

**PETROGRAFÍA DE CUARCITAS FERRUGINOSAS DE LA SUITE
METAMORFICA VILLA FLORIDA, ITA YURÚ, MISIONES.**

FRANCISCO ANTONIO PERALTA BELMONTE

Orientador: Prof. Msc. Narciso Cubas Villalba

Trabajo de grado presentado a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Asunción, como requisito para la obtención de título del grado de Licenciatura en Ciencias Mención Geología, Departamento de Geología.

**San Lorenzo - Paraguay
Diciembre - 2015**

A la Ciencia.
A la genuina *Geología del Paraguay*.

DEDICO

AGRADECIMIENTO

Al Dr. Amarildo Salina Ruiz, de la Universidad Federal de Mato Grosso, por los análisis geoquímicos, la provisión de publicaciones científicas, por la predisposición, el buen trato, y por el permanente espíritu de colaboración y compromiso hacia la educación que todo verdadero científico, maestro y ser humano debería tener.

A la Dra. Leda Sánchez y a la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, Uruguay, por la ayuda desinteresada en la confección de láminas delgadas, requisito fundamental para cualquier investigación geológica.

Al Dr. Avto Gogichaishvili, de la Universidad Nacional Autónoma de México por sus comentarios, sugerencias y aporte de artículos científicos, un agradecimiento especial por la paciencia y amistad.

Al Prof. Msc. Narciso Cubas, por haberme orientado en la realización del presente trabajo de investigación.

Al Lic. Moisés Alejandro Gadea Villalba, por haberme enseñado a adoptar la Geología del Paraguay como forma de vida.

A mi familia, por instarme siempre a la honestidad, educación, esfuerzo, responsabilidad y honorabilidad. Por haber estado siempre.

A todos mis amigos y amigas, por haberme ayudado de manera directa o indirecta a hacer esta investigación de la mejor manera.

Al Departamento de Geología, profesores, compañeros y amigos de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por haberme inspirado de alguna u otra manera a sacar lo mejor de mí.

PETROGRAFÍA DE CUARCITAS FERRUGINOSAS DE LA SUITE METAMORFICA VILLA FLORIDA, ITA YURÚ, MISIONES.

Autor: Francisco Peralta Belmonte

Orientador: Prof. MSc. Narciso Cubas Villalba

RESUMEN

Rocas foliadas con alto contenido en hierro afloran en las cercanías de la compañía Arazapé, E de San Miguel; entre los arroyos Paso Pindó y Yaguary, al NE de Villa Florida y en las inmediaciones del poblado de Ita Yurú, SW de Villa Florida y NE de San Juan Bautista, Departamento de Misiones, Región Oriental del Paraguay. Éstas rocas son parte del Cratón Rio Tebicuary, específicamente de la Suite Metamórfica Villa Florida (Cubas et al., 1998).

Estudios petrográficos de las rocas de la última localidad citada determinaron; presencia de epidota y cuarzo con extinción ondulante, lo que verifica que ésta litología fue afectada por un metamorfismo regional de bajo grado, facies esquistos verdes; minerales de sericita en matriz y circones incluidos en granoblastos de cuarzo, que dan la pauta de un origen clástico del protolito.

Resultados de trabajos anteriores se ven enfrentados debido a la suposición de que ésta roca es una Formación de Hierro Bandeado (BIF) y parte de una secuencia de Greenstone Belt (UNPD, 1988, citado por Meinhold et al., 2011), lo cual no es aceptado posteriormente por Meinhold et al. (2011), habiéndolas clasificado con anterioridad como cuarcitas de hierro en Cubas et al. (1998).

Palabras claves: Cuarcitas Ferruginosas, BIF, Greenstone Belt, Suite Metamórfica Villa Florida, Cratón Rio Tebicuary

CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN	1
2.	REVISIÓN DE LITERATURA.....	2
2.1.	Formación de Hierro Bandeado	2
2.2.	Origen.....	4
2.3.	Tipos de BIF.....	5
2.4.	Greenstone Belt.....	7
2.5.	Geología Regional.....	10
3.	DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	16
3.1.	Ubicación y Localización.....	16
3.2.	Geomorfología	17
3.3.	Clima y Vegetación.....	17
3.4.	Suelo.....	17
4.	METODOLOGÍA	18
4.1.	Trabajo de gabinete	18
4.2.	Trabajo de campo	18
4.3.	Análisis de laboratorio	19
4.3.1.	Petrografía	19
5.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	20
5.1.	Descripción del afloramiento	20
5.2.	Descripción macroscópica.....	21
5.3.	Descripción microscópica	29
6.	CONCLUSIÓN	32
7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	34

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. ITABIRITAS DE LA FORMACIÓN CAUÊ, CUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS, BRASIL..	3
FIGURA 2. MUESTRA PULIDA DE BIF DEL GRUPO MOODIES, GREENSTONE BELT DE BARBETON, SUDÁFRICA.....	6
FIGURA 3. MICROFOTOGRAFÍAS BAJO LUZ TRANSMITIDA A ESCALA CENTRIMÉTRICA DE MESOBANDAS DE BIF DEL GRUPO MOODIES.....	6
FIGURA 4. COLUMNAS GEOLÓGICAS GENERALIZADAS DE CUATRO DEPÓSITOS IMPORTANTES DE <i>IRON FORMATIONS</i>	8
FIGURA 5. MODELO PARA LA DEPOSICIÓN DE <i>IRON FORMATIONS</i>	9
FIGURA 6. ESTRATIGRAFÍA GENERAL DEL GREENSTONE BELT DE BARBETON.	9
FIGURA 7. ESQUEMA DE LA CANTERA DE ITA YURÚ.....	15
FIGURA 8. AFLORAMIENTO DE CUARCITA GRISÁCEA AL ESTE DE ITA YURÚ CON RELICTO DE PLEGAMIENTOS EN LA ROCA.	20
FIGURA 9. OCURRENCIA DE SUELO LIMONÍTICO DE COLOR OCRE, ASOCIADO CON CUARCITAS FERRUGINOSAS FUERTEMENTE ALTERADAS.....	21
FIGURA 10. DETALLE DE LA MUESTRA Y-01, CUARCITA BLANCA A GRIS-BLANQUECINA DE TEXTURA GRANOBLASTICA EN CONTACTO CON CUARCITAS FERRUGINOSAS.	22
FIGURA 11. A) Y B) CUARCITA FERRUGINOSA DONDE SE OBSERVA LA ESTRUCTURA BANDEADA EN LA ROCA CON ALTERNANCIA DE BANDAS LEUCOCRÁTICAS (CUARZO) Y MELANOCRÁTICAS (MINERALES DE HIERRO) DE ESCALA MILIMÉTRICA. TAMBIÉN SE EVIDENCIA DEFORMACIÓN EN BANDEAMIENTO Y SOBRECRECIMIENTO DE CRISTALES. MUESTRA Y-03.....	23
FIGURA 12. A) Y B) TOMA EN DETALLE DE ALTERNANCIA DE BANDAS DE CUARZO DE COLOR GRIS Y MINERALES DE HIERRO DE COLOR MARRÓN ROJIZO. SE OBSERVA PORFIDOBlasto DE HEMATITA. ES NOTORIA LA DISCONTINUIDAD DE LAS BANDAS, TERMINANDO A VECES EN CUÑA. AUMENTO 10X. MUESTRA Y-03.	24
FIGURA 13. PORFIDOBlasto DE HEMATITA COLOR MARRÓN ROJIZO EN CUARCITA FERRUGINOSA. MUESTRA PP-420.	25
FIGURA 14. OQUEDADES SUBCUADRANGULARES RELLENAS DE GOETHITA POR ALTERACIÓN DE MAGNETITA. MUESTRA Y-05. AUMENTO 10X.	25
FIGURA 15. COSTRA SUPERGÉNICA DE PIROLUSITA EN CUARCITA FERRUGINOSA. MUESTRA Y-05. AUMENTO 10X.....	26
FIGURA 16. CONTACTO ENTRE CUARCITA GRIS-BLANQUECINA Y CUARCITA FERRÍFERA CON MISMA DIRECCIÓN DE ESQUISTOSIDAD. ESTE DE ITA YURÚ.	27
FIGURA 17. SECCIÓN DELGADA DE CUARCITA FERRUGINOSA: A- LPNA, B- LPA. SE OBSERVA LA PRESENCIA DE CUARZO POLICRISTALINO Y GRANOBlastico CON EXTINCIÓN ONDULANTE, EL CUAL SE ENCUENTRA RODEADO DE CRISTALES IRREGULARES DE OPACOS Y CRISTALES LEPIDOBlasticos IRREGULARES DE SERICITA. AUMENTO 4X.....	29

FIGURA 18. SECCIÓN DELGADA DE CUARCITA FERRUGINOSA, FASE LEUCOCRÁTICA: A- LPNA, B- LPA. EPIDOTA SUBIDIOBLÁSTICA (ALTA BIRREFRINGENCIA) Y SERICITA (XENOBLÁSTICA, LAMINAR) INCLUIDA EN GRANOBLASTOS DE CUARZO. AUMENTO 10X.	29
FIGURA 19. SECCIÓN DELGADA DE CUARCITA FERRUGINOSA: A- LPNA, B- LPA. GRANOBLASTO DE CUARZO INCLUIDO POR CIRCÓN, CON SU HÁBITO, RELIEVE, HALO Y BIRREFRINGENCIA DISTINTIVA. AUMENTO 4X.....	30
FIGURA 20. SECCIÓN DELGADA DE CUARCITA FERRUGINOSA: A- LPNA, B- LPA. SE OBSERVA CRISTAL IRREGULAR DE GOETHITA, RODEADO DE SERICITA Y CUARZO. AUMENTO 10X.	30
FIGURA 21. SECCIÓN DELGADA DE CUARCITA FERRUGINOSA. A- LPNA, B- LPA. GRANOBLASTOS XENOMÓRFICOS CON BORDES ACICULARES DE MAGNETITA EN CUARZO, DESARROLLANDO TEXTURA DE REACCIÓN POR EFECTOS DEL METAMORFISMO. SE OBSERVA UN CRISTAL DE EPIDOTA ENTRE EL CUARZO Y LA MAGNETITA. AUMENTO 10X.....	31

LISTA DE TABLAS

TABLA 1. CUADRO ESTRATIGRÁFICO COMPARATIVO DEL PRECÁMBRICO SUR.....	11
TABLA 2. SUITE MAGMÁTICA CAAPUCÚ. TIPOS DE LITOLOGÍAS	12
TABLA 3. ANÁLISIS QUÍMICO DE MUESTRA B44 (CUARCITA DE HIERRO).....	14

LISTA DE MAPAS

MAPA 1. MAPA GEOLÓGICO REGIONAL A ESCALA 1:200.000 DEL COMPLEJO PRECÁMBRICO SUR, DEL PARAGUAY ORIENTAL.....	13
MAPA 2. EL ÁREA DE ESTUDIO SE ENCENTRA EN LA COMPAÑÍA ITA YURÚ, ENTRE LAS CIUDADES DE SAN MIGUEL AL N Y SAN JUAN BAUTISTA AL S. FUENTE: OPENSTREETMAPS.....	16
MAPA 3. AFLORAMIENTO EN DIRECCIÓN E – W DE CUARCITAS FERRUGINOSAS, EN PARTE MUY ALTERADAS A SUELO OCRE LIMONÍTICO. SE OBSERVA CLARAMENTE LA ZONACIÓN DE LA APARICIÓN DE MINERALES DE HIERRO TANTO EN LAS CUARCITAS GRISES COMO EN LAS CUARCITAS ROSADAS TENIENDO COMO CENTRO LAS CUARCITAS FERRUGINOSAS.	28

1. INTRODUCCIÓN

En la localidad de Ita Yurú afloran rocas ferruginosas pertenecientes a la Suite Metamórfica Villa Florida, clasificadas por Cubas et al. (1998) como cuarcitas de hierro, describiendo la intercalación de las mismas con cuarcitas micáceas de la citada Suite, las cuales se emplazan en los gneises cuarzo feldespáticos de la misma unidad litoestratigráfica, parte constituyente del Cratón Rio Tebicuary.

