

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUÍMICA
DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA**

***Caracterización geoquímica de las cuarcitas ferruginosas
encontradas en la cuenca del río Aro, Estado Bolívar, Venezuela***



Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Luigi Gilberto Marchisio
Nathan como requisito para
aprobar la asignatura Proyecto
Geoquímico II y optar al Título de
Licenciado en Geoquímica

Caracas, Octubre 2009



DEDICATORIA

Le dedico este trabajo a mi abuelito y a mi tío (el artista) que espero estén orgullosos de mí, allá en el cielo. Nunca olvidaré todos los consejos y los momentos felices que pasamos juntos, espero que siempre estén allí guiando mis pasos y cuidándome de todo mal desde donde estén.

Espero algún día volverlos a ver. Los extraño y los amo con toda mi alma y mi corazón.



AGRADECIMIENTOS

Primeramente a Dios, por darme la fuerza, el valor y el coraje, para seguir adelante a pesar de los obstáculos y las dificultades. A mis padres por siempre estar ahí, dándome todo el apoyo necesario para poder cumplir mi meta, a mi hermana por ser mi confidente, mi mejor amiga, por hacerme poner de vez en cuando los pies en la tierra y ser ese hombro sobre el cual llorar cuando sentía que todo estaba perdido, y al resto de mi familia por creer en mí.

A mis amigas, Mailyng, Rut, María G., Alessia y Khelymey las cuales me ayudaron en todo momento durante la carrera, me aconsejaron, me regañaron, y siempre fueron un increíble apoyo. A mis panas, Andres, Manuel (Candy), John, Geomar y David (El Gordo), quienes siempre fuimos un apoyo entre nosotros, siempre nos brindamos esa ayuda necesaria en momentos de desesperación, y los no tan difíciles, simplemente por ser quienes son y nunca olviden: UN HOMBRE JUSTO CAE 7 VECES Y SE LEVANTA. ¿QUE CLASE DE HOMBRE ERES TÚ? LEVANTATE.

A los profesores Jean Pasquali y Ramón Sifóntes, por haberme ayudado a desarrollar este trabajo de investigación con éxito. A los Prof. Salvador, Liliana y Patricia por enseñarme el valor del esfuerzo y de nunca rendirse. También a los Prof. William y Manuel, por darme los conocimientos y valores que me ayudaran a ser un excelente profesional, pero sobre todas las cosas a ser una buena persona. Pero especialmente al Prof. Santiago Marrero, por convertirse en un gran amigo, y ayudarme a superar muchos obstáculos que sin su ayuda no creo haber podido superar.

A mis hermanos de toda la vida Franco, Miguel y Valentina por estar en mi vida desde que éramos unos bebés con camisita blanca y aguantarme durante 11 años de compartir el día a día, y luego de separarnos por estar ahí en cualquier momento dándome apoyo moral, aunque casi nunca nos veamos, los quiero con el alma.



A los hermanos que la música me dio Kamal, Geannis, Gloria, Ángelo, Hernán y Ricardo, por compartir juntos momentos inolvidables en los cuales la música era el factor común y muchos otros momentos en los que no, por compartir un sueño y mas de una vez vivirlo, sigan creciendo como lo han hecho y nunca se den por vencidos porque Dios siempre recompensa al que lucha por lo que quiere.

Dicen que detrás de un buen hombre existe una gran mujer, y doy gracias a Thais Martínez por haberse convertido en esa mujer. Por ser aquella que le ha un nuevo sentido a mi vida, aquella que ha cambiado mi norte, que me ha dado la fuerza para luchar CONTRA VIENTOS Y MAREAS, que me ha enseñado el valor de ser paciente, que me ha hecho sentir un amor mas grande que cualquier cosa en el mundo y que a pesar de sus altos y bajos, este amor se mantiene indestructible y así seguirá. TE AMO SIN MEDIDA.

A todos los que no nombre, discúlpeme pero siempre se escapa alguien, se les quiere mucho y siempre estarán en mi mente y en mi corazón. Muchas gracias por siempre estar ahí.

Por último pero no menos importante, se debe agradecer a FONACIT y al proyecto “Río Aro: Diagnostico de una cuenca” (G-2000001199), por proporcionar los recursos económicos necesarios para llevar a cabo este proyecto.



Luigi Marchisio



RESUMEN

El presente estudio abarca la caracterización mineralógica de las cuarcitas ferruginosas encontradas en la cuenca de río Aro, en el estado Bolívar. Fueron analizadas 38 muestras de roca tomadas en diferentes puntos de la cuenca de este río. Se realizaron secciones finas para todas las muestras y se efectuó un análisis petrográfico. De las 38 muestras se seleccionaron 3 muestras (AroAr-9, DT-55-R, Aror191) y se les realizó un análisis por difracción de rayos X utilizando el método del polvo.

Las rocas estudiadas 33 fueron clasificadas como cuarcitas ferruginosas y 5 como metagabros cuarcíferos. La cuarcitas ferruginosas tienen una composición mineralógica conformada por cuarzo (49-65%), magnetita (26-44%), hematita (3-23%), ferrosilita (8-20%) y plagioclasa (2-6%). Los metagabros cuarcíferos tienen una composición mineralógica conformada por hornablenda verde (41-47%), plagioclasa del tipo bytownita (27-35%), cuarzo (18-26%) y magnetita (5±4). Las cuarcitas ferruginosas tienen una textura xenoblástica, mientras que los metagabros tienen una textura nematoblastica.

El metamorfismo alcanzado por estas rocas (tanto los metagabros como las cuarcitas ferruginosas), es de la facie de la anfibolita, en la isógrada perteneciente a la zona de la cianita y la silimanita. El aumento en el grado de metamorfismo no afectó de forma relevante la asociación mineralógica de estas rocas. Solo en el caso de las cuarcitas ferruginosas observamos la presencia de ferrosilita como mineral producto del metamorfismo.

Las cuarcitas ferruginosas pueden clasificarse en función de su composición mineralógica como formaciones de hierro ricas en óxidos; la textura de estas permite clasificarlas como Fearenitas tipo Packstone o formaciones granulares de hierro tipo Packstone; y en base a su posible ambiente de formación y con apoyo de la composición química, como formaciones de hierro tipo Lago Superior.

Las cuarcitas ferruginosas se agrupan geográficamente por su concentración de ferrosilita y hematita en dos áreas. Estas áreas coinciden con la ubicación que propone Beukes et al. (1990) para estos minerales en su modelo de sedimentación para las formaciones de hierro.

Palabras Clave: *Formaciones de hierro, río Aro, Lago Superior, Fearenitas.*



ÍNDICE

| Contenido | Paginas |
|---|---------|
| ▪ Dedicatoria..... | i |
| ▪ Agradecimientos..... | ii |
| ▪ Resumen..... | iii |
| ▪ Introducción..... | 1 |
| ▪ Objetivo general..... | 3 |
| ▪ Objetivos específicos..... | 3 |
| ▪ Planteamiento del problema..... | 4 |
| ▪ Importancia de la propuesta..... | 5 |
| ▪ Marco teórico..... | 6 |
| ▪ Formaciones de hierro..... | 6 |
| ▪ Facies de óxidos..... | 7 |
| ▪ Facies de carbonatos..... | 7 |
| ▪ Facies de silicatos..... | 7 |
| ▪ BIF tipo Algoma..... | 7 |
| ▪ BIF tipo Lago Superior..... | 8 |
| ▪ BIF tipo Rapitan..... | 8 |
| ▪ Formaciones granulares de hierro..... | 8 |
| ▪ Formaciones micriticas de hierro..... | 8 |
| ▪ Distribución temporal y espacial de las BIF..... | 9 |
| ▪ Ambiente depositacional de las BIF..... | 11 |
| ▪ Origen de las BIF..... | 15 |
| ▪ Fuentes de hierro y sílice..... | 15 |
| ▪ Oxidación del hierro..... | 15 |
| ▪ Asociación mineralógica en la diagénesis y metamorfismo de bajo grado en las BIF..... | 18 |
| ▪ Metamorfismo de las BIF..... | 21 |
| ▪ Generalidades del área de estudio..... | 22 |
| ▪ Ubicación, extensión y acceso..... | 22 |



| Contenido | Paginas |
|---|----------------|
| ▪ Geomorfología..... | 23 |
| ▪ Hidrografía..... | 24 |
| ▪ Hidrología e hidrogeoquímica..... | 24 |
| ▪ Sedimentos..... | 24 |
| ▪ Suelos..... | 26 |
| ▪ Geología regional..... | 26 |
| ▪ Provincia de Imataca..... | 26 |
| ▪ Provincia de Pastora..... | 27 |
| ▪ Provincia de Cuchivero..... | 27 |
| ▪ Provincia de Roraima..... | 27 |
| ▪ Geología local..... | 29 |
| ▪ Antecedentes..... | 30 |
| ▪ Metodología..... | 32 |
| ▪ Variables de estudio..... | 32 |
| ▪ Etapa de laboratorio..... | 33 |
| ▪ Selección de muestras..... | 33 |
| ▪ Tratamiento físico de las muestras..... | 33 |
| ▪ Análisis petrográfico..... | 34 |
| ▪ Análisis por difracción de rayos X..... | 34 |
| ▪ Resultados y discusiones..... | 37 |
| ▪ Conclusiones..... | 51 |
| ▪ Recomendaciones..... | 53 |
| ▪ Bibliografía..... | 54 |
| ▪ Apéndice A..... | 59 |
| ▪ Apéndice B..... | 60 |
| ▪ Apéndice C..... | 61 |
| ▪ Apéndice D..... | 62 |
| ▪ Apéndice E..... | 63 |



ÍNDICE DE FIGURAS

| Contenido | Paginas |
|---|---------|
| ▪ Figura N° 1: Clasificación y nomenclatura para las formaciones de hierro según sus características texturales..... | 9 |
| ▪ Figura N° 2: Abundancia de las formaciones de hierro en el precámbrico vs. Tiempo; de algunas las regiones con formaciones de hierro conocidas..... | 11 |
| ▪ Figura N° 3: Ubicación de las principales formaciones de hierro en el mundo..... | 12 |
| ▪ Figura N° 4: Ambiente depositacional esquemático para las FH tipo Lago Superior y litofacies asociadas en un sistema de aguas oceánicas estratificadas..... | 14 |
| ▪ Figura N° 5: Modelo paleoceanográfico para la deposición de las FH tipo Lago Superior, desde el Arqueozoico hasta el Proterozoico Medio..... | 15 |
| ▪ Figura N° 6: Modelo depositacional para las FH tipo Lago Superior y tipo Algoma..... | 16 |
| ▪ Figura N° 7: Modelo depositacional para las FH tipo Rapitan..... | 17 |
| ▪ Figura N° 8: Estabilidades relativas de ciertos minerales en FH metamorfoseadas en función de sus facies metamórficas..... | 23 |
| ▪ Figura N° 9: Ubicación de la cuenca del río Aro..... | 25 |
| ▪ Figura N° 10: Provincias geológicas del Escudo de Guayana Venezolano..... | 28 |
| ▪ Figura N° 11: Tratamiento físico de las muestras y esquema para la identificación sistemática de minerales..... | 35 |
| ▪ Figura N° 12: <i>microscopio de luz polarizada marca Leica, modelo DMIS.....</i> | 36 |
| ▪ Figura N° 13: AroAr-29 con nicols paralelos, AroAr-4 con nicols cruzados..... | 40 |
| ▪ Figura N° 14: AroAr-31 con nicols paralelos, Aror-196 con nicols cruzados..... | 41 |



| Contenido | Paginas |
|--|----------------|
| ▪ Figura N° 15: AroAr-7 con nicoles paralelos, DT-63-R con nicoles cruzados..... | 42 |
| ▪ Figura N° 16: Ubicación de las rocas estudiadas en el modelo propuesto por Beukes et al., (1990) sobre el ambiente de formación de las formaciones de hierro tipo Lago Superior..... | 48 |
| ▪ Figura N° 17: Relación Zn vs. Al para formaciones de hierro tipo Lago Superior, Algoma y las muestras estudiadas..... | 49 |
| ▪ Figura N° 6: Mapa con la distribución espacial de las muestras y su relación con su mineralogía..... | 50 |



ÍNDICE DE TABLAS

| Contenido | Paginas |
|--|---------|
| ▪ Tabla N° 1: Minerales característicos de las FH y su composición..... | 21 |
| ▪ Tabla N° 2: Variables manejadas en el estudio petrográfico de las cuarcitas ferruginosas de la cuenca del río Aro..... | 32 |
| ▪ Tabla N° 3: Análisis del porcentaje modal en volumen de cuarcitas ferruginosas..... | 37 |
| ▪ Tabla N° 4: Análisis del porcentaje modal en volumen de Metagabro cuarcíferos..... | 39 |
| ▪ Tabla N° 5: concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios en las muestras estudiadas..... | 42 |



INTRODUCCIÓN

Las formaciones bandeadas de hierro o banded iron formations (BIF), son rocas sedimentarias de origen químico, comúnmente bandeadas o finamente laminadas, las cuales, contienen por lo menos, 15% de hierro de origen sedimentario y comúnmente contiene capas de chert o cuarzo (James, 1954). Estas formaciones contienen las mayores acumulaciones de hierro en la corteza terrestre. Según French (1973), las formaciones de hierro tienen una composición mineralógica conformada principalmente por cuarzo (o chert), óxidos de hierro (hematita y magnetita), carbonatos portadores de hierro (siderita, ferrodolomita y ankerita), silicatos de hierro (greenalita, minnesotaita, stilpnomelana, chamosita, clorita y riebeckita) y sulfuros de hierro (pirita y otras fases).

Dependiendo de su origen, las formaciones de hierro pueden dividirse en tres grandes grupos: tipo *Algoma*, las cuales están asociadas a rocas volcánicas y grauváquicas y son encontradas a lo largo de arcos volcánicos, principalmente del Arqueozoico Tardío, las tipo *Lago Superior*, las cuales son formadas en ambiente de plataforma continental, alejados de volcanismo, de edad comprendida en el Proterozoico (Gross, 1980) y c) tipo *Rapitan*, las cuales están asociadas a condiciones glaciomarinas y su edad corresponde al Neoproterozoico (Klein y Beukes, 1993).

Estas rocas además, pueden clasificarse en función de su textura. Esta clasificación se divide en 2 grandes grupos: las Formaciones Granulares de Hierro (FGH), que a su vez se dividen en Fearenitas y Feruditas; y las Formaciones Micriticas de Hierro (FMH), que por su parte se dividen en Felutita y Ferhythmita.

Muchas de las BIF, son el producto metamórfico de los minerales nombrados anteriormente. Con el metamorfismo la greenalita y la stilpnomelana dan paso a la minnesotaita y, a medida que aumenta el grado metamórfico, anfíboles, piroxenos y fayalita son minerales comunes. Las formaciones de hierro ricas en óxidos, con muy poca cantidad de silicatos o carbonatos, no generarán silicatos y se mantendrá con la



misma asociación mineralógica a través de todos los grados de metamorfismo (Klein, 1973).

Las BIF generalmente se encuentran asociadas a los cratones precámbricos y las de mayor importancia a nivel mundial, son las encontradas en las regiones de Labrador en Canadá, Lago Superior en Norte América, Krivoi Rog en Ucrania, Kursk en Rusia, Transvaal en Sur África, el grupo Hamersley en Australia occidental y Minas Gerais en Brasil.

En Venezuela las formaciones de hierro, según Rubio et al. (1953) se encuentran en la parte norte del escudo guayanés, formando un cinturón orogénico denominado Provincia de Imataca. Esta provincia ocupa una faja al norte del escudo guayanés venezolano, de rumbo este-noreste. Tepedino (1985-a, b) fija aproximadamente el límite occidental del complejo de Imataca hasta unos 15 km al este de Maripa y hacia el sur lo extiende al oeste del río Caura, bordeando el río Nichare, las cabeceras del río Cucharo y el salto Pará en el río Caura, en el estado Bolívar. Desde allí se extiende por unos 400 km de longitud, con una anchura de unos 200 km, hasta el estado Delta Amacuro al este, donde aparece bajo los sedimentos del delta del Orinoco. Los principales depósitos que han sido explotados o que están siendo explotados a gran escala son: el depósito del Cerro Bolívar ubicado a unos 85 km al Sur de Ciudad Bolívar (Ruckmick, 1963), el depósito de El Pao, situado a unos 45 km al sur de San Félix (Rubio et al., 1953) y el depósito del Cuadrilátero Ferrífero de San Isidro, el cual abarca los cuerpos de mena de San Isidro, Las Pailas, San Joaquín y Los Barrancos y está situado a 12 km en línea recta, al sureste de Ciudad Piar (Ferencic, 1970 y Araujo, 1977), siendo éste la mayor reserva de hierro conocida en Venezuela con 854,2 millones de toneladas métricas (Mendoza, 2000). Otro yacimiento importante es el del Cerro El Trueno, ubicado a 85 km al Oeste del Cerro Bolívar, en la margen derecha del río Aro y su reserva es de 110 millones de toneladas métricas (Mendoza, 2000).



En la cuenca del río Aro se han encontrado cuarcitas ferruginosas, a las cuales se les realizó la caracterización mineralógica y textural. Esto con el fin de lograr un mejor entendimiento de los procesos que originaron estos depósitos y los posibles cambios a nivel mineralógico, que hayan ocurrido con el metamorfismo. La importancia de este proyecto radica en su aporte de información sobre las formaciones de hierro en Venezuela, que pudiera ser útil para definir su origen y la localización de nuevos yacimientos.

A tal fin, se propusieron los siguientes objetivos:

Objetivo General

Realizar una caracterización mineralógica y textural de las cuarcitas ferruginosas encontradas en la cuenca del río Aro, estado Bolívar; con exclusión del yacimiento del Cerro El Trueno.

Objetivos Específicos

- Realizar un estudio petrográfico de las cuarcitas ferruginosas para conocer su composición mineralógica, características texturales y grado de metamorfismo.
- Determinar como el metamorfismo afectó la asociación mineralógica de las rocas, mediante el estudio petrográfico.
- Realizar análisis mineralógicos por difracción de rayos X para la identificación de las especies principales, cuya determinación petrográfica resulte difícil.
- Clasificar las rocas estudiadas según su origen y evolución a la luz de los conocimientos modernos.



PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las formaciones de hierro han adquirido una gran importancia económica debido a que conforman los principales yacimientos de hierro en el mundo. En la cuenca del río Aro, se colectaron una serie de muestras de cuarcitas ferruginosas, las cuales no habían sido cartografiadas. A través de este estudio se busca contribuir al conocimiento petrográfico en detalle de la composición mineralógica de estas rocas; clasificarles en función de su ambiente tectónico para definir un origen, extensión y la localización de posibles nuevos yacimientos.



IMPORTANCIA DE LA PROPUESTA

Este trabajo de investigación forma parte de una investigación multidisciplinaria financiada por el FONACIT que incluye las áreas de ictiología, botánica, geología, geoquímica e hidrología desarrollada para el estudio de la cuenca del río Aro, para el ordenamiento territorial de la zona, con el fin de obtener un conocimiento integral de la región, para un correcto aprovechamiento y uso racional de sus recursos.

Conocer la composición mineralógica de las formaciones de hierro ha adquirido a nivel mundial, una gran importancia tanto económica como científica. Científicamente ayuda a entender mejor los procesos que ocurrieron durante metamorfismo de alto grado y pueden ayudar a recolectar información sobre la naturaleza y el origen de estas rocas y económicamente permite determinar el potencial y entender la naturaleza y origen de los depósitos de mena y la relación con la mineralogía precursora.

En la cuenca del río Aro se encuentran los yacimientos de hierro más grande de Venezuela, el Cerro Bolívar y Cerro El Trueno, por lo que este estudio busca a través del análisis petrográfico, aportar información que ayude a establecer la calidad de estas formaciones de hierro para su posible exploración y explotación.



MARCO TEÓRICO

A continuación se presentan las bases teóricas para el desarrollo de la investigación.

