UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE
INGENIEROS DE MINAS Y ENERGÍA

METALOGÉNESIS DEL ORO LATERÍTICO EN LAS
FORMACIONES DEL GREENSTONE BELT DE MINVOUL
(GABÓN)

TESIS DOCTORAL

MARIO IGLESIAS MARTÍNEZ

LICENCIADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

2020

Departamento de Ingeniería Geológica y Minera

Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas y Energía

Metalogénesis del oro laterítico en las formaciones del
greenstone belt de Minvoul (Gabón)

Mario Iglesias Martínez

Directores

Dr. José Antonio Espí Rodríguez
Dr. Ambroise Edou-Minko

2020

AGRADECIMIENTOS

Numerosas instituciones y personas han colaborado en la realización de esta investigación. Mi agradecimiento por el apoyo e incentivo a las siguientes instituciones:

- Escuela de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid
- Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid
- Instituto Geológico y Minero de España
- Dirección Nacional de Geología del Ministerio de Minas de Gabón
- Biblioteca de la Sociedad Geológica de Francia

Mi agradecimiento a las siguientes personas:

A mi director de tesis José Antonio Espí, por aceptar el reto de dirigir esta tesis, más aún en el año de su jubilación, lo que da muestra de su compromiso y amor por la docencia y la investigación. Me considero muy afortunado de haber trabajado bajo su tutela, pues esto me ha permitido crecer profesionalmente al lado de una persona con un bagaje extraordinario tanto en el ámbito académico como en el de la empresa minera, al que además se le unen unas cualidades humanas de la más alta calidad moral.

A Javier Riera Táboas, Director General de la empresa Cratón del Congo Exploraciones, SL, propietaria del Permiso Minero en el que se sitúa el área objeto de esta investigación, por su apoyo, por permitir la publicación de los datos obtenidos en las campañas de campo y por su comprensión sobre la importancia de los aspectos científicos en los trabajos de exploración minera.

A mi codirector de tesis Dr. Ambroise Edou-Minko y a los directores y subdirectores de la Dirección Nacional de Geología de la República de Gabón, François Mayaga Mikolo, Serge Abouma Simba y Serge Mikala, les agradezco el interés y el entusiasmo transmitido en los avances en mis investigaciones.

A Alexandre Uhlein, mi director de “*mestrado*” en Brasil que me inició en el mundo de la investigación.

Al Dr. Edgar Berrezueta y a la Dra. Berta Ordóñez, de la unidad de Oviedo del IGME, por su valiosa colaboración en el Análisis Óptico de la Imagen de los granos de oro.

A los consultores geólogos Paul Hugman, Dixon Porter, Marc Vanhoutte y Antoine Ango Mathurin, con los que he tenido la suerte de trabajar y de los que aprendo las artes de este oficio.

A Ricardo Castroviejo y Úrsula Grunwald, por su amable ayuda en el estudio de las probetas pulidas en el Laboratorio de Microscopía aplicada y Análisis de la Imagen de la Escuela de Minas.

A Alfonso Bonilla (in memoriam) y a Dulce Gómez-Limón, del laboratorio de metalurgia de la Escuela de Minas, por su amable colaboración en la planificación de los ensayos de cianuración.

A Santiago del Barrio Martín, investigador del IGME, por su colaboración en el análisis de difracción de rayos-X de las muestras de arcillas.

A Begoña Amandi, por su colaboración y su gran ayuda en la digitalización del mapa geológico y en los estudios estadísticos del análisis factorial de las muestras geoquímicas.

A Lucien Zang que consiguió, no con pocas dificultades, adquirir en Yaoundé los mapas geológicos del sur de Camerún y a Collin Nkono por facilitarme los planos de lineamientos estructurales de su trabajo sobre tectónica de África Central.

A mi tío Julio García Lozano por su esfuerzo y paciencia en la digitalización de gran parte de las figuras que contiene esta tesis.

A Sonia Sánchez Martínez, cuya tesis doctoral ha sido de gran ayuda para la interpretación de los ambientes de formación de mis muestras de roca y a Ricardo Arenas, por permitirme acompañarle en un viaje muy revelador a los complejos ofiolíticos de Galicia.

A mis compañeros de la empresa Cratón del Congo Exploraciones; los geólogos Loïc Piga Ngamilolo y Bertrand Ollomo, a los ayudantes de campo David, Arnold, Jimmy, Ben, Esther, Jean Bosco, Obum, Commando y a los buscadores de oro de los campamentos de Essindama y Ndaboro por su hospitalidad y por el conocimiento práctico transmitido de su ancestral profesión.

A mi familia y a Ray, por su continuo apoyo.

La decisión de iniciar los estudios que han conducido a la presente tesis doctoral, carente de cualquier tipo de financiación y, en sus comienzos, sin ninguna vinculación institucional, la tomé por el convencimiento de contar con la ayuda de dos amigos doctores en Ciencias Geológicas, Laura González Acebrón y Carlos Pérez Garrido. Mi más profundo agradecimiento a estas dos personas maravillosas por su inestimable y generosa ayuda en éste y en todos los proyectos en los que me he embarcado.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	vi
ABSTRACT.....	viii
ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.....	1
OBJETIVOS.....	4

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 MARCO GEOGRÁFICO DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	6
1.1.1 GEOMORFOLOGÍA.....	6
1.1.2 HIDROGRAFÍA.....	8
1.1.3 VEGETACIÓN.....	9
1.1.4 CLIMA.....	11
1.1.5 ASPECTOS SOCIALES Y ECONÓMICOS.....	12
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	13
1.2.1 CRATONES Y ESCUDOS DE ÁFRICA CENTRAL.....	13
1.2.2 EL PRECÁMBRICO DEL CRATÓN DE NTEM O CRATÓN GABONÉS.....	20
1.2.2.1 Tectónica e historia geológica de las formaciones del cratón Gabonés.....	22
1.2.3 EL COMPLEJO DE NTEM.....	26
1.2.3.1 Unidad Ntem (Mesoarcaico).....	30
1.2.3.2 Unidad Nyong (Paleoproterozoico).....	31
1.2.3.3 Unidad Ayina (Paleoproterozoico ?).....	33

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 DOCUMENTACIÓN Y MATERIAL INFORMÁTICO.....	35
2.2 TRABAJOS DE CAMPO: RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO Y MUESTREOS.....	37
2.2.1 MUESTREOS.....	38
2.2.1.1 Prospección geoquímica de sedimentos de arroyo.....	39
2.2.1.2 Muestreo de oro mediante batea.....	40
2.2.1.3 Muestreo geoquímico de suelos.....	42
2.2.1.4 Excavaciones y perforaciones.....	44
2.2.1.5 Pretratamiento de las muestras.....	50
2.3 TRABAJOS DE LABORATORIO.....	52
2.3.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICOS Y MINERALÓGICOS.....	52
2.3.1.1 Microscopía Óptica de luz polarizada.....	52
2.3.1.2 Separación de los granos de oro.....	53
2.3.1.3 Microanálisis por SEM y Dispersión de Energías de Rayos-X (EDS).....	54
2.3.1.4 Espectroscopía Raman.....	55
2.3.1.5 Difracción de Rayos X.....	56
2.3.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICOS POR MÉTODOS ESPECTROMÉTRICOS	57

2.4 TRABAJOS DE GABINETE: TRATAMIENTO DE LOS DATOS.....	60
2.4.1 ANÁLISIS ÓPTICOS DE IMAGEN.....	60

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MINVOUL: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS PRINCIPALES LITOTIPOS

3.1 METABASITAS: ANFIBOLITAS, ESQUISTOS VERDES Y ROCAS METAGABROICAS.....	72
3.1.1 ANFIBOLITAS.....	72
3.1.2 ESQUISTOS VERDES.....	78
3.1.3 ROCAS METAÍGNEAS: METAGRABROS, METALEUCOGABROS Y PLAGIOCLASITAS.....	80
3.1.3.1 Presencia de corindón y otras rocas de origen pegmatítico.....	82
3.1.4 DOLERITAS.....	84
3.1.5 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS METABASITAS.....	86
3.1.5.1 Anfibolitas y metagabros.....	89
3.1.5.2 Doleritas.....	94
3.2 ROCAS GNÉISICAS.....	95
3.2.1 GNEISES CUARZOFELDESPATÁTICOS.....	95
3.2.1.1 Caracterización geoquímica de los ortogneises.....	97
3.2.2 GNEISES BIOTÍTICOS GRANATÍFEROS.....	99
3.3 FORMACIONES FERRÍFERAS BANDEADAS: ITABIRITOS.....	103
3.4 MICAESQUISTOS.....	107
3.5 ROCAS GRANÍTICAS ALCALINAS.....	108
3.5.1 LEUCOGRANITOS.....	108
3.6 FILONES DE CUARZO.....	110

CAPÍTULO 4. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DEL PERFIL LATERÍTICO DE MINVOUL: DISTRIBUCIÓN DEL ORO Y DE OTROS ELEMENTOS METÁLICOS

4.1 ALTERACIÓN DE LAS ROCAS BAJO CONDICIONES TROPICALES...	112
4.1.1 CARACTERÍSTICAS DEL AMBIENTE LATERÍTICO.....	112
4.1.2 FORMACIÓN DE LAS CORAZAS LATERÍTICAS.....	116
4.1.3 DEPÓSITOS LATERÍTICOS DE ORO.....	119
4.2 DESCRIPCIÓN DEL PERFIL LATERÍTICO DE MINVOUL.....	122
4.2.1 HORIZONTE ARCILLO-ARENOSO.....	122
4.2.2 HORIZONTE NODULAR.....	123
4.2.3 CORAZA LATERÍTICA.....	126
4.2.4 HORIZONTE DE LAS ARCILLAS MOTEADAS.....	126
4.2.5 SAPROLITO.....	127

4.3 DISTRIBUCIÓN GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA EN EL PERFIL LATERÍTICO.....	129
--	------------

4.4 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS GEOQUÍMICOS.....	135
4.4.1 ANÁLISIS FACTORIAL.....	135
4.4.1.1 Normalización de los datos.....	136
4.4.1.2 Cálculo de la matriz de las variables.....	138
4.4.1.3 Elección del número de factores.....	140
4.4.1.4 Rotación.....	140
4.4.2 RESULTADOS DEL ANÁLISIS ESTADÍSTICO.....	141
4.4.2.1 Análisis factorial de los datos geoquímicos.....	142

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS MORFOLÓGICO Y COMPOSICIONAL DE LOS GRANOS DE ORO EN EL PERFIL LATERÍTICO

5.1 INTRODUCCIÓN.....	147
------------------------------	------------

5.2 CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA DE LOS GRANOS DE ORO....	150
5.2.1 CUANTIFICACIÓN DE LOS GRANOS DE ORO MEDIANTE ANÁLISIS ÓPTICO DE IMAGEN (AOI).....	150
5.2.2 DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA DE LOS GRANOS DE ORO.....	156
5.2.2.1 Síntesis morfológica de los granos de oro por horizontes.....	165

5.3 EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE LOS GRANOS DE ORO ALUVIAL EN FUNCIÓN DE LA DISTANCIA RECORRIDA DESDE EL ÁREA FUENTE...176	
5.3.1 FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA.....	176
5.3.2 RESULTADOS.....	177

5.4 CARACTERIZACIÓN MICROQUÍMICA DE LOS GRANOS DE ORO....182	
5.4.1 COMPOSICIÓN E INCLUSIONES.....	183
5.4.2 BORDES DE GRANO EMPOBRECIDOS EN PLATA.....	187

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	190
--	------------

CAPÍTULO 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	203
--	------------

ANEXOS:

Anexo I: Mapa geológico regional.....	227
Anexo II: Difractogramas de rayos X de las arcillas de alteración.....	229
Anexo III: Análisis geoquímicos de roca total.....	235
Anexo IV: Análisis geoquímicos de sed. de corriente y horizontes de alteración.....	243
Anexo V: Difractograma de las probetas pulidas de los granos de oro (SEM).....	255
Anexo VI: Microfotografías de los granos de oro.....	265
Anexo VII: Diagramas Q-Q de las muestras geoquímicas.....	275

RESUMEN

La geología del margen noroccidental del cratón del Congo en la frontera entre Gabón y Camerún continúa siendo muy poco conocida. En la región de Minvoul se han identificado bandas kilométricas de rocas supracrustales arcaicas de dirección NE-SW a ENE-WSW interpretadas como cinturones de rocas verdes. El área del presente estudio forma parte de la unidad Ayina, que representa el segmento más oriental del complejo de Ntem. Este trabajo caracteriza petrográficamente y geoquímicamente estas formaciones rocosas por vez primera. El cinturón de rocas verdes de Minvoul está emplazado en el zócalo gnéissico-charnockítico arcaico y está conformado por dos series de formaciones supracrustales metamorfizadas en condiciones epi a catazonales. La primera de estas series está compuesta por anfibolitas y metagabros que parecen representar rocas volcánicas máficas metamorfizadas e intrusivas ígneas respectivamente, además de esquistos y formaciones ferríferas bandeadas. La segunda serie comprende gneises cuarzo-feldespáticos de grano fino a medio, ricos en biotita, que probablemente representan meta-sedimentos o metavolcanitas félsicas. Los granitoides potásicos intruyen las formaciones anteriores.

La fuerte meteorización y la espesa vegetación, típica de las latitudes ecuatoriales, no han permitido un detallado estudio estructural de la región, aunque a nivel local los efectos de plegamiento complejos, fallas y cizallamiento se observan tanto en escalas macro como microscópicas. Algunos autores sugieren que la orogenia Eburneana desempeñó un papel importante en la deformación de estas secuencias y fue responsable de una foliación E-W subvertical que fue desplazada posteriormente por cizallas de componente NE-SW. En terreno fueron observados bandeamientos en las anfibolitas y los metagabros interpretados como tectonotermales, así como extensas estructuras de microcizalla y recristalización dinámica en secciones delgadas.

Se comprobó una intensa actividad de extracción artesanal de oro aluvial en los ríos que drenan el cinturón de rocas verdes de Minvoul. Asimismo, se puso de manifiesto la presencia de oro en muestras geoquímicas y de batea de la coraza laterítica y de otros horizontes del perfil de alteración. En el saprolito y en el horizonte de las arcillas moteadas, el oro fue parcialmente disuelto como lo demuestran las marcas de corrosión

en la superficie de las partículas. La formación de oro secundario en la coraza laterítica es sugerida por el mayor tamaño de las pepitas, su alta pureza (> 999 milésimas en promedio) y las estrechas relaciones texturales entre el oro y los óxidos e hidróxidos de hierro neoformados. La combinación del Análisis de Imagen Óptica (*Optical Image Analysis*, OIA) junto con el análisis microquímico mediante el microscopio electrónico de barrido de los granos de oro, ha permitido establecer una serie de características morfológicas y composicionales específicas de las partículas de oro para cada uno de los horizontes estudiados y ha demostrado que el oro experimentó una evolución supergénica relacionada con el desarrollo del perfil de alteración.

Aunque el origen del oro no ha sido completamente comprendido, las evidencias geológicas, petrográficas y geoquímicas que se obtuvieron tras los estudios realizados en el presente trabajo, indican que la fuente primaria parece corresponder a mineralizaciones de oro orogénico de tipo “gold-only”, lo que es común en los metalotectos arcaicos.

El presente trabajo contribuye al conocimiento de una de las más desconocidas regiones del cratón del Congo, ofrece una integración geológica de la unidad Ayina en su contexto geológico, y contribuye a la comprensión de los procesos de disolución, dispersión y concentración de oro en ambientes supergénicos.

ABSTRACT

The geology of vast portions of the northwestern margins of the Congo craton at the border between Gabon and Cameroon remains poorly known. The Minvoul area corresponds to a NE-SW to ENE-WSW-trending band of Archean supracrustal rocks interpreted as containing greenstone belt formations. The area forms part of the Ayina unit, which represents the most easternmost unit of the Ntem complex. This paper characterizes petrographically and geochemically these rock formations for the first time. The Minvoul greenstone belt is emplaced in the Archean charnockitic gneiss basement and consists of two series of supracrustal formations metamorphosed under epi to mesozonal conditions. The first one is composed of amphibolites and metagabbros that could represent metamorphosed mafic volcanics and igneous intrusives respectively, together with schists and itabirites. The other one comprises fine to medium-grain biotitic quartzo-feldspatic gneisses that probably represents either meta-sediments or felsic meta-volcanics. K-feldspar granitoids intrude the earlier assemblages.

The deep weathering and dense vegetation, typical of equatorial latitudes, have hampered a detailed structural study of the region but locally, the effects of complex folding, faulting and shearing are observed at both macro and microscopic scales. Earlier authors suggest that the Eburnean orogeny has played a major role in the deformation of these sequences and is responsible for a steeply-dipping E-W foliation which is displaced by NE-SW shear zones. Tectonothermal banding of amphibolites and gabbros, as well as extensive micro-shear structures and dynamic recrystallization are observed in thin sections.

Artisanal alluvial gold mining activity in the rivers draining the Minvoul greenstone belt has been observed. Also, gold have been reported in geochemical and panning samples extracted from iron duricrust and other horizons across the weathering profile. In the saprolite and mottled clay zone, gold is dissolved as demonstrated by corrosion features at the surface of the particles. The formation of secondary gold in the duricrust is indicated by the larger size of the nuggets, their fineness (>995 in average) and the close textural relationship between gold and the neoformed iron oxy-hydroxides. The

combination of the Optical Image analysis together with the microchemical analysis of gold grains has allowed to establish specific morphological and compositional characteristics of the gold particles for each one of the studied horizons and has proven that gold underwent a supergene evolution related to the development of the weathering profile.

Although, the mode of gold occurrence in bedrock is not completely understood, geological, petrographical and geochemical evidences given in this paper indicate that the primary mineralisation corresponds to orogenic gold-only deposits. This is typical in Archean metallotects. The present work enhances the knowledge of this remote part of the Congo craton, offers a geological integration of the Ayina unit in its geological context and contributes to the understanding of the dissolution, dispersion and gold concentration processes in supergene environments.

ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

Hasta la presente investigación, el área de estudio, al igual que la práctica totalidad del norte de la República de Gabón, no habían sido objeto de ningún trabajo geológico. La única información existente consistía en cartografías geológicas regionales a escala 1:500.000 y 1:1.000.000, realizadas por el *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (BRGM) de Francia en los años 1972 y 2009, respectivamente. Esta última cartografía regional se basó exclusivamente en la interpretación de los datos obtenidos mediante geofísica aerotransportada (magnetismo y radiometría) en los vuelos realizados por la compañía CCG en 1984, sin haber sido acompañada por ningún trabajo de reconocimiento geológico en campo. En el periodo de 2005 a 2010 la República de Gabón fue beneficiaria del programa de apoyo al sector minero SYSMIN financiado por los 8º Fondos Europeos de Desarrollo, lo que permitió actualizar la cartografía geológica de gran parte del territorio gabonés (**Figura A**). No obstante, debido a la política del programa de no realizar trabajos en áreas fronterizas, la región de Minvoul, al igual que el resto del norte del país, quedó excluida de las investigaciones.

La región de estudio forma parte del denominado complejo de Ntem, que representa una entidad geológica distribuida a lo largo del territorio de cuatro países. Este hecho ha resultado en una compartimentación heterogénea de las cartografías nacionales, por lo que la integración y el encaje de la zona de estudio en su contexto geotectónico, realizado en la presente tesis doctoral, se considera como una de sus contribuciones de mayor relevancia.

La remota situación de este área, la ausencia de vías de comunicación y la fuerte alteración meteórica que presentan todas sus formaciones, resulta en una escasez de afloramientos, lo que unido a la morfología peneplanizada del relieve y a la densa cubierta vegetal, típica de la selva ecuatorial centroafricana, tampoco favorecen la interpretación mediante técnicas de teledetección. La exploración minera en este tipo de contextos selváticos implica costes muy elevados, por lo que hasta el inicio de los trabajos de la compañía Cratón del Congo Exploraciones SARL no se han realizado trabajos de prospección por parte del sector privado. Con la finalidad de aprovechar el gran volumen de información obtenida durante los tres años de investigaciones

geológicas y prospecciones, el autor de esta tesis, en calidad de jefe de proyecto de la citada compañía, propuso a la dirección de la empresa la posibilidad de utilizar el acervo de documentación, muestras y análisis obtenidos, como base de una investigación doctoral que aportara al país información sobre la geología y el origen de las mineralizaciones de oro en este área poco estudiada del Cratón del Congo.

Figura A.- Distribución de las hojas geológicas 1:200.000 con indicación de la institución que las realizó, el nombre de la hoja, y el año de ejecución; DGMG (Direction Générale des Mines et de la Géologie), BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières) y proyecto SYSMIN-2009. (modificado de [Thiéblemont et al., 2009](#)). La línea roja discontinua indica el perímetro aproximado del área de estudio.

En las primeras visitas de reconocimiento en terreno se puso de manifiesto la abundancia de indicios y pequeñas explotaciones artesanales de oro en los depósitos aluviales de numerosos ríos y arroyos del norte de Gabón y del sur de Camerún. En la

mayoría de los casos, la presencia de gravas aluviales auríferas coincide con enclaves de rocas básicas y ultrabásicas. Debido a ello, fueron éstas las áreas que recibieron mayor atención en los trabajos de investigación, tanto por ser unas formaciones consabidamente favorables a este tipo de mineralizaciones, como por constituir zonas elevadas que permitieron el muestreo y la descripción de afloramientos. Apoyado en los resultados positivos de la geoquímica de suelos, se definió una sección del cinturón de rocas verde de unas 100 ha donde, a modo de “zona piloto”, se concentraron gran parte de los trabajos prospectivos consistentes en pozos, trincheras y perforaciones manuales y motorizadas. Estos trabajos dieron lugar a la elaboración de un mapa geológico de detalle que permitió definir algunas relaciones estructurales y litoestratigráficas con las zonas mineralizadas.

La abundante presencia de indicios de oro, algunos conocidos desde tiempos coloniales, contrasta con la inexistencia de explotaciones mineras, por lo que a nivel regional se desconoce cualquier dato sobre las fuentes primarias del oro. La aproximación al conocimiento de origen del oro y de los mecanismos supergénicos de dispersión y acumulación que le han afectado, han tenido que basarse en medios indirectos principalmente apoyados en la caracterización de los propios granos de oro, cuya morfología y composición pueden desvelar parte de su compleja historia, así como en el estudio las formaciones meteorizadas que los contienen.

OBJETIVOS

La realización del presente trabajo se plantea como una contribución al conocimiento geológico de la región de Minvoul, una de las regiones del Cratón del Congo cuya geología ha sido menos estudiada desde el punto de vista geológico y cuyo potencial minero para oro y otros metales continua inexplorado. Los trabajos desarrollados en la investigación han tenido cuatro objetivos principales:

1) El encaje geológico regional de la zona de estudio en un marco supranacional que resultara en la confección de un mapa geológico del complejo de Ntem en su conjunto (inédito hasta el momento), englobando sus diferentes territorios repartidos entre Gabón, Camerún, Guinea Ecuatorial y la República del Congo.

2) La identificación de las formaciones geológicas presentes en la región mediante su caracterización petrográfica, mineralógica y geoquímica, tratando de aportar datos sobre su evolución metamórfica y ambiente geotectónico. Para ello, se definieron los siguientes objetivos específicos:

- Estudio estructural y evidencias de deformación mediante métodos de teledetección, inspección de terreno y análisis microtextural en lámina delgada
- Caracterización petrográfica y mineralógica de las formaciones rocosas
- Clasificación geoquímica de las rocas e identificación del contexto de generación mediante diagramas de discriminación de ambiente tectónico.
- Determinación de las relaciones entre las estructuras tectónicas, las formaciones litológicas y las posibles mineralizaciones de oro en una sección representativa del cinturón de rocas verdes.

3) La comprensión de la presencia del oro en los sedimentos aluviales y materiales de alteración coincidentes con los enclaves de rocas básicas y ultrabásicas de la región de Minvoul. Además, se propuso determinar el origen y el estilo metalogénico de las

fuentes primarias del oro así como el estudio de los procesos de dispersión y concentración del oro en el ambiente supergénico. Para lo cual, se definieron los siguientes objetivos específicos :

- Elaboración de hipótesis sobre el posible origen de las mineralizaciones primarias y sus estilos de mineralización.
- Definición de la geometría, mineralogía y geoquímica del perfil de alteración, discriminando entre aquellos horizontes de naturaleza residual y transportada.
- Caracterización morfológica y composicional de los granos de oro en cada horizonte del perfil de alteración y de las variaciones morfológicas de los granos de oro en función de la distancia recorrida desde el área fuente.
- Definición de criterios que permitan diferenciar el origen primario o secundario del oro y, con base en ello, definir su evolución a lo largo del perfil.

4) Aportar criterios técnicos aplicables en las metodologías de prospección y exploración mineral en contextos complejos y de fuerte alteración meteórica en los que la falta de acceso al substrato rocoso y la superposición de los procesos supergénicos dificultan la elección de métodos y la correcta interpretación de los datos obtenidos.

CAPÍTULO 1. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.1 CONTEXTO GEOGRÁFICO

El área de estudio corresponde administrativamente al Departamento de Haut-Ntem, perteneciente a la Provincia de Woleu-Ntem en el extremo norte de la República de Gabón (Fig. 1.1). La zona de estudio limita con la frontera de la República de Camerún y se encuentra a unos 600 km al noreste de Libreville, la capital de Gabón y a 115 km de Oyem, la capital de la Provincia de Woleu-Ntem, conectada con esta mediante una carretera secundaria sin asfaltar. Geográficamente, el área se encuadra entre las latitudes 2°05' y 2°30' y las longitudes 12°05' y 12°25'. La ciudad de Minvoul, con una población de unos 5.000 habitantes (*Service Statistique du Gabon*, 2013), es el principal núcleo urbano de toda la región y concentra la mayoría de la población. Esta región selvática puede ser considerada un desierto demográfico con densidades de población inferiores a 2 hab./km² (*Service Statistique Gabon*, 2013). Las poblaciones de la zona están comunicadas entre sí por caminos de tierra, pero el acceso a muchas de las aldeas y a los campamentos de mineros de oro solo es posible a través de sendas pedestres y mediante navegación fluvial en canoa. En algunos casos, las pistas forestales abiertas por las compañías de explotación maderera pueden ser utilizadas para acceder a determinadas zonas del interior de la selva.

1.1.1 GEOMORFOLOGÍA

El área estudiada presenta un rango de altitudes que oscila entre los 600 msnm a lo largo del curso del río Ntem, hasta más de 700 msnm en el Monte Énian. El relieve local puede ser considerado como una extensa penillanura que, por incisión de los tributarios del río Ntem, forma paisajes de tipo ondulado y con amplias zonas deprimidas. Destacando en este paisaje suave y pantanoso constituido en su mayoría por formaciones de rocas granito-gnéisicas, aparecen alineamientos de colinas representando enclaves de rocas metamórficas supracrustales continuos por decenas de kilómetros. Estas pequeñas sierras, que en general no sobresalen más de 100 m sobre la

inmensa penillanura, son el resultado de la mayor resistencia de estos materiales a la profunda meteorización que afecta a todas las formaciones geológicas presentes en la zona.

De manera general, estos alineamientos siguen una dirección NE-SW, siendo el resultado de eventos tectónicos regionales, seguramente relacionados con grandes corredores de cizalla.

Figura 1.1.- Mapa físico-político de Gabón con indicación de la zona de estudio. (Fuente: www.ezilon.com , 2009).

El desarrollo geomorfológico de la zona, al igual que el del resto de África Central, debe ser interpretado en términos de ciclos principales de erosión asociados a movimientos estructurales y epirogénicos. De entre todos los eventos caracterizados que han generado superficies de erosión, los más desarrollados parecen corresponder al « ciclo africano » (Cretácico terminal a Mioceno inferior) y al « ciclo post-Africano » (Mioceno superior a Plioceno) ([Martin, 1967](#); [Segalen, 1967](#)). El primero de estos ciclos se desarrolló principalmente en las regiones centrales de Camerún y se caracteriza por generar extensas planicies sobre las que aparecen inselbergs aislados. El ciclo post-Africano tiende a desarrollarse a altitudes inferiores a las de la zona de estudio, pero igualmente parece haber modificado la « superficie Africana » previa. Las superficies cuaternarias en la zona poseen fundamentalmente una naturaleza deposicional, desarrollando amplios depósitos aluviales en enormes áreas deprimidas ocupadas por humedales y pantanos.

Las condiciones climáticas presentes en la zona durante largos periodos de tiempo han sido suficientemente agresivas como para originar una fuerte alteración meteórica de todas las formaciones que constituyen el sustrato rocoso. El conjunto del área estudiada presenta básicamente dos tipos de suelos : (1) suelos ferralíticos, situados en zonas elevadas (cresta y flancos de colinas) de coloración amarillenta y textura compacta, con escasez de materia orgánica y (2) suelos hidromórficos, correspondientes a las zonas pantanosas ([Aubert y Segalen, 1966](#)).

1.1.2 HIDROGRAFÍA

La región de Minvoul se engloba en su totalidad dentro de la gran cuenca del río Ntem. Los cursos fluviales tributarios definen dos subcuencas principales, correspondientes a los ríos Kôm y Ayina ([Fig. 1.2](#)), no obstante, se han identificado numerosas subcuencas de menor entidad. Los ríos Kôm y Ayina son barreras naturales que sirven de frontera política entre las Repúblicas del Congo, Gabón, Camerún y Guinea Ecuatorial. El patrón de drenaje dominante en la zona es de tipo subparalelo y está controlado por estructuras de dirección NE y NW. Otros tipos de patrones de drenaje han sido identificados, aunque en menor proporción, tales como el dendrítico y el angular, este último influenciado por fallas y fracturas del basamento rocoso. Localmente, en zonas

de suelos de escasa permeabilidad, han sido identificadas zonas con drenaje ciego, caracterizadas por presentar delicadas formas dendríticas sin orientación definida. Alrededor de áreas topográficamente elevadas, de tipo monte o grandes colinas, los patrones de drenaje que más frecuentemente se desarrollan son los de tipo radial.

Figura 1.2.- Aspecto de la red hidrográfica. Mapa topográfico de la región de Minvoul 1/200 000 (ICN, 1959).

1.1.3 VEGETACIÓN

La selva de África central es conocida por sus altos niveles de biodiversidad, contando con más de 600 especies de árboles y 10.000 especies animales (De Wachter, 1996). Algunos de los más famosos integrantes de su fauna son los elefantes, gorilas, chimpancés, antílopes, pangolines y reptiles. La flora de esta selva perenne se compone de una vegetación primaria y otra secundaria. La vegetación primaria corresponde a especies arbóreas tales como el Abing (*Petersianthus macrocarpus*), el Ewôme (*Coula edulis*), el Adzap (*Baillonella toxisperma*), el Ayôss (*Triplochiton Scleroxylon*), el Tôm (*Piptadeniastrum africanum*) y el Eyene (*Distemonanthus benthamianus*). Algunos de los árboles anteriores representan las maderas más nobles y caras del mundo. En los lugares en los que la actividad antrópica ha sido más intensa prevalece un enmarañado

follaje secundario (Fig. 1.3) compuesto fundamentalmente por plantas de las familias *Marantaceae* y *Zingibiraceae* con especies como la *Scleria cypiraceae*, el *Afromanum giganteum*, la *Musanga cecropioides* y el *Dicranopteris linearis* (Collinet y Forget, 1976; De Wachter, 1996).

Los ríos y las áreas pantanosas se caracterizan esencialmente por la presencia de plantas adaptadas a condiciones de total inundación, como las palmas de rafia (*Raphia humilis*, *Raphia regalis* y *Raphia textilis*) así como especies herbáceas pertenecientes a las familias *Marantaceae*, *Euphorbiaceae* y *Apocynaceae*, con especies principales como *Marantochloa cordifolia*, *Uapaca* sp, *Alstonia congensis*, *Mitragyna ciliatis* (Collinet y Forget, 1976; White y Abernethy, 1996).

Figura 1.3.- Ilustración del entorno selvático en la zona de Minvoul.

1.1.4 CLIMA

El clima es de tipo ecuatorial cálido y húmedo, definido por dos estaciones alternantes ; una gran estación lluviosa (octubre a mayo) interrumpida por una pequeña estación seca (enero y febrero) y una gran estación seca (junio a septiembre). Las temperaturas medias varían entre los 21-28°C, con las menores temperaturas correspondiendo a la gran estación seca, y con las mayores temperaturas coincidiendo con la gran estación lluviosa (Fig. 1.4). La precipitación media anual en la zona de Minvoul oscila entre los 1.700 y los 2.000 mm (Gabon Atlas, servicio online), principalmente concentrada durante las estaciones lluviosas.

Figura 1.4.- Diagramas climáticos de temperatura y pluviometría correspondientes a la estación meteorológica de Oyem. (Fuente: www.highchart.com. Acceso el día 29/09/2018).

1.1.5 ASPECTOS SOCIALES Y ECONÓMICOS

La etnia predominante en la región de Minvoul es el pueblo Fang, que se instaló en la región del norte de Gabón, proveniente de Camerún y de la actual República del Congo a finales del siglo XVII. Esta ola migratoria a través de la selva ecuatorial fue posible gracias a la ayuda de las tribus pigmeas. Hacia el final del siglo XIX las regiones del norte de Gabón, principalmente la denominada “selva de Minkébé”, estaban pobladas por miembros de los grupos étnicos Fang y Baka (pigmeos). A principios del S.XIX las autoridades coloniales forzaron a las poblaciones locales que residían en las áreas selváticas a abandonar sus aldeas y reagruparse en núcleos de mayor entidad. Estos órdenes de la metrópoli fueron obedecidas masivamente por los Fang que abandonaron sus dispersos asentamientos de la selva de Minkébé y se instalaron en la zona de Minvoul (Ndong-Akong, 1984). En este contexto, durante el periodo colonial, el cultivo del cacao y del café comenzó a florecer y se convirtió, al final de la Segunda Guerra Mundial, en la principal actividad económica de la provincia de Woleu-Ntem (Ndong-Akong, 1984). El “boom” de los hidrocarburos tras los descubrimientos de los campos petrolíferos en la plataforma continental gabonesa redujo significativamente el papel de la agricultura en la economía nacional, lo que unido al recelo con el que el gobierno central veía la creciente autonomía desarrollada por las cooperativas locales, llevó a un progresivo abandono de esos cultivos y el subsecuente éxodo rural. Actualmente, no hay una actividad económica principal en la región de Minvoul. La agricultura de subsistencia es una de las pocas fuentes de empleo y de generación de ingresos para la mayoría de sus habitantes. Gran parte de la población local se dedica a la agricultura, la ganadería y la pesca a escala familiar, con algunos empleos relacionados con el sector comercial y la función pública. La explotación maderera y la minería artesanal de oro representan pequeñas industrias locales que generan ingresos intermitentes para algunas familias.

Los extranjeros representan más de un tercio del total de la población de Minvoul, siendo la mayoría de nacionalidad camerunesa. Debido a la situación fronteriza que ocupa Minvoul son muy comunes los lazos de sangre entre las familias a ambos lados de la frontera. Fuera del núcleo urbano de Minvoul, la población se encuentra dispersa en pequeños poblados que carecen de cualquier infraestructura sanitaria o educacional.

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

1.2.1 CRATONES Y ESCUDOS DE ÁFRICA CENTRAL

El cratón del Congo, con una superficie superior a 5 millones de km², es uno de los tres mayores cratones que constituyen el basamento del continente africano (Abeng *et al.*, 2012). Este cratón se extiende por gran parte del territorio de África central y occidental (Bessoles y Laserre, 1978; Cahen *et al.*, 1984; Toteu *et al.*, 1987; Cahen-Vachette *et al.*, 1988; Ledru *et al.*, 1989; Nédélec *et al.*, 1990) y comprende una gran masa de corteza continental que preserva evidencias de procesos de acreción crustal desde el Mesoarcaico hasta el Mesoproterozoico. Actualmente, una gran parte del cratón del Congo se encuentra cubierto bajo potentes y extensas coberturas de rocas Neoproterozoicas y Fanerozóicas de la cuenca del río Congo (Fig. 1.5). En su conjunto, el cratón está compuesto fundamentalmente por rocas arcaicas (3.2-2.5 Ga. Caen-Vachette *et al.*, 1988; Kessi, 1992) meso a catazonales, que se presentan completamente rodeadas y parcialmente indentadas, por cinturones Panafricanos (Shang *et al.*, 2004) (Fig. 1.5).

