

Trabajo Fin de Grado Geología 2014. Universidad de Zaragoza

**“Formaciones bandeadas de hierro del
SE de Angola: Caracterización
mineralógica y textural del yacimiento de
Tchamutete”**

Andrés Sampedro Berges

ÍNDICE

págs.

1. ABSTRACT	3
2. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	4
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	4
3.1 Geología de Angola	
3.2 Localización del yacimiento	
3.3 Antecedentes de la zona	
4. METODOLOGÍA	9
4.1 Trabajo de laboratorio	
5. YACIMIENTOS TIPO BIF: GENERALIDADES	12
5.1 Definición	
5.2 Tipos de formaciones bandeadas de hierro	
5.3 Modelos de formación	
5.4 Tipos de yacimientos de tipo BIF	
5.5 Procesos de enriquecimiento	
6. DESCRIPCIÓN DEL YACIMIENTO	18
6.1 Facies estratigráficas	
6.2 Microscopía electrónica de barrido (SEM)	
7. DISCUSIÓN	25
8. CONCLUSIONS	26
9. BIBLIOGRAFÍA	27

1.ABSTRACT

Iron formations are economically important sedimentary rocks, most of them deposited on Archean and early Paleoproterozoic sea floors. These chemical sediments present a heterogeneous suite of iron-rich minerals including oxides (hematite or magnetite), silicates (greenalite, minnesotaite or stilnomelane), carbonates (siderite and ankerite) and sulfides (pyrite).

Tchamutete's ore, situated on the south group of Cassinga mining district (south of the Angolan province of Huila) is a BIF archean deposit in age (ca2700 Ma), which could be divided in two different subgroups: Jamba group, where Tchamutete occurs, and Cuandja group, both of them formed by volcano-sedimentary units.

After using different instrumental techniques like X-rays, optic microscope and SEM we have obtained the mineralogical compositions of all samples: hematite, martite, accessory magnetite and quartz.

Samples have been classified depending on their iron proportion and their position in the stratigraphy sequence. Thus, from deepest to shallowest we have identified three facies:

Facies A: samples with the lowest iron concentration (<30% hematite) and, therefore, thinner hematite bands.

Facies B: with higher iron concentration and narrower quartz bands.

Facies C: massive hematite (almost 100%), which shows strong weathering processes that led to an appearance of blue/dust hematite. These samples have very low quartz proportions.

The overall results suggest that Tchamutete deposit is a Superior type-iron formation, enriched by supergene processes. With respect to the mineralogical classification, it belongs to a high-grade hematite ore (more than 60% wt.Fe), specifically a microplaty-hematite type

2. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

Esta memoria se ha realizado bajo las directrices de la asignatura “Trabajo Fin de Grado” de título general “Formaciones bandeadas de hierro del SE de Angola: Caracterización mineralógica y textural del yacimiento de Tchamutete”. Durante su realización se ha caracterizado un yacimiento de hierro bandeado (BIF), localizado al Sur de Angola, en la región de Huila.

Uno de los objetivos de este TFG es profundizar en el uso de la metodología básica empleada en la exploración y estudio de los recursos minerales. Para desarrollarlo se han utilizado distintas técnicas, en su mayoría instrumentales, como son la difracción de rayos X, microscopía óptica de luz transmitida y reflejada y microscopía electrónica (SEM).

Otro de los objetivos derivados de la realización de esta memoria es adquirir un mayor conocimiento de los modelos de formación y enriquecimiento de este tipo de yacimientos a través de la caracterización mineralógica del yacimiento de Tchamutete.

Finalmente, la recopilación de los datos, su tratamiento y exposición, tanto de forma escrita como oral, servirán para demostrar los conocimientos, habilidades y actitudes adquiridas a lo largo del grado.

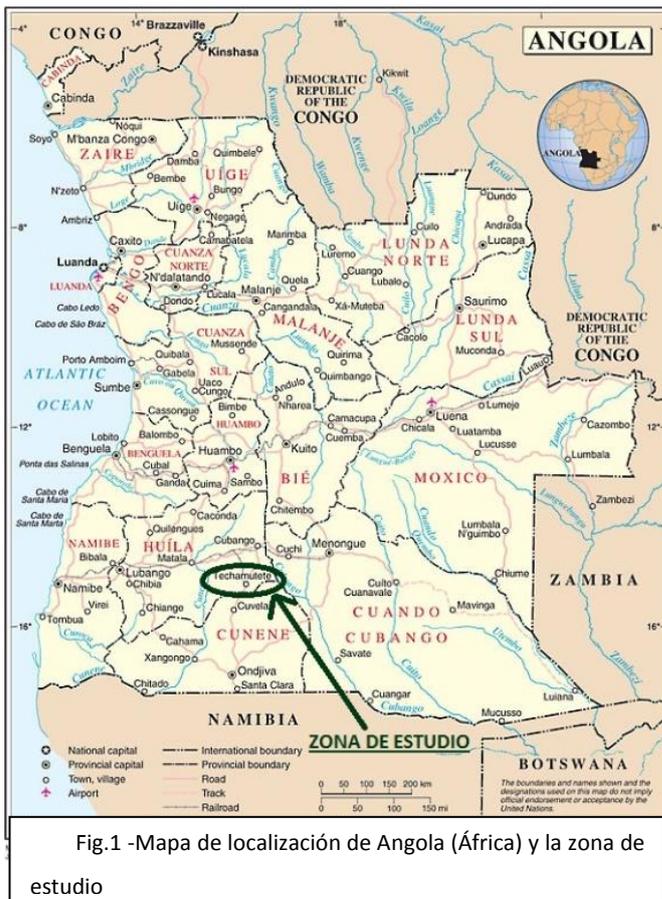
3. CONTEXTO GEOLÓGICO

El yacimiento estudiado se localiza en el Suroeste del continente africano, concretamente en la región angoleña de Huila, dentro del término municipal de Tchamutete (fig.1).

3.1 GEOLOGÍA DE ANGOLA

África en general y Angola en particular son lugares interesantes desde un punto de vista geológico. En el continente africano destacan la presencia de un gran número de cratones. Entre estos cratones los más destacables son los escudos arcaicos como el de Kaapvaal o el de Congo-Kasai (reconocible en el NE de Angola), además de una serie de cratones paleoproterozoicos en donde se encuadra el cratón que encontramos en la zona SO del territorio Angoleño, el cratón de Angola (Fig.2A). Cada uno de estos cratones presenta particularidades geológicas diferentes en cuanto a series estratigráficas, plutonismo, deformación y metamorfismo, que son el resultado de la superposición de diferentes procesos orogénicos.

El cratón de Angola, donde se encuentra el yacimiento estudiado, se extiende desde Angola, cubriendo el Oeste del Congo y llegando hasta el SW de Camerún. La evolución cortical está dominada por una herencia Arcaica que se observa por la presencia de gneises, anfibolitas y formaciones volcano-sedimentarias metamorfozadas y por greenstone belts. Las rocas generalmente están bien preservadas pero en algunos lugares del Norte del cratón se encuentran más deformadas debido a los esfuerzos derivados de la ascensión del cratón contiguo, cratón de Congo-Kasai. La sucesión de cuatro orogenias en el proterozoico (Limpopo-Liberiana, Eburneana, Kibariana y Panafricana), hacen que progresivamente se vayan acrecionando estos bloques. Este proceso, acompañado con la convergencia de placas de América del Sur y África, hace que a finales de la Era Proterozoica ya se hubiera constituido lo que hoy conocemos y podemos ver.