Formaciones de hierro

Históricamente las formaciones de hierro han recibido un gran número de nombres locales en diferentes partes del mundo. Como ejemplo de esto están las Itabiritas en Brasil, las CHB (cuarcitas hematíticas bandeadas) de la India, las taconitas en la región de Lago Superior, las “rocas de hierro” en Sur África, las Jaspilitas en Australia y las cuarcitas ferruginosas en Venezuela. Todas estas están ahora clasificadas bajo el nombre de formaciones de hierro (Trendall, 2002).

Las formaciones de hierro han sido clasificadas en base a diferentes características como por ejemplo: su composición mineralógica (James, 1954), la tectónica (Gross, 1980) y más recientemente Beukes y Gutzmer (2008) las clasificaron en base a sus características texturales.

Según Trendall (1983) el término “formaciones bandeadas de hierro” (BIF), es definido como: “rocas sedimentarias de origen químico, comúnmente bandeadas o finamente laminadas, cuya principal característica química, es una alta anomalía en la concentración de hierro y generalmente, más no necesariamente, contiene capas de cuarzo o chert”.

Las BIF, han sido caracterizadas por tres facies mineralógicas principales (silicatos, carbonatos y óxidos) que corresponden a diferentes profundidades (James, 1954). Existe una cuarta llamada facies de sulfuros la cual contiene pirita o pirrotita. En un principio se pensaba que estos sulfuros tenían un origen singenético (Fripp, 1976), pero subsecuentemente se ha sugerido que pueden ser más bien de origen epigenético (Phillips et al., 1984; Groves et al., 1987), con reemplazo, en lugar de un origen sedimentario.



Estas diferentes facies son descritas a continuación:

Facies de óxidos: Las BIF ricas en óxidos consisten en bandas de hematita o magnetita, miembros de la serie dolomita-ankerita, siderita e incluso calcita suelen también estar presentes (Klein, 2005).

Facies de carbonatos: Las BIF ricas en carbonatos están caracterizadas principalmente por la presencia de minerales de la serie dolomita-ankerita y siderita (Klein, 2005). En general, la mineralogía de éstas es relativamente simple, con aproximadamente iguales proporciones chert o cuarzo y ankerita (o siderita) en bandas delgadas o laminaciones alternadas (Harnmeijer, 2003).

Facies de silicatos: Las BIF ricas en silicatos, están usualmente dominadas por los minerales greenalita, minnesotaita, stilpnomelana, chamosita y riebeckita. La greenalita $((\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8)$ y la minnesotaita $((\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ son análogos ferruginosos de la serpentinita y el talco respectivamente, mientras que la stilpnomelana $((\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{2,7}\text{Si}, \text{Al}_4(\text{O}, \text{OH})_{12} \cdot \text{XH}_2\text{O}$ con trazas de K, Na y Ca) es un filosilicato muy complejo (Harnmeijer, 2003). La chamosita es considerada como clorita rica en hierro que contiene concentraciones considerables de aluminio y la riebeckita forma parte del grupo de los anfíboles. La variada mineralogía de silicatos de hierro hidratados, carbonatos y silex en las facies de silicato, es particularmente propensa a recristalización por metamorfismo (Klein, 2005).

En base al tamaño y a la asociación litológica de las BIF, Gross (1980) las clasifica en dos ambientes tectónicos:

BIF tipo Algoma: estas son relativamente pequeñas, en tamaño y asociadas a rocas volcánicas, el contenido total de hierro de este tipo de depósitos, raramente excede las 10^{10} toneladas (James y Trendall, 1982) y el ambiente depositacional para este tipo de



formaciones de hierro, son arcos de islas (Veizer, 1983) y zonas de rift intracratónico (Gross, 1980). Se clasifican en base a su composición mineralógica como FH ricas en óxidos y silicatos.

BIF tipo Lago Superior: son mucho más grandes que las anteriores y están asociadas a unidades sedimentarias; el contenido total de hierro de éstas excede las 10^{13} toneladas (James y Trendall, 1982). La depositación de este tipo de rocas ocurre en condiciones marinas relativamente someras, bajo regímenes transgresivos (Beukes, 1983 y Simonson, 1985), posiblemente en los márgenes tectónicos pasivos de la corteza continental (Gross, 1980). Se clasifican en base a su composición mineralógica como FH ricas en óxidos y carbonatos.

BIF tipo Rapitan: Un tercer tipo ha sido clasificado por Klein y Beukes (1993). La generación de estos depósitos, está asociada a condiciones glaciomarinas y la composición mineralógica es muy simple, principalmente hematita y cuarzo o chert.

Por otro lado avances en los estudios de las BIF, han arrojado una nueva clasificación para éstas (Figura N° 1), la cual está basada en tres componentes texturales básicos, los cuales son: partículas aloquímicas (gránulos), matriz (lodos ricos en hierro o femicrita) y cuarzo o chert (Beukes y Gutzmer, 2008).

Formaciones granulares de hierro (FGH): son BIF compuestas principalmente por gránulos, y se clasifican como ruditas ricas en hierro (feruditas) y a las areniscas ricas en hierro (fearenitas). Las fearenitas pueden subdividirse en grainstone, packstone o wackestone, dependiendo de la cantidad de matriz femicritica presente, siguiendo las definiciones de Dunham (1962) para las calcoarenitas. Y las FGH que contienen mesobandas (2 a 30 mm) de silex son llamadas formaciones granulares de hierro bandeadas (FGHB) (Beukes y Gutzmer, 2008).

Formaciones micríticas de hierro (FMH): son BIF en las cuales hay predominancia de femicrita (lodo rico en hierro) y cuando éstas presentan mesobandas de silex, son



denominadas formaciones micríticas de hierro bandeadas (FMHB) (Beukes y Gutzmer, 2008).

Beukes (1983), utilizó dos términos para diferenciar a las que ahora denominamos formaciones micríticas de hierro bandeadas; *ferhythmita* es usado para aquellas que tienen un microbandeamiento o buena laminación de femicrita y por el contrario aquellas cuyas laminaciones de femicrita son prácticamente inexistentes y tienen una apariencia masiva son denominadas *felutitas*.

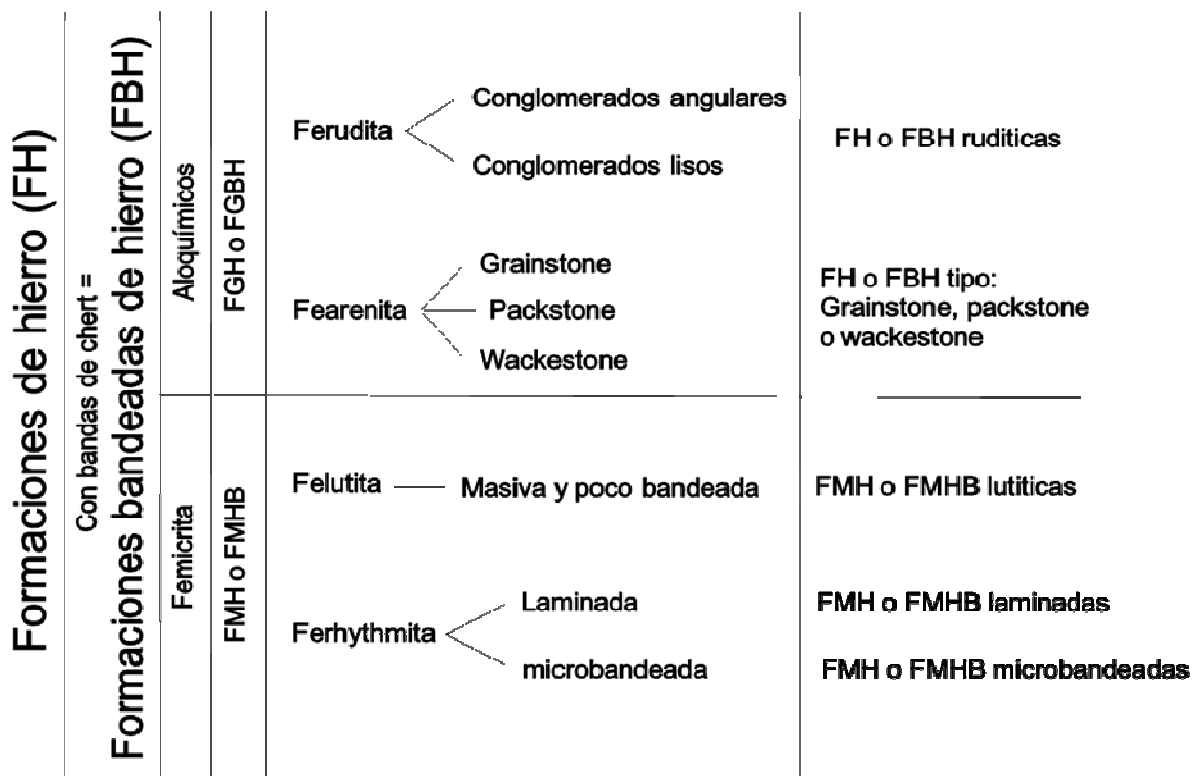


Figura N°1: Clasificación y nomenclatura para las formaciones de hierro según sus características texturales. (Modificado de Beukes y Gutzmer, 2008).

Distribución temporal y espacial de las BIF

Las formaciones de hierro ocurren en todos los continentes, principalmente en áreas dominadas por rocas del Precámbrico Temprano, así como también en algunas secuencias precámbricas más jóvenes. La localización de algunas de las formaciones de hierro más estudiadas hasta los momentos, pueden ser observadas en la figura N°3.



Las BIF encontradas en Isua, Groenlandia, son como se observa en la figura N°2 las más antiguas conocidas, cuya edad está alrededor de los 3,8 Ga. También se encuentran BIF en las secuencias de cinturones de rocas verdes de los principales cratones más antiguos. Ejemplo de esto tenemos el cinturón Abitibi en la provincia superior de los Estados Unidos; el cinturón de rocas verdes de los cratones de Yilgarn y Pilbara en Australia; An Shang en China; el cratón de Kaapvaal en Sur África. Todos ellos de edad aproximada de 3,0 a 2,5 Ga. Las BIF de Krivoi Rog y Kursk también pertenecen a esa época. Todas estas FH del Arqueozoico están tectónicamente deformadas y altamente metamorfoseadas por lo que el mecanismo de depositación en las distintas cuencas es muy difícil de reconstruir (Trendall, 2002). Tomando en cuenta su edad y su asociación tectónica a cinturones de rocas verdes todas estas ocurrencias de FH pueden ser clasificadas como tipo Algoma.

En los cuatro continentes que conformaban el Gondwana (Sur America, Sur África, India y Australia), las BIF estan poco metamorfoseadas, bien preservadas y se encuentran asociadas a secuencias sedimentarias, al contrario de aquellas que se encuentran en los cinturones de rocas verdes. Trendall (2002) llamó a estas rocas “FH de la gran Gondwana”, entre éstas se encuentran la Formación Carajás y las BIF del Grupo Itabira en Brasil; las BIF del Supergrupo Transvaal en el cratón de Griqualand Occidental y las de Penge en Sur África. También la Formación Mulaingiri en la cuenca de Bababudan, la India y las BIF de la cuenca Hamersley en Australia Occidental. La edad de estas tiende a ser en muchos casos similar a las que se encuentran en los cinturones de rocas verdes e incluso más jóvenes.

Hay FH que se encuentran en terrenos precámbricos más jóvenes, entre estas están las de la región de Lago Superior en Estados Unidos, las BIF de Labrador en Canadá, conocidas por su bien preservada biota y las BIF de la formación Frere en la cuenca Nabberu, Australia Occidental (Trendall, 2002). Estas rocas y aquellas denominadas “FH de la gran Gondwana” por los ambientes tectónicos en los que se encuentran pueden ser clasificadas como tipo Lago Superior.

Otras formaciones de hierro que se pueden encontrar son las de Urucum en Brasil, las de Rapitan en el Yukon; la edad de estas se encuentra entre 800 y 600 Ma, y la mayoría muestran evidencia con asociaciones glaciares. Debido a esto se encuentran entre las FH tipo Rapitan clasificación hecha por Klein y Beukes (1993).

Ambiente depositacional de las BIF

A partir del Arqueozoico Tardío y el Proterozoico Temprano, los mecanismos de crecimiento litosférico eran similares a los que ocurren actualmente en los centros oceánicos y los márgenes convergentes. La hidrosfera y la atmósfera estaban empobrecidas en oxígeno libre y la vida estaba restringida a los organismos procariontes, con la fotosíntesis posiblemente iniciada a partir del Arqueozoico Temprano.

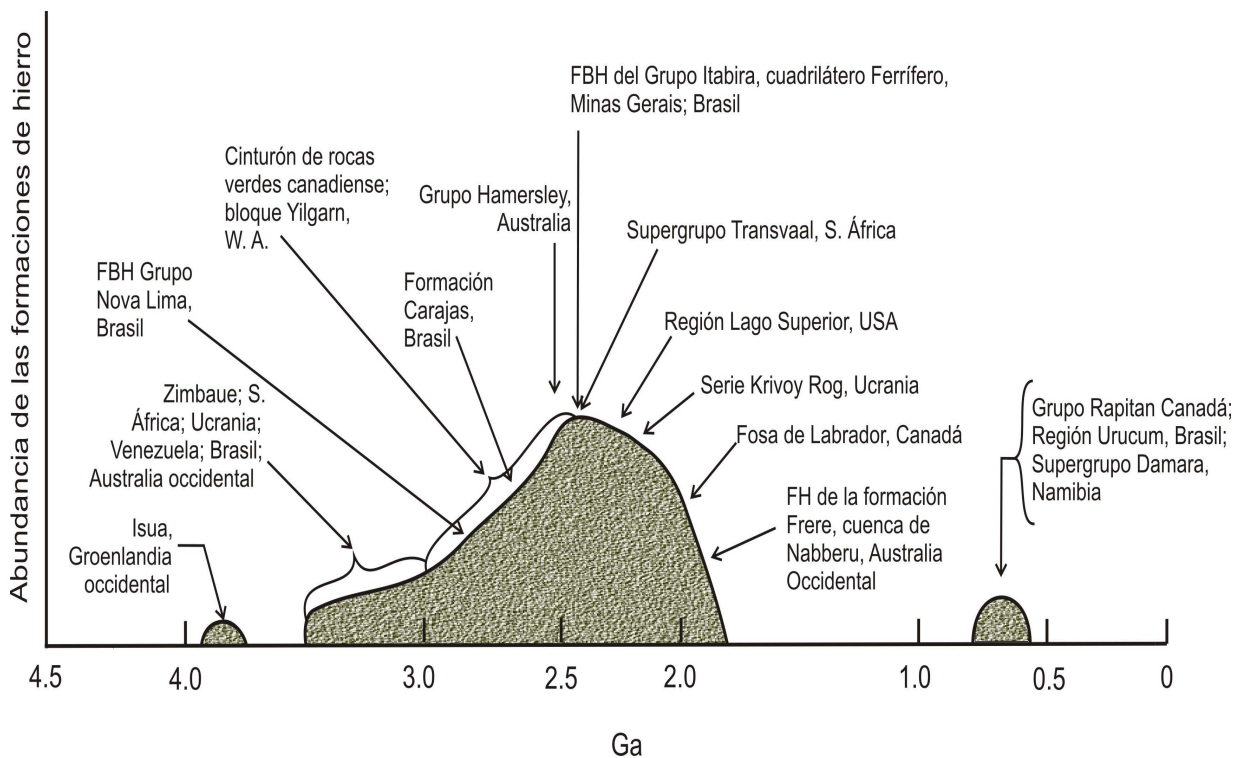


Figura Nº 2: Abundancia de las formaciones de hierro en el precámbrico vs. Tiempo; de algunas las regiones con formaciones de hierro conocidas. (Tomado y ligeramente modificado de Klein, 2005).

Sistemas de flujos hidrotermales eran comunes en los océanos y los basaltos formados eran más fáciles de alterar ya que la corteza oceánica estaba más caliente y los océanos eran más ácidos (Castro, 1994).



Beukes (1990) propone un modelo de sistemas marinos con columnas de aguas estratificadas, durante eventos transgresivos, para explicar la depositación de las FH. Este modelo muestra que hacia la superficie de la columna de agua, hay un alto suministro de C orgánico. Las FH ricas en carbonatos, precipitan cerca de la quimioclina¹, ya que en esa zona hay un cierto aporte de C proveniente de la superficie. Las BIF ricas en óxidos, precipitan en zonas donde el suministro de C es muy bajo o casi inexistente y hay cierta concentración de oxígeno disponible. Esta estratificación de las aguas que generan la quimioclina es producto de importantes flujos hidrotermales provenientes de los centros oceánicos (figura N°4).

¹Quimioclina: es una capa de agua en la que se evidencia un cambio súbito en su densidad vinculado con la profundidad. En los ecosistemas de agua dulce, tales como los lagos, este cambio en la densidad es causado básicamente por modificaciones en la temperatura, mientras que en los ecosistemas marinos, como los océanos, el cambio puede ser causado tanto por cambios en la temperatura como por cambios en la salinidad del agua.

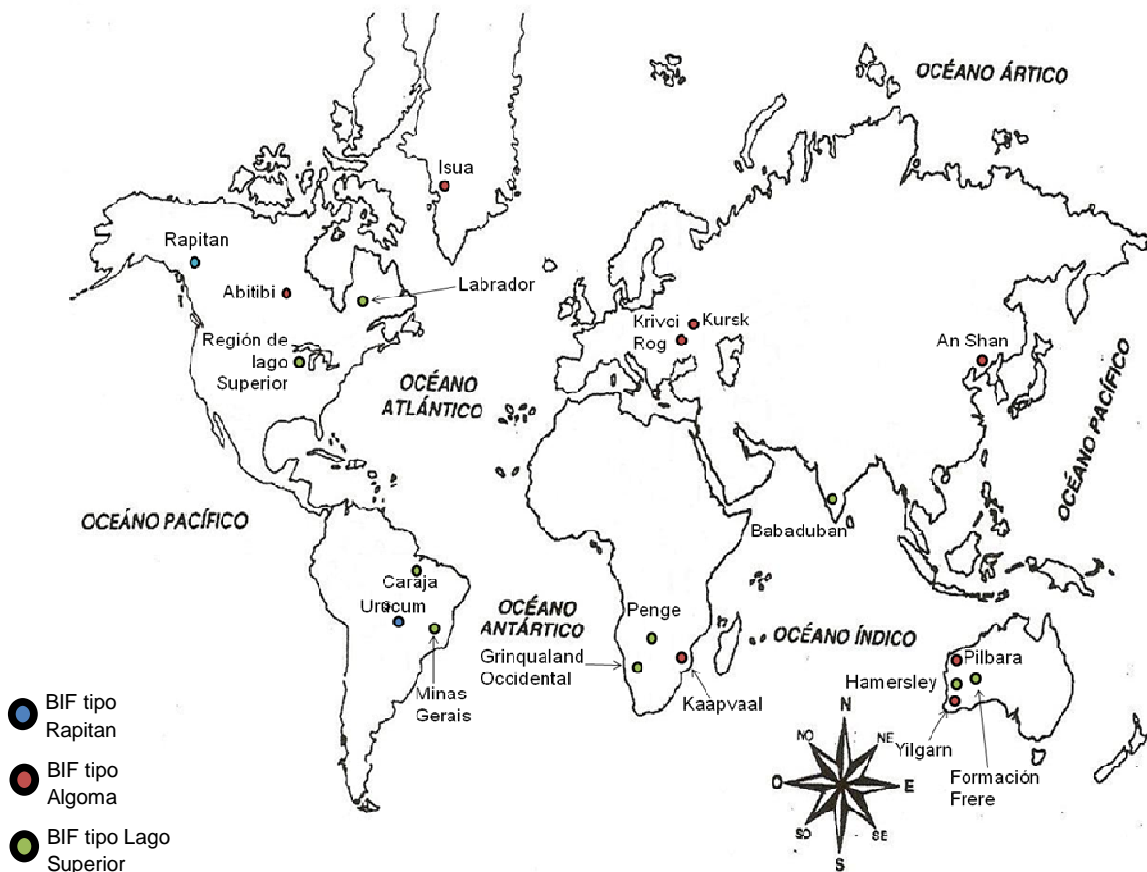


Figura N° 3: Ubicación de las principales formaciones de hierro en el mundo (modificado de Klein, 2005).