La nucleación del cratón del Congo se realizó a partir de 6 núcleos de edad arcaica (Fig. 1.6) amalgamados entre 2.6 y 2.45 Ga, coincidiendo con un gran evento de granitización definido por el emplazamiento de los últimos granitos alcalinos (Cordani *et al.*, 1985; Caen-Vachette *et al.*, 1988; Kessi, 1992), que cierra el periodo de acreción magmática del Arcaico. Tras un periodo de calma tectónica, sobre 2.1 – 2.0 Ga, se produjo una reactivación que exhumó estos núcleos Arcaicos como resultado de las orogenias colisionales de edad Eburneana (De Waele *et al.*, 2006; 2008; Delor *et al.*, 2008; Noce *et al.*, 2007; Pinna *et al.*, 1996) caracterizada por acortamiento crustal (Ledru *et al.*, 1994). Los efectos de esta tectónica han sido ampliamente descritos en el Cinturón Transamazónico de Brasil (Figuereido, 1989; Barbosa, 1990; Sossin *et al.*, 1992, Ledru *et al.*, 1994c,d) así como en el dominio Ogooué de Gabón (Prian, 1991; Feybesse *et al.*, 1998; Chevalier *et al.*, 2002).

Los bloques arcaicos y paleoproterozoicos constituyentes del cratón del Congo han recibido una gran variedad de nombres locales. De Wit y Linol (2015) distinguen un conjunto de bloques Arcaicos que, en los márgenes meridional y oriental, corresponden a los bloques de Angola-Kasai y al cratón de Tanzania, ambas unidades intensamente

afectadas por eventos Eburneanos y en los márgenes septentrional y occidental a los cratones de San Francisco, Ntem-Chaillu y Mboumou-Uganda ([Fig. 1.6](#)).

Con el objetivo de clarificar la nomenclatura del texto, se consideran "cratones" aquellos bloques Arcaicos estabilizados en edades $> 2,5$ Ga, mientras que los "escudos" son considerados dominios continentales post-Arcaicos que se formaron y/o amalgamaron durante momentos específicos del Proterozoico- Fanerozoico, y que incluyen cratones arcaicos más o menos deformados (sensu [Stankiewicz y de Wit, 2013](#)).

Figura 1.5.- Mapa mostrando los principales conjuntos geotectónicos del continente africano con indicación de las edades de formación o de reciclado crustal del basamento africano (Gubanov y Mooney, 2009).

Desde el Paleoproterozoico, el proto-cratón del Congo ha resistido como una entidad (Tack *et al.*, 2006; 2008; 2009) constituyendo una gran región litosférica, cuya correlación queda comprometida por la falta de continuidad geológica o de datos geofísicos debida a las potentes coberturas Fanerozoicas de la cuenca del Congo. Durante el Mesoproterozoico, los diferentes bloques del proto-cratón ya estabilizado, fueron afectados por los eventos tectónicos convergentes quedando rodeados por cinturones orogénicos Eburneanos (ca. 2,3-1,8 Ga), Kibarianos (ca. 1,4-1,0 Ga) y Pan-Africanos (ca. 0,8-0,5 Ga). Desde entonces, el cratón solo se ha visto afectado por

eventos tectónicos intracratónicos (rifting y magmatismo) que nunca llegaron a evolucionar en la formación de corteza oceánica, de manera que todos los eventos de Rodinia y Gondwana sucedieron en sus márgenes. Únicamente durante la apertura del Atlántico, a partir del Cretácico, una pequeña porción, correspondiente al cratón del San Francisco, se separó.

Aunque existe todavía una considerable incertidumbre sobre el momento concreto de los procesos de acreción (McCourt *et al.*, 2004, 2013), la continuidad del cratón del Congo con el cratón del San Francisco, del Escudo de Brasil, durante el periodo Eburneano, está respaldada por similitudes geocronológicas (Pedrosa-Soares *et al.* 2001), paleomagnéticas (Trompette, 1994) y estratigráficas (Pedreira y de Waele, 2008), así como por la continuidad, a ambos lados del Atlántico, de los cinturones Araçuaí y West Congo y de los cinturones Sergipano y Oubanguide.

Figura 1.6.- (a) Mapa simplificado de los cuatro principales escudos Precámbricos de África (gris) y su situación hace 150 Ma (Lindeque *et al.*, 2011, en: Escuder *et al.*, 2017): (I) Escudo de África Occidental; (II) Escudo del Sáhara; (III) Escudo de África Central; y (IV) Escudo de África Meridional (Kalahari). (b) Dominios corticales del Escudo de África Central hace 500 Ma incluyendo los cuatro cratones (amarillo): (1a, 1b y 1c; Ntem, Cuango y Kasai, respectivamente) constituyendo el cratón del Congo Suroccidental; (2) cratón del Congo Central, también denominado como Cuvette; (3) cratón del Congo Nororiental o cratón de Mboumou-Uganda ; y (4) cratón de Tanzania. El escudo del Congo (verde) se compone de los cratones (1), (2) y (3), los cuales estructuraron durante el Proterozoico dando lugar al Escudo de África Central (azul). La línea roja discontinua marca el límite del escudo del Congo Suroccidental.

Durante el Paleoproterozoico medio, los extremos septentrional y oriental del cratón del Congo se comportaron como márgenes convergentes en los que la litosfera oceánica experimentó procesos de subducción y obducción (ca., 2,3-2,0 Ga), así como acreción de fragmentos continentales arcaicos, durante un período de al menos 150 Ma, entre ca. 2050-1880 Ma (Boniface y Schenk 2012; Boniface *et al.* 2012; Nkoumbou *et al.* 2013; Lawley *et al.* 2013, 2014; de Wit y Linol, 2015). En contraste, el borde meridional del escudo del Congo, definido por la "Zona del escudo Central de Angola" (de Carvalho *et al.*, 2000), o por el cinturón móvil de Angola Central (De Wit y Linol, 2015), constituyó una amplia zona orogénica de transición caracterizada por un tectonometamorfismo de alto grado e intenso magmatismo granítico Eburneano, incluyendo también varios fragmentos arcaicos remobilizados (Doucore *et al.*, 1999, de Carvalho *et al.*, 2000; Jelsma *et al.*, 2011, 2012). Este cinturón móvil separó el cratón del Congo Suroccidental del resto del basamento situado más al sur en Angola (Fig. 1.7), que comprende corteza predominantemente Eburneana-Kibariana. De Wit y Linol (2015) sugieren que el Cinturón Móvil de Angola Central constituye la zona de colisión entre los dos bloques corticales, que formaron hace cerca de 2,0 Ga el "escudo del Congo Suroccidental" (Master *et al.*, 2005).

Al este del escudo del Congo se sitúa una amplia región de basamento Proterozoico, incluyendo segmentos orogénicos Eburneños Ubendienses, Kibarianos y Panafricanos, que lo separa del cratón de Tanzania. En esta región (Fig. 1.7), se sitúa una zona de sutura de dirección E-W, ubicada al sur de Uganda, conocida como el cinturón orogénico de Rwenzori (Tanner, 1973) y el sistema de Buganda-Tauro (Nagudi *et al.*, 2003), que separa el cratón de Tanzania del cratón del Congo Nororiental (Mboumou-Uganda).

El cinturón Ubendiano forma, junto con el cinturón de Usagaran, un extenso dominio metamórfico de edad Paleoproterozoica que representa el margen suroccidental del cratón de Tanzania. Ambos cinturones presentan metamorfismo de alto grado alcanzando la facies granulita datada en 2.1 – 2.0 Ga (Lenoir *et al.*, 1994). Estos cinturones han experimentado reactivaciones episódicas desde el Paleoproterozoico, actuando como zonas de desplazamiento y cizalla durante sucesivos eventos orogénicos y de rifts durante las deformaciones Kibarianas y Panafricanas (Boniface *et al.*, 2012; Kabette *et al.*, 2012; Lawley *et al.*, 2013, 2014).

Un tectonismo Mesoproterozoico tardío se manifestó a lo largo del margen sur del proto-cratón del Congo, en forma del cinturón Irumide, marcadamente compresional y datado en ca. 1.05–1.02 Ga (De Waele *et al.*, 2006), que produjo una extensa reactivación en este margen, posiblemente vinculado a la participación del cratón del Congo en el supercontinente Rodinia.

Durante el Neoproterozoico superior varios eventos de ruptura ocurrieron a lo largo del margen sur del cratón, generando los cinturones Lufiliense y del Zambeze, caracterizados por un volcanismo puntual y por la deposición de secuencias clásticas (grupos de Roan y Mwashya; François, 1987), seguidos de sedimentación de margen pasivo (grupos Nguba y Kundelungu; Batumike *et al.*, 2007). Estas secuencias también contienen extensos horizontes de diamictitos datados en ca. 570–530 Ma (Jacob *et al.*, 2008). La convergencia con el cratón de Kalahari al sur y los cratones Malgache e Indio, al este, culminó en procesos de colisión que formaron el cinturón transcontinental Damara-Lufiliano-Zambeze y los orógenos del Este de África, contribuyendo significativamente a la formación de Gondwana (Fig.1.6).

La posterior acreción de bloques corticales durante la formación del supercontinente Gondwana en el Neoproterozoico superior – Cámbrico inferior, a lo largo de zonas de suturas periféricas, que actualmente constituyen los cinturones orogénicos que rodean el cratón del Congo, dio lugar al "escudo de África Central", que se estabilizó en ca. 540 Ma (Fig. 1.6). En líneas generales, estos cinturones de pliegues y cabalgamientos presentan una vergencia hacia el interior de la cuenca Fanerozoica del Congo y constituyen las áreas fuente de los sedimentos Neoproterozoicos a Paleozoicos de las secuencias siliciclásticas que rellenan las cuencas de ante-país que cubren el basamento y/o las secuencias de carbonatos de edad Criogénica (850-635 Ma) aflorantes en los márgenes de la cuenca (Delpondor y Preat, 2013, 2015).

Las estructuras panafricanas compuestas por terrenos metamórficos de alto grado que se incorporaron al cratón fueron: el cinturón orogénico del Congo Occidental, que desde el sur de Gabón, pasando por la República Democrática de Congo alcanza el noroeste de Angola; las Oubanguides (también denominadas como el cinturón de pliegues Centroafricano) del norte de Gabón y Camerún; el Cinturón de Mozambique (representando la parte meridional del orógeno de África Oriental) desde el sur de

Sudán, Tanzania oriental, Kenia y Mozambique; el Cinturón (o arco) Lufiliano en Zambia y su extensión hacia el noroeste de Botswana y Namibia (conocido como el cinturón de Damara) y el cinturón de Araçuaí, representando la continuidad en territorio brasileño del cinturón del Congo Occidental (Feybesse *et al.*, 1998; Tack *et al.*, 2001; Toteu *et al.*, 2001; Pedrosa-Soares *et al.*, 2008). La conexión precisa entre estos cinturones panafricanos y sus homólogos brasileños está, sin embargo, aún por establecer en detalle (Goscombe y Gray, 2007, 2008; Pedrosa-Soares *et al.*, 2008, Pedrosa-Soares y Alkmin, 2011; Eagles, 2009, De Waele *et al.*, 2015; Schmitt *et al.*, 2016; Milesi *et al.*, 2010; Thiéblemont, 2016; Degler *et al.*, 2017).

Figura 1.7.- (a) Mapa esquemático del basamento Precámbrico que rodea a la cuenca fanerozoica del Congo, mostrando los seis bloques cratónicos arcaicos (morado), terrenos eburneos (verde) y kibarianos (naranja y amarillo), y los frentes orogénicos de los cinturones de pliegues y cabalgamientos panafricanos (marrón). Las posibles estructuras bajo la cuenca fanerozoica no se presentan. (Modificado de De Wit y Linol, 2015, en: Escuder *et al.*, 2017).

1.2.2 EL PRECÁMBRICO DEL CRATÓN DE NTEM O CRATÓN GABONÉS

El margen occidental del cratón del Congo está ampliamente representado en el Sur de Camerún por el grupo o complejo de Ntem ([Shang et al., 2004](#)), formado durante las orogenias Arcaica y Eburneana ([Vicat et al., 1996](#); [Tchameni et al., 2004](#)) ([Fig. 1.8](#)).

En Gabón, los terrenos arcaicos ocupan las dos terceras partes del este del país. Esta gran área se presenta atravesada por el grupo del Proterozoico inferior que corresponde al alineamiento E-W de los sistemas del Ogooué y de las cuencas de Franceville y de Booué. De esta manera, el Arcaico es dividido en el zócalo Norte Gabonés (*Massif Nord Gabon*, litológicamente el más diverso y con mayor contribución de formaciones supracrustales) y el macizo de Chaillu, al sur, constituido principalmente por gneises migmatíticos y charnockíticos, granitoides y enclaves de cinturones de rocas verdes ([Bassot y Caen-Vachette, 1984](#); [Bassot et al., 1986](#); [Thiéblemont, 2009](#); [Prian et al., 2009](#)).

El Paleoproterozoico de Camerún está representado por los gneises de la unidad Nyong ([Van Schmus y Toteu, 1992](#); [Toteu et al., 1994](#)) descrita en detalle en este mismo capítulo. En Gabón, comprenden las formaciones volcanosedimentarias del Francevillense ([Weber, 1968](#); [Gauthier-Lafaye y Weber, 1989](#)) y las formaciones metavolcanosedimentarias del dominio orogénico del Ogooué así como las series Ikobe y Waka ([Cosson, 1964](#); [Gauthier-Lafaye, 1986](#); [Prian, 1991](#)). Gran parte de estos dominios corresponden a formaciones arcaicas metamorfizadas y retrabajadas durante la orogenia Ogooué.

En Camerún, el Neoproterozoico está representado por rocas metasedimentarias depositadas en márgenes continentales pasivos (grupo Yaoundé), correspondiendo al límite norte de la parte occidental del cratón del Congo ([Jourde et al., 1978](#); [Maurizot et al., 1986](#)). En Gabón y en la República del Congo, este periodo comprende rocas sedimentarias procedentes de las cuencas intracratónicas extensionales o aulacógenos de la Noya y Mayombe-Niari ([Boudzoumou y Trompette, 1988](#); [Álvarez, 1992](#)).

La estabilidad tectónica y los procesos de denudación y peneplanación presentes en este área cratónica son responsables de la falta de registro estratigráfico durante un enorme

lapso de tiempo, de manera que las únicas formaciones posteriores al Precámbrico existentes en todo el Macizo Norte de Gabón corresponden a depósitos sedimentarios de edad cuaternaria. Estos materiales Holocenos están constituidos por depósitos aluviales asociados a los cursos fluviales activos, conglomerados poligénicos de origen aluvio-columial conocidos localmente como “*stone-line*” y coberteras superficiales arcillo-limosas interpretadas recientemente como depósitos de loess eólicos ([Thiéblemont et al., 2013](#)).

Figura 1.8.- Marco tectónico del precámbrico de África Central, mostrando el cratón del Congo y escudos aflorantes. (Modificado de Jelsma et al., 2012)

1.2.2.1 Tectónica e historia geológica de las formaciones del cratón Gabonés

Las formaciones arcaicas de la parte occidental del cratón del Congo (denominado localmente como cratón Gabonés o bloque de Ntem-Chaillu) poseen un origen

principalmente metamórfico y magmático (Simeon, 1985; Maurizot *et al.*, 1986; Bassot, 1988; Kassa-Mombo *et al.*, 1988; Prian *et al.*, 1988, Prian y Johan, 1989) y están constituidas por estrechos enclaves decamétricos a kilométricos de cinturones de rocas verdes (Thomas *et al.*, 2001; Chevalier *et al.*, 2002) englobados en el seno de facies granito-gnéisicas de diversa tipología, metamorfismo y estilo de deformación. El grado de metamorfismo y de deformación afectó indistintamente a las dos entidades, variando de epizonal a condiciones catazonales. Amplios sectores del zócalo están constituidos por granitoides no deformados mientras que otros sectores muestran conjuntos gnéisicos deformados y recrystalizados en la facies granulita. El Arcaico en esta zona del cratón del Congo se caracteriza por una tectónica derivada de una evolución polifásica. Es de reseñar que mientras que algunos cinturones de rocas verdes muestran paragénesis de alta temperatura asociada a orto y clinopiroxenos (Thiéblemont *et al.*, 2009) otros apenas presentan muestras de metamorfismo.

Los estudios realizados en rocas arcaicas revelan la existencia de, al menos, tres episodios metamórficos (Chevalier *et al.*, 2002). El más evidente es el responsable de la formación de los gneises y granitos charnockíticos, caracterizados por paragénesis granulíticas bajo condiciones de relativa baja presión (800-900°C - 5-6 kbar; Mayaga-Mikolo, 1996). Es importante resaltar que las principales formaciones ferríferas bandeadas (*Banded Iron Formations*, BIFs) parecen no haber sido afectadas por este metamorfismo. Prian *et al.* (1998) consideran que el metamorfismo charnockítico es anterior a la sedimentación de los principales complejos de rocas básicas (grupo Belinga). Corroborando esta idea, el mapa geológico de la hoja de Mitzi publicado por Prian *et al.* (1998) muestra una superposición local de los cinturones ferríferos mesozonales sobre el complejo catazonal, y las zonas donde este último fue retromorfizado bajo condiciones mesozonales. Estas observaciones confirman la existencia de un segundo evento metamórfico superpuesto localmente al precedente (polimetamorfismo). Este segundo episodio podría culminar con temperaturas elevadas (migmatización), pero se diferencia del episodio charnockítico por la presencia frecuente de granates (Prian *et al.*, 1998; Chevalier *et al.*, 2002). Este mineral sugiere condiciones de mayor presión para el segundo episodio metamórfico. Para Feybesse *et al.* (1998) las rocas arcaicas del cratón del Congo han sido desarrolladas a lo largo de cinco etapas (Fig. 1.9):

Etapla 1: (> 3.1 Ga): emplazamiento de los complejos Tonalita-Trondhemitita-Granodiorita (TTGs), representando una unidad de gneises bandeados que ha sido datada como anterior a 3.1 Ga (de 3185 - 3120 Ma, Rb-Sr; [Caen-Vachette et al., 1988](#)).

Etapla 2: (> 3.0 Ga): formación de los cinturones de rocas verdes que recubren estructuralmente los gneises bandeados anteriores a 3.0 Ga. Estos comprenden metasedimentos de tipo BIF, metasedimentos de composición félsica y rocas básicas y ultrabásicas.

Etapla 3: (3.0 – 2.8 Ga): Deformación no rotacional de rocas anteriores, caracterizada por una esquistosidad desarrollada bajo condiciones metamórficas de grado medio a alto (hasta la facies de granulitas de media presión).