3.2 LOCALIZACIÓN DEL YACIMIENTO

La información sobre los yacimientos de Angola (Fig.2.B) es más bien escasa, a pesar de ello hay algo de información sobre la geología del distrito minero de Cassinga, situado al sur de la provincia de Huila. Este distrito minero lo podemos dividir en 2 grupos: Cassinga Norte (yacimiento de Cateruca) y Cassinga Sur (yacimiento de Tchamutete)

Estos depósitos, localizados en el cratón de Angola, se formaron durante el Ciclo orogénico Limpopo-Liberiano y están datados en más de 2700 Ma (Neoarcaico, Gonçalves,2007).Consisten en formaciones de hierro bandeado (BIF) de gran extensión, e incluidos en cinturones de series sedimentarias que según Milesi et al. (2006), tienen abundantes manifestaciones de rocas volcánicas básicas que han

sufrido metamorfismo de grado bajo (a pesar de estar afectadas posteriormente por otras orogenias) en facies de esquistos verdes.

El supergrupo de Cassinga (Fig.2.C) está formado por 2 grandes grupos y según Carvalho y Alves (1993), podrían corresponder al Arcaico superior (2800 -2600 Ma), y se dispondrían discordantes sobre las series del Arcaico inferior (Gonçalves, 2007). Estos dos grupos son:

Grupo **Jamba (>2500 Ma)** está formado de base a techo por una alternancia de metagrauvascas con filitas (1000 m), metabasitas, andesitas y tobas (300 m), cuarcitas y esquistos (1200 m). En estos últimos se destaca la presencia de potentes niveles de Itabiritas que, según Carvalho y Alves (1993), se corresponden con los BIF de tipo Algoma.

Grupo **Cuandja o Chivanda** (Neoarcaico superior – Paleoproterozoico) es una unidad volcano-sedimentaria, que de base a techo consta de metapsammitas y metaruditas (215-300m), basaltos, andesitas y tobas (1300 m).

El yacimiento de BIF de Tchamutete encaja en el grupo volcano-sedimentario de Jamba.

Desde un punto de vista estructural la deformación de estos materiales precámbricos es compleja y polifásica ya que están afectados por cabalgamientos, pliegues y fallas de distintas fases. La región de Cassinga está caracterizada por su intenso plegamiento (anticlinales y sinclinales con dirección Norte-Sur) además del metamorfismo regional en facies esquistos verdes.

Las áreas del sureste de Angola (incluida la zona de Tchamutete), están cubiertas por los depósitos arenosos de Kalahari, (grupo sub-Kalahari), lo que llevó a sugerir a Haddon (2005), que dichos materiales podrían estar ocultando yacimientos minerales de importancia económica.

3.3 ANTECEDENTES DE LA ZONA

Respecto a los estudios geológicos realizados en Angola hay que recalcar que son más bien escasos. Los principales estudios son los realizados por los portugueses hacia 1967 (concretamente en el área de Chibia y Jamba), además de los estudios de Carvalho y Alves (1993), Haddon (2005) y Gonçalves (2007), que han servido para definir una gran cantidad de aspectos geológicos como las formaciones, los grupos o la tectónica existente en la provincia de Huila.

La región de Cassinga (tanto norte como sur) es la más importante en cuanto a producción de hierro en el país. En ella se cuantifican más de 100 afloramientos de depósitos de BIF (alto grado) con unas reservas estimadas de más de 4.2 billones de toneladas en toda la región y cerca del 8% de ese total se estima que se encuentra en el yacimiento de Tchamutete (Monteiro Dos Santos, 2010).

La explotación del hierro a partir de los yacimientos tipo BIF han tenido un peso importante en la economía del país Africano durante toda su historia, facturando hace unas décadas unos 50 millones de US\$ anuales (Callaghan, 2013).

Su extracción, llevada a cabo fundamentalmente por empresas portuguesas, ha tenido una explotación intermitente por culpa de la inestabilidad política y guerra civiles acontecidos en estos últimos años. A pesar de estas adversidades se tienen datos de que entre 1970 y 1975 se explotaron, principalmente en las provincias de Huila y Huambo, alrededor de 5,7 millones de toneladas por año.

Tras la independencia de Portugal, la reactivación de las minas de hierro fue uno de los principales planes del nuevo gobierno. Hoy en día la Empresa Nacional de Hierro de Angola (Ferrangol) se encarga de la exploración, minería, procesado y marketing de los minerales.

4.METODOLOGÍA

4.1 TRABAJO DE LABORATORIO



Fig.3. Vista aérea general de la zona de estudio, mina de Tchamutete. Situación de los puntos donde se recogieron las muestras.

Con las muestras recogidas por la Dra. Isabel Fanlo y el Dr. Ignacio Subias en la zona de estudio (Fig.3) durante una campaña de campo previa se eligieron las más representativas para su estudio y caracterización:

A) PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA RAYOS X

Los pasos a seguir para preparar las muestras han sido:

- El corte de las muestras de campo con una cortadora de disco de 500mm de diámetro
- El triturado de los cortes con una trituradora de mandíbulas
- La molienda con un molino de aros hasta obtener un polvo que pueda pasar por un tamiz de luz de malla de 53 μm .
- Por último se cuartea el polvo resultante para obtener así una muestra representativa y que utilizaremos para la realización de la difracción de rayos-X.

B) DIFRACCION DE RAYOS X

El objetivo del empleo de la difracción es el de conocer la mineralogía de las muestras que tenemos. Para poder hacer el análisis es necesario preparar un porta-muestras (con un hueco rectangular en el centro), que se rellena compactamente de polvo fino (<53 μm) y homogéneo y así conseguir que los cristales queden posicionados en todas las orientaciones posibles. Seguidamente esta muestra se introduce en el goniómetro para que los rayos-X incidan sobre ella.

Los espectros de difracción se han obtenidos gracias a un difractómetro de ánodo rotatorio de la marca Phillips, modelo PW1729, ubicado en el área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza. Se ha utilizado un monocromador de grafito con el fin de seleccionar la radiación $\text{CuK}\alpha$ del ánodo de cobre ($\lambda=1.5418 \text{ \AA}$). La caracterización de las muestras se ha realizado mediante el método del polvo cristalino. El registro y análisis de los diagramas de difracción se ha llevado a cabo mediante el programa informático X Powder (versión 2004.1) (Martin,2004), que genera difractogramas. Estos difractogramas reflejan todas las variaciones en la intensidad de los rayos X detectados en función del ángulo 2θ . Las muestras fueron analizadas con barridos exploratorios rutinarios (velocidad de exploración de $0,1^\circ$ de $2\theta/\text{s}$ y constante de tiempo de 0,4).

Las muestras estudiadas con estas técnicas son las etiquetadas como: Tcha 1, Tcha 2, Tcha 3, Tcha 4, Tcha 5A, Tcha 5B, Tcha 6A, Tcha 6B y Tcha 7.

C) MICROSCOPIA ÓPTICA

El estudio de láminas delgado pulidas y probetas mediante esta técnica aporta información sobre las características mineralógicas y texturales principales que, a priori, en mano es imposible observar. Para ello se han utilizado microscopios de luz transmitida y de luz reflejada (Fig.4).

En nuestro yacimiento se han estudiado las siguientes láminas delgadas pulidas: Tch-3, Tch-4, Tch-5B. Respecto a las probetas pulidas que hemos estudiado son: Tcha-4, Tcha-5, Tcha-11, Tcha-33.



Fig.4. Imagen microscopio del área de mineralogía y cristalografía de la Universidad de Zaragoza.

D) MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)

Para esta parte se ha utilizado un microscopio electrónico de barrido **JEOL JSM 6400**(Fig.5), perteneciente al Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales, en el Centro Politécnico Superior de la Universidad de Zaragoza (CPS). Este microscopio está especialmente indicado para la observación de la superficie de materiales con la posibilidad de realizar análisis semicuantitativos de las zonas de la muestra que nos interesen y así obtener una aproximación de la composición de los minerales.



Fig.5. Imagen del Microscopio Electrónico de Barrido localizado en el CPS de la Universidad de Zaragoza

Con el JEOL JSM 6400 se pueden generar imágenes de electrones secundarios y de electrones retrodispersados acelerados por la producción de una diferencia de potencial entre un ánodo y un cátodo. Las condiciones de trabajo para nuestras muestras fueron un haz incidente de 20 KV y una distancia de trabajo de 15 mm.