En la mitad del Proterozoico Temprano los sistemas oceánicos de aguas estratificadas comienzan a desaparecer, lo que conlleva al desarrollo de FGH, tales como aquellas encontradas en la región de Lago Superior, en Estados Unidos, las BIF de Sokoman en la garganta de Labrador, en Canadá, y las de la cuenca de Naberu de Australia Occidental. Esto pudo suceder como resultado de una disminución en la densidad de las aguas estratificadas debido a un menor aporte hidrotermal y el paso a una etapa de regresión (figura N° 5B) (Beukes y Klein, 1992). Cerca de los 1.8 Ga los océanos dejaron de ser estratificados y se empobrecieron en hierro; esto se puede observar por la ausencia de FH entre los 1.8 Ga y los 0.7 Ga.

Estas dos hipótesis se complementan entre sí para lograr explicar el desarrollo de las BIF denominadas tipo Lago Superior, pero no logran explicar las BIF tipo Algoma, por lo que Gross (1980), sostiene que estas BIF están asociadas a sistemas convectivos generados en los centros de actividad volcánica submarina (fumarolas, centros de expansión de piso oceánico, etc). La asociación geoquímica de las BIF tipo Algoma muestran concentraciones anómalas de elementos siderófilo-calcófilo, lo que permite proponer procesos hidrotermales efusivos y exhalativos en la generación de este tipo de rocas (Gross, 1980).

Castro (1994), propone que la corteza oceánica que subduce, puede ser altamente fracturada (figura N° 6). Estas rocas son suficientemente frías y quebradizas para ser fracturadas y a la vez suficientemente calientes, para producir flujos hidrotermales. Óxidos de hierro, sílice y otros componentes, son disueltos de las fracturas y son llevados al océano. Ocasionalmente estos eventos alcanzaron grandes dimensiones cerca de los márgenes continentales. Este mecanismo también se puede asociar a zonas de expansión de piso oceánico y zonas de rifting continental. Este modelo puede explicar ambos tipos de roca.

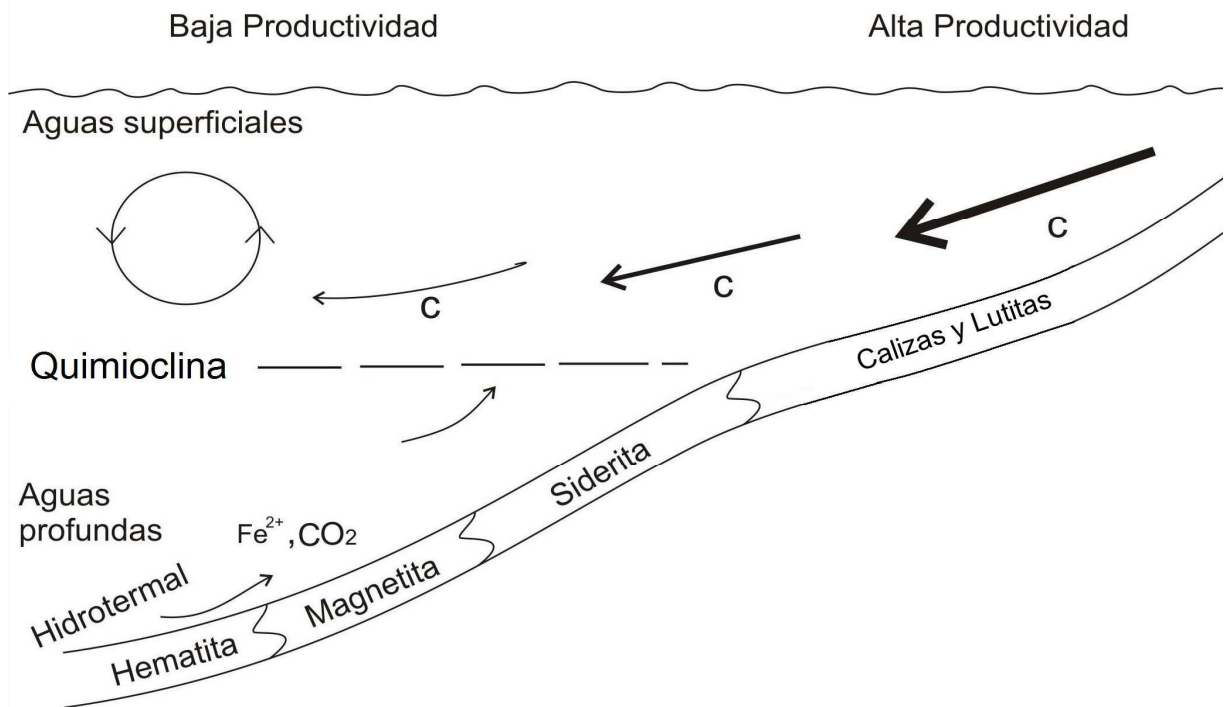


Figura N° 4: Ambiente deposicional esquemático para las FH tipo Lago Superior y litofacies asociadas en un sistema de aguas oceánicas estratificadas (modificado de Beukes et al., 1990).

En el Neoproterozoico las BIF nuevamente aparecen, éstas son denominadas tipo Rapitan y están íntimamente relacionadas a depósitos glaciomarinós y pueden estar intercaladas con depósitos de Mn. Fueron depositadas, durante un gran evento transgresivo, con un aumento del nivel del mar acelerado, durante un periodo interglaciar. El estudio de estas BIF arroja como resultado que las condiciones del ambiente fueron altamente reductoras; esto como consecuencia de un estancamiento de las aguas en los océanos, bajo una capa de hielo a nivel global (Klein, 2005). Este evento fue explicado y denominado como “Snowball Earth” por Kirschvink (1992). Este modelo se ilustra en la figura N° 7. La cubierta de hielo permitió que el Fe y el Mn disueltos se concentraran durante el periodo glaciar y la depositación de estos metales cuando la atmosfera y los océanos entraron en contacto directo.

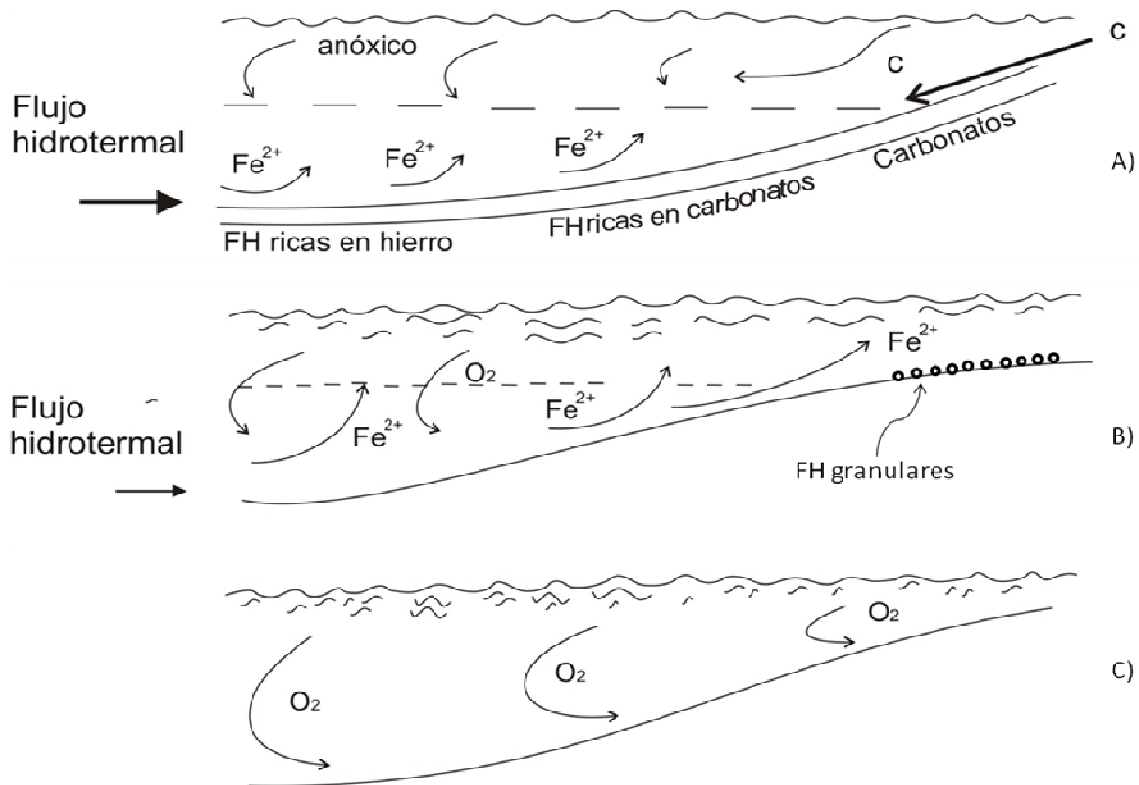


Figura N°5: Modelo paleoceanográfico para la depositación de las FH tipo Lago Superior, desde el Arqueozoico hasta el Proterozoico Medio. A) Arqueozoico Tardío sistema de océanos estratificados. B) Perdida de la estratificación y disminución del flujo hidrotermal. C) Sistemas oceánicos ricos en oxígeno y pobres en hierro (Modificado de Beukes y Klein, 1992).

Origen de las BIF

Fuentes de hierro y sílice: Grandes cantidades de soluciones ricas en Fe^{2+} y SiO_2 (el Fe^{2+} acomplejado y gran parte del SiO_2 en forma coloidal), provenientes de esta corteza que subduce y fueron llevados cerca de los márgenes continentales, pero la mayoría del hierro proviene de flujos hidrotermales en el fondo oceánico. Esto genera la formación de plumas de agua ricas en Fe^{2+} y SiO_2 (Castro, 1994).

Oxidación del hierro: El mecanismo que causa la oxidación del hierro y la producción de las formaciones de hierro, se encuentra como una gran incógnita aún sin resolver completamente. Ciertamente la luz del sol jugó un rol importante en la oxidación del hierro y al parecer, la fotooxidación directa del hierro fue el mecanismo de mayor

importancia, aunque otros mecanismos ocurrieron de forma simultánea. Estos procesos pueden dividirse en dos grupos, biótico y abiótico y, a su vez, estos pueden dividirse en dos más, oxigénico y anoxigénico (Castro, 1994).

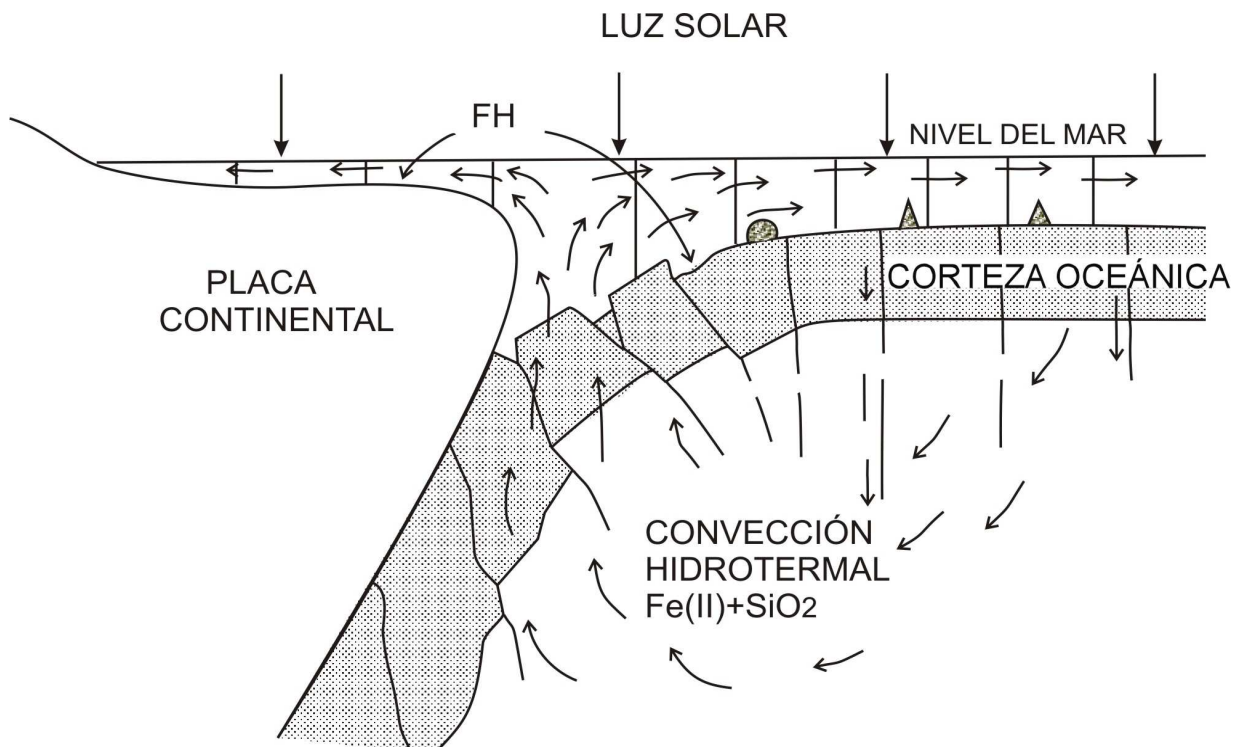
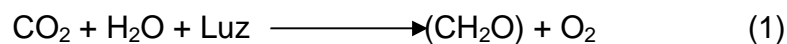
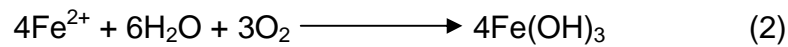


Figura N°6: Modelo depositacional para las FH tipo Lago Superior y tipo Algoma (Modificado de Castro, 1994).

- *Biótico-oxigénico:* Castro (1994) propone que este proceso ocurre debido a microorganismos fotosintetizadores anaeróbicos, capaces de producir materia orgánica de acuerdo a esta reacción:



Debido a que los organismos eran anaeróbicos, el oxígeno molecular producido era letal, por lo que tenía que ser extraído del sistema de alguna forma para mantener los niveles de oxígeno bajos, por lo que el hierro podía funcionar como un receptor de oxígeno como se muestra a continuación:



Incluso análisis isotópicos en pequeñas cantidades de C encontrado en algunas FH sugieren que este elemento pasó por un proceso de fotosíntesis.

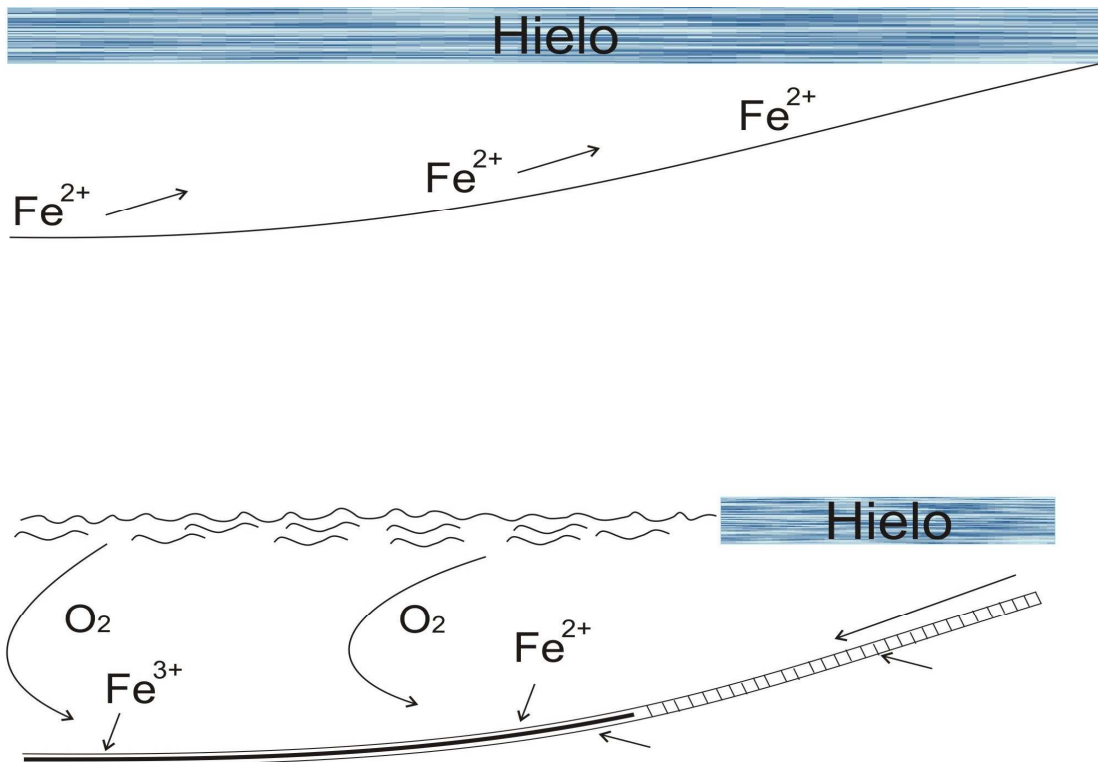


Figura N°7: Modelo depositacional para las FH tipo Rapitan (Beukes y Klein, 1992).

- **Biótico-anoxigénico:** Widdel et al. (1993) logró encontrar microorganismos anaeróbicos fotosintéticos, que pueden oxidar el Fe^{2+} a Fe^{3+} y reducir el CO_2 a materia orgánica sin producir oxígeno. Esto puede demostrar que la oxidación del hierro fue posible incluso antes de la fotosíntesis oxigénica.
- **Abiótico-oxigénico:** la fotólisis del vapor de agua en la atmósfera (con escape de hidrógeno al espacio), producía oxígeno libre en el Precámbrico, así como lo hace en la actualidad. Pero la cantidad de oxígeno generado por este



mecanismo no contribuyó de manera importante en la depositación de las formaciones de hierro (Castro, 1994).

- Abiótico anoxigénico: Braterman y Cairns-Smith (1987) han estudiado la probable fotooxidación directa del Fe^{2+} en la superficie de los océanos precámbricos, antes de la formación de la capa de ozono que ahora reduce la radiación ultravioleta. En base a cierto número de experimentos, llegaron a la conclusión de que la fotooxidación fue el mecanismo más importante para la generación de las FH. Esta fotooxidación directa pudo haber causado la precipitación de más de $22,5 \text{ mg/cm}^2$ de hierro por año. Las capas de agua ricas en Fe^{2+} en el océano y la velocidad con la que estas capas ascendían a la superficie, donde ocurría el proceso de fotooxidación, fueron los factores importantes en la tasa de oxidación del hierro.

Asociación mineralógica en la diagénesis y metamorfismo de grado bajo, en las BIF

Generalmente la distinción hecha sobre la asociación mineralógica generada en la diagénesis y de aquella generada a mayores presiones y temperaturas, pertenecientes a metamorfismo de bajo grado, es cualitativa y está basada en análisis petrográficos. Estas pueden definirse como (French, 1973):

- El precipitado original: es el material ferruginoso original depositado, aunque no se preserva, posiblemente estaba formado por oxihidróxidos de hierro, partículas coloidales de silicatos de hierro y carbonatos de hierro (Dimroth y Chauvel, 1973).



- Los minerales primarios: son aquellos que preservan su textura y no exhiben reemplazo sobre alguna fase preexistente. Esos minerales podrían ser parte del precipitado original o más probablemente fueron desarrollados directamente del precipitado original, durante la diagénesis (Ayres, 1972).
- Los minerales secundarios: son aquellos que muestran reemplazo mineral o crecimiento a partir de minerales primarios o secundarios preexistentes (French, 1973).