El Cratón Rio Tebicuary está compuesto por rocas metamórficas e ígneas del Complejo Rio Tebicuary (Proterozoico Inferior), rocas metasedimentarias del Grupo Paso Pindó (Proterozoico Superior) y rocas ígneas ácidas de la Suite Magmática Caapucú del Proterozoico Superior a Eocámbrico (Cubas et al., 1998).

Debido a la escasez de información respecto a la génesis de esta formación rocosa, se plantea realizar una investigación y aportar conocimientos actualizados sobre la misma, basándose en análisis petrográficos. Del mismo modo, se generará un mapa geológico local en el que se pueda distinguir la ocurrencia de estas rocas, ya que el único mapa publicado es de carácter regional.

Por otro lado, en algunos trabajos e informes realizados con anterioridad (PAR 86/003, 1988), clasifican estas rocas ferruginosas como BIF (Formación de Hierro Bandeado) y que forman parte de una secuencia de Greenstone Belt; esta hipótesis no fue corroborada por estudios posteriores (Cubas et al., 1998, Meinhold et al., 2011).

En vista de la existencia de esta discrepancia, se pretende aportar mayor información acerca del origen de este tipo de roca, complementando la petrografía y cartografía con correlaciones de modelos geológicos propuestos.

2. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Formación de Hierro Bandeado

Según James y Sims (1973), una formación de hierro bandeado (BIF) es una roca sedimentaria por precipitación química en la cual, bandas o láminas ricas en hierro están alternadas con otras pobres en hierro. Aunque el término es ampliamente aplicado, la roca es típicamente y preponderantemente silícea, que consiste en conjuntos lateralmente extensos de láminas o bandas de chert ricas y pobres en hierro, o su equivalente metamórfico. Una típica formación de hierro bandeado sin alteraciones contiene de 25 - 45% o más de óxidos de hierro, en sus estados tanto férrico como ferroso (hematita y magnetita).

James (1954, 1966) estableció cuatro facies distintivas de formación de hierro en las capas ricas en hierro: (1) Facies de óxidos, compuestas de magnetita, hematita y siderita o solo hematita. Donde la magnetita domina, siderita y silicatos de hierro usualmente están presentes. (2) Facies carbonáticas, donde los minerales de carbonatos más prominentes son siderita y ankerita. (3) Facies de silicatos, con minerales primarios de silicatos de hierro y sus equivalentes metamórficos y (4) Facies de sulfuros, frecuentemente formadas de piritita más pirrotina mezclada con siderita y otros carbonatos (\pm chert o cuarzo).

El problema con las BIF es la ausencia de modelos análogos modernos convincentes. Debido a que la mayoría de BIF son depósitos pericratónicos de amplia extensión, es poco probable que buenas analogías modernas hayan sido pasadas por alto y que posteriormente sean encontradas (Cloud, 1983).

Muchos autores están de acuerdo que las BIF son sedimentos químicos formados por precipitación de hierro y sílice de soluciones consistentes de una mezcla de agua marina con fluidos hidrotermales. La mayoría de las impurezas son sedimentos terrígenos transportados por ríos y el viento, o depositados por actividad volcánica (Kimberley, 1989; Klein y Beukes, 1989; Arora et al., 1995; Isley, 1995; Kato et al., 1998).

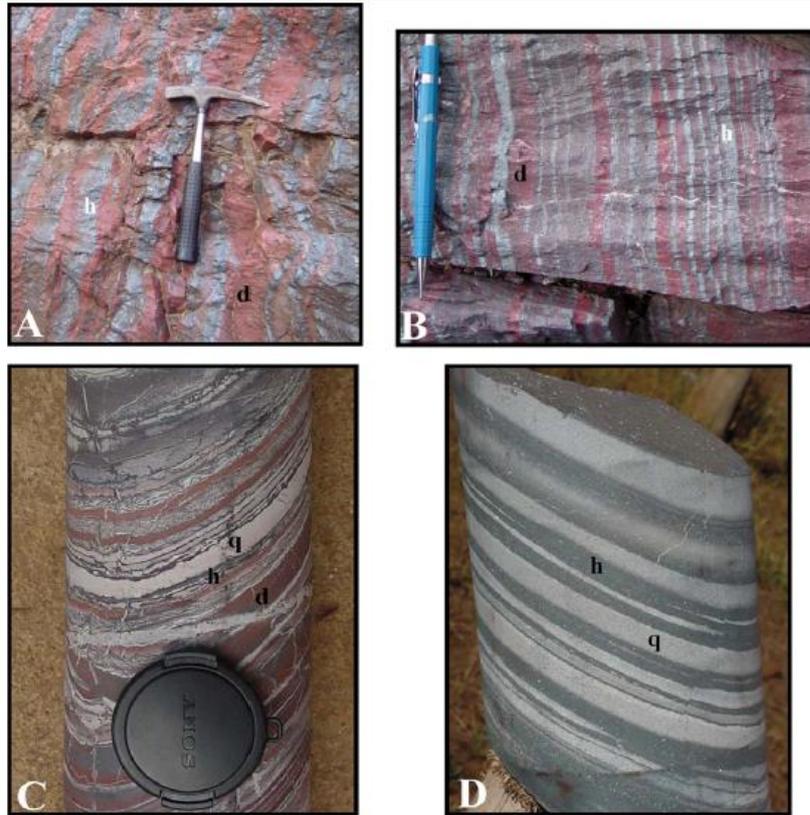


Figura 1. Itabiritas de la Formación Cauê, Cuadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. (A) Itabirita dolomítica exhibiendo mesobandas de dolomitas. (B) Típica itabirita dolomítica. (C) Testigo de perforación de itabirita con bandas de dolomita (d), hematita (h) y cuarzo (q). (D) Testigo de perforación de una típica itabirita silícea. Extraído de Spier et al. (2006).

Aunque permanecen controversias respecto al origen del hierro y la sílice en las BIF, muchos investigadores consideran que esos componentes, juntos con manganeso y una cantidad muy baja de elementos traza, derivan de la lixiviación de basaltos y komatiitas (komatiite en inglés) del océano mediante fluidos hidrotermales (Dymek y Klein, 1988; Beukes y Klein, 1992; Bau y Möller, 1993; Kato et al., 1998). Solamente pocos autores atribuyen el origen del hierro y sílice a la meteorización de rocas continentales (Holland, 1984; Manikyamba et al., 1993; Kholodov y Butuzova, 2001). Esto es a causa que los BIF y depósitos hidrotermales profundos tienen la misma firma de elementos de tierras raras (REE), caracterizados por anomalías positivas de Europio y la depleción de elementos de tierras raras livianos (LREE) (Derry y Jacobsen, 1990; Danielson et al., 1992).

Usualmente las BIF están emplazados entre rocas de más de 2000 Ma. asociadas a una secuencia de Greenstone Belt (Trendall, 1965).

2.2. Origen

Las BIF aparecen por primera vez en los registros geológicos hace 3800 Ma., siendo las mayores manifestaciones hace 2400 a 1700 Ma., relacionados directamente con “La Gran Oxidación” dentro del periodo Sidérico, que luego vuelven a registrarse estas rocas a los 800 a 600 Ma., al parecer depositadas en ambientes glaciares.

Los factores responsables de la deposición de estas rocas que son aceptados internacionalmente son los siguientes:

- 1- Son resultado de ambientes de la antigua superficie terrestre y requieren condiciones redox y vías de transporte muy diferentes a las existentes actualmente (Trendall, 2002; Klein, 2005).
- 2- Fueron depositadas por debajo del nivel de oleaje, evidenciado por la ausencia de elementos detríticos. (Benedetto, 2010).
- 3- Se requiere de la presencia de hierro reducido (Fe^{2+}) disuelto, por lo que es de suma importancia conocer las fuentes del mismo. En la actualidad los mayores proveedores del Fe^{2+} son la magnetita y siderita (Klein y Beukes, 1992).

Respecto al proceso mediante el cual el Fe^{2+} pasa a Fe^{3+} , es bastante coherente la hipótesis biológica, en la que las cianobacterias fotosintéticas produjeron suficiente oxígeno libre el cual oxidaría al Fe^{2+} disuelto en las aguas a Fe^{3+} . Este fenómeno a gran escala es llamado “La Gran Oxidación”, estimando la ocurrencia hace 2400 Ma. Como el Fe^{3+} no es soluble en el agua, acabaría depositándose en los fondos marinos y de aguas continentales, y así, dando origen a los minerales de hierro de las formaciones de hierro bandeadas. La alternancia de bandas, tanto férricas como no férricas, podría explicarse por fluctuaciones en la cantidad de cianobacterias, las cuales reducirían en número al contaminarse el agua en momentos en los que la concentración de oxígeno era muy abundante y el hierro disuelto no podía neutralizarlo.

La presencia de cianobacterias explica satisfactoriamente las BIF depositadas a partir de “La Gran Oxidación”, pero este modelo queda inválido para las

deposiciones más antiguas, debido a la poca abundancia del oxígeno en la protoatmósfera.

2.3. Tipos de BIF

Las formaciones de hierro bandeado fueron clasificadas de la siguiente manera:

- 1- Tipo Algoma (>2500 Ma.): el origen es interpretado como depósitos vulcano-sedimentarios, probablemente análogos con depósitos de hierro más jóvenes por circulación hidrotermal de agua marina a través de rocas volcánicas (Maynard, 1983).
- 2- Tipo Lago Superior (2400 – 1700 Ma.): este tipo de formación de hierro bandeado es el que tiene un origen más controversial. Su gran potencia, extensión y distribución limitada en el tiempo son características muy difíciles de explicar. Las fuentes de hierro comúnmente involucradas en estos tipos de depósitos son en mayor medida producto de emanaciones volcánicas y en menor medida aporte de ríos. La hipótesis volcánica es la más aceptada, en vista de que la precipitación de hierro en sedimentos modernos radica en procesos de este tipo y la similitud en la química y mineralogía con los depósitos del tipo Algoma. Gole y Klein (1981) argumentaron que ambas deposiciones son, de hecho, idénticas y así le confieren una fuente volcánica submarina y que hay incongruencias cuantitativas con los aportes de ríos.
- 3- Tipo Rapitán (800 – 600 Ma.): estas rocas están asociadas con depósitos glaciares del Criogénico al Ediacariano. Su mineralogía es relativamente sencilla, identificándose bandas alternadas de cuarzo y bandas de hematita. (Maynard, 1983).



Figura 2. Muestra pulida de BIF del Grupo Moodies, Greenstone Belt de Barbeton, Sudáfrica. (A) Concreción de chert. (B) Escala sub milimétrica de laminaciones de minerales de Fe (preponderantemente magnetita y hematita). (C) Capa siliciclástica. Concreciones de chert exhibiendo laminaciones internas milimétricas y sub-milimétricas debido a la cantidad variable de incorporación de minerales de Fe. Las laminaciones ricas en Fe son debidas a interlaminación con material siliciclástico y la cantidad variable de chert circundante. Extraído de Bontognalí et al. (2012).