Para que las muestras fueran conductoras se metalizaron con grafito y el tratamiento de los datos se realizó con el software INCA Xsight de Oxford Instruments.

Gracias a este método se puede obtener información muy completa y variada: morfología y topografía de las muestras, zonados composicionales, mapas de concentraciones y análisis semi-cuantitativos de puntos que nos interesen.

Se seleccionaron 2 láminas delgado-pulidas: Tch-4 y Tch-5B. Se realizaron imágenes de electrones retrodispersados y análisis semi-cuantitativos con el fin de determinar algunas fases mineralógicas que por su pequeño tamaño y cantidad no pudieron identificarse con las anteriores técnicas.

E) TRATAMIENTO DE DATOS

Finalmente, todos los datos obtenidos a lo largo de los distintos métodos se trataron con los programas informáticos adecuados a los resultados obtenidos. Así destacamos el uso de los programas Corel para la edición de fotografías y figuras, y Excel para el tratamiento de datos.

5. YACIMIENTOS TIPO BIF: GENERALIDADES

5.1 DEFINICIÓN

El término BIF (Formaciones de Hierro Bandeado) hace referencia a sedimentos químicos bandeados con 15% o más de hierro, depositados en ambientes marinos y compuestos por capas alternantes ricas en minerales de hierro y chert, (Klein and Beukes, 1993). Según James (1954), la mineralogía puede consistir en: óxidos (hematites y magnetita), silicatos (greenalita, minnesotaita, stilnomelane), carbonatos (siderita y ankerita), y sulfuros (pirita).

Un yacimiento tipo BIF es el resultado del enriquecimiento de las formaciones bandeadas de hierro, lo que da lugar a un yacimiento de alta ley (desde un 56% hasta un 68% en Fe), que las hacen explotables.

5.2 TIPOS DE FORMACIONES BANDEADAS DE HIERRO

Las formaciones bandeadas de hierro según Bekker et al. (2010) se clasifican dependiendo de la época en la que precipitaron (Fig.6). Así diferenciamos los siguientes tipos de formaciones:

Tipo Algoma: Los más antiguos. Formados entre 3.5-3.0 Ga (Edad Arcaica). Este tipo de formaciones son pequeñas en cuanto a volumen, están formadas exclusivamente por BIF y relacionadas directamente con volcanismo submarino y a veces con yacimientos tipo VMS. Localizados dentro de greenstone belts.

Tipo Superior: Formados entre 2.5-2.0 Ga (Neoarcaico-Paleoproterozoico). Asociados a secuencias estratigráficas de rocas sedimentarias (carbonatos, cuarzo y/o pizarras negras) de márgenes pasivos y, generalmente, sin relación con rocas volcánicas. Mucho mayor tonelaje que los anteriores.

Tipo Rapitan: Los más recientes y los menos comunes. Formados entre 1.0-0.5 Ga (Neoproterozoico). Relacionados con sedimentos glaciares. Mineralogía sencilla formada únicamente por hematites y cuarzo. Poco interés económico.

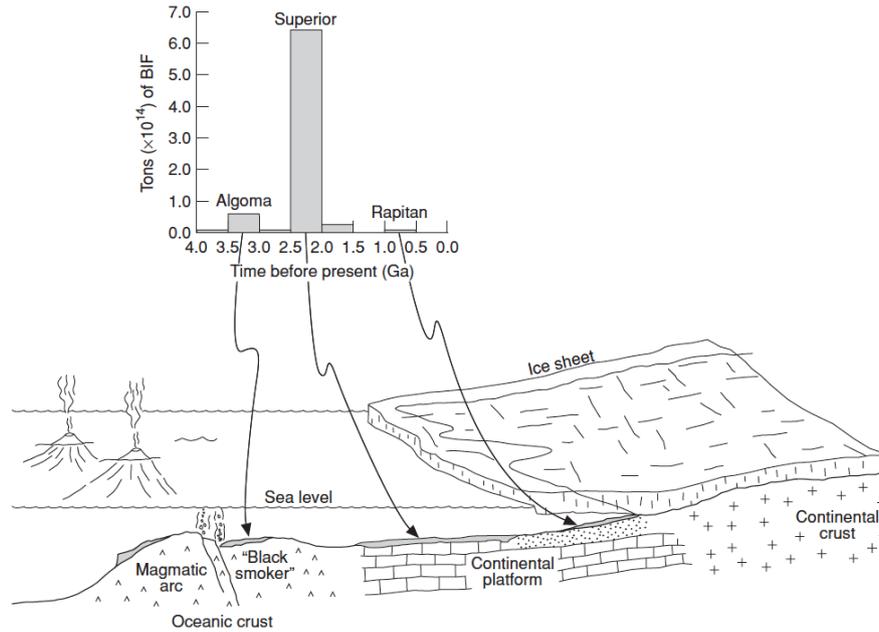


Fig.6. Distribución temporal y zonal de los 3 tipos de BIF

5.3 MODELOS DE FORMACIÓN

Hoy en día todavía no se ha llegado a un acuerdo sobre el modelo de formación de este tipo de yacimientos (debido a la ausencia de análogos modernos), ni los mecanismos que provocaron la precipitación del Fe. Sí que hay consenso en que los BIF precámbricos se formaron por precipitación en agua marina, la cual contenía elevadas cantidades de Fe^{2+} cuyo origen pudo ser posible por una atmósfera reducida, baja concentración de sulfato y sulfhídrico marino o un alto flujo de Fe hidrotermal.

Ahora bien, el mecanismo específico implicado en el depósito de estas formaciones de Fe sigue siendo un conflicto. Las hipótesis más aceptadas para explicar dicha formación son:

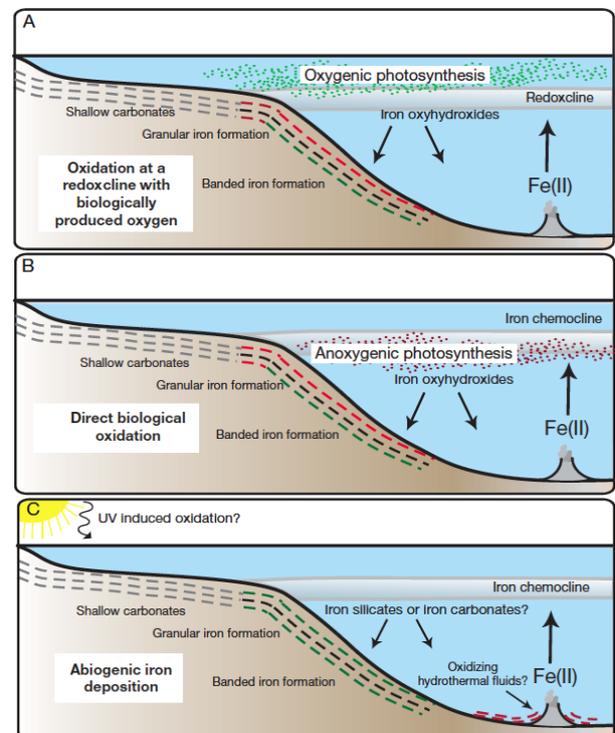


Fig.7. Hipótesis sobre los modelos de formación del hierro bandeado

- A) Oxidación de Fe^{2+} por cianobacterias (Fig.7.A). Debido a la producción de oxígeno de las cianobacterias, consideradas los precursores de la fotosíntesis en los océanos arcaicos.
- B) Oxidación del Fe por bacterias (Fig.7.B). Oxidación metabólica del hierro ferroso por la actuación de bacterias oxidantes.
- C) Fotooxidación de Fe por rayos UV (Fig.7.C). Alternativa a las hipótesis biológicas y que se basa en la idea de la oxidación del Fe debido al alto flujo de rayos ultravioletas que incidían en la superficie terrestre antes de que la concentración de oxígeno aumentase en la atmósfera y se crease la capa de ozono, hechos que hicieron que la incidencia de rayos ultravioletas disminuyesen.