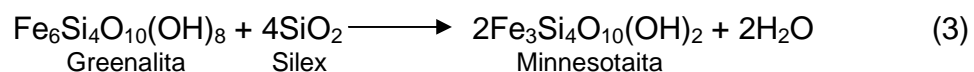
Los minerales encontrados en las FH, ya sea que hayan sufrido diagénesis o metamorfismo de bajo grado, son presentados en la tabla N°2 y sus características serán discutidas a continuación:

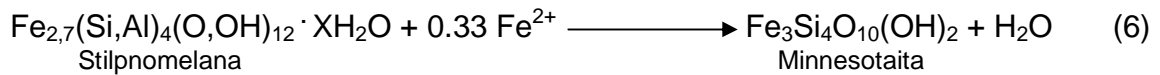
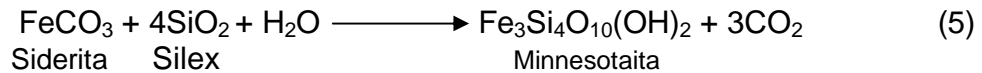
- Chert (o cuarzo): está presente en la mayoría de las FH. Se encuentra comúnmente en FH ricas en óxidos, asociado a magnetita, hematita o a ambos (Klein, 2005).
- Magnetita: es encontrada en las FH ricas en óxidos, silicatos y carbonatos. La magnetita puede ocurrir junto a los silicatos comunes en las FH (greenalita, stilpnomelana y minnesotaita), así como con la siderita y miembros de la serie ankerita-dolomita. La magnetita tiende a ser de grano medio, bien cristalizada y de sub a euedral (Klein, 2005).
- Hematita: es común en FH ricas en óxido y carbonatos, se encuentra en forma de bandas ricas en hematita y en capas ricas en hematita, magnetita y silex (o cuarzo). Muchas FH suelen tener color rojo como resultado de oxidación secundaria de algunos minerales (Klein, 2005). Esto suele pasar en zonas donde meteorización laterítica extrema exista (Klein y Ladeira 2000).
- Greenalita: es aquel que presenta la menor cristalización y muy probablemente sea el que tiene la mejor textura primaria de todos los minerales que componen



las FH. Es un mineral primario, pero se considera que podría incluso formar parte del precipitado original. Es generalmente de color verde claro, microcristalino y forma laminaciones y gránulos en forma de parches y como cemento alrededor de ciertos granos. Generalmente tiene un tamaño de grano mucho más fino que los minerales con los que se encuentra (Klein, 2005).

- *Stilpnomelana*: es comúnmente pleocroico (de marrón amarillento a marrón oscuro y en algunos casos de verde claro a verde oscuro), es un mineral fibroso que se presenta como láminas delgadas y parches, cuyo tamaño de grano es grueso. Probablemente sea el silicato de hierro más común en las FH con bajo grado de metamorfismo (Klein, 1983). Cuando se encuentra asociado a la greenalita, se puede encontrar formando maclas en forma de fibras, con tamaño de grano de fino a medio, con masas de greenalita microcristalina a casi amorfa (Klein, 2005).
- *Minnesotaita*: de los tres silicatos ricos en hierro comunes en las FH que sufrieron diagénesis o metamorfismo de bajo grado, la minnesotaita no es tan abundante como la stilpnomelana, pero es mucho más abundante que la greenalita. Comúnmente se presenta en forma de agujas de tamaño de grano de fino a medio, en parches irregulares. Estas texturas macladas en silex o cuarzo de tamaño de grano de fino a medio, carbonatos y greenalita microcristalina y fibras de stilpnomelana de tamaño medio a grueso. En todos estos casos la minnesotaita es de origen metamórfico, de bajo grado y producto de reacciones de la greenalita, stilpnomelana, silex (o cuarzo) y carbonatos de hierro (Klein, 2005). Como ejemplo de esto se presentan las siguientes reacciones:





- **Carbonatos:** siderita y miembros de la serie dolomita-ankerita, son probablemente componentes mayoritarios de las FH, incluyendo a la calcita que se encuentra como constituyente menor. Estos pueden presentarse en más del 50% de las FH ricas en carbonato, pero pueden ser constituyentes importantes en FH ricas en silicatos y óxidos. Los carbonatos no sufren cambios significantes durante el metamorfismo (Klein, 2005).

Tabla N° 1: Minerales característicos de las FH y su composición (Klein, 2005 ; French, 1973)

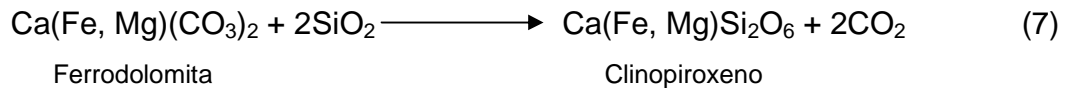
| Nombre del Mineral | Composición Química |
|--------------------|---|
| Silex o cuarzo | SiO ₂ |
| Magnetita | Fe ₃ O ₄ |
| Hematita | Fe ₂ O ₃ |
| Greenalita | Fe ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ |
| Stilpnomelana | Fe _{2,7} (Si,Al) ₄ (O,OH) ₁₂ XH ₂ O |
| Minnesotaita | Fe ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ |
| Chamosita | Fe ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ |
| Siderita | FeCO ₃ |
| Dolomita-ankerita | CaMg ↔ CaFe(CO ₃) ₂ |

Metamorfismo de las BIF

Las formaciones de hierro no metamorfoseadas, se caracterizan mineralógicamente por silex, (o cuarzo), greenalita, hematita, magnetita, carbonatos y algunos oxihidróxidos de hierro. Cuando se entra en metamorfismo de grado medio a alto (facie de silimanita o cianita), el cuarzo puede sufrir recristalización y aumenta el tamaño de grano de muchos de los óxidos. En esta etapa no ocurren reacciones entre estos minerales, pero



en el caso de los carbonatos, si el potencial químico del CO_2 se mantiene lo suficientemente alto para evitar la destrucción de los carbonatos, no ocurrirá ningún tipo de reacción, pero si este potencial se reduce, ocurrirán reacciones entre el cuarzo y los carbonatos para formar nuevos silicatos (Klein, 1973), como por ejemplo:



Por esta razón FH ricas en carbonatos que han sufrido metamorfismo de alto grado, pueden contener minerales metamórficos indicando pérdida de CO_2 durante el metamorfismo. Pero no sólo los carbonatos y el cuarzo tienden a reaccionar ya que miembros de la serie cummingtonita – grunerita, e incluso minerales diagenéticos y de metamorfismo de bajo grado, dan paso a anfíboles, granate, clino y ortopiroxenos (Klein, 1973).

Un diagrama que muestra la estabilidad relativa de los minerales en las FH se muestra en la figura N°8.

Generalidades del área de estudio

A continuación se presenta la descripción general de las principales características del río Aro.

Ubicación, extensión y acceso: La cuenca del río Aro está ubicada al norte del estado Bolívar (municipios Raúl Leoni y Heres), entre los paralelos $6^{\circ}10'$ N y $8^{\circ}00'$ N y los meridianos $63^{\circ}15'$ O y $64^{\circ}15'$ O (figura N° 9), específicamente entre la cuenca de los ríos Caroní y Oropiche al este y Caura y El Pao, al oeste. Esta cuenca abarca una superficie areal aproximada de 14574 km^2 .

El acceso es posible, a través de la carretera pavimentada que comunica a Ciudad Bolívar con Caicara del Orinoco (troncal 19). En el km 94, se localiza el río Aro (cruce con el puente). Asimismo, existen otras vías de comunicación que permiten el acceso a



otros puntos de la cuenca, entre ellas están las carreteras que van hacia Ciudad Piar y La Paragua. Sin embargo, la zona sur del río Aro, sus cabeceras y algunos de sus principales tributarios (río Arizo), son casi inaccesibles.

| Diagénesis | | Grado de metamorfismo | | | |
|---|--|-----------------------|------------------|------------------|---------------------|
| | | Facie de biotita | Facie de granate | Facie de cianita | Facie de silimanita |
| Temprana | Tardía | | | | |
| Chert | → cuarzo | | | | |
| "Fe ₃ O ₄ · H ₂ O" | → magnetita | | | | |
| "Fe(OH) ₃ " | → hematita | | | | |
| greenalita | | | | | |
| stilpnomelana | | | | | |
| minnesotaita | | | | | |
| dolomita - ankerita | | | | | |
| calcita | | | | | |
| siderita - magnesita | | | | | |
| | cummingtonita – grunerita (antofilita) | | | | |
| | tremolita – ferroactinolita (hornblenda) | | | | |
| | | | ortopiroxeno | | |
| | | | clinopiroxeno | | |
| | | | | fayalita | |

Figura N°8: estabildades relativas de ciertos minerales en FH metamorfoseadas en función de sus facies metamórficas (modificado de Klein, 2005).

Geomorfología: La zona sur del la cuenca del río Aro presenta un relieve poco accidentado, de montañas bajas con abundantes lagunas. Un poco más al norte, en la parte media de la cuenca, la fisiografía corresponde a un macizo colinoso fuertemente ondulado a quebrado. En esta región, el río está caracterizado por la presencia de saltos, raudales y frecuentes divisiones de su curso, lo cual se puede interpretar como una evidencia de un tectonismo activo en la zona (Pasquali, 2003; MARNR, 1982).



En lo que respecta al tramo más septentrional de la cuenca, hacia la desembocadura del río Aro en el Orinoco, el paisaje está dominado por peniplanicies y planicies (depositacionales y/o residuales), cuyas pendientes varían entre 4% y 16%, 0 y 4%, respectivamente (CVG-Técnica Minera C.A., 1991; 1998).

Hidrografía: El curso principal del río Aro posee una longitud total de 275 km. Los principales tributarios están representados por los ríos Ariso, Guaigua, Chorro Macho, y Guasiparo, por la margen izquierda; y los ríos Carapo, Caño Azul y Caño del Medio por la margen derecha. Particularmente, el drenaje de la subcuenca del río Carapo se encuentra estructuralmente dominada por una falla, lo que genera patrones paralelos y rectangulares (CVG-Técnica Minera C.A., 1991; 1998).

Hidrología e hidrogeoquímica: El escurrimiento o gasto total promedio ha sido estimado en unos 180 m³/s (Martínez et al., 1998), con un aporte de 1,48 m³/s del río Carapo y alrededor de 2 m³/s del río Ariso, en la época de mínimo caudal (Yanes, 2003). Aún no han sido estimadas las fluctuaciones mensuales. Otra de sus principales características es que el río Aro discurre generalmente sobre un lecho rocoso, lo que genera que el cauce del mismo sea muy irregular (Pasquali, 2003; Yanes, 2003).

En cuanto a la geoquímica de las aguas superficiales, se puede indicar que las mismas poseen un pH que oscila desde muy ácidas (4,3) a ligeramente ácidas (6,9). Asimismo la conductividad varía de 13,0 a 103 µS/cm. Sus aguas son del tipo Na⁺-HCO₃⁻ y del subtipo Na⁺>Ca²⁺>Mg²⁺>K⁺ y HCO₃⁻>>Cl⁻>SO₄²⁻ (Yanes, 2003).

Sedimentos: Los primeros estudios realizados a los sedimentos de la cuenca del río Aro fueron de carácter regional. Estos consistieron en la realización de una caracterización química y/o mineralógica de una muestra de sedimentos suspendidos (Figueredo, 1984; Yanes, 1997) o depositados en el río.



de Au, Ba, Cr, Hf, Mn, Ta, La y Ce los cuales pudieran indicar la presencia de importantes mineralizaciones.

Mientras que Jiménez (2004) analizó cincuenta y ocho muestras de sedimentos finos depositados, y consiguió concentraciones altas de Fe, Mn, Ba, Cr, Zn, Co, Ni, Cu y Mo; estos pueden dar indicios de zonas con posible interés económico.

Por otra parte Yanes (2003) determinó la concentración de elementos mayoritarios y trazas de tres muestras de sedimentos suspendidos, específicamente de las fracciones limo grueso, limo y arcilla, y estableció las relaciones existentes entre la concentración elemental y la composición mineralógica observada.

Suelos: Los suelos predominantes en la cuenca del río Aro (según el Soil Survey Staff (1992)), son del tipo ultisol y entisol y ocasionalmente, se presentan suelos alfisoles e inceptisoles. Los ultisoles están caracterizados por la presencia de un horizonte caolínico y un pH que varía de 3,5 a 5; mientras que los entisoles son similares a los ultisoles, pero con un menor grado de evolución pedogenética y un pH de 4,8 a 5,4 (CVG-Técnica Minera C.A., 1991; 1998).

Geología regional

El escudo de Guayana forma parte del cratón Amazónico y del oeste de África, se continúa en las Guayanas y la parte NW de Colombia todas del Precámbrico y con unidades litoestratigráficas, metamorfismo y depósitos minerales similares. Se extiende al sur del Orinoco y ocupa algo más del 50% de la superficie de Venezuela y se compone por las siguientes provincias geológicas (figura N° 10): Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima (Sidder y Mendoza, 1995 y Mendoza, 2000).

Provincia de Imataca: Litológicamente la provincia de Imataca consiste en orden de abundancia decreciente, de una secuencia de granulitas plagioclásicas - cuarzo - piroxénicas, granulitas microclínicas - cuarzo - plagioclásicas - piroxénicas, gneis cuarzo



- feldespático -cordierítico - granatífero - biotítico - silimanítico – grafítico y es importante destacar la presencia importante de BIF; además cuenta con las siguientes litologías secundarias: cuarcita, caliza impura metamorfizada, roca rodonítica - granatífera, roca cuarzo – granatífero - grafítica y esquisto bronzítico –hornbléndico - biotítico. La secuencia está intrusionada por cuerpos graníticos. La Provincia se caracteriza por estructuras anticlinales bien desarrolladas y estructuras sinclinales mal definidas, con rumbo este-noreste. Hacia la porción occidental de esta complejo, se desarrollan domos equidimensionales, muchos de ellos orientados en dirección norte-sur. Toda esta zona ha sido afectada intensamente por metamorfismo, que pertenecen en general a la facie de la granulita (Dougan, 1977 y McCandless 1965).

Provincia Pastora: Esta formada por cinturones de rocas verdes, delgados y antiguos, tectonizados (Grupo Carichapo), y cinturones de rocas verdes más jóvenes y anchos, menos tectonizados y metamorfoseados (Grupo Botamano), así como complejos graníticos sódicos (Complejo Supamo), siendo intrusionada toda la secuencia por granitos potásicos, dioritas y rocas gabroides con escasos y no bien definidos complejos máficos-ultramáficos e intrusiones de sills de diabasas y rocas asociadas norítico-gabroides con algo de cuarzo (Mendoza, 2000 y McCandless 1965).

Provincia de Cuchivero: Se caracteriza por rocas volcánicas riolíticas y asociadas comagmáticas con granitos calcoalcalinos del Grupo Cuchivero, areniscas, conglomerados, limolitas y tobas; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas - gabronoríticas cuarcíferas de la asociación Avanavero, el Granito de Pargüaza, así como intrusiones como la carbonatita de Cerro Impacto, y kimberlitas eclogíticas de Guaniamo (Mendoza, 2000).

Provincia de Roraima: Esta litológicamente caracterizada por rocas sedimentarias provenientes de el grupo Roraima y diabasas, rocas gabro-noríticas cuarcíferas a dioríticas cuarcíferas de la asociación Avanavero. Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Sólo se registra metamorfismo de contacto (Andalucita) de las



rocas de Roraima con granitos intrusivos y de rocas máficas de la asociación Avanavero (Sidder y Mendoza, 1995).

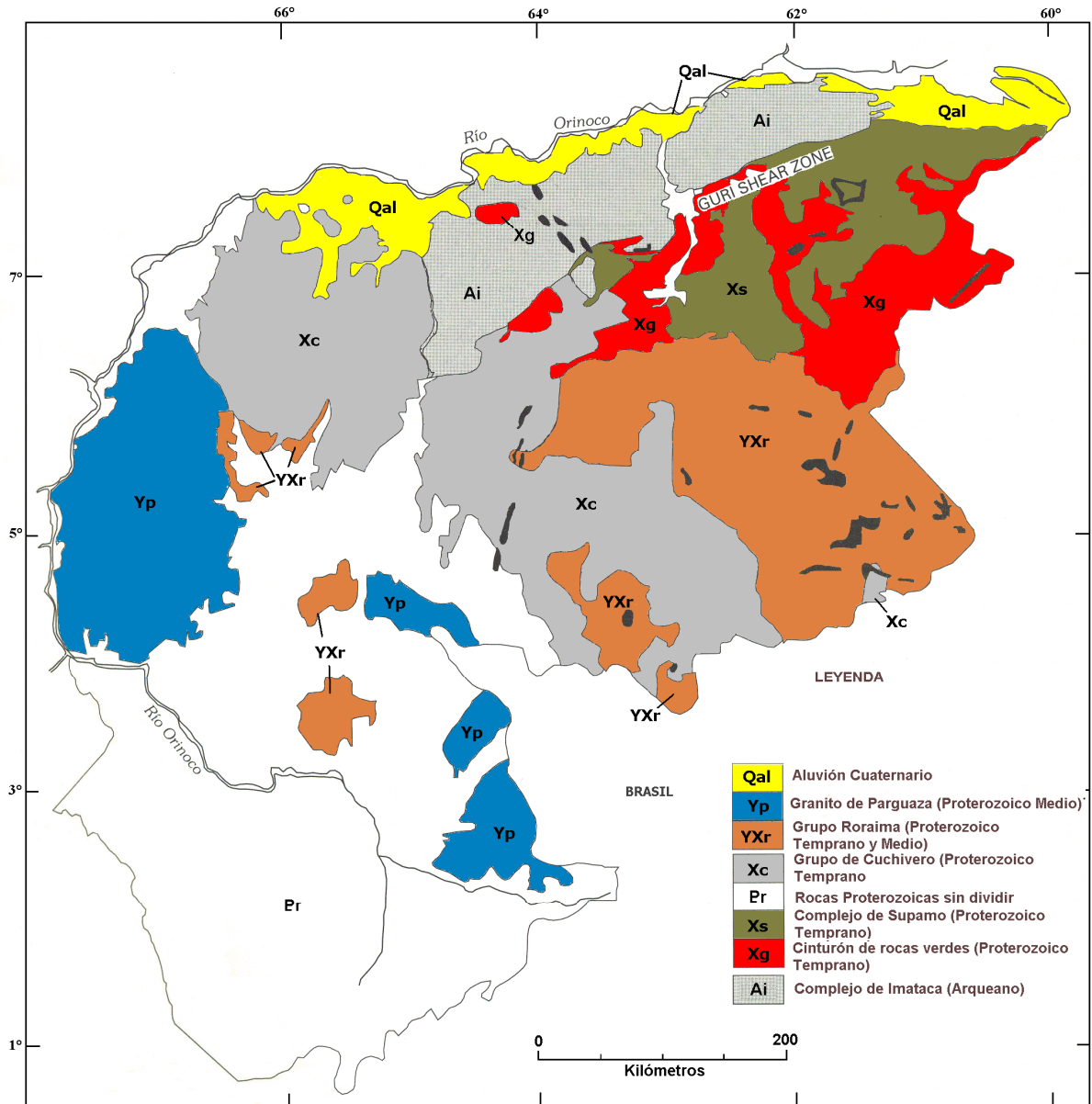


Figura N° 10: Provincias geológicas del Escudo de Guayana Venezolano (Tomado y modificado de Sidder y Mendoza, 1995).



Geología local

La geología de la cuenca del río Aro ha sido poco investigada, dado que solo se cuenta con algunos estudios a nivel regional (Kalliokoski, 1965; Martín, 1979; CVG-Técnica Minera C.A., 1991; Sifontes, 2003). En su parte norte, la cuenca está dominada por gneises cuarzo-feldespáticos-biotíticos, de granulometría media a fina, correspondientes a la Provincia de Imataca; asimismo, en ocasiones estos gneises aparecen intercalados con rocas máficas de origen volcánico, específicamente en zonas como La Esperanza. Rocas migmatíticas afloran en las confluencias de los ríos Arizo y Carapo y en la intersección de los ríos Carapo y La Piña cerca de las vías a los hatos del área. De igual forma se pueden observar rocas cuarcíticas e itabiríticas en las adyacencias de los ríos Guaigüa y Hato Sucio (Sifontes, 2003).

En cuanto a las rocas correspondientes a la Provincia de Pastora (en los alrededores de la población La Flor) se encuentran las cuarcitas de Mapare, el conglomerado de Zárate y la anfibolita de La Danta (Kalliokoski, 1965; CVG-Técnica Minera C.A., 1991). Además de la Formación Hato Sucio (termino informal) al suroeste de la Esmeralda (Martín, 1979; CVG-Técnica Minera C.A., 1991). En lo que respecta a la zona norcentral de la cuenca, cercana a la desembocadura del río Aro en el Orinoco, aflora un conjunto de rocas sedimentarias, interpretadas como un relleno de materiales fluvio-deltáicos durante una regresión marina. Estas rocas pertenecen a la Formación Mesa de edad Plioceno-Pleistoceno (CVG-Técnica Minera C.A., 1991).