Etapla 4: (> 2.8 Ga): Intrusión, comúnmente diapírica de las suites tonalíticas (magmatismo ligeramente potásico) emplazadas entre 2950 y 2850 Ma [Rb-Sr, [Delhal y Ledent \(1975\)](#) y [Caen-Vachette et al. \(1988\)](#); U-Pb, [Van Schmus y Toteu \(1992\)](#) y [Toteu et al. \(1994\)](#); $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, [Guerrot et al. \(1994\)](#)]. Estas intrusiones habrían provocado las condiciones de metamorfismo medias a altas y la recrystalización de las rocas encajantes. La foliación incipiente fue localmente deformada por pliegues de pequeña amplitud acompañados de una foliación desarrollada de manera irregular. Los cinturones de rocas verdes de Belinga y de Etéké-Massima en Gabón parecen haber sido formados durante esta etapa, habiéndose depositado respectivamente hacia 2970 Ma ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, [Caen-Vachette et al., 1988](#)) y 2940 Ma ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, [Guerrot et al., 1994](#)). Estos se distinguen de los cinturones de la etapa 2 por la presencia de rocas andesíticas y dacíticas y por su carácter epimetamórfico.

Etapla 5: (> 2.5 Ga): Constituye la última etapa entre 2.8 y 2.5 Ga, ha sido el emplazamiento de las rocas ultrabásicas de la formación Kinguéle [2783 Ma, Pb-Pb; 2777 Ma, Rb-Sr; [Caen-Vachette et al. \(1988\)](#)] así como leucogranitos, sienogranitos, monzonitas y granitos fuertemente enriquecidos en Th y U (2802-2500 Ma, Rb-Sr, [Caen-Vachette et al., 1988](#); [Kessi, 1992](#)).

La **Fig. 1.9** muestra una parte de las etapas tectónicas precedentes y de las principales relaciones estructurales y litológicas entre los diferentes bloques del cratón del Congo a lo largo del Arcaico y el Paleoproterozoico

Figura 1.9.- Principales bloques ensamblados y/o cabalgados durante los episodios orogénicos del Arcaico y Paleoproterozoico en el noroeste del cratón del Congo (Modificado de Feybesse et al., 1998).

Tectónicamente uno de los elementos más representativos parece ser una megaestructura de cizalla dextral WNW, denominada zona de cizalla de Nkol, que corta todo el norte de Gabón. Este accidente parece estar compuesto por milonitas y granitoides afectados por una deformación de cizalla que han sido a menudo confundidas con migmatitas. Aparte de la anterior, se conoce otra mega estructura de cizalla sinistral, 150 km al Norte (en la frontera entre Gabón y Camerún) denominada zona de cizalla del Ayina. Este corredor de 150 km situado entre las dos zonas de cizalla ha deformado los cinturones de rocas verdes y su actual forma sigmoidal podría ser el resultado de una adaptación a estas dos componentes tectónicas. Aunque no existen datos geocronológicos, se presume una edad arcaico tardío para esta estructura (Bassot, 1986).

1.2.3 EL COMPLEJO DE NTEM

El complejo de Ntem representa la porción noroccidental del cratón del Congo y ocupa un área que se extiende por cuatro países (Sur de Camerún, Norte de Gabón, Noroeste de la República del Congo y gran parte de Guinea Ecuatorial). Este complejo está constituido por formaciones arcaicas emplazadas entre 3.3 – 2.7 Ga (edades U/Pb en circón, Owona *et al.*, 2012; Shang *et al.*, 2014; Toteu *et al.*, 2001), algunas de ellas recicladas en el Paleoproterozoico durante la orogenia Eburneana/Transamazónica (Tchameni, 1997; Tanko Njiosseu *et al.*, 2005). Al Norte está limitada por una estructura cabalgante de primer orden que marca el contacto con el cinturón orogénico Panafricano (Grupo Yaoundé). Un mapa geológico integrando en su contexto regional las principales unidades del complejo Ntem (Fig. 1.10 y Anexo I) ha sido elaborado en la presente investigación, considerándose una relevante contribución a la comprensión de este dominio geotectónico. Este mapa geológico se ha elaborado a partir de la integración parcial de los trabajos topográficos, cartográficos, litoestratigráficos y geofísicos de INC (1959), CGG (1984), DGMG (2008), ADARO (1971), Manistre *et al.* (1973), Quintero (1980), Maurizot *et al.* (1986), Feybesse *et al.* (1998), Castaign *et al.* (2009), Thiéblemont *et al.* (2009).

Figura 1.10.- Mapa geológico de integración del complejo de Ntem y unidades adyacentes (Iglesias-Martínez y Amandi, 2016). Leyenda en la página siguiente.

Figura 1 (Leyenda).- [1] Ciberterras Fanerozoicas; [2] Series de Yakadouma y Dja (Neoproterozoico); [3] Cuenca de la Noya (Neoproterozoico); [4] Series de Yaoundé (Neoproterozoico, Panafricano) ; [5] Complejo de Ntem, unidades Ayina y Nyong (Neoarcaico a Paleoproterozoico) Series foliadas: gneis anfibolítico/granatífero ; [6] Complejo de Ntem, unidad Ntem (Mesoarcaico) Series bandeadas: gneises granulíticos indiferenciados ; [7], Cinturón migmatítico de los Montes de Cristal (Mesoarcaico ?) ; [8] Complejo plutónico del Nord Gabon (3.1 – 2.8 Ga) Granitoides, tonalitas, granodioritas; [9] Cinturones de rocas verdes (Mesoarcaico a Paleoproterozoico): Anfibolitas, itabiritos, micaesquistos; [10] Doleritas y gabros [Pre-Eburneano (2.2 Ga) y Pre-Panafricano (1 Ga)]; [11] Suite magmática charnockítica y suite de TTG (2.9 – 2.8 Ga); [12] Granitos potásicos y monzogranitos porfíroides (2.7 – 2.5 Ga); [13] Contacto geológico; [14] Falla principal; [15] Cabalgamiento principal; [16] Movimiento dextral transcurrente; [17] Movimiento sinistral transcurrente; [18] Zona de cizalla de Nkol; [19] Zona de cizalla del Nord Gabon; [20] Zona de cizalla del Ntem; [21] Falla de la Abanga; [22] Falla de la Nouna; [23] Frontera nacional. El recuadro con punteado rojo discontinuo indica el área cartografiada en el mapa geológico de semidetalle de la región de Minvoul ([Anexo I](#)).

El complejo de Ntem se compone de dos entidades cartografiables principales: (1) formaciones plutónicas masivas y bandeadas constituidas por una serie charnockítica, mayoritaria en la parte meridional del complejo Ntem, una serie tonalítica, conocida localmente como granito de So'ó ([Champetier de Ribes y Aubaque, 1956](#); [Nédélec et al., 1990](#)) y una serie granodiorítica, constituyendo en su conjunto una suite de tipo Tonalita-Trondhjemitita-Granodiorita (TTG) ([Nédélec et al., 1990](#)) y (2) enclaves supracrustales de rocas básicas y ferríferas, incluyendo metagrauvascas, formaciones bandeadas de hierro, paragneises sillimaníticos y anfibolitas, interpretadas como relictos de cinturones de rocas verdes datados en *ca.* 3.1 Ga ([Tchameni et al., 2004](#); [Shang et al., 2007](#)). La serie tonalítica aflora principalmente hacia el extremo Norte y se presenta fuertemente milonitizada y retromorfizada a lo largo del contacto fallado con el cinturón orogénico Panafricano. Los macizos que constituyen la serie granodiorítica se distribuyen como cuerpos relativamente aislados incluidos dentro del dominio charnockítico en la zona Sur. La abundante presencia de estructuras gnéisicas y migmatíticas impuestas en las suites TTG (Tonalita-Trondhjemitita-Granodiorita), las charnockitas y los cinturones de rocas verdes parecen ser el resultado de diferentes procesos de fusión parcial de la primitiva corteza basáltica Arcaica y del manto

contaminado, posiblemente en un margen convergente caliente de subducción (Pouclet *et al.*, 2007). Las edades provenientes de dataciones U-Pb en circones indican que las charnockitas fueron emplazadas en *ca.* 2.9 Ga y los TTGs, que cortan a las charnockitas, en *ca.* 2.83 Ga (Pouclet *et al.*, 2007).

Todas las formaciones anteriores fueron intruidas por granitoides alcalinos tardíos [2.7 – 2.5 Ga; Tchameni *et al.*, 2000; Shang *et al.*, 2001] y posteriormente por diques metadoleríticos relacionados con eventos Paleoproterozoicos, representado la última fase de actividad magmática en todo el complejo (Vicat *et al.*, 1996; Toteu *et al.*, 1994; Tchameni *et al.*, 2000; Shang *et al.*, 2007).

Los terrenos Arcaicos del complejo de Ntem están dominados por una tectónica de domos y cubetas relacionados con movimientos diapíricos en la corteza superior y media. El complejo entero parece haber sido estirado coaxialmente (Tchameni, 1997). En el complejo de Ntem han sido identificados 4 episodios principales de deformación (Nédélec *et al.*, 1990; Tchameni *et al.*, 1997; Shang *et al.*, 2004). El primer episodio, caracterizado por una foliación vertical S1 de dirección N80°-120°E afecta tanto a los cinturones de rocas verdes como a las charnockitas. El emplazamiento de granitos Mesoarcaicos parece estar asociado a este episodio (Shang *et al.*, 2004). Localmente la foliación S1 presenta una dirección N-S, principalmente sobreimpuesta a los granitoides alcalinos y las tonalitas. El emplazamiento de las charnockitas de las series TTG es sincrónico con el metamorfismo de la facies granulita (750±50°C, 5-6 kbar). Algunos autores interpretan estas estructuras de domos y cubetas como el resultado del desarrollo de inestabilidades gravitacionales (Brun, 1981; Collins, 1989; Bouhalier, 1993; Choukroune, 1995. En: Tchameni *et al.*, 2001). Este proceso, denominado sagducción, ha sido ampliamente aplicado a otros cratones Arcaicos (*eg.*, Anhaeusser, 1975 y Drury, 1977. En: Tchameni *et al.*, 2001).

El siguiente episodio de deformación se caracteriza por una deformación transcurrente marcada por una foliación S2 y una cizalla sinistral generalizada C2 de dirección N-S a N45°E, relacionada con fusión parcial de los TTGs y los BIFs (*Banded Iron Formations*) que generó granitos alcalinos y sienitas en el límite entre el Paleoproterozoico y el Neoarcaico (Tchameni *et al.*, 2000; Shang *et al.*, 2007). La fuerte deformación a la que fueron sometidos los cinturones de rocas verdes y los granitoides

alcalinos llevó a la formación de la marcada fábrica gnéissica que presentan estas rocas (Maurizot *et al.*, 1985; Nsifa, 1985; Tchameni, 1997). Las sienitas cortan a los cinturones de rocas verdes y a los miembros de la suite TTG y postdatan los principales eventos de acreción crustal (Kornprobst *et al.*, 1976).

Toteu *et al.*, (1994) y Shang *et al.*, (2004) sugieren que el complejo Ntem posteriormente se vio sometido a un metamorfismo regional asociado a la orogenia Eburneana/Transamazónica. Este metamorfismo que afectó a todas las formaciones geológicas previas ha sido datado en 2.05 Ga mediante las técnicas de U/Pb en zircones (Toteu *et al.*, 1994). Se cree que el retrometamorfismo del margen norte del complejo de Ntem ha sido debido a metamorfismo de bajo grado ligado a la orogenia Panafricana (Shang *et al.*, 2004, 2007). En las proximidades del contacto con el frente de cabalgamiento del Grupo Yaoundé se ha observado la presencia de una fábrica planar de alto ángulo y corredores de cizalla (Takam *et al.*, 2009; Shang *et al.*, 2004). Las rocas estructuralmente más jóvenes representan dos generaciones distintas de metadoleritas de edad Paleoproterozoica (Eburneana) (Toteu *et al.*, 1994; Vicat *et al.*, 1996) que forman diques y venas que atraviesan todas las demás formaciones rocosas.

El complejo de Ntem ha sido históricamente dividido en 3 unidades estructurales principales; la unidad Ntem, de edad Mesoarcaica y las unidades Nyong y Ayina, de edad Neoarcaica a Paleoproterozoica (Maurizot *et al.*, 1986, Feybesse *et al.*, 1998; Tchameni, 2001; Shang *et al.*, 2004; Lerouge *et al.*, 2006). Recientemente algunos autores solo consideran dos unidades principales para el complejo de Ntem: La unidad Nyong y la unidad Ntem (Tchameni 2007, Owona *et al.*, 2012; Boniface *et al.*, 2012, Owona *et al.*, 2013), considerando la unidad Ayina como parte de la unidad Ntem. En el presente estudio las evidencias litológicas y geofísicas justifican la distinción de tres unidades diferenciadas.

1.2.3.1 Unidad Ntem (Mesoarcaico)

Esta unidad consiste en una serie bandeada de cinturones de rocas verdes y un complejo intrusivo emplazado *ca.* 2.9 Ga (Delhal y Ledent, 1975; Laserre y Soba, 1976; Cahen *et al.*, 1994; Toteu *et al.*, 1994; Tchameni, 1997; Shang *et al.*, 2004; Shang *et al.*, 2007).

Este complejo plutónico aflora en el extremo norte de la unidad y está compuesto fundamentalmente por charnockitas, granitoides asociados a sienitas piroxénicas (Pouclet *et al.*, 2007). Las charnockitas constituyen cuerpos cartografiables y han sido datadas en *ca.* 2.83 Ga (Pouclet *et al.*, 2007; Talla Takam *et al.*, 2009). Las series bandeadas se localizan entre el complejo intrusivo charnockítico y los cinturones de rocas verde de Lolodorf. Estas formaciones están compuestas por conjunto de gneises muy deformados que incluyen gneises charnockíticos, leptinitas, enderbitas, charnoenderbitas y mangeritas. Vicat *et al.*, (1998) relaciona la deformación de estas series bandeadas con una fase terminal de la orogenia Liberiana (*ca.* 2.5 Ga). Los cinturones de rocas verdes Arcaicos se componen de anfibolitas y granulitas interpretados como relictos de formaciones supracrustales (Tchameni *et al.*, 2004). Su composición geoquímica muestra afinidades toleíticas a calcoalcalinas.

1.2.3.2 Unidad Nyong (Paleoproterozoico)

Las series Paleoproterozoicas de la unidad Nyong afloran al oeste del complejo de Ntem. Estructuralmente, esta unidad forma parte del cinturón Transamazónico, que se extendía desde el oeste de África Central hasta el noreste de Brasil, como consecuencia de la colisión Eburneana/Transamazónica (*ca.* 2.1 Ga) entre los cratones del São Francisco y del Congo (Toteu *et al.*, 1994; Feybesse *et al.*, 1998; Penaye *et al.*, 2004; Lerouge *et al.*, 2006).

Inicialmente se pensó que las series de la unidad Nyong representaban una reactivación Neoproterozoica (Panafricana) o Paleoproterozoica del extremo occidental del complejo Arcaico de Ntem (Laserre y Soba, 1976; Feybesse *et al.*, 1986). Sin embargo, estudios posteriores desarrollados por Toteu *et al.* (1994) y Lerouge *et al.* (2006) revelaron que el origen de estas series corresponde con una sedimentación Paleoproterozoica, que fue posteriormente cabalgada sobre el complejo de Ntem durante la orogenia Eburneana-Transamazónica, marcada por una fase deformacional D2, que reorientó las antiguas estructuras E-W D1 Liberianas (Maurizot *et al.*, 1986), así como una foliación NE-SW generalizada, cizallas subverticales y tectónica tangencial de dirección SE-NW responsable por la superposición de la unidad Nyong sobre el complejo Ntem (Feybesse *et al.* 1998; Penaye *et al.*, 2004; Owona *et al.*, 2011). Este evento conllevó un

metamorfismo de facies granulita de las rocas infrayacentes en los frentes de cabalgamiento y un plutonismo asociado. La orogenia Panafricana (*ca.* 600Ma) se superpone parcialmente a la historia Paleoproterozoica (Tanko Njiosseu *et al.*, 2005).

La unidad Nyong se compone principalmente de (1) gneises migmatíticos de composición TTG; (2) metasedimentos y sedimentos metavolcánicos que parecen corresponder con cinturones de rocas verdes (gneises ortopiroxénicos, anfibolitas piroxénicas y granatíferas, formaciones bandeadas de hierro y metavulcanitas básicas y ultrabásicas; (3) charnockitas sin a postectónicas, metadioritas y sienitas; (4) intrusiones de dioritas, granodioritas y sienitas débilmente metamorfizadas cortan las rocas de las series Nyong junto a doleritas post-tectónicas (Toteu *et al.*, 1994; Lerouge *et al.*, 2006).

Los cinturones de rocas verdes de esta unidad no difieren significativamente de aquellos de la unidad Ntem. Nédélec *et al.* (1993) mostraron que la unidad Nyong contiene amplias porciones de TTG Arcaicos reciclados en el Paleoproterozoico bajo condiciones de alta presión y alta temperatura (transición entre facies anfibolita y granulita; 750°C, 9 kbar). Toteu *et al.* (1994) consideran que la unidad de Nyong se habría formado en el Paleoproterozoico después de la colisión entre los cratones del Congo y São Francisco. Esta interpretación es corroborada por los estudios geocronológicos Tchameni (1997) en la región de Ebolowa. Penaye *et al.* (2004) proponen una edad de 2.1 Ga para la unidad Nyong y la consideran una corteza Arcaica reciclada, mientras que los relictos aflorantes hacia el norte, en la cadena Panafricana representarían una corteza neoformada en el Paleoproterozoico. Una tectónica tangencial de dirección SE-NW arrastraría, mediante cabalgamientos, la unidad Nyong sobre la unidad Ntem. La evolución Paleoproterozoica se caracteriza, según los anteriores autores, por el desarrollo de una laminación tectónica y un metamorfismo de facies granulita afectando al orógeno Arcaico reciclado y a los sedimentos de edad Paleoproterozoica (Penaye *et al.*, 2004). Lerouge *et al.* (2006) muestra a través de dataciones SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) en circones que la unidad Nyong fue formada durante la orogenia Eburneana y representa un ciclo de Wilson completo.