5.4 TIPOS DE YACIMIENTOS DE TIPO BIF

Desde un punto de vista económico y de explotación según Clout y Simonson (2005), los yacimientos se clasifican en 3 tipos:

- A) Formaciones de hierro primario no enriquecidas, con un 30-45% de Fe. Los óxidos pueden ser hematites o magnetita. Este tipo de yacimiento solo se explota en Norteamérica y China, siendo la mayor fuente de hierro en estos países.
- B) Yacimientos de martita-goethita con un contenido entre 56-63 % de Fe. Hay una gran abundancia de oxi-hidroxidos, formados por procesos recientes de enriquecimiento supergénico y reemplazamiento de los minerales primarios. Se caracterizan por el predominio de goethita sobre martita, y por una buena preservación del bandeo inicial. Los mayores yacimientos se encuentran en Australia.
- C) Yacimientos de hematites de alta ley con 60-68% de Fe. Se subdividen en:
 - Microplaty hematites, formada por el reemplazamiento de bandas de silicatos y carbonatos por óxidos de hierro. Los más importantes se encuentran en el cratón de Pilbara, Australia.
 - Hematites (incluyendo Itabirita). Compuestos por martita residual y/o hematites, debido a la lixiviación de la ganga. Pueden contener bajas concentraciones (<15%) de goethita. Gran importancia de las superficies erosivas. Son BIF oxidados, metamorfizados y heterogéneamente deformados. El Cuadrilátero Ferrífero de Brasil es uno de los mejores ejemplos.

5.5 PROCESOS DE ENRIQUECIMIENTO

Todos los yacimientos de hierro de alto grado se producen por un enriquecimiento en hierro de las formaciones originales. En algunos casos como el enriquecimiento de yacimientos de hematites de alta ley, todavía no hay acuerdo sobre el proceso que ha generado esa alta concentración de hematites.

Los principales procesos de enriquecimiento se producen mediante un lavado de la sílice que está en forma de chert, su reemplazamiento por óxidos de Fe (hematites o magnetita), o una combinación de ambos (Gutzmer et al., 2008). Como los yacimientos son mineralógicamente y geoquímicamente muy similares a las rocas que los hospedan, Beukes et al.(2003), propusieron 3 modelos para explicar el enriquecimiento de los yacimientos de alta ley: supergénico, hidrotermal o una combinación de ambos (hidrotermales modificados).

SUPERGÉNICO

La base de este modelo propone una concentración residual debido a la lixiviación de la ganga en las formaciones de hierro gracias a la circulación de agua subterránea a través de superficies de erosión (Fig.8). El enriquecimiento se producirá por debajo de esta superficie de erosión. Así, a medida que el agua fluye por pliegues, rupturas, fallas o incluso la porosidad existente, chert, silicatos, carbonatos y otros minerales ganga son gradualmente reemplazados por material férrico.

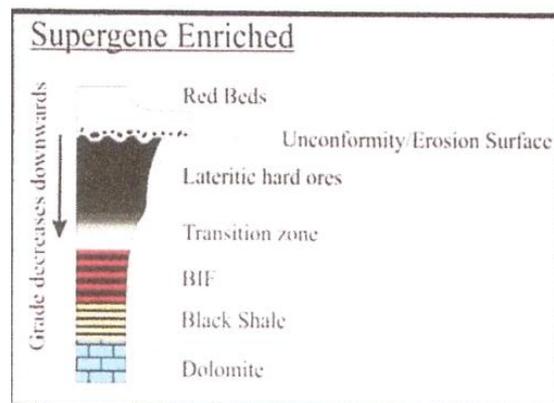


Fig.8:Esquema de un yacimiento con enriquecimiento supergénico

Con este tipo de enriquecimiento se espera que haya una disminución en la ley de Fe a medida que nos alejamos de la superficie por donde el agua se ha introducido, hasta llegar al cuerpo principal del BIF primario no modificado.

Los cuerpos de BIF enriquecidos supergénicamente suelen estar asociados también a un metamorfismo por enterramiento, lo que algunos autores como Morris (1980, 1985) y Harmsworth et al. (1990), utilizan para explicar la formación de microplaty hematites de alto grado.

Un ejemplo de yacimiento enriquecido supergénicamente es el de Urucum en Brasil.

HIDROTHERMAL.

Este modelo de enriquecimiento se basa en la ascensión, desde las zonas profundas del BIF hacia la superficie, de

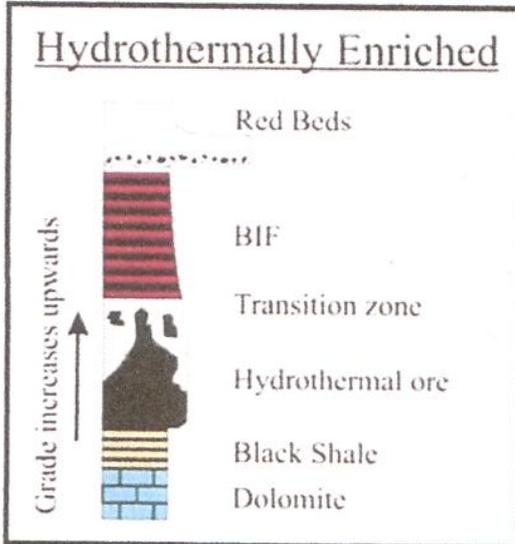


Fig.9: Esquema de un yacimiento con enriquecimiento hidrotermal

aguas de origen hidrotermal (Fig.9). Con esta movilización de fluidos se consigue un reemplazamiento de los minerales ganga (cuarzo y/o carbonatos) por nuevas generaciones de minerales de hierro (Schröder et al., 2008). Así, en los yacimientos que tengan este tipo de enriquecimiento se podrá ver que las capas más profunda tendrán una mayor ley debido a que son las primeras en enriquecerse, la ley disminuirá a medida que ascendamos hacia las zonas más superficiales de los BIF.

Alguno de los ejemplos de yacimientos enriquecidos hidrotermalmente son el yacimiento de Thabazimbi en Sudáfrica o el yacimiento de Hamersly en el Oeste de Australia.

HIDROTHERMALES MODIFICADOS

En este modelo, los yacimientos primero se enriquecieron mediante una actividad hidrotermal y, posteriormente, se superpuso un enriquecimiento supergénico, dando como resultado final cuerpos ferrosos duros envueltos por materiales saprolíticos más blandos (Fig.10).

Según Barney et al. (1999), Hagemann et al. (1999), y Thorne et al. (2004), la primera etapa, de enriquecimiento hidrotermal se divide, a su vez,

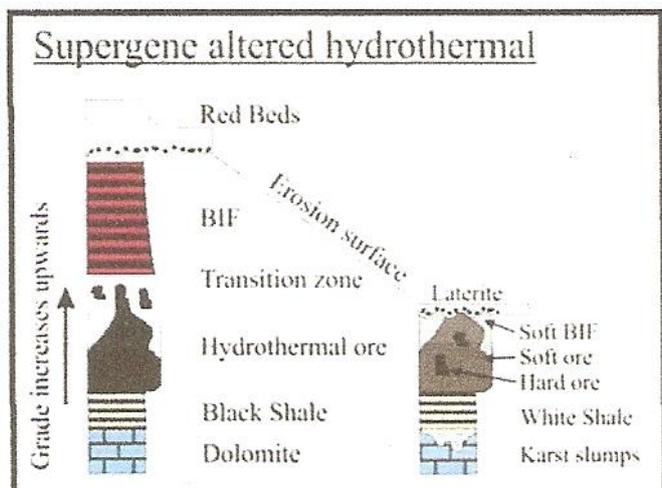


Fig.10: Esquema de un yacimiento con enriquecimiento hidrotermal modificado

Las fases se diferencian por 3 periodos distintos de ascensión de fluidos hidrotermales con diferentes temperaturas (que varían desde 120°C hasta temperaturas superiores a 400°C y asociadas a una componente magmática). Con ellas se consigue una transformación del hierro inicial hasta conseguir como resultado final martita porosa-microplaty hematites-apatito.