En la zona sur de la cuenca del río Aro, afloran un conjunto de rocas características de las cuencas de los ríos Paragua y Caura, con las cuales limita. Entre las litologías que destacan están el granito de La Paragua (al este de la cuenca) y rocas de origen volcánico (similares a las de la Provincia de Cuchivero) al oeste (Sifontes, 2003).



ANTECEDENTES

Entre los estudios más importantes realizados a las BIF a nivel nacional, se tiene el trabajo realizado por Rubio et al. (1953), quienes hicieron una descripción de todos los yacimientos de hierro en la Provincia de Imataca conocidas hasta esa fecha. En este trabajo se indica la localización, clasificación, mineralogía, química, génesis, un estimado de las reserva y algunas consideraciones económicas para estos yacimientos.

En base a ese estudio, Ruckmick (1963), realizó un estudio petrográfico de las formaciones de hierro que dieron origen a la mena de hierro de Cerro Bolívar, Venezuela; diferenció las menas en dos tipos, mena de “concha” dura, y mena suave y friable y presento una hipótesis acerca el origen de estas menas. Mientras que Stam (1963), dio a conocer un estudio aeromagnético, realizado a este mismo yacimiento, concluyendo que sólo la parte superficial de Cerro Bolívar ha sido alterada, generando la mena de hierro, y que hacia la parte más profunda se encuentra un cuerpo rocoso inalterado de cuarcita ferruginosa.

Por otra parte en 1970 Ferencic estudió de forma detallada, las menas de hierro del cuadrilátero ferrífero de San Isidro, definiendo, límites, petrología, tipos de mena, paragénesis, propiedades químicas y origen de la mena. Siguiendo los estudios realizados las formaciones de hierro en Venezuela, Garbán (2001), realizó un estudio de la abundancia y distribución de elementos mayoritarios, trazas y ETR de formaciones de hierro pertenecientes a la provincia de Imataca. Consiguió para los elementos mayoritarios dos poblaciones distintas que surgen como consecuencia de alteraciones metasomáticas y los elementos trazas permiten clasificar estas FH como tipo Lago Superior.

A nivel internacional muchos estudios han sido realizados sobre las formaciones de hierro, entre ellos se puede revisar el trabajo realizado por French (1973), el cual estudió petrográficamente las BIF del Campo Mesabi en Minnesota y logró encontrar tres tipos de asociaciones minerales: a) asociación diagenética primaria, rica en chert,



hematita y greenalita; b) asociación diagenética secundaria, en la que se observa reemplazo de minerales primarios por cuarzo, ankerita, magnetita y clorita; y c) asociación de metamorfismo de bajo grado, donde se observa el desarrollo de minnesotaita, stilpnomelana, magnetita y clorita.

Otra investigación importante es el de Morris (1980), quien comparó las menas de hierro y las formaciones de hierro de la provincia ferrífera de Hamersley en Australia occidental, observando cómo los minerales primarios de las FH debido a la meteorización, sufren reemplazo y cambios a nivel estructural. En 1987 Saager et al. realizó una caracterización geoquímica y mineralógica de las FH con mineralización de oro, en el cinturón de rocas verdes de Gwanda, Zimbabue. Determino dos tipos de mineralizaciones de oro, una mineralización estratiforme, mezclada con FH ricas en carbonatos y otra en forma de venas discordantes.

Existen estudios realizados por Klein y Ladeira (2000, 2004), en las formaciones de hierro en el continente Suramericano, especialmente ubicadas en Brasil y en estos ellos describieron la petrología y geoquímica de las FH del cuadrilátero ferrífero de Minas Gerais, Brasil, encontrando que aunque estas rocas han sufrido metamorfismo de grado bajo, no se observa reacción entre ninguna de las fases minerales que conforman dichas rocas y la mayoría de las muestras están caracterizadas por cuarzo, hematita y carbonatos. Además realizaron un estudio mineralógico y geoquímico de las FH del distrito Urucum, Mato Grosso do Sul, Brasil, teniendo que la mineralogía de las FH consiste en hematita, jaspe, y carbonatos (principalmente ferrodolomita) y su textura va de bandeada a masiva.



METODOLOGÍA

A continuación se presenta un breve resumen de la metodología que se empleó durante la ejecución de este proyecto, en donde se detallará el trabajo de laboratorio realizado.

Variables de estudio

La petrografía ha sido la herramienta más utilizada para la determinación y cuantificación de los minerales mayoritarios y accesorios que pueden estar presentes en una roca. Se realizó una determinación mineralógica de cada roca, usando análisis modal al microscopio (forma visual) y se clasificaron en base a su composición mineralógica (James, 1954), en base a su textura (Beukes y Gutzmer, 2008) y a su ambiente tectónico (Gross, 1980).

En base a lo expuesto anteriormente, las variables que se tomarón en cuenta durante el desarrollo del proyecto se resumen en la tabla N°2 :

Tabla N°2: Variables manejadas en el estudio petrográfico de las cuarcitas ferruginosas de la cuenca del río Aro.

| Variables independientes | Variables dependientes |
|---------------------------------|-------------------------------|
| Propiedades ópticas | Composición mineralógica |
| Porcentaje de cuarzo o chert | Grado de metamorfismo |
| Porcentaje de óxidos | Clasificación del tipo de FH |
| Porcentaje de ferrosilicatos | |
| Porcentaje de carbonatos | |
| Porcentaje de sulfuros | |
| Rasgos texturales | |



Etapa de Laboratorio

El trabajo de laboratorio se conformó por las siguientes etapas: selección de muestras, tratamiento físico de las mismas, análisis petrográfico, análisis por difracción de rayos X y clasificación de las rocas (figura N°11).

Selección de muestras: Se seleccionaron 38 muestras de roca, encontradas en diferentes puntos de la cuenca del río Aro (las coordenadas se encuentran en el apéndice A), para su análisis petrográfico y a 3 de estas muestras se le realizaron análisis por difracción de rayos X.

Tratamiento físico de las muestras: El número de muestras utilizado es de 38 y todas fueron procesadas físicamente de la misma forma, según se muestra a continuación:

Pulverizado de Rocas: Este proceso fue efectuado para la ejecución de los análisis por difracción de rayos X. Para lo cual se realizó lo siguiente:

- Las rocas fueron trituradas con un mortero de percusión, para disgregarlas en fragmentos pequeños. Los fragmentos grandes fueron utilizados para la preparación de las secciones finas y los fragmentos pequeños fueron utilizados para la pulverización.
- Seguidamente los fragmentos pequeños se pulverizaron en una pulverizadora modelo UD Bico Braun (transmisión directa), con discos de porcelana.

Preparación de secciones finas: Las muestras fueron cortadas en el equipo HP 18583 para obtener un taco de roca de tamaño aproximado de 6X6 centímetros y dos centímetros de espesor.

Posteriormente se realizó lo siguiente:



- Se procedió al corte del taco de roca en una cortadora más pequeña manual de disco de punta de diamante, a un tamaño aproximado al de un porta objeto (5 x 2.5 centímetros aproximadamente).
- Se disminuyó el espesor la muestra por frotamiento con carboduro de silicio 600 y 1000, en la rebastadora Buehler Polisher LTD hasta obtener un espesor de treinta (30) micras.
- Se colocó la muestra de roca obtenida en el paso anterior en un porta objeto con bálsamo de Canadá en un horno a 200 °C.
- Una vez enfriado el material obtenido se cubrió con un porta objeto con bálsamo artificial de Canadá.
- Luego, se procedió a limpiar con solvente silor los remanentes de bálsamo.
- Se identificó la muestra utilizando un lapicero con punta de diamante.

Análisis petrográfico: Se realizó el análisis petrográfico de las 38 secciones finas preparadas en la etapa anterior. El estudio petrográfico se realizó mediante el uso de un microscopio de luz polarizada, marca Leica, modelo DMIS (figura N° 12). Para el reconocimiento de los constituyentes mineralógicos de las rocas se empleó el sistema de identificación de propiedades ópticas propuesto por Kerr (1965), (figura N° 11).

Análisis por difracción de rayos X: De las rocas pulverizadas, se seleccionaron en función de la concentración de hierro total, de menor a mayor, las muestras AroAr-9, DT-55-R y Aror-191 y se les realizó un análisis por difracción de rayos X, utilizando método del polvo. Para esto la muestra debía ser pulverizada en un mortero de ágata hasta que el tamaño de grano fuese lo suficientemente homogéneo, para luego ser trasvasada al portamuestra e introducida directamente al difractómetro en donde fue analizada. Una vez obtenido el difractograma, este fue elucidado a través del programa



EVA. El equipo utilizado fue un difractómetro marca BRUXER-AXS, modelo D8 ADVANCE.

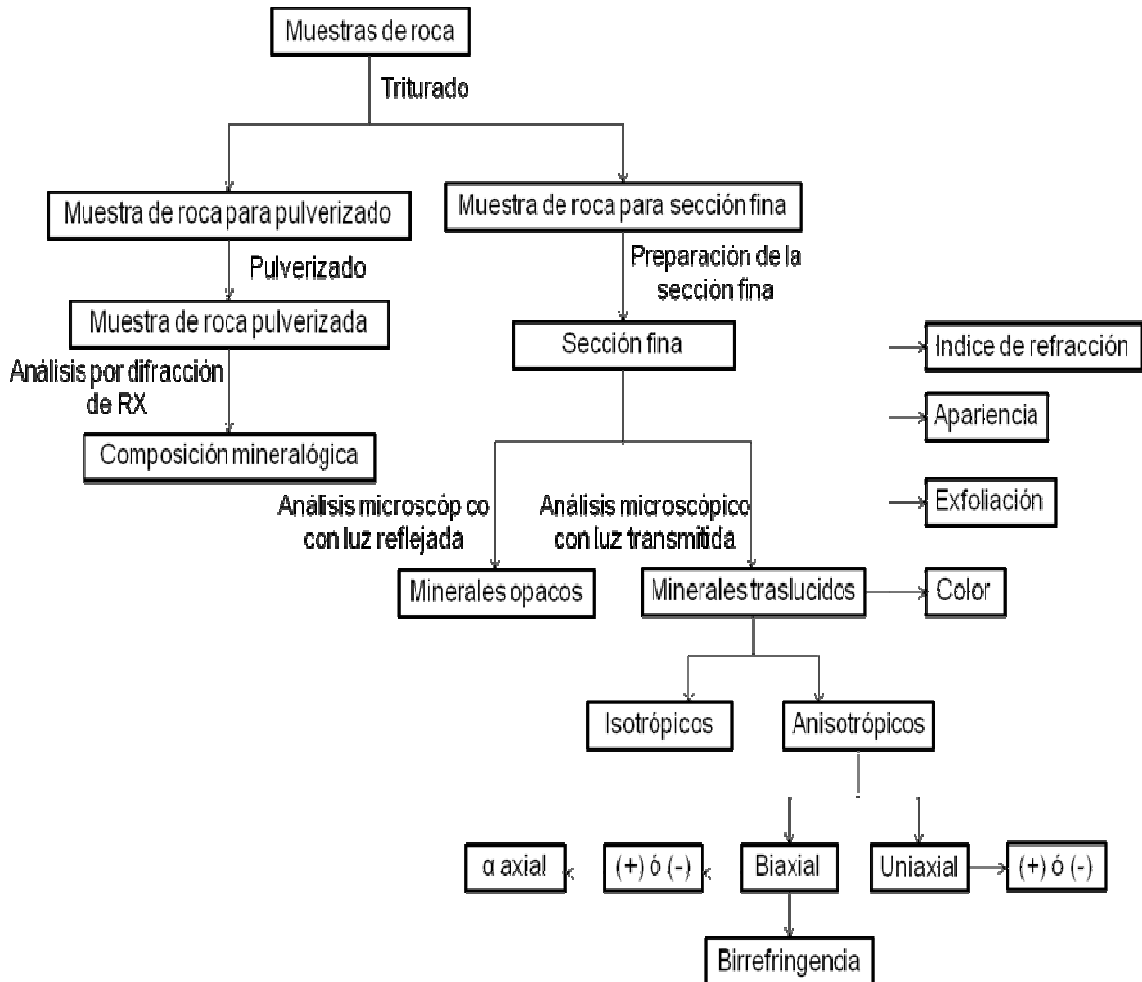


Figura N° 11: tratamiento físico de las muestras y esquema para la identificación sistemática de minerales (Kerr, 1965).



Figura N° 12: *microscopio de luz polarizada marca Leica, modelo DMIS.*



RESULTADOS Y DISCUSIONES

A continuación se presentan los resultados obtenidos durante la etapa experimental, con el fin de cumplir con los objetivos planteados para este proyecto. Estos resultados permiten describir las asociaciones mineralógicas que caracterizan a estas rocas, el tipo y grado de metamorfismo que han sufrido y proponer un posible origen para éstas.

En el análisis petrográfico en 38 secciones finas, se realizó una estimación del porcentaje modal en volumen de cada mineral, en cada muestra. Los resultados se resumen en las tablas 3 y 4. Se aprecia que los valores de los distintos constituyentes minerales son aproximadamente constantes. Esto pudiera indicar que todas estas rocas están relacionadas entre sí, denotando que pudieran tener un mismo origen y pudieran haber sufrido el mismo nivel de metamorfismo.

Tabla Nº 3: Analisis del porcentaje modal en volumen de cuarcitas ferruginosas.

| Muestras | % Cuarzo | % Magnetita | % Hematita | % Plagioclasa | % Ferrosilita |
|-----------|----------|-------------|------------|---------------|---------------|
| AroAr-1 | 55 | 35 | | | 10 |
| AroAr-4 | 60 | 40 | | | |
| AroAr-8 | 60 | 35 | 5 | | |
| AroAr-12 | 60 | 25 | | 5 | 10 |
| AroAr-13 | 55 | 30 | | 2 | 13 |
| AroAr-14 | 50 | 30 | | | 20 |
| AroAr-15 | 60 | 35 | | 5 | |
| AroAr-27 | 50 | 45 | | | 5 |
| AroAr-29 | 60 | 35 | | | 15 |
| AroAr-31 | 50 | 20 | 30 | | |
| Aror-54-R | 55 | 45 | | | |
| Aror-79 | 55 | 30 | | | 15 |



Continuación de la tabla N° 3: Análisis del porcentaje modal en volumen de cuarcitas ferruginosas.

| Muestras | % Cuarzo | % Magnetita | % Hematita | % Plagioclasa | % Ferrosilita |
|-------------|----------|-------------|------------|---------------|---------------|
| Aror-91 | 60 | 15 | 25 | | |
| Aror-92 | 65 | 35 | | | |
| Aror-171 | 65 | 35 | | | |
| Aror-172 | 45 | 55 | | | |
| Aror-177 | 50 | 35 | | | 15 |
| Aror-179 | 45 | 30 | | | 25 |
| Aror-185 | 55 | 30 | | | 15 |
| Aror-187 | 60 | 35 | | | 15 |
| Aror-191 | 60 | 35 | | | 5 |
| Aror-196 | 55 | 5 | 40 | | |
| Aror-206 | 65 | 35 | | | |
| Aroj-7 | 55 | 45 | | | |
| BAH's-0022 | 60 | 35 | 5 | | |
| BO-DAMTA | 30 | 60 | 10 | | |
| DT-06-R | 50 | 35 | 15 | | |
| DT-16a-R | 60 | 40 | | | |
| DT-39a-R | 64 | 34 | 2 | | |
| DT-55-R | 65 | 25 | 10 | | |
| DT-56-R | 65 | 35 | | | |
| DT-57-R | 70 | 30 | | | |
| DT-61-R | 55 | 35 | | | 20 |
| | | | | | |
| Media | 56,69 | 34,97 | 12,75 | 4,00 | 14,08 |
| Desv. Stan. | 7,86 | 8,71 | 10,02 | 1,73 | 5,72 |

Un número importante de estas rocas (tabla 4), están constituidas por cuarzo ($57\pm 8\%$), magnetita ($35\pm 9\%$) y hematita ($13\pm 10\%$), con concentraciones menores de ferrosilita



($14\pm 6\%$) y plagioclasa ($4\pm 2\%$). En dos de las muestras, AroAr-31 y Aror-91, los cristales presentan un fracturamiento pobre y un enriquecimiento relativo en hematita y cuarzo, con una pérdida de magnetita.

Tabla N° 4: Análisis del porcentaje modal en volumen de metagabros cuarcíferos.

| Muestra | % Cuarzo | % Magnetita | % Plagioclasa | % Hornablenda |
|-------------|----------|-------------|---------------|---------------|
| Aror-7 | 20 | 5 | 25 | 50 |
| Aror-9 | 15 | 5 | 35 | 45 |
| Aror-176 | 25 | 2 | 28 | 45 |
| Aroj-30 | 24 | 1 | 35 | 40 |
| DT-63-R | 25 | 10 | 30 | 35 |
| | | | | |
| Media | 21,80 | 4,60 | 30,60 | 43,00 |
| Desv. Stan. | 4,32 | 3,51 | 4,39 | 3,71 |

Estas rocas son metamórficas con textura xenoblásticas, inequigranulares, en las que el cuarzo aparece ligeramente orientado de forma paralela con la foliación de la roca, en cristales con bordes que van de suaves a dentados y exhiben extinción ondulatoria marcada, en algunos casos. Generalmente el cuarzo presenta contacto de punto triple y muestra en algunos casos fracturamiento interno. Ocasionalmente este aparece con inclusión de magnetita o ferrosilita. La magnetita por otro lado es de grano medio, bien cristalizada y con hábito de sub a euhedral.

En la figura N° 13 se presenta la muestra AroAr-29, en la cual se pueden apreciar los granos de cuarzo, magnetita (mostrando un hábito cúbico) y cristales pequeños de ferrosilita. Por otro lado se presenta la muestra AroAr-4, la cual tiene mesobandas de magnetita y cuarzo. En estas tanto los cristales de cuarzo, como los de magnetita se encuentran alineados de forma perpendicular al bandeamiento (como se observa en la figura N°13), lo cual podría ser producto de esfuerzos sobre la roca paralelos al bandeamiento.

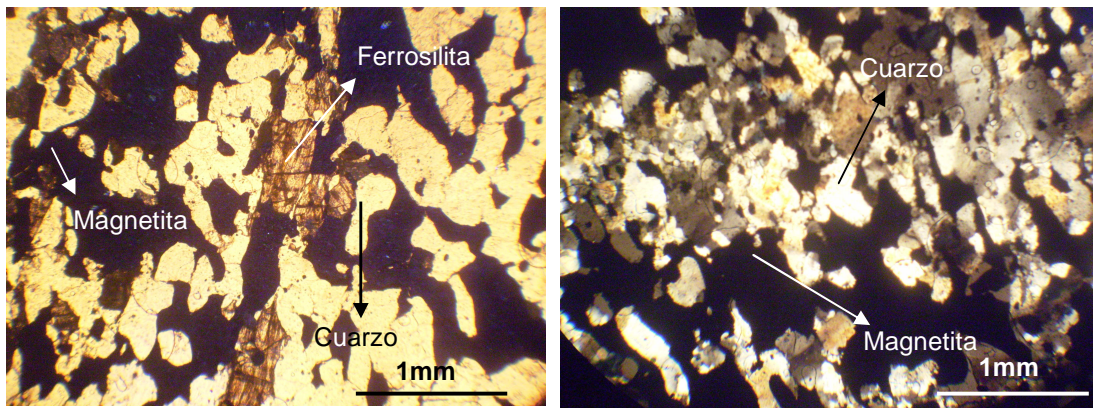


Figura N° 13: AroAr-29 con nicoles paralelos (izquierda), AroAr-4 con nicoles cruzados (derecha)

La composición mineralógica determinada mediante el análisis por difracción de rayos X a las muestras Aror-191 y DT-55-R, coincide con la composición mineralógica determinada mediante el análisis petrográfico. Los difractogramas correspondientes a estas muestras se pueden observar en los apéndices C y D.