La edad de sedimentación de esta unidad ha sido estimada en 2.4 Ga (Lerouge *et al.*, 2006) y el emplazamiento de rocas básicas y ultrabásicas hacia 2.1 Ga. La unidad Nyong fue afectada por un metamorfismo sincrónico con el emplazamiento de granitoides

sintectónicos a 2.05 Ga (Toteu *et al.*, 1994; Lerouge *et al.*, 2006). Esta unidad fue igualmente afectada, al menos en sus márgenes, por la deformación y el metamorfismo Panafricano (Penaye *et al.*, 2004), datado en *ca* 600 Ma (Toteu *et al.*, 2004; Lerouge *et al.*, 2006). La colisión resultó en los mantos de cabalgamiento, de 50 a 100 km de extensión, de las unidades panafricanas sobre el cratón (Nédelec *et al.*, 1990; Tadjou *et al.*, 2009; Shandini *et al.*, 2010), quedando el basamento cratónico profundamente enterrado bajo las formaciones panafricanas.

1.2.3.3 Unidad Ayina (Paleoproterozoico ?)

Esta unidad representa el margen oriental del complejo de Ntem. Siendo la unidad menos conocida del complejo. En su vertiente gabonesa ni un solo estudio ha sido realizado hasta el momento y en la parte camerunesa tan solo se cuenta con algunos trabajos cartográficos regionales (Maurizot *et al.*, 1986). La unidad Ayina está constituida en parte por los mismos litotipos y asociaciones que las formaciones Arcaicas que constituyen los denominados “gneises lamelares” de la unidad Nyong (Jourde *et al.*, 1978; Maurizot *et al.*, 1986). Estos gneises corresponden a rocas orto y paraderivadas con intercalaciones de metadoleritas, cuarcitas y anfibolitas así como formaciones supracrustales epi a mesozonales interpretados como cinturones de rocas verdes (Iglesias-Martínez *et al.*, 2018), muy claramente reconocibles mediante las geofísica aeromagnética (CGG, 1984). Estas cuencas corresponderían a sinformes caracterizados por una alternancia de formaciones ferríferas bandeadas, anfibolitas o rocas metavolcánicas, esquistos micáceos y gneises cuarzo feldespáticos.

Las formaciones de la unidad Ayina fueron fuertemente afectadas por estructuras cabalgantes que dieron lugar a su característica fábrica milonítica planar y que llegaron a imponer sobre las rocas Arcaicas una textura blastomilonítica, muy diferente de los típicos bandeados de los dominios arcaicos (Feybesse *et al.*, 1998). La foliación de dirección N130°E fue reactivada por medio de pliegues N50°E y amplias zonas de cizalla sinistral de orientación N°40E atribuidas a la orogenia Ogooué (2.2 – 2.1 Ga) (Maurizot *et al.*, 1986). Estas series foliadas se definen por minerales de metamorfismo de grado medio que incluyen hornblenda, biotita, granate, plagioclasa y relictos de clinopiroxenos. La facies granulita es evidente en las partes más profundas en forma de

la paragénesis granate + clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa (Maurizot *et al.*, 1986; Feybesse *et al.*, 1986,1987,1998).

Uno de los más importantes cabalgamientos cartografiados se localiza en el contacto entre las unidades Ntem y Ayina, donde la superposición de las granulitas de alto grado de la unidad Ntem sobre las rocas de metamorfismo de grado medio de la unidad Ayina atestiguan la existencia de una discontinuidad principal (Feybesse *et al.*, 1986).

Los granitoides de edad Mesoproterozoico terminal intruyen la base de estas coberteras Paleoproterozoicas. Estos granitoides proceden de fusión crustal y se alinean según corredores sinestrales de dirección N-S relacionados con la tectónica tardi-Kibárica (Vicat *et al.*, 2001). Las coberteras Paleoproterozoicas del cratón del Congo descansan discordantemente sobre la unidad de Ayina y desaparecen bajo el manto de Yaoundé (Vicat *et al.*, 1998).

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

En este capítulo se describen las distintas metodologías y técnicas usadas para acometer los objetivos propuestos. El primer trabajo realizado consistió en la recopilación de la información preexistente de la zona de estudio. El estudio de las formaciones que conforman el área de estudio se llevó a cabo mediante su descripción y muestreo en afloramiento y mediante las técnicas de análisis petrográficos, mineralógicos y geoquímicos en laboratorio y gabinete. A continuación se describen las diferentes técnicas de muestreo así como los métodos analíticos utilizados.

2.1 DOCUMENTACIÓN Y MATERIAL INFORMÁTICO

Para la presente investigación se procedió a la exhaustiva revisión bibliográfica de las publicaciones existentes sobre la historia geológica del cratón del Congo y, en particular, aquellos aspectos relacionados con la geología de las regiones del norte de Gabón y del sur de Camerún, así como una revisión sistemática de aquellos artículos, tesis, informes, comunicaciones, memorias y demás publicaciones relacionadas con los diferentes campos objeto de este estudio y de las metodologías en él aplicadas.

Gran parte de la documentación referente a la geología de Gabón y Camerún no se encuentra digitalizada ni es de libre distribución, por lo que la consulta y adquisición del material cartográfico y bibliográfico tuvo que ser realizada personalmente en los siguientes centros de documentación de Francia, Gabón y Camerún: Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orleans, Francia), Société Géologique de France (Paris, Francia), Institut National de Cartographie (Libreville, Gabón), Direction Générale de la Géologie et de la Recherche Minière del Ministerio de Minas, Petróleo e Hidrocarburos de la República de Gabón (Libreville, Gabón), Facultad de Ciencias de la Université des Sciences et Techniques de Masuku (Franceville, Gabon) e Institut de Recherches Géologiques et Minières de la Dirección Nacional de Minas y Geología de Camerún (Yaoundé, Camerún).

Los datos de campo y resultados de laboratorio han sido tratados por programas informáticos específicos: ArcGis 10.1 para el tratamiento de mapas geológicos, Freehand Designer MX, Adobe Illustrator CC 22.0 y Surfer 16.1.350, Excel 16.0 e IBM-SPSS 20.1 para la realización de mapas, gráficos, diagramas y tratamientos estadísticos, respectivamente.

Con anterioridad a los trabajos de campo se adquirió e integró la información proveniente de los medios de teledetección disponibles. Esta información es escasa y de carácter eminentemente regional y consistió en el siguiente material: mapas aerogeofísicos (magnetismo y radiometría) realizados en 1984 por la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) con espaciado entre las líneas de vuelo de 1.000 m; Imágenes de satélite LANDSAT-7 ETM+ de resolución 30 m; Generación de un Modelo Digital de Elevaciones a partir de imágenes de radar de la Misión SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) disponibles de manera gratuita a través de la agencia estadounidense NASA. Para ello se descargaron las teselas necesarias para generar el mosaico de MDT que presenta una resolución de 30 m/pixel y 30 m para las curvas de nivel. Los datos brutos fueron transformados a formato Geotiff y las curvas a formato Shape de ESRI, todos ellos georreferenciados según el sistema de coordenadas UTM WGS84. En cuanto a la información cartográfica disponible, la zona de estudio solo cuenta con mapas topográficos a la escala 1:200.000 (ICN) y mapas Geológicos (DNG) a la escala 1:1 000 000.

2.2 TRABAJOS DE CAMPO: RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO Y MUESTREO

Los trabajos de reconocimiento geológico en la zona de estudio tuvieron una duración de 6 meses distribuidos en 4 campañas de campo realizadas entre los años 2015 y 2016. Los trabajos cubrieron un área de aproximadamente 400 km² incluidos en el perímetro del Permiso de Investigación G9-580 propiedad de la compañía hispano-gabonesa de exploración minera Cratón del Congo Exploraciones SARL. El presente autor, en calidad de jefe de proyecto de la citada compañía, fue el responsable de la planificación de los trabajos así como de su coordinación y supervisión.

El material utilizado para las tareas de reconocimiento geológico fue el usual para este tipo de campañas de exploración: aparatos GPS (Global Positioning System) modelo Garmin 64s con precisión lateral de 10 m, martillo de geólogo, lupa, brújula geológica dotada de clinómetro, altímetro, cámara fotográfica, lápices de dureza, ácido clorhídrico, imán, etc.

Las principales actividades de prospección y muestreo realizadas en la zona de estudio correspondieron a la localización, descripción litológica y medición de parámetros estructurales de los afloramientos visitados (foliación, buzamiento, bandeados, alineamientos minerales, etc.), realización de croquis topográficos en áreas puntuales, definición de los horizontes y las toposecuencias de los perfiles de alteración a través de la excavación de pozos y trincheras e inventario sistemático de puntos de actividad minera siguiendo las metodologías propias de la prospección minera ([Chaussier y Morer, 1982](#)).

La fuerte alteración en medio ecuatorial a la que están sometidas las formaciones geológicas de este sector hace que la presencia de afloramientos sea muy escasa, limitándose muchas veces a grandes bloques en algunos cursos fluviales ([Fig. 2.1](#)). Este hecho conllevó que el control litológico se basara en indicios indirectos tales como la observación de cantos y bloques en las gravas aluviales, la presencia de fragmentos de roca más o menos alterada en pozos y la descripción del saprolito a través de perforaciones manuales y motorizadas.

Los trabajos de reconocimiento geológico y muestreo se llevaron a cabo desde las instalaciones de la localidad de Minvoul y de dos campamentos emplazados en los alrededores de asentamientos de “orpailleurs” como se les denomina localmente a los buscadores de oro. Estos emplazamientos fueron elegidos por su localización geológica favorable y para ayudar en la logística y las vías de acceso a los mineros locales. En ambos campamentos se instalaron laboratorios de campaña para el pre-tratamiento de las muestras en las que se procedió a su secado, machaqueo, tamizado, cuarteo, pesaje, embalaje y etiquetado.

2.2.1 Muestreos

Durante los trabajos de campo fueron recogidas muestras representativas de los materiales que componen el sustrato y los sedimentos de la zona de estudio con la finalidad de caracterizar petrográfica, mineralógica y geoquímicamente las diferentes formaciones y horizontes (rocas, sedimentos de arroyo, suelos, coraza laterítica, gravas lateríticas, saprolito).

Todas las muestras objeto de análisis geoquímico fueron igualmente examinadas mediante batea para la cuantificación y análisis de las partículas de oro en ellas contenidas.

Figura 2.1.- Aspecto de algunos afloramientos de la zona de estudio, todos ellos se encuentran en los talwegs de los cursos fluviales. A y B) Bloques métricos de metagabros en el lecho del arroyo Essindama; C) Banco de los ortogneises cuarzofeldespáticos en el lecho del arroyo Lybie; D) Cantos rodados de rocas gabroicas contenidos en las gravas aluviales del arroyo Essindama II.

2.2.1.1 Prospección geoquímica de sedimentos de arroyo

El muestreo de sedimentos de arroyo es una de las técnicas más comúnmente utilizadas en prospección geoquímica y consiste en el análisis de los elementos químicos presentes en la fracción fina de los sedimentos que transportan los ríos y arroyos de una zona, ya sea en el lecho activo actual como en los depósitos antiguos (terrazas, llanuras de inundación, etc.). Esta prospección se basa en el muestreo de la red fluvial, que actúa como colector de los materiales que constituyen la cuenca de drenaje. Los sedimentos aluviales son representativos de las formaciones geológicas y pueden poner de manifiesto la presencia de mineralizaciones contenidas dentro del área drenada.

Siguiendo el protocolo del Forum of the European Geological Surveys ([Plant et al., 1996](#)) se muestreó la fracción fina ($< 150\mu\text{m}$) de los depósitos aluviales con el objetivo

de evitar sesgos en los resultados y homogeneizar los análisis. En la campaña de prospección se evitó el muestreo en los grandes colectores (red de drenaje de primer orden) en los que cualquier aporte mineralizado puede ser diluido por los aportes de otros cursos de agua estériles.

El muestreo geoquímico de los sedimentos de arroyo se llevó a cabo teniendo en cuenta zonas favorables, tales como las partes convexas de los meandros, las zonas de “sombra” tras los bloques de piedra en el lecho del río, etc. (Fig. 2.2). Asimismo, estrechamientos en el cauce, donde la energía del flujo de agua aumenta, son zonas a evitar para el muestreo, ya que cabe esperar que los minerales pesados sean arrastrados y no se acumulen en esos tramos.

Figura 2.2.- Esquema ilustrativo mostrando las zonas favorables para la acumulación de oro y minerales pesados en un curso fluvial meandriforme (Modificado de [Chaussier y Morer, 1982](#)).

2.2.1.2 Muestreo de oro mediante batea

Este ha sido uno de los instrumentos utilizados tanto en tiempos históricos como prehistóricos para la prospección y explotación de algunos elementos, principalmente

los metales preciosos. El principio en el que se basa la técnica de la batea es la diferencia de peso específico de las diferentes especies minerales presentes en los depósitos de los ríos. Esta técnica consiste en la agitación en el agua del material contenido en un recipiente en el que mediante determinados movimientos se van retirando primeramente los componentes más finos y ligeros (arcillas, cuarzo, minerales ligeros, etc.) quedando progresivamente un concentrado oscuro rico en minerales pesados (magnetita, ilmenita, turmalina, rutilo, elementos nativos como el oro, el platino, el diamante y óxidos de Sn, W, etc.). En zonas de poca meteorización química y en áreas cercanas a la fuente primaria el concentrado puede presentar sulfuros, aunque debido a la fuerte alterabilidad de estos minerales no es frecuente encontrarlos.

Fue elegido el método de la batea en lugar de otros métodos (p.e. concentrados por centrifugación) para eliminar el riesgo de daño a las partículas que podría implicar modificaciones morfológicas. Ha de ser tomado en consideración que con las técnicas de batea una alta proporción de los granos menores de 10 μm se pierden, con pérdidas moderadas de aquellas partículas de diámetro entre 10 y 20 μm , principalmente aquellas partículas de morfología aplanada.

Los test de batea fueron realizados por expertos orpailleurs locales utilizando los cursos de agua disponibles (Fig. 2.3). Para que el resultado de la batea fuera representativo, se recogió el concentrado de al menos 2 bateas (entre 5 y 7 kg de material por batea), con lo que en total se procesaron por punto de muestreo entre 15 y 20 kg de material. Para aligerar el volumen del material antes de proceder a la batea se retiraron las fracciones gruesas con ayuda de un tamiz de 2 mm. Las muestras brutas fueron disgregadas bajo lavado de agua hasta obtener una cantidad no inferior a 50 g de la fracción de minerales pesados.

Figura 2.3.- Ilustración de diferentes fases de la prospección geoquímica de arroyos. Identificación del emplazamiento (A), toma de muestra (B, C, D), batea (E), secado de las muestras (F, G) y descripción del perfil aluvial (H).

2.2.1.3 Muestreo geoquímico de suelos

El muestreo y análisis de los suelos representa quizás el más útil y extendido método de prospección geoquímica al haberse demostrado sobradamente la relación entre las anomalías geoquímicas detectadas en superficie con la presencia de cuerpos mineralizados en profundidad (Lech y Caritat, 2007). En áreas de fuerte meteorización y escasez de afloramientos, como las zonas tropicales y ecuatoriales, este método se ha demostrado como el más adecuado al representar prácticamente el único acceso al sustrato rocoso.

La acción de las plantas es de gran importancia en la química del suelo ya que absorben selectivamente iones metálicos que pasan a formar parte de la masa vegetal que

posteriormente se degrada y da lugar al mantillo u horizonte húmico. Este ambiente rico en materia orgánica (ácidos húmicos, fúlvicos, etc.) y condiciones de pH y Eh particulares, desempeña también un papel en la dispersión de algunos elementos metálicos, entre ellos el oro.

La primera determinación a realizar antes de iniciar el muestreo geoquímico en el área fue discernir si el suelo a muestrear corresponde a la alteración de la roca infrayacente o si por el contrario corresponde a materiales que han sido transportados (depósitos coluviales, terrazas aluviales, depósitos glaciares, eólicos, etc.) y, por lo tanto, no representativos del sustrato en dicho punto. Esta discriminación se basó en el estudio de perfiles verticales (pozos) para estudiar la geometría y composición de estos horizontes. La observación de los fragmentos líticos, la clasificación granulométrica y la morfología (redondez y angulosidad) de los granos son algunos de los parámetros que aportaron datos para indicar la naturaleza residual o transportada de los suelos. Aspectos geomorfológicos del relieve, tales como evidencia de glaciares, deslizamientos de ladera entre otros, también sirvieron para poner de manifiesto la posible aloctonía (transporte) de las coberteras de superficie.

El muestreo geoquímico de suelos se organizó espacialmente según una malla regular cuadrada de 100 x 100 m de equidistancia entre muestras. En aquellas partes en las que se detectaron valores de oro anómalos, la malla se ajustó a una equidistancia de 50 x 50 m. La sistemática empleada consistió en muestrear el límite superior del horizonte B del suelo (**Fig. 2.4**), evitando la capa húmica superficial, utilizándose como indicador la base de las raíces herbáceas, que suele coincidir también con un cambio de coloración (negruzca, grisácea o parduzca típica del horizonte húmico a más clara en el horizonte B). La profundidad a la que se alcanzó este nivel varió entre 15 y 40 cm, aunque dependiendo de diversos factores (erosión, tipo de cubierta vegetal, topografía) este horizonte se presentó a mayor o menor profundidad e incluso en algunos casos no se encontró presente.

Cada punto muestreado fue acompañado de una ficha de campo que incluyó información relativa a la situación del punto de muestreo, las características del material muestreado (peso, color, grado de humedad, fracción granulométrica, etc.) y una descripción del emplazamiento con todas aquellas observaciones que pudieran ser relevantes para la futura interpretación de los resultados.

Figura 2.4.- Muestreo geoquímico de suelos en Minvoul durante la campaña de prospección de Agosto de 2015.

2.2.1.4 Excavaciones y perforaciones

Tras el estudio de los resultados de geoquímica del oro en superficie, se definieron zonas con concentraciones anómalas. Estas áreas fueron objeto de prospección con la finalidad de caracterizar estratigráficamente y geoquímicamente y coleccionar los granos de oro de los horizontes del perfil de alteración, así como comprobar la presencia de mineralizaciones subterráneas. En función de la consistencia del material se utilizó instrumental manual o motorizado, descrito a continuación.