Respecto a la segunda etapa, fase de enriquecimiento supergénico, destacar que se produce por el descenso de aguas meteóricas a temperaturas inferiores a los 100°C lo que produce finalmente la eliminación total de la ankerita y el apatito residual, la alteración a goethita y la meteorización de bandas de composición lutítica.

El mayor ejemplo de este tipo de enriquecimiento es el Cuadrilátero Ferrífero de Brasil limitado por disconformidades, como todos los yacimientos de este tipo.

6. FACIES ESTRATIGRAFICAS

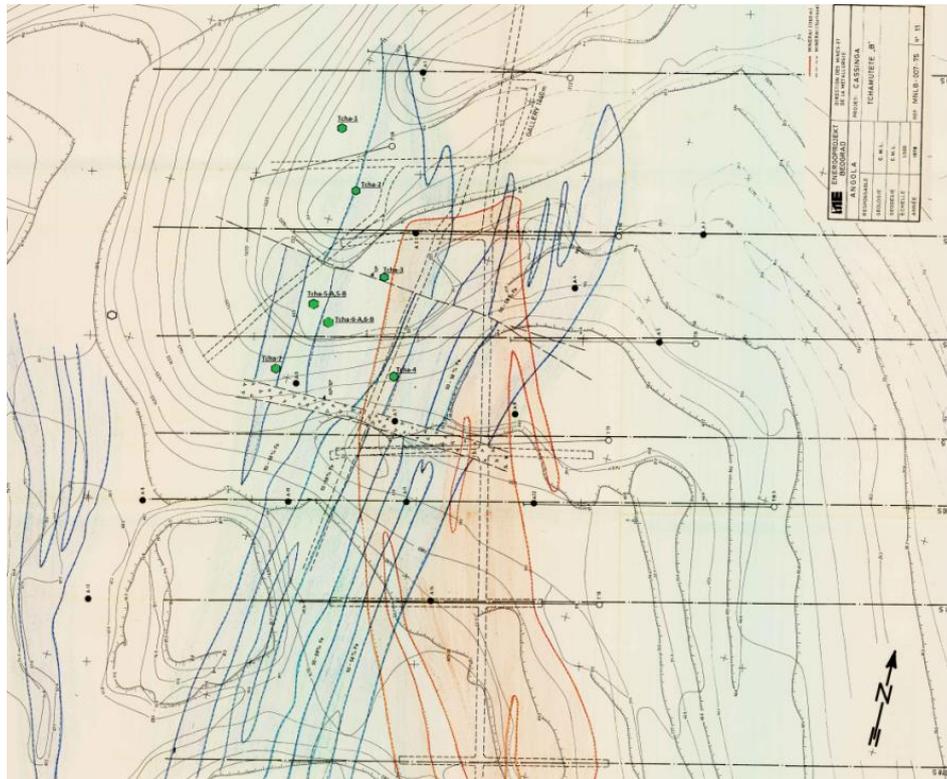
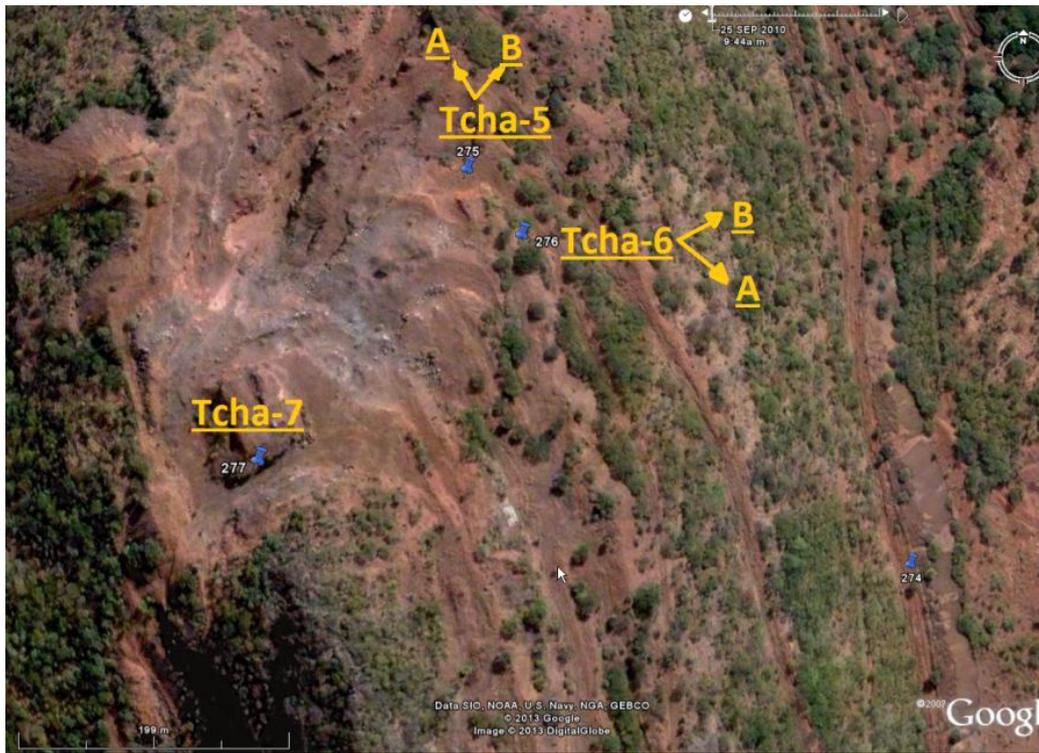


Fig.11: Vista aérea de la zona de estudio con la localización de parte de las muestras estudiadas. El mapa inferior muestra los porcentajes en Fe de las diferentes zonas del yacimiento, realizado por geólogos portugueses.

La caracterización de las distintas facies ferrosas se hará a partir de muestras que, como se ha indicado, fueron recogidas en campañas de campo previas (Fig.11).

El objetivo principal del estudio de estas muestras es determinar el grado en Fe de las mismas, agrupándolas en diferentes facies y así poder determinar el tipo de yacimiento e intentar dilucidar el posible modelo de enriquecimiento.

Las muestras se han agrupado en función de la proporción en Fe, calculada a partir de contrastar los datos del mapa de concentraciones realizado por los geólogos portugueses en la década de los 70 (Fig.11) con las observaciones realizadas en el microscopio y con el uso de los difractogramas (Fig.12) que además de proporcionarnos la composición mineralógica de cada muestra nos ayuda a calcular la proporción de cada mineral, teniendo en cuenta sus poderes reflectantes (1.5 para el cuarzo y 0.75 para la hematites). En algunos casos el porcentaje calculado ha sido superior al obtenido por los geólogos lusos.