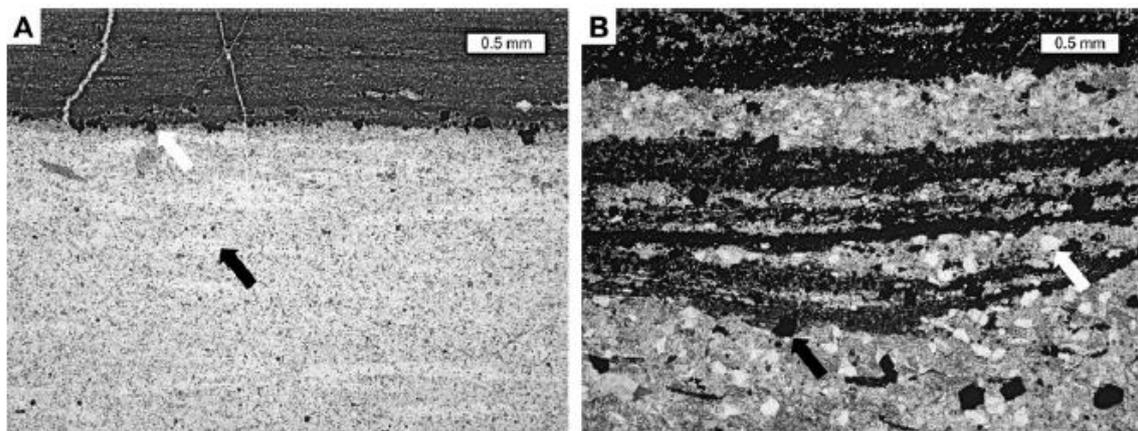


Figura 3. Microfotografías bajo luz transmitida a escala centimétrica de mesobandas de BIF del Grupo Moodies. (A) Concreciones de chert incluyendo hematita esferooidal (puntos grises). La concreción más grande de hematita en la banda superior es responsable del color oscuro del chert y su hábito laminar. A pesar de ser menos abundante, la hematita está también presente en la banda inferior, que incluye concretiones lenticulares ricas en hematita (flecha negra). La magnetita ocurre como un gran cristal opaco con desarrollo de formas euhedrales, claramente cortando las laminaciones primarias (flecha blanca). (B) Laminaciones ricas en Fe asociadas con arenas de cuarzo. Cristal euhedral de magnetita (flecha negra) sobrecreciendo en hematita. A este aumento, cristales de tamaño micrométrico de hematita aparecen como polvo gris, apenas visible detrás de grandes cristales de hematita oscuros euhedrales. Las partículas siliciclásticas son claras (flecha blanca). Extraído de Bontognalí et al. (2012).

2.4. Greenstone Belt

Según World of Earth Science (2003), los cinturones de esquistos verdes (Greenstone Belt) son generalmente terrenos elongados del Arqueano al Proterozoico, que comprenden rocas ígneas intrusivas y extrusivas máficas a ultramáficas, rocas volcánicas félsicas y un interflujio o cobertura de rocas sedimentarias. Una roca común en estos cinturones son las komatiitas, que poseen más del 18% de óxido de magnesio y una textura spinifex bien desarrollada de cristales de olivino o piroxeno aciculares con un núcleo radial. Estos cinturones son interpretados como *plateaus* oceánicos generados por plumas mantélicas, similares a las plumas del sur del Caribe; y la forma lineal de algunos Greenstone Belt es debido a la deformación subsecuente, especialmente a la superposición de zonas de cizallas transcurrentes a escala regional.

Grachev y Federovsky (1981) numeran de las peculiaridades de los Greenstone Belts: 1) Gran espesor (los grupos Fig Tree y Moodies, Cratón de Barbeton, Sudáfrica, con más de 21000 m. de espesor), 2) presencia de jaspilitas y 3) escasez de ocurrencia de sedimentación clástica muy gruesa. La química en roca total de vulcanitas Precámbricas (>1800 análisis en todo el mundo) confirmaron que los basaltos alcalinos olivínicos están ausentes desde hace 1900 Ma. y que las andesitas son generalmente raras. Durante las etapas tempranas (3800 – 1900 Ma.), el espesor de la protocorteza no superaban los 10 – 20 km., esto nos permite entender la rara ocurrencia de vulcanitas intermedias en las primeras etapas de la evolución de la Tierra.

Tectónicamente, solo se puede hablar de dos tipos principales de vulcanismo; el primero incluye vulcanismo de áreas de extensión (rift continental y oceánico); y el segundo, se refiere a vulcanismo orogénico de etapa temprana (arcos de islas) y etapa tardía de cinturones plegados (Grachev y Federovsky, 1981).

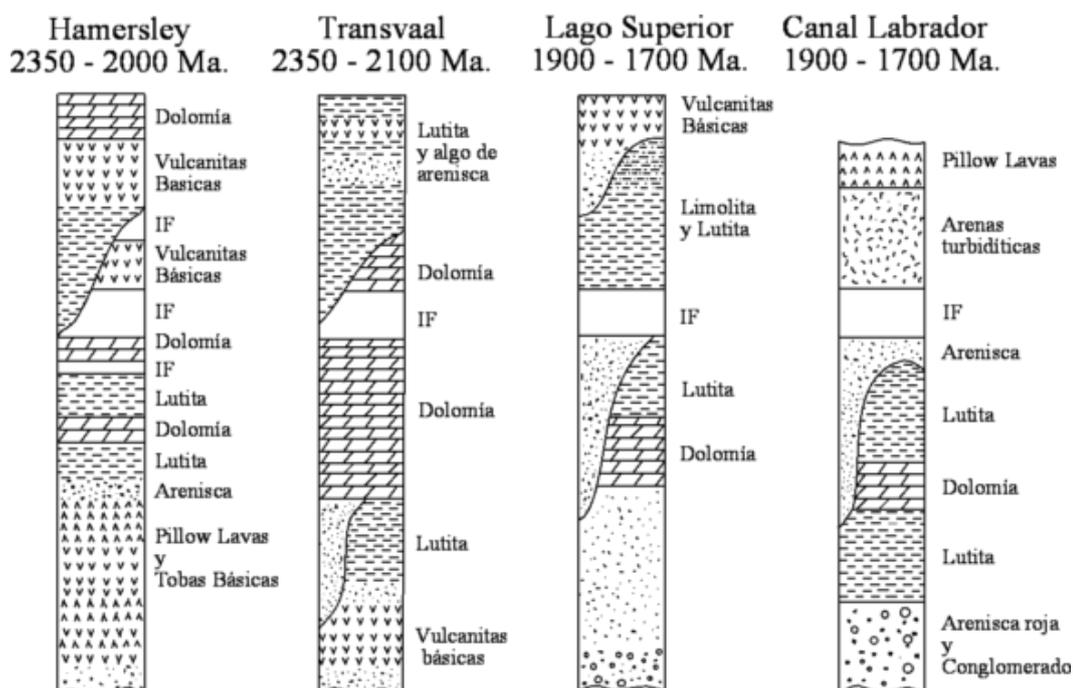


Figura 4. Columnas geológicas generalizadas de cuatro depósitos importantes de *Iron Formations*. Basados en Button (1976, fig. 18), Trendall (1968), Bayley and James (1973, fig. 2), Rivers and Wardle, fig. 4) y Gross (1968, p. 19-33). Extraído de Maynard (1983).

Como fue mencionado más arriba, no hay modelos modernos análogos coherentes con la formación de un BIF, por lo tanto, tampoco para el vulcanismo de un Greenstone Belt, es por esto que los arcos de islas como los cinturones plegados (jóvenes y maduros), no pueden ser comparados con el vulcanismo de Greenstone Belt. Sin embargo, análisis comparativos de los basaltos de todos los regímenes tectónicos a través de la historia de la Tierra, sugieren que las rocas volcánicas de los Greenstone Belt se formaron en áreas de extensión de una protocorteza temprana, como por ejemplo en ambientes de rift. Éste es el porqué se determinan a los Greenstone Belt como estructuras de rift (Grachev y Federovsky, 1981).

Según Grachev (1977), la química de las rocas volcánicas máficas y las secuencias sedimentarias de los Greenstone Belt, llevan a la conclusión acerca de la existencia de las tres etapas del desarrollo de un rift: etapa continental, etapa transicional y etapa oceánica.

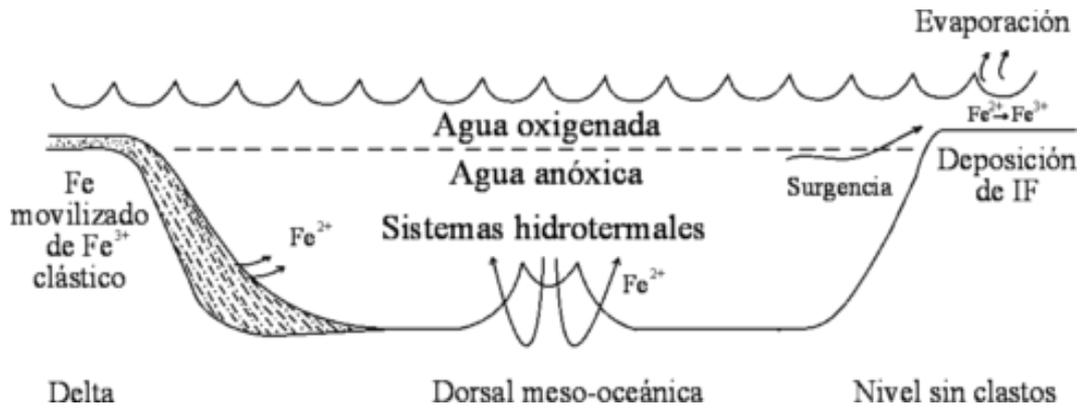


Figura 5. Modelo para la deposición de *Iron Formations* (Drever, 1974) del tipo Lago Superior. Aguas profundas enriquecidas en Fe^{3+} , ya sea de fuentes volcánicas o diagenéticas, moviéndose sobre niveles someros y precipitando Fe y Si como resultado de la oxidación y evaporación. Extraído de Maynard (1983).

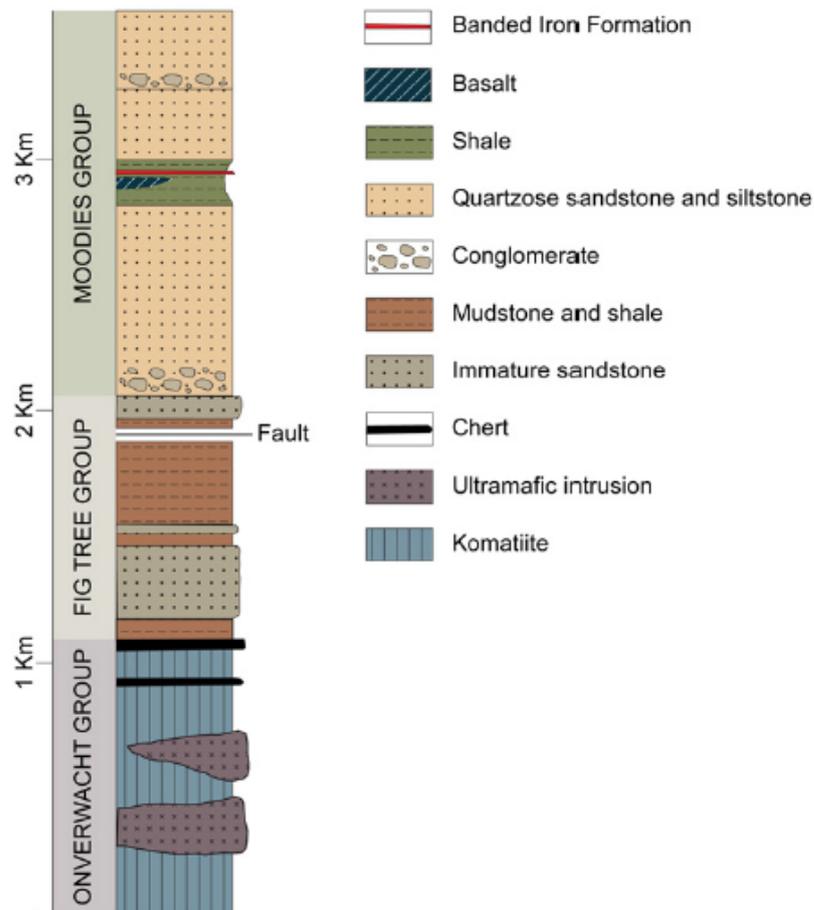


Figura 6. Estratigrafía general del Greenstone Belt de Barbeton. Extraído de Bontognali et al., 2012

2.5. Geología Regional

El Precámbrico Sur del Paraguay Oriental, regionalmente está representado por; 1) Complejo Rio Tebicuary, donde aparentemente su sección Sur forma parte del Cratón Río de la Plata; 2) el Grupo Paso Pindó; y 3) la Suite Magmática Caapucú, que marcan el límite Sur del Cinturón Paraguay – Araguaia (Almeida et al., 1976), del cual se estima que se ha iniciado en los Rokélides de África Occidental y atraviesa Brasil y Paraguay de Norte a Sur (Cubas et al., 1998; Meinhold et al., 2011).