Sondas tomamuestras

Las sondas tomamuestras se han utilizado para perforar el suelo y tomar muestras del terreno a diferentes profundidades, empleando una sonda de acero galvanizado de la marca Eikelkamp con cuchara de tipo Edelman, la cual permite la obtención, en materiales cohesivos. Las sondas se componen de un mango y barrena a las que se les pueden acoplar varillas de extensión para alcanzar mayores profundidades (>5 m). Estas varillas se unen al mango y a la barrena mediante conexión de tipo bayoneta o roscada. El mecanismo de funcionamiento consiste en la penetración de la barrena en la tierra mediante un movimiento circular transmitido desde el mango (en forma de T) a la barrena, que al ser helicoidal va profundizando y rellenando con la muestra el espacio hueco de la cuchara (Fig. 2.5).

Figura 2.5.- Imágenes de algunos aspectos del uso de una sonda tomamuestras manual. Este utensilio se compone de una parte superior en forma de “T” (A) cuyo giro (C) transmite un movimiento helicoidal a una “cuchara” hueca (B) que rellena su interior con el material muestreado. Para alcanzar mayores profundidades las varillas se pueden ensamblar como se muestra en las fotografías (E, F y G). En los pozos y trincheras, cuando se supera el horizonte de gravas o de corazas lateríticas, se accede al saprolito. Este saprolito arcilloso o arenoso es fácilmente penetrable, por lo que a fondo de pozo se puede utilizar la sonda tomamuestras, permitiendo aumentar en varios metros la profundidad del muestreo (D y H). La imagen (I) ilustra el vaciado de la cuchara y su colocación en los tubos portatestigos para su descripción, fotografiado y posterior muestreo.

Sondeos helicoidales

Para el muestreo de los horizontes más profundos del perfil de alteración y de los niveles que ofrecieron más resistencia (coraza laterítica) se usaron métodos de perforación motorizados denominados sondeos de barrena helicoidal. Este tipo de maquinaria puede perforar hasta 20 m en terrenos no rocosos. El material utilizado consistió en un equipo Stihl BT-360 para dos operadores con barrenas de cabeza helicoidal, con diámetro de perforación de 100 mm, similar a las utilizadas en geotecnia para pilotajes, fijación de postes, etc. El mecanismo de perforación y toma de muestra se basa en la rotación del varillaje mediante un motor que a modo de sacacorchos transmite el movimiento a la broca de la barrena helicoidal que perfora y hace remontar el material excavado de manera continua hasta la superficie, quedando la muestra pegada en los espacios vacíos de la espiral. Cuando se rellena una o varias de las varillas, se eleva el varillaje mediante una polea, se desacoplan las varillas con la muestra, se retira la muestra de las varillas y se acoplan de nuevo las varillas para continuar la perforación (Fig. 2.6).

Figura 2.6.- (página anterior). Las siguientes imágenes ilustran los aspectos más importantes del funcionamiento de una máquina portátil de sondeos helicoidales. Una vez decidido el emplazamiento del sondeo se instala el trípode [A] donde se colgará un polipasto (sistema de elevación a base de poleas) [F] que ha de ir en la vertical del agujero del sondeo para permitir el ascenso del varillaje. El trípode suele estar constituido por una estructura metálica sólida pero pesada. En zonas donde el transporte del material es complicado se puede utilizar troncos que, mediante una perforación [B] por la que se hace pasar una barra de hierro sujeta por cadenas, mantiene unido al trípode. Una vez emplazado todo lo anterior se procede al comienzo de la perforación mediante el motor [E] que imprime un movimiento circular que se transmite a lo largo del varillaje y permite la perforación. Cuando se ha profundizado el equivalente a la longitud de una varilla se desacopla la máquina y se procede a enganchar la varilla superior al polipasto [F]. Para evitar la caída del varillaje se ancla con ayuda de una cuña [G] y se procede a su elevación. A intervalos de una o dos varillas se ancla el varillaje, se retiran las varillas y se ata de nuevo la soga del polipasto a la varilla inferior que elevará así otros tramos de varillas. Este proceso se repite hasta que las últimas varillas hayan sido retiradas del sondeo. Los últimos metros se suelen subir manualmente al ser menos pesados. El material perforado queda adherido a las paredes de la varilla helicoidal. Para evitar contaminación solamente los primeros 40 a 60 cm de la última varilla se utilizan para el muestreo geoquímico, ya que a medida que se asciende parte del material pegado a la varilla puede proceder de las paredes de la perforación. Con ayuda de una madera se retira el material [J] que se dispone en los medios tubos de PVC organizados a la manera de testigos de sondeo [K y L].

Para la descripción y el muestreo del material extraído del tomamuestras o del sondeo de barrena se optó por organizar las sucesivas muestras extraídas de techo (superficie) a muro (profundidad) mediante tubos de PVC de diámetro 15 o 20 cm serrados a la mitad como muestra la **Fig. 2.7**.

Pozos y trincheras

Los tomamuestras manuales y los sondeos de barrena helicoidal nos ofrecen información puntual del subsuelo y cantidades de muestras limitadas. Para aquellos casos en los que interesa conocer la disposición geométrica del sustrato y tomar mayores cantidades de muestras se llevó a cabo la realización de pozos y trincheras. La información que nos ofrece este tipo de excavaciones sirven para la determinación del carácter residual o transportado de los horizontes superficiales y, en algunos casos, nos

aportan datos sobre la posible mineralización cuando hay estructuras preservadas en la roca alterada (venas, filones, fracturas, alteraciones, etc.).

En cada pozo se realizaron perfiles en los que se describió la mineralogía, granulometría, morfología, texturas, estructuras, espesores, tipos de contacto, variaciones en la coloración y otros aspectos de interés. Además, se tomaron muestras de material para geoquímica de oro, análisis multielmental y batea para cada horizonte (Fig. 2.7).

En el área de estudio se realizaron 21 pozos excavados con herramientas manuales, de dimensiones medias de 2,5 x 2,5 m y profundidades de 4 a 8 m. Del total de pozos, 17 de ellos se realizaron mediante perforación helicoidal manual en el fondo del pozo, de manera que se consiguió reprofundizar en algunos casos 7 m más, llegando en algunos puntos a conseguir un perfil de hasta 15 m.

Figura 2.7.- Ejemplo de excavaciones mediante pozos, en lecho fluvial (con bomba de achique) y sobre sustrato rocoso alterado. En algunos casos, con el fin de testificar a mayor profundidad se practicaron perforaciones con el tomamuestras manual a fondo de pozo.

El muestreo geoquímico de los pozos y trincheras se realizó mediante la técnica del ranurado. Esta técnica consiste en la excavación mediante un martillo o escoplo de un canal estrecho y continuo en un frente de la superficie excavada (Fig. 2.8). La muestra se tomó orientada en la dirección de mayor variación de la característica a medir, en este caso perpendicularmente a la disposición de las facies de alteración. Aunque no hay una normativa específica referente a las dimensiones y profundidad de la ranura a muestrear, las dimensiones elegidas deben mantenerse constantes a lo largo de toda la ranura. En este estudio se ha tomado un ancho 10 cm y una profundidad de 2 a 3 cm. Las zonas donde se colocaron las ranuras se limpiaron debidamente y se utilizaron láminas de plástico en la base para recoger los materiales a medida que iban cayendo. Cuando la ranura era vertical, el arranque se ejecutó de abajo hacia arriba. La cantidad de muestra recogida dependió de las dimensiones de la ranura y de los criterios de muestreo (continuo o discontinuo). En aquellos puntos muestreados de longitudes inferiores a 1 m la cantidad fue de unos 4 kg de material.

En aquellos casos en los que se muestrearon estructuras filonianas se prestó especial atención para no tomar solo el material más friable (aquel que se desprende con mayor facilidad), ya que las diferencias de dureza suelen obedecer a diferencias en el grado de concentración de la mineralización siendo las partes más blandas, por regla general, aquellas que muestran concentraciones más elevadas, y que por lo tanto podrían llevar a una sobrevaloración de los resultados.

Figura 2.8.- Ejemplo de muestreo por ranurado en las arcillas superficiales en un área fuertemente meteorizada. Observar la marca vertical dejada a lo largo de la pared de este pozo.

2.2.1.5 Pretratamiento de las muestras

Con la finalidad de obtener varias submuestras más pequeñas pero homogéneas y representativas del material original, las muestras fueron tratadas en los laboratorios de campo. Para reducir el tamaño de las muestras sin que dejen de ser representativas es necesario someterlas a varios procesos, que en la mayoría de los casos consisten en: secado, tamizado, trituración, cuarteo y pulverización. En el presente trabajo, debido a la gran distancia entre el lugar del muestreo (norte de Gabón) y el laboratorio de análisis (Johannesburgo, Sudáfrica) la primera parte del procesado de las muestras se realizó en el propio campamento base.

Secado

La mayoría de las muestras presentaban un alto grado de humedad por lo que antes de cualquier tratamiento se procedió a su secado. La metodología de secado varió en función de la climatología. En épocas secas, las muestras fueron colocadas en bandejas o recipientes de plástico para su secado al aire libre por la acción directa del sol. Por el contrario, en épocas lluviosas las muestras se secaron dentro de una caseta a modo de invernadero en el que mediante una fuente continua de calor (estufa u hoguera) se aceleró el proceso de secado (Fig. 2.3).

Disgregación

En las muestras con abundancia de arcillas es usual que tras el secado se genere una masa compacta que es necesario disgregar para devolverle a la muestra su granulometría original. Para ello se machacaron los aglomerados en un mortero pilón de madera. Tras la actuación en cada muestra los materiales fueron limpiados cuidadosamente para evitar posibles contaminaciones.

Tamizado y cuarteo

Una vez secas y desagregadas, las muestras se tamizaron mediante un tamiz de 2 mm de luz, retirándose la fracción más grosera. Aquellas muestras de las que se dispuso de un gran volumen se dividieron en varias submuestras de menor cantidad mediante cuarteo, utilizando el método de los cuadrantes. Este método consiste en extender la muestra sobre una superficie lisa y realizar una cruz de manera que se divida la muestra en 4 partes iguales. De esos 4 cuadrantes, se utilizó el material que cayó en dos cuadrantes

opuestos, descartando el material de los otros dos cuadrantes. Esta operación se realizó las veces necesarias para reducir la muestra original.

Por último se procedió al embalaje en bolsas de polietileno y al etiquetado de las muestras para su traslado seguro hasta el laboratorio.

2.3 TRABAJOS DE LABORATORIO

Los métodos analíticos utilizados en la presente investigación consistieron principalmente en estudios petrológicos, geoquímicos y mineralógicos de las muestras de roca, sedimentos de arroyo, horizontes del perfil de alteración y granos de oro. El estudio se realizó a partir de varios centenares de muestras analizadas en laboratorios certificados privados: Set Point Laboratories (Sudáfrica), ALS-Global (Irlanda), ALS-España (Sevilla), Thin Section Lab (Francia) y diversos centros públicos de investigación en España (UPM, UCM, CENIEH, IGME, IGE). La financiación principal de las campañas de campo y estudios petrológicos y geoquímicos de las muestras recogidas estuvo sufragada por la compañía de exploración minera Cratón del Congo Exploraciones S.A.R.L., como parte de los trabajos de prospección minera llevados a cabo en el Permiso de Investigación G9-580 de Minvoul. El resto de analíticas han sido realizadas gracias a colaboraciones científicas con personal investigador de organismos como el Instituto Geológico y Minero de España y las Universidades Complutense y Politécnica de Madrid.

2.3.1 Análisis Petrográficos y Mineralógicos

2.3.1.1 Microscopía Óptica de luz polarizada

El microscopio petrográfico fue ampliamente utilizado para la caracterización petrográfica de las rocas presentes en el área de estudio, la identificación de los minerales pesados contenidos en las muestras bateadas y el estudio textural del interior de los granos de oro muestreados. Esta técnica fue complementada con el uso de la lupa binocular, que establece una escala de observación intermedia entre las muestras de mano y la inspección microscópica.

Láminas Delgadas

La petrografía con luz transmitida constituye una herramienta básica de estudio, especialmente útil en la identificación de minerales, hábitos, texturas y fábricas de las rocas. Las diferentes formaciones rocosas presentes en el área de estudio fueron caracterizadas petrográficamente mediante 25 láminas delgadas confeccionadas en el laboratorio del Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. Las muestras de roca fueron impregnadas en

resina epoxy y pegadas a un portaobjetos de vidrio de 1,5 x 4,5 cm, y posteriormente pulidas a un espesor de 30 μm . El estudio de las láminas delgadas se llevó a cabo en un microscopio petrográfico de luz transmitida modelo Leika DM/LP en el laboratorio de Microscopía Aplicada y Análisis de la Imagen de la Universidad Politécnica de Madrid.

Preparaciones de granos con Bálsamo de Canadá

La identificación mineralógica de los minerales no opacos de la fracción pesada de los concentrados de muestras bateadas se realizó mediante la elaboración de preparaciones de granos con Bálsamo de Canadá. Para estas preparaciones, los granos minerales fueron espolvoreados sobre un portamuestras de vidrio impregnado en Bálsamo de Canadá previamente calentado. Esta resina, de índice de refracción similar a la del vidrio portamuestras, se utiliza para cementar los granos al portamuestras y permitir la caracterización de sus propiedades ópticas en el microscopio petrográfico de luz transmitida.

2.3.1.2 Separación de los granos de oro

Para la extracción de los granos de oro procedentes del concentrado de batea de las diferentes muestras, se realizaron una serie de separaciones por medios químicos y físicos. De las muestras previamente secas, se retiraron los minerales más magnéticos mediante un imán de neodimio. Posteriormente, el material fue tamizado a una fracción $< 250 \mu\text{m}$ y separado mediante líquidos densos. El líquido utilizado fue politungstato sódico (SPT) preparado a una densidad de 2,9 g/cm³. La muestra con el SPT se dispuso en tubos de 50 mL y fue centrifugado a 3000 rpm durante 3 minutos.

Tras la centrifugación, los minerales más pesados ($> 2,9 \text{ g/cm}^3$) quedaron separados de aquellos más ligeros ($< 2,9 \text{ g/cm}^3$) los cuales quedaron flotando en el líquido denso. Tanto los minerales pesados recuperados como la fracción de minerales ligeros, se lavaron repetidas veces con agua destilada para eliminar cualquier resto de SPT y se secaron para su posterior tratamiento. De las fracciones de minerales pesados resultantes, se separaron según su grado de susceptibilidad magnética mediante un separador magnético tipo Frantz LB-1 con una intensidad máxima de 1,45 A, con el objetivo de separar los minerales no magnéticos como el oro, de aquellos que conforman la mayor parte del concentrado de batea. La fracción de minerales pesados

no magnéticos fue inspeccionada bajo una lupa binocular para separar, de manera manual mediante pinzas, las partículas de oro del resto de minerales no magnéticos.

La separación mediante líquidos densos así como la separación magnética de los concentrados de batea se llevó a cabo en los laboratorios del CENIEH (Burgos, España).

2.3.1.3 Microanálisis por SEM y Dispersión de Energías de Rayos-X (EDS)

El microanálisis semicuantitativo de los granos de oro estudiados se llevó a cabo en el laboratorio de microscopia de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad de Oviedo y en los laboratorios del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (CNME). Se determinaron las concentraciones de oro y de otros 13 elementos químicos frecuentemente asociados a estas mineralizaciones (Ag, As, Bi, Co, Hg, Ni, S, Se, Sb, Sn, Te y Zn). Para ello se confeccionaron 11 probetas pulidas en el Thin Section Lab de Toul, Francia. Las partículas de oro embutidas en probetas de resina epoxi, pulidas y recubiertas por carbono, fueron analizadas con una Microscopio Electrónico de Barrido modelo CAMECA SX-100 dotada de 5 espectrómetros de onda dispersivos (WDS) y los siguientes parámetros: voltaje de activación 15 kV, tiempo de activación 10 s, diámetro del rayo de electrones 1 μm y corriente de excitación 25 nA. Los resultados fueron recalculados por el programa de corrección ZAF, integrado en la propia microsonda electrónica. Las áreas objeto de análisis puntual (106 en total) fueron seleccionadas durante la observación petrográfica de las probetas en microscopio óptico de luz reflejada.

La caracterización química de algunas de las especies minerales de las láminas delgadas se llevó a cabo igualmente mediante la técnica de microscopía electrónica de barrido (SEM) acoplado con microanálisis de energía dispersiva de rayos X (EDS) (Fig. 2.9). A partir de las imágenes y de la información proporcionada por ambas técnicas, se realizaron 47 análisis semicuantitativos de los elementos presentes en los minerales de 3 láminas delgadas.

Figura 2.9.- Equipamiento empleado para el análisis microcomposicional de algunas de las probetas de oro. Centro Nacional de Microscopia Electrónica Luis Bru (Madrid).

2.3.1.4 Espectroscopía Raman

Para la caracterización mineralógica de algunos componentes de los concentrados de minerales pesados (granos de corindón, turmalina, monacita, etc.) así como para la distinción entre las fases goethita-limonita, se recurrió a la Espectroscopía Raman utilizando el analizador portátil GemmoRamm532SG con tecnología de enfriamiento termoeléctrico (láser longitud de onda de 532nm) del Instituto Gemológico Español en Madrid. Los espectros fueron analizados y tratados mediante el programa informático Gemological Spectroscopy Suite 3.5.0.5 (32 bit) de MAGI-Gemological Instrument. Las bases de datos utilizadas para comparar los espectros fue la biblioteca de espectros

del propio programa y la biblioteca del proyecto RRUFF, a través de su software CrystalSleuth (Laetsch y Downs, 2006).

2.3.1.5 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X es una herramienta útil para el análisis mineralógico de la fracción arcillosa. Los análisis de difracción de rayos X y agregados orientados se realizaron en los laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en Tres Cantos (Madrid). Mediante esta técnica se analizaron los materiales arcillosos que constituyen los diferentes horizontes del perfil de alteración.

De cada muestra se tomaron unos 100 gramos que fueron triturados tras la homogenización y cuarteo de la muestra seca. De este material se separaron unos 20 gramos que se pulverizaron en un mortero de ágata. Los agregados orientados fueron preparados a partir de una suspensión de la muestra en agua desionizada, correspondiente a la fracción menor de 2 micras. Posteriormente se solvataron con etilenglicol, en fase vapor, fueron expuestos a 60°C durante 48 horas y calentados a 550°C durante dos horas. La difracción de rayos X se realizó mediante el método del polvo cristalino (PTE-RX-004) en alícuotas con portamuestras circulares de carga trasera perfectamente enrasadas en superficie.