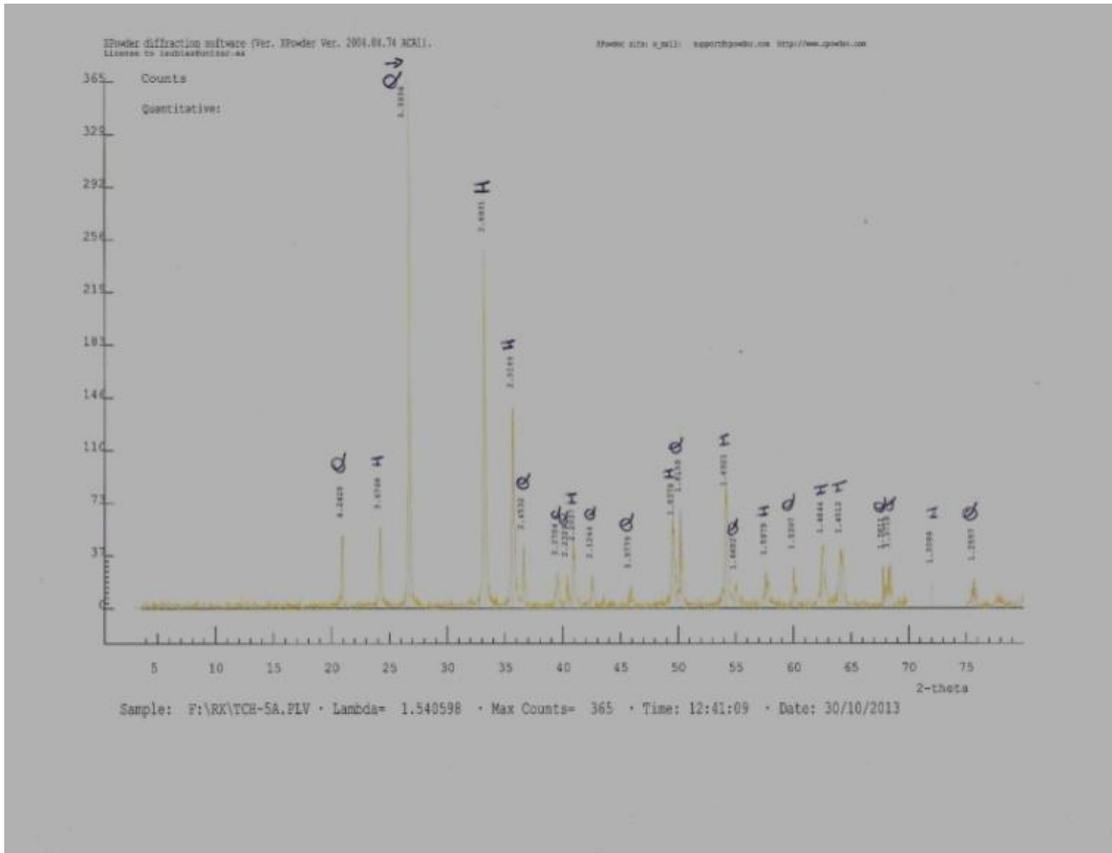


Fig.12: Difractograma para determinar la composición mineralógica así como los porcentajes de cada mineral de la muestra Tcha 5-A.

Así de menor a mayor proporción en Fe tenemos:

Facies A: La cual definimos a partir de las muestras Tcha 5-A y Tcha 5-B.

Es la más profunda dentro de la secuencia y su porcentaje de concentración de Fe es el más bajo (22.4%).

En muestra de mano son masivas, con bandas alternantes de cuarzo de color lechoso, con espesores que varían entre 0.25 y 1.5 cm para la muestra Tcha 5-A y entre 0.9 y 1.75 cm para la muestra Tcha 5-B. Las bandas de hematites presentan espesores entre 0.15 y 0.75 cm en la primera muestra y entre 0.3 y 1 cm en la segunda (Fig.13). El espesor de las bandas de hematites aumenta hacia techo. Presentan numerosas microfracturas sinsedimentarias que están rellenas de hematites y cuarzo.



Fig.13: Muestras de visu de Tcha 5-A y Tcha 5-B

En microscopio las bandas de cuarzo están formadas por cristales alotriomorfos de tamaños menores a 5 μm , es lo conocido como chert (cuarzo microcristalino) (Fig14.A) Por su parte, las bandas de hematites son masivas y están compuestas por cristales idiomorfos de hábitos tabulares y tamaños variables (1-7 μm) (Fig14.B), es decir, hablamos de microplaty hematites. Observamos que en algunas zonas los cristales de hematites tienen hábitos más hexagonales que tabulares (hábito característico de la hematites). El hecho de observar estos hábitos, junto con la presencia, en las zonas más internas, de pequeños cristales de color violeta, isótopos en nicols cruzados, y que se han identificado como magnetita, nos indica que se ha producido un proceso de martitización. Es decir, la magnetita original ha sido reemplazada pseudomórficamente por hematites, dando lugar a cristales de martita (Fig14.C). En cuanto a las microfracturas sinsedimentarias que se disponen perpendiculares a las bandas, a microscopio se observa que están rellenas por cuarzo, con un tamaño de grano mayor que el chert (50 μm aprox.) (Fig14.D). Este aumento de tamaño es debido a la percolación de fluidos cargados en sílice por dichas microfracturas, teniendo mayor espacio para la cristalización.

Facies B: Representada por la muestra Tcha 6-B. En esta muestra se aprecia que la riqueza en Fe es mayor que la definida en la Facies A con una concentración calculada de un 47,6% de Fe. Estratigráficamente se encuentra por encima de la Facies A.

En muestra de mano se pueden observar capas de cuarzo que están afectadas por microfracturas, que no llegan a atravesar toda la muestra (evidencia de deformación sinsedimentaria) y rellenas por hematites (Fig.14E) en vez de cuarzo como en la facies A.

También, dentro de estas capas de cuarzo se observan microlaminaciones de hematites dentro del mismo bandeo irregular de cuarzo, con espesores que varían entre 0.75 y 1.2 cm. Las bandas de hematites cada vez son más potentes

llegando a espesores de 2 cm. Destacar otro aspecto importante como es que el cuarzo se encuentra teñido por tonalidades rojizas ya que también estas capas se ven alteradas por los óxidos de hierro que llevan los fluidos (Fig.15).

A microscopio en estas muestras se observa que tanto el cuarzo, con cristales subidiomorfos de tamaños pequeños (alrededor de 5 μm) así como el tamaño del hierro (no supera las 10 μm) mantienen sus tamaños de las facies anterior. Microplaty hematites.

Facies C: Se ha definido con las muestras Tcha 6-A y Tcha 7. En muestra de mano son claros ejemplos de hematites masiva (Fig.16).

La ley de la hematites es muy alta con concentraciones que varían entre el 67,43% hasta el 70% siendo la facies más rica en óxido de hierro de todas las muestras analizadas. Es la facies más somera. Apenas quedan indicios de bandas de cuarzo. Las microfracturas son muy abundantes y en el caso de la muestra Tcha 7, ha sufrido una intensa meteorización, lo que le da un aspecto más pulverulento, que es lo que se conoce como hematites azul o pulverulenta (blue hematites / dust hematites).



Fig.15: Muestra de visu Tcha 6-B.



Fig.16: Muestra de mano Tcha 6-A y Tcha 7

La textura bandeada se conserva pero ahora solo se diferencia la hematites prueba de ello es a simple vista la probeta Tcha-4 en la cual este bandeado característico es solo de material férrico a diferencia de las probetas representativas de las otras facies (Fig.17). No queda nada de cuarzo ni de magnetita (Fig.14F). El tamaño de los granos de la hematites sigue siendo igual que en las facies anteriores y destacada una alta porosidad, característica típica de la microplaty hematites.