Otras muestras como lo son la AroAr-31 (figura N° 14) presentan ambos óxidos de hierro, hematita y magnetita, cuyos cristales no exhiben ningún tipo de reemplazo, mientras que en la muestra Aror-196, se pueden observar estos dos óxidos, donde la hematita reemplaza al cuarzo, formando como islas de hematita rodeadas de cuarzo (figura N° 14).

El hecho de tener muestras que presente esta variación en la concentración de magnetita y hematita, puede ser indicio de una posible variación en el ambiente de sedimentación de donde estas rocas. El reemplazo de cuarzo por hematita y presencia de ferrosilita en ciertas muestras indica que estas rocas han sufrido metamorfismo. Todo esto permite denominar formalmente estas rocas como cuarcitas ferruginosas.

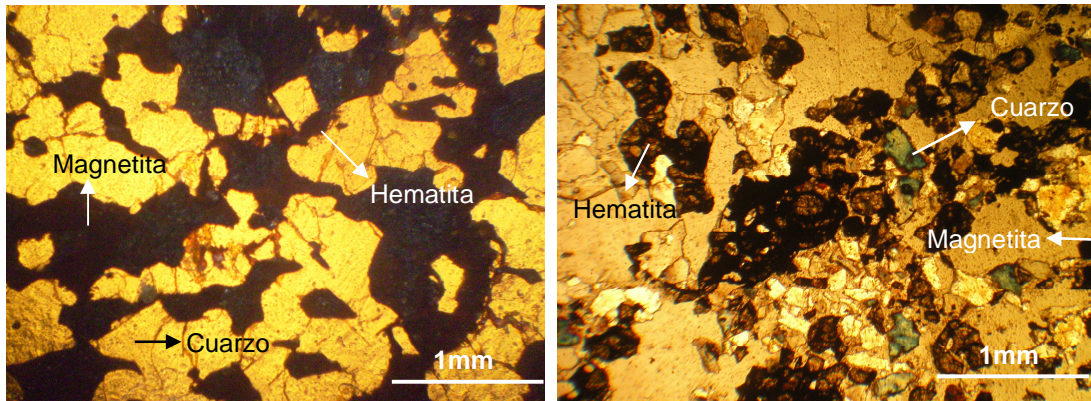


Figura N° 14: AroAr-31 con nicoles paralelos (izquierda), Aror-196 con nicoles cruzados (derecha)

Otro pequeño grupo de estas rocas difieren en sus constituyentes minerales de las demás (tabla N° 5); están constituidas por hornablenda verde ($43\pm 4\%$), plagioclasa ($31\pm 4\%$), cuarzo ($22\pm 4\%$) y magnetita ($5\pm 4\%$).

En sección fina son faneríticas, hipidiomórficas, holocristalinas y de grano fino. Presentan una textura nematoblástica con plagioclasa, cuarzo y hornablenda de forma prismática. La plagioclasa presenta maclado polisintético según la ley de la albita, con leve alteración y orientada en forma similar a la hornablenda. El cuarzo se presenta con bordes lisos y a veces angulosos, elongado, como cristales hialinos que forman la textura nematoblástica junto a la plagioclasa y la hornablenda. Un ejemplo de estas rocas se puede observar en la figura N° 15.

En función del porcentaje modal de cuarzo y plagioclasa, estas rocas pueden definirse como gabros cuarcíferos, según la clasificación de rocas plutónicas de la IUGS (1973). Como estas rocas han sufrido metamorfismos deben definirse entonces como metagabros cuarcíferos.

El análisis petrográfico de los metagabros cuarcíferos arroja la misma información que el análisis por difracción de rayos X realizado a la muestra AroAr-9. Para ver el difractograma correspondiente a esta muestra ver el apéndice B.

Strubinger (2009) presentó análisis químicos de las muestras de roca que están siendo descritas en este trabajo dichas concentraciones, se muestran en la tabla N° 5.

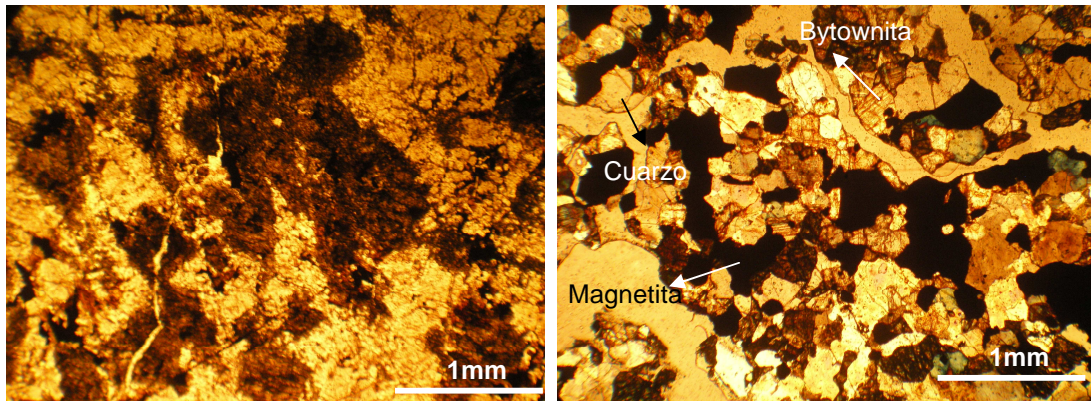


Figura N° 15: AroAr-7 con nicols paralelos (izquierda), DT-63-R con nicols cruzados (derecha)

Tabla 5: Concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios en las muestras estudiadas (%)

| Muestra | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | CaO | Na ₂ O | Al ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ |
|-----------------|------------------|--------------------------------|--------------|-------------|-------------------|--------------------------------|-------------|------------------|-------------------------------|------------------|
| LD ¹ | | 0,01 | 0,001 | 0,01 | 0,010 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,001 | 0,01 |
| AROAR- 1 | 38,08 | 53,47 | 0,020 | 0,04 | 0,027 | 0,64 | 0,10 | 0,02 | 0,110 | 0,05 |
| AROAR- 4 | 37,93 | 51,76 | 0,100 | 0,41 | 0,243 | 1,47 | 0,32 | 0,07 | 0,050 | 0,10 |
| AROAR- 7 | 44,20 | 17,44 | 0,180 | 7,70 | 4,879 | 23,38 | 5,31 | 1,13 | 0,650 | 1,43 |
| AROAR- 9 | 47,81 | 15,16 | 0,200 | 9,35 | 3,828 | 21,72 | 6,02 | 1,04 | 0,220 | 1,42 |
| AROAR- 13 | 34,09 | 51,61 | 0,150 | 0,73 | 0,081 | 1,66 | 1,11 | 0,02 | 0,040 | 0,17 |
| AROAR- 14 | 33,03 | 55,19 | 0,060 | 0,41 | 0,027 | 1,06 | 0,96 | 0,01 | 0,030 | 0,30 |
| AROAR- 15 | 39,13 | 49,75 | 0,180 | 1,08 | 0,189 | 2,98 | 1,13 | 0,07 | 0,060 | 0,27 |
| AROAR- 27 | 41,16 | 51,04 | 0,050 | 0,31 | 0,054 | 1,47 | 0,70 | 0,02 | 0,270 | 0,18 |
| AROAR- 29 | 41,27 | 47,18 | 0,280 | 0,76 | 0,297 | 2,64 | 1,34 | 0,07 | 0,100 | 0,13 |
| AROAR- 31 | 32,90 | 51,47 | 0,080 | 0,07 | 0,054 | 0,76 | 0,08 | 0,01 | 0,110 | 0,05 |
| AROR- 54R | 46,12 | 46,32 | 0,030 | 0,04 | 0,027 | 0,45 | 0,08 | 0,01 | 0,070 | 0,02 |
| AROR- 91 | 68,26 | 16,73 | 0,700 | 1,33 | 0,297 | 4,38 | 0,45 | 0,12 | 0,270 | 0,23 |
| AROR-92a | 26,32 | 43,32 | 2,520 | 0,66 | 0,297 | 9,82 | 0,40 | 0,17 | 0,180 | 0,35 |
| AROR-171 | 37,61 | 55,90 | 0,040 | 0,01 | 0,027 | 0,34 | 0,05 | 0,01 | 0,110 | 0,02 |
| AROR- 172 | 39,90 | 50,76 | 0,060 | 0,03 | 0,027 | 0,42 | 0,05 | 0,01 | 0,130 | 0,05 |

¹: Limite de detección (LD)



Continuación de la tabla Nº 5: Concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios en las muestras de cuarcitas ferruginosas de la cuenca del río Aro (%)

| Muestra | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | CaO | Na ₂ O | Al ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ |
|-----------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------------------|--------------------------------|------|------------------|-------------------------------|------------------|
| LD ¹ | | 0,01 | 0,001 | 0,01 | 0,010 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,001 | 0,01 |
| AROR- 176 | 48,32 | 15,73 | 0,260 | 7,53 | 4,340 | 25,27 | 6,05 | 0,51 | 0,170 | 0,92 |
| AROR- 177 | 38,36 | 51,33 | 0,030 | 0,06 | 0,013 | 0,94 | 0,08 | 0,01 | 0,150 | 0,12 |
| AROR- 179 | 41,10 | 48,32 | 0,200 | 0,85 | 0,054 | 0,45 | 0,96 | 0,02 | 0,380 | 0,02 |
| AROR- 185 | 41,20 | 49,61 | 0,040 | 0,70 | 0,027 | 0,11 | 1,09 | 0,01 | 0,190 | 0,01 |
| AROR- 187 | 40,84 | 48,32 | 0,110 | 0,27 | 0,027 | 0,49 | 0,70 | 0,01 | 0,260 | 0,05 |
| AROR- 191 | 35,86 | 56,47 | 0,110 | 0,48 | 0,054 | 0,38 | 0,75 | 0,02 | 0,360 | 0,02 |
| AROR- 196 | 46,21 | 12,80 | 8,070 | 0,13 | 0,081 | 20,66 | 0,05 | 0,29 | 0,180 | 1,00 |
| AROR- 206 | 47,25 | 43,61 | 0,020 | 0,35 | 0,027 | 0,30 | 0,86 | 0,01 | 0,270 | 0,01 |
| ARO J- 7 | 47,28 | 47,18 | 0,180 | 0,07 | 0,135 | 0,60 | 0,12 | 0,02 | 0,110 | 0,02 |
| ARO J- 30 | 49,04 | 17,87 | 0,150 | 8,98 | 2,480 | 26,48 | 2,98 | 0,77 | 0,200 | 0,78 |
| BAHs- 0022 | 53,96 | 36,17 | 1,280 | 0,08 | 0,081 | 2,80 | 0,10 | 0,34 | 0,210 | 0,07 |
| DT-16A-R | 40,18 | 52,18 | 0,020 | 0,03 | 0,027 | 0,38 | 0,03 | 0,02 | 0,090 | 0,03 |
| DT-16B-R | 47,19 | 54,76 | 0,010 | 0,01 | 0,135 | 0,19 | 0,02 | 0,01 | 0,060 | 0,01 |
| DT-39A-R | 40,95 | 53,61 | 0,080 | 0,01 | 0,135 | 0,34 | 0,03 | 0,02 | 0,070 | 0,01 |
| DT-06-R | 43,41 | 51,18 | 0,010 | 0,04 | 0,135 | 1,02 | 0,07 | 0,02 | 0,100 | 0,03 |
| DT-51-R | 63,38 | 24,31 | 0,060 | 0,07 | 0,027 | 1,06 | 0,08 | 0,02 | 0,090 | 0,03 |
| DT-55-R | 61,06 | 30,60 | 0,030 | 0,06 | 0,135 | 0,53 | 0,10 | 0,02 | 0,110 | 0,01 |
| DT-56-R | 41,46 | 53,90 | 0,020 | 0,17 | 0,081 | 0,68 | 0,13 | 0,01 | 0,080 | 0,03 |
| DT-57-R | 48,16 | 52,33 | 0,130 | 0,01 | 0,135 | 0,49 | 0,02 | 0,01 | 0,090 | 0,01 |
| DT-61-R | 38,96 | 44,46 | 0,030 | 0,43 | 0,135 | 0,34 | 1,19 | 0,01 | 0,140 | 0,01 |
| DT-63-R | 44,95 | 39,32 | 0,300 | 1,39 | 0,216 | 7,93 | 3,43 | 0,02 | 0,260 | 0,20 |
| | | | | | | | | | | |
| Media | 43,53 | 42,81 | 0,440 | 1,24 | 0,520 | 4,57 | 1,03 | 0,14 | 0,170 | 0,23 |
| Desv. Están. | 8,40 | 13,93 | 1,390 | 2,60 | 1,240 | 8,02 | 1,65 | 0,28 | 0,120 | 0,38 |

¹: Limite de detección (LD)



Al observar estos datos, se puede apreciar que las muestras que están en rojo, tienen una composición química característica de rocas máficas. Además, coinciden con las muestras que por su asociación mineralógica fueron denominadas metagabros cuarcíferos. Por otro lado el resto de las muestras coincide con las denominadas cuarcitas ferruginosas, por lo que tanto la composición química como la composición mineralógica dan el mismo tipo de información sobre estas rocas.

La presencia de ferrosilita en las cuarcitas ferruginosas, según Klein (2005), puede indicar que estas rocas sufrieron un metamorfismo que se encuentra entre las isógradas pertenecientes a las zonas de la cianita y la silimanita que, en función de presión y temperatura, caen dentro de la facie de la anfíbolita, la cual, según varios autores (Pisapia, 2007; Sifontes, 2003), es la facie metamórfica predominante que se observa en las rocas de la región. Esto concuerda con la asociación mineralógica que presentan los metagabros cuarcíferos ya que, dicha mineralogía es característica de ese grado de metamorfismo.

Las formaciones de hierro han sido clasificadas de distintas formas, por lo que se tratara de clasificar las rocas objeto de este estudio en función de las tres clasificaciones principales, la de James (1954) en función por su composición mineralógica, Gross (1980) por el ambiente tectónico en el que se originaron y Beukes y Gutzmer (2008) en base a la textura de estas.

Las cuarcitas ferruginosas son ricas en magnetita \pm hematita y cuarzo, con una pequeña proporción no siempre constante de ferrosilita, por lo que, según James (1954) pueden clasificarse como formaciones de hierro ricas en óxidos.

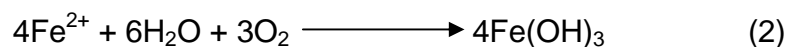
En las rocas estudiadas tanto el cuarzo, como la magnetita y la hematita son minerales primarios, ya que no muestran reemplazo por otro mineral. Pero por otro lado, como resultado de condiciones de alto grado de metamorfismo, como el que se puede observar para estas rocas (zona de la cianita y la silimanita), se generan silicatos de hierro como la ferrosilita. Esto indica la pérdida de CO₂, producto de la reacción entre el



cuarzo y los carbonatos presentes en la roca (Klein, 1973). Originalmente las cuarcitas ferruginosas que están siendo estudiadas, fueron rocas sedimentarias, que pudieron haber tenido una asociación mineralógica, conformado por cuarzo, magnetita y carbonatos, pero no en su totalidad sino en ciertas áreas. El hecho de encontrar magnetita como óxido de hierro primario y no hematita, viene dado por las características del ambiente en el que se forman cada uno.

En el Precámbrico, los océanos existentes en la Tierra eran predominantemente reductores, por lo que todo el hierro generado por procesos hidrotermales exalativos y procesos de meteorización, se encontraba en su forma reducida como Fe^{2+} . Este Fe^{2+} es muy móvil en ambientes acuosos. Este hierro con el tiempo se acumuló en los océanos, lo que luego de su precipitación, explica el enriquecimiento importante de hierro en las formaciones de hierro.

Al aparecer la vida en los océanos e iniciarse el proceso de fotosíntesis, junto con el proceso de fotólisis del agua, comienza la producción de oxígeno. Este oxígeno fue utilizado para oxidar especies metálicas, comenzando con aquellas cuyos potenciales de reducción fueran bajos, entre ellos el más importante para este estudio, el hierro. Este es oxidado, pasando de Fe^{2+} a Fe^{3+} , el cual es inmóvil en solución, por lo cual precipita y dicho precipitado, se considera que era $\text{Fe}(\text{OH})_3$, y esta oxidación sucedía según la ecuación:

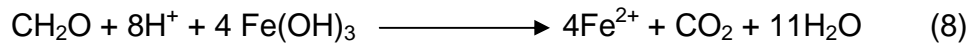


En función de la ubicación de este $\text{Fe}(\text{OH})_3$ en el fondo marino, diferentes reacciones han de ocurrir, generando diferentes minerales. De esto, se puede deducir la ubicación de los sedimentos que dieron origen a las rocas objeto de este estudio.

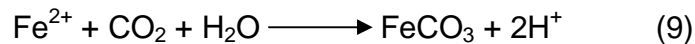
La siderita en las formaciones de hierro, según Beukes y Gutzmer (2008), se producen por la reducción asimilatoria del $\text{Fe}(\text{OH})_3$ por los organismos, la cual depende de la



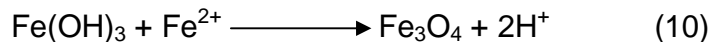
disponibilidad de materia orgánica y del hierro y el CO₂ liberado según la siguiente reacción:



La ecuación 8, muestra que en los reactivos hay un consumo de protones para formar agua, lo que aumenta el pH del sistema favoreciendo la precipitación de siderita, como se ve a continuación:



La estabilidad de la siderita depende de la pCO₂. La formación de magnetita en vez de siderita, se verá favorecida en ambientes en los que la pCO₂ sea muy baja y el aporte de materia orgánica limitado. En estos ambientes hay una reducción parcial del Fe(OH)₃, lo que permite que ocurra la reacción siguiente:



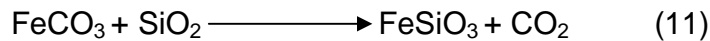
Esta reacción es muy similar a la mostrada en la ecuación 9 en la que hay producción de protones, lo que puede facilitar o causar la reducción asimilatoria de hierro, donde se consumen protones (ecuación 8).

La formación de siderita a partir de la reducción asimilatoria de Fe³⁺, implica que parte del Fe²⁺ en la siderita autigénica se deriva directamente del Fe(OH)₃. Por otro lado, en la transformación de Fe(OH)₃ a magnetita, el Fe²⁺ no solo se deriva de la reducción del Fe(OH)₃, si no también del Fe²⁺ aún presente en los fondos marinos (Beukes y Gutzmer, 2008).

Aunque la formación de siderita y magnetita se desarrollan bajo condiciones distintas, una pequeña variación en esas condiciones, puede favorecer la formación de uno de estos minerales con respecto al otro. A pesar de que estas rocas son ricas en



magnetita, la presencia de ferrosilita en ciertas muestras indica que la siderita existió en las rocas que dieron origen a las cuarcitas ferruginosas, pero en una proporción muy baja con respecto a la magnetita, ya que la ferrosilita puede generarse por la reacción entre cuarzo y siderita. La siguiente reacción resume el proceso:



La formación de magnetita con respecto a la hematita, se ve favorecida ya que este último mineral necesita de un ambiente más oxidante, que el aporte de materia orgánica sea bajo o inexistente y que no exista la reducción asimilatoria de $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

El tener cierto aporte de materia orgánica capaz de reducir el Fe^{3+} a Fe^{2+} , que exista una p_{CO_2} alta y que este presente la siderita en estas rocas, indica que, muy probablemente, el ambiente de sedimentación para los sedimentos que originaron estas rocas estaba muy cerca de la plataforma. Por esta razón las rocas objeto de este estudio pueden clasificarse según Gross (1980), como formaciones de hierro tipo Lago Superior. Para visualizar mejor su ambiente de formación se utiliza un modelo de sedimentación propuesto por Beukes et al. (1990) (figura N° 16). Las muestras AroAr-31, Aror-91, Aror-196 y otras con las mismas características, se pueden ubicar en el límite magnetita-hematita propuesto en este modelo. Muestras como las AroAr-14, AroAr29 y Aror-179, se encontrarían en el límite magnetita-siderita, esto se deduce como consecuencia de la presencia de ferrosilita en estas muestras.