El Complejo Rio Tebicuary está compuesto por la Suite Metamórfica Villa Florida y la Granodiorita de Centu Cué. Al Norte limita con granitos y riolitas de la Suite Magmática Caapucú y las unidades metasedimentarias del Grupo Paso Pindó, al Este se identifican unidades silicoclásticas del Grupo Caacupé y sedimentos Cuaternarios, al Sur se verifica un contacto tectónico con las areniscas de la Fm. Misiones y al Oeste está limitado por sedimentos Cuaternarios de superficie de inundación (Cubas, 1999). El Cratón Rio Tebicuary está clasificado como un alto estructural.

Estratigráficamente, la Suite Metamórfica Villa Florida (Proterozoico Inferior, Ciclo Transamazónico) está compuesta por una secuencia de rocas metamórficas de bajo, medio y alto grado (facies esquistos verdes, anfibolita y granulita con anatexis parcial) las cuales son: serpentinitas; gneises cuarzo-feldespáticos; cuarcitas micáceas y cuarcitas ferríferas; anfibolitas intercaladas con gneises, esquistos micáceos asociados a rocas calcosilicatadas con estructuras de migmatización; rocas calcosilicatadas con lentes de anfibolitas y diques de aplita; mármol impuro con intercalaciones de calcosilicatadas, gneis y anfibolita; gneis tectonizado y cataclástico (Cubas, 1999). Engler (1991), por el método U-Pb en circón de una anfibolita al Sur de Ita Yurú, perteneciente a la Suite Metamórfica Villa Florida, obtuvo valores entre 2240 ± 20 y 2040 ± 30 Ma., edades que corresponden al evento del Ciclo Transamazónico.

La unidad Granodiorita de Centu Cué está conformada por granodiorita de biotita y hornblenda con porfidoblastos de feldespato potásico y está en partes foliada, intruyendo a paragneises de la unidad inferior, evidenciando deformaciones

de la fase sintarditectónica del Ciclo Transamazónico (Proterozoico Inferior), lo que generó plegamientos, fracturamientos y migmatización (Cubas et al., 1998).

El Grupo Paso Pindó se encuentra por encima de las unidades anteriores en discordancia, la cual aflora notoriamente en la confluencia del arroyo Paso Pindó y el río Tebicuary, donde el conglomerado basal del citado grupo cubre a gneises como también a la granodiorita. (Meinhold et al., 2011).

Edad [Ma]	Periodo	Autor:	UN 1988		Gómez 1996 (no publicado)		Meinhold et al. 2000	
		Ciclo	Unidad litoestratigráfica	Formación, Tipo	Unidad litoestratigráfica	Formación, Tipo	Unidad litoestratigráfica	Formación, Tipo
590 – 470	Eocámbrico a Proterozoico Superior	Brasiliano 700 – 450 Ma	Grupo Caapucú	T. Yere	Suite Intrusiva Caapucú	T. Charará	Suite Magmática Caapucú	T. Charará
				T. Yaguareté Cua				T. Yaguareté Cua
1000 – 590	Proterozoico Superior		Grupo Paso Pindó	Fm. Paso Lima			Grupo Paso Pindó	Fm. Cristo Redentor
				Fm. Las Mercedes				Fm. Paso Lima
1000 – 1800	Proterozoico Superior	Uruguayano Rondoniense 100 – 1300 Ma.		Fm. Yaguary	Grupo Paso Pindó	Fm. Paso Lima		
	Neo a Mesoproterozoico	Uruguayano Paraniense 1300 – 1600 Ma.				Fm. Las Mercedes		
2200 – 1800	Proterozoico inferior	Transamazónico 2000 ± 200 Ma.			Suite Metamórfica Villa Florida	Fm. Ycuá Bogado	Suite Metamórfica Villa Florida (Complejo Tebicuary)	Granodiorita Centu Cué
								Rocas Metamórficas de Villa Florida
> 2600	Arqueano	Jequié 2600 ± 100 Ma.	Complejo Tebicuary	Fm. Villa Florida Fm. Ycuá Bogado Fm. Itayurú		Fm. Itayurú		

Tabla 1. Cuadro estratigráfico comparativo del Precámbrico Sur. Modificado de Meinhold et al. (2011).

Según Chaney et al. (1982) citado por Cubas et al. (1998), el Grupo Paso Pindó es una secuencia de rocas sedimentarias posiblemente de origen glacial y rocas vulcano-sedimentarias metamorizadas y plegadas en el clímax del ciclo orogénico Brasiliano, de edad Proterozoico Superior (580 – 600 Ma.). Las unidades del Grupo son; 1) Formación Las Mercedes, compuesta de meta-conglomerado polimíctico basal con láminas y lentes de meta-grauwacas, meta-arcosas y meta-pelitas, 2) Formación Paso Lima, que se compone de meta-areniscas, meta-grauwacas y meta-arcosas (ambas unidades nombradas por UNDP 1988, citado en Meinhold et al., 2011), y 3) Formación Cristo Redentor, siendo compuesta por meta-siltitas (meta-varvitas) y meta-pelitas de granulometría fina con láminas de rocas tufíticas, con sanidina (Cubas et al., 1998, Meinhold et al., 2011). Las rocas del Grupo Paso Pindó están plegadas y ligeramente metamorizadas, llegando a la facies esquistos verdes, con minerales índices de clorita, epidota y sericita (Cubas et al., 1998; Meinhold et al., 2011).

La Suite Magmática Caapucú fue originada en la fase post-tectónica del Ciclo Brasileño, la cual consiste en granitos de textura fanerítica con biotita, granitos hipoabisales gruesos a finos y riolitas de textura porfirítica, y una serie subefusiva de lavas riolíticas, de texturas porfiríticas y afaníticas, diques félsicos, lavas tobáceas, ignimbritas y tobas de lapilli. Las rocas de esta unidad fueron clasificadas en el diagrama QAP según Streckeisen (1976) y muestran una tendencia de diferenciación desde granodiorita/dacita hacia riolita/granito del feldespató alcalino. Químicamente, las rocas de esta unidad son subalcalinas y pertenecen a granitos post-orogénicos tipo I. Las rocas están clasificadas en cuatro diferentes tipos; 1) Tipo Barrerito, 2) Tipo Fanego, 3) Tipo Casualidad, y 4) Tipo Charará.

	Tipos de Rocas			
	Tipo Barrerito	Tipo Fanego	Tipo Casualidad	Tipo Charará
Litología	Granito de biotita, de grano grueso a porfirítico	Granito porfirítico con fenocristales de grano grueso y con una matriz fina xenomórfica	Pórfido de granito/riolita de grano fino, con matriz holocristalina idiomórfica, intruído por aplita de grano muy fino	Riolita densa, riolita porfirítica con fenocristales de cuarzo en una matriz densa y textura de flujo laminar, lava tobácea, ignimbritas, toba de lapilli y diques félsicos
Localidad Tipo	Estancia Barrerito al E de Caapucú (denominado por Kanzler, 1987)	Establecimiento Fanego, NE de Caapucú (nueva denominación)	Estancia Casualidad, W de Villa Florida (denominado por Kanzler, 1987)	Colonia Charará, W de Caapucú (denominado por Kanzler, 1987)
Ocurrencia	Al E de Caapucú, W de Quiindy (Granito Jhu de Kanzler)	Desde Fanego hasta Valle Apu'a al N de Caapucú, Lago Ypoá, al W de Villa Florida	Alrededor del granito del Tipo Barrerito y del Tipo Fanego en el N y E de Caapucú, y una distribución continua al W de Villa Florida	W de Villa Florida, Colonia Yeré, Charará a Lago Ypoá, Yaguareté Cuá, desde Caapucú hasta Quiindy, Paraguari, Ypacarai

Tabla 2. Suite Magmática Caapucú.

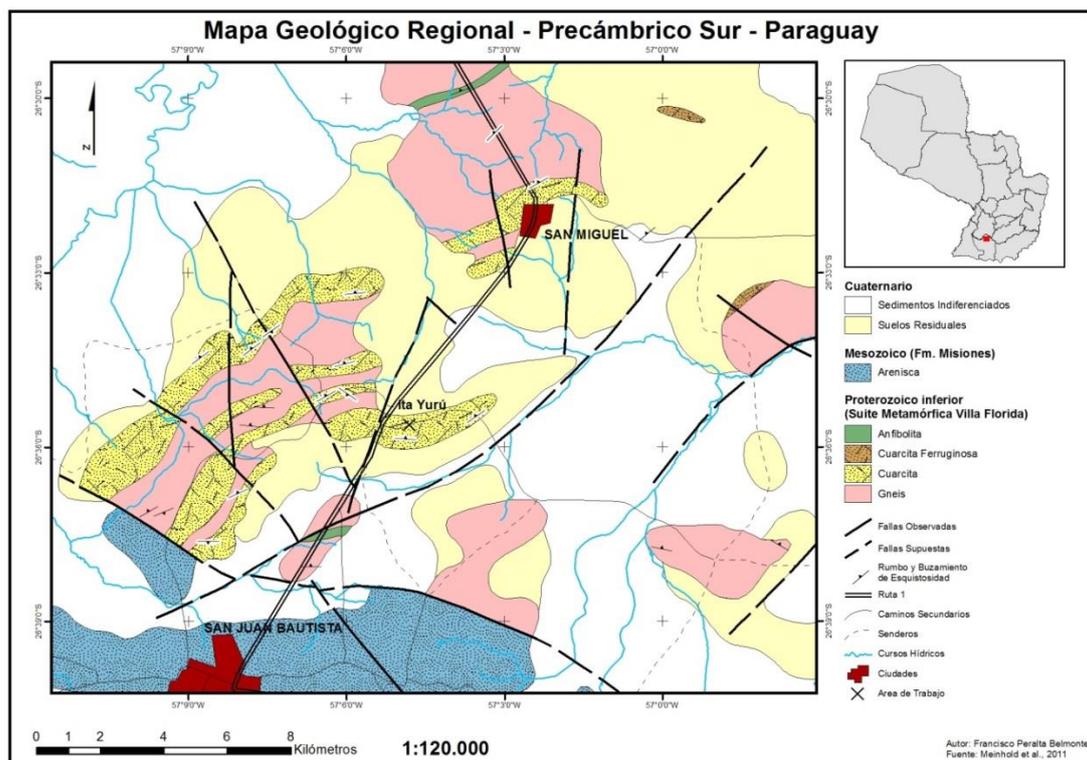
Modificado de Meinhold et al. (2011).

- Intrusiva/Extrusiva: Ciclo Brasileño (post-tectónico).
- Quimismo: Granítico – Alkali Granítico: Tipo I.
- Edad: Cámbrico-Eocámbrico (Edad Rb-Sr: 531 ± 5 Ma.).

Cubas et al. (1998) utilizaron el método Rb-Sr para determinar la edad de las rocas ácidas de la Suite Magmática Caapucú y obtuvieron un valor promedio de 531 ± 5 Ma., correspondiendo al Ciclo Brasileño, lo que ubica a éstas como las rocas más jóvenes del Cratón Rio Tebicuary.

Las rocas estudiadas son cuarcitas bandeadas con minerales de hierro y cuarzo (Cubas et al., 1998), aflorantes circundantes al poblado de Arazapé, al SE de Villa Florida y al E de San Miguel; entre los arroyos Paso Pindó y Yaguary, al NE de Villa Florida; y en las inmediaciones del poblado de Ita Yurú.

Entre San Miguel e Ita Yurú (al SSE de Villa Florida) afloran cuarcitas entre los gneises, las cuales están intercaladas con cuarcitas ferríferas y esquistos de talco, con pequeñas láminas y diques de rocas básicas y ultrabásicas muy alteradas (Meinhold et al., 2011). Según resultados de PAR/86/003 (1988) obtenidos en esta área (citado por Meinhold et al., 2011), condujeron a la suposición de que estas rocas podrían ser parte de un cinturón de esquistos verdes (Greenstone Belt) del Arcaico, considerando que las cuarcitas inicialmente habrían sido sílice precipitada químicamente (chert), las cuarcitas ferruginosas parte de una formación de hierro bandeado (BIF), y las rocas básicas y ultrabásicas meteorizadas podrían corresponder a capas de komatitas con textura spinifex.