Este método de difracción se basa en que el material finamente molido ($<2\ \mu\text{m}$) ofrece mayor cantidad de planos cristalinos en todas las direcciones, sobre los cuales los rayos X pueden difractar. El espectro de difracción de rayos X producido por la muestra es registrado por un goniómetro de difracción, con un cintilómetro, que se mueve a una velocidad angular, la cual es el doble de la velocidad angular de la muestra (2θ). Cada material analizado posee un espectro característico de ángulos de 2θ , que puede ser traducido en distancias entre diferentes reflexiones de planos atómicos e intensidades. De este modo, no solo fue posible determinar polimorfos de minerales laminares sino también la abundancia relativa y semicuantitativa de las distintas fases minerales analizadas. El equipo utilizado fue un XPERT PRO MPD de PANalytical, con tubo de cobre (excitación a 45 kV; 40 mA), monocromador de grafito y rendija automática. Para la captación de datos se utilizó el software Xpert Data Collector 5.1 (5.1.0.156). Para la

semicuantificación se utilizó el método de poderes reflectantes según Schultz (1964) y Barahona (1974). El análisis e interpretación de los diagramas resultantes se realizó mediante el programa HighScore versión 3.0.4 (PANalytical) y las bases de datos PDF-2 (ICDD) y CODJanuary2012.

2.3.2 Análisis Químicos por métodos Espectrométricos

Los análisis químicos de roca total se llevaron a cabo a partir de muestras de roca pulverizada ($<75\ \mu\text{m}$) en mortero de ágata en los laboratorios ALS-GLOBAL de Loughrea en Galway (Irlanda). Los elementos mayores y algunos elementos traza (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , P_2O_5 , Ag, As, Bi, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Pt, S, Sb, Tl y Zn) fueron determinados por Espectrometría de Emisión Atómica de Plasma Acoplada Inductivamente (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*-ICP-AES). En aquellas muestras con presencia significativa de sulfuros, la pulpa fue previamente digerida mediante ataque altamente oxidante con HNO_3 y HBr . Los elementos del grupo de las tierras raras (Ce, Cs, Dy, Er, Eu, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Pr, Sm, Tb, Tm, Y, Yb) fueron analizados mediante Espectrometría de Masas (*Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry* ICP-MS) previa digestión por fusión con borato de litio.

La técnica utilizada para el análisis del oro fue el ensayo al fuego combinado con Espectroscopia de Absorción Atómica (*Atomic Absorption Spectroscopy*-AAS). Los ensayos al fuego conocidos como ensayos de fusión-copelación o Fire Assays, son técnicas utilizadas para determinar la concentración de metales preciosos (Au, Ag y elementos del grupo del platino). Estas técnicas se basan en la fusión de la muestra pulverizada con un fundente a alta temperatura al que se le agrega un colector (plomo en el caso de análisis exclusivos para el oro, y sulfuro de níquel cuando se evalúan en un solo ensayo todos los metales del grupo del platino). La muestra se funde y los metales preciosos y el plomo se separan de la escoria de silicato para formar un “botón” en el fondo del crisol. Cuando la muestra se enfría se separa el botón de la escoria, los metales preciosos se extraen entonces mediante un proceso denominado copelación, que consiste en introducir el botón en un horno a alta temperatura en copelas de ceniza de hueso, las cuales absorben el plomo por oxidación liberando así los metales preciosos

en lo que se denomina gránulo. El contenido de oro del gránulo se determina mediante pesaje (gravimétrico) o se disuelve en agua regia. Una vez se encuentran en la solución el oro, el platino y el paladio se pueden analizar mediante varios métodos (AAS, ICP-OES, ICP-MS, INAA). Estos ensayos son los más ampliamente utilizados para la determinación de los metales preciosos.

La fracción <125 µm de las muestras de sedimentos de arroyo, suelos, laterita y saprolito fueron analizados en los laboratorios SET POINT LABORATORIES de Johannesburgo (Sudáfrica) tanto para oro como para análisis multielemental (Fig. 2.10). La técnica analítica utilizada para el análisis del oro consistió en Ensayo al Fuego captado por plomo combinado con Espectrometría de Emisión Óptica de Plasma Acoplada Inductivamente (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry* ICP-OES). En el caso de los restantes 30 elementos analizados (Ag, Al, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Li, K, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, Pb, S, Sb, Se, Sr, Sn, Ta, Ti, V, Zn, Zr) se realizó una digestión previa a 230°C en una solución multiácidos (HNO₃, HClO₄, HCl y HF).

Figura 2.10.- Esquema del proceso seguido para el análisis geoquímico de oro y multielemental de muestras de suelo y de sedimentos de arroyo.

2.4 TRABAJOS DE GABINETE: TRATAMIENTO DE LOS DATOS

2.4.1 Análisis Óptico de la Imagen (AOI)

La cuantificación de los granos de oro presentes en las muestras estudiadas se realizó mediante la aplicación de la técnica de Análisis Óptico de Imágenes (OIA, *Optical Image Analysis*, en inglés) (Berrezueta y Castroviejo, 2007; Castroviejo et al., 2002; Grove y Jerram, 2011). Una primera fase del proceso de cuantificación se orientó a conseguir una preparación de muestras que faciliten el proceso de digitalización de los granos de oro mediante un microscopio digital binocular. La adquisición y procesado digital de imágenes se realizó mediante el programa de análisis de imagen ImageJ-Fiji (Schindelin et. al., 2012). En general, el protocolo de actuación desarrollado siguió los siguientes pasos (Fig. 2.11 y Fig. 2.12): toma de muestras representativas, selección de muestras de oro, adquisición de la imagen, segmentación de la imagen, cuantificación de parámetros de forma y tamaño de los granos de oro y, finalmente, la interpretación de los resultados. El estudio se llevó a cabo en la unidad del IGME de Oviedo con la colaboración científica de los investigadores Edgar Berrezueta y Berta Ordóñez Casado. La sistemática específica de la técnica de AOI consistió en:

Puesta a Punto del Equipo de AOI

El primer paso consistió en la recogida manual mediante pinzas de los granos de oro que fueron separados en grupos. A continuación se ubicaron las muestras en un soporte azul para favorecer la diferencia con el color amarillo metálico de las muestras a analizar.

Adquisición de la Imagen

La adquisición de imágenes digitales se realizó mediante la lupa digital. La sistemática de adquisición de imágenes se basó en estudios previos (Berrezueta, 2015; Berrezueta y Domínguez-Cuesta, 2016). Este es un método que se ha comprobado efectivo para la adquisición digital de las imágenes (Tarquini y Favalli, 2010). El número de imágenes por muestra dependió de la cantidad de granos y el tamaño de los mismos. El rango osciló de 2 a 219 granos por muestra. Las imágenes adquiridas fueron sometidas a una ampliación de x55. Representando $\approx 5.7 \mu\text{m} / \text{pixel}$. La separación entre granos se realizó manualmente bajo una atenta inspección visual para evitar acoples o contactos

Figura 2.12.- A) Algoritmo de adquisición de imágenes digitales, B) algoritmo de segmentación de granos de oro, c) algoritmo de medida y cuantificación de parámetros geométricos de los granos de oro.

Una vez segmentados los granos de oro, se generó una imagen binaria (Oro: 1 y otros: 0). A continuación se aplicó una función del programa de análisis de imagen Image-J-Fiji (Image J guía de usuario v_1.43-2010) para mejorar la información de la imagen binaria (fill holes). La imagen final binaria se guardó para su posterior cuantificación.

Bandas Imágenes HSB	Rango (%)	Bandas Imagen RGB	Rango (GL)
H (Color)	[34 - 82]; [6.43 - 22.77]	R (Rojo)	[210 - 255]
S (Saturación)	[38.1-80.4]	G (Verde)	[200-255]
B (Brillo)	[82-100]	B (Azul)	[50-130]

Tabla 2.1. Rangos de segmentación de granos en función del color, saturación y brillo de las bandas de imagen adquiridas mediante microscopio binocular.

Figura 2.13.- Rangos de segmentación de granos para color, saturación y brillo de las bandas de color adquiridas mediante microscopio binocular

Cuantificación de parámetros

Una vez que las imágenes binarias mostraron de una forma individualizada los objetos (granos de oro) a cuantificar se procedió a la identificación y medida del tamaño y los parámetros de forma (Fig. 2.14). Los descriptores estadísticos calculados a partir del programa Image-J-Fiji fueron el área, el perímetro y varios tipos de diámetro. Los parámetros morfométricos que han sido utilizados son aquellos que miden la forma de los objetos: Redondez ($Ro = 4\pi \times (A)$, Aspecto (DM/Dm), Perímetro sobre Área ($PoA = P/A$), Solidez (S), $dFolk$ ($A4/Per.$)^{0.5} (Tabla 2.2). Una vez obtenidas las medidas de los parámetros, estos datos fueron exportados en formato .xls para su representación como tablas y gráficos. El proceso de cuantificación aplicado se describe en la Fig. 2.12-c.

Figura 2.14.- Parámetros medidos en los granos de oro mediante la técnica AIO. $Ro = 4\pi \times (A) / (P)^2$, $As = DEM / Dem$, $PoA = P / A$, $A / convex A$. $dFolk = (A4 / Per.)^{0.5}$

La representación y análisis estadístico de los principales parámetros de forma y tamaño medidos se realizó mediante el uso del programa Microsoft Excel. Las unidades de medida de los parámetros medidos fueron micras y unidades phi.

Entre las representaciones gráficas utilizadas se realizaron: a) Diagramas de frecuencia (acumulados y no acumulados) del número de granos relacionados con tamaños de grano (áreas y diámetros); b) peso acumulado relativo de granos de oro (área), relacionado con tamaños de grano (área de granos de oro (μm^2) (escala Log), c) distribución acumulada del tamaño del oro (Frecuencia vs Phi) donde la unidad phi (Φ) es una transformación logarítmica de unidades métricas (mm) a enteros, de acuerdo con la fórmula: $-\text{Log}^2(D)$ (Folk y Ward, 1957) La escala f (phi) logarítmica en base dos es una forma útil y comúnmente utilizada para representar la información del tamaño del grano (Folk y Ward, 1957). En este estudio, se utilizaron las curvas de unidad phi para complementar los datos de distribución de tamaño de oro descritos anteriormente.

PARÁMETRO	FÓRMULA
Factor de Circularidad (Circ.)	Circ. = $4\text{Perímetro} \times (\text{Área}) / (\text{Perímetro})^2$
Relación de Aspecto (AR)	AR = [Eje mayor / Eje menor]
Redondez (Round.)	Round. = $4 \times (\text{Área}) / (\text{Eje mayor})^2$
Solidez (Solidity)	Solidity = $\text{Área} / \text{Área convexa}$
Diámetro de Feret (dFeret)	dFeret = $(\text{Feret} \times \text{minFeret})^{0.5} = (D_{\text{largo}} \times D_{\text{intermedio}})^{0.5}$
Diámetro de Folk (dFolk)	dFolk = $(\text{Área} \times 4 / \text{Perímetro})^{0.5}$

Tabla 2.2.- Fórmulas de los descriptores de forma

Asimismo, la granoselección se calculó como la variación del tamaño de grano a partir de los valores de diámetro phi de la curva acumulada obtenida mediante la fórmula de Folk (1968) $[\sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16} / 4) + (\phi_{95} - \phi_5 / 6.6)]$ en la que se emplean los valores de phi (ϕ) a diferentes porcentajes (5, 16, 84 y 95%). Folk (1968) presenta una clasificación para la granoselección en la que materiales con $\sigma_1 < 0.350$: se consideran muy bien seleccionados; 0.350-0.500: bien seleccionados; 0.500-0.710: moderadamente

bien seleccionados; 0.71-1.00: moderadamente seleccionados; 1.00-2.00: pobremente seleccionados; 2.00-4.00: muy pobremente seleccionados; y, >4.00: extremadamente poco seleccionados.

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MINVOUL: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS PRINCIPALES LITOTIPOS

El área de estudio corresponde con la unidad Ayina, que representa el margen oriental del Complejo de Ntem ([Fig. 1.10](#)). La unidad Ayina es, con mucho, la entidad menos conocida de este complejo. Hasta la fecha actual, a parte del presente estudio, no se han llevado a cabo trabajos de campo en el lado gabonés, mientras que en el de Camerún únicamente existe cartografía geológica a escala regional ([Maurizot et al., 1986](#)). La geología regional del área de Minvoul se caracteriza por estar constituida por terrenos Neoarcaicos a Paleoproterozoicos emplazados en un zócalo granito-gnéisico de edad Mesoarcaica, en el seno del cuál se identifican dos series de rocas metamórficas supracrustales de grado medio. La principal consiste en anfibolitas y metagabros que parecen representar rocas metavolcánicas máficas asociadas a metapelitas y formaciones bandeadas de hierro (BIFs, en inglés). El resto de la serie consiste en gneises feldespáticos cuarzobiotíticos de grano fino a medio que probablemente representan meta-sedimentos o metavolcánicos félsicos. Estas formaciones supracrustales epi- a mesozonales se han interpretado como cinturones de rocas verdes ([Tchameni et al., 2004](#); [Thiéblemont et al., 2009](#); [Maurizot et al., 1986](#)) en regiones cercanas. Estas cuencas corresponderían a estructuras sinformales donde la deposición volcanosedimentaria tuvo lugar en un contexto de tipo rift relacionado con una fase tensional post-tectónica que ha sido ampliamente reconocida en la región ([Maurizot et al., 1986](#)). En este capítulo se presenta una caracterización petrográfica de los principales litotipos presentes en la zona de estudio. El orden estratigráfico es desconocido y las relaciones estructurales entre esas cuencas y los granitoides circundantes son ambiguas. Hay varios ejemplos donde el carácter intrusivo de los granitos es innegable, pero en otros casos hay una clara conformidad entre la foliación gnéisica que constituye el zócalo de esos cinturones de rocas verdes y la foliación de los orto-gneises graníticos circundantes ([Bassot et al., 1986](#)).

La contribución de los levantamientos aerogeofísicos ha sido especialmente útil para delinear los cinturones de rocas verdes, particularmente, en el caso de aquellos que

contienen formaciones ferríferas o rocas básicas y ultrabásicas. Los cinturones de rocas verdes revelados por el magnetismo ofrecen una de las pocas evidencias para el estudio de la tectónica del basamento Arcaico. Las rocas de Minvoul muestran estructuras resultantes de plegamientos complejos, fallas y cizallamiento. La característica predominante es una foliación E-W subvertical que se ve desplazada por posteriores cizallas de orientación NE-SW. Tectónicamente, este sector se ubica dentro de un corredor de cizallamiento de tendencia este-oeste de 150 Km de ancho que ocupa la parte sur del sistema de fallas de Ntem y también es subparalelo a la zona de cizallamiento de Nkol que está ubicada más al sur ([Anexo I](#)). Las fallas principales que controlan esta curva del corredor WNW hacia el oeste y ESE hacia el este dan lugar a una estructura en "S" alargada. Aunque no hay datos geocronológicos disponibles, se presume que estas estructuras tienen una edad Neoarcaica ([Bassot, 1986](#)).

Los efectos de la intensa deformación se han observado a escala macroscópica, en forma de una foliación incipiente a moderada que se encuentra en todas las formaciones rocosas, o como bandas composicionales en anfibolitas y flasergabros, resultado de la deformación de gabros pegmatoides. A escala microscópica, las características de la deformación plástica cristalina, tales como las bandas de microcizalla, curvatura de los planos cristalinos, crecimientos mirmequíticos y lineaciones minerales, son texturas comunes. La mayoría de los fragmentos aluviales de cuarzo de filón que se encuentran en las gravas auríferas muestran microestructuras heterogéneas en mosaico causadas por la recristalización de tipo *bulging* y la rotación de los granos ([Fig. 2.21](#)). Estructuras similares se han interpretado como los resultados del metamorfismo de contacto de temperatura media (300-400°C) ([Owona et al., 2013](#); [Stipp et al., 2002, 2004](#)).

En el presente capítulo se exponen las observaciones de campo y los estudios petrográficos, mineralógicos y geoquímicos de las muestras de roca tomadas en afloramientos representativos del cinturón de rocas verdes de Minvoul y sus formaciones encajantes.

La fuerte alteración del medio ecuatorial a la que está sometidas las formaciones geológicas hace que en la práctica totalidad del territorio el sustrato rocoso se encuentre a una profundidad de varias decenas de metros desde la superficie. Por ello, la presencia de afloramientos se ha demostrado muy escasa, a excepción de áreas puntuales,

generalmente coincidentes con los *talwegs* de algunos cursos fluviales, que por incisión han permitido intersectar el sustrato rocoso relativamente inalterado.

El control litológico para el resto de áreas tuvo que basarse en métodos indirectos. La inspección sistemática de la naturaleza de bloques y cantos contenidos en las gravas aluviales de los ríos y arroyos (en cuyas cabeceras se observó una clara correspondencia entre la naturaleza de los fragmentos líticos y la litología del área drenada por ellos). El reconocimiento de los horizontes de alteración fue de fundamental importancia, aunque se vio dificultado por la heterogeneidad litológica propia de las formaciones rocosas a las que se le superponen procesos modificadores provocados por una fortísima alteración meteórica que en la mayor parte de los casos ha transformado los minerales constituyentes de las rocas en su saprolito arcilloso, modificando o borrando sus relaciones texturales. Algunas características del saprolito como el color son sumamente engañosas, puesto que en función de la posición que ocupen respecto al nivel freático, habrán estado sometidas a condiciones oxidantes o reductoras y el aspecto que muestra el saprolito de una misma roca puede pasar de ser de un potente verde azulado (Fig. 2.1-c) a un rojo intenso (Fig. 2.1-d). Los criterios seguidos para la identificación del saprolito se basaron principalmente en la naturaleza arenosa, arcillosa o micácea del mismo, la presencia relictas de estructuras y texturas (laminación, foliación, presencia de porfiroblastos, bandeamientos composicionales, etc.) y otros aspectos menos fiables como la coloración, el grado de compactación, entre otros.

Figura 2.1.- Ejemplos de productos saprolíticos de la alteración de las diferentes litologías presentes en la zona de estudio. A) saprolito procedente de un metagabro porfiroide; B) testigo de perforación helicoidal mostrando el cambio neto entre el saprolito anfibolítico (zona oscura) y un nivel plagioclasítico (parte blanca); C y D) Mismo saprolito anfibolítico situado bajo el

nivel freático (verde; ambiente reductor) y situado por encima del nivel freático (rojo; ambiente oxidante); E y F) Ejemplos de saprolito arcilloso proveniente de las anfibolitas mostrando el relicto de su textura foliada; G) Alteración de esquisto micáceo con porfidoblastos de granate; H) Saprolito proveniente de un sondeo helicoidal atravesando un leucogranito.