Strubinger (2009) presenta un gráfico que muestra la concentración en ppm de cinc contra el porcentaje de óxido de aluminio en cuarcitas ferruginosas que corresponden a las que están siendo estudiadas en este trabajo y las compara con esta misma relación en formaciones de hierro tipo Lago Superior y Algoma. La relación Zn vs. Al_2O_3 en las muestras estudiadas se distribuye hacia la zona perteneciente a formaciones de hierro tipo Lago Superior (Figura N° 17), lo que apoya con datos químicos la clasificación que se le está dando aquí a las cuarcitas ferruginosas.

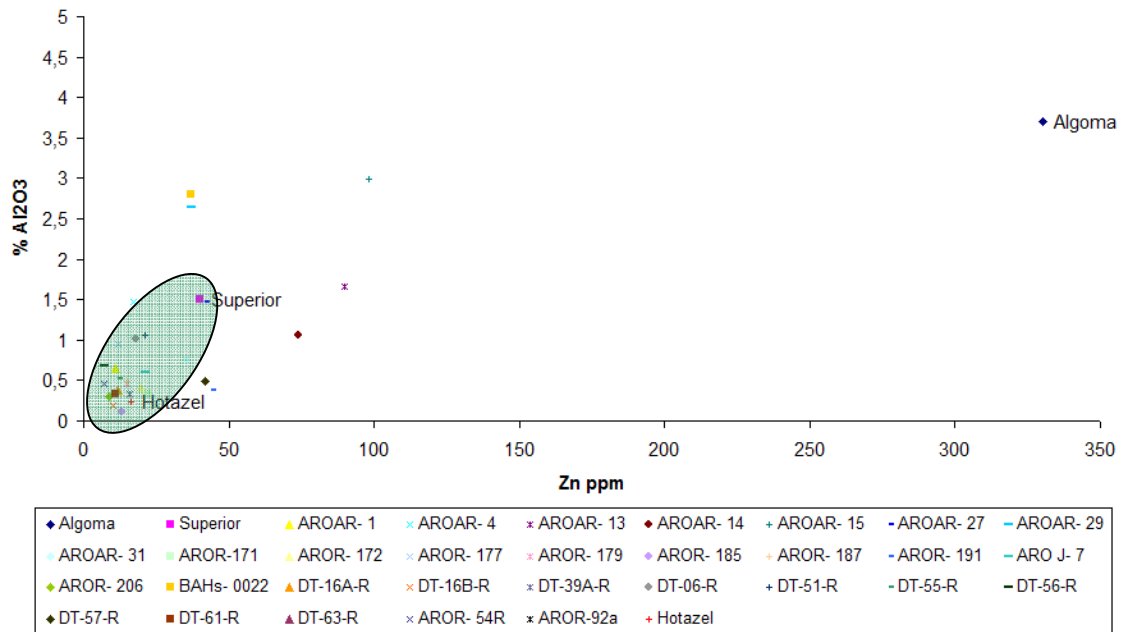


Figura N° 17: Relación Zn vs. Al_2O_3 para formaciones de hierro tipo Lago Superior, Algoma y las muestras estudiadas. Tomado de Strubinger, 2009.

Por la ubicación de las muestras y de la concentración de ferrosilita y hematita, se tiene que muchas de las muestras pertenecientes al río Arizo, tienen ferrosilita por lo que las formaciones de hierro encontradas en la cuenca de este río pueden estar asociadas a un ambiente que se encuentre, cercano al margen continental de la plataforma. Otras que están hacia el Noreste (figura N° 18), tienen hematita por lo que estas deberían estar más alejadas de este margen. Teniendo que estas rocas están geográficamente relacionadas y su ubicación se adapta al modelo utilizado para explicar el ambiente que dio origen a los sedimentos que a futuro generaron a las cuarcitas ferruginosas que se están estudiando.



Caracterización mineralógica de las cuarcitas ferruginosas encontradas en la cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela

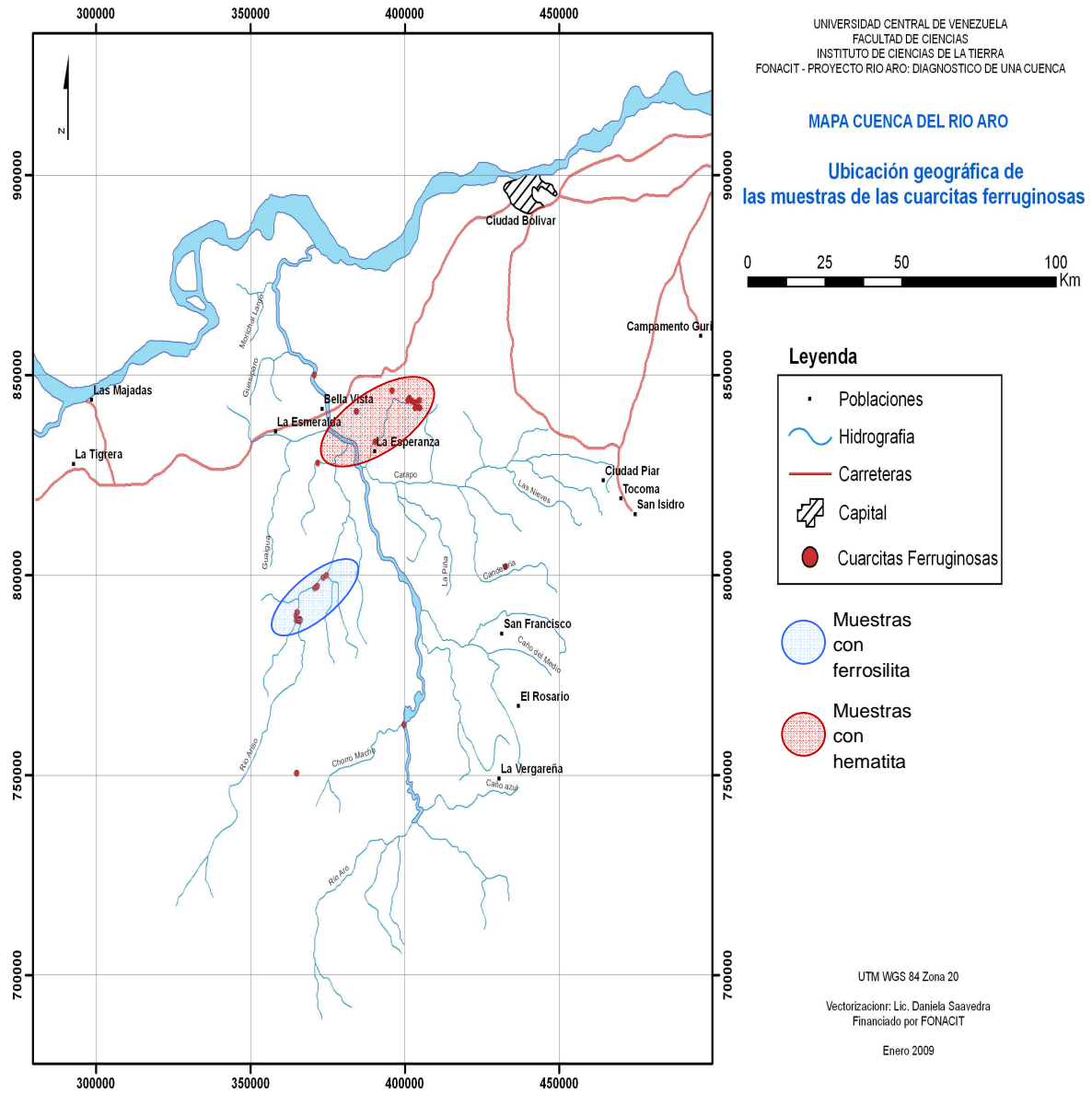


Figura N° 18. Mapa con la distribución espacial de las muestras y su relación con la mineralogía. (nota: es importante destacar que esta diferenciación no incluye al 100% de las muestras, si no que es una tendencia)



CONCLUSIONES

De lo expuesto en los capítulos anteriores, se concluye lo siguiente:

- Las rocas estudiadas se dividen en cuarcitas ferruginosas y metagabros cuarcíferos.
- Las cuarcitas ferruginosas tienen una composición mineralógica conformada por cuarzo (49-65%), magnetita (26-44%), hematita (3-23%), ferrosilita (8-20%) y plagioclasa (2-6%).
- Los metagabros cuarcíferos tienen una composición mineralógica conformada por hornablenda verde (41-47%), plagioclasa del tipo bytownita (27-35%), cuarzo (18-26%) y magnetita (5±4).
- Las cuarcitas ferruginosas tienen una textura xenoblástica, mientras que los metagabros tienen una textura nematoblástica.
- El metamorfismo alcanzado por estas rocas (tanto los metagabros como las cuarcitas ferruginosas), es de la facie de la anfíbolita, en la isógrada perteneciente a la zona de la cianita y la silimanita.
- El aumento en el grado de metamorfismo no afectó de forma relevante la asociación mineralógica de estas rocas. Solo en el caso de las cuarcitas ferruginosas observamos la presencia de ferrosilita como mineral producto del metamorfismo.
- Las cuarcitas ferruginosas pueden clasificarse en función de su mineralogía según James (1954) como formaciones de hierro ricas en óxidos.



- Las cuarcitas ferruginosas en función de su textura según Beukes y Gutzmer (2008), pueden clasificarse como Fearenitas tipo Packstone o formaciones granulares de hierro tipo Packstone.
- Las cuarcitas ferruginosas en base a su composición mineralógica y con apoyo de la composición química, pueden clasificarse según Gross (1980) como formaciones de hierro tipo Lago Superior.
- Las cuarcitas ferruginosas se agrupan geográficamente por su concentración de ferrosilita y hematita en dos áreas, que coinciden con la ubicación que propone Beukes et al. (1990) para estos minerales en su modelo de sedimentación para las formaciones de hierro.



RECOMENDACIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos se plantean las siguientes sugerencias:

- Realizar un estudio mas detallado de la zona de estudio, tomando mas muestras y determinando la extensión de las cuarcitas ferruginosas en la zona.
- Determinar el potencial minero de las cuarcitas ferruginosas encontradas en la cuenca del río Aro, para poder calcular las reservas de hierro con las que cuenta el país.
- Determinar la edad de las cuarcitas ferruginosas encontradas en la cuenca del río Aro y compararla con la edad de las rocas de la zona, para encontrar una relación entre estas y las cuarcitas ferruginosas.
- Extender el estudio a otras regiones de la Provincia de Imataca, a fin de conocer la relación de estas rocas con las cuarcitas ferruginosas encontradas en la cuenca del río Aro.



BIBLIOGRAFÍA

- Araujo, E. M., 1977. El mineral de hierro en Venezuela: El Minero. 13-20.
- Ayres, D.E., 1972. Genesis of iron-bearing minerals in banded iron formation mesobands in the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia. *Economic Geology* 67, 1214-1233.
- Beukes N.J., 1983. Paleoenvironmental setting of iron-formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup, South Africa, en: Trendall A.F., Morris R.C., *Iron-formation: Facts and Problems*, Elsevier, New York, 131-209.
- Beukes, N.J. y Gutzmer, J., 2008. Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary: *Economic Geology* 15, 5-47.
- Beukes, N.J. y Klein, C., 1992. Models for iron-formation deposition, en: Schopf, J.W. and Klein, C., *The Proterozoic Biosphere: a multidisciplinary study*, Cambridge University Press, New York, 147-151.
- Beukes, N.J., Klein, C., Kaufmann, A.J. y Hayes, J.M., 1990. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotopic variations in a Early Proterozoic transition from limestone to iron-formation deposition Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology* 85, 663-690.
- Braterman, P.S. y Cairns-Smith, A.G., 1987. Iron photo precipitation and the genesis of the banded iron formation, en: Appel, P.W.U., Laberge, G.L., *Precambrian iron formations: Athens, Greece, Theophrastus*, 215-245.
- Castro, L., 1994. Genesis of banded iron formations. *Economic Geology* 89, 1384-1397.
- CVG-Tecnica Minera C.A., 1991. Informe de avance NC-20-14 y NB-20-2. Proyecto inventario de los recursos naturales de la región Guayana. Ciudad Bolívar. Venezuela.
- CVG-Tecnica Minera C.A., 1998. Informe hidrográfico, cuenca río Aro. Proyecto inventario de los recursos naturales de la región Guayana. Ciudad Bolívar. Venezuela.
- Dimroth, E. y Chauvel, J., 1973. Petrography of the Sokoman iron formation in part of the Central Labrador Through, Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 84, 111-134.
- Dougan, T., 1977. The Imataca Complex, near to Cerro Bolívar, Venezuela. A calcalkaline Archean protolite. *Precambrian Research* 4, 237-268.



Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, en: Ham, W.E., Classification of carbonate rocks: Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, 108-121.

Ferencic, A., 1970. Yacimientos de mena ferrifera del distrito San Isidro, estado Bolívar, Venezuela. Boletín Geológico, Caracas, 207-318.

Figueredo N., 1984. Caracterización geoquímica de sedimentos fluviales provenientes de la zona septentrional del edo. Bolívar. Tesis de grado, Universidad Central de Venezuela.

French, B.M., 1973. Mineral assemblages in diagenetic and low grade metamorphic iron-formation. Economic Geology 68, 1063-1074.

Fripp R.E., 1976. Stratabound gold deposits in Archaean banded iron-formation, Rhodesia. Economic Geology 71, 58-75.

Garbán, G., 2001. Geoquímica de formaciones bandeadas de hierro pertenecientes al Complejo Estructural de Imataca, estado Bolívar, Venezuela. Memorias del XI congreso Latinoamericano de Geología.

Gross, G.A., 1980, A classification of iron-formation based on depositional environments. Canadian mineralogist 18, 215-222.

Groves D.I., Phillips N., Ho S.E. y Houstoun S.M., 1987. Craton-scale distribution of Archaean greenstone gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model. Economic Geology 82, 2045-2058.

Harnmeijer, J.P., 2003. Banded iron formation: a continuing enigma of geology. University of Washington.

James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron formation. Economic Geology 49, 235-293.

James H.L. y Trendall A.F., 1982. Banded iron formation: distribution in time and paleoenvironmental significance, en: Holland H.D., Schidlowski M., Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere, Springer-Verlag, New York, 199-218.

Jiménez, Y., 2004. Cartografía geoquímica de las cuencas de los ríos Caura y Aro, a través de sedimentos fluviales con fines prospectivos. Trabajo especial de grado. Instituto de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela.

Kalliokoski, J., 1965. Geología de la parte norte-central del Escudo de Guayana, Venezuela. Boletín Geológico. Caracas. 29-104.



Kerr, P., 1965. Mineralogía Óptica. Primera Parte. McGraw Hill Book Company, INC. Toronto.

Kirschvink, J.L., 1992. Late Proterozoic low latitude global glaciation: The Snowball Earth., en: Schopf, J.W. and Klein, C., The Proterozoic Biosphere: a multidisciplinary study, Cambridge University Press, New York, 51-52.

Klein, C., 1973. Changes in Mineral Assemblages with Metamorphism of Some Banded Precambrian Iron-Formations. Economic Geology 68, 1075-1088.

Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. American Mineralogist 90, 1473-1499.

Klein, C. y Beukes, N.J., 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. Economic Geology 88, 542-565.

Klein, C. y Ladeira, E., 2000. Geochemistry and petrology of some Proterozoic Banded Iron-Formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Economic Geology 95, 405-427.

Klein, C. y Ladeira, E., 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic Banded Iron-Formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. Economic Geology 99, 1233-1244.

MARNR, 1982. Sistemas ambientales venezolanos. Proyecto VEN/79/001. Región Guayana I.

Martin, C., 1979. Mapa geológico-tectónico y anomalías de Bouguer Caroní-Aro-Paragua. Ministerio de Energía y Minas (MEM), Venezuela.

McCandless, G., 1965. Reconocimiento geológico de la región noroccidental del estado Bolívar. Boletín Geológico, Caracas, 19-28.

Mendoza, V., 2000. Evolución geotectónica y recursos minerales del escudo de Guayana en Venezuela (y su relación con el escudo Sudamericano). Universidad de Oriente, Escuela de Ciencias de la Tierra.

Morris, R.C., 1980. A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron formation in the Hamersley iron Province of Western Australia. Economic Geology 75, 184-209.

Pasquali, J., 2003. Informe geoquímico del proyecto FONACIT G-2000001199 primer año. Río Aro: diagnóstico de la cuenca. No publicado. FONACIT. Universidad Central de Venezuela.



Phillips G.N., Groves D.I. y Martyn J.E., 1984. An epigenetic origin for Archaean banded iron-formation-hosted gold deposits. *Economic Geology* 79, 162-171.

Pisapia V., 2006. Estudio petrográfico de rocas metamórficas de la Provincia de Imataca, en la parte norte de la cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela. Trabajo especial de grado. Instituto de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela.

Rubio, E.; C. Martín Bellizzia; A. Bellizzia y R. La Forest, 1952. Geología, paragénesis y reservas de los yacimientos de hierro de Imataca en Venezuela. *Boletín Geológico*, Caracas, 5-48.

Ruckmick, J.C., 1963. The iron ores of Cerro Bolívar, Venezuela. *Economic Geology* 58, 218-236.

Saager, R., Oberthür, T., y Tomschi H.P., 1987. Geochemistry and Mineralogy of Banded Iron Formation Hosted Gold Mineralization in the Gwanda Greenstone Belt, Zimbabwe. *Economic Geology* 82, 2017-2032.

Sidder G.B. y Mendoza V., 1995. Geology of the Venezuelan Guayana Shield and its relation to the geology of the entire Guayana Shield. En: Sidder G.B., García, A.E. y Stoesser, J.W., *Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield*. United States Geological Survey, Bulletin 2062, B1-B45.

Sifontes, R., 2003. Informe geológico del proyecto FONACIT G-2000001199 primer año. Río Aro: diagnóstico de la cuenca. No publicado. FONACIT. Universidad Central de Venezuela.

Simonson B.M., 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. *Geological Society of America Bulletin* 96, 244-252.

Stam, J.C., 1963. Geology, petrology and iron deposits of the Guiana Shield Venezuela *Economic Geology* 58, 70-83.

Strubinger, P., 2009. Caracterización geoquímica de las cuarcitas ferruginosas situadas en la cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela. Trabajo especial de grado. Instituto de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela.

Tepedino, V., 1985-a. Geología de la región del Bajo Caura, Estado Bolívar. *Boletín Geológico*, Caracas, 151-162.

Tepedino, V., 1985-b. Geología de la región del medio y Alto Caura. Estado Bolívar. *Boletín Geológico*, Caracas, 140-150.

Trendall, A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *International Association of Sedimentologist Special Publication* 33, 33-66.



Trendall, A.F., 1983. The Hamersley Basin, en: Trendall, A.F., Y Morris, R.C., Iron formations: Facts and problems: Elsevier, 69-129.

Veizer J., 1983. Geologic evolution of the Archean-Early Proterozoic Earth, en: Schopf J.W., Earth's Earliest Biosphere, Princeton University Press, New Jersey, 240-259.

Widdel F., Schnell S., Heising S., Ehrenreich A., Assmus B. y Schink B., 1993, Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. Nature 362, 834-836.

Yanez, C., 1997. Estudio geoquímico regional de los ríos del Escudo de Guayana. Tesis doctoral, Universidad Central de Venezuela.

Yanez, C., 2003. Informe hidrogeoquímico del Proyecto FONACIT G-2000001199 primer año. Río Aro: diagnóstico de la cuenca. No publicado. FONACIT. Universidad Central de Venezuela.