Fig.17 Comparación de probetas Tcha-5 y Tcha-4. Esta última, reemplazamiento total por hematites

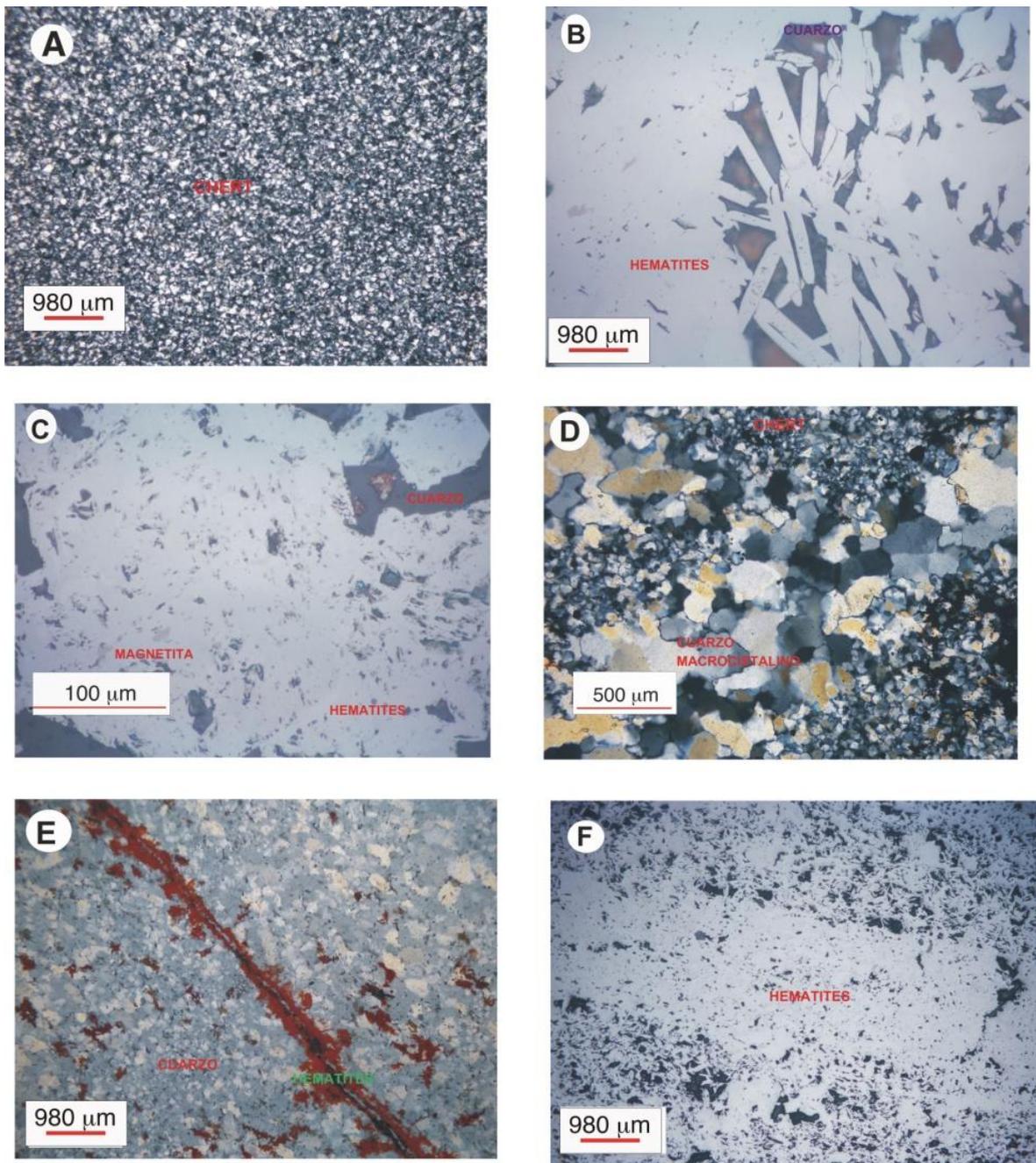


Fig.14.A: Cuarzo microcristalino (Chert).

Fig.14.B: Habito tabular característico de la hematites.

Fig.14.C: Proceso de martitización.

Fig.14.D: Cuarzo de mayor tamaño relleno de fracturas. Facies profundas.

Fig.14.E: Relleno de fracturas sinsedimentarias por hematites. Facies más someras.

Fig.14.F: Textura bandeada formada únicamente por hematites. Alta porosidad.

6.2 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)

Las muestras Tcha 4B y Tcha 5B se han estudiado por microscopía electrónica de barrido (SEM). En estas muestras fue imposible identificar algunos minerales debido a su pequeño tamaño. Al estudiarlas por microscopio electrónico, lo primero que destaca es el elevado brillo de estos minerales, indicativo de su elevado peso atómico.

Una vez determinados los elementos presentes en estos minerales mediante espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS), y teniendo en cuenta que puede haber errores en la cuantificación de los elementos hasta un 5% en peso, los minerales cuya fórmula química más se aproximaba a nuestros análisis fueron los siguientes (Fig.18):

Monacita: CePO_4 . Fosfato de cerio, que constituye la principal mena de tierras raras. También presentaba pequeñas proporciones de La y Nd.

Xenotima: YPO_4 . Fosfato de Itrio. Mineral raro en el que el Itrio puede ser sustituido gradualmente por Iterbio.

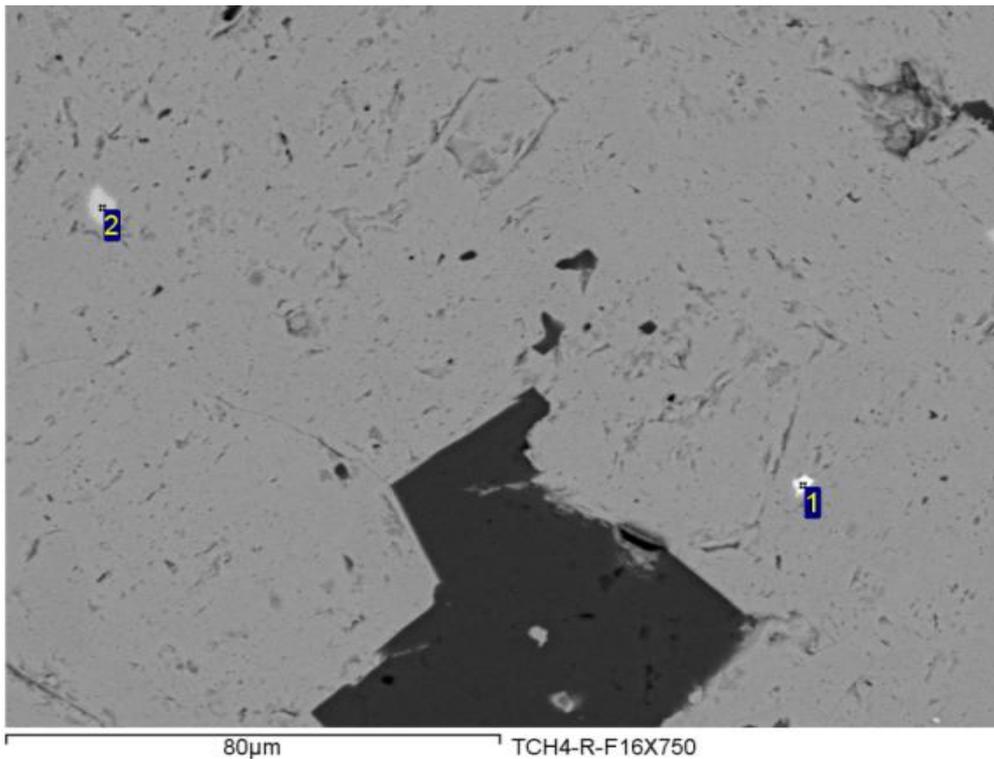


Fig.18: Fotografía a 750 aumentos de los 2 minerales de interés: 1.Xenotima y 2.Monacita

7. DISCUSIÓN

DISCUSIÓN

El yacimiento de Tchamutete encaja en los materiales del grupo Jamba, el cual presenta facies silicatadas y facies de óxidos de hierro (magnetita y hematites) y que están datados según Gonçalves (2007) en alrededor de 2.5 Ga (Neoarcaico).

Como ya se dijo en un apartado anterior, hay tres tipos de Formaciones Bandeadas de Hierro en función de la edad. Por tanto, teniendo en cuenta la edad de los materiales en los que encaja el yacimiento de Tchamutete, podemos decir que pertenece al tipo Superior.

Sin embargo en los trabajos realizados por Carvalho y Alves (1993) en el distrito de Cassinga Norte lo interpretan como tipo Algoma.