Mapa 1. Mapa geológico regional a escala 1:200.000 del Complejo Precámbrico Sur, del Paraguay Oriental. El área de estudio se encuentra sobre las cuarcitas del Proterozoico Inferior. Modificado de Meinhold et al. (2011).

Cubas et al., en 1998, denominaron a estas rocas ferruginosas como cuarcitas ferríferas compuestas de bandas lenticulares de cuarzo intercalado con minerales de hierro, asociadas con esquistos de cuarzo y mica. Estudios petrográficos realizados por estos autores arrojaron resultados de la predominancia de dos fases; una leucocrática representada por cristales de cuarzo subhedral, bien cristalizado y otra fase opaca, también conformada por agregados cristalinos de color oscuro, de hábitos granulares, a veces aciculares de magnetita y con inclusiones de hematita de color rojo oscuro. Los minerales accesorios encontrados fueron apatito y clorita secundaria. Este afloramiento está al NE de Villa Florida, dentro de la estancia Mburicasy, ubicado en una antigua mina abandonada dentro del gneis de la Suite Metamórfica Villa Florida. Los autores describieron y mapearon al afloramiento como un cuerpo lenticular y con dirección NE-SW, paralela a la esquistosidad del gneis. El espesor de esta unidad no fue determinada por los mismos.

Meinhold et al. (2011) concluyeron en que las ocurrencias muy escasas de rocas ultrabásicas resultaron ser harzburgitas, en mayor parte totalmente alteradas, formando fels de talco. También reportaron no haber hallado rocas con texturas spinifex.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	Sum.
43.11	0.029	0.91	51.49	0.103	0.01	1.23	<0.01	0.01	0.403	0.05	0.008	<0.02	2.59	99.94

Tabla 3. Análisis químico de muestra B44 (cuarcita de hierro). Extraído de Cubas et al. (1998).

Así mismo, pudieron determinar que las rocas básicas de la cantera de Ita Yurú (26° 35,227' S, 57° 6,024' W) resultaron no ser basaltos komatíticos sinsedimentarios, sino rocas pertenecientes a los diques con afinidad andesítica que intruyeron de manera postectónica a lo largo de los planos de diaclasas 'ac' de un anticlinal, a través de las cuales fueron inyectadas en la cuarcita a lo largo de los planos de esquistosidad, formando lentes (augen) de talco en las cuarcitas en las vecindades del contacto. Las cuarcitas contienen fuchcita, la cual es muy común en cuarcitas pertenecientes a cinturones de rocas verdes (p.ej.: Cratón de Tanzania), sin embargo, estas van acompañadas de cianita y sillimanita, lo cual no es frecuente en

cherts. Los autores no descartan la posibilidad de que se traten de remanentes de rocas arcaicas polimetamórficas, especialmente entre ortogneises. En el caso de que sea así, los remanentes han sido completamente deformados y metamorfizados a través de la orogénesis Transamazónica (2000 ± 200 Ma.).

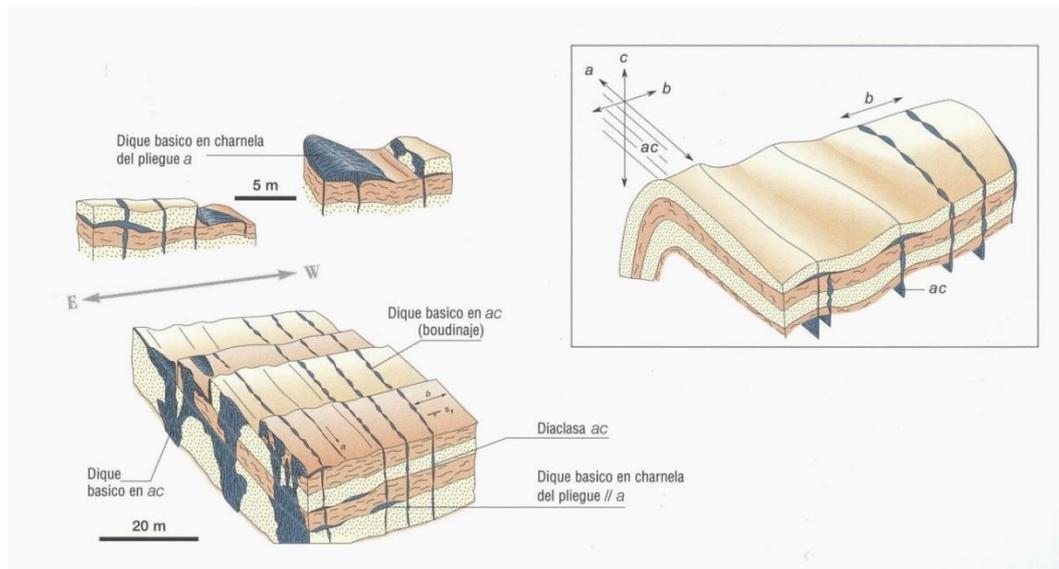
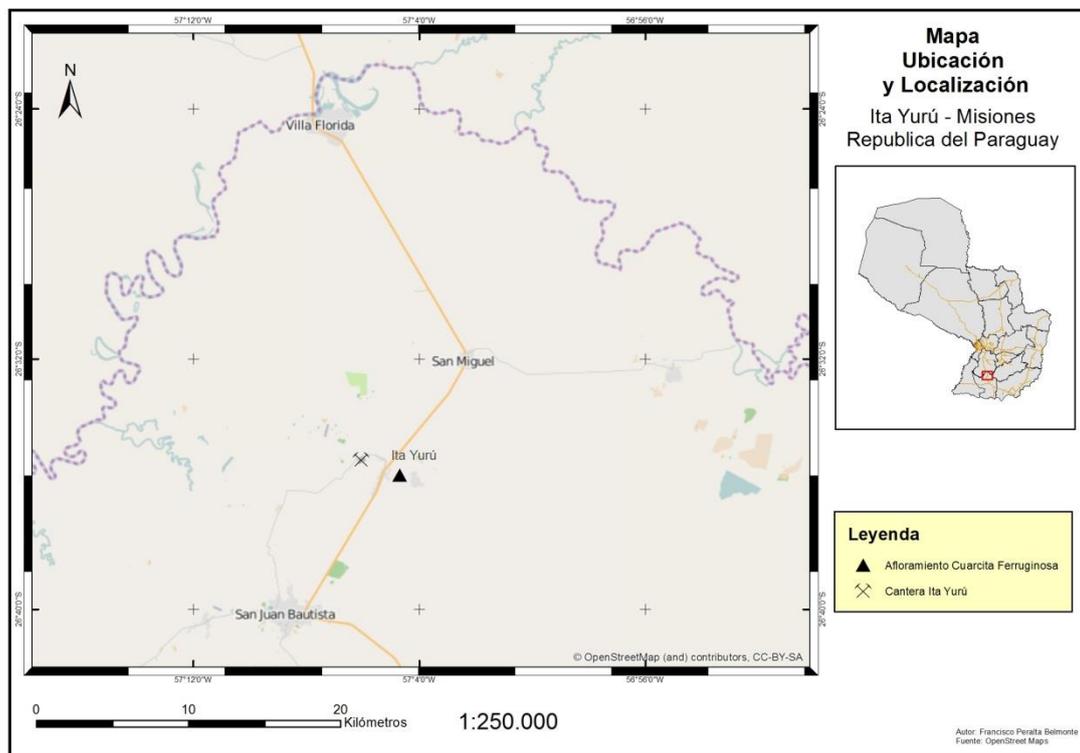


Figura 7. Esquema de la cantera de Ita Yurú. Material rocoso básico (verde), llenando diaclasas paralelas de los planos 'ac' de un anticlinal, compuesto por cuarcita (amarillo), y gneis cuarzo-feldespático (marrón) de la Suite Metamórfica Villa Florida. El material básico llena las charnelas de los pequeños pliegues cruzados, con ejes axiales paralelos 'a', siguiendo la esquistosidad y planos de estratificación. Extraído de Meinhold et al. (2011).

3. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Ubicación y Localización

El área de trabajo se encuentra entre los paralelos $26^{\circ}35'35,52''$ S, $26^{\circ}36'1,44''$ S y los meridianos $57^{\circ}03'81,92''$ W, $57^{\circ}04'73,76''$ W y cubre una superficie de $1,15 \text{ Km}^2$, localizada al Sur de la Región Oriental, en el Departamento de Misiones, aproximadamente en el Km. 185 de la Ruta Nacional N° 1 “Mariscal Francisco Solano López”, a la altura de la Compañía de Ita Yurú; para acceder al lugar se toma un camino de tierra hacia al Este de la ruta asfaltada, recorriendo un trayecto de aproximadamente 1 km, llegando a un frente de cantera propiedad de la Municipalidad de San Juan Bautista. Esta cantera actualmente está en proceso activo de explotación del material pétreo, que es utilizado para obras viales de la comuna; su frente de extracción posee alrededor de 250 m de largo en dirección E – W, y continua hacia el E donde se observa además una antigua cantera ya sin actividades de explotación.



Mapa 2. El área de estudio se encuentra en la Compañía Ita Yurú, en el kilómetro 185, entre las ciudades de San Miguel al N y San Juan Bautista al S. Fuente: OpenStreetMaps.

3.2. Geomorfología

La geomorfología del Precámbrico Sur del Paraguay esta diferenciada en tres sectores; 1) en planicie de denudación, formada antes de la transgresión de sedimentos Ordovícicos sobre esta planicie, que más tarde fue afectada por eventos tectónicos distensivos post-ordovícicos con movimientos verticales y fallas mayoritariamente de dirección NW-SE, que en consecuencia, éstas planicies de denudación se encuentran a niveles diferentes, con cotas entre 75 y 200 metros, corresponden a rocas de la Suite Magmática Caapucú; 2) relieves en forma de macizos elevados, cerros testigos y remanentes de planicie de denudación. Estos macizos y cerros con pendientes abruptas, que ocurren generalmente en series o crestas alargadas, poseen una altitud máxima de 275 m. Las elevaciones están constituidas generalmente de riolitas y pórfidos; y 3) planicies de inundación resultados de la erosión diferenciada, teniendo entre 55 y 110 metros de altura (Cubas et al., 1998).

3.3. Clima y Vegetación

La región es caracterizada por un clima subtropical húmedo, con temperaturas medias entre 21° y 23°, siendo de Octubre a Marzo los periodos lluviosos con precipitaciones medias anual de 1800 mm.

En cuanto a vegetación se refiere, los cerros de mayor altura permanecen cubiertos de un estrato arbóreo denso. Las amplias planicies esta cubiertas de pastizales naturales representado mayoritariamente por *gramíneas* aptas para la ganadería. Los esteros están poblados por especies hidrófilas con familias preponderantemente de tipo *pontederiaceae*, y en menor medida *ninfáceas*, características de ecosistemas acuáticos.

3.4. Suelo

De acuerdo a López et al. (1995) los suelos de esta región son alfisoles, entisoles y ultisoles, areno-arcillosos de color grisáceo-amarillento, producidos por el meteorización de rocas graníticas. Estos suelos ocurren en todas las áreas precámbricas donde las zonas de relieves más planos están asociadas a concreciones lateríticas de color rojo. En zonas más secas, las rocas gnéisicas o graníticas originan suelos arcillo-arenosos de color gris claro.

4. METODOLOGÍA

4.1. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete consistió en delimitar el área de estudio, revisar y analizar información existente respecto al tema de investigación; bibliografías que abarquen el área de interés, búsqueda y descarga de artículos científicos sobre aspectos de la literatura que necesitan ser aclarados, como por ejemplo, modelos geológicos propuestos en dichos trabajos en los que se necesitaron profundizar, que sirvieron como guía para analogías y conclusiones.

También se analizaron mapas y perfiles geológicos, mapas topográficos e imágenes satelitales a través de *Google Earth Pro* y *ArcMap 10.2.2*, descargados de *Earth Explorer* del *Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS)*, y la elaboración de mapas base que fueron utilizados en el proceso del mapeo geológico. Con el software *Macromedia FreeHand MXa* se confeccionaron columnas estratigráficas comparativas y esquemas geológicos.

4.2. Trabajo de campo

En el trabajo de campo se realizó el levantamiento geológico tradicional, en donde se utilizaron herramientas como; brújula *Brunton* con clinómetro, martillos geológicos, dispositivo GPS, lupas, lápices de dureza, lápiz magnético, tabla de color de rocas, placa de porcelana, cinta métrica, etc., con las cuales se desarrollaron actividades de observación, reconocimiento, mediciones de estructuras, descripciones y toma de muestras de afloramientos para su posterior análisis de laboratorio.

Las actividades de mapeo consistieron en; descripción completa y en detalle de los afloramientos, definición detallada de los contactos entre litologías previamente descritas, medición de estructuras, ensayos de propiedades físicas de los minerales *in situ*, toma de medidas longitudinales tanto con cintas métricas como georreferenciando con un dispositivo GPS, que luego con la ayuda de *Google Earth Pro* y *ArcMap* son visualizados y trazados, creando así, un archivo de salida de impresión que da resultado al mapa geológico final a escala 1:4.000.

4.3. Análisis de laboratorio

Una vez tomadas y codificadas las muestras, se seleccionaron las más representativas y frescas para luego derivarlas a los laboratorios de petrografía.

4.3.1. Petrografía

Fueron enviadas muestras para la confección de láminas delgadas en las instalaciones de la Facultad de Ciencias de la Universidad de la Republica, Uruguay. Los pasos empleados en la confección de láminas delgadas son los siguientes: (1) Se cortan las rocas con una cortadora de discos hasta formar prismas, (2) se adhiere a un portaobjetos con resina *Epoxy*, evitando que se formen burbujas y se deja secar, luego (3) se pule la roca en una pulidora de rocas hasta lograr un espesor de 300 μm , para después (4) utilizar abrasivos (carburo de silicio) de diferentes granulometrías, hasta alcanzar el espesor deseado, que normalmente es de 30 μm y (5) se culmina con la adhesión del cubre objetos.

Con la lámina ya confeccionada, se sometió a observación con un microscopio de luz transmitida y se procedió a la descripción e identificación de los minerales, la textura y estructura de la roca, para poder así clasificarla. El análisis petrográfico e interpretación de láminas confeccionadas se llevaron a cabo en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, que cuenta con un microscopio polarizante de marca Leitz.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Descripción del afloramiento

El frente de cantera posee alrededor de 250 m en dirección E – W y las rocas extraídas de esta cantera son principalmente cuarcitas de colores blanco, gris y rosado de extrema dureza, con estructura foliada; la foliación presenta una dirección principal de N85°W; se observan además pliegues y relictos de flexuramientos, tanto en la misma cantera como en los afloramientos circundantes. También se observan pequeños lentes de rocas posiblemente básicas o ultrabásicas totalmente transformadas por alteración a minerales arcillosos.



Figura 8. Afloramiento de cuarcita grisácea al Este de Ita Yurú con relictos de plegamientos en la roca.

El afloramiento de cuarcitas ferruginosas está asociado a la cota 148 m.s.n.m., aflorando en un sendero de dirección E – W. El cuerpo principal de rocas se manifiesta en forma de lente con una extensión aproximada 200 m. de largo y 16 metros de ancho, con sectores fuertemente alterados a suelo limonítico de color ocre.



Figura 9. Ocurrencia de suelo limonítico de color ocre, asociado con cuarcitas ferruginosas fuertemente alteradas.

5.2.Descripción macroscópica

Las rocas del área se tratan principalmente de cuarcitas que presentan variados colores; blanquecinas, grisáceas y rosadas; las rocas blanquecinas y grisáceas presentan en general estructura foliada y textura granoblástica, dada por la presencia de cuarzo deformado; ocasionalmente se observa la presencia de filosilicatos de color verdoso, que según Meinhold et al., (2011), se trata de fuchsita, que le confiere una cierta esquistosidad a la cuarcita, debido a que se desarrollaron paralelamente a dichos planos.

Las cuarcitas de color rosado son rocas foliadas donde en partes se observa el desarrollo de hematita y magnetita en los planos de esquistosidad; la presencia hematita le transmite una tonalidad rosácea a estas cuarcitas. La magnetita se encuentra en los planos de esquistosidad como formando parte de la masa principal, hecho que se observa también en las cuarcitas grisáceas ubicadas próximas a las rocas ferruginosas.



Figura 10. Detalle de la muestra Y-01, cuarcita blanca a gris-blanquecina de textura granoblástica en contacto con cuarcitas ferruginosas.

Las rocas ferruginosas exhiben estructura foliada con tamaño de grano medio a grueso y está dada por la presencia de bandas alternadas leucocráticas y melanocráticas, ambas con espesores de 2 a 3 mm.; las bandas leucocráticas se componen esencialmente de cuarzo y las bandas melanocráticas de óxidos de hierro con magnetismo moderado a fuerte, indicativo de la presencia de magnetita; a veces estas bandas se vuelven irregulares y otras veces terminan acuñándose. Su dirección de esquistosidad es de $N74^{\circ}W$ buzando al NNE entre 30° y 48° .

También han sido observados porfidoblastos de hematita, magnetita a veces alterada a goethita relleno de oquedades de formas subcuadrangulares con dimensiones de 2 a 4 mm; se han identificado además, costras irregulares de pirolusita supergénica recubriendo los sectores que han quedado más expuestos al intemperismo.



a



b

Figura 11. a) y b) Cuarzita ferruginosa donde se observa la estructura bandeada en la roca con alternancia de bandas leucocráticas (cuarzo) y melanocráticas (minerales de hierro) de escala milimétrica. También se evidencia deformación en bandeamiento y sobrecrecimiento de cristales. Muestra Y-03.

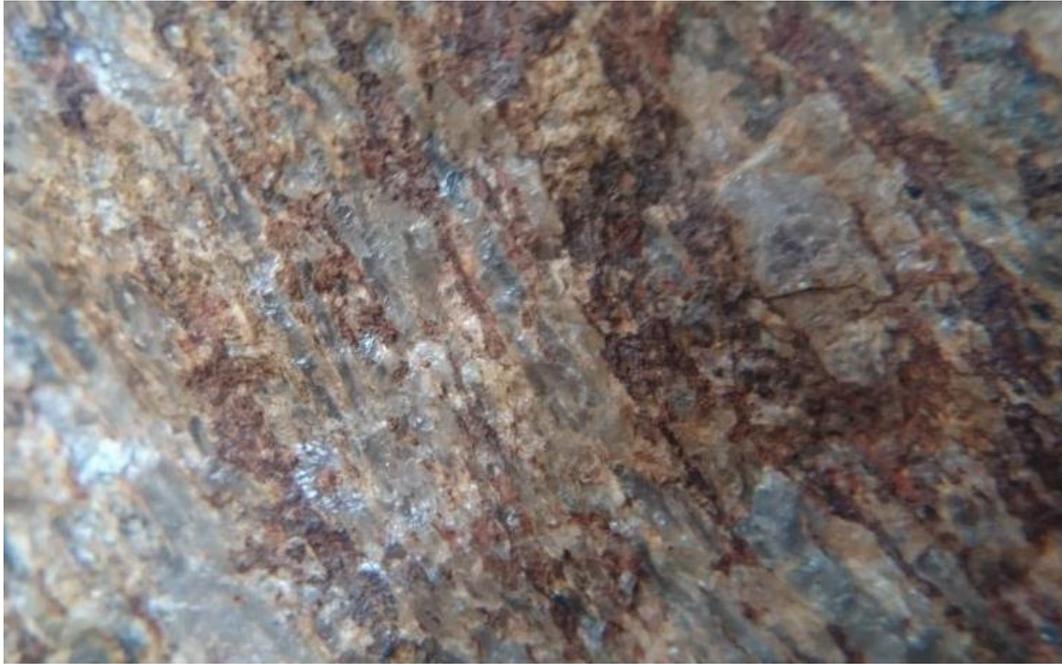
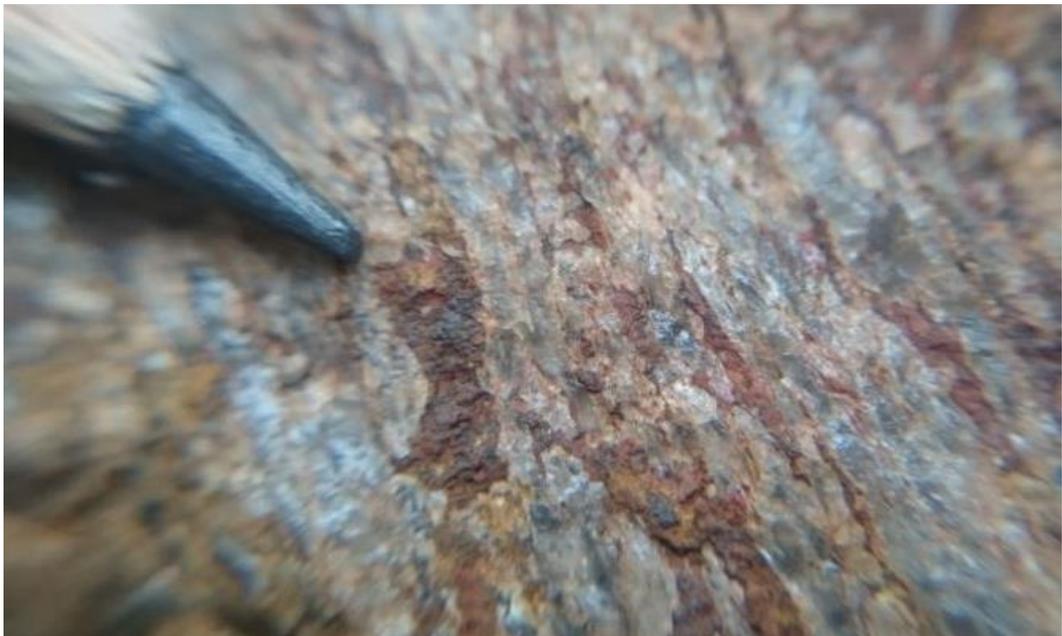
**a****b**

Figura 12. a) y b) Toma en detalle de alternancia de bandas de cuarzo de color gris y minerales de hierro de color marrón rojizo. Se observa porfidoblasto de hematita. Es notoria la discontinuidad de las bandas, terminando a veces en cuña. Aumento 10x. Muestra Y-03.



Figura 13. Porfidoblasto de hematita color marrón rojizo en cuarcita ferruginosa. Muestra PP-420.



Figura 14. Oquedades subcuadrangulares rellenas de goethita por alteración de magnetita. Muestra Y-05. Aumento 10x.

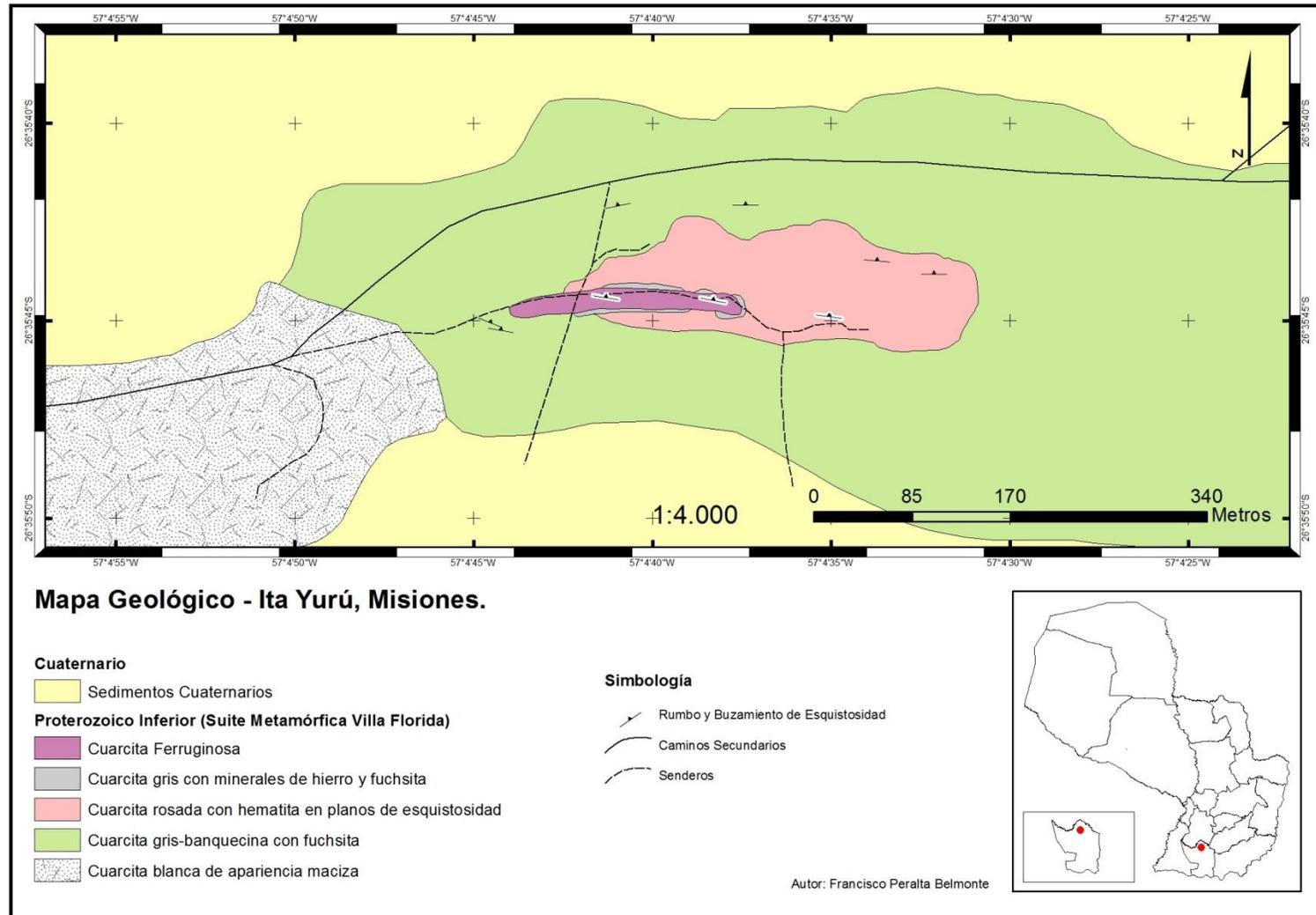
Una característica importante observada en campo fue la zonación de la presencia de minerales de hierro en las cuarcitas y está definida por los cambios de color; en las próximas al contacto con la cuarcita ferruginosa el color de la roca es rosado, delineando un sector de mayor densidad de granos de estos minerales hacia el centro del cuerpo lenticular y disminuyendo a medida que la distancia del cuerpo ferruginoso se incrementa, y a su vez se hace notable el aumento del contenido de fuchsita, tanto en las cuarcitas de color grisáceo como en las rosadas. Los minerales de hierro contenidos en estas rocas poseen magnetismo moderado a débil.



Figura 15. Costra supergénica de pirolusita en cuarcita ferruginosa. Muestra Y-05. Aumento 10x.



Figura 16. Contacto entre cuarcita gris-blanquecina y cuarcita ferrífera con misma dirección de esquistosidad. Este de Ita Yurú.



Mapa 3. Afloramiento en dirección E – W de cuarcitas ferruginosas, en parte muy alteradas a suelo ocre limonítico. Se observa claramente la zonación de la aparición de minerales de hierro tanto en las cuarcitas grises como en las cuarcitas rosadas teniendo como centro las cuarcitas ferruginosas.

5.3. Descripción microscópica

La cuarcita de hierro posee una textura granolepidoblástica inequigranular con dos fases; una leucocrática y otra opaca. La fase leucocrática presenta cuarzo como agregados policristalinos y granoblastos con extinción ondulante, asociándose con inclusiones y bandas de sericita. Las bandas de sericita se presentan en forma de cristales laminares subidioblásticos a xenoblásticos.

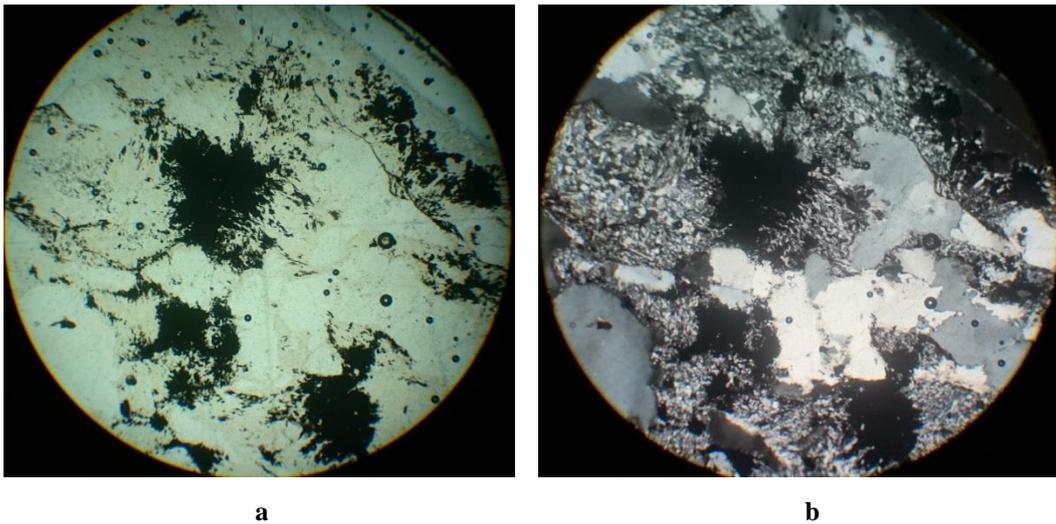


Figura 17. Sección delgada de cuarcita ferruginosa: a- LPNA, b- LPA. Se observa la presencia de cuarzo policristalino y granoblástico con extinción ondulante, el cual se encuentra rodeado de cristales irregulares de opacos y cristales lepidoblásticos irregulares de sericita. Aumento 4x.

Además, ocurren como minerales accesorios circón y epidota; esta última a veces se encuentra como inclusiones en el cuarzo.

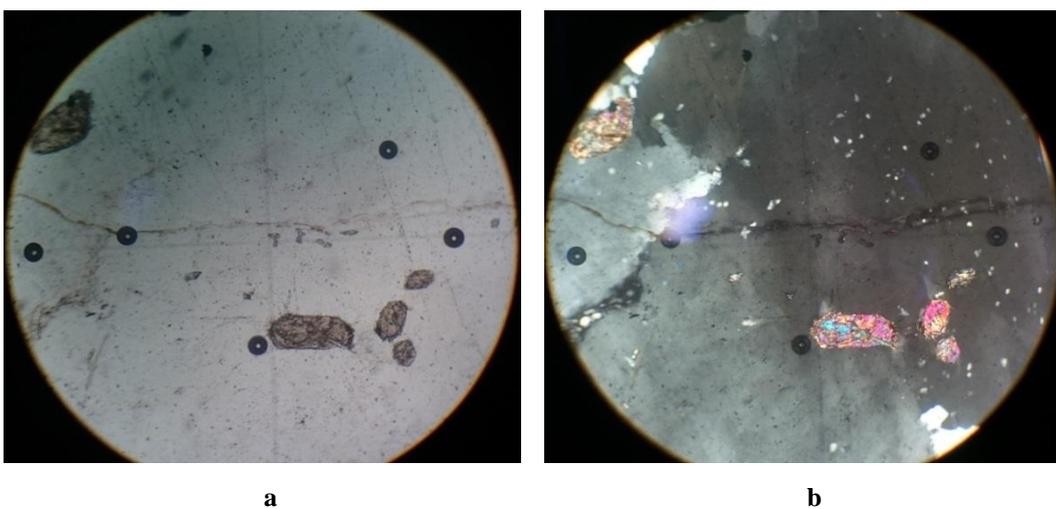


Figura 18. Sección delgada de cuarcita ferruginosa, fase leucocrática: a- LPNA, b- LPA. Epidota subidioblástica (alta birrefringencia) y sericita (xenoblástica, laminar) incluida en granoblastos de cuarzo. Aumento 10x.

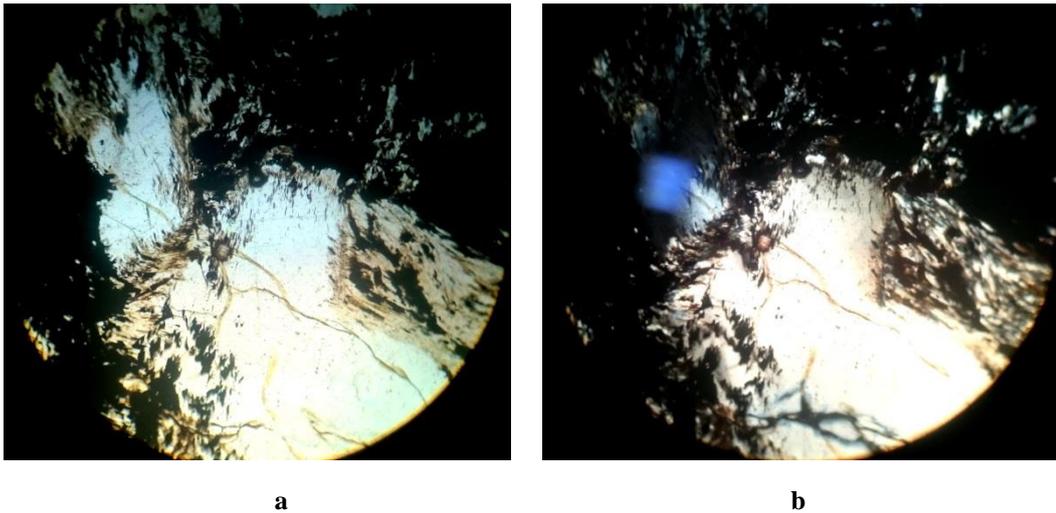


Figura 19. Sección delgada de cuarcita ferruginosa: a- LPNA, b- LPA. Granoblasto de cuarzo incluido por circón, con su hábito, relieve, halo y birrefringencia distintiva. Aumento 4x.

La fase de minerales opacos está constituida principalmente de hematita en forma de porfidoblastos y magnetita a veces formando granoblastos o cristales aciculares interpenetrando a los granoblastos de cuarzo, posiblemente producto de reacción metamórfica, formando así una textura reaccional de aspecto “astilloso”. También se observa goethita de color marrón amarillento, con presencia de oquedades producto de la alteración de magnetita y hematita.

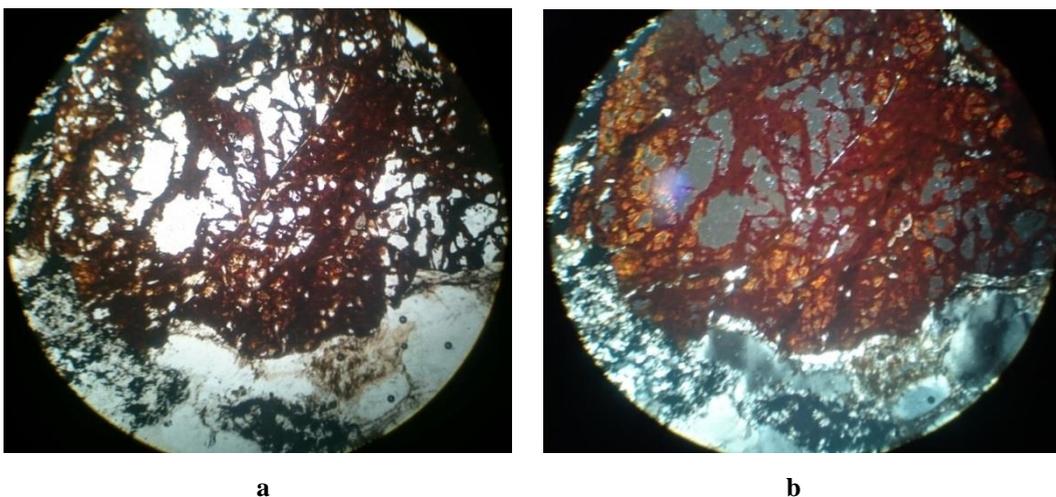


Figura 20. Sección delgada de cuarcita ferruginosa: a- LPNA, b- LPA. Se observa cristal irregular de goethita, rodeado de sericita y cuarzo. Aumento 10x.

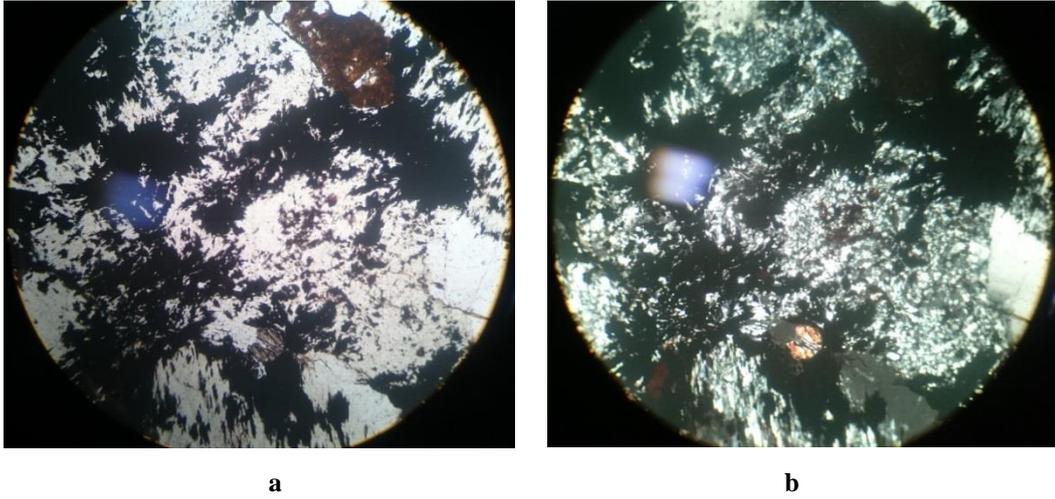


Figura 21. Sección delgada de cuarcita ferruginosa. a- LPNA, b- LPA. Granoblastos xenomórficos con bordes aciculares de magnetita en cuarzo, desarrollando textura de reacción por efectos del metamorfismo. Se observa un cristal de epidota entre el cuarzo y la magnetita. Aumento 10x.

6. CONCLUSIÓN

Las observaciones de campo indican que las rocas ferruginosas están dispuestas en forma de lente, el cual se encuentra elongado paralelamente a la dirección de esquistosidad de las cuarcitas gris-blanquecinas y rosadas, lo cual sería producto de los efectos del metamorfismo que habría sufrido el paquete de rocas, donde el metamorfismo fue el responsable del bandeamiento, induciendo al incremento del tamaño de los granos generando una separación gravitatoria de los minerales de hierro del cuarzo (Gross, 1965). Así mismo, la zonación de la aparición de minerales de hierro y la variación en la coloración de las rocas circundantes al cuerpo ferrífero, llevaría a pensar que estas rocas ferruginosas aún en su condición de protolito se encontraban acumuladas en forma de bolsón.

La existencia de granoblastos de cuarzo con extinción ondulante y la textura de reacción entre magnetita y cuarzo apoyaría la hipótesis de que tanto las cuarcitas ferruginosas como las variedades grises, blanquecinas y rosadas formaron parte de un mismo protolito que fue sometido a condiciones de metamorfismo regional de facies esquistos verdes, reflejado en su textura, estructura y mineralogía.

Respecto a la suposición de que esta litología es una BIF, parte de una secuencia de Greenstone Belt, se discrepa de este origen propuesto por los siguientes motivos:

1) La presencia de sericita en la roca: se trata de un mineral producto del metamorfismo de arcillas, las cuales se habrían encontrado en la matriz del protolito, característica de las areniscas inmaduras por contener más de 5% de matriz arcillosa terrígena. Esto sería sostenido por la presencia de circones incluidos en granoblastos de cuarzo de la fase leucocrática, dándole un carácter clástico continental a la deposición del protolito y no derivado de la precipitación química como lo es el chert.

2) Como fue mencionado con anterioridad, una BIF posee cuatro facies minerales en su composición (óxidos, sílicatos, sulfuros, carbonatos), de las cuales minerales sulfúricos y carbonáticos están ausentes en esta roca.

3) Investigaciones comparativas respecto a las formaciones de hierro bandeado atribuyen el origen de la sílice y el hierro a fluidos hidrotermales de ambiente de vulcanismo submarino, confirmando a los BIF el carácter de depósitos marinos

profundos, el cual no es evidenciado tanto en su mineralogía (ausencia de carbonatos y sulfuros) como en su configuración geológica regional, estando ausentes potentes capas de rocas sedimentarias calcáreas y pillow lavas. Respecto a las presumibles rocas básicas y ultrabásicas alteradas formadoras de lentes de talco, asignándoseles ser basaltos komatiíticos, éstos no presentan la disposición ni extensión que tendría un *plateau* oceánico generado por plumas mantélicas, como con los que han sido correlacionados (Grupo Moodies, Greenstone Belt de Barbeton, Sudáfrica; Grupo Hamersley, Cratón de Pilbara, NW de Australia; Supergrupo Transvaal, Cratón Kaapvaal, Sudáfrica; Región del Lago Superior, límite Canadá - Estados Unidos; Canal Labrador, Canadá; Complejo Metamórfico Nogolí, San Luis, Argentina; Grupo Itabirá, límite Sur del Cratón de San Francisco, Minas Gerais, Brasil).

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., Guildford, 1984. Atlas of Sedimentary Rock Under the Microscope. John Wiley & Sons.
- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., 1998. A Colour Atlas of Carbonate Sediments & Rocks Under the Microscope. Manson Publishing.
- Angerer, T. et al., 2012. Geochemistry of a komatiitic, boninitic, and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: Implications for mantle sources and geodynamic setting of banded iron formation. *Precambrian Research*, Volume 224, 110 – 128.
- Bau, M., Möller, P., 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in early Precambrian iron formation and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 2239 – 2249.
- Benedetto, J. L., 2010. El Continente Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología Histórica. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. Argentina. Segunda Edición.
- Beukes, N. J., Klein, C., 1990. Geochemistry and sedimentology of a facies transition – from microbanded to granular iron-formation – in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* 47, 9 – 139.
- Bontognalí, T.R.R., Fischer, W. W., Föllmi, K. B., 2012. Siliciclastic associated banded iron formation from the 3.2 Ga Moodies Group, Barbeton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 116 – 124.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin. Octava Edición.
- Cloud, P., 1983. Banded Iron Formation – A Gradualist Dilemma. *Developments in Precambrian Geology*, Volume 6, 401 – 416.
- Cubas, N. V., 1999. Consideraciones Geológicas sobre el Precámbrico Sur: Aspectos Estratigráficos, Tectónicos y Geocronológicos. Dirección de Recursos Minerales – MOPC.
- Cubas, N. V., Garcete, A, Meinhold, K. D., Benítez, J. C., Figueredo, L., González M. E., Burgaht, K. P, Höndorf, A., 1998. Mapa Geológico de la República del Paraguay, Escala 1:100.000, Hoja Villa Florida – Texto Explicativo. Archivo MOPC, Asunción.
- Danielson, A., Möller, P., Dulski, P., 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Geol.* 97, 89 – 100.
- Derry, L. A., Jacobsen, S. B., 1990. The chemical evolution of Precambrian seawater: evidence from REEs in banded iron formations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2965 – 2977.

- Dymek, R. F., Klein, C., 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research* 39, 247 – 302.
- Earth Explorer – USGS. <http://earthexplorer.usgs.gov/>
- Engler, T., 1991. Petrographische und geocronologische Arbeiten im Ostteil des Rio Tebicuary-Kratons in Sudo-Paraguay. Diplom. Diss., Univ. Heidelberg.
- Ewers, W. E., 1983. Chemical Factors in the Deposition and Genesis of Banded Iron Formation. *Developments in Precambrian Geology*, Volume 6, 491 – 512.
- Gonzalez, P. D., 2009. Petrology and geochemistry of the banded iron formation in the Eastern Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina): Implications for the evolution of the Nogolí Metamorphic Complex, *Journal of South American Earth Science* 28, 89 – 112.
- Grachev, A. F., 1977. The rift zones of the Earth. Nauka, Leningrad.
- Grachev, A. F., Federovsky, V. S., 1970. On unified nature of rifts, aulacogens and geosynclinal troughs. *Soviet Geology* 12, 121 – 122.
- Grachev, A. F., Federovsky, V. S., 1981. On the nature of Greenstone Belts in the precambrian. *Tectonophysics* 73, 195 – 212.
- Gross, G.A., 1965. Geology of iron deposits in Canada. Vol. 1. General geology and evaluation of ore deposits: Canada Geol. Survey, Econ. Geol. Rept. 22, 181 pp.
- Hekinian, R., 1982. Petrology of the Ocean Floor. Elsevier Oceanography Series, 33. Elsevier Scientific Publishing Company. 270, 307 – 351.
- James, H. L., 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Economic Geology* 49, 235 – 293.
- James, H. L., 1966. Chemistry of the iron-rich sedimentary rock. US Geological Survey, Professional Paper 440-W, 61.
- James, H. L., Sims, P.K., 1973. Precambrian banded iron formations of the world. *Economic Geology*, 68, 913 – 914.
- Kato, Y. et al., 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and plate tectonics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62 (21/22), 3475 – 3497.
- Klein, C., Beukes, N. J., 1992. Time distribution, stratigraphy, sedimentologic setting, and geochemistry of Precambrian iron-formations. In: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, 136 – 146.

- Klein, C., Hurlbut, C. S., 1996. Manual de Mineralogía – Basado en la obra de J. D. Dana, Vol. 1 y 2. Cuarta Edición. Reverte.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral*, 68. 277 – 279.
- MacKenzie, W. S., Guildford, C., 1980. Atlas of Rock Forming Minerals in Thin Sections. Routledge.
- MacKenzie, W. S., Adams, A. E., 1994. A Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section. Manson Publishing.
- Maynard, J. B., 1983. Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits. Springer-Verlag, 9 – 60.
- Meinhold, K. D., Cubas, N., Garcete, A., 2011. Mapa Geológico 1:250.000 del Complejo Precámbrico Sur del Paraguay – Texto explicativo. *Geologisches Jahrbuch. Regionale Geologie Ausland. Reihe B, Heft 100*. Hannover.
- Morgan, R. et al., 2013. The origin of coexisting carbonates in banded iron formations: A micro-mineralogical study of the 2.4 Ga Itabira Group, Brazil. *Precambrian Research*, Volume 224, 491 – 511.
- Morris, R. C., 1983. Supergene Alteration of Banded Iron Formation. *Developments in Precambrian Geology*, Volume 6, 513 – 534.
- Pichlet, H., Schmitt-Riegraf, C., 1997. Rock-Forming Minerals in Thin Section. Chapman & Hall. 30 – 34, 54 – 57.
- Rollinson, H. R., 1993. Using Chemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Pearson Education Ltd., 7 – 10, 102 – 149.
- Shimizu, H., Umemotto, N., Masuda, A., Appel, P. W. U., 1990. Sources of iron formations in the Archean Isua and Malene supracrustals, West Greenland: evidence from La-Ce and Sm-Nd isotopic data and REE abundances. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 1147 – 1154.
- Spear, F. S., 1993. Metomorphic phase-equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Spier, C. A., et al., 2006. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 170 – 206.
- Trendall, A. F., 1965. Progress report on the Brockman Iron Formation in the Wittenoom – Yampire area. West. Australia, Geology Survey Annuary Report, 55 – 65.

- Trendall, A. F., 1968. Three great basins of Precambrian banded iron formation deposition: A systematic comparison. *Geology Society of America, Bulletin* 79, 1527 – 1544.
- Trendall, A.F., Brockley, J. G., 1970. The iron formation of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia. *West. Austr., Geol. Surv., Bull.*, 119, 366.
- World of Earth Science. 2003. Greenstone Belt. Visitado el 11 de Setiembre, 2015 de Enciclopedia.com: <http://www.encyclopedia.com/doc/1G2-3437800269.html>
- Yardley, B. W. D., MacKenzie, W. S., Guildford, C., 1990. *Atlas of Metamorphic Rocks and Their Textures*. Longman.