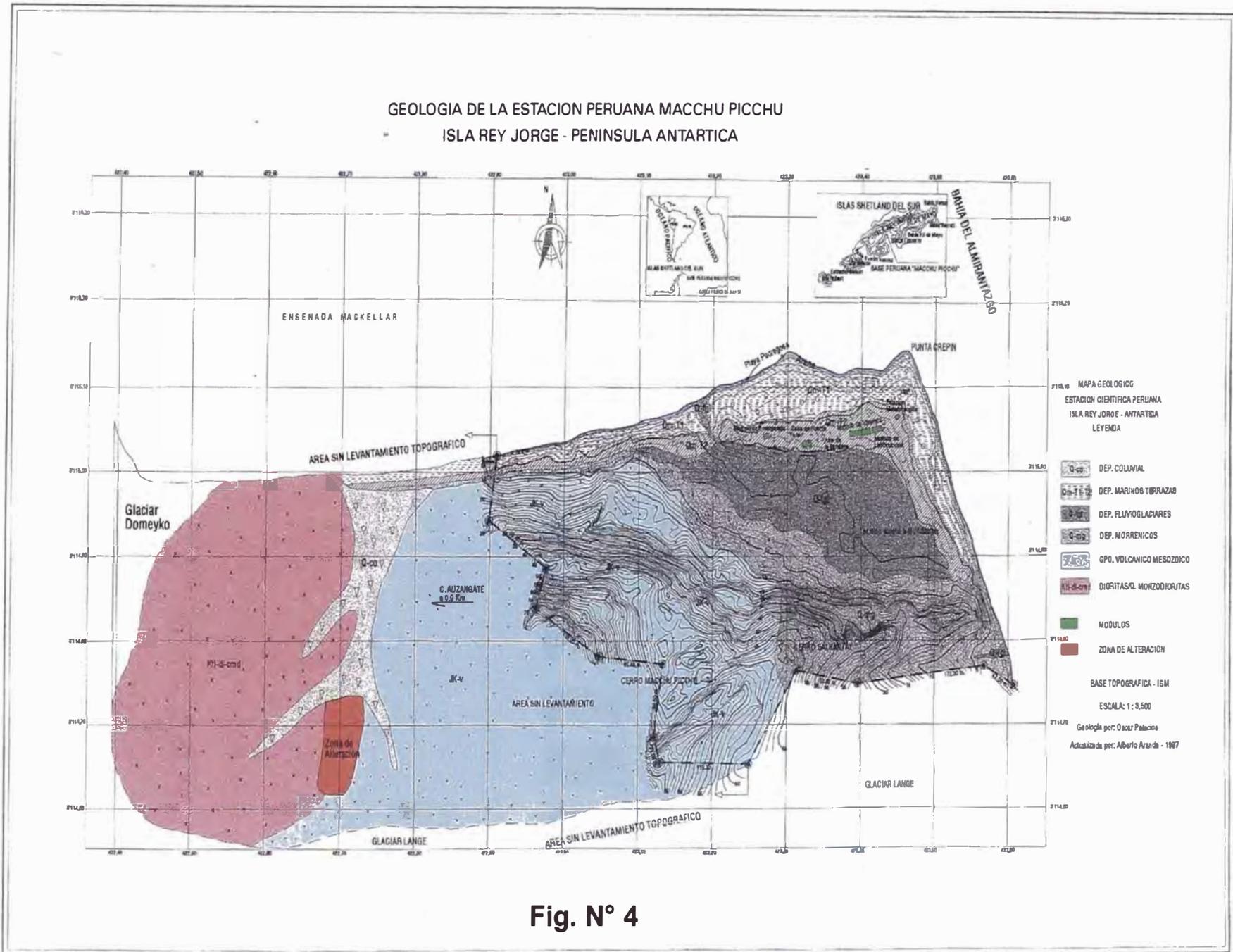


Fig. N° 4

SECUENCIA ESTRATIGRAFICA - ENSENADA MACKELLAR

Dique Sills andes. - basal.



Int. Plut. monzo-gr.

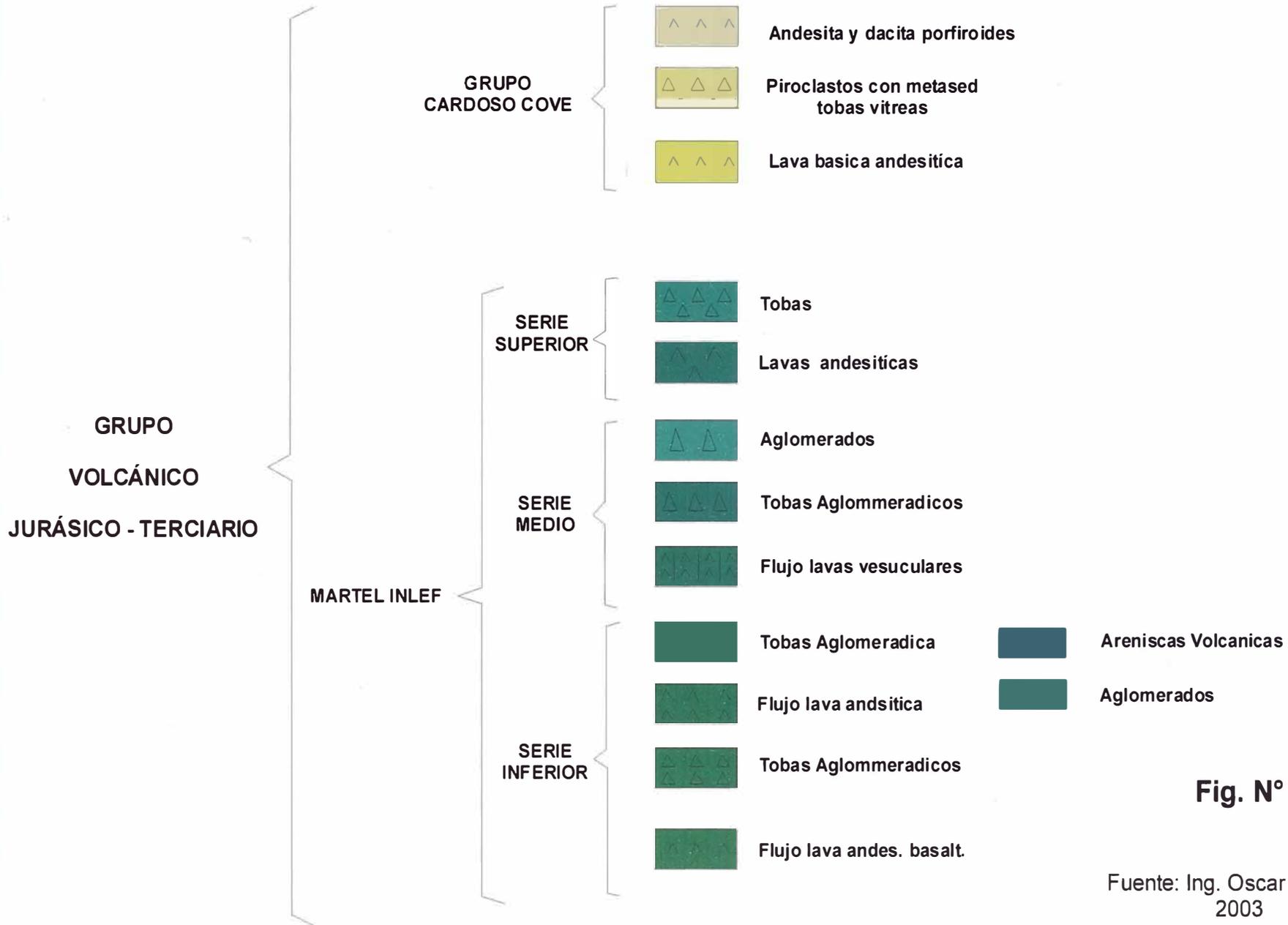


Fig. N° 5

Fuente: Ing. Oscar Palacios
2003

2. Formación Visca - Anchorage
3. Formación Domcyko Glaciev
4. Formación Ullman Spun
5. Formación Goetel Glaciev

El carácter de las lavas y los piroclásticos intercalados en las que se pueden observar algunas intercalaciones con fragmentos de madera petrificados y regolita, indican el modo efusivo de las lavas, las cuales tienen una composición que gradan de andesita basáltica básica a basalto rico en aluminio y andesitas que gradan a dacitas. Las riolitas son menos frecuentes. A los intrusivos hipabisales (Grupo Bahía del almirantazgo) que cortan a los complejos estratiformes se les asigna una edad pre Terciario (Jurásico superior – Cretáceo inferior) (BIRKENMAJER, 1984).

Grupo Cardoso Cove

Su contacto con el Grupo Martel Inlet es una larga falla transversal a lo largo de la Ensenada Mackellar

En Bahía del almirantazgo su grosor es más de 540 m, consistiendo en lavas básicas andesítica alternadas con tobas y aglomerados. Se observa una alteración hidrotermal caracterizada por la presencia de cloritas, carbonatos, óxidos, etc, todos ellos vinculados a las intrusiones plutónicas del Grupo Wegger Peak. Este Grupo se supone de edad Pre Terciaria.

Grupo Wegger Peak

Consiste de rocas intrusivas clasificadas como cuarzo monzodioritas, dioritas y granodioritas. Localmente se puede clasificar como monzonita variando a una u otra roca de acuerdo al contenido de potasio. Estas rocas intruyen a los grupos Martel Inlet y Cardoso Cove. Su edad por el método de K-Ar está entre 60.7 y 31 MA.

Bloque Warzana y Bloque Fildes

Estos Bloques han descendido respecto al Bloque Barton. La sucesión estratigráfica es de origen continental , predominantemente consiste en complejos volcánicos. La datación por el método de K-Ar dan más de 67 MA. (BIRKENMAJER, K. 1984).

Secuencia Estratigráfica en Punta Crepín

Grupo Volcánico Mesozoico

Este grupo se encuentra constituido por un complejo de rocas volcánicas y volcanoclásticas que son conocidas también como Rocas Verdes, las que afloran en la Ensenada Mackellar con secuencias estratigráficas que pueden llegar al Terciario. En la parte inferior se observa una serie de color verde a verde oscuro compuesto por andesitas basálticas, cambiando en la parte media a una secuencia de tobas de color verde claro a grises. En la parte superior se encuentra una secuencia de lavas de composición andesítica con marcada textura porfirítica. Estas lavas tiene un color gris oscuro con tono verdoso (Foto N° 3).

En Punta Crepín la serie está conformada por rocas de composición andesítica y dacíticas con una textura porfirítica muy marcada, donde los fenocristales de plagioclasas se encuentran en una matriz de grano fino (afanítica). Estas rocas tiene una coloración verdosa debido a los procesos de intemperismo, la cual altera a los minerales máficos primarios (anfíboles, piroxenos y biotitas) a la asociación mineralógica secundaria consistente en cloritas – epidota, a veces acompañada por escasa calcita (Fig. N° 6).

En la parte inferior se observan unas brechas de color gris a gris oscuras de composición andesítica, seguida por andesitas y dacitas, donde los minerales máficos se alteran a la asociación mineralógica clorita – epidota – calcita, siendo la calcita más abundante que en la secuencia anterior. Los fenocristales de plagioclasas están



Foto Nº 4.

Al fondo se aprecian los Cerros Macchu Picchu y Ausangate, el primero consiste en rocas volcánicas y el segundo en un intrusivo Monzodiorítico. Ambos están parcialmente cubiertos de nieve. Las construcciones se han realizado en la terraza Nº 2.

alterados por la asociación mineralógica calcita – epidota con escasa cantidad de sericita. Por sectores es posible observar una débil a moderada silicificación de la matriz y en menor proporción de los fenocristales (alteración diferenciada) debido posiblemente a las intrusiones de pequeños sills y diques que atraviesan la secuencia volcánica.

Depósitos Cuaternarios

Los depósitos cuaternarios cubren discordantemente a los volcánicos descritos anteriormente estando constituidos por depósitos glaciares, marinos y coluviales. Los depósitos glaciares consisten en materiales que han sido arrastrados por las lenguas glaciares con las consiguientes corrientes de fusión de los hielos y han sido clasificadas como depósitos morrénicos y depósitos fluvioglaciares.

Los depósitos marinos lo conforman las acumulaciones pedregosas en la faja litoral y los depósitos coluviales vienen a ser los bloques que se desprenden de los afloramientos y caen por gravedad a los lados de dichos afloramientos.

1. Morrenas

Al Sur de la Estación Científica Macchu Picchu, se puede apreciar una colina alargada (Cerros Ausangate) constituida por material morrénico conformado a su vez por conglomerados que tienen bloques de formas angulosas a subangulosas con tamaños que varían entre 15 a 40 cm. Estos materiales han sido arrancados y arrastrados por el glaciar Lange, en su avance a través de los diferentes afloramientos de rocas volcánicas. En estos conglomerados se puede apreciar una matriz de composición areno-arcillosa, color amarillento y de grano medio a grueso muy permeable, lo cual permite que por ella discurran pequeños riachuelos que están alimentados por las filtraciones de los deshielos del glaciar.

2. Depósitos Fluvioglaciares

Estos depósitos están compuestos por pequeños cantos rodados, arenas gruesas a finas y arcillas que son arrastrados por las corrientes de los deshielos y que se extienden hacia la parte baja. Las aguas de dichos deshielos forman charcos o pequeñas lagunas temporales que al evaporarse dejan expuesta la arena húmeda, la cual es posteriormente arrastrada por los vientos.

3. Depósitos Marinos

Los depósitos marinos son los materiales que al ingresar a la Cuenca Marina por la acción de las corrientes fluviales son distribuidos por las corrientes litorales a lo largo de las playas.

La acción de las corrientes de resaca y el oleaje hacen un segundo trabajo en los bloques, produciendo un desgaste en las aristas, razón por la cual tienen formas subredondeadas a redondeadas y planas, típicas de los materiales marinos y tamaños hasta de 50 cm.

En Punta Crepín se pueden distinguir fácilmente cuatro terrazas antiguas (T0, T1, T2 y T3) y los depósitos más recientes que conforman los depósitos de playa.

La terraza T0 corresponde a la más antigua y se levanta aproximadamente entre 8 a 10 m.s.n.m. con 35 a 40 m de ancho y conforma una franja paralela a subparalela al borde de la morrena. Consiste en cantos rodados y bloques subredondeados con tamaños menores a 20 cm y mayores a 3 cm. La terraza T1 corresponde a una zona adyacente y está limitada por la terraza T0 y la terraza T2. La composición es similar a la terraza T1.

La terraza T2, es de menor ancho y se encuentra compuesta por rocas subredondeadas a subangulosas con tamaños variables entre escasos centímetros hasta 20 cm. En esta terraza se han construido los diversos módulos de vivienda, almacén, casa de fuerza, comedor, etc.

La terraza T3, se encuentra limitada por la línea de alta y baja marea, estando constituida por clastos subangulosos a subredondeados, con tamaños comprendidos entre pocos centímetros a 15 cm. El material arenoso es escaso y por sectores no se observa. A esto contribuye mucho, los fuertes vientos que se presentan en la zona.

4. Depósitos Coluviales

Están constituidos por los fragmentos de rocas que se desprenden de los diversos afloramientos rocosos de las partes superiores y que por la gravedad van siendo acumulados en las laderas para formar abanicos coluviales. La composición depende de las rocas de las cuales provienen.

Aspectos Estructurales

La Isla Rey Jorge y su vecina la Isla Nelson, consisten de varios bloques tectónicos formados por fallas longitudinales. El bloque Fildes hundido hacia el Norte, separada del Horst Barton por la falla Collins, probablemente desprendida. El bloque Horst Barta está levantado, estando limitado al Sur por la falla Ezcurra que separa el bloque Warzana al sur (Fig. N° 7, 8, 9).

Si se consideran las diferentes sucesiones estratigráficas y el tipo de rocas que ocurren en los bloques particulares, se pueden sugerir desplazamientos laterales de larga escala a lo largo de los planos de las fallas Ezcurra y Collins, en los tres bloques (Filder Block, Barton Horst y Warzana Block).

La edad del fallamiento es Terciario, basado sobre dataciones K-Ar sobre diques relacionados a las aberturas de la falla Ezcurra. (BIRKENMAJER, 1984) Se asume que el movimiento comenzó hace 54 MA (Paleoceno-Eoceno) habiendo continuado por un período de 33 a 21 MA (Mioceno inferior) creando un nuevo sistema de fallas transversales, seguido de intrusiones de diques paralelos.

Se supone que el movimiento de rumbo a lo largo de la falla Ezcurra fue el resultado del movimiento de rotación del Continente Antártico (Birkenmajer, 1984).

En el área de la Estación Científica Peruana Macchu Picchu, los afloramientos de rocas andesíticas forman una parte del Flanco Occidental del Anticlinal Mackellar, el cual tiene un eje aproximado de N 25° O, siendo su correspondiente Flanco Oriental ubicado en la Península Sëller (Estación Científica Ferraz – Brasil) y refugio Antártico del Ecuador (QUISPEIVANA, L. 1995)

La dirección de las capas de estratificación en el cerro Macchu Picchu es de N 70° - 80° W, con buzamiento de 10° - 20° al SO y EO.

La estructura más importante es una falla que se ubica entre los cerros Macchu Picchu y Ausangate; tiene una dirección aproximada de N 25° E, con longitudes mayores a 2 Km., que pueden tener continuidad debajo de los glaciares (QUISPEIVANA, L. 1995), afecta a rocas volcánicas andesíticas de probable movimiento gravitacional.

Si tomamos en cuenta los estudios realizados por HARRISON & BARRON & HAY (1979); de FERRARIZ & ALDUNATE (1979); DALZIEL (1975) y BIRKENMAJER (1983) asumimos que las Islas Shetland del Sur unidas a la Península Antártica, formaban desde el Mesozoico, la parte Sur Occidental y marginal del Continente Gondwana. Esta configuración determina un Arco de Islas Volcánicas cuyos ejes tiene ahora un lineamiento NE – SO, como resultado de un arqueamiento oroclinal, postulado por VALENCIA & MEDINA & VILAS & SELLER & MARTINEZ (1980).

El proceso de subducción que deviene desde fines del Jurásico, habría cambiado a un proceso de expansión en el Estrecho de Bransfield, lo que dió lugar a la separación de las Islas Shetland del sur de la Península Antártica (PALACIOS O. 1989). Tal proceso sería la causa de la actividad volcánica presente ahora en la Isla decepción y que refuerza la postulación de un Rift en el Estrecho de Bransfield propuesto por PARRA & GONZALEZ & BANISTER (1984) lo que ha sido reafirmado en los estudios geomagnéticos de la Primera Expedición Peruana a la Antártida.

ESQUEMA ESTRUCTURAL ISLA REY JORGE

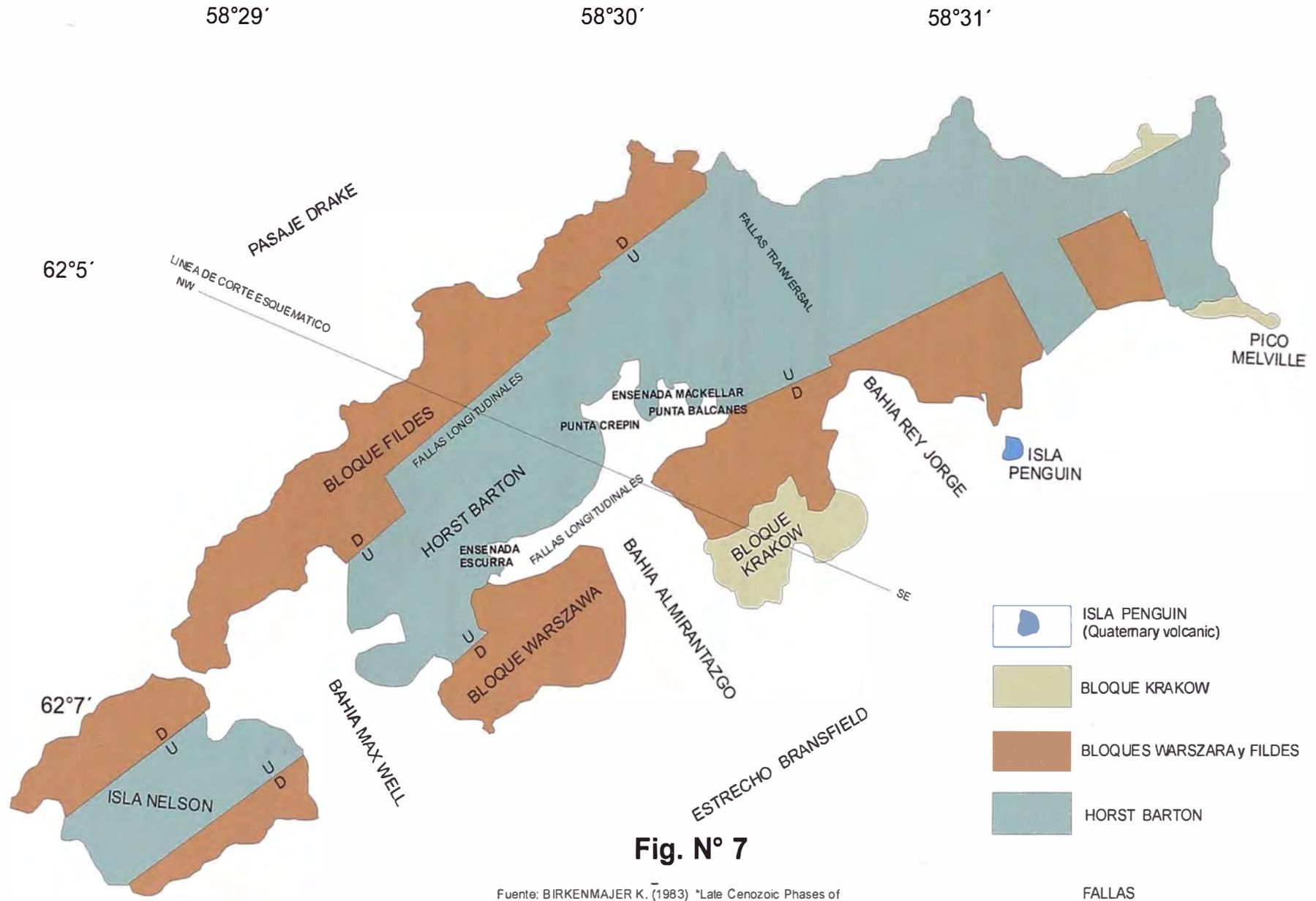
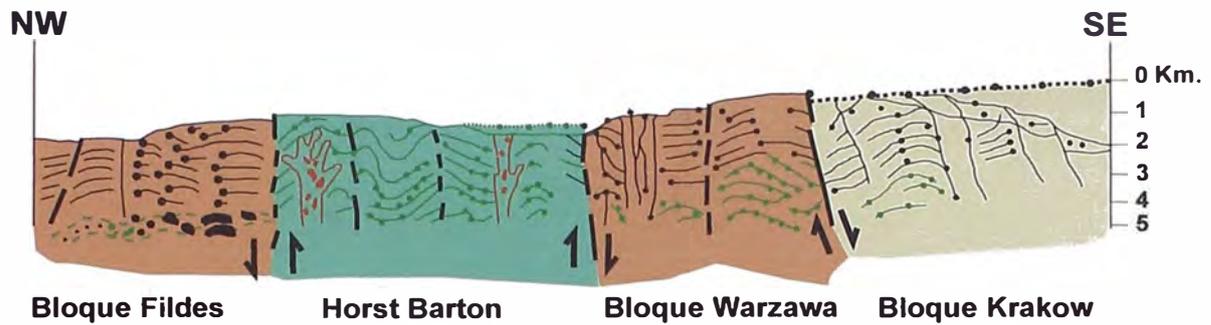


Fig. N° 7

Fuente: BIRKENMAJER K. (1983) "Late Cenozoic Phases of Block Faulting on King George Island West Antarctic."

Fuente: Ing. Oscar Palacios
2003

A) CORTE ESTRUCTURAL ESQUEMÁTICO ISLA REY JORGE



Serie Volcánico Cretáceo Terciario



Dique Sill Terciario Bonic Almirantazgo



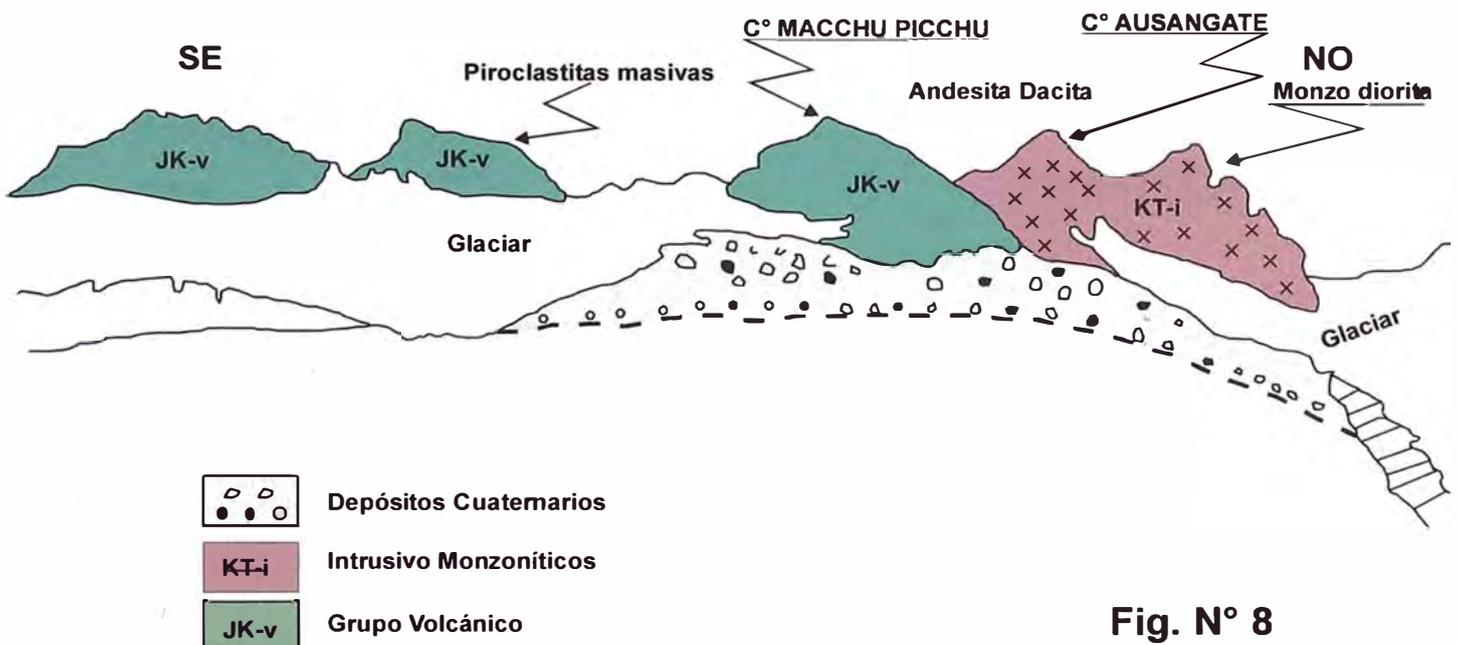
Serie Volcánica Jurásica Cretáceo Sedimentario



Grupo Plutónico Cretácico Terciario

Fuente: BIRKENMAJER K. (1983) "Late Cenozoic Phases of Block Faulting on King George Island West Antarctic."

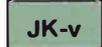
B) PERFIL GEOLÓGICO SE-NO EN PUNTA CREPIN



Depósitos Cuaternarios



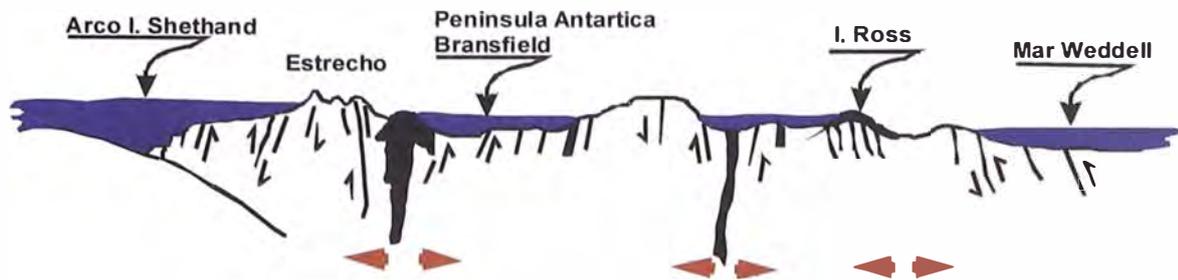
Intrusivo Monzoníticos



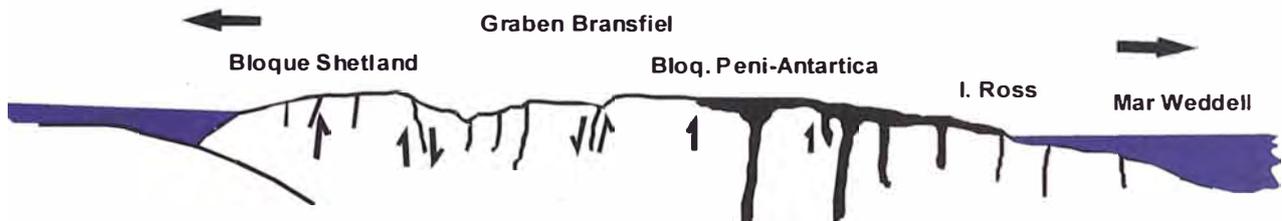
Grupo Volcánico

Fig. N° 8

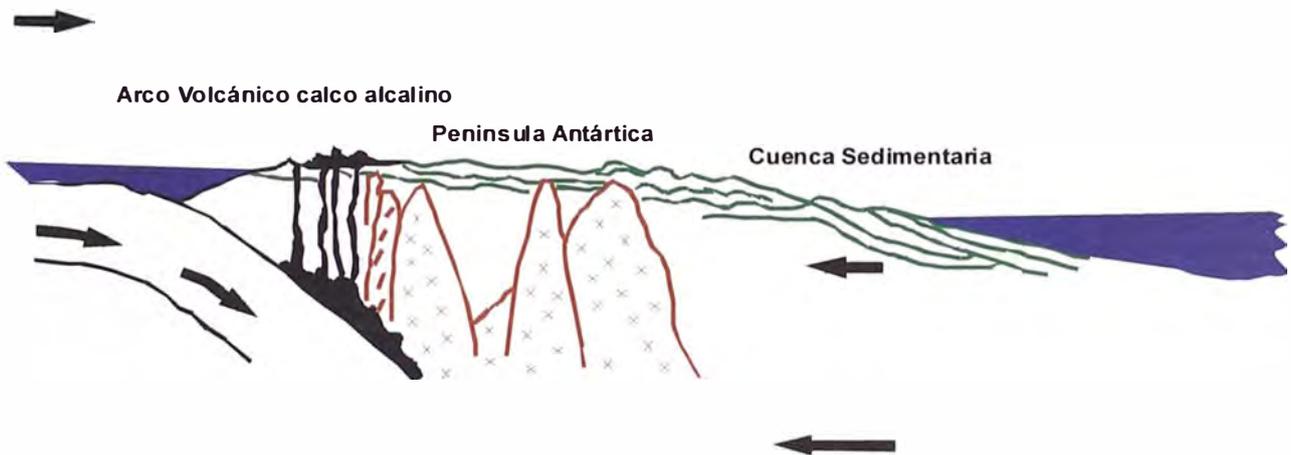
Fuente: Ing. Oscar Palacios 2003



A) VOLCANISMO ALCALINO (Pleistoceno Reciente)



B) VOLCANISMO ALCALINO Y BLOQUES DIFERENCIALES (MIO - PLIO) (MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO)



C) MAGNETISMO CALCO ALCALINO Y SUBDUCCION (Cretácico superior-Terciario)

Fig. N° 9

Fuente: Ing. Oscar Palacios
2003

Desde el punto de vista estructural, en la Isla Rey Jorge, BIRKENMAJER (1983) reconoce un fallamiento longitudinal de rumbo SO, que separa dos bloques hundidos al Noroeste y Sureste (Bloques Fildes y Warzana) y un bloque levantado al centro a manera de Horst (bloque Barton).

Es así que una de estas fallas, ubicada a lo largo de la Ensenada Ezcurra, separa la serie Terciaria que aflora en la Estación Científica Artowski, de la secuencia Mesozoica – Terciaria que aflora en la Ensenada Mackellar donde se ubica Punta Crepín.

El fracturamiento y fallamiento puesto en evidencia, corresponde a un tectonismo Terciario, probablemente superior (similar al tectonismo andino) que compromete la secuencia, dando lugar a un plegamiento, fallamiento y fracturamiento longitudinal y transversal a las Islas Shetland del sur y Península Antártica.

Esta compresión, posteriormente debió devenir en un proceso distensivo que se manifiesta en el Cuaternario con el volcanismo (Isla Decepción) y expansión en el estrecho de Bransfield.

5. ROCAS IGNEAS

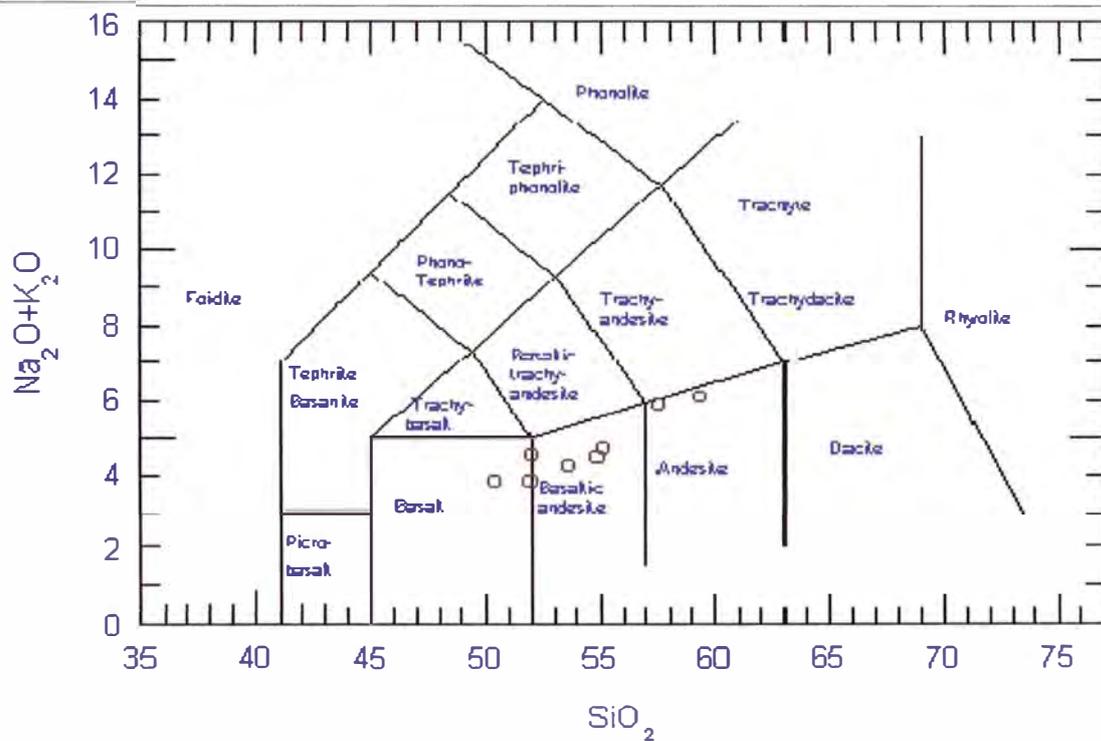
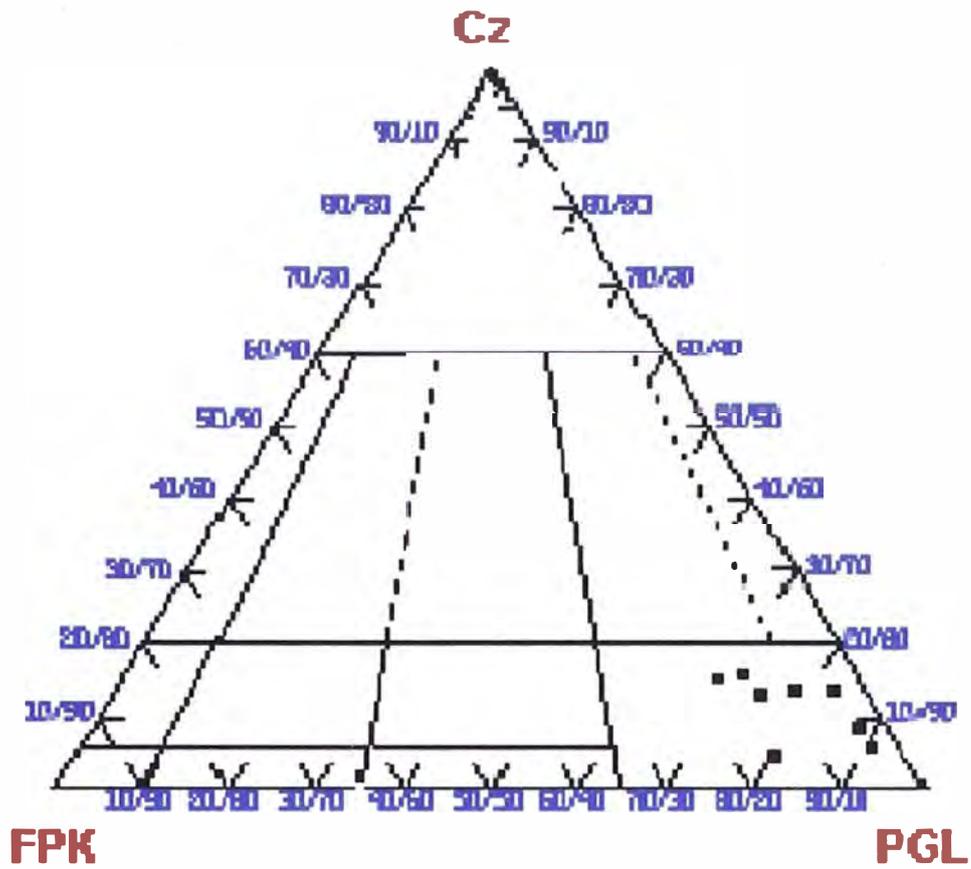
Rocas Volcánicas

En el estudio microscópico se puede apreciar que estas rocas contienen abundantes cristales de plagioclasas de la variedad andesina, oligoclasa y escasamente de labradorita y anortita, presentando las típicas zonaciones y maclas polisintéticas.

El cuarzo es muy escaso en las rocas andesíticas o se encuentra como relleno intersticial en la matriz, con tamaños pequeños, pero generalmente el cuarzo que se observa es secundario y producto de la alteración ¿hidrotermal? que sufren las rocas debido a las intrusiones de sills y diques.

Como minerales accesorios se pueden apreciar a los máficos como la hornblenda y augita, con escasa cantidad o ausencia de biotita. Como minerales secundarios se tiene una asociación mineralógica consistente en calcita – cloritas – epidota – cuarzo – sericita, característicos de una alteración propilítica.

La calcita procede mayormente de la alteración de las plagioclasas y en menor proporción de la alteración de los minerales máficos; en la epidota ocurre lo inverso, es más abundante como alteración de los minerales máficos y escasamente debido a la alteración de las plagioclasas. La sericita procede de la alteración de los feldespatos y no se le observa con los máficos. La alteración se presenta en los fenocristales y es más escasa en la matriz (Fig. 10 y 11) (Fotos 4 al 11)



Figuras N° 10 y 11

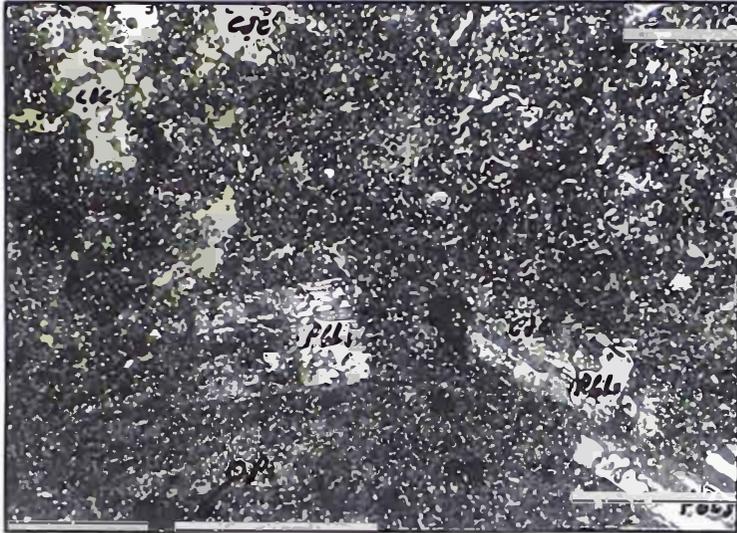


Foto # 4 Muestra N° 8; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Andesita porfírica; en la que se pueden distinguir los fenocristales de plagioclasa (PGLs) con formas tabulares y maclados, rodeados por una matriz microgranular consistente en feldespatos (FPs) y cuarzo (CZ). Se nota una débil alteración a calcita (cac) en los feldespatos de la matriz, e incipiente alteración en los fenocristales.

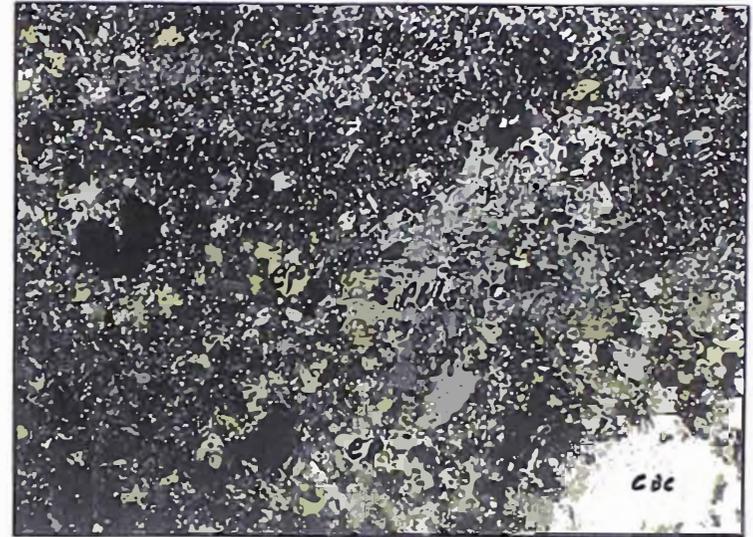


Foto # 5 Muestra N° 11; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 150X
Andesita porfírica; en la que se observan los fenocristales de plagioclasa (PGLs) alterados parcialmente a calcita (cac) y epidota (ep). La matriz consiste en microcristales de plagioclasa, y cuarzo (CZ). Escasos minerales opacos (Ops) diseminados en la matriz.

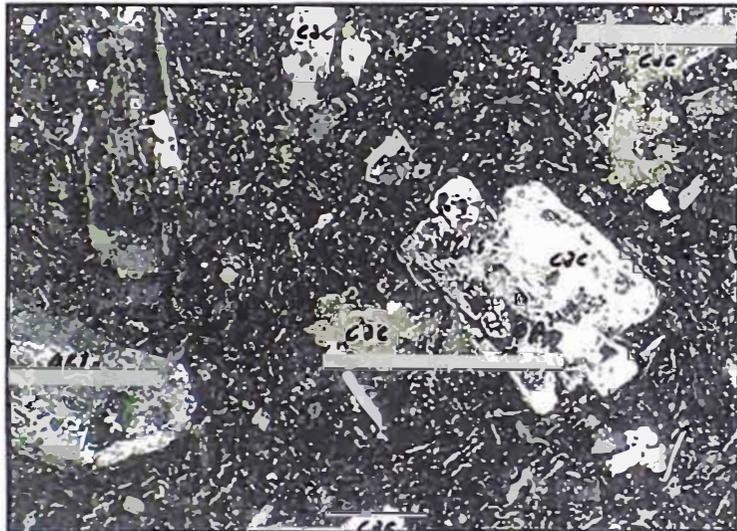


Foto # 6 Muestra N° 12; E.C. Machu Picchu. Aumento 75X
Andesita porfírica; donde se puede apreciar a escasos relieves de fenocristales de plagioclasa (PGLs), alterados a epidota (ep), y nodos de minerales más; es alterados a calcita (cac) y epidota (ep). Minerales opacos (Ops) diseminados en la matriz, la cual consiste en macro y microcristales de feldespatos con traza de cuarzo (CZ)



Foto # 7 Muestra N° 17; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Andesita Porfírica; con fenocristales de plagioclasa (PGLs) maclados y débilmente alterados a calcita (cac). La matriz es microgranular de composición feldespática alterada parcialmente a calcita (cac). Escasos minerales opacos (Ops) diseminados en la matriz.

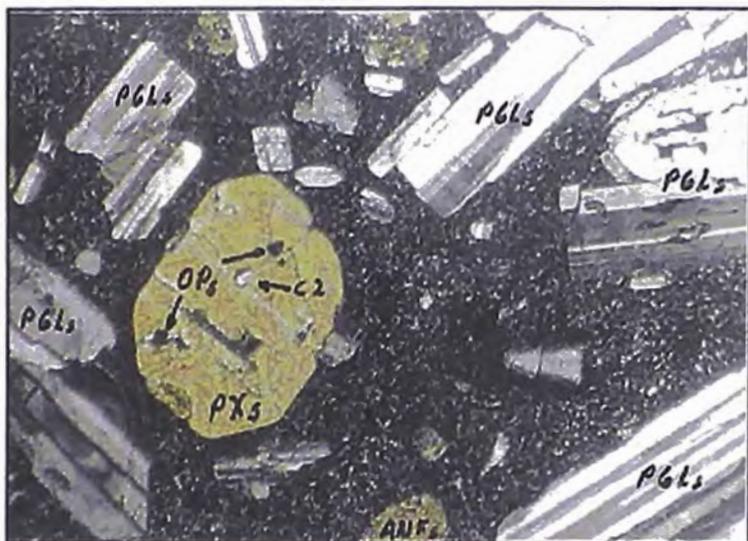


Foto # 8 Muestra N° 21; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Andesita Porfírica; en la cual se pueden observar los fenocristales de plagioclasa (PGLs), y anfíboles (ANFs), con piroxenos (PXs) alterados a cloritas (CLOs). La matriz es microgranular de composición feldespática. Pequeñas inclusiones de cuarzo (cz) y minerales opacos (Ops) en los anfíboles.

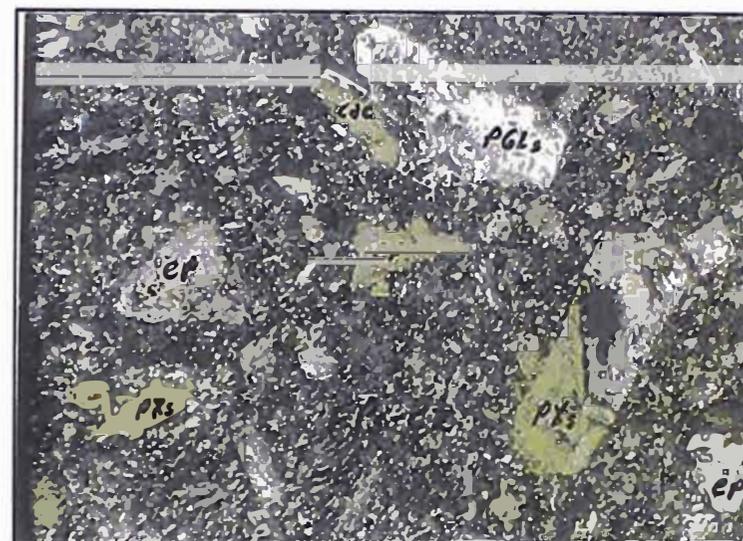


Foto # 9 Muestra N° 29; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 150X
Andesita porfírica; con fenocristales de plagioclasa (PGLs) alterados a calcita (cac) y epidota (ep), y moldes de piroxenos (PXs) alterados a los mismos minerales. La matriz es microgranular compuesta por feldespatos y escaso cuarzo (cz), alterada a calcita y epidota.



Foto # 10 Muestra N° 38; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Andesita porfírica; con fenocristales de plagioclasa (PGLs) y cuarzo (cz), en una matriz microgranular de composición cuarzo-feldespática. Hay moldes de piroxenos alterados a cloritas (CLOs). Y parcialmente reemplazados por minerales opacos (OPs).



Foto # 11 Muestra N° 39; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 150X
Andesita porfírica; con fenocristales de plagioclasa (PGLs) algunos de ellos alterados a epidota (ep), con piroxenos relativamente frescos en una matriz microgranular de composición feldespática con escaso cuarzo (cz). Los minerales opacos (OPs), se ubican diseminados en la matriz.

La parte media a superior está intercalada por andesitas y capas de tobas vítreas en las que se pueden observar algunos clastos angulosos de cuarzo dentro de un material cementante consistente en una arcilla ferruginosa, formada por procesos de alteración argílica y teñida por procesos intempéricos y por un material criptocristalino consistente en vidrio. Las andesitas son muy similares a las de la parte inferior, incluso en las alteraciones.

En el cerro Macchu Picchu, el tope de la secuencia comprende rocas de composición andesítica, con textura porfirítica, donde los fenocristales de plagioclasas se encuentran zonados y maclados, siendo de la variedad andesina-oligoclasa, habiendo sectores con megacristales de plagioclasas, los cuales llegan a medir hasta 4 mm., con inclusiones de cuarzo y epidota; con fenocristales de piroxenos (augita) que muestran procesos de uralitización incipiente.

Al Sur del cerro Macchu Picchu y a continuación del glaciar se aprecia una secuencia que sobreyace a la anterior y que aparentemente está compuesta por piroclásticos masivos de color verde, a la que le sigue otra serie lávica estratificada.

Toda la secuencia se encuentra intruida por diques y sills de composición andesítica a dacítica y por apófisis de composición cuarzo-monzodioríticos a cuarzo-dioríticos y dioríticos.

Los minerales observados en las secciones delgadas y el promedio de ellos son los siguientes:

Plagioclasas	75.75 %
FPKs	1.65 %
Cuarzo	3.35 %
Piroxenos	0.75 %
Minerales opacos	0.50 %
Apatito	TRZ
Biotita	TRZ
Cloritas	4.80 %
Calcita	6.25 %
Epidota	4.00 %
Arcillas	1.35 %
Sericita	0.65 %
Limonitas	0.55 %

La edad de este grupo se supone como Jurásico superior – Cretáceo; teniendo en cuenta que los cuerpos intrusivos son atribuidos al Terciario inferior a medio con edades entre 60.7 a 31 M.A. y 41 a 44 M.A.

Es indudable que durante el Jurásico - Cretáceo, ha existido un volcanismo muy activo en el margen occidental del Continente Sudamericano. Por ejemplo en la Costa central del Perú se encuentra la serie volcánica de edad Cretácea (Grupo Casma) cuyo origen y composición son similares a las del Grupo volcánico de la Península Antártica. Este volcanismo se habría prolongado hasta la parte más meridional del entonces Continente Gondwana donde se ubicaba la Península Antártica (PALACIOS, O. 1989).

ESTUDIOS PETROGRÁFICOS DE ROCAS VOLCÁNICAS

Muestra N° 1

Roca volcánica con textura porfirítica, la cual ha sufrido un proceso de alteración hidrotermal, quedando solo relíctos y moldes de minerales.

Las plagioclasas se presentan mayormente como moldes o relíctos, con formas tabulares, alterados por cuarzo-arcillas-sericita. Los moldes llegan a medir hasta 1.9 mm. El total de plagioclasas como fenocristales representa el 20 %.

El cuarzo se presenta en dos formas, como mineral primario, en cristales diminutos (< 0.1 mm) formando parte de la matriz de la roca y como mineral secundario, el cual se presenta en cristales algo más desarrollados (< 0.2 mm) alterando a las plagioclasas y en agregados de granos, posiblemente por reemplazamiento de algún mineral primario no reconocible. Como mineral primario el cuarzo representa el 6 % y como mineral secundario llega al 15 %.

El feldespato potásico se presenta en formas alargadas, algo tabulares, pero con tamaños inferiores a 0.5 mm. Están siendo alterados por arcillas. Existe un feldespato

potásico secundario, producto de la devitrificación del vidrio de la matriz, el cual posteriormente ha sido alterado por arcillas y sericita. El feldespato primario representa el 8 % y el secundario el 2 %.

Como minerales máficos se pueden encontrar algunos relíctos de biotitas, en cristales subhedrales con tamaños menores a 0.25 mm. Están débilmente alterados por cloritas. Ocurren como trazas. Los minerales opacos están diseminados en toda la muestra y ocurren como cristales subhedrales con tamaños menores a 0.03 mm. Suman aproximadamente el 1 %. Los minerales secundarios observados son el cuarzo, sericita, arcillas y cloritas. De ellos el más abundante es el cuarzo, seguido por las arcillas, sericita y cloritas. En total representa aproximadamente el 35 %. La matriz es microgranular a vítrea, parcialmente devitrificada a FPKs y alterada por arcillas y sericita. La matriz está compuesta por plagioclasas, cuarzo, vidrio y minerales opacos intersticiales.

Textura.- Porfirítica relíctica.

Alteraciones.- Silicificación, argilización, Sericitización y cloritización.

Clasificación.-Roca Volcánica con textura porfirítica alterada (¿Andesita Porfirítica?).

Muestra N° 5

La muestra se encuentra muy alterada, observándose algunos cristales desarrollados de cuarzo primario como relíctos.

Las plagioclasas se presentan en cristales subhedrales con formas tabulares pero muy diminutos (< 0.05 mm), generalmente como agregados de granos. Son de la variedad labradorita. No se les observa alterados. El porcentaje llega al 35 %.

Los piroxenos se presentan como cristales subhedrales a euhedrales, alterados por cloritas, quedando solamente los moldes por los cuales son reconocidos. Los cristales miden menos de 0.12 mm. Son relativamente abundantes, llegando a representar el 2 % de la muestra. Un sector de la muestra aún sin alteración contiene piroxenos de la variedad augita y biotitas.

El cuarzo ocurre en cristales desarrollados, formando agregados de granos, los cuales llegan a medir hasta 0.8 mm. Tienen formas anhedrales. Su porcentaje llega al 32 %. El cuarzo secundario se presenta en agregados de granos muy diminutos, mezclados con los piroxenos, plagioclasas y biotitas. Este cuarzo secundario representa el 15 % aproximadamente.

Las biotitas son escasas y se encuentran parcialmente alteradas por las cloritas, quedando relíctos del mineral original. El total de biotitas llega al 1 %, siendo posible que una cantidad mayor se encuentre totalmente alterada por las cloritas.

El feldespato potásico se presenta como relleno intersticial y en microfracturas discontinuas, estando alteradas por arcillas en la superficie. Representa el 2 %.

Los minerales opacos ocurren en cristales anhedrales a subhedrales, diseminados en la ganga y con tamaños hasta de 1.2 mm. Su porcentaje es menor al 1 %. Los minerales de alteración consisten en cloritas y cuarzo. El primero por alteración de los minerales máficos y el segundo como relleno de intersticios. El porcentaje de las cloritas llega al 12 %.

Textura.- Granoblástica.

Alteraciones.- Silicificación, cloritización y argilización.

Clasificación.- Andesita Basáltica.

Muestra N° 8

Roca volcánica con textura porfirítica, en la cual se observan fenocristales de plagioclasas y algunos piroxenos.

Las plagioclasas son los minerales más abundantes y se presentan como cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños hasta de 4 mm. Se encuentran maclados y con una débil alteración por arcillas. Forma parte de la matriz de la roca. El porcentaje de las plagioclasas es de 84 %.

Los piroxenos se presentan como cristales anhedrales a euhedrales, diseminados en la roca. Llegan a medir hasta 0.7 mm. Se trata de clinopiroxenos de tipo augita y diópsidos. El porcentaje llega al 2 %. Se alteran a cloritas.

El cuarzo es de origen secundario y se presenta como agregados de granos muy diminutos. Representa menos del 1 %.

Los anfíboles (tremolita–actinolita) se presentan como minerales secundarios, rellenando algunas de las microfracturas de la roca. En algunos casos estas microfracturas son discontinuas. Representan menos del 1 %.

Los minerales opacos se presentan como cristales anhedrales a subhedrales diseminados en la ganga. Miden menos de 0.1 mm.

Las cloritas ocurren como alteración de los piroxenos, alteración que en muchos casos cubre el 100 % de la superficie del grano, siendo identificado por las formas externas. Las cloritas suman el 2 %.

La matriz de la roca es microgranular compuesta esencialmente por plagioclasas diminutas con escaso cuarzo intersticial, posiblemente secundario, cloritas, piroxenos diminutos y arcillas relativamente abundantes. El total de los minerales de alteración llega al 10 %, siendo las arcillas el más abundante, seguido por las cloritas y actinolitas.

Textura.- Porfírica.

Alteraciones.- Argilización, cloritización y actinolitización.

Clasificación.- Andesita Porfírica.

Rocas Intrusivas

Cuarzo Monzodiorita

Se trata del denominado Grupo Wegger Peak y que en los alrededores de la Estación Científica Macchu Picchu, han sido clasificadas como cuarzo monzodioritas BIRKENMAJER (1985); pudiendo localmente pasar a cuarzo dioritas y dioritas, de acuerdo al incremento o disminución del feldespato potásico y cuarzo. Microscópicamente se notan pequeñas variaciones en los porcentajes de los minerales esenciales (que pueden depender de la posición del corte de la roca para su estudio petrográfico) y permiten clasificar las rocas como cuarzo dioritas y dioritas, según el diagrama AQFP (fig N° 12)

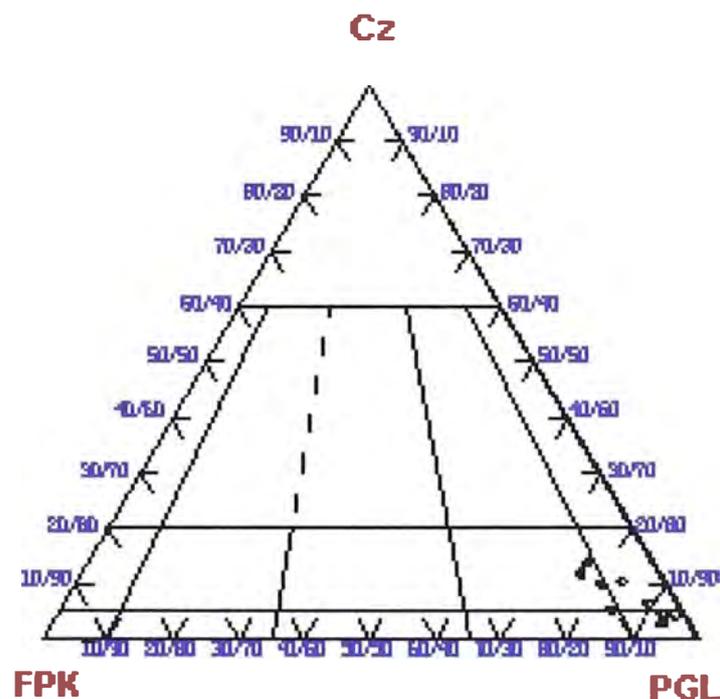


Fig. N° 12

El cuerpo de composición cuarzo monzodiorítico, es una roca plutónica de textura granular, holocristalina; de color gris a gris oscuro con tonalidad verdosa por la alteración a epidota – cloritas, otras veces presenta una coloración rosada debido al incremento del feldespato potásico (ortosa) o rojiza por la oxidación de los minerales máficos que contiene.

Este cuerpo intruye a las rocas volcánicas del cerro Macchu Picchu (Grupos Martell y Cardozo) que se destaca con una coloración rojiza (por la oxidación) y forma el cerro denominado Huayna Picchu.

Como mineral esencial se tiene a la plagioclasa, mineral de formas tabulares y presentan las típicas maclas polisintéticas y zonamiento, habiéndose determinado que corresponden a la variedad andesina – oligoclasa; este mineral esencial se encuentra acompañado por minerales accesorios como el feldespato potásico (ortosa) cuarzo, piroxenos (augitas) y escasa biotita. Los piroxenos son relativamente abundantes, ocurriendo lo contrario con la biotita. En algunas de las muestras se puede observar una moderada alteración a epidota, cloritas, calcita y cantidades menores de sericita y arcillas. También se puede apreciar un intercrecimiento mirmequítico y gráfico entre los feldespatos potásicos y cuarzo. La alteración a sericita y calcita se observa en las plagioclasas, la alteración por arcillas se limita al feldespato potásico; en cambio las cloritas y epidota alteran mayormente a los minerales máficos y en menor proporción a las plagioclasas (Fotod N°s 12 al 19).

El magmatismo de estos cuerpos si bien es posterior al calco–alcalino del grupo volcánico (Martell y Cardozo) sin embargo, según los análisis químicos se puede determinar que proceden de un magma aparentemente de la misma composición calco-alcalina. Se les puede relacionar con el Batolito de la Patagonia, al cual SAUNDER & TURNER (1982) lo interpretan como la raíz de un Arco Volcánico mesozoico.

Estos cuerpos en los contactos con las rocas volcánicas que intruyen, han dado lugar a procesos metasomáticos, que se manifiestan por presentar una zona de oxidación y alteración, en este caso no muy bien definida y pequeña, con relíctos de

minerales básicos como la calcopirita, pirita, galena y esfalerita, a veces acompañados por la pirrotita y abundantes óxidos como limonitas y hematita que le dan una coloración rojiza a la zona. (Fotos 9 y 10)

Cuarzo Dioritas (Qzdi)

La roca cuarzo monzodiorítica, cuando disminuye el feldespato potásico (el cuarzo puede permanecer en los mismos porcentajes), es clasificada como cuarzo diorita, pudiéndose observar que básicamente tiene la misma mineralogía que la cuarzo monzodiorita, con abundantes cristales de plagioclasas, de formas más o menos tabulares, maclados y zonados, además son de la misma variedad andesina – oligoclasa. Entre los minerales accesorios se tiene cantidades menores de piroxenos (augitas) y la biotita está casi ausente, con trazas de circón y apatito, minerales que suelen presentarse como pequeñas inclusiones en los feldespatos. De los anfíboles solamente se han observado algunos moldes completamente alterados a cloritas. El color de la roca es ligeramente más oscuro (aumentan los minerales máficos) y el tono verdoso es menos conspicuo. La textura es granular, holocristalina.

Las alteraciones observadas en las diferentes muestras estudiadas son: cloritización y epidotización moderadas, en los minerales máficos y débil en las plagioclasas. La sericita y arcillas (trazas) también proceden en parte de la alteración de las plagioclasas. La alteración a calcita es muy variable y se le observa tanto en las plagioclasas como en los minerales máficos, habiendo muestras en las que la carbonatación es abundante. Estas alteraciones pueden ser de origen hidrotermal. El intercrecimiento mirmequítico entre los feldespatos y cuarzo es en promedio más escaso que en las rocas cuarzo monzodioríticas. Al cuarzo que no está intercrecido con los feldespatos, se le observa como relleno intersticial. De la hornblenda se pueden observar algunos moldes, completamente alterados por cloritas, mientras que las biotitas se encuentran como trazas o no están presentes debido a que se trata de un magma con poco agua.

Los minerales observados al microscopio y sus porcentajes promedios son los siguientes:

Plagioclasas	68.50 %
FPKs	6.50 %
Cuarzo	5.40 %
Piroxenos	3.50 %
Apatito	TRZ
Minerales Opacos	1.00 %
Epidota	TRZ
Arcillas	1.80 %
Cloritas	11.50 %
Sericita	1.50 %

Dioritas

En un sector de la zona de estudio, se puede observar que las rocas presentan un color más oscuro, notándose que aumenta la cantidad de minerales máficos y disminuyendo el feldespato potásico y cuarzo por lo cual ha sido clasificada como Diorita. Las plagioclasas están presentes como cristales de formas tabulares, maclados y zonados. Las plagioclasas varían entre andesina a oligoclasa, pero en la parte central del zonamiento, algunas llegan a labradoritas. El piroxeno (augita y ¿diópsido?) se presentan en cristales desarrollados, de formas alargadas y escasamente en cristales euhedrales. El único mineral accesorio presente es la biotita, el que suele presentarse como trazas, posiblemente por haber sido casi completamente alterado. La granulometría es mediana a gruesa.

Las alteraciones que presenta la diorita son las mismas que han sido observadas en las rocas anteriores (cuarzo monzodioritas y cuarzo dioritas), variando solamente en cuanto a los porcentajes de los minerales. Las plagioclasas se alteran a la asociación mineralógica sericita .- arcillas, ocurriendo a veces una alteración de tipo selectiva (solo en algunos planos del zonamiento), notándose que se intensifica hacia los bordes de los granos y disminuyendo hacia la parte central, donde se le puede observar acompañada de una escasa alteración a cloritas epidota. Los minerales máficos (augitas ¿diópsidos? Y biotitas) presentan una alteración a cloritas – epidota, algunas

veces acompañadas por un reemplazamiento parcial de minerales opacos, el que ocurre en la parte central o como pequeños granos en los bordes, a modo de corona. Los carbonatos alteran indistintamente a los minerales máficos y los feldespatos. Es posible que la alteración de las biotitas a cloritas – epidota sea casi total, razón por la cual son muy pocos los granos observados.

La silicificación es una alteración que se presenta en algunas muestras, siendo observada como pequeños granos de cuarzo alterando a las plagioclasas y dando una apariencia a textura porfirítica. La silicificación es notoria especialmente cuando las muestras han sido tomadas cerca al contacto con las rocas volcánicas, siendo de posible origen hidrotermal.

Se nota que a medida que el cuarzo disminuye, la presencia de biotitas es menor, lo que también puede explicar lo escaso de ella (Fig. N° 13).

En los estudios microscópicos realizados, se encontraron los siguientes minerales y promedios de ellos:

Plagioclasas	67.00 %
FPKs	4.50 %
Cuarzo	2.00 %
Piroxenos	17.50 %
Minerales Opacos	1.00 %
Biotita	TRZ
Cloritas	7.00 %
Epidota	0.50 %
Arcillas	0.50 %

Como puede observarse en la figura N° 7 (diagrama AQFP), el promedio de los minerales esenciales de los tres tipos de rocas es muy parecido y pequeñas variaciones en el cuarzo y feldespato potásico hacen variar las rocas de una clasificación a otra (variaciones que pueden depender en algunos casos del corte de la roca).

Siendo muy probable que se trate solamente de un cuerpo intrusivo de composición cuarzo monzodiorítico y tanto la cuarzo diorita así como la diorita, sean subfacies de la misma cámara.

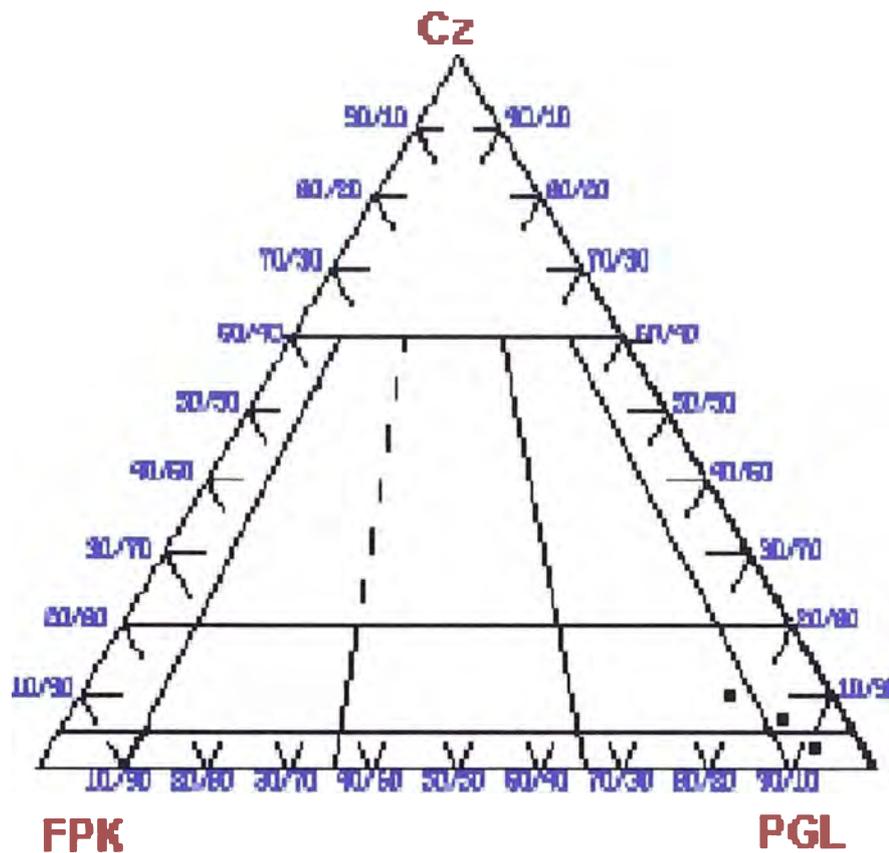


Fig. N° 13

Muestra N° 2

Roca granular, en la que se observan feldespatos con cuarzo como minerales principales y minerales máficos como accesorios.

Las plagioclasas son los minerales más abundantes y se presentan como cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños hasta de 2.8 mm. Se encuentran poco alterados por sericita y arcillas, siendo mayor la alteración por epidota y cloritas. Su porcentaje aproximado es de 25 %

El feldespato potásico es el mineral más abundante y se presenta en cristales anhedrales, intersticiales, con tamaños hasta de 1.5 mm. Se encuentran alterados superficialmente por arcillas. Por sectores forma una textura gráfica con el cuarzo. Su porcentaje aproximado es de 35 %.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, rellenando intersticios entre los

granos o formando por sectores, una textura gráfica con el FPKs. Los cristales llegan a medir hasta 1.6 mm, pero en promedio llegan a 0.4 mm. El porcentaje aproximado es de 25 %.

Los minerales máficos han sido completamente alterados por las epidotas y cloritas. No queda nada de los minerales máficos primarios. Actualmente se pueden observar agregados de granos de cloritas y de epidota, minerales que también alteran a los feldespatos.

Los minerales opacos ocurren como cristales anhedrales a subhedrales, diseminados en la roca. Los granos miden menos de 0.2 mm. El porcentaje es menor a 1 %. La presencia de los minerales opacos junto con los minerales de alteración parece indicar una alteración de tipo propilítica.

Las alteraciones observadas más parecen corresponder a una alteración hidrotermal y no a una alteración intempérica. De todas ellas predomina la argilización, la cual cubre gran parte de la superficie de los feldespatos. Las otras alteraciones ocurren en menor cantidad y consisten en epidota y cloritas. La sericita ocurre como trazas. En total las alteraciones representan el 15 %.

Textura.- Granular, hipidiomórfica, holocristalina, parcialmente gráfica.

Alteraciones.- Argilización, epidotización, cloritización y sericitización.

Clasificación.- Monzogranito.

Muestra N° 3

Muestra de roca plutónica con textura granular. Se observan abundantes cristales de plagioclasas.

Las plagioclasas son los minerales más abundantes y se presentan con formas tabulares, maclados y algunos zonados. Corresponden a la variedad, andesina – oligoclasa. Los granos llegan a medir hasta 2 mm. La alteración por arcillas es mínima. El porcentaje llega al 80 %.

El feldespato potásico se presenta en cristales anhedrales, menores a 0.65 mm. Se les observa relleno de intersticios y reemplazan parcialmente a las plagioclasas. Su alteración por arcillas cubre gran parte de la superficie del grano. El porcentaje aproximado es de 3 %.

El cuarzo está presente en cristales anhedrales, relleno de intersticios y con tamaños menores a 0.35 mm. En contacto con el FPKs forma una incipiente textura gráfica. El porcentaje del cuarzo llega al 5 %.

Los minerales máficos están representados por los piroxenos, en este caso de tipo augitas. Los cuales ocurren como cristales subhedrales a euhedrales y con tamaños menores a 1.1 mm. Se alteran a cloritas en los bordes y parte central del cristal. Gran parte de los piroxenos están completamente alterados por cloritas, otros están alterados en menor cantidad. El porcentaje total de los piroxenos es de 7 %.

Los minerales opacos se presentan diseminados en la roca. Ocurren como cristales anhedrales a subhedrales y con tamaños hasta de 0.25 mm. Están a nivel de trazas.

Los minerales de alteración observados son las cloritas y epidota (alteran a los minerales máficos), arcillas y sericita (alteran a los feldespatos). El más abundante de ellos son las cloritas, el resto ocurre en cantidades menores. Los minerales de alteración representan el 5 %.

Textura.- Granular, hipidiomórfica, holocristalina, parcialmente gráfica.

Alteraciones.- Cloritización, epidotización, argilización y sericitización.

Clasificación.- Diorita Cuarcífera.

Muestra N° 4

Roca plutónica, con textura granular, compuesta esencialmente por feldespatos y piroxenos.

Las plagioclasas son los minerales más abundantes en la muestra y se presentan con formas subhaciales, tabulares, maclados. Los cristales llegan a medir hasta 2.8 mm. Se alteran incipientemente a sericita y arcillas. Tiene algunas inclusiones de piroxenos en cristales muy diminutos. El porcentaje de las plagioclasas es aproximadamente de 79 %.

El feldespato potásico se presenta como cristales anhaciales, rellenando intersticios y en los bordes de algunos cristales de plagioclasas. Los cristales llegan a medir hasta 0.7 mm. Cuando está en contacto con el cuarzo forma una textura gráfica. Se encuentra alterada débilmente por arcillas. Su porcentaje es de 5 %.

El cuarzo ocurre como cristales anhaciales, rellenando intersticios. Los cristales llegan a medir hasta 0.4 mm. Forman una textura gráfica con el FPKs. El porcentaje del cuarzo es aproximadamente de 4 %.

Los minerales máficos se presentan como cristales subhaciales a euaciales, con tamaños promedio de 0.8 mm. Se encuentran muy alterados por las cloritas, mineral que en muchos casos lo altera completamente. Se observa una textura de reacción entre los minerales opacos y los piroxenos, formando una textura gráfica. La alteración de los piroxenos a epidota es escasa. La variedad del piroxeno es augita y escasamente de diópsido. El porcentaje llega al 6 %.

Los minerales opacos se presentan diseminados en la roca y en sectores, reaccionando con los piroxenos. Los cristales son anhaciales a subhaciales y presentan tamaños menores a 0.3 mm. Están como trazas.

Los minerales de alteración son las cloritas, arcillas, epidota y sericita. De ellos el más abundante es la clorita, seguidas por las arcillas, epidota y sericita. El total de los minerales de alteración representan el 6 %.

Textura.- Granular, hipidiomórfica, holocristalina, parcialmente gráfica.

Alteraciones.- Cloritización, argilización, epidotización y sericitización.

Clasificación.- Diorita cuarcífera.

Muestra N° 6

Roca plutónica, con textura granular, la cual contiene abundantes plagioclasas y piroxenos.

Las plagioclasas se presentan en cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños hasta de 5 mm, pero en promedio tienen 3 mm. Son de la variedad oligoclasa. Ocurren con la macla polisintética. Algunas plagioclasas contienen diminutos cristales de augita, dando la apariencia de una textura poikilítica. No presentan alteración. Su porcentaje llega al 83 %.

Los piroxenos se presentan como cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños hasta de 1.3 mm. Gran parte de ellos se encuentra alterado por cloritas. Las variedades observadas corresponden a los ortopiroxenos de tipo augita y diópsido. Los cristales de diópsido son más desarrollados que los de augita. El porcentaje llega al 5 %.

Los minerales opacos ocurren como cristales anhedrales a subhedrales, con tamaños hasta de 1 mm. Se encuentran disseminados y en los bordes de algunos piroxenos, a los cuales parece reemplazar parcialmente. Suman menos del 1 %. Algunos presentan una débil alteración a limonitas en los bordes.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, rellenando intersticios entre los feldespatos y piroxenos. Los cristales miden hasta 0.8 mm. Su porcentaje es menor al 1%.

La alteración en la roca es diferenciada, ya que afecta solamente a los minerales máficos, notándose incluso que dentro de los minerales máficos, la alteración ocurre en las augitas (casi el 100 % de ellas están alteradas), en cambio los diópsidos están relativamente frescos, debido que en su composición las augitas contiene Fe y Mg, en cambio el diópsido contiene Fe y Ca. El total de cloritas llega al 10 % aproximadamente.

Textura.- Granular, holocristalina, hipidiomórfica.

Alteraciones.- Cloritización.

Clasificación.- Gabro.

Muestra N° 7

Roca plutónica con textura granular, holocristalina, con abundantes plagioclasas y piroxenos.

Las plagioclasas son los minerales más abundantes y se presentan en cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños hasta de 5 mm, pero en promedio llegan a tener 2.8 mm. Presentan la macla polisintética y son de la variedad oligoclasa. La alteración por arcillas es muy débil. Por sectores los cristales de plagioclasas encierran cristales de piroxenos formando una textura subofítica, (cristales de plagioclasas de mayor tamaño que los de piroxenos y los encierran). El porcentaje de las plagioclasas llega al 80 %.

El feldespato potásico (ortoclasa) se presenta como cristales anhedrales, con tamaños menores a 0.4 mm. Siempre se le observa en los bordes de las plagioclasas, aparentemente cubriendolas, otras veces forma un intercrecimiento micrográfico con el cuarzo y/o las plagioclasas. El porcentaje es de 3 %.

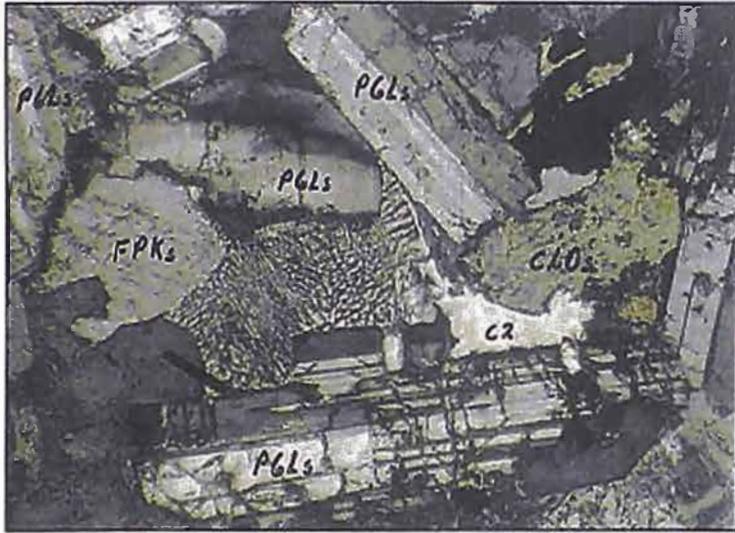


FOTO # 9 Muestra N° 7; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 150X
Cuarzo monzodiorita; en la que se puede observar a los cristales de plagioclasa (PGLs), cuarzo (CZ) intersticial y piroxenos alterados a cloritas (CLOs). Puede observarse la textura gráfica entre algunos el feldespato potásico (FPKs) y el cuarzo.



FOTO # 10 Muestra N° 10; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 130X
Cuarzo diorita; en la que se observan a las plagioclasas (PGLs) alteradas a epidoto (ep) y los piroxenos cloritizados (CLOs). Los minerales opacos (OPs) reemplazan parcialmente a los piroxenos. Existe una textura gráfica entre el FPKs y el cuarzo (CZ). La alteración se nota mas en los feldspatos que en los minerales máficos.



FOTO # 11 Muestra N° 18; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Diorita; con abundantes plagioclasas (PGLs) mezcladas, cristales desarrollados de piroxenos (PXs), minerales opacos (OPs), reemplazando parcialmente a los piroxenos y cloritas (CLOs) por alteración de los máficos.

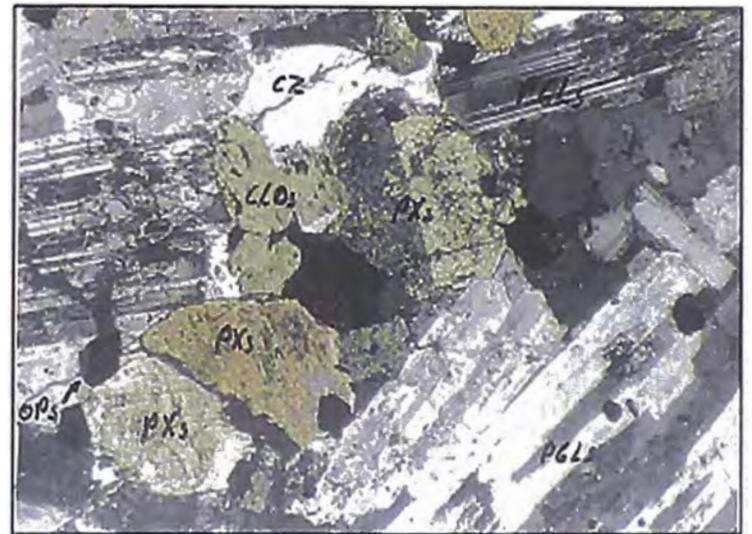


FOTO # 12 Muestra N° 27; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Diorita. Con cristales subhedral de piroxenos (PXs), cuarzo (CZ) intersticial, y minerales opacos (OPs) reemplazando a los minerales máficos. Las plagioclasas son abundantes y están sin alteración.

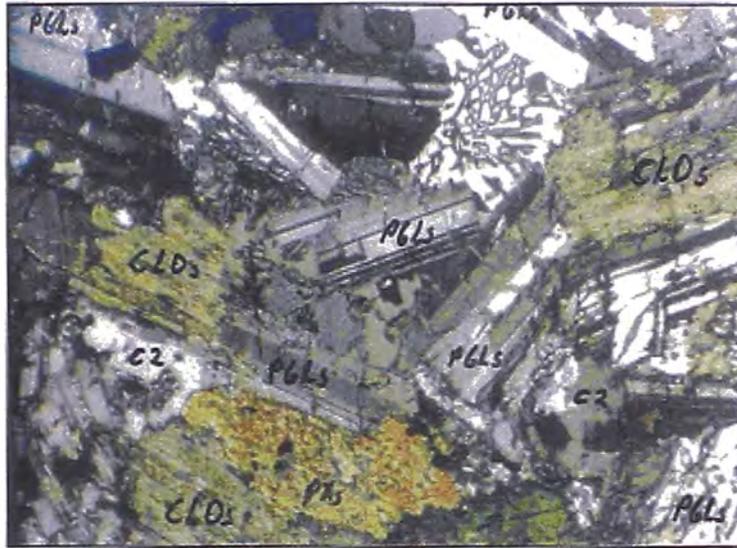


FOTO # 13 Muestra N° 28; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Cuarzo diorita: en la que se pueden observar abundantes cristales de plagioclasa (PGLs) maclados, con piroxenos alterados a cloritas (CLOs), así como biotitas (bt) alteradas a cloritas. Se observa una textura gráfica e intersticial entre el feldespato potásico (FPKs) y el cuarzo (cz).

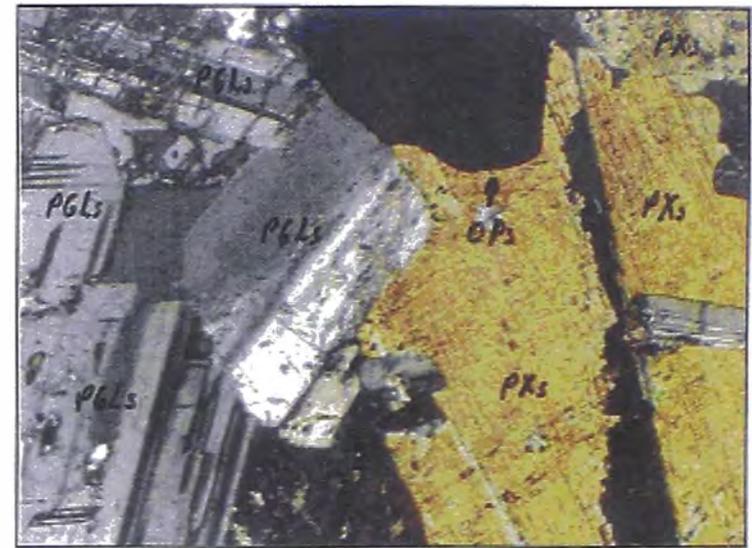


FOTO # 14 Muestra N° 36; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 150X
Diorita, en la que se observan cristales de plagioclasa (PGLs) maclados y sin alteración con piroxenos desarrollados, rellenando algunos intersticios. Los minerales opacos (Ops) están reemplazando a los piroxenos.

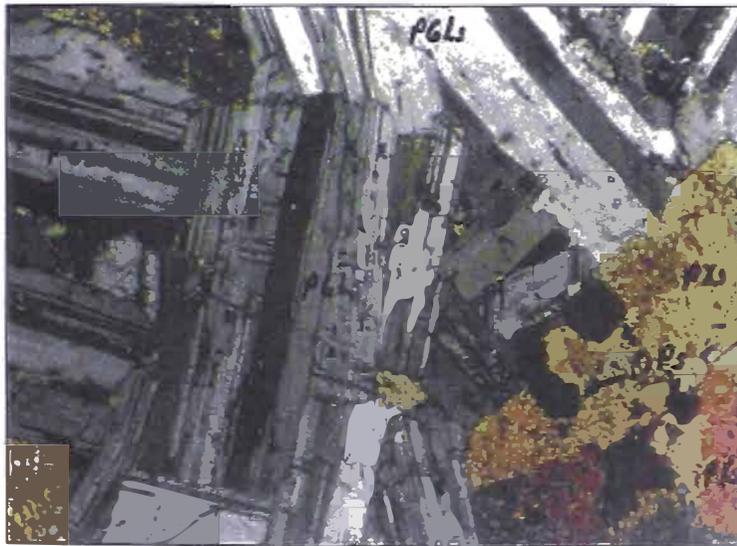


FOTO # 15 Muestra N° 37; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Diorita, con abundantes cristales de plagioclasa (PGLs) maclados, piroxenos (PXs) no muy desarrollados y rellenando intersticios entre los feldespatos y minerales opacos (Ops) reemplazando parcialmente a los piroxenos.



FOTO # 16 Muestra N° 39; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 150X
Cuarzodiorita, con cristales de plagioclasa (PGLs), cuarzo (cz) intersticial y feldespato potásico (FPKs) con cuarzo intercrecidos y formando una textura gráfica. Los piroxenos (PXs) y las biotitas (bt) se alteran a cloritas (CLOs).

El cuarzo ocurre en cristales anhedrales, con tamaños menores a 0.6 mm. Rellena intersticios entre las plagioclasas y piroxenos. Se le puede observar intercrecida con el FPKs. El porcentaje llega al 3 %.

Los minerales máficos se presentan como cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños menores a 1 mm. Corresponden a las variedades, augita y diópsido, siendo más abundante la augita. Ambos piroxenos se alteran a cloritas pero es más notoria y abundante la alteración en las augitas que en los diópsidos (alteración diferenciada). El porcentaje de los piroxenos es de 10 %.

Los minerales opacos se observan como cristales anhedrales a subhedrales, con tamaños hasta de 0.8 mm. Ocurren diseminados en la roca y algunos parecen estar reemplazando a los piroxenos. El porcentaje es menor al 1 %. Las cloritas son los minerales de alteración más abundantes y ocurren como alteración de los piroxenos, principalmente las augitas. Las arcillas alteran al FPKs, cubriendo la superficie del grano. El porcentaje de ambos minerales de alteración es de 3 %.

Textura.- Granular, hipidiomórfica, parcialmente subofítica y micrográfica.

Alteraciones.- Cloritización y argilización.

Clasificación.- Diorita.

Intrusiones Menores: Diques, Apófisis, Aplitas

La secuencia volcánica es intruida por sustancias magmáticas de composición alcalino – ácidas a intermedias, tal vez originadas como una manifestación tardía del magmatismo que se desarrolló con el grupo volcánico durante el Cretáceo–Terciario. Estos cuerpos en forma de diques tienen un azimut de 320°, siendo de composición andesítica a dacítica. Presentan una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasas hasta de 2 mm., en una matriz microgranular de composición feldespática a cuarzo-feldespática. Las muestras presentan una coloración verdosa debido a la alteración a la asociación mineralógica cloritas-epidota que afecta tanto a los feldespatos como en mayor grado a los minerales máficos.

Muchas de estas rocas se encuentran además, silicificadas e intruidas por algunos diques que cortan perpendicularmente al grupo volcánico, se puede apreciar una textura cristalina con feldespatos tanto del tipo plagioclasas o potásicos, que indican una relación directa con los cuerpos plutónicos de composición cuarzo-monzoníticos. Existen pequeños stocks ácidos del tipo riolitas, que tienen una coloración blanquecina.

Existen pequeñas venillas (aplitas) consistentes en granos de feldespato potásico con cuarzo, formando una textura gráfica, teniendo a los lados a granos de cuarzo (foto N° 18). También se han observado venillas rellenas por pequeños cristales de plagioclasas con cuarzo intersticial junto con feldespatos potásicos, pero estos últimos están alterados por arcillas, lo que permite una fácil y rápida identificación microscópica; además las venillas tiene una coloración rosada que las identifica fácilmente de las aplitas de cuarzo con plagioclasas que tienen una coloración gris claro a crema.

Las venillas observadas tienen escasos milímetros de espesor y no son continuas, por lo menos en las que se pudieron ver. Las aplitas han sido observadas en las rocas plutónicas y no en las rocas volcánicas.

Estudio Petrográfico

Cortando a las rocas volcánicas se pueden apreciar algunas fracturas rellenas por feldespatos de tipo ortosa, que le dan una coloración rosácea a la fractura. Estas fracturas llegan a tener en algunos casos, hasta 3 centímetros de ancho (Fotos N°s 20 y 21).

El feldespato potásico se presenta en cristales anhedrales, en tamaños promedio de 0.25 mm. Estos feldespatos están débilmente alterados por arcillas. Es el mineral más abundante en la muestra y aproximadamente representa el 45 % de la muestra.

Acompañando a los feldespatos se tiene al cuarzo, el cual se presenta en cristales anhedrales con tamaños promedio de 0.3 mm. Este cuarzo junto con el feldespato

forman una textura aplítica, holocristalina. El cuarzo también se presenta como relleno intersticial. El porcentaje aproximado del cuarzo es de 40 %.

Las plagioclasas se presentan en cristales anhedrales a subhedrales, tabulares, con tamaños promedio de 0.3 mm. Ocurren macladas, sin presentar zonamiento. El porcentaje de las plagioclasas escasamente llega al 10 %.

Los minerales opacos ocurren en cristales anhedrales con tamaños menores a 0.1 mm. Rellenan intersticios y están como trazas.

Los minerales máficos presentes son biotitas y hornblendas, los cuales presentan formas subhedrales y se encuentran diseminados. Se alteran débilmente a cloritas. Suman en total el 2 %.

Los minerales de alteración consisten en las arcillas (que alteran al feldespato potásico) y las cloritas que alteran a los minerales máficos. Ambos suman el 3 %.

Textura.- Holocristalina, equigranular, gráfica.

Alteraciones.- Argilización y cloritización débiles.

Clasificación.- Aplita.

Estudios Mineragráficos

En un sector de la roca cuarzo diorita, se aprecia una zona de alteración, la cual ocurre a los lados de una veta, compuesta por minerales básicos. Esta estructura mineralizada, que se puede apreciar a lo largo de 200 mt, se encuentra rellena por cuarzo con sulfuros y muy oxidadas (fotos 22 y 23). En muestras estudiadas al microscopio se observó lo siguiente:

Muestra N° 1.-

Pirita.- Es el mineral más abundante en la muestra y se presenta diseminado en el cuarzo como cristales anhedrales a subhedrales con tamaños hasta de 0.4 mm. Mayormente ocurren como relíctos, rodeados por los óxidos. Su porcentaje es de 15 %.

Calcopirita.- Ocurre como cristales anhedrales diseminados en el cuarzo o rellenando algunas porosidades en la pirita. Llegan a medir hasta 0.25 mm. Se alteran en los bordes a covelita y calcosina. Representan el 2 % de la muestra. Se presenta en dos generaciones. La calcopirita I, se observa como exsolución en la esfalerita siendo muy escasa. La calcopirita II, se presenta diseminada, rellenando porosidades en la pirita y reemplaza a la esfalerita.

Esfalerita.- Se presenta como cristales anhedrales, formando «playas» de dimensiones milimétricas. Contiene escasa exsolución de calcopirita I. Es parcialmente reemplazada por la calcopirita II, cobre gris y la galena, minerales a los cuales está asociada. Representa el 2 %.

Cobre Gris.- Ocurre en cristales anhedrales siempre asociado a la calcopirita II. Es parcialmente reemplazado por la galena y reemplaza a la esfalerita. Está a nivel de trazas.

Galena.- Se presenta en cristales anhedrales a subhedrales con tamaños menores a 0.18 mm. Se le observa diseminada en la ganga, rellenando porosidades en la pirita y reemplazando parcialmente a la esfalerita, calcopirita II y cobre gris. Representa el 2 %.

Calcosina y Covelita.- Son sulfuros secundarios de cobre, los cuales se presentan en los bordes de la calcopirita II, cobre gris y esfalerita, con los cuales están asociados. Se encuentran a nivel de trazas.

Hematita, Goethita y Limonitas.- Son minerales oxidados de Fe, los cuales se presentan rellenando fracturas de la ganga y pirita. La goethita rellena cavidades y las limonitas rellenan intersticios y tiñen parcialmente la roca. La hematita también se observa como pseudomorfos de pirita, a los cuales reemplaza en algunos casos, totalmente. Los minerales oxidados representan el 30 % de la muestra.

Textura.- Diseminada, relleno de fracturas y de reemplazamiento.

Posible secuencia de formación mineral:

Pirita
Esfalerita, Calcopirita I
Calcopirita II, Cobre Gris
Galena
Calcosina, Covelita, Goethita, Hematita, Limonitas.

Muestra N° 2.-

Corresponde a otro sector de la estructura mineralizada y al microscopio se observó lo siguiente:

Pirita.- Ocurren como cristales anhedrales a subhedrales, con tamaños hasta de 0.65 mm. Están diseminados o relleno de fracturas en la ganga. Tiene porosidades rellenas por sulfuros como la calcopirita II, galena y esfalerita, minerales que lo reemplazan parcialmente. En los bordes y fracturas está siendo alterado por la hematita. La pirita representa aproximadamente el 12 %.

Esfalerita.- Se les observa como cristales anhedrales diseminados en la ganga o en porosidades de la pirita. Contiene una escasa exsolución de calcopirita I. Es parcialmente reemplazada por la calcopirita II, galena y cobre gris. Hay un total de 3 %.

Calcopirita.- Hay dos generaciones, la primera se presenta como exsolución en la esfalerita siendo muy escasa, la segunda ocurre diseminada en la ganga, relleno de porosidades en la pirita y diminutas microfracturas en la ganga y esfalerita. Está asociado al cobre gris y es reemplazada por la galena. Suma el 1 %. Se altera a covelita y calcosina en los bordes.

Galena.- Se presenta como cristales subhedrales diseminados en la ganga, relleno de algunas de las porosidades de la pirita y reemplazando a la esfalerita, calcopirita y cobre gris, minerales a los cuales está asociada. Rellena algunas microfracturas del cobre gris. Representa el 3 %.

Cobre gris.- Ocurre asociada a la calcopirita II y relleno de algunas porosidades de la pirita. Reemplaza a la esfalerita y es reemplazado por la galena y argentita. Suma el 0.5 %.

Arsenopirita.- Se presenta en cristales subhedrales a euhedrales, diseminados en la ganga, rodeados por los óxidos de Fe. Es muy escaso y no se les observa asociados a los demás minerales presentes en la muestra.

Argentita.- Se han ubicado escasos cristales de este mineral, el cual ocurre asociado a la galena. Los granos miden menos de 0.1 mm. También se les puede ubicar diseminados en la ganga. Ocurren a nivel de trazas.

Oro nativo.- Se han ubicado algunos granos de oro nativo, diseminados o rellenando cavidades en la ganga y rodeados por la hematita. Estos granos tienen formas irregulares y tamaños menores a 0.045 mm.

Calcosina y Covelita.- Son minerales secundarios de cobre, los cuales se presentan en los bordes y microfracturas de la calcopirita II y bordes de la esfalerita y cobre gris. La covelita es más abundante que la calcosina. Se encuentran a nivel de trazas.

Goethita, Hematita y Limonitas.- Minerales oxidados de Fe. A la hematita y goethita se les observa rellenando fracturas y cavidades en la ganga. La hematita ocurre alterando a la pirita y en algunos casos la reemplaza totalmente tomando su forma (pseudomorfos). Las limonitas rellenan intersticios y tiñen parcialmente la roca. Suman el 25 %.

Textura.- Diseminada, relleno de fracturas y de reemplazamiento.

Posible secuencia de formación mineral:

Arsenopirita
Pirita
Esfalerita, Calcopirita I
Calcopirita II, Cobre Gris
Argentita, Galena
Oro nativo
Calcosina, Covelita, Goethita, Hematita, Limonitas

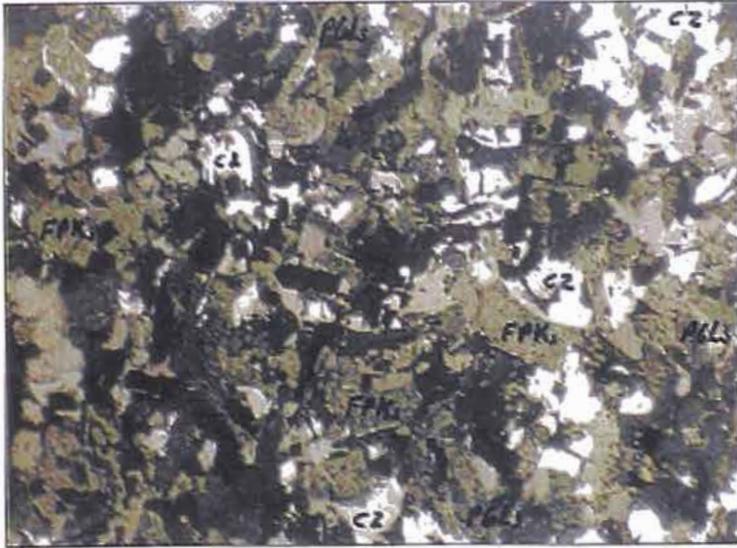


Foto N° 20 Muestra N° 42 a; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Aplita; en la que se pueden observar pequeños cristales de plagioclasa (PGLs), cuarzo (CZ) intersticial y feldespato potásico (FPKs) alterados débilmente a arcillas (ARC's). Hay escasos minerales opacos (Ops) discretizados.

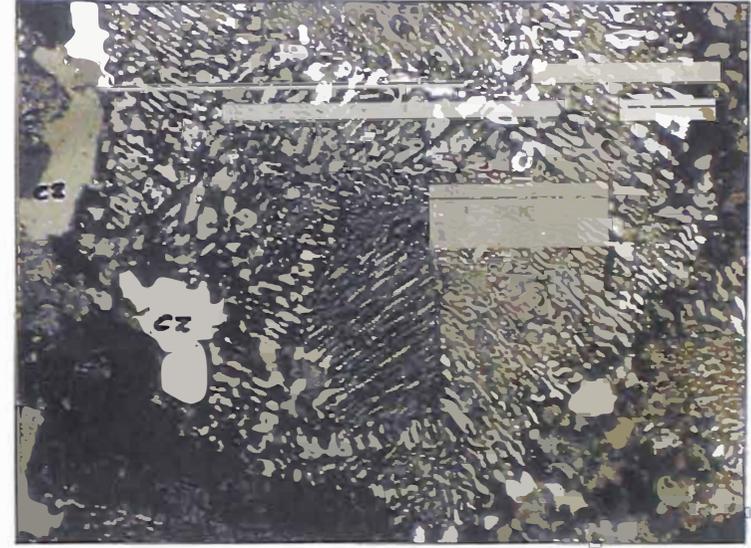


Foto N° 21 Muestra N° 42 b; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 75X
Aplita; donde se puede observar un intercrecimiento gráfico entre el cuarzo (CZ) y el feldespato potásico (FPKs), a los lados se presentan granos de cuarzo. Las venillas son milimétricas.

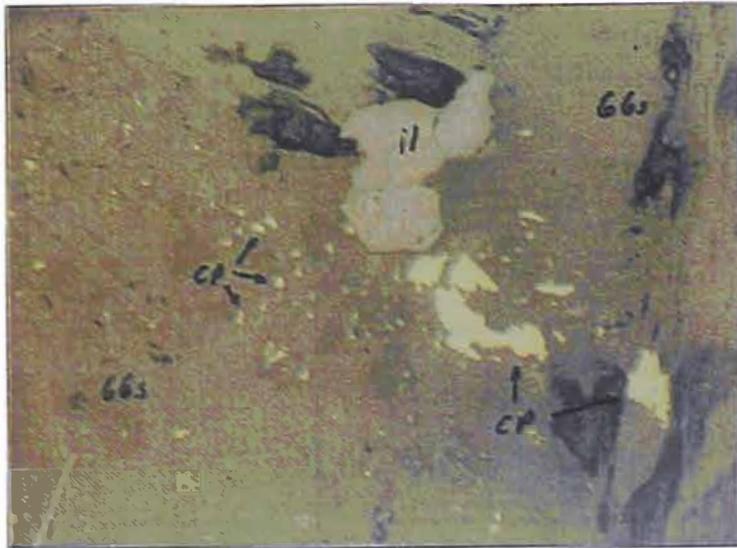


Foto N° 22 Muestra N° 38; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 300X
Sección pulida, en la que se puede observar algunos granos de ilmenita (il) y calcopirita (cp) discretizados en la ganga (GGs) transparente. Los granos de calcopirita de mayor tamaño llegan a 0.1 mm.



Foto N° 23 Muestra N° 39; E.C.P. Machu Picchu. Aumento 600X
Sección pulida, en la que se pueden observar algunos cristales de pirita (py), con calcopirita (cp) relleno de intersticios y porosidades de la pirita. La calcopirita está asociada a la pirrotita (po).

TABLA PETROGRÁFICA - RESUMEN

Muestra	M. Esenciales	M. Accesorios	M. Secundarios	Clasificación	Texturas	Observaciones
Antar-1	PGLs-cz	Ops, bt, ap	Cz II-ARCs-ser-CLOs	Roca Volcánica	Porfíritica	Posible Andesita Alterada
Antar-2	PGLs-cz-FPKs	Aug-OPs	CLOS-ARCs-ser-ep-lcx	Monzogranito	Granular	Poco alterado
Antar-3	PGLs	Cz-FPKs-aug-OPs, hyp	ARCs-CLOs-ser	Q-Diorita	Granular	Dos piroxenos, Hyperstena y augita
Antar-4	PGLs	FPKs-cz-aug-diop-OPs	ARCs-CLOs-ser-ep	Q-Diorita	Granular	Dos piroxenos, augita y diópsido
Antar-5	PGLs-Anortita	Cz-Aug-bt-OPs-FPKs-hyp	CLOs-ARCs-bt-hyp	Andesita Basáltica	Porfíitica	Matriz microgranular
Antar-6	PGLs	Cz-aug-diop-Ops	CLOs	Gabro	Granular	Hyprstena y augita
Antar-7	PGLs	Cz-FPKs-aug-diop-OPs	CLOs-ARCs-ep	Diorita	Granular	Máficos alterados
Antar-8	PGLs	Aug-diop-Ops	ARCs-CLOs-act-trem	Andesita Porf.	Porfíritica	Máficos alterados
Antar-9	Frag Líticos	ARCs-cz-MCs-OPs	ARCs-cz-MCs	Tufo Alterado	Tufácea	Fragmentos de rocas y de cristales alterados-
Antar-10	PGLs	Aug-Diop-OPs-FPKs-cz-hyp	ARCs-CLOs-ser	Diorita	Granular	Máficos alterados
Antar-11	Fragmentos Líticos	PGLs-Cac-ARCs-cz-OPs	Cac-ser-ARCs-CLOs	Andesita	Porfíritica	Escasos xenolitos de rocas andesíticas.
Antar-12	Fragmentos Líticos	Cac-ep-cz-ARCs-CLOs-OPs	Cac-ser-ARCs-CLOs-ep	Tufo Lítico	Tufácea	Fragmentos de rocas y cristales alterados.
Antar-13	cz-FPKs	ARCs-OPs-ccd-crb-cz	cz-ccd-crb-ARCs-FPKs	Tufo Alterado	Tufácea	Roca Piroclástica Alterada
Antar-14	PGLs	Cac-ARCs-cz-OPs	Cac-ARCs-CLOs-cz	Andesita Porf.	Porfíritica	Calcita abundante
Antar-15	PGLs-cac	OPs	cac-ARCs-cz-CLOs	Andesita Porf-	Porfíritica	Calcita abundante
Antar-16	PGLs	OPs-aug-ep	CLOs.cac-ser-ARCs-ep	Andesita Porf.	Porfíritica	Máficos alterados

Muestra	M. Esenciales	M. Accesorios	M. Secundarios	Clasificación	Texturas	Observaciones
Antar-17	PGLs	OPs-CLOs-ARCs-cac	CLOs-ARCs-cac-ep-ser	Andesita porf.	Porfírica	Máficos alterados
Antar-18	PGLs	Aug-Diop-OPs-cz FPKs-hyp	CLOs-ARCs-ep	Diorita	Granular	Orto y clinopiroxenos
Antar-19	Cz-OPs-OxFe	cz II-cz III-ccd-hm-Pómez	cz II-cz III-ccd	Tufo Vitrico alterado	Tufácea	Fragmentos de pómez alterados.
Antar-20						
Antar-21	PGLs	Aug-diop-cz-vd- Ops	CLOs-ARCs-CBs-ep	Andesita porf.	Porfírica	Vidrio en la matriz
Antar-22	PGLs	Aug-OPs-	cac-CLOs-ARCs-ser	Andesita porf.	Porfírica	Venillas de cac.
Antar-23	PGLs	cac-cz I-OPs	cac-CLOs-cz II	Andesita porf.	Porfírica	Máficos alt. a cac-CLOs
Antar-24	PGLs-cac	OPs-cz	Cac-CLOs-ARCs-ser	Andesita porf.	Porfírica	Máficos y PGLs alt a cac
Antar-25	F. de crist y rocas	cac-ser-OPs	cac-ser-CLOs-ser	Tufo Litocristalino	Tufácea	Frag. de rocas y cristales alterados
Antar-26						
Antar-27	PGLs	FPKs-cz-aug-diop-OPs	cac-CLOs-ARCs-ser	Diorita	Granular Holocristalina	Piroxenos alt. Por CLOs-cac
Antar-28	PGLs	FPKs-cz-aug-diop-OPs	CLOs-ARCs	Diorita	Granular Holocristalina	Textura Gráfica (FPKs-cz)
Antar-29	PGLs	OPs-CLOs	CLOs-ARCs-cac-ep-MCs	Andesita porf.	Porfírica	Piroxenos alt. Por CLOs
Antar-30	cz I-cz II-cz III	OPs-ccd-crb-cz	cz I-cz II-cz III-ccd-crb-hm	Tufo	Tufácea	Roca ¿piroclástica? Alterada
Antar-31						
Antar-32						
Antar-33	"PGLs"	ARCs-cz-MCs- Ops	ARCs-cz-MCs	Roca Alterada	¿Tufácea?	Parece Tufo alterado.
Antar-34	"PGLs"	ARCs-cz-MCs- Ops	ARCs-cz-MCs	Roca Alterada	¿Tufácea?	Parece Tufo alterado.
Antar-35	"PGLs"	ARCs-cz-MCs- Ops	ARCs-cz-MCs	Roca Alterada	¿Tufácea?	Parece Tufo alterado.
Antar-36	PGLs	FPKs-cz-aug-diop-OPs	CLOs-ARCs	Diorita	Granular Holocristalina	Textura Gráfica (FPKs-cz)
Antar-37	PGLs-PXs	FPKs-cz-OPs	cac-CLOs-ARCs-ser	Diorita	Granular Holocristalina	Piroxenos alt. Por CLOs-cac

Muestra	M. Esenciales	M. Accesorios	M. Secundarios	Clasificación	Texturas	Observaciones
Antar-38	PGLs	FPKs-cz-aug-diop-OPs	CLOs-ARCs	Diorita	Granular Holocristalina	Piroxenos alt. A cloritas
Antar-39	PGLs-PXs	FPKs-cz-OPs	CLOs-ARCs	Diorita	Granular Holocristalina	Textura Gráfica (FPKs-cz)
Antar-40	PGLs-cac	Ops-cz	CLOs-ARCs-ep	Andesita porf.	Porfirítica	Máficos y PGLs alt por CLOs
Antar-42	PGLs	cz-FPKs-aug-OPs	ARCs-CLOs-ser	Diorita	Granular Holocristalina	Máficos alterados
Antar-42a	PGLs	FPKs-cz-aug-diop-OPs	CLOs-ARCs	Diorita	Granular Holocristalina	venilla con Textura Gráfica
Antar-43	PGLs	OPs-aug-diop	CLOs-ARCs-MCs	Andesita porf.	Porfirítica	Piroxenos alt. Por CLOs
Antar-44	PGLs-vd	OPs-aug-diop	CLOs-ARCs	Andesita porf.	Porfirítica	Matriz vítrea.

ALTERACIONES HIDROTERMALES

En el C° Huayna Picchu, existe una estructura mineralizada, consistente en una veta de cuarzo con sulfuros y valores de oro. La Estructura tiene un rumbo promedio de N 20° E y un buzamiento casi vertical. En los estudios mineragráficos se encontraron minerales como la esfalerita, pirita, calcopirita, galena los cuales ocurren en cantidades menores a 2 %. En el caso del oro se tiene valores cercanos a 1 g/TM, pero en anteriores estudios, los resultados de oro llegaron a 3 g/TM. El ancho promedio de la estructura es de 0.85 cm, con un recorrido reconocido de 50 m.

A los lados de la estructura de cuarzo, las rocas cajas presentan una alteración hidrotermal que se extiende por varios metros, en las cuales es posible determinar la presencia de arcillas, cloritas, sericita, carbonatos, epidota, etc. Al contacto con la estructura se tiene principalmente la sericita con cuarzo intersticial, un poco más alejado se tiene arcillas con sericita subordinada, para continuar hacia la parte más externa con un aumento de las cloritas, epidota y carbonatos, siempre con arcillas, sericita y cuarzo subordinados.

Para el estudio de las alteraciones hidrotermales se utilizó un equipo PIMA, el cual mediante una radiación en Rayos Infrarrojos de onda corta (entre 1,300 y 2,500 nanómetros) obtiene un espectro, el cual es comparado con una biblioteca de espectros identificando de esta forma los minerales de alteración.

Es importante mencionar que existen diversos software, para la identificación de los espectros, siendo los más usados, el PimaView, el TSG2 y el Specmin. Existen además otros software para la elaboración de mezclas, de manera que se puede preparar una mezcla artificial y compararla con el espectro problema, estos programas son el Sismis y Feature Search.

Para el uso del Pima es preferible utilizar una superficie plana, en la cual se pueden obtener varios espectros. El equipo normalmente va a identificar y cuantificar los minerales presentes, pero no siempre son los minerales correctos, ya que para la identificación se basa en los espectros contenidos en su biblioteca y los compara, de

manera que el espectro más parecido es el que indica el equipo, pero muchas veces uno puede observar que algunas líneas o rasgos principales del espectro no coinciden con lo que indica el equipo, de manera que en estos casos es necesario utilizar los programas de comparación de espectros y/o preparación de las mezclas.

Las muestras de alteración obtenidas en la zona de estudio serán identificadas utilizando el PIMA y los diversos software existentes en el INGEMMET.

También se realizarán en ellas estudios de difracción por Rayos X, a fin de poder comparar los resultados.

Los espectros obtenidos mediante el PIMA, se muestran a continuación, los cuales serán procesados utilizando el Specmin, el PimaView y el TSG2. Algunas veces cada uno de ellos indican minerales diferentes, pero en realidad, los errores son mínimos y más que nada ocurre cuando los minerales son intercrecidos o contienen minerales dispuestos en planos como es el caso de las Smectitas.

Obtención de los espectros

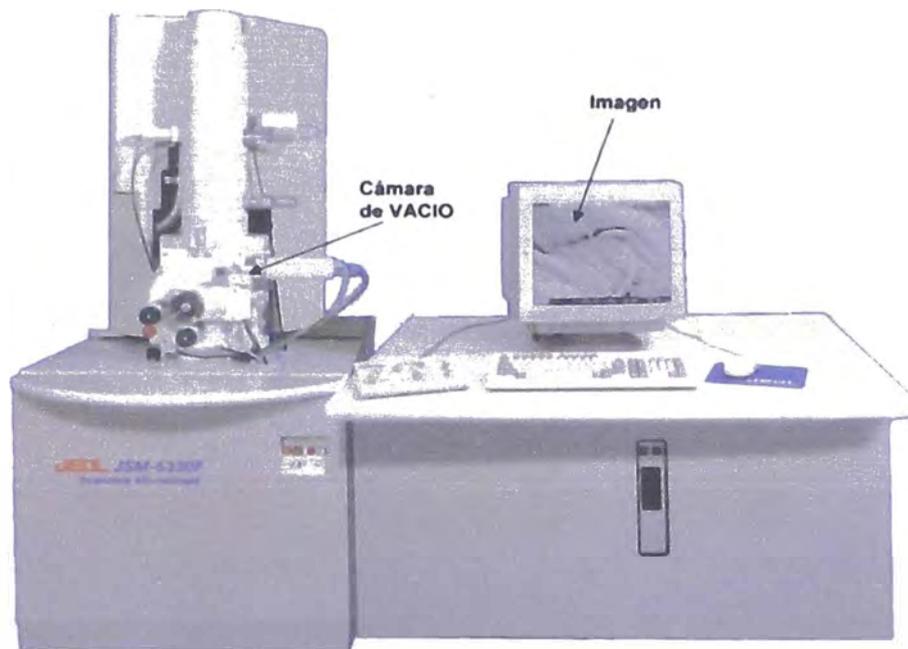
Una vez que la muestra es cortada para tener una superficie plana, se marcan algunos sectores representativos de la muestra o sectores en los que uno desea conocer la mineralogía, normalmente se marcan cuatro lugares. Estos puntos marcados se ponen en la ventana del PIMA (tiene un diámetro aproximado de 0.8 cm), para realizar la lectura la cual demora aproximadamente 30 segundos.

Transcurrido ese tiempo, se obtiene un espectro y normalmente en la parte inferior de la pantalla aparecen el nombre del mineral o minerales (hasta tres minerales), identificados. Luego se procede a la lectura de las otras áreas marcadas. Esto se realiza con todas las muestras.

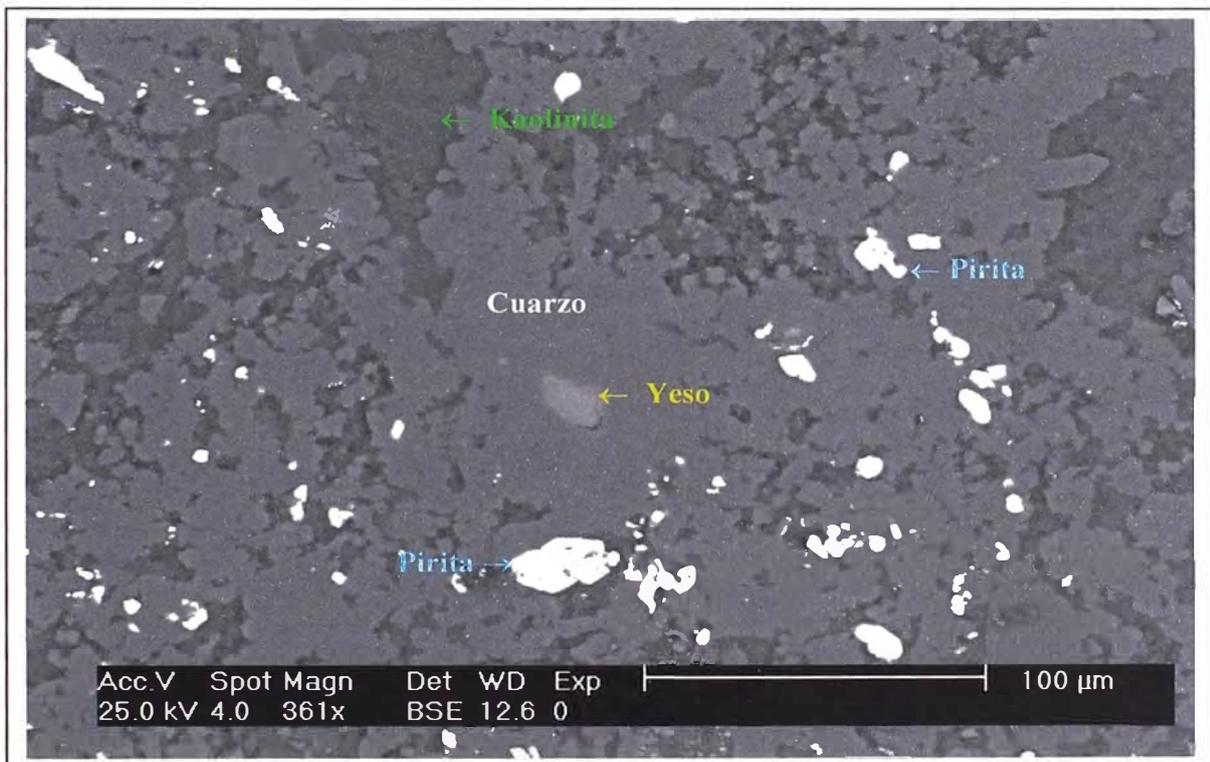
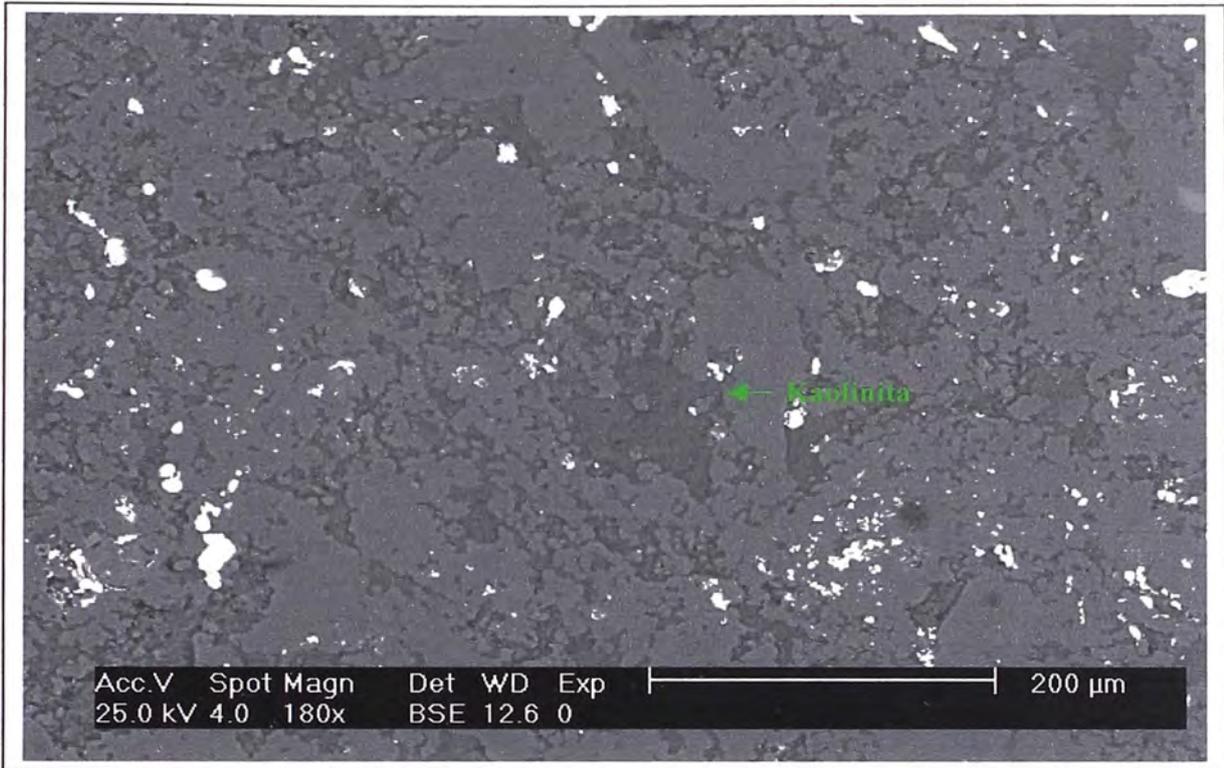
Un resumen de las alteraciones presentes sería la siguiente:

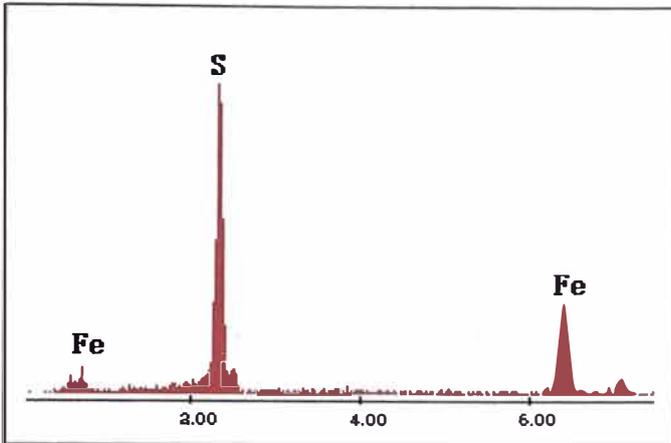
Alteración	Minerales Principales	Minerales Accesorios
Silicificación	Cuarzo	Sericita
Fílica	Sericita-cuarzo-pirita	Pirofilita, caolinita, pirita
Argílica	Kaolinita-dickita anhidrita, cuarzo	Halloysita, montmorillonita
Propilítica	Epidota-cloritas-CBs anhidrita, sericita	Pirita, cuarzo, montmorillonita

Equipo de Microscopía Electrónica

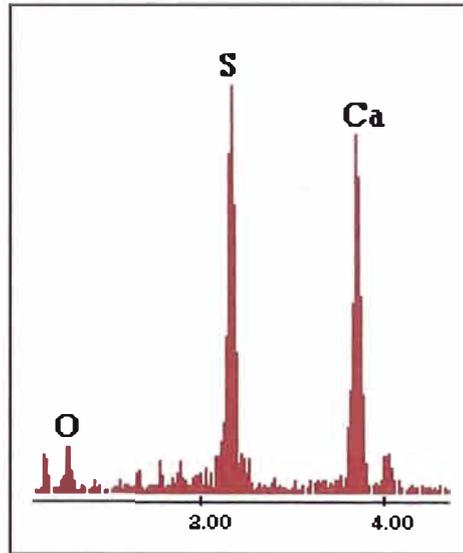


Equipo de microscopía electrónica, con el cual es posible analizar los minerales problemas, especialmente los que tienen pequeñas dimensiones y no permiten la observación de sus propiedades ópticas. Del mismo modo es posible conocer en forma rápida la composición del mineral. Este equipo permite aumentos hasta de 300,000 veces.

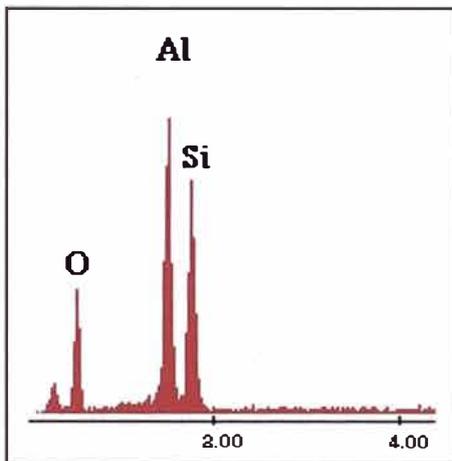




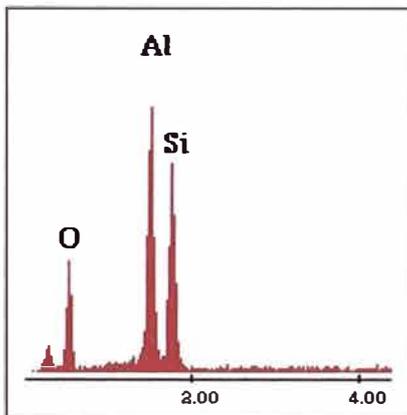
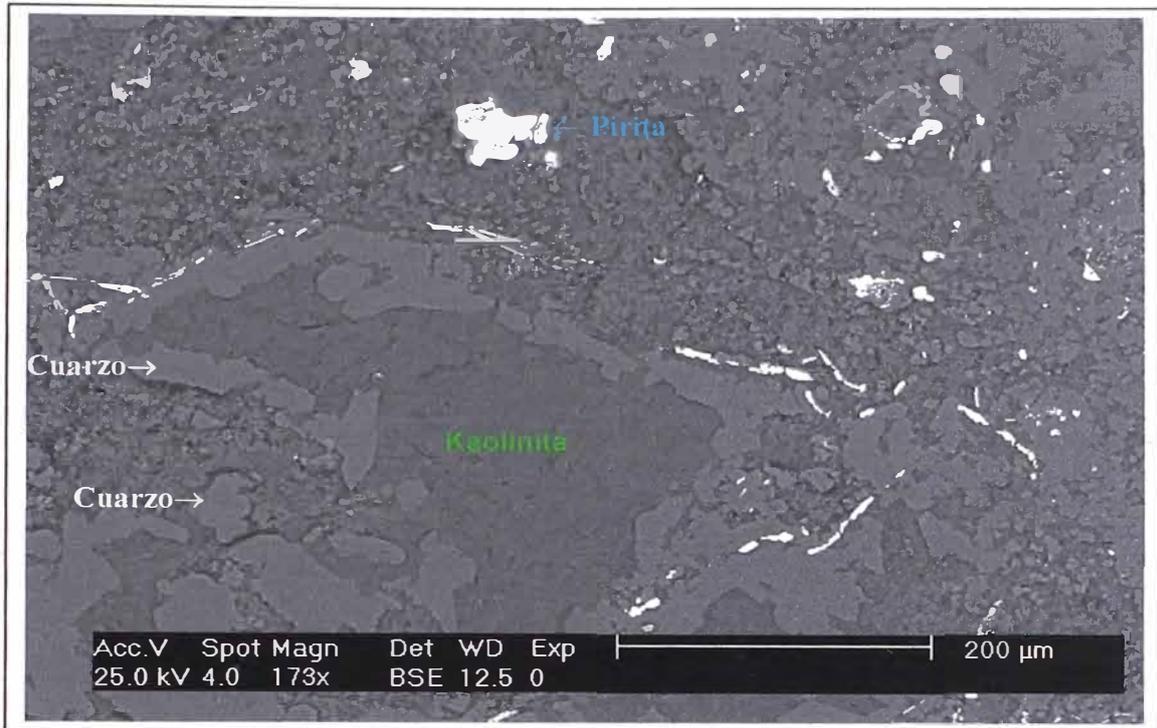
Elem	Wt %	At %
S K	54.72	67.79
FeK	45.28	32.21
Total	100.00	100.00



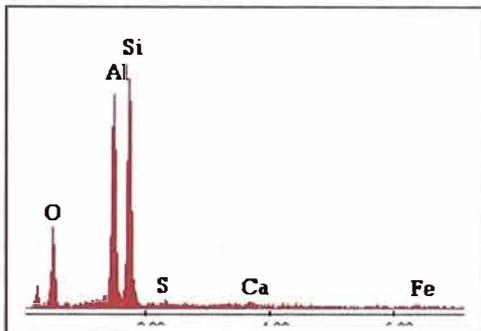
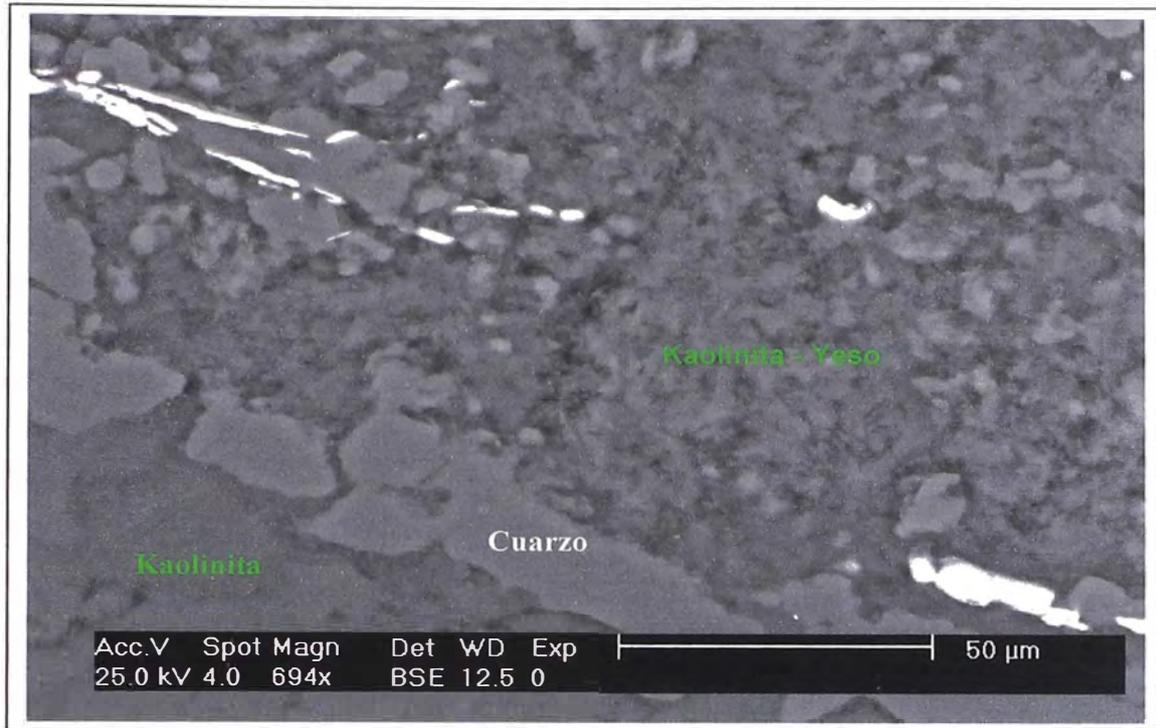
Elem	Wt %	At %
O K	27.20	45.83
S K	30.87	25.95
CaK	41.94	28.21
Total	100.00	100.00



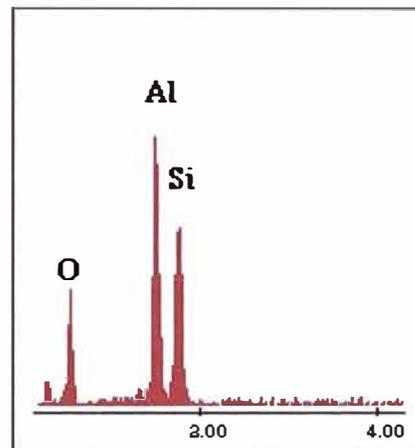
Elem	Wt %	At %
O K	36.46	49.72
AlK	29.23	23.64
SiK	34.31	26.65
Total	100.00	100.00



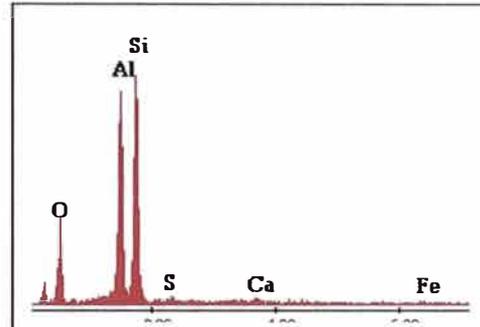
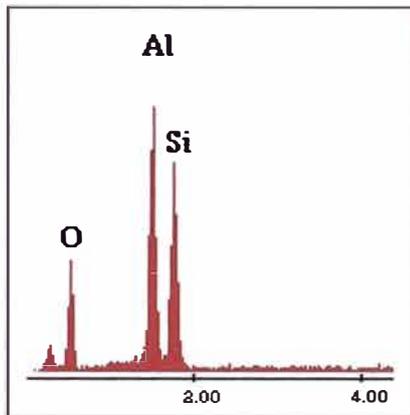
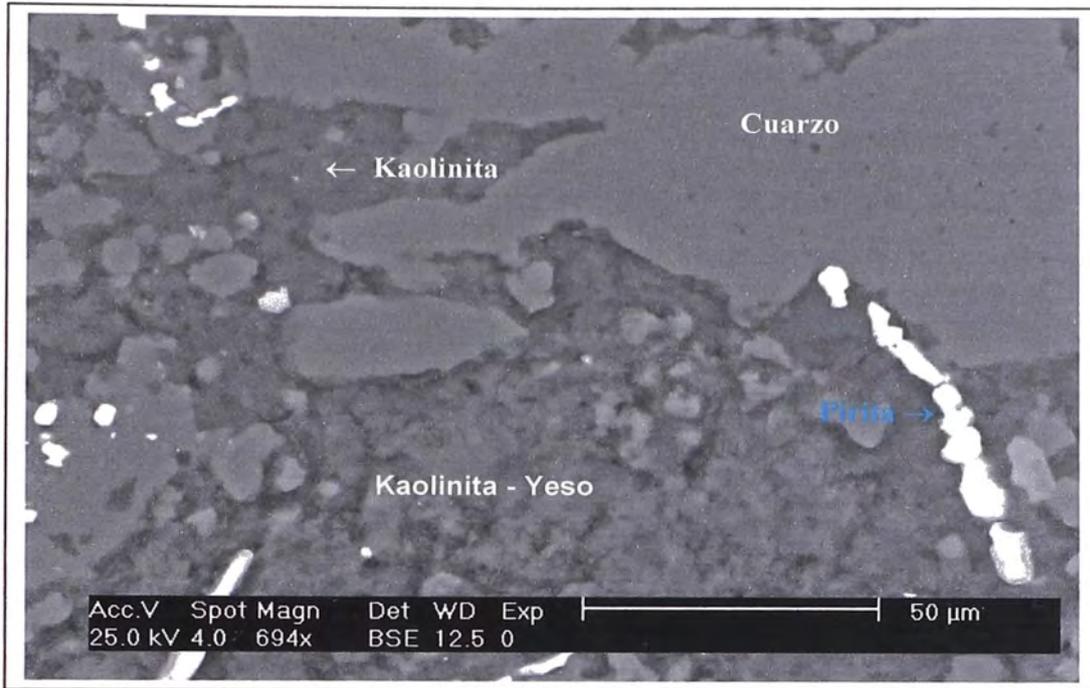
Elem	Wt %	At %
O K	36.46	49.72
AlK	29.23	23.64
SiK	34.31	26.65
Total	100.00	100.00



Elem	Wt %	At %
O K	33.19	46.55
AlK	24.99	20.78
SiK	38.67	30.89
S K	1.26	0.88
CaK	0.84	0.47
FeK	1.05	0.42
Total	100.00	100.00

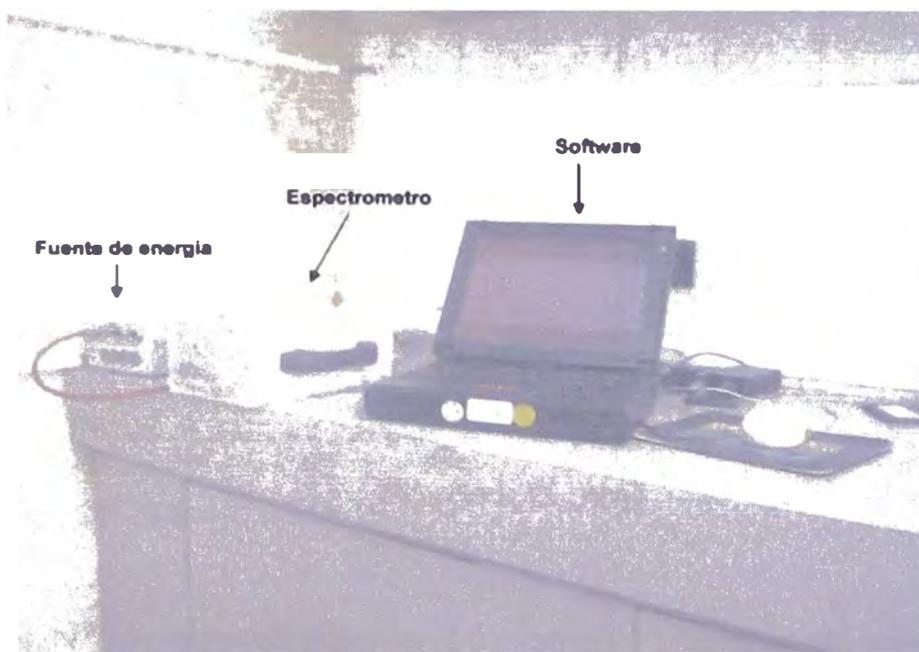


Elem	Wt %	At %
O K	36.85	50.13
AlK	29.10	23.48
SiK	34.05	26.39
Total	100.00	100.00



Elem	Wt %	At %
O K	36.46	49.72
AlK	29.23	23.64
SiK	34.31	26.65
Total	100.00	100.00

Elem	Wt %	At %
O K	33.19	46.55
AlK	24.99	20.78
SiK	38.67	30.89
S K	1.26	0.88
CaK	0.84	0.47
FeK	1.05	0.42
Total	100.00	100.00



Equipo PIMA (Analizador Portátil de Minerales por Infrarrojo), con el cual es posible determinar en forma rápida, los minerales de alteración de las muestras. El software cuenta con una base de datos que comprende 1500 espectros de minerales y mezclas de ellos. Adicionalmente al software del equipo (PimaView), se cuenta con otros software para identificación de espectros como el TSG2 y SpecMin CD2 y para preparar las mezclas problemas (SpecMin CD2 y Simis). Para poder observar las muestras en los otros software es necesario cambiar la extensión FOS del Pima por la extensión DSP, que se requiere para observarlos en los otros programas. Este cambio de extensión se obtiene con el WpBin.

El Fig. N° 14, corresponde a la muestra A-8, la cual está siendo comparada con el espectro patrón de la pirofilita. Los picos principales determinados son 1,396 nm, 2,076 nm, 2,168 nm y 2,320 nm, los mismos que son correspondientes con los picos del espectro patrón.

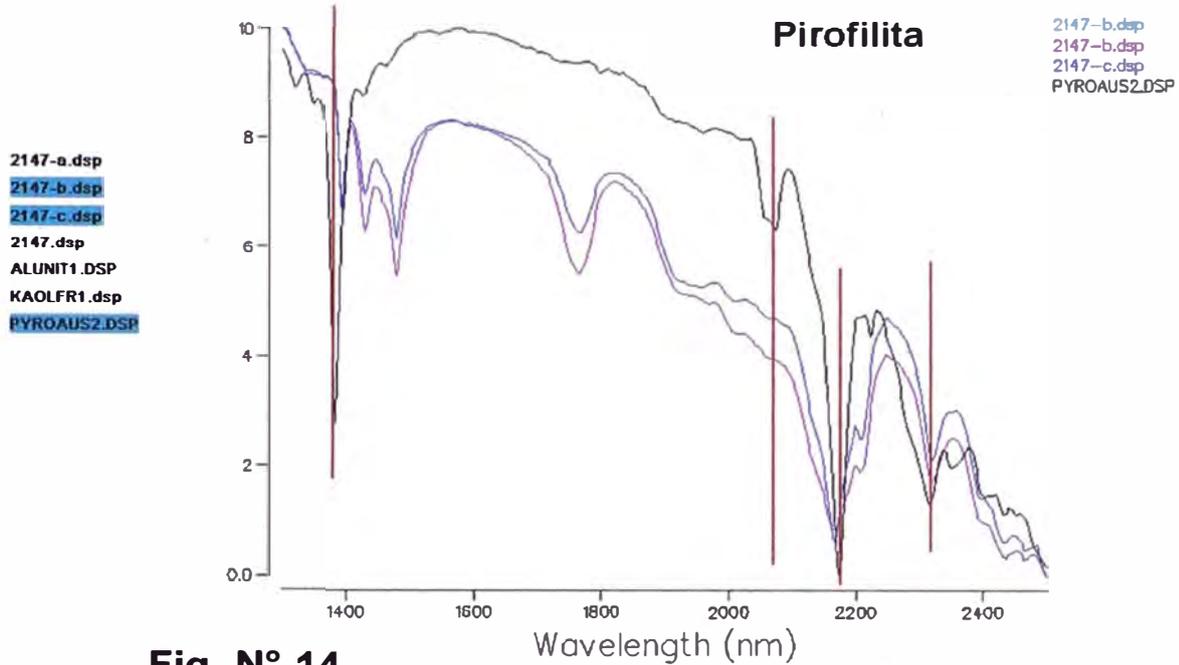


Fig. N° 14

En el Fig. N° 15, se puede observar la muestra A-11, comparada con el espectro patrón, de montmorillonita, notándose las coincidencias en los picos principales que son: 1,415 nm, 1,915 nm y 2,145 nm.

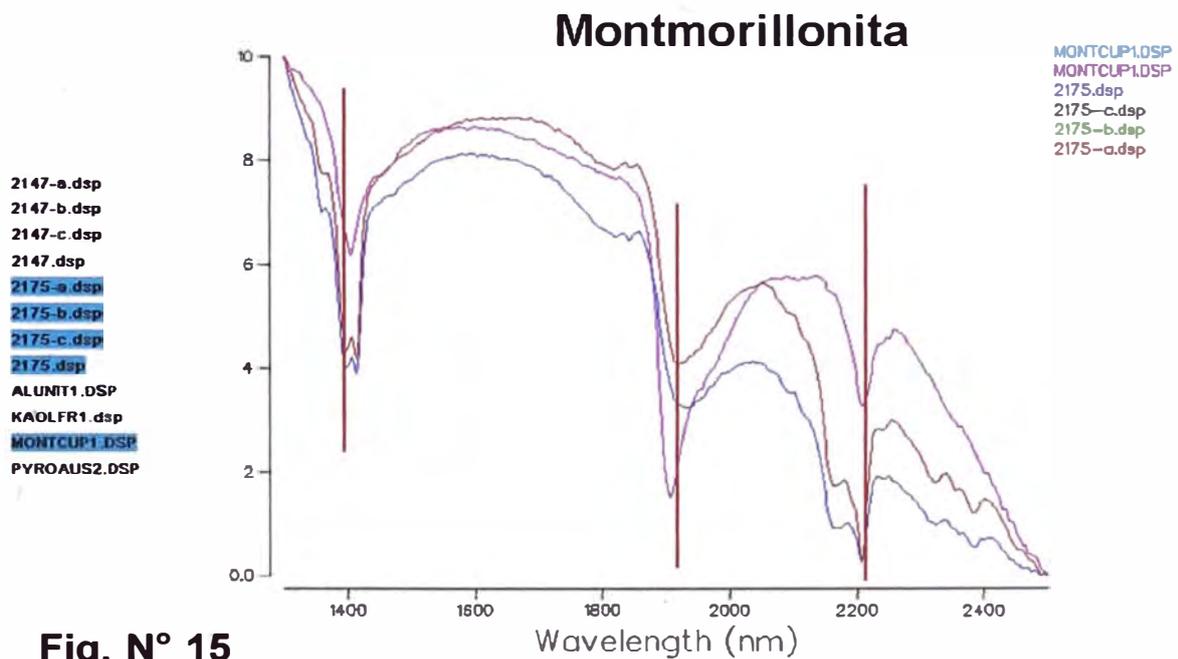


Fig. N° 15

En el Fig. N° 16, corresponde a las muestras N° A-16 y A-17, en los que se aprecian los picos de la kaolinita

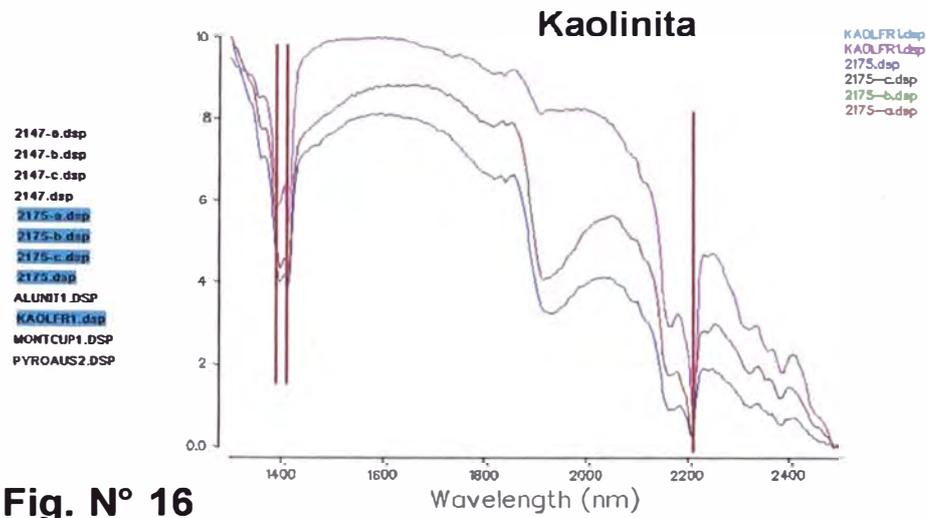


Fig. N° 16

El Fig. N° 17, se observa el espectro patrón de la pirofilita y los espectros obtenidos en las muestras 2147 y 2175, las cuales contiene pirofilita como mineral de alteración.

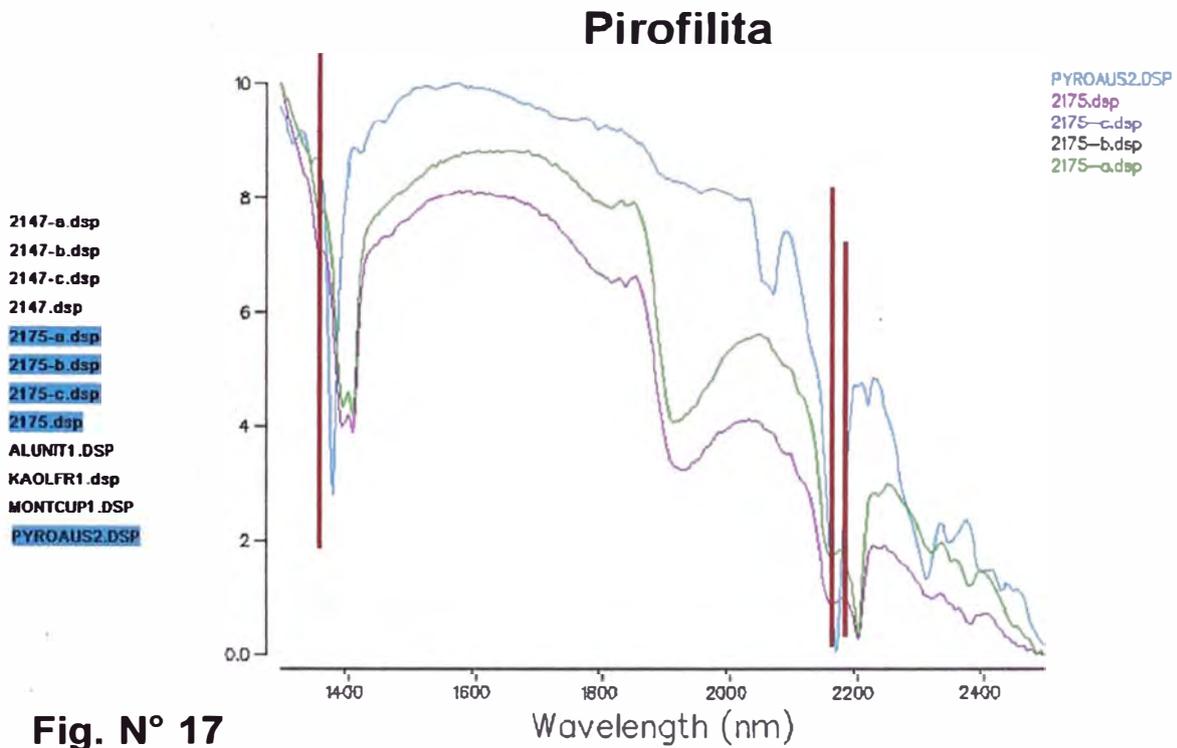
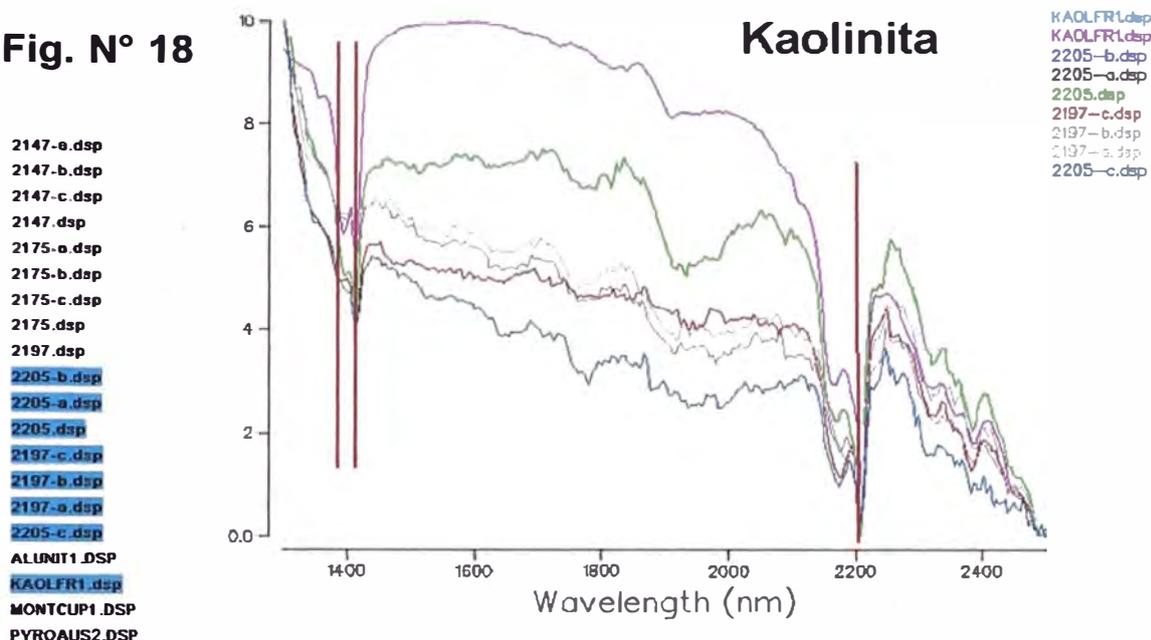


Fig. N° 17

El Fig. N° 18, corresponde a las muestras 2197 y 2205, las que están siendo comparadas con el espectro patrón de la kaolinita.

Fig. N° 18



Según se ha podido observar, la roca caja presenta alteraciones hidrotermales, que gradan desde una silicificación intensa (contacto con la estructura), la cual disminuye en intensidad, hacia fuera y se va incrementando la presencia de sericita-muscovita, acompañada por cantidades menores de pirofilita, caolinita y pirita diseminada. Estas dos franjas corresponden a una silicificación intensa y una alteración QSP (cuarzo-sericita-pirita) o también llamada Fílica.

Alejándose de la estructura, la alteración fílica disminuye, dando lugar a la presencia cada vez más intensa de **Caolinita-dickita**, acompañada por halloysita, montmorillonita, anhidrita, cuarzo (alteración argílica). En la parte más alejada se tiene una disminución de las arcillas, con un incremento de las cloritas-epidota-carbonatos, acompañados por pirita, cuarzo, montmorillonita, anhidrita, sericita (alteración propilítica).

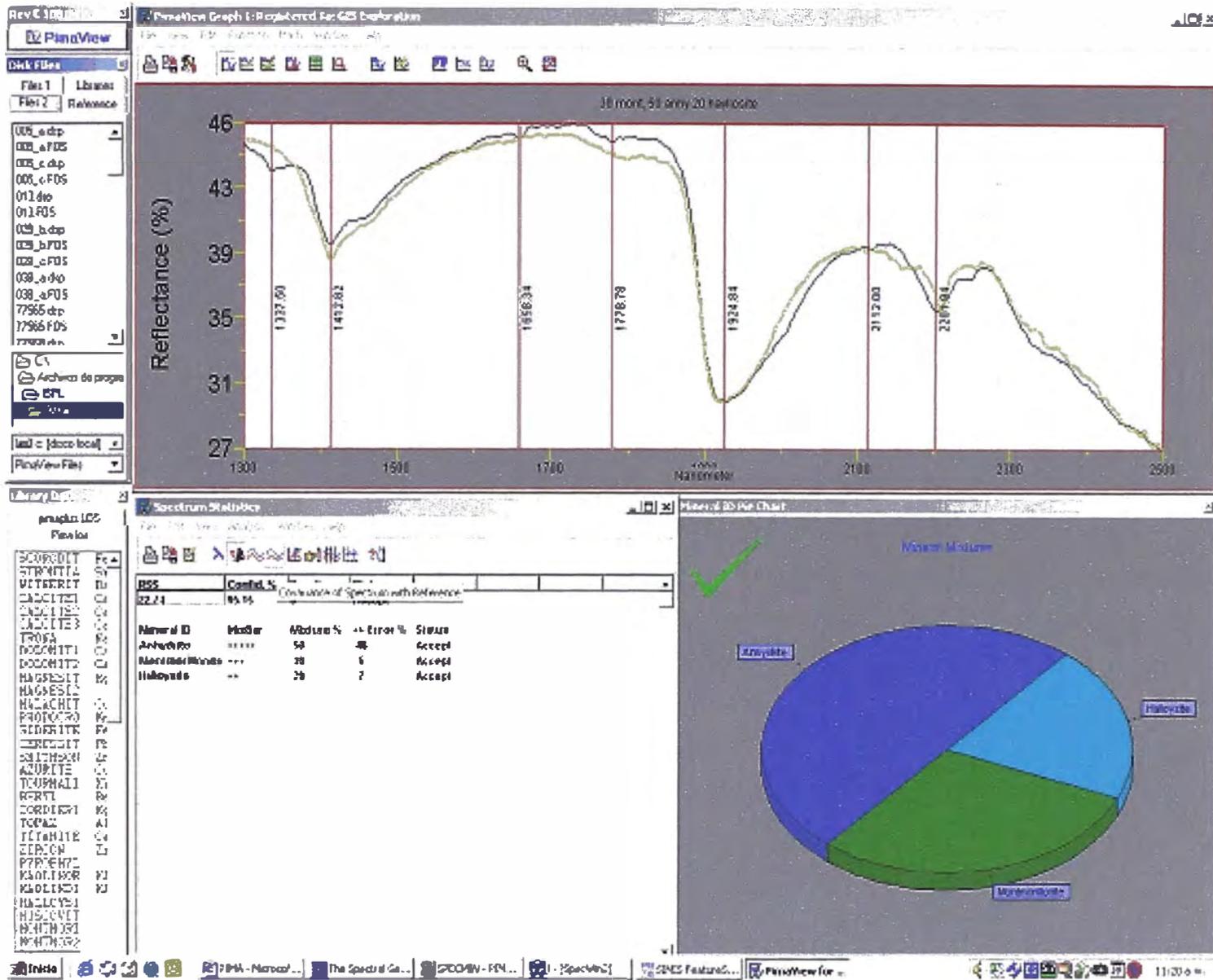


Figura N° 19.- Forma de presentación de los resultados. Espectro problema en gris y espectro comparativo en amarillo.

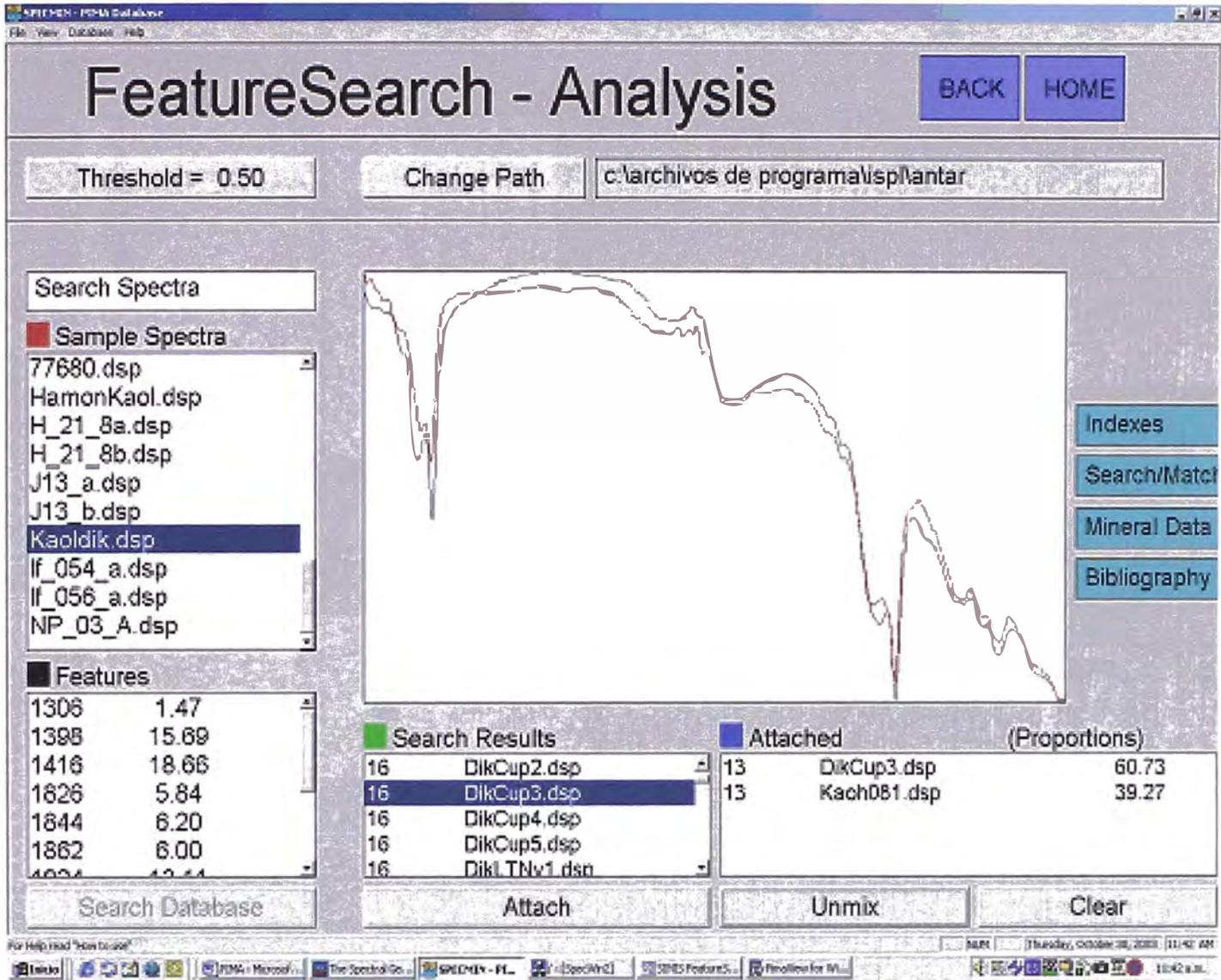


Figura N° 21.-

en color gris se tiene el espectro problema y en rojo la mezcla preparada para identificar los minerales presentes. En la parte inferior derecha derecha, se aprecian los minerales probables y el espectro de la mezcla preparada.

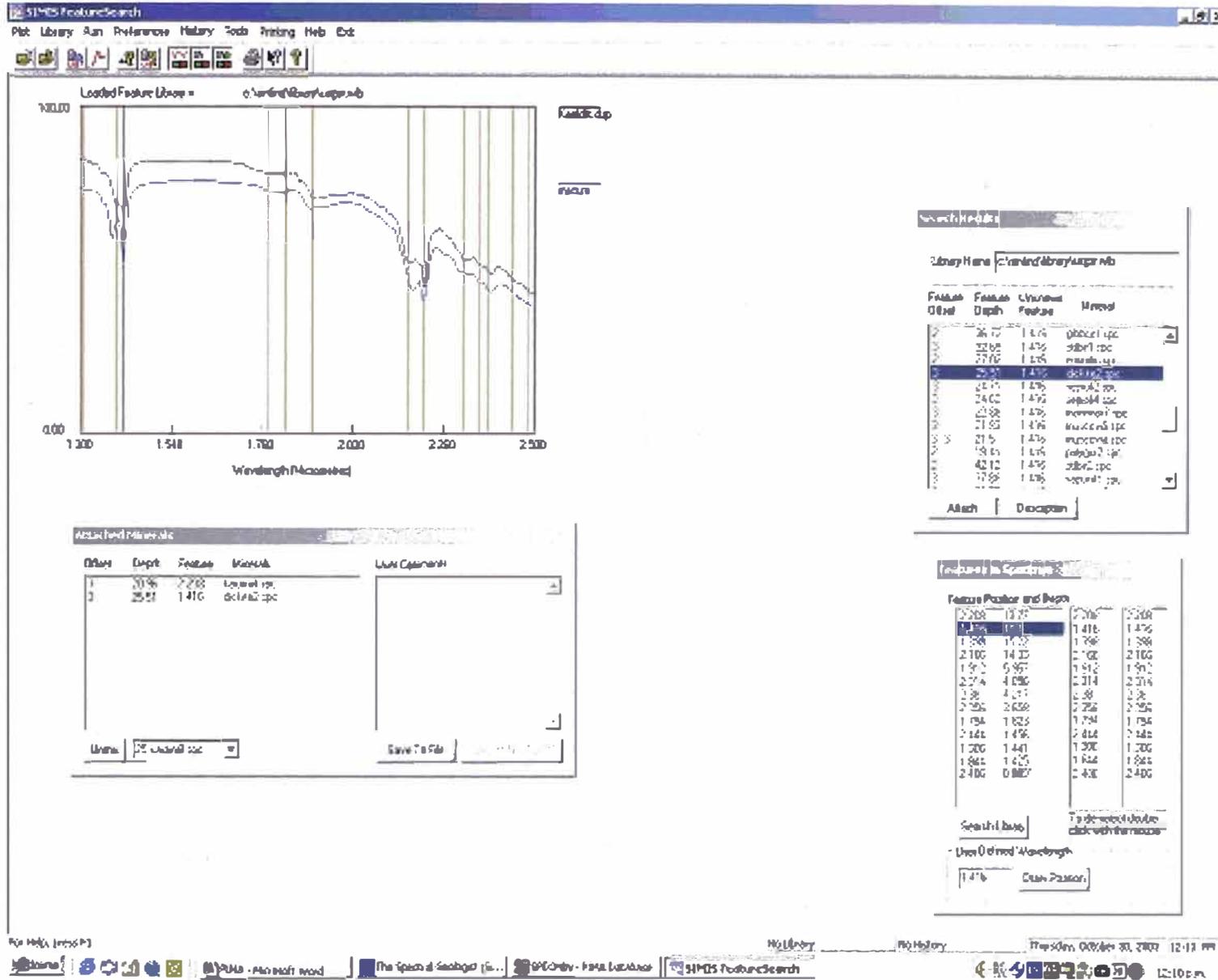


Figura N° 22.- En gris se puede apreciar el espectro problema y en azul, la mezcla preparada en base a los diferentes minerales que presenta el software, de acuerdo a las diferentes longitudes de onda del mineral problema.

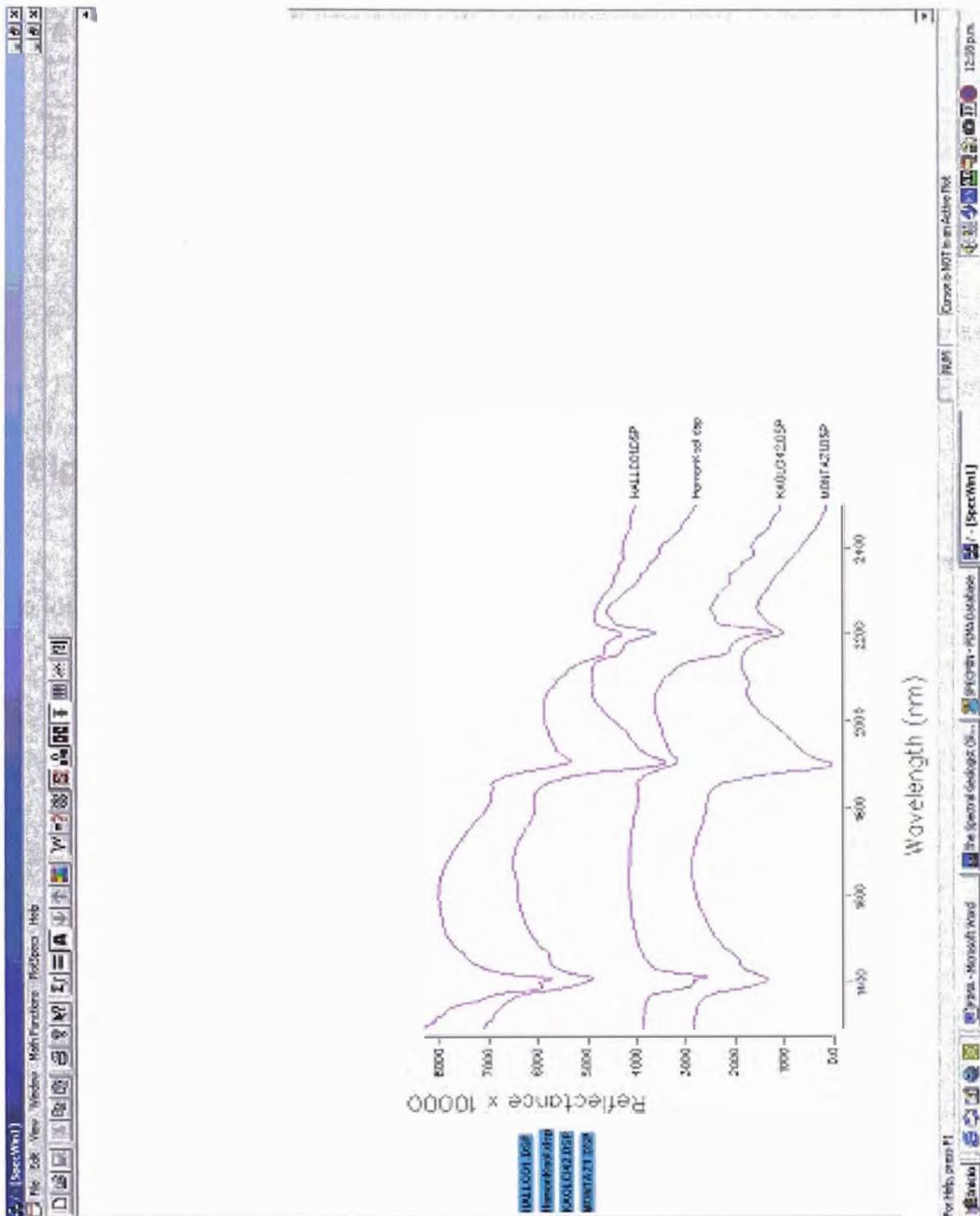


Figura N° 23.- En este software, la comparación es mediante comparación directa de los espectros, Siendo posible comparar varios espectros a la vez.

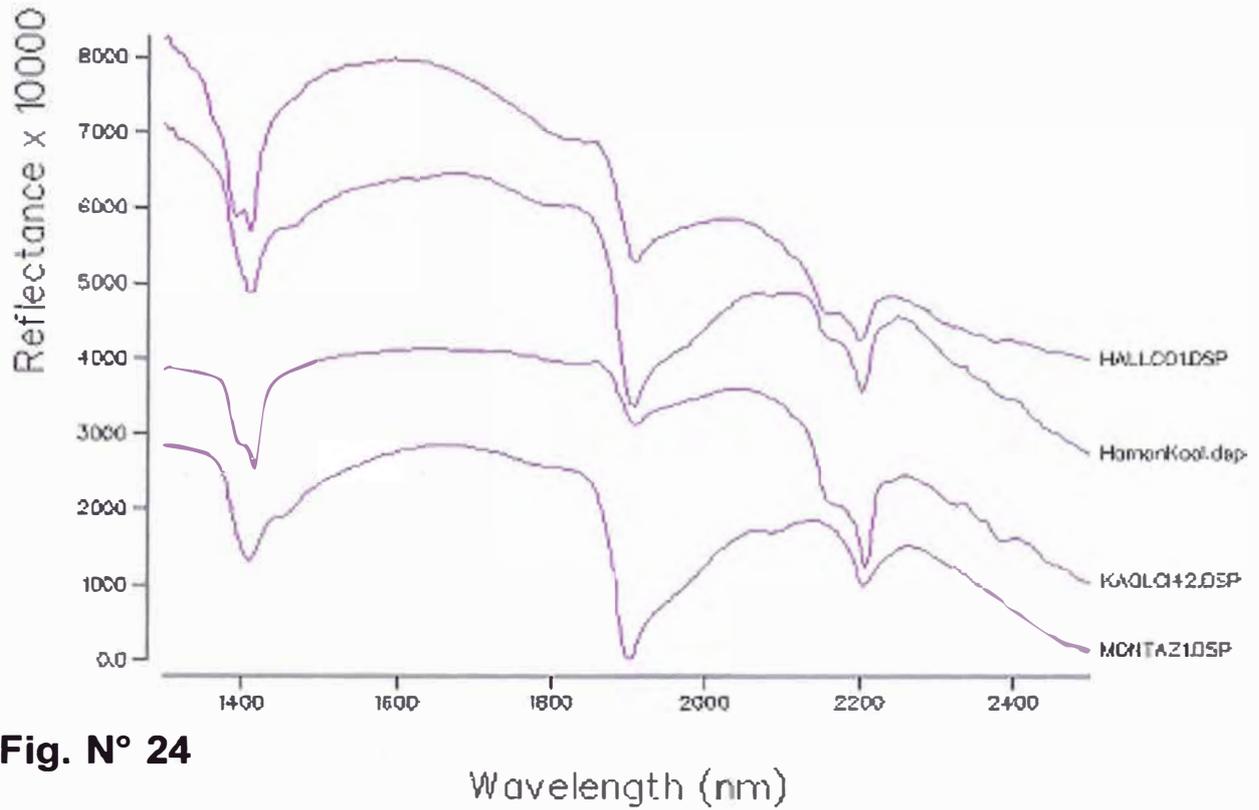


Fig. N° 24

Wavelength (nm)

Detalle de los gráficos anteriores presentados en el software Specwin, mostrando los rasgos principales que definen los diferentes minerales (Fig. N° 24).

6. GEOQUIMICA

La zona de estudio, donde se tomaron las muestras, (E.C.P. Macchu Picchu), en la Isla Rey Jorge, es relativamente pequeña y aproximadamente algo más de la mitad lo constituyen rocas volcánicas del Grupo Martell y Cardozo. El resto lo constituye un cuerpo intrusivo de composición cuarzo monzodiorítico. Este cuerpo intrusivo solamente aflora en un sector y se encuentra en contacto con los volcánicos a los cuales intruye produciendo cierta alteración hidrotermal en las rocas volcánicas y estando el resto del cuerpo cubierto por los glaciares Lange y Domeyko.

Los resultados de los diversos análisis químicos realizados en las muestras (Por elementos mayores, menores y trazas, además de algunos elementos de Tierras Raras), se exponen en unas tablas, valores con los cuales se han realizado todos los diagramas.

En el caso de los elementos incompatibles, Rb, Sr y Ba, estos elementos al poseer un gran radio atómico (***según la regla de Goldschmidt, cuando dos iones de igual carga y radio iónico diferente van a formar los minerales, primeramente entran los de radio iónico menor***), difícilmente pueden ser parte de los minerales comunes, de modo que al cristalizar un magma, todos los elementos compatibles van a ir formando diversos minerales, mientras que los incompatibles van a ir quedándose en la parte aún fundida y van a ir incrementando su porcentaje conforme avanza la cristalización del magma. La incompatibilidad o compatibilidad de un elemento viene determinada por el coeficiente de distribución ó reparto ó K_D . Este coeficiente de reparto se define como la relación de un determinado elemento en un mineral y el mismo en el fundido, y su fórmula es:

$$K_D = \frac{[EI] \text{ MINERAL}}{[EI] \text{ FUNDIDO}}$$

donde 'EI' es el elemento en cuestión.

Puede ocurrir que si:

- $K_D > 1$, el elemento es compatible. Más compatible cuanto mayor sea sobre uno.
- $K_D < 1$, el elemento es incompatible. Más incompatible cuanto menor sea.

Hay que destacar que cada elemento posee un K_D distinto para cada mineral, y que es función de la presión (P) y la temperatura (T), así como de la composición del magma.

Cuando se está estudiando un sistema ígneo interesa el coeficiente de reparto global, que viene determinado por:

$$D_{EI} = \sum W_i \cdot K_{Di}$$

es decir, es la suma del K_D de cada mineral que entra por el % en peso.

Si tenemos un magma y comienza a cristalizar, los elementos compatibles van a ocupar su lugar en las redes de los minerales. Los elementos incompatibles se van a ir quedando en el fundido.

Los condicionantes fundamentales de la distribución de los elementos menores son:

- Al sustituir en una red un elemento menor a uno mayor, lo hará con mayor facilidad si poseen un tamaño semejante.

- De la misma forma que ocurre con el tamaño, ocurre con la carga. La sustitución será más fácil si poseen la misma carga.

Los elementos L.I.L.E. (Litófilos de Ión Grande) además de tener un carácter litófilo, poseen un gran radio, lo cual los hace incompatibles.

Diagramas usados para el Procesamiento de los Análisis Químicos

Cuando se realizan los análisis químicos, especialmente de Fluorescencia de Rayos X, (XRF), se obtiene abundantes datos de los elementos mayores. Estos elementos pueden ser usados en los siguientes casos:

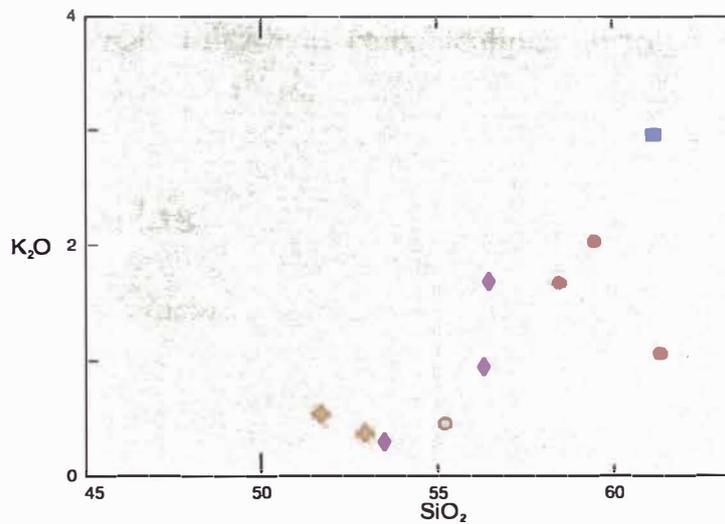


Fig. N° 25 En esta figura se puede apreciar la relación óxidos vs óxidos. En este caso la SiO_2 vs K_2O

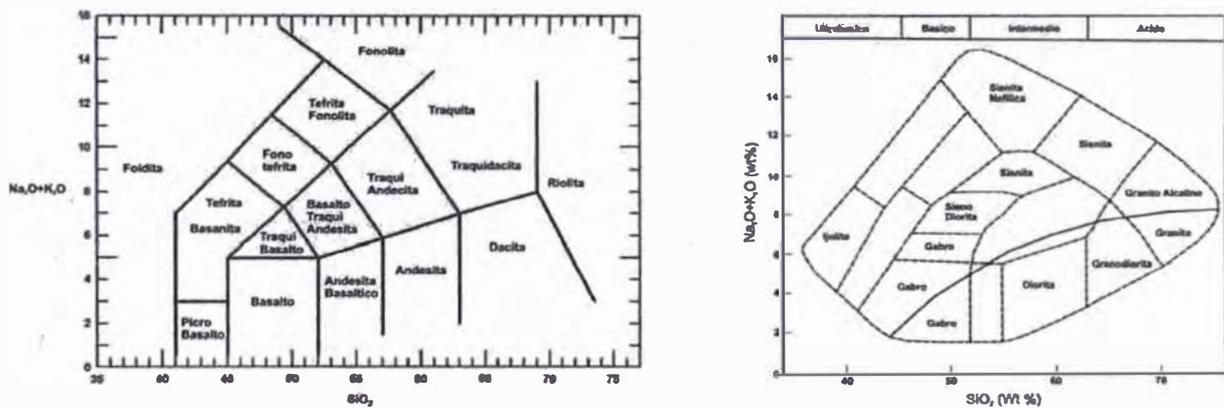


Fig. N° 26 y 27. Diagramas de TAS, para rocas volcánicas y rocas plutónicas. Es la relación de SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Diagrama de TAS (Total de álcalis vs sílice)

Rocas volcxs subalcalinas usando K_2O vs SiO_2

Clasificación basados en la normatividad

Clasificación de Basaltos usando el diagrama Ne-Di-Ol-Hy-Q

Clasificación de Granitos usando el diagrama Ab-An-Or

Clasificación de rocas volcánicas y plutónicas usando $Q' (F')$ – ANOR

Clasificación por cationes

Para rocas volcánicas y plutónicas usando R1 y R2

Diferenciar rocas volcánicas calcoalcalinas en toleíticas y Komatíticas (Jensen).

Rocas Sedimentarias

En Areniscas y Wackas

Fangolitas

El diagrama del Total de álcalis - Sílice, es uno de los mejores esquemas para las rocas volcánicas . Los análisis químicos - Sumatoria de Na_2O y K_2O contenidos (Total de álcalis TA) y el contenido de SiO_2 (S) – son tomados directamente de los análisis de rocas como Porcentajes en Peso (wt %) de los óxidos y ploteados en el diagrama de clasificación.

La utilidad de los diagramas de TAS fue demostrado por Cox et al., (1979) quien mostró que las razones teóricas para elegir al SiO_2 y $Na_2O + K_2O$ como base en la clasificación de rocas volcánicas.

La siguiente versión del diagrama (Le Maitre et al., 1989) fue construída de una base de datos de 24,000 análisis de rocas volcánicas frescas llenado los nombres usados en su original clasificación.

El diagrama de TAS divide las rocas en ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas sobre la base del contenido en sílice (siguiendo el uso de Peccerillo y Taylor, 1976). La nomenclatura está basada sobre un sistema raíz de nombres con una calificación adicional para ser usada en caso de ser necesaria. Por ejemplo la raíz basalto puede ser clasificada como basalto alcalino o basalto subalcalino. Algunas rocas no pueden ser asignadas hasta el cálculo normativo. Por ejemplo una tefrita contiene menos del 10 % de olivino normativo, mientras una basanita contiene más del 10 % de olivino normativo.

El esquema de clasificación TAS se entiende como el más común para las rocas volcánicas frescas. Es inapropiado para rocas ricas en potasio y rocas altamente magnesianas. Las rocas volcánicas alteradas o metamorfizadas porque los álcalis han sido probablemente removilizados. Los análisis deben ser recalculados al 100 % incluyendo el H₂O y CO₂ libres.

El diagrama de TAS para rocas plutónicas de Wilson (1989) usa TAS como una clasificación primaria de rocas ígneas plutónicas.

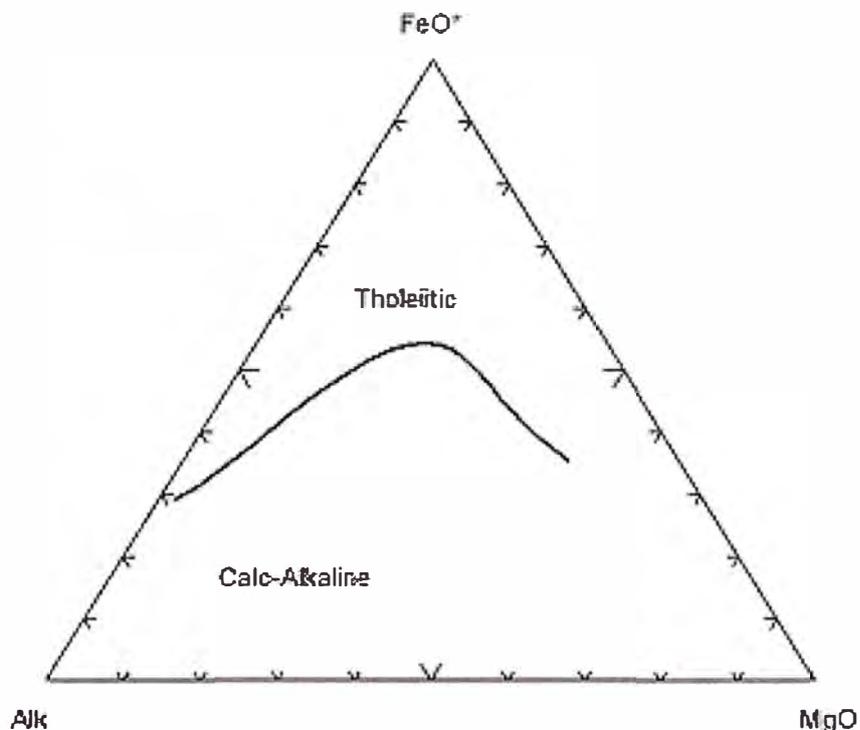


Gráfico N° 3.- Forma de presentación del diagrama AFM usado por Kuno (1968) y posteriormente por Irvine y Baragar (1971), para diferenciar rocas calcoalcalinas de toleíticas.

Clasificación de las rocas ígneas usando la Norma.

El cálculo normativo es una vía de trabajo fuera de la mineralogía de una roca y de los análisis químicos y en el contexto de la clasificación de rocas hace posible una pseudo clasificación mineralógica. La norma CIPW es el esquema de cálculo más comúnmente usado desde comienzos de siglo por tres petrólogos (Cross, Iddings y Pirsson) y un geoquímico llamado Washington.

La norma de una roca puede ser sustancialmente diferente de la mineralogía observada (la moda) Se asume en los cálculos que se trata de un magma anhidro: todos los minerales formados como la biotita y hornblenda no son permitidos. Asumiendo la más lejana simplificación y tomamos la menor solución sólida de elementos como el Ti y Al en los minerales ferromagnesianos y el radio Fe/Mg de todos los minerales ferromagnesianos y asumimos que es lo mismo. La mineralogía normativa está basada enteramente en química; así los granos finos, los granos gruesos las rocas ígneas metamorfozadas tienen una misma química y tiene una misma composición normativa.

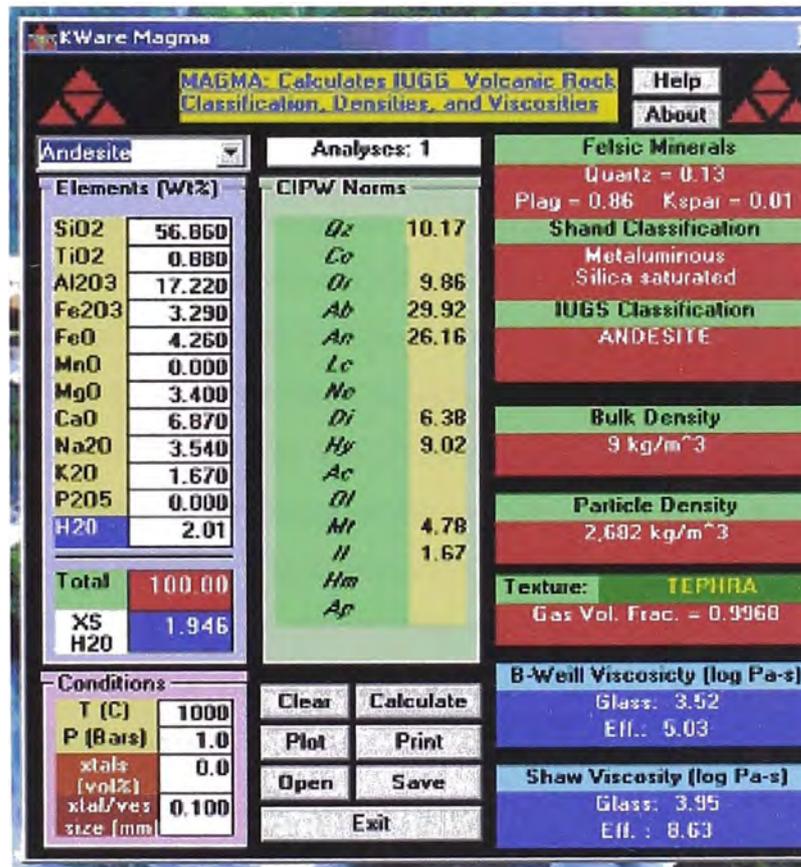


Fig. N° 29.- Forma de presentación de datos para la Norma CIPW (Cross, Idding, Pirsson y Washington).

Reconocimiento Geoquímico en los Procesos de los Elementos Mayores en los Diagramas de Variación

Cristalización Fraccionada

La cristalización fraccionada es el mayor proceso de evolución de muchas rocas ígneas, y son frecuentemente la causa de una tendencia en los diagramas de variación de las rocas ígneas. El fraccionamiento del ensamble mineral es normalmente indicado por los fenocristales presentes. Un examen del fraccionamiento del cristal puede ser hecho por la determinación precisa de la composición de los fenocristales usando la microsonda y ploteando la composición en los mismos gráficos de análisis de rocas. La tendencia en los diagramas de variación son controlados por la composición de los fenocristales pudiendo ser posible inferir que la química de la roca es controlada por el fraccionamiento cristalino. Se puede notar, sin embargo, que la cristalización fraccionada puede también tomar lugar a profundidad y en este caso las fases de fraccionamiento pueden no ser representadas en los ensambles mineralógicos.

La importancia de la cristalización fraccionada fue expuesta por Bowen (1928) en su libro «La evolución de las rocas ígneas», él menciona que la tendencia geoquímica de las rocas volcánicas representan una **línea líquida en descenso**, Este es el camino tomado por los líquidos residuales e involucran una retirada diferencial de los minerales desde el magma. Las ideas de Bowen ahora necesitan ser calificadas a la luz, buscando las siguientes vías: (1) idénticas direcciones a aquellas producidas por el fraccionamiento cristalino, pueden también ser producto de una fusión parcial; (2) solo los fenocristales de rocas volcánicas afaníticas tiene la verdadera indicación del camino del líquido; (3) raramente un grupo de rocas volcánicas muestran un progresivo cambio químico como producto de la erupción en un mismo lapso de tiempo. Así, llanamente una alta dirección de correlación de fenocristales libres en rocas volcánicas en el diagrama de variación de un simple volcán es improbable que representen la Línea líquida de descenso.

Asimilación y Cristalización Fraccionada

Si la composición de los fenocristales no pueden explicar una dirección en una serie de rocas y el modelo de cristalización fraccionada no aparece en el trabajo, es bueno considerar la posibilidad de una asimilación simultánea de las rocas de la región en un fraccionamiento cristalino. Este proceso es muchas veces abreviado en el modelo **AFC**, fue primeramente propuesto por Bowen (1928) quien menciona que el calor latente de la cristalización durante la cristalización fraccionada puede proveer suficiente energía calorífica para consumir las rocas cajas. Anderson y Cullers (1987) dicen que el modelo **AFC**, explica la química de los elementos mayores de un grupo de rocas proterozoicas tonalita – trondhjemitita alojadas por gneises arqueanos. Este grupo de rocas muestra una variación química de las direcciones en el diagrama donde no son compatibles con un simple esquema de fraccionamiento basado bajo la química de los minerales presentes o una vez presentes en la fusión original. Los cálculos muestran sin embargo que si la adición de cristales fraccionados en la fusión fueron contaminados con pequeñas cantidades (7 %) por los gneises arqueanos, se observa que la dirección fue duplicada.

O'Hara (1980) indica que la contaminación puede resultar de la separación de los elementos mayores y trazas de la química isotópica y no siempre demostrable de los análisis de elementos mayores. Por ejemplo, la contaminación de un basalto por precipitación de olivino, clinopiroxenos y plagioclasa, pueden resultar en un incremento en la precipitación de minerales fraccionados pero puede causar cambios menores en la composición del líquido medido, por ejemplo en este caso, el contenido de sílice.

Fusion Parcial

La fusión fraccionada progresiva puede mostrar una dirección sobre un diagrama de variación que es controlada por la química de la suma de las fases sólidas existentes en la fusión. Sin embargo, esto puede producir muchas dificultades para distinguir una dirección de cristalización fraccionada de los elementos mayores en

un diagrama de variación, ambos procesos representan el equilibrio cristal – líquido e involucran además líquidos idénticos y cristales idénticos. Una situación en la que la fusión parcial progresiva y la cristalización fraccionada pueden ser diferenciadas si los dos procesos toman lugar a gran profundidad en el manto y la cristalización fraccionada es un fenómeno crustal, entonces algunas de las fases que involucran una fusión parcial puede ser diferente de la cristalización fraccionada involucrada.

Elementos Móviles

Los elementos móviles describen los cambios químicos que toman lugar en la roca después de su formación, usualmente deprimidos por la interacción con un fluido. Más comúnmente, los elementos móviles toman lugar durante la meteorización, diagénesis y metamorfismo o directamente de la interacción con los fluidos hidrotermales. En las rocas metamórficas los elementos móviles pueden estar presentes como resultado de una difusión en estado sólido y generan fusión. Aquí, sin embargo, podemos discernir en el control de los fluidos de elementos móviles a escala de algunos centímetros o más. La movilidad de los elementos mayores es controlada por tres factores (a) la solubilidad y composición de los minerales en una roca fresca (b) la solubilidad y composición de los minerales como producto de la alteración y (c) la composición, temperatura y volumen de la fase fluida.

Los elementos móviles pueden ser detectados de la fase mineralógica y los cambios que tiene lugar en la roca como resultado de un metamorfismo o actividad hidrotermal y de los ensambles mineralógicos presentes en venillas asociadas. Las direcciones esparcidas sobre diagramas de variación son también usadas como indicadores aunque la alteración química algunas veces producen cambios sistemáticos y pueden **solapar** otros procesos de mezcla como la cristalización fraccionada. Estas aparentes direcciones pueden resultar en cambios de volumen presentes de la remoción o adición de un solo componente de la roca.

MOVILIDAD DE ELEMENTOS MAYORES EN TIPOS DE ROCAS COMUNES BAJO UNA VARIEDAD DE CONDICIONES HIDROTHERMALES

Table 3.4 Major element mobility in common rock types under a variety of hydrothermal conditions

Rock type		Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Reference
Basaltic		x						x	x	x		Audi (1983)
Basalto	Hydrothermal alteration	-			-	-	+	-	-	-		Audi (1983)
Basalto	Hydrothermal alteration	-	-		-	-	-	-	+	-		MacGeehan and MacLean (1980)
Basalto	Subvolcanic subvolcanic	-			+		-	-	-	+		Pearce (1976)
Basalto	Metabasaltic	-					+	-	-	-		Pearce (1976)
Basalto	Metabasaltic	-			x		x		x	x		Pearce (1976), Oelinas et al. (1982)
Basalto	Metabasaltic	x						x	x			Rollinson (1983)
Granite	Metabasaltic				x		x	x	-	x		Nesbitt and Young (1989)
Granite	Metabasaltic			+	-		-	-	-	+		Vernon et al. (1987)
Granite	Metabasaltic						-			x		Allen et al. (1985)
Sediments	Metabasaltic								-	-		Ferry (1985)
Sediments	Metabasaltic	x			x		x					Burcher-Narmann (1981)
Amphibolites	Diagenetic	x			x		x	x		x		Boles and Franks (1979)

Key: x, element mobile; -, element depleted; +, element enriched.

Fig. N° 30.- Movilidad de los diferentes elementos mayores considerando una variedad de condiciones hidrotermales.

Diagramas de Variación Triangular

Los diagramas de variación triangular son usados cuando es necesario mostrar un cambio simultáneo entre tres variables. Sin embargo, esta práctica no es recomendable, siendo preferible el ploteo de la bivarianza, después ambos parámetros son ploteados y la interpretación de las direcciones resultantes levantan un número de importantes problemas.

Discriminación de Ambientes Tectónicos usando los Análisis Químicos

La idea de discriminar los ambientes tectónicos mediante el uso de los análisis químicos, fue atribuida a Pearce y Cann (1971 y 1973), Esta discriminación es posible realizarla usando los diagramas de Bivarianza y especialmente los diagramas trian-

gulares. Al plotear las muestras se pueden apreciar grupos de datos que muestran ciertas concentraciones en determinados campos del gráfico. Para el presente estudio se va a utilizar el diagrama triangular basado en los elementos mayores como el Feo, MgO y Al_2O_3 . Pearce et al., (1977) utilizó una base de datos de 8400 análisis químicos de rocas volcánicas recientes, para discriminar entre basaltos de diferentes ambientes tectónicos. El total de hierro fue recalculado como FeO.

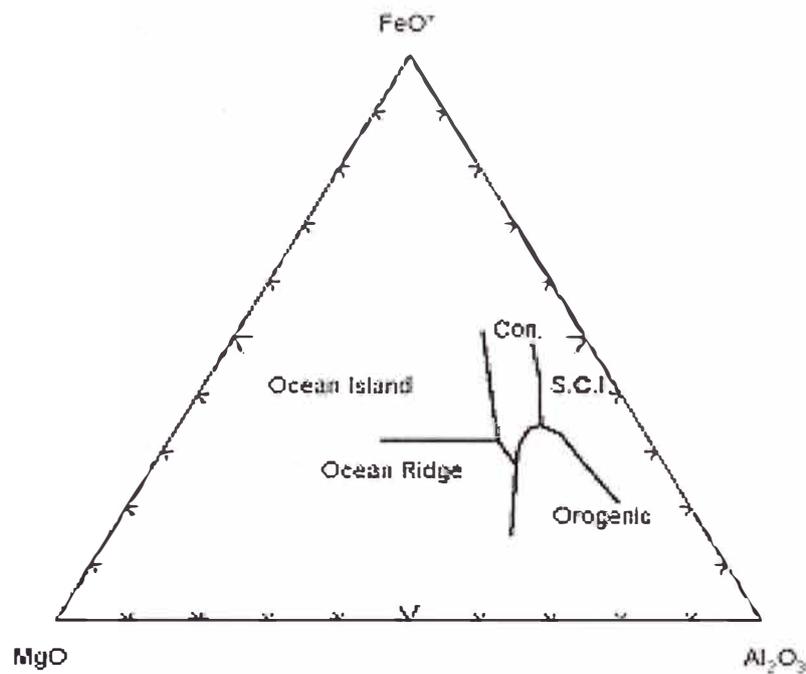


Fig. N° 31.- Forma de presentación del diagrama triangular usado por Pearce et al (1977) para discriminar diferentes ambientes tectónicos en rocas volcánicas.

Diagramas para Discriminar Rocas Graníticas Basados en los Elementos Menores

Existen diversos tipos de diagramas para realizar la discriminación de ambientes tectónicos en rocas graníticas, como es el caso de los diagramas basados en $TiO_2-K_2O-P_2O_5$; el cual se usa para diferenciar rocas de procedencia oceánica de las continentales. Otros diagramas emplean $MnO-TiO_2-P_2O_5$ que es denominado *Diagrama de Mullen (1983)*, usado en rocas basálticas y andesitas basálticas. Para el presente estudio vamos a utilizar elementos como el Rb, Yb y Ta, el cual es usado para discriminar entre granitos de una dorsal oceánica, granitos de intra-placa, granitos de arcos volcánicos y granitos sin-colisionales.

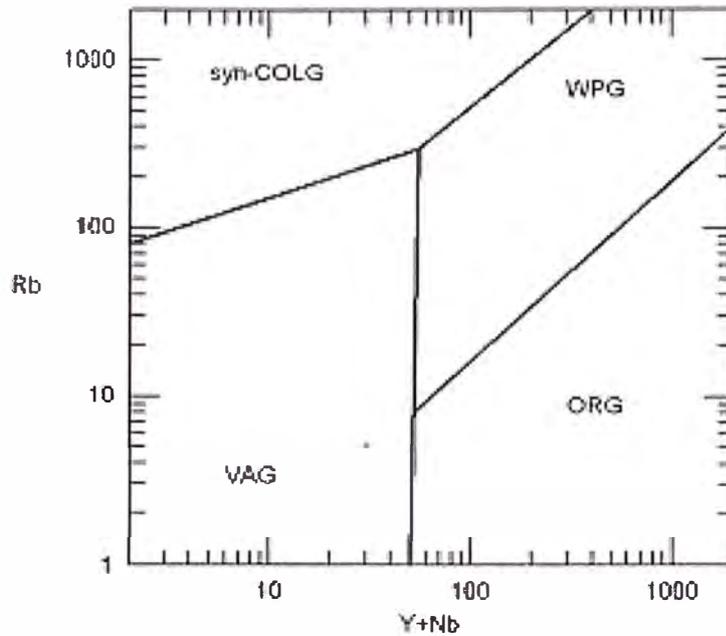


Diagrama N° 8.- Forma de presentación del diagrama de discriminación de ambientes en rocas graníticas basado en Rb-Ta-Yb de Pearce et al., (1984).

Los elementos de tierras raras son los más usados entre los diferentes elementos trazas y tienen una importante aplicación en el estudio de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. Las tierras raras incluyen los elementos de N° atómico 57 al 71 (La – Lu). Se adiciona además elementos como el Ytrio que tiene un radio iónico similar al de las REE. Algunas veces también se incluye al Holmio. Típicamente los miembros de la serie que tiene bajo número atómico son denominados Tierras raras ligeras (LREE), mientras que los de número atómico pesados son denominados (HREE).

Resultados de los Análisis químicos por elementos mayores, menores y trazas

TABLA N° 1 (A) ELEMENTOS MAYORES

Roca	And	MGr	qd	qd	And Bas	Gb	d	and	Tufo	D
N°	A-01	A-02	A-03	A-04	A-05	A-06	A-07	A-08	A-09	A-10
SiO ₂	53.2	64	56.2	56.4	54	49.7	54	59.1	64.1	53.4
Al ₂ O ₃	18.8	13.3	15.3	15.5	16.1	16.8	16.4	15	13.5	16.3
TiO ₂	1.33	1.24	1.04	1.12	0.9	1.06	1.08	0.84	0.75	1.08
Fe ₂ O ₃	9.11	5.81	8.31	8.49	9.53	10.45	8.76	7.42	6.88	8.76
MnO	0.16	0.12	0.17	0.14	0.25	0.18	0.15	0.18	0.22	0.16
CaO	4.37	1.75	7.35	6.09	10	10.14	8.05	8.05	5.07	7.34
MgO	3.32	1.24	3.73	3.32	4.57	5.38	3.73	2.9	3.11	3.73
K ₂ O	4.52	6.47	2.03	2.64	1.3	0.67	1.8	2.03	2.56	2.03
Na ₂ O	3.03	3.7	3.95	4.04	1.49	3.37	4.04	4.04	1.43	4.55
H ₂ O	0.62	0.73	0.43	0.42	0.54	0.49	0.32	0.3	0.25	0.33
PxC	1.59	1.4	1.16	1.21	1.56	1.15	1.16	0.31	1.13	1.87
Total	100.05	99.76	99.67	99.37	100.24	99.39	99.49	100.17	99	99.55

ELEMENTOS MENORES (p.p.m.)

Rb	79	129	38	49	28	9	27	26	59	44
Ba	600	800	400	500	400	300	400	500	500	300
Th	5.9	15.9	6.8	6.4	4.5	2.3	5.4	5.7	3.6	5.4
Sr	600	900	700	2000	200	800	1100	1000	900	900
Ag	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Pb	10	10	5	5	5	5	10	5	5	5
Zn	159	58	158	112	173	2	142	111	121	158
Cu	215	130	150	50	185	210	80	135	120	200
As	3.3	6.8	3.7	4.9	9.7	4.7	4.8	2.8	2.8	2.2
Co	2.8	15	27	30	28	36	23	18	16	27

TIERRAS RARAS (p.p.m.)

I	18.9	36.6	20.4	23.1	17.2	7.8	18.4	18	11.9	19.8
Ce	47	91.9	46.2	55.7	47.17	21.2	49.5	42.5	27.8	50.4
Nd	30	63	34	20	20	20	20	20	20	20
Sm	6.6	9.6	6.2	6.8	6.4	3.2	5.7	5.1	4.1	6.1
Eu	1.9	1.6	2.5	2	3.5	2.1	0.5	0.5	0.5	0.5
Dy	4.1	5.7	4.6	4.5	5	3.5	4.2	3.7	3	4.8
Yb	2.4	3.6	2.65	2.3	3	1.4	2.1	1.9	1.4	2.2

Los análisis químicos por elementos mayores y menores han sido realizados en los Laboratorios del INGEMMET y los análisis por tierras raras se realizaron en el Laboratorio del Instituto Peruano de Energía Nuclear (IPEN).

TABLA N° 1 (B) ELEMENTOS MAYORES

ROCA	TÍ	TI	T	And	And	And	And	Di	T ví	traq
N°	A-11	A-12	A-13	A-14	A-15	A-16	A-17	A-18	A-19	A-26
SiO ₂	52.2	49.1	72.8	49.9	47.9	50.4	51.8	47.5	84.8	51.1
TiO ₂	17	17	9.7	18.8	18.7	19.1	19.3	18	0.8	1.33
Al ₂ O ₃	0.51	0.86	0.38	0.97	1.05	1	1.01	1.21	0.05	23.2
Fe ₂ O ₃	9.65	8.76	5.99	9.02	9.29	8.49	10.45	10.64	10.63	6.61
MnO	0.15	0.18	0.07	0.19	0.2	0.16	0.14	0.16	0.03	0.06
MgO	6.99	9.79	0.96	8.39	9.09	5.95	4.81	10.49	0.35	5.6
CaO	3.5	4.15	2.18	4.97	4.97	4.56	2.38	5.8	0.21	1.86
Na ₂ O	1.65	0.3	1.96	0.37	0.53	0.45	0.93	0.45	0.07	3.31
K ₂ O	3.04	4.21	0.25	3.45	3.28	3.79	3.54	3.79	0.17	3.37
H ₂ O	1.33	0.54	0.53	0.38	0.37	0.75	0.63	0.35	0.32	0.33
PxC	4.5	5.48	4.14	3.36	4.29	4.77	4.47	1.65	1.2	2.58
Total	100.52	100.37	98.96	99.8	99.67	99.42	99.46	100.04	98.63	99.35

ELEMENTOS MENORES (P.P.M.)

Rb	79	129	38	49	28	9	27	26	59	44
Ba	600	800	400	500	400	300	400	500	500	300
Th	5.9	15.9	6.8	6.4	4.5	2.3	5.4	5.7	3.6	5.4
Sr	600	900	700	2000	200	800	1100	1000	900	900
Ag	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Pb	10	10	5	5	5	5	10	5	5	5
Zn	159	58	158	112	173	2	142	111	121	158
Cu	215	130	150	50	185	210	80	135	120	200
As	3.3	6.8	3.7	4.9	9.7	4.7	4.8	2.8	2.8	2.2
Co	28	15	27	30	28	36	23	18	16	27

TIERRAS RARAS (p.p.m.)

La	18.9	36.6	20.4	23.1	17.2	7.8	18.4	18	11.9	19.8
Ce	47	91.9	46.2	55.7	47.17	21.2	49.5	42.5	27.8	50.4
Nd	30	63	34	20	20	20	20	20	20	20
Sm	6.6	9.6	6.2	6.8	6.4	3.2	5.7	5.1	4.1	6.1
Eu	1.9	1.6	2.5	2	3.5	2.1	0.5	0.5	0.5	0.5
Dy	4.1	5.7	4.6	4.5	5	3.5	4.2	3.7	3	4.8
Yb	2.4	3.6	2.65	2.3	3	1.4	2.1	1.9	1.4	2.2

Los datos de las tablas, una vez normalizados, han sido utilizados para la elaboración de los diversos diagramas utilizados en el presente estudio.

TABLA N° 1 (C) ELEMENTOS MAYORES

ROCA	Di	Di	And	Di	Di	Di	Di	And	And	And
N°	A-27	A-28	A-29	A-36	A-37	A-38	A-39	A-40	A-43	A-44
SiO ₂	50.5	51.5	55.4	52	49.3	57.2	52	59.4	59	58
TiO ₂	17.2	17.9	17.8	16.1	16.5	16.5	17.1	17.4	17.1	16.2
Al ₂ O ₃	0.8	1.03	0.9	1.05	1.23	0.82	1.09	0.82	1.05	1.07
Fe ₂ O ₃	9.47	8.49	7.42	9.11	10.72	9.11	8.85	6.97	6.7	6.61
MnO	0.17	0.15	0.15	0.17	0.18	0.15	0.16	0.1	0.13	0.15
MgO	8.74	8.05	5.42	10.14	10.14	5.24	8.74	2.27	3.67	6.47
CaO	6.21	4.14	3.31	4.14	5.8	3.52	4.14	1.97	2.17	2.48
Na ₂ O	1.35	1.88	1.65	1.43	0.83	1.81	1.81	1.81	2.93	1.05
K ₂ O	3.79	3.87	4.21	3.87	3.11	3.71	3.79	3.79	4.71	4.04
H ₂ O	0.34	0.25	0.35	0.25	0.27	0.21	0.16	0.5	0.82	0.9
PxC	1.25	2.43	2.62	1.36	1.25	1.31	1.3	4.31	1.48	2.95
Total	99.82	99.69	99.23	99.62	99.33	99.58	99.14	99.34	99.76	99.92

ELEMENTOS MENORES (P.P.M.)

Rb		35	30		11					
Ba	400	400	300	400	300	500	400	400	400	500
Th	4.6	5.8	4.6	5.1	2.2	5.5	5.3	4.9	7.3	7.2
Sr	800	700	600	900	700	1400	900	500	600	1000
Ag	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.2	0.2
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zn	150	154	148	191	149	175	142	211	153	136
Cu	140	40	115	40	290	165	160	90	75	90
As	4.1	1.9	5.5	3.7	2.9	4.1	2.7	6.4	2.2	3.7
Co	25.8	24	19.6	27.4	34.2	28.3	32	15.5	16	17.4

TIERRAS RARAS (p.p.m.)

La	20.9	20.8	16.71	18.1	1.8	15.2	20.9	20.8	16.71	18.1
Ce	50.3	53.3	39.8	46.3	3.3	39.3	50.3	53.3	39.8	46.3
Nd	49	51	20	20	20	38	49	51	20	20
Sm	6.7	6.6	4.9	5.8	0.5	5.8	6.7	6.6	4.9	5.8
Eu	3.1	0.5	0.5	1.8	0.5	0.5	3.1	0.5	0.5	1.8
Dy	4.4	3.7	4	4.7	0.5	5.1	4.4	3.7	4	4.7
Yb	2.5	2.2	1.8	2.2	0.5	2.5	2.5	2.2	1.8	2.2

Los datos para ser procesados han sido separados en diversas tablas, así se tiene de rocas volcánicas e intrusivas, de elementos menores y de Tierras Raras. Estas tablas solo han sido utilizadas en el procesamiento de los datos.

A continuación se muestra la clasificación de rocas volcánicas según LeBas et al 1986, también conocido como el diagrama TAS (Fig. N° 33)

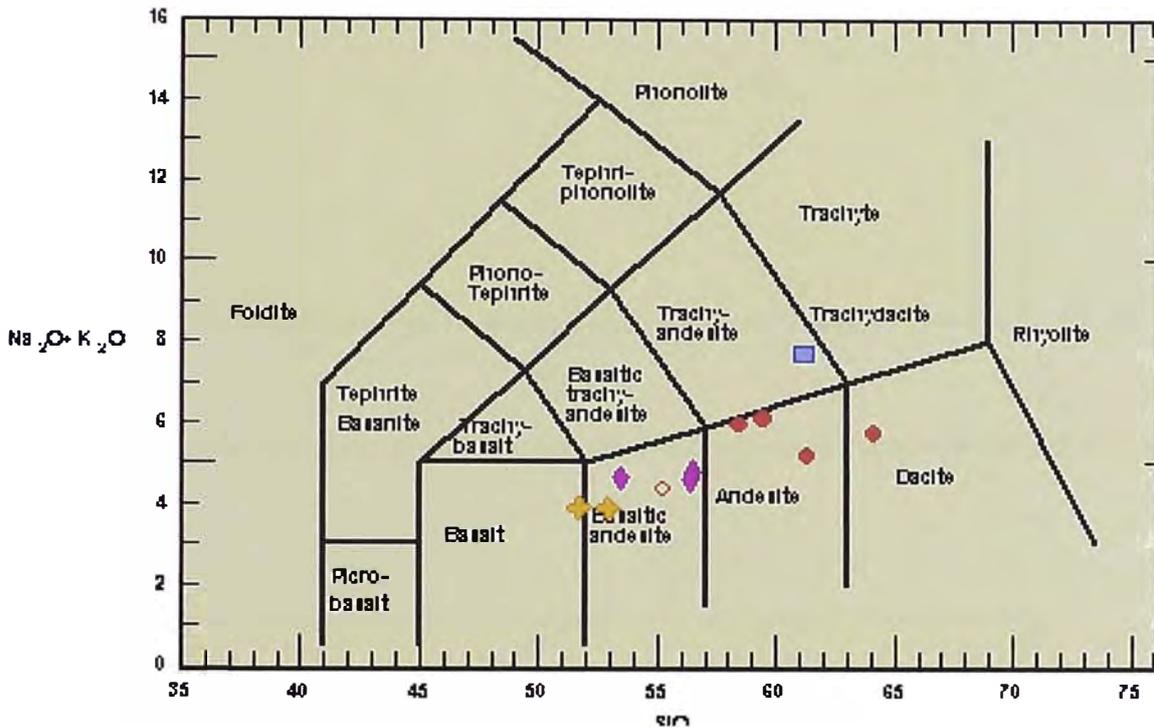


Fig. N° 33.- TAS (LeBas et al 1986) para la clasificación de rocas volcánicas. Se puede apreciar que las rocas varían entre basaltos hasta llegar a rocas dacíticas. Una de ellas muestra un enriquecimiento en K_2O , llegando a una roca traquiandesita.

Para los gráficos solo se utilizaron los análisis de rocas frescas, eliminándose las de rocas alteradas, debido a que sus contenidos de óxidos han variado respecto a la roca original.

Los diagramas de variación (Harker), (relación entre los óxidos de los elementos mayores vs el SiO_2), que a continuación se presentan, indican que existe una diferenciación magmática. Los óxidos como el Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , MnO , MgO y CaO muestran una disminución conforme aumenta el contenido en SiO_2 , mientras que los óxidos como el de Na_2O y K_2O , aumentan al aumentar el SiO_2 . Primero se presentan los diagramas de variación en rocas volcánicas y luego las de rocas plutónicas.

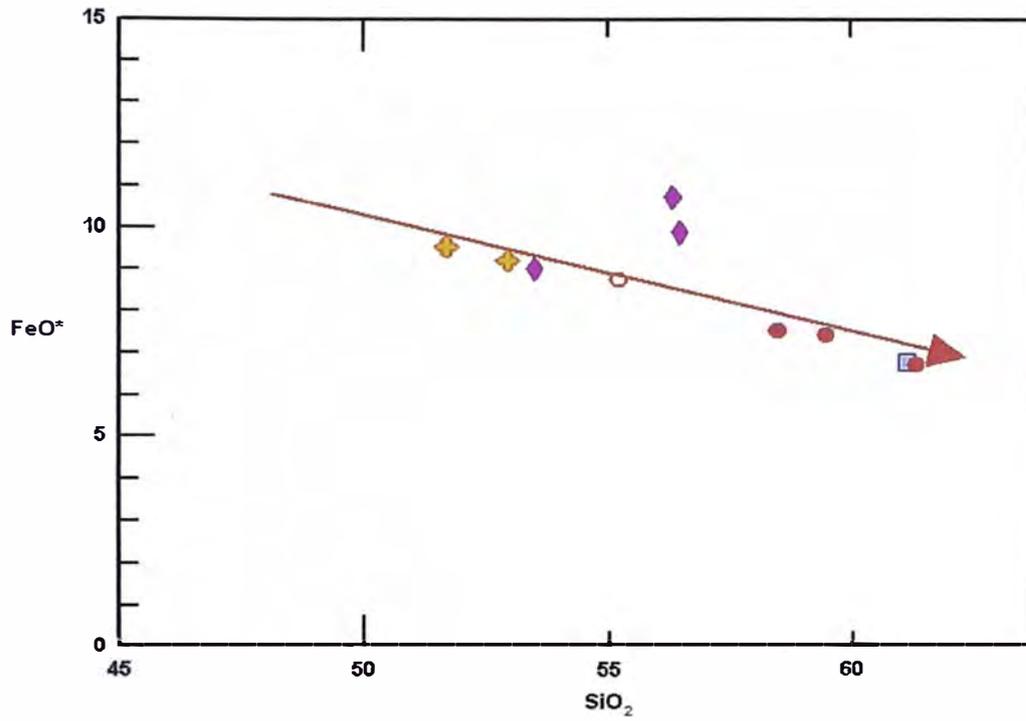


Fig. N° 36 El contenido de Fe, disminuye al aumetar el SiO₂.

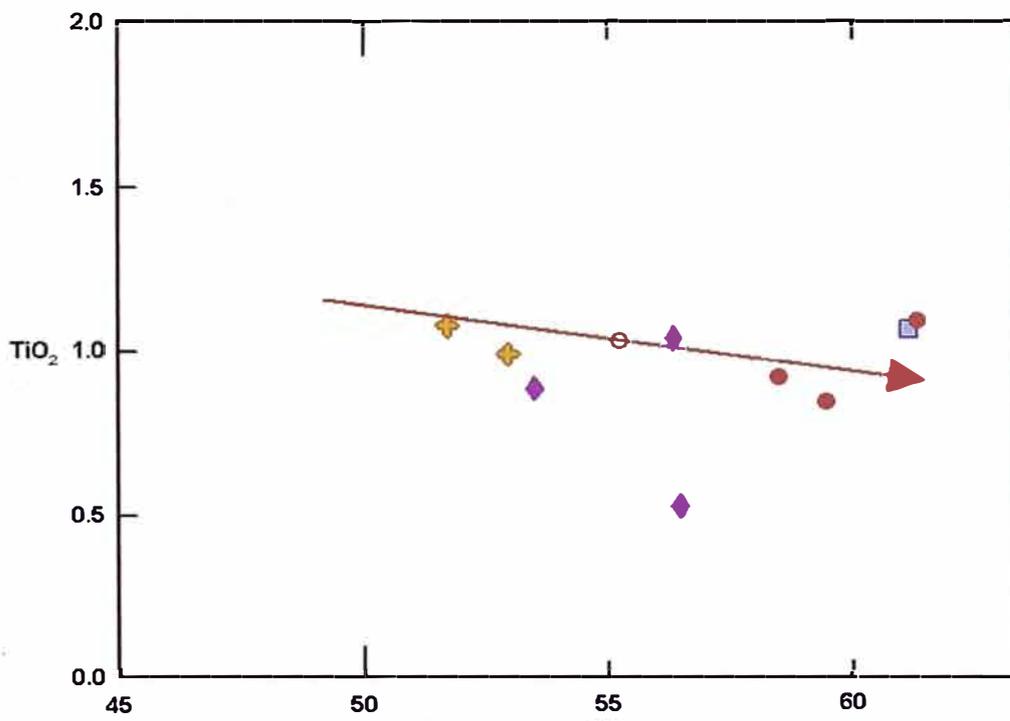


Fig. N° 37 El contenido de Titanio disminuye al aumentar el SiO₂.

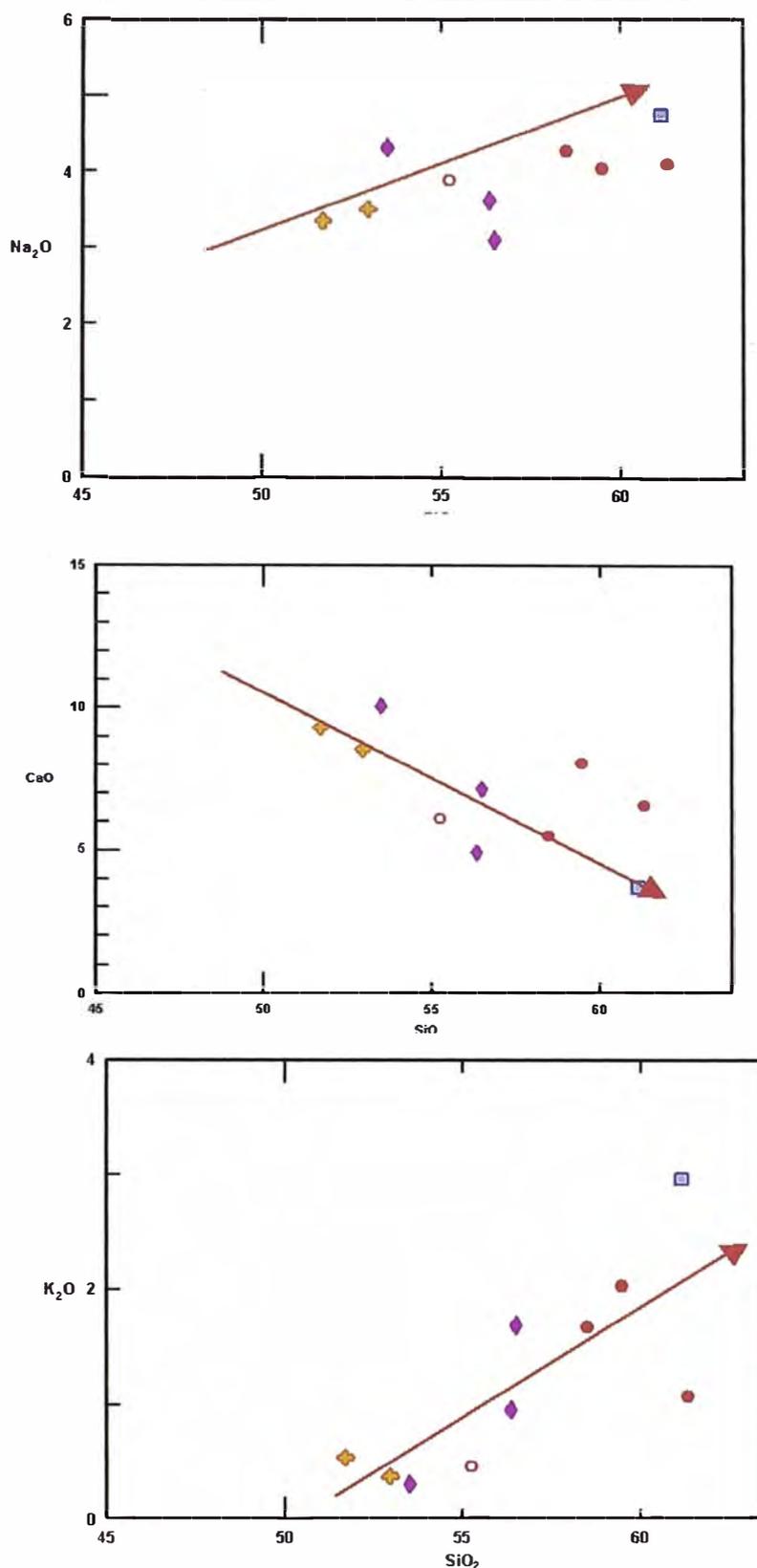


Fig. N° 38, 39 y 40 Los elementos como el Sodio (Na) y Potasio (K) aumentan, al aumentar el SiO₂ el Calcio disminuye (Ca)

Diagramas de variación (Harker), Elementos mayores vs SiO₂ en rocas volcánicas. Los elementos como el Al, Ca, Mg, Ti, Fe, disminuyen al aumentar el SiO₂, El Na y K Aumentan al aumentar el SiO₂.

Diagramas de variación (Harker), Elementos mayores vs SiO₂ en rocas plutónicas.

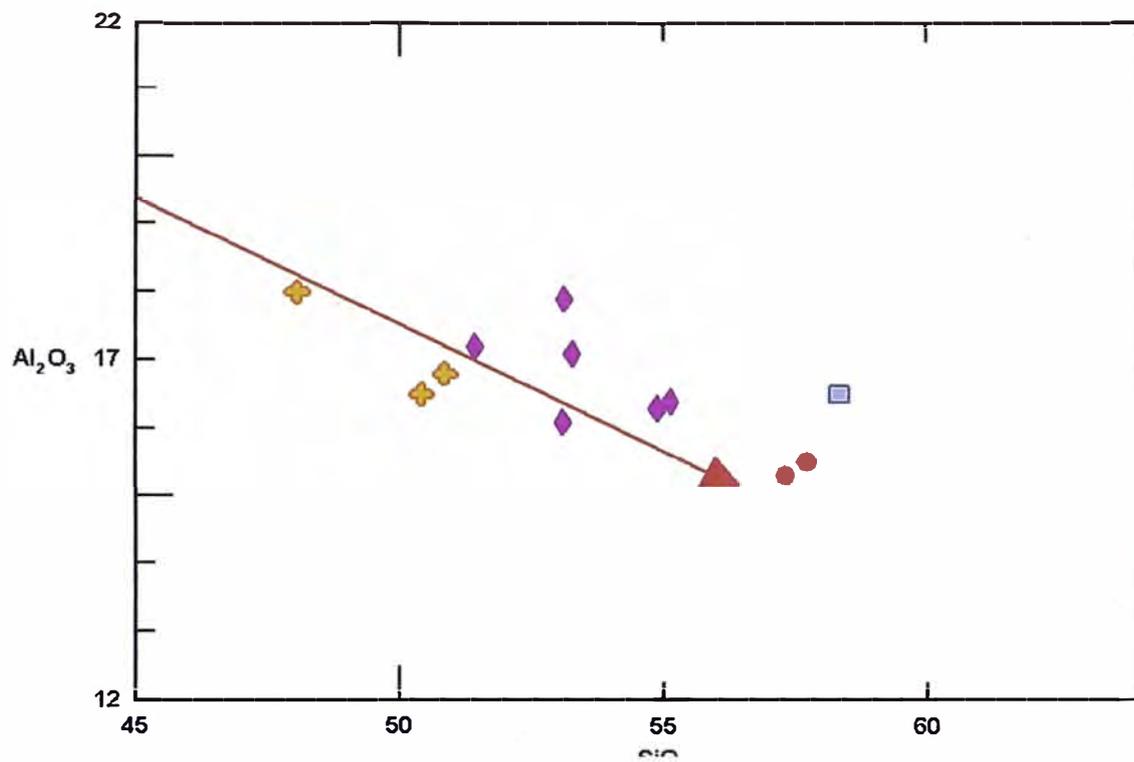


Fig. N° 41 El aluminio disminuye al aumentar el contenido de SiO₂.

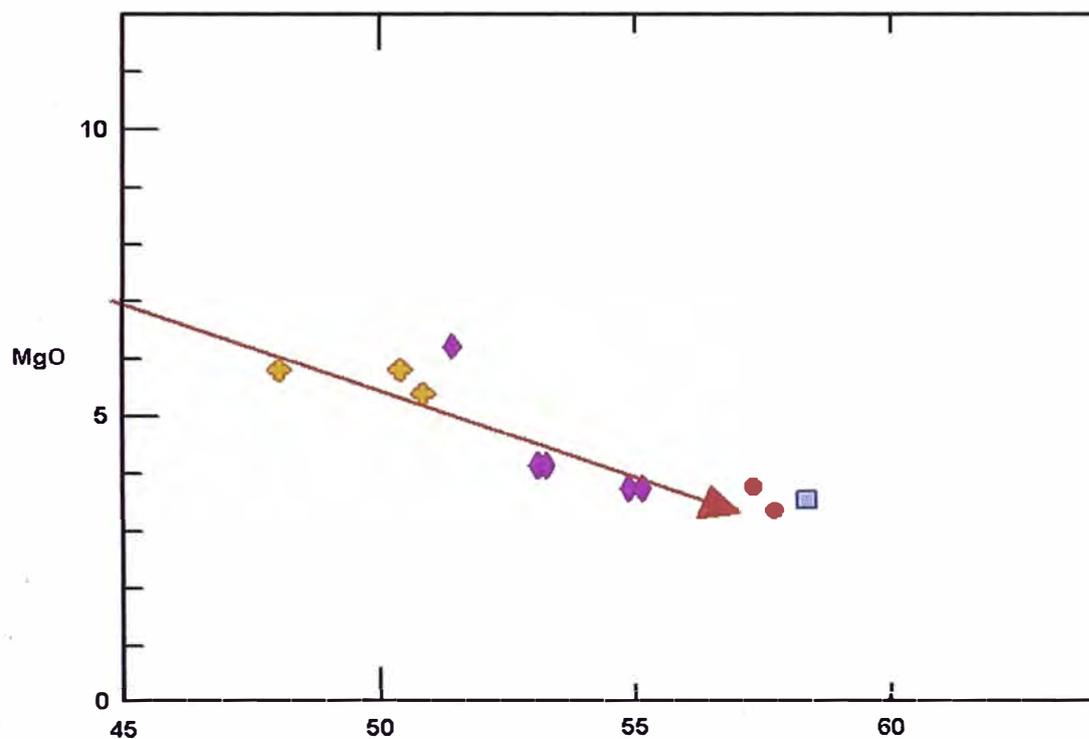


Fig. N° 42 El magnesio disminuye al aumentar el SiO₂.

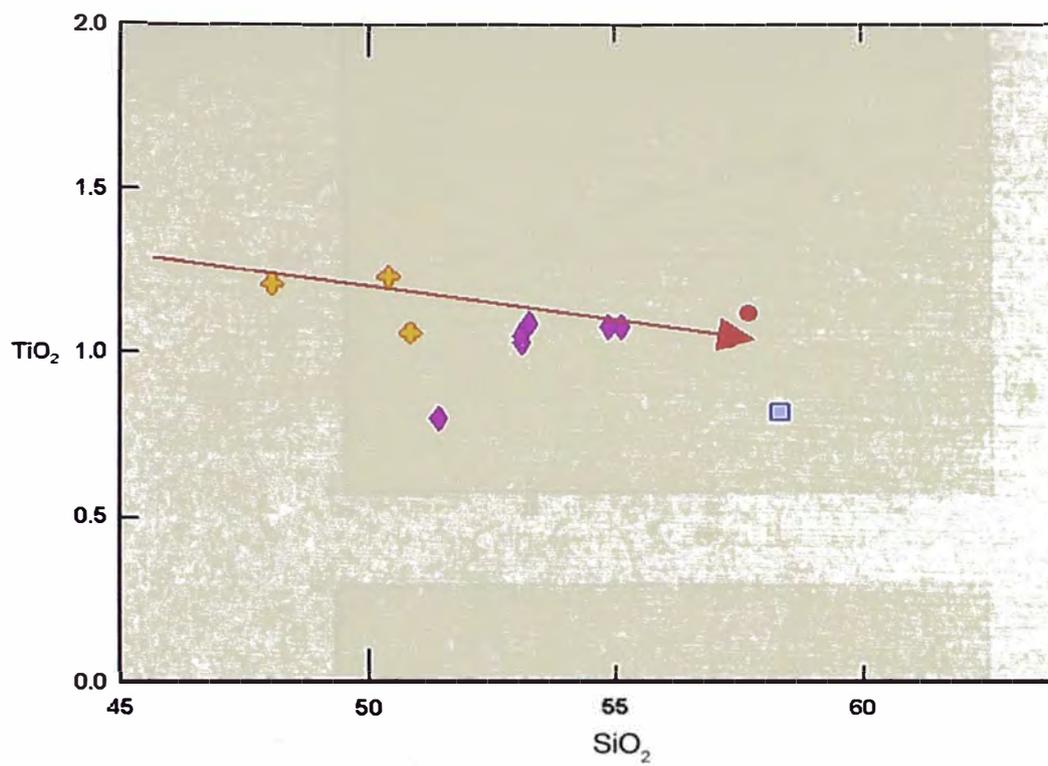


Fig. N° 43 El titanio disminuye al aumentar el SiO_2

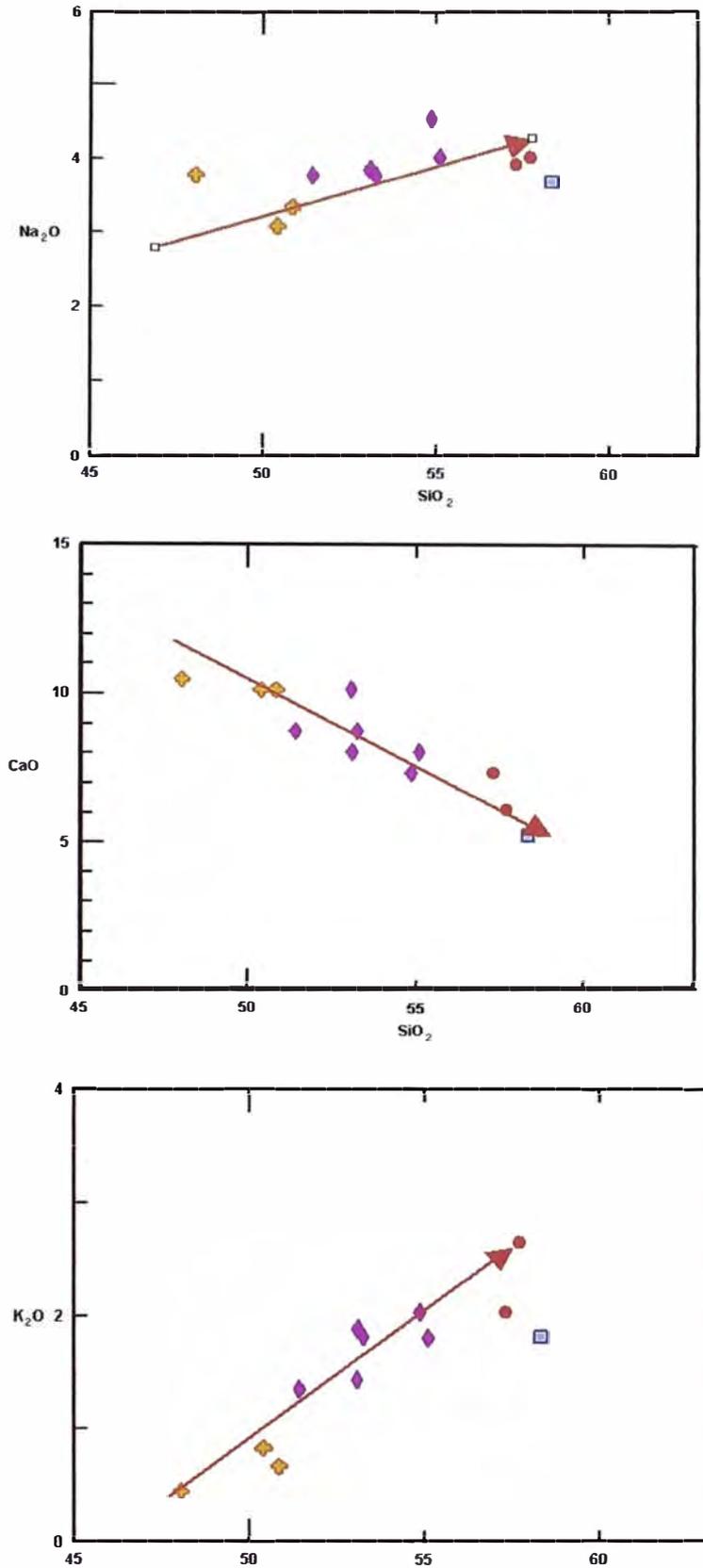


Fig. N° 44, 45, 46 Diagramas de variación (Harker), Elementos mayores vs SiO_2 en rocas plutónicas. Al aumentar el SiO_2 , los elementos como Al, Fe, Mg, Ti y Ca disminuyen, mientras que el Na y K aumentan, indicando un fraccionamiento normal.

Los elementos como el **Rb, Ba, Sr, Th**, también llamados incompatibles, se muestran en los gráficos siguientes:

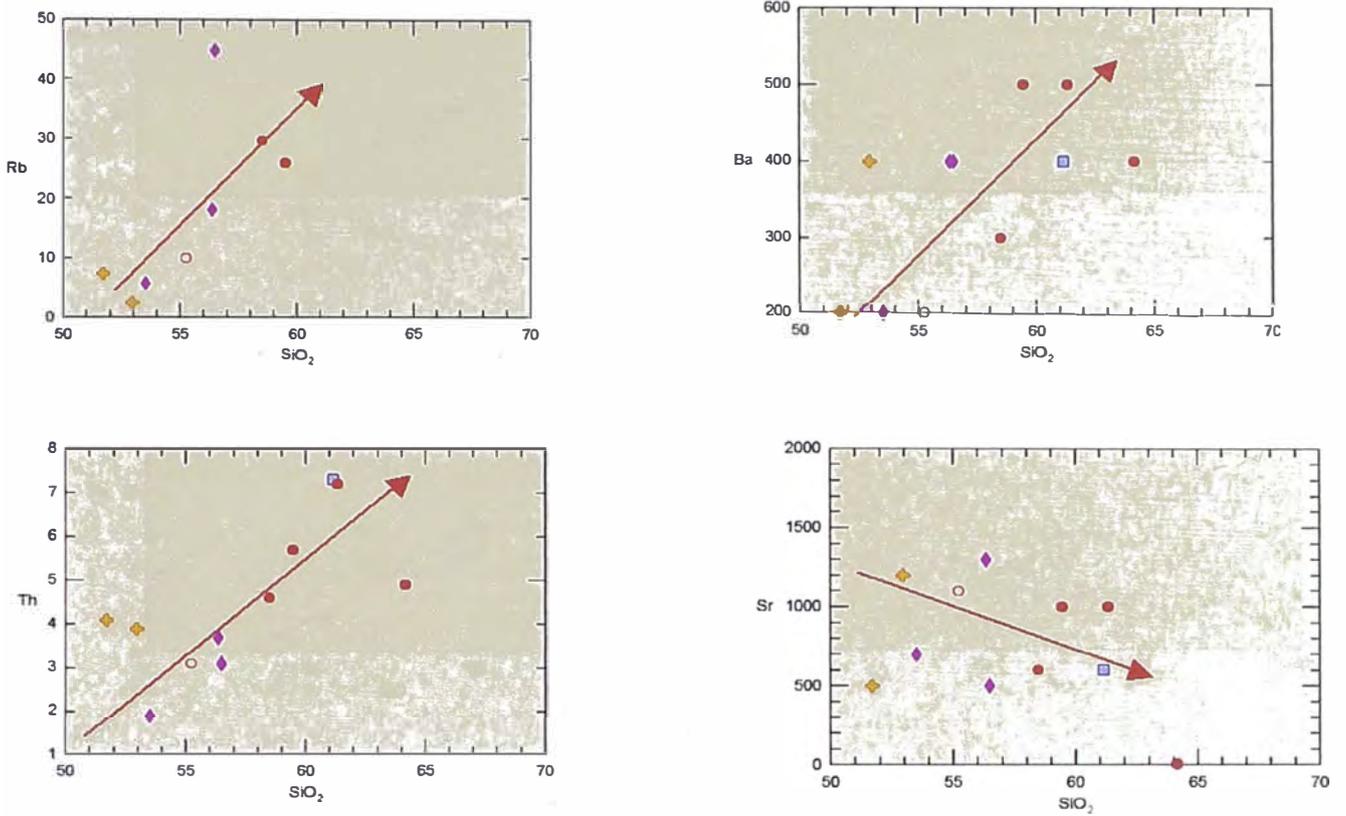


Fig. N° 47.- Diagramas de variación de SiO₂ con los elementos incompatibles como Ba, Th, Sr y Rb. Todos aumentan al aumentar el SiO₂, menos el Sr; posiblemente por estar incluidos en los feldespatos.

Según se puede apreciar en los gráficos, los elementos incompatibles de las rocas volcánicas se incrementan conforme avanza la diferenciación magmática, ya que no forman parte de los minerales formados anteriormente.

En el caso de las rocas plutónicas se puede apreciar que los resultados son bastante similares a las de las rocas volcánicas, indicando del mismo modo que existió una diferenciación magmática normal (Fig. N° 48).

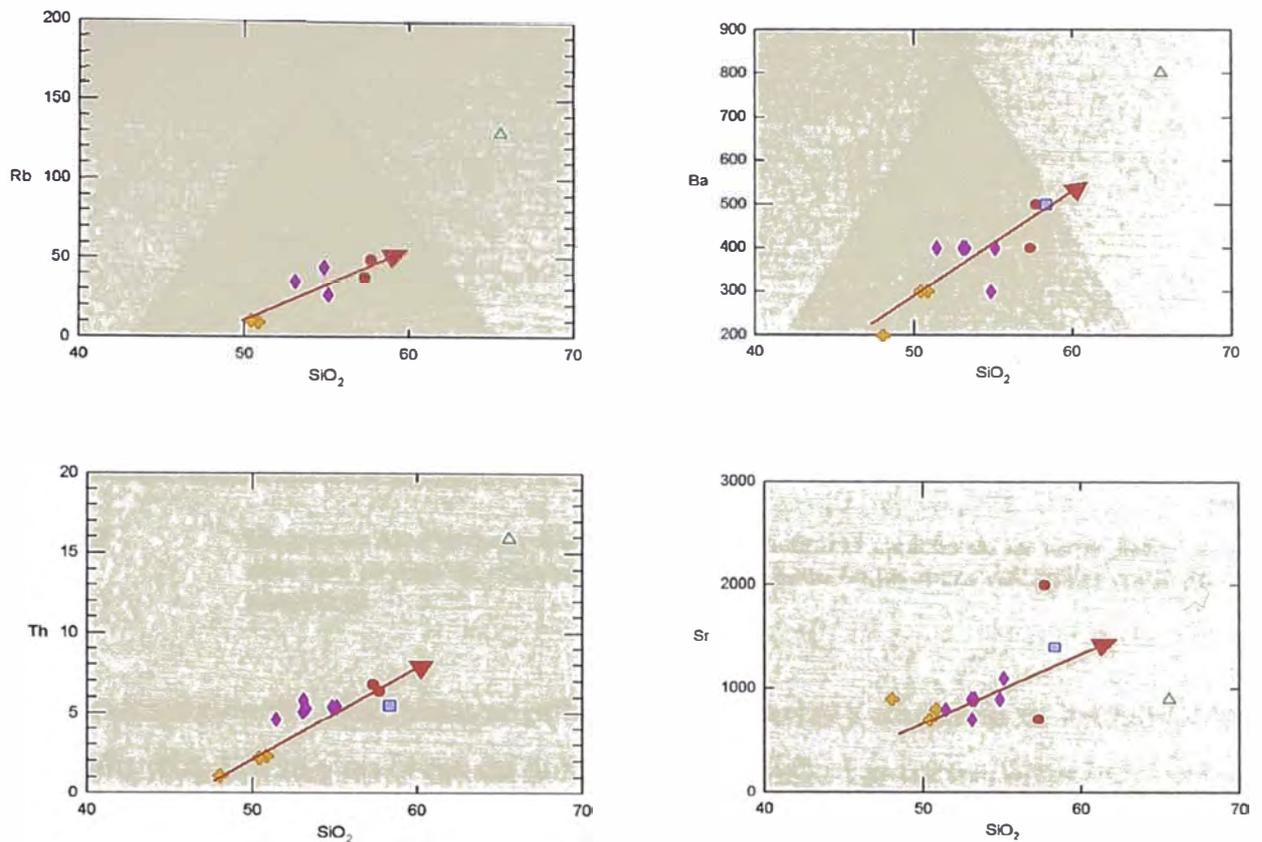


Fig. N° 48 Diagramas de variación (SiO_2 vs Elementos incompatibles), donde se puede apreciar que los elementos incompatibles se incrementan conforme avanza la diferenciación magmática.

Otros tipos de diagramas utilizados es el diagrama triangular AFM (campos definidos por Irving y Baragar 1971), utilizado para determinar el carácter calco-alcalino o toleítico de las rocas estudiadas (Fig. N° 49).

Este diagrama utiliza en un vértice la suma de los óxidos de Na_2O y K_2O , el vértice superior es FeO , siendo el tercer vértice el óxido de Mg (MgO).

El primer triángulo corresponde a las rocas volcánicas y el segundo a las rocas plutónicas. Para estos gráficos, también han sido eliminadas las rocas alteradas y luego normalizadas.

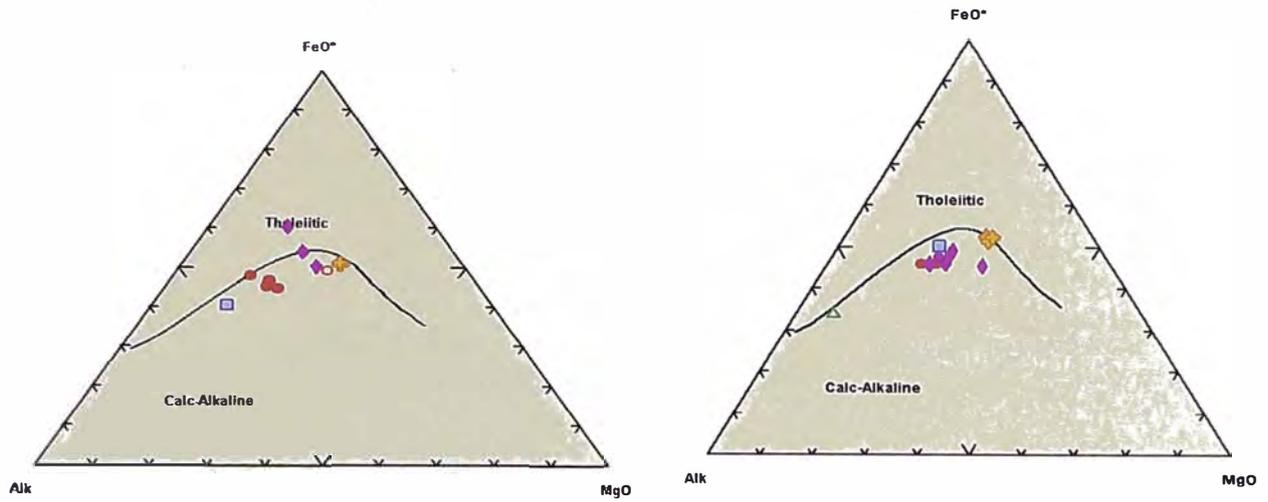


Fig. N° 49 Diagramas AFM (Irving y Barajar 1971), para definir el carácter de las rocas, determinándose que se trata de magmas calco-alcalinos, tanto en las rocas volcánicas como en las plutónicas.

En los siguientes diagramas se utiliza en el eje de las Y a la suma de los óxidos de los álcalis (Na, K, Ca) y en el eje de la X, se pone al SiO₂. Las rocas plutónicas corresponden al campo de las rocas subalcalinas. Las rocas volcánicas también corresponden al campo de las subalcalinas

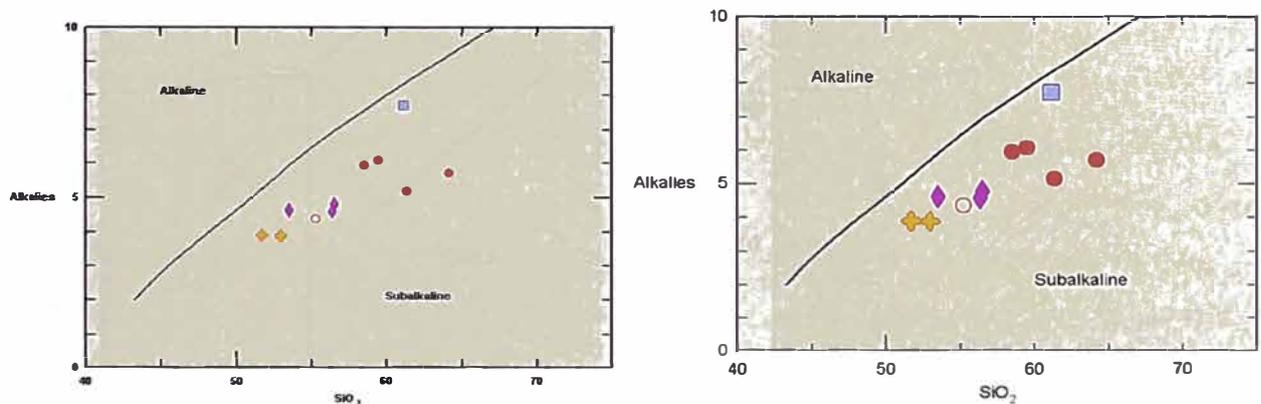


Fig. N° 50 Relación de la suma de los álcalis vs el SiO₂, tanto las rocas volcánicas como las plutónicas corresponden al campo de las subalcalinas.

En los siguientes gráficos se puede apreciar que tanto las rocas volcánicas como las plutónicas corresponden a un arco de islas en un margen continental activo (Fig. N° 51).

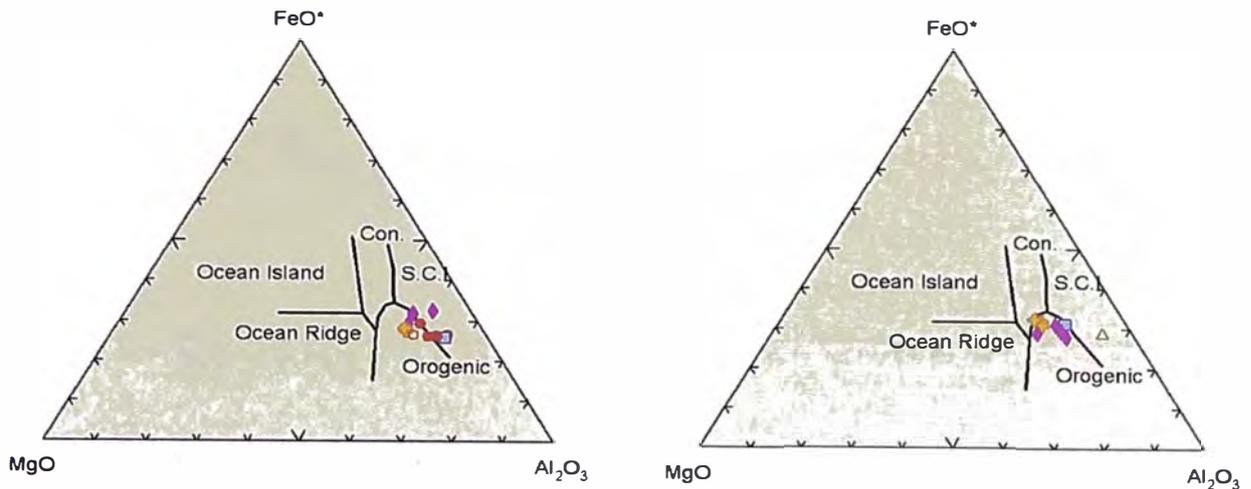


Fig. N° 51 Basados en los óxidos de MgO-FeO (total) -Al₂O₃ (Diagrama de Pearce et al., 1977) en rocas volcánicas y plutónicas. Se puede apreciar que las rocas corresponden a un arco de islas en un margen continental activo.

Los siguientes diagramas, están basados en el contenido de Rubidio vs la suma de Yterbio y Tantalio, sirven para determinar el ambiente en el cual se desarrollaron las rocas(Fig. N° 52).

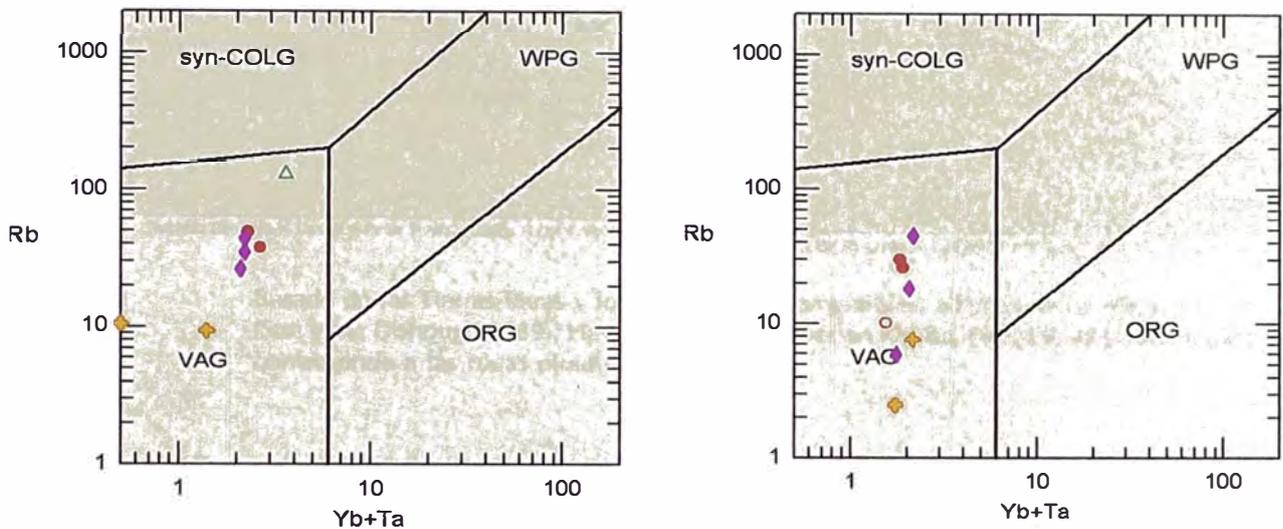


Fig. N° 52 (Pearce et al., 1984), confirma que las rocas se formaron en un arco de islas durante una orogenia. El primer cuadro corresponde a rocas plutónicas y el segundo a las rocas volcánicas.

Los diagramas de Spider se utilizaron los análisis por Tierras Raras normalizados al condrito, para las rocas volcánicas y plutónicas de la zona de estudio. Según lo observado (anomalías en Neodimio y Europio) es posible que se trate de zonas en las cuales ha ocurrido una asimilación pequeña de las rocas, a través de su ascenso. El primer gráfico corresponde a las plutónicas (Fig. N° 53 y 54).

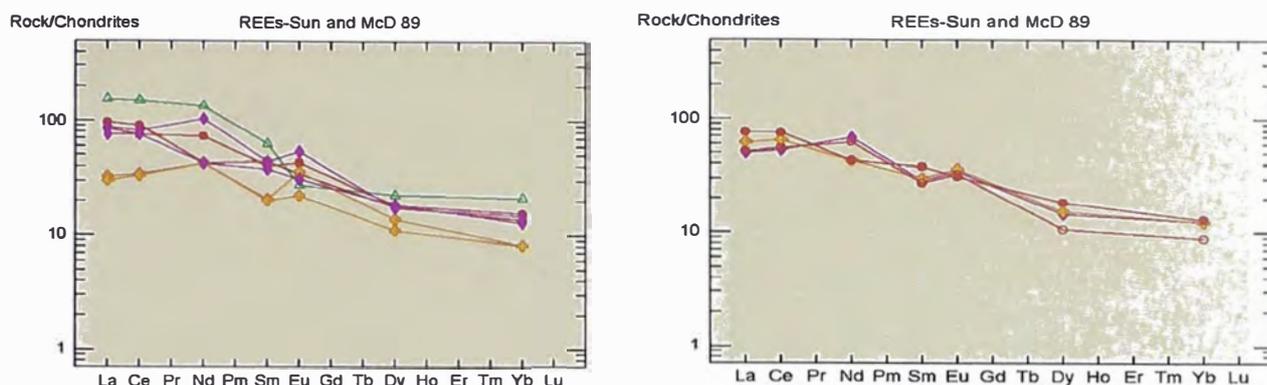


Fig. N° 53 Normalizados al condrito, (Sun y Mc Donough 1989), En ambas rocas es posible observar una anomalía positiva en europio y en menor escala de neodimio.

Los gráficos basados en rock/morb, de Sun y Mc Donough 1989, indican una anomalía fuerte en Estroncio y débil en Neodimio y Europio.

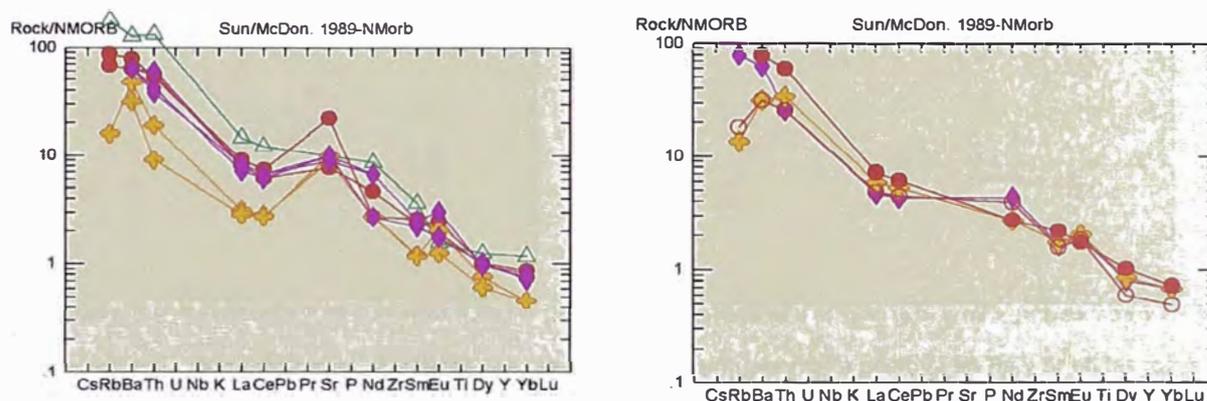


Fig. N° 54 Basado en las Tierras Raras y los elementos incompatibles, además de U, Nb, Cs, P, Pb. (Sun y Mc Donough 1989). Hay anomalías positivas en Rb, Ba, Nd y Eu. El primer gráfico corresponde a las rocas plutónicas.

Los gráficos de MORB, (Pearce 1983), recomendado para determinar el dominio interno de las diferentes rocas. Se puede apreciar una anomalía en Th, especialmente en ambas rocas. En menor proporción existe una anomalía en Ba y Rb. El resto de los elementos sigue una tendencia normal (Figs. N° 55 y 56).

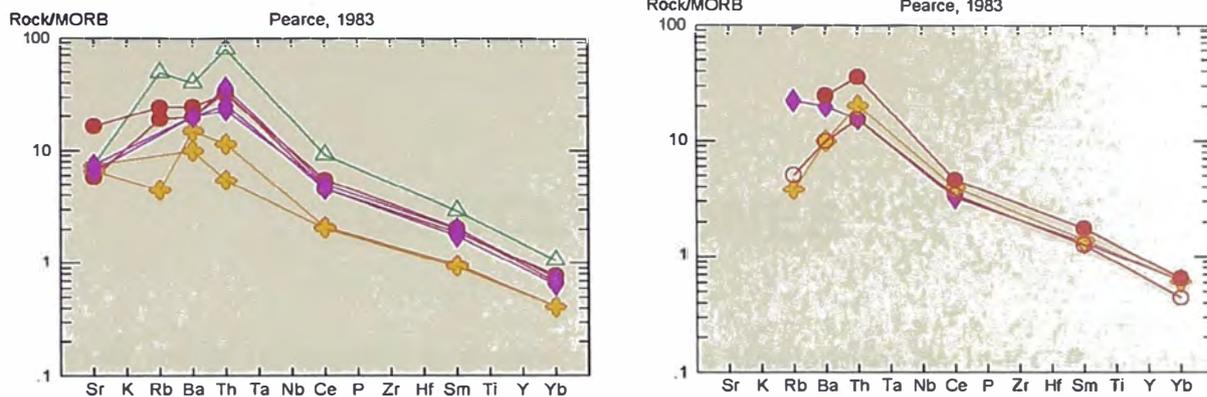


Fig. N° 55 Diagrama de Pearce 1983, donde se puede apreciar una anomalía positiva en Bario y K, en las rocas plutónicas, y anomalía positiva en Th en las rocas volcánicas.

En los siguientes gráficos de Wood D.A. et al., 1979, se muestran la relación de la roca con el manto primitivo. El primer gráfico corresponde a las rocas plutónicas.

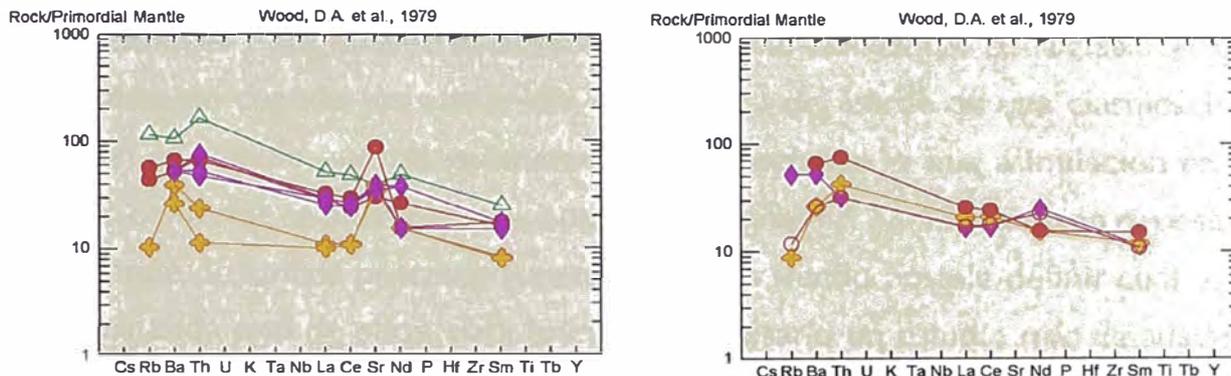


Fig. N° 56 (Wood D.A. et al., 1979), se puede apreciar una anomalía positiva en Ba y Sr en las rocas plutónicas y en menor proporción de Th. En las rocas volcánicas se aprecia una anomalía en Ba, Th y Nd.

CONCLUSIONES

En el sector de estudio que comprende los alrededores de la E.C.P. Macchu Picchu en la Isla Rey Jorge, el cuerpo intrusivo (cuarzo monzodiorítico) solamente aflora en un pequeño sector, quedando el resto del cuerpo cubierto por los glaciares, Lange y Domeyko, razón por la cual la composición de las rocas estudiadas no muestran una diferencia notoria en su composición, pensando más bien que se trata de variaciones locales o en su defecto puede ser producto de las apreciaciones microscópicas, las cuales según el plano de corte, los contenidos pueden dar variaciones en los porcentajes y por lo tanto es posible que ocurran variaciones en la clasificación, especialmente cuando los contenidos están cerca del borde de una clasificación. También es posible que las variaciones puedan deberse a una asimilación en su ascenso conforme se puede observar en los diagramas N° 7 y 13, También es posible que se trate de ambos procesos superpuestos, no siendo posible definir cual es el límite de cada uno de ellos, para lo cual es necesario un estudio más detallado y buscando otros afloramientos cercanos que puedan existir. Otro factor que puede influir es la alteración hidrotermal, efecto que es más notorio en las rocas volcánicas intruidas por el intrusivo cuarzo monzodiorítico y que produce una silicificación (variable en porcentaje) que se manifiesta en las rocas volcánicas hasta algunas decenas de metros del contacto y con menor intensidad en el cuerpo intrusivo, lo que dificulta diferenciar al cuarzo primario del secundario, dificultando la determinación correcta de los porcentajes, pudiendo fácilmente incurrir en un error de cálculo, dando por resultado composiciones diferentes en las rocas.

Para que pueda existir la acumulación de las plagioclasas en un magma de composición intermedia, el proceso de diferenciación magmática tiene que realizarse en un nivel no muy profundo de la corteza, además la interacción de los líquidos remanentes da lugar a la formación de los minerales ferromagnesianos, los que se desarrollan rellenando los espacios vacíos dejados por los granos de plagioclasas

(tipo textura subofítica), lo que puede fácilmente observarse en las secciones delgadas preparadas de las rocas intrusivas; pero se tiene la idea, que estos procesos se pueden observar en áreas más amplias que las que se tiene en la zona estudiada. Estos procesos de acumulación también pueden derivar a otras subfacies que contengan mayor cantidad de minerales máficos que en el magma original.

Las características geoquímicas y las diferentes texturas observadas al microscopio indican que el magma original ha sido de composición intermedia, según es posible observar en el diagrama N° 1, composición muy similar a las de las rocas volcánicas que afloran en el área de estudio.

BIBLIOGRAFIA

- Birkenmajer K, 1982** Mesozoic Stratiform Volcanic Sedimentary Sucesión and Andean Intrusions at Admiralty Bay, King George Island. Sud. Geol. Polon. 74 105-154
- Birkenmajer K, 1983** Late Cenozoic Phases of Block Faulting on King George Island West Antarctic Bull. Acad. Polon. Set Sciencies de la Terre 30, 21-32
- Dalziel I.W.D. 1980** Comments and replay on Mesozoic Evolution of the Antartic Peninsula and the Southem Andes. Geology 8 pag. 260 – 261 Junio 1980.
- Fidel S. L., 1991** Investigaciones Ingeniero – Geológicas en la Estación Científica Peruana Macchu Picchu (Isla Rey Jorge-Antártida). Expedición Antar III, INGEMMET
- Jong Ik Lee et al 1996** Subvolcanic Zoned Granitic Pluton in the Barton and Weaver Peninsulas, King George Island, Antartic.
- Palacios O. 1989** Geología de Punta Crepín, Isla Rey Jorge-Antártida.
- Quispasivana L., 1995** Estudio Estratigráfico – Petrográfico en la Base Antártica Macchu Picchu.
- Rollinson H., 1994** Using Geochemical Data : Evaluation, Presentation e Interpretation.