APENDICE A

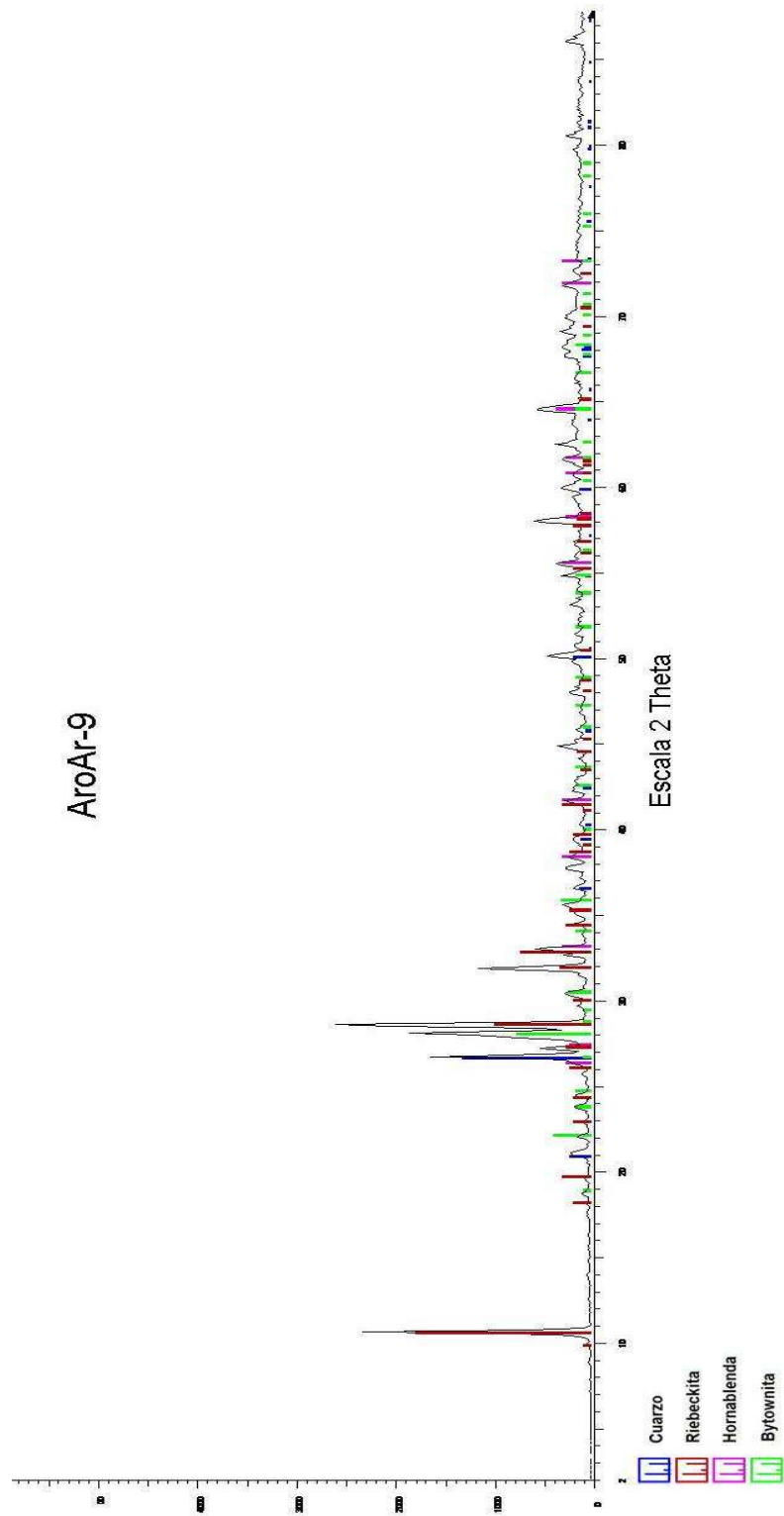
Coordenadas de la ubicación de cada una de las muestras estudiadas

| Muestra | E | N |
|-----------|--------|--------|
| AROAR- 1 | 371434 | 797079 |
| AROAR- 4 | 365148 | 790659 |
| AROAR- 7 | 364778 | 789856 |
| AROAR- 8 | 365864 | 788682 |
| AROAR- 9 | 364864 | 788682 |
| AROAR- 12 | 365860 | 788500 |
| AROAR- 13 | 365864 | 788682 |
| AROAR- 14 | 365864 | 788682 |
| AROAR- 15 | 365864 | 788682 |
| AROAR- 27 | 370821 | 796705 |
| AROAR- 29 | 373603 | 799377 |
| AROAR- 31 | 374674 | 799977 |
| AROR- 54R | 432653 | 802137 |
| AROR- 91 | 384330 | 840874 |
| AROR-92a | 384330 | 840874 |
| AROR-171 | 364949 | 750538 |
| AROR- 172 | 364949 | 750538 |
| AROR- 176 | 365932 | 788941 |

| Muestra | E | N |
|------------|--------|--------|
| AROR- 177 | 365956 | 788825 |
| AROR- 179 | 365873 | 788709 |
| AROR- 185 | 366129 | 788703 |
| AROR- 187 | 365159 | 790666 |
| AROR- 191 | 371714 | 797287 |
| AROR- 196 | 371780 | 828024 |
| AROR- 206 | 404750 | 843600 |
| ARO J- 7 | 399729 | 762591 |
| ARO J- 30 | 370735 | 850048 |
| BAHs- 0022 | 390378 | 833308 |
| DT-16A-R | 403360 | 843059 |
| DT-39A-R | 404894 | 841751 |
| DT-06-R | 404750 | 843600 |
| DT-51-R | 404472 | 841899 |
| DT-55-R | 402379 | 843388 |
| DT-56-R | 401545 | 844122 |
| DT-57-R | 401137 | 843592 |
| DT-61-R | 395869 | 846077 |
| DT-63-R | 403350 | 841711 |



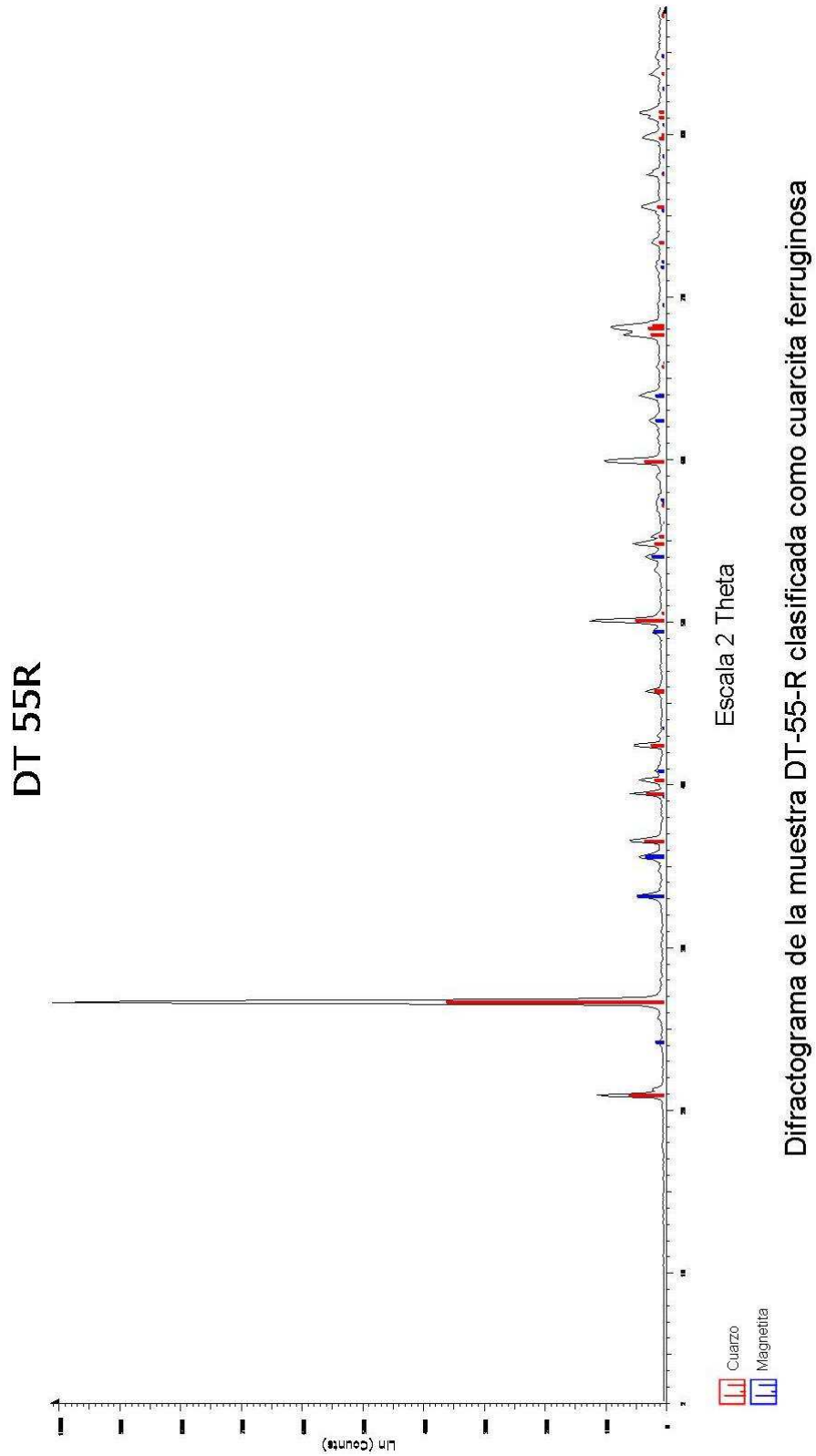
APÉNDICE B



Difractograma de la muestra AroAr-9 clasificada como Metagabro cuarcifero

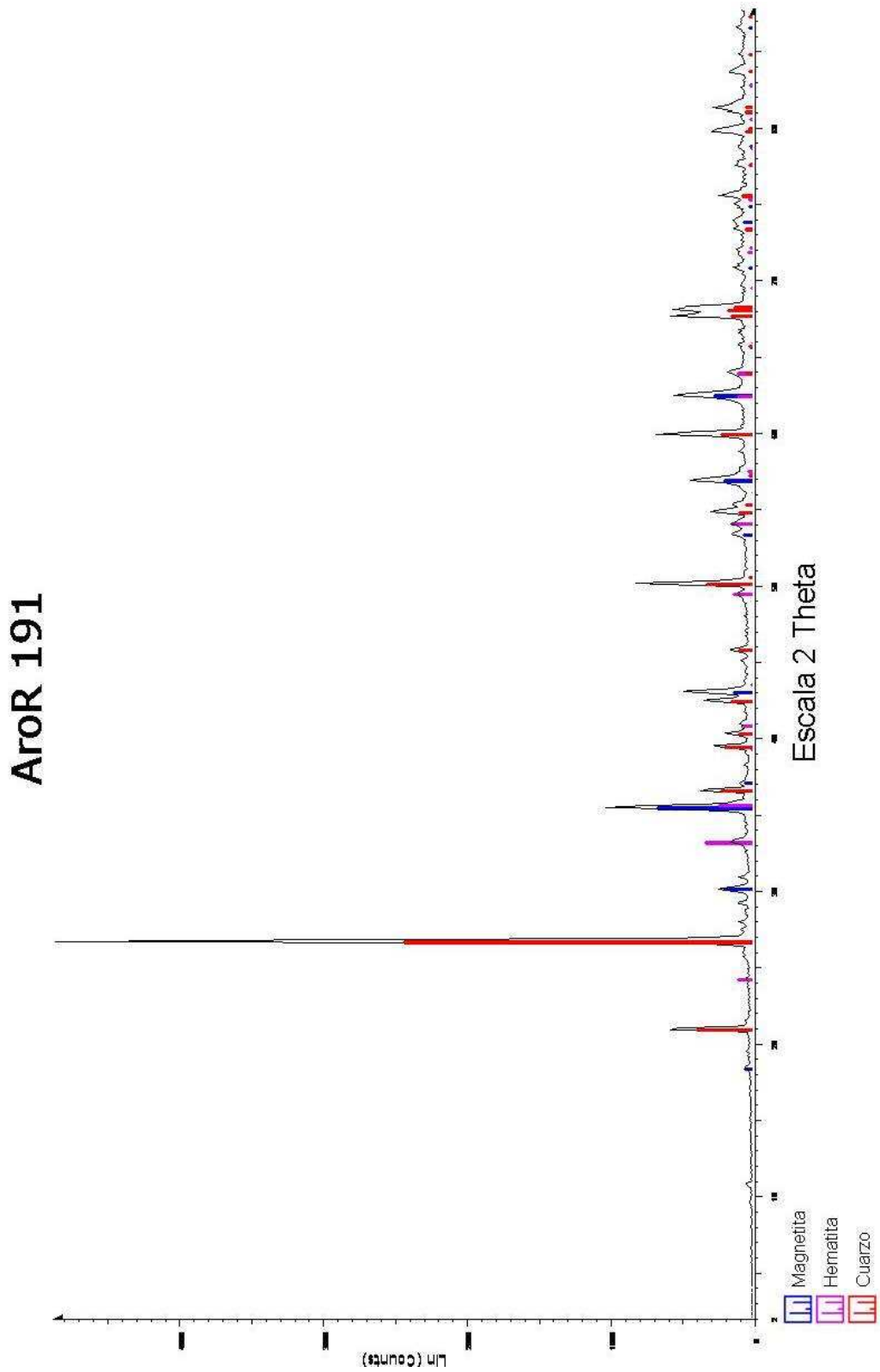


APÉNDICE C



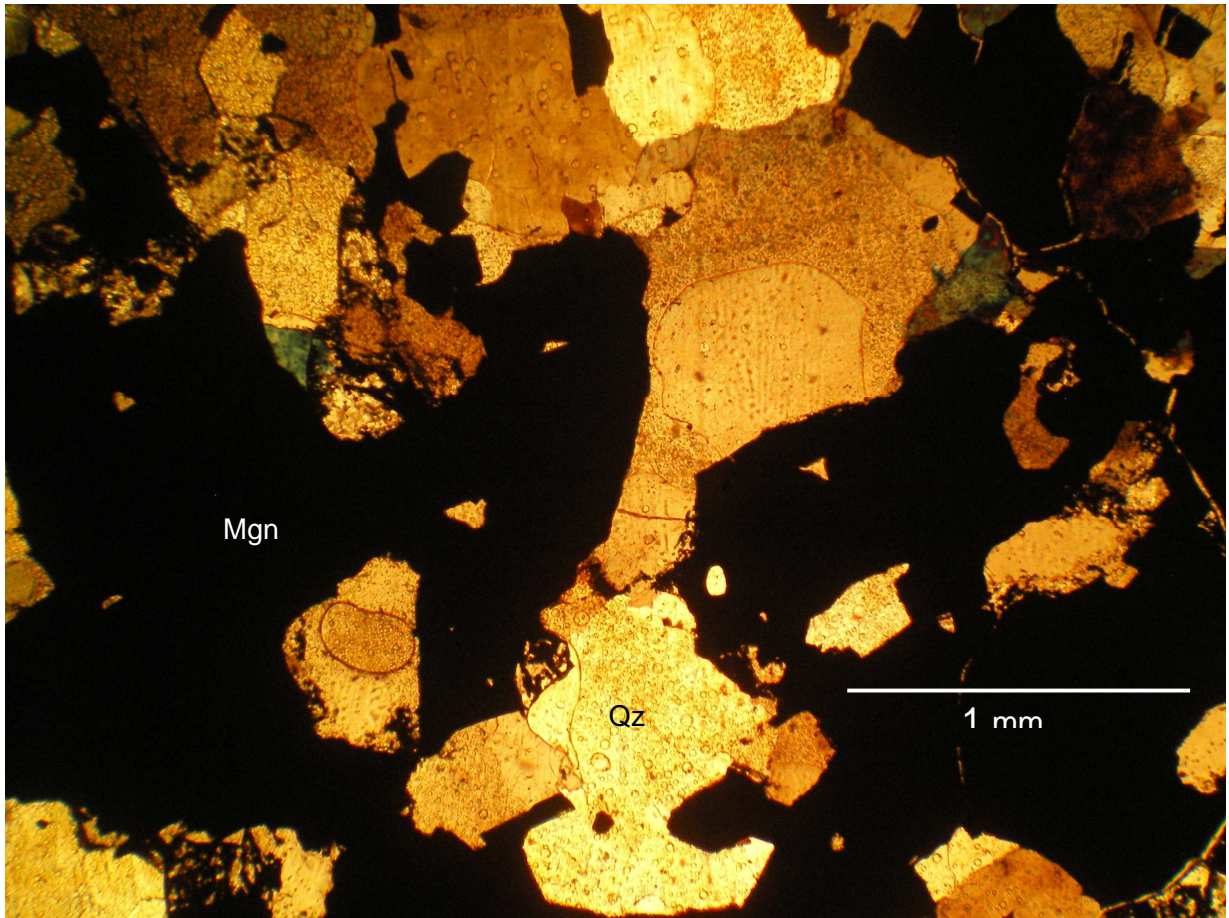


APÉNDICE D



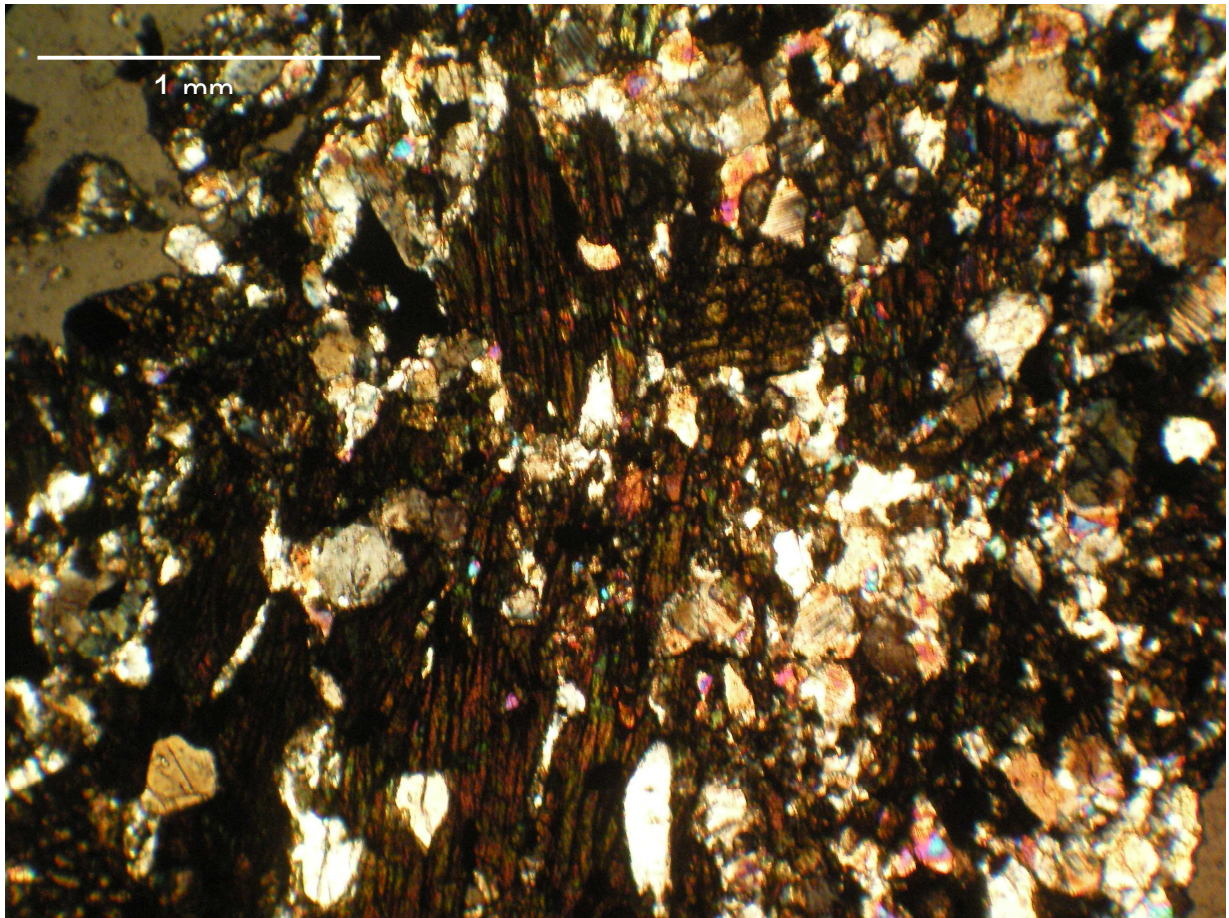
Difractograma de la muestra Aror-191 clasificada como cuarcita ferruginosa

APENDICE E



La muestra DT-06-R presenta minerales con poco fracturamiento, lo que podría indicar que los esfuerzos aplicados sobre esta roca no fueron tan intensos como en otras.

APENDICE F



La muestra Aror-179 es la muestra que tenía mayor contenido de ferrosilita.