Apoyado en los resultados positivos para oro de la campaña de geoquímica de suelos (**Anexo IV**) se definió una sección del cinturón de rocas verdes de unas 100 ha donde, a modo de zona piloto, se concentraron gran parte de los trabajos prospectivos, consistentes en pozos, trincheras y perforaciones manuales y motorizadas. Estos trabajos resultaron en la elaboración un mapa geológico de detalle que permitió definir algunas relaciones estructurales y litoestratigráficas de las zonas mineralizadas (**Fig. 2.2**)

El estudio petrográfico de las principales formaciones presentes en el área de estudio se llevó a cabo a partir de la inspección de varias decenas de muestras de mano en afloramiento y del estudio petrográfico de 28 láminas delgadas de rocas representativas de los diferentes litotipos identificados. De manera puntual, se realizaron análisis semicuantitativos mediante microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) en 3 láminas delgadas para la caracterización de algunas de sus especies minerales. Las muestras se tomaron tratando de escoger el material menos afectado por la meteorización. No obstante, una considerable alteración fue observada en la mayoría de las láminas delgadas estudiadas. Los minerales máficos se presentan fuertemente cloritizados y muchos de los feldespatos han sido transformados a sausalita, sericita o haloisita. Este tipo de alteración es común en rocas antiguas que han sufrido episodios de retrometamorfismo a lo largo de una compleja historia polifásica.

Figura 2.2.- Mapa geológico de la zona piloto. El intenso intemperismo presente en la zona afecta a todas las formaciones, por lo que las unidades litológicas han sido definidas en base a la testificación de pozos, trincheras y sondeos manuales y motorizados, sin haber sido posible la toma de datos estructurales. 1) Sedimentos aluviales; 2) Granito; 3) Dique félsico; 4) Metagabro; 5) BIFs; 6) esquisto micáceo; 7) Anfibolitas foliadas; 8) Gneis cuarzofeldespático; 9) Zona con presencia de corindón; 10) Explotación aluvial de oro; 11) Contorno de anomalía geoquímica de oro en suelos; 12) Falla inferida; 13) Tramo perfil toposecuencia; 14) Muestreo de oro mediante sondeo helicoidal; 15) Muestreo de oro mediante tomamuestras; 16) Muestreo de oro en pozos.

3.1 METABASITAS: ANFIBOLITAS, ESQUISTOS VERDES Y ROCAS METAGABROICAS

Estas formaciones constituyen las litologías más abundantes del cinturón de rocas verdes de Minvoul y se componen de rocas máficas, de coloración verde oscuro, constituidas fundamentalmente por plagioclasa y hornblenda verde. Estas rocas presentan un aspecto muy heterogéneo, en función de su paragénesis mineralógica y de los efectos de la deformación. Algunas de las características más comunes en afloramiento es la presencia vénulas milimétricas a centimétricas de cuarzo dispuestas concordantemente a la foliación, interpretadas como resultado de procesos de segregación. En algunas muestras de mano fueron detectadas acumulaciones de sulfuros, principalmente pirita y arsenopirita, y en menor proporción calcopirita. La inspección de afloramientos de bloques en arroyos, así como del saprolito por medio de perforadoras manuales han puesto de manifiesto un marcado carácter bandeado de estas formaciones en las que parecen sucederse niveles centimétricos a decimétricos de anfibolitas foliadas, ricas en hornblenda que, a través de contactos netos, pasan a niveles ricos en plagioclasa, de aspecto porfiroide llegando, en algunos casos, a constituir verdaderas “plagioclasitas” o anortositas con hasta el 90% del volumen de la roca constituida por plagioclasa de composición labradorítica. Este bandeo parece representar una textura tectonothermal asociada a intensa deformación y cizalla. Algunos autores en otras áreas cratónicas ([Hunting, 1984](#); [Keulen *et al.*, 2014](#)) consideran este tipo de rocas bandeadas como blastomilonitas derivadas de gabros y anortositas formadas por el reemplazamiento de la mineralogía ígnea original y la imposición de una fábrica tectónica planar asociada a cizallas profundas.

3.1.1 ANFIBOLITAS

Se trata de metabasitas de grano medio que en afloramiento presentan un aspecto muy heterogéneo, en función de la proporción anfíbol-plagioclasa y la presencia más o menos evidente de foliación. Las anfibolitas se encuentran espacialmente relacionadas con los metagabros. Éstas se presentan como cuerpos lenticulares o bandas intercaladas en ellas. Petrográficamente muestran la característica asociación mineral de la facies

anfibolita constituida por hornblenda verde + plagioclasa (An_{80-85}) + clinopiroxenos + epidota/clinozoisita + cuarzo y como minerales accesorios, titanita y opacos. La abundancia de ilmenita en la fracción pesada de las arenas que drenan estas formaciones permiten suponer que gran parte de los opacos corresponda a ilmenitas y magnetitas. Otros componentes, como una parte del cuarzo y la moscovita, se considera que son productos secundarios. Las dos especies minerales principales que componen estas rocas (hornblendas y plagioclasas) se presentan en proporciones muy variables, oscilando del 30% al 65% en el caso de las hornblendas y del 20% al 60% en las plagioclasas.

En general, las anfibolitas presentan cristales de tamaño de grano fino a medio comprendido entre 0,2 y 5 mm, y una textura nematoblástica con gran parte de los cristales de hornblenda alongados en una dirección, generando una fábrica plano-lineal, que macroscópicamente se manifiesta como una ligera foliación ([Fig. 2.3-a](#) y [Fig. 2.3-b](#)). Algunas de las anfibolitas muestran una textura porfiroblástica, en la que grandes cristales de plagioclasa (>10mm) destacan sobre la matriz ([Fig. 2.3-g](#)). El carácter nematoblástico o porfidoblástico de las anfibolitas podría estar asociado al lugar que ocupan dentro de las formaciones anfibólicas. [González del Tánago y Arenas \(1991\)](#) observaron en anfibolitas englobadas en formaciones gnéissicas que las facies nematoblásticas ocupan preferentemente los bordes de los cuerpos anfibólicos, mientras que los tipos porfidoblásticos tienden a ubicarse en las partes centrales.

Asimismo, son muy frecuentes las texturas poiquiloblásticas en las que en el interior de cristales de plagioclasa se encuentran incluidos pequeños cristales de hornblenda ([Fig. 2.4-g](#)), y a su vez los cristales de hornblenda incluyen pequeños cristales de plagioclasa y de cuarzo. De manera general, la plagioclasa se presenta como cristales hipidiomorfos, muy frecuentemente con maclado polisintético, casi siempre según la ley de la albita, aunque en algunos casos se aprecia la ley de la periclina

Figura 2.3.- Aspecto en afloramiento y en muestra de mano de las diferentes tipologías de anfibolitas. A y B) anfibolitas foliadas, mostrando venas de cuarzo subparalelas a la foliación; C) fragmento de anfibolita compuesta casi exclusivamente por hornblenda; D y F) Ejemplo de

laminación y bandeo composicional en una muestra de anfibolita, dispuesta de manera subparalela en el caso de la muestra (F); E) Anfibolita alterada en la que las plagioclasas han sido substituidas por haloisita; G) Afloramiento de gneis anfibólico porfiroide mostrando foliación de alta temperatura, con desarrollo de numerosas bandas leucocráticas.

Suelen ser de grano medio a grueso alcanzando en algunos casos más de 3 mm (>10 mm en los porfiroblastos). En algunas de las muestras las plagioclasas, cuya composición se proyectó en el campo de la bitownita, se encuentran parcialmente sausrinizadas (Fig. 2.4-c), aprovechando generalmente fracturas y planos de macla. En aquellas muestras que no pudieron ser objeto de análisis mediante microsonda electrónica, la tipología se determinó a través de la medición del ángulo máximo de extinción de aquellos cristales que presentan la macla de albita, siguiendo los protocolos definidos por el método de Michel-Levi, resultado una composición de tipo labradorita.

Los anfíboles se presentan en su mayoría como cristales idiomorfos a subidiomorfos con longitud de 0,2 a 3 mm exhibiendo el hábito típico de las secciones basales en forma de hexágonos más o menos achatados, un marcado pleocroísmo en tonos verdes azulados y las características dos familias de planos de exfoliación bien desarrollados cortándose a 60° y 120°. Los contenidos químicos mostraron que se trata de anfíboles cálcicos de tipo hornblenda, cuya composición cae en los términos intermedios, con concentraciones de Fe (9 a 11.2% wt) claramente superiores a las de Mg (4 a 5.9% wt).

El cuarzo, de acuerdo con sus características texturales, parece haberse formado en dos diferentes fases. La primera generación se presenta como cristales redondeados o subredondeados que, a modo de gotas, están incluidos en los cristales de hornblenda (Fig. 2.4-d). La segunda generación aparece bajo la forma de cristales alotriomorfos, muchas veces aislados, con extinción ondulante y contactos sinuosos. Su hábito y la ausencia de fracturas parecen apuntar a un origen asociado a rellenos intersticiales de una fase tardía (Fig. 2.4-d).

Figura 2.4.- Fotomicrografías de las principales tipologías de anfibolitas. A) Alineación de los cristales de hornblenda generando la característica textura nematoblástica de las anfibolitas foliadas; B) Textura granular de las anfibolitas poco deformadas, manteniendo su fábrica ígnea original; C) Aspecto sucio de las plagioclasas afectadas por una intensa saussuritización; D) Inclusiones de cuarzo primario gotiforme intercrecido en los cristales de hornblenda; E) Cristales aciculares de clinozoisita creciendo a favor de las plagioclasas; F) Cristal de haloisita

mostrando su carácter pseudoisótropo bajo nícoles cruzados. Obsérvese cómo aún se aprecian los vestigios del maclado polisintético de las plagioclasas a la que reemplaza; G) inclusiones poiquilótópicas de cristales de hornblenda en el interior de un cristal de plagioclasa; H) Grandes cristales de clinopiroxeno, presentes como relictos de la mineralogía original de las anfibolitas. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 500 μm .

En algunas muestras de anfibolitas, texturalmente del tipo granular ([Fig. 2.3-e](#)), se observó que además de presentar un porcentaje anormalmente alto de cuarzo (20%), gran parte de la masa cristalina correspondía a un aluminosilicato hidroxilado ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) denominado haloisita. En este mineral incoloro y pseudoisótropo, se aprecian líneas paralelas, que parecen corresponder con el maclado polisintético de las plagioclasas ([Fig. 2.4-f](#)). Este mineral secundario es un típico producto del reemplazamiento de los silicatos aluminicos (plagioclasas) en condiciones de alteración metamórfica o supergénica.

Grado metamórfico

Las paragénesis de las metabasitas en la facies metamórfica de las anfibolitas, sobre todo en los dominios de baja y media temperatura, resultan poco variadas debido a la ausencia prácticamente total de reacciones discontinuas ([Labotka, 1987](#)). Este hecho unido al amplio campo de estabilidad de las asociaciones con hornblenda + plagioclasa cálcica + cuarzo + ilmenita ([Abbot, 1982](#); [Mercier et al., 1992](#)) es el responsable de la escasez de variaciones mineralógicas en campo de metamorfismo de grado medio. No obstante, algunas variaciones texturales junto con algunos cambios mineralógicos permiten definir un aumento del metamorfismo. En el caso de las anfibolitas estudiadas la escasez de piroxenos y granates, la presencia generalizada de epidota (en forma de clinozoisita) y la coloración verde-azulada de los anfíboles (típica de los términos menos titaníferos) parecen indicar un metamorfismo de facies anfibolita de grado medio.

3.1.2 ESQUISTOS VERDES

Se trata de una roca de coloración verde intenso de apariencia ligeramente esquistosa. Debido a su carácter friable y fácilmente alterable en muy pocos puntos se ha podido tener acceso a afloramientos frescos de esta litología. La constitución mineralógica de estas rocas consiste en actinolita + epidota + serpentina + cuarzo + opacos (ilmenita – pirita) y como principal mineral accesorio rutilo. Petrográficamente presenta una textura más próxima al tipo ígneo que a la textura lepidó-nematoblástica típica de los esquistos. La ligera esquistosidad que presenta en muestra de mano (Fig. 2.5-b) corresponde más bien a una laminación definida por la orientación de los cristales prismáticos de actinolita seguramente asociada a los efectos de una deformación tipo milonítico. El tipo de fábrica y la paragénesis mineral que presenta esta roca parecen indicar un protolito basáltico sometido a retrometamorfismo desde la facies anfibolita a la de esquistos verdes.

Figura 2.5: Aspecto en afloramiento y en muestra de mano (A y B) y fotomicrografías de los esquistos verdes mostrando una textura nematoblástica (C) compuesta principalmente por cristales tabulares (cañas) de actinolita (D) englobados en una matriz compuesta por un mineral fibroso (serpentina?) (E); la muestra fuertemente fracturada mostrando los efectos de la cizalla. Cristales de rutilo (F). La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 500 μm .

3.1.3 ROCAS METAÍGNEAS: METAGABROS, METALEUCOGABROS Y PLAGIOCLASITAS

Estas rocas meso a leucocráticas están formadas por una suite de distintas tipologías de rocas metagabroicas, desde leucogabros a gabros pegmatoides y anortositas, que se presentan como lentes ovaladas de decenas a más de 100 m de diámetro. Se interpretan como intrusivas respecto a los gneises del zócalo y a las rocas esquistosas supracrustales, aunque las relaciones estructurales de su contacto no son suficientemente conocidas. En el área de estudio, los metagabbros están asociados con granófiros y granitos. Los granofiros exhiben su típica textura gráfica de intercrecimiento de cuarzo y feldespato (Fig. 2.7-d), que a menudo se ha relacionado con intrusiones superficiales dentro de gabros estratificados (Middlemost, 1985).

En su conjunto, esta formación se constituye de rocas faneríticas, de grano grueso a muy grueso y formas subhedrales, conservando en la mayoría de los casos su textura ígnea (Fig. 2.6-a y Fig. 2.6-b). Los minerales ígneos originales han sido reemplazados por fases metamórficas de temperatura baja a media, quedando únicamente como relicto de la primitiva paragénesis algunos piroxenos aislados. La plagioclasa es la fase mineral más abundante, llegando a constituir hasta el 90% del volumen de la roca. Los cristales presentan un tamaño de grueso a muy grueso y formas subhedrales, en muestra de mano las superficies frescas de estos cristales exhiben un característico gris azulado de los términos cálcicos. La composición de las plagioclasas se determinó por métodos ópticos localizándose en el campo de la labradorita. La plagioclasa muestra grados variables de alteración, principalmente en forma de sausrización y epidotización (Fig. 2.6-g). La sausriza se presenta como granos finos sobre la superficie de las plagioclasas, en ocasiones como microcristales de moscovita, mientras que la epidota se encuentra con mayor frecuencia en los contactos entre los granos. Los minerales máficos constituyen del 10 al 40% de la roca y corresponden, en su mayoría, a hornblenda verde y, en menor medida, a cristales de clinopiroxeno. Como minerales accesorios, la roca presenta rutilo, titanita e ilmenita. La titanita reemplaza a los óxidos de Ti completamente o limitándose a su perímetro, en forma de corona. Los minerales opacos fueron identificados como sulfuros de hierro (arsenopirita y calcopirita).

Figura 2.6.- Muestra de mano y fotomicrografías de los distintos tipos de metagabros identificados en el área de estudio. A y B) gabros pegmatoides poco deformados; C) bandemiento composicional de los gabros, mostrando bandas subparalelas alternantes ricas en anfíbol o plagioclasa; D) Cristal euhedral centimétrico de plagioclasa; E y F) porfidoblastos de plagioclasa en la matriz anfibólica (hornblenda); G) Ejemplo de saussuritización en las

plagioclasas; H) Desarrollo poiquilotópico de cristales de hornblenda a favor de los planos de macla de un cristal de plagioclasa. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 500 μm .

3.1.3.1 Presencia de corindón y otras rocas de origen pegmatítico

Los depósitos coluviales y aluviales cercanos al contacto de las anfibolitas con los metaleucogabros han mostrado abundancia de cristales de corindón de coloración azul y en menor proporción roja, en ambos casos sin poseer calidad gemológica. Su dureza y alta resistencia al intemperismo han facilitado su concentración en estos depósitos. El corindón se presenta como prismas bipiramidales milimétricos a centimétricos, prismas hexagonales en forma de barril o como fragmentos de rocas de grano grueso compuestos por un intercrecimiento de turmalina negra y lepidolita en una matriz de corindón (Fig. 2.7-a y Fig. 2.7-b). El aluminio, en presencia de sílice libre tiende a formar silicatos aluminicos, por lo que la presencia de corindón parece estar asociada a fenómenos de desilicificación (Riesco et al., 2004).

La formación de este mineral puede representar una amplia gama de condiciones de presión y temperatura, y se han descrito muchos casos asociados con regímenes tanto magmáticos como metamórficos y metasomáticos (Giuliani et al., 2007; Simonet et al., 2008). Para el área de estudio, se ha sugerido un modelo metasomático. Esto toma en cuenta la relación espacial del corindón con las anfibolitas y metaleucogabbros y la presencia de pegmatitas y granófiros. Los fluidos hidrotermales derivados de las intrusiones graníticas parecen jugar un papel fundamental en la formación de corindón en las zonas de reacción metasomáticas donde los metaleucogabros estaban en contacto con rocas ultramáficas (Herd et al., 1969; Schumacher et al., 2011).

Robb y Robb (1986) han descrito ejemplos de la presencia generalizada de corindón en un contexto similar en las pegmatitas de los cinturones de rocas verdes de Transvaal (Sudáfrica). Atkinson y Kothavala (1983) consideran que es el resultado de la alteración hidrotermal de las rocas máficas de Cachemira, mientras que Keulen et al. (2014) lo describen en relación con las rocas leucogabroicas que han intruido las formaciones supracrustales en el sur de Groenlandia, donde se han registrado también indicios de oro asociados.

Figura 2.7.- Muestras de mano de varios tipos litológicos pegmatíticos encontrados en los depósitos coluvio-aluvionares asociados espacialmente a los afloramientos de metagrabros. A y B) Ejemplares de corindón de tonalidad azulada intercrecidos con cristales turmalina chorlo (y micas líticas) que en el caso de la primera fotografía han sido desprendidos durante el transporte aluvial; C) Turmalinita generada por el intercrecimiento