Por otra parte, los estudios mineralógicos nos indican que el mineral que precipitó originalmente en el fondo marino fue magnetita. Este ambiente marino también podría explicar la presencia de fosfatos de tierras raras (Cerio, Neodimio y Lantano), como los que se han encontrado en algunas de las muestras. Además, según Haddon (2005), la época en la que se sedimentaron los materiales en los que encaja el yacimiento, se caracterizó por ser un tiempo de apertura de rift, con abundantes manifestaciones volcánicas submarinas. Este volcanismo también podría aportar Fe y algo de REE a las aguas, favoreciendo la formación del depósito.

Para poder clasificar el yacimiento desde un punto de vista mineralógico, se va a seguir la clasificación propuesta por Clout y Simonson (2005), expresada gráficamente en la figura 19:

-En los yacimientos de hematites microplaty, el chert (cuarzo microcristalino), o las bandas de carbonatos, son reemplazadas por hematites de este tipo. Las bandas de magnetita también son reemplazadas por martita-hematites (bandas más oscuras) y las bandas de silicatos de Al por pizarras.

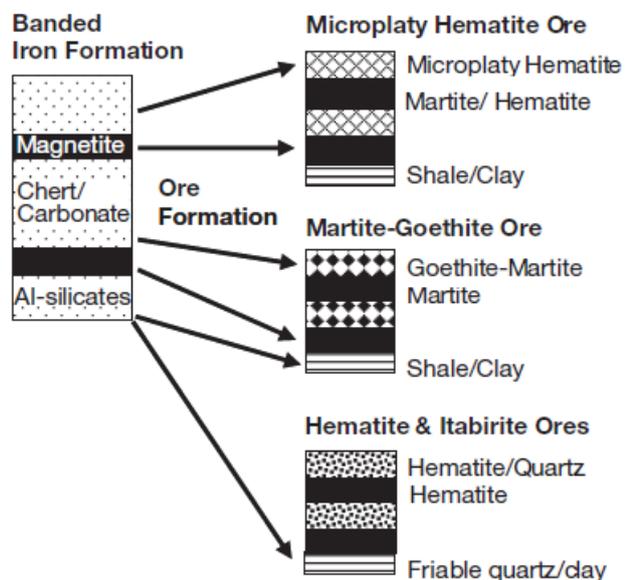


Fig.19: Esquema simplificado de las relaciones de BIF con los distintos tipos de yacimientos.

- Para los yacimientos de martita-goethita, el chert o los carbonatos son sustituidos por goethita – martita diseminada (zonación oscura), las bandas de magnetita por martita y los silicatos de Al también por pizarras.

- Y por último en los casos de itabirita y otros yacimientos de hematites la lixiviación del chert o bandas de carbonatos dan como resultado una acumulación residual de hematites o una hematites no cohesiva con cuarzo residual. En este caso las bandas de magnetita son reemplazadas por hematites y/o martita, y por último los silicatos de Al se reemplazan, como en los demás casos por pizarras. En cualquiera de los casos, el chert o los carbonatos pueden contener algo de magnetita diseminada.

En el caso del yacimiento de Tchamutete la presencia de cuarzo microcristalino, microplaty-hematites, martita y magnetita residual junto con la ausencia de goethita permiten definirlo como un yacimiento de hematites de alto grado (60-68% de Fe) y más concretamente en el subtipo de microplaty-hematites (Fig.19).

Finalmente si tenemos en cuenta que:

- 1) Hay un aumento en las leyes de Fe desde las zonas más profundas, con elevadas proporciones de magnetita y cuarzo, hacia las más superficiales con un fuerte incremento en hematites y disminución de cuarzo.
- 2) Total ausencia de minerales ganga como calcita y dolomita (carbonatos), que se forman cuando se produce un enriquecimiento de tipo hidrotermal (Beuker et al., 2003; Gutzmer et al., 2005),

Podemos decir que el yacimiento se produjo mediante un enriquecimiento de tipo supergénico.

8.CONCLUSIONS

Based on the formation ages we can concluded that Tchamutete deposit is a Superior type-iron formation.

The mineralogy consists on microplaty-hematites, martite, accessory magnetite and quartz, which indicates a microplaty hematites type ore.

Finally, a supergene model explains the overall characteristics observed in Tchamutete ore.

9. BIBLIOGRAFIA

-Bekker A., Slack John F., Planavsky N., Krapez B., Hoffmann A., Konhauser Kurt O. and Rouxel Olivier J.(2010). Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. Society of Economic Geologist, Inc. Economic Geology, v.105, 467-508 pp.

-Beukes, N.J., Gutzmer,J., Mukhopadhyay, J. (2003).The geology and origin of high-grade iron ore deposits. Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, Section B. Applied Earth Sciencies, 112pp.

-Callaghan, C.C (2013). Mineral Resource based Growth Pole Industrialisation – Ferrous Metals Report. Letlapa Consulting and TMSA.50-61pp.

-Carvalho, H., Alves,P.,(1993). The Precambrian of SW Angola and NW Namibia: General remarks, correlation analysis, economic geology. Instituto de cooperación económica (Lisboa), 38 pp.

-Clout J.M.F and Simonson B.M.(2005).Precambrian Iron Formations and Iron Formation-Hosted Iron Ore Deposits. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 643-679 pp.

-Gonçalves, A. (2007).Caracterización mineralógica, geoquímica y petrogenética de las pegmatitas graníticas de Giraul, Namibe, Angola.Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.

-Gutzmer, J., Chisonga, B.C., Beukes, N.J. and Mukhopadhyay, J. (2008). The Geochemistry of BIF-hosted High-Grade Hematite-Martite Iron Ores. Reviews in Economic Geology, 15,157-184.

-Haddon, I.G. (2005).The sub-Kalahari geology and tectonic evolution of the Kalahari basin, Southern Africa. University of the Witwatersrand (Johannesburg), 24-34 pp.

-Harmsworth, R.A., Kneeshaw, M., Morris, R.C., Robinson, C.J. & Shrivastava, P.K., (1990). BIF-derived iron ores of the Hamersley Province. In :F.E. Hughes (editor), Geology of mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Monograph 14, 617-642.

-James, H.L.(1954): Sedimentary facies of iron formation.- Econ.geol.vol 49, 235-293pp., New Haven.

-Klein, C. and Beukes N.J.,(1993).Sedimentology and Geochemistry of Glaciogenic Late Proterozoic Iron-Formation in Canada, Economic Geology, v.88, 545-565pp.

-Martin, J.D.(2004). Using X Powder: A software packaged for Powder X-Ray diffraction analysis. www.xpowder.com D.L GR 1001/04. ISBN 84-609-1497-6. 105pp., Spain.

- Milesi, J.P., Toteu, S.F., Deschamps, Y., Feybesse, J.L., Lerouge, C., Cocherie, A., Penaye, J., Tchameni, R., Moloto-A-Kenguemba, G., Kampunzu, H.A.B., Nicol, N., Duguey, E., Leistel, J.M., Saint-Martin, M., Ralay, F., Henry, C., Bouchot, V., DoumnangMbaigane, J.C., KandaKula, V., Chene, F., Monthel, J., Boutin, P. and Cailteux, J. (2006). An overview of the geology and major ore deposits of Central

Africa: Explanatory note for the 1:4,000,000 map “Geology and major ore deposits of Central Africa”. Journal of African Earth Sciences. 571-595.

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

- Morris, R.C.,(1985) Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic process – a conceptual model. In: Wolf, K.H (editor), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier, Amsterdam. 13, 73-235.

- Schröder, S., Bekker, A., Beukes, N. J., Strauss, H., van Niekerk, H. S., (2008). Rise in seawater sulphate concentration associated with the Paleoproterozoic positive carbon isotope excursion: evidence from sulphate evaporites in the ~2.2–2.1 Gyr shallow-marine Lucknow Formation, South Africa, Terra Nova, v. 20, p. 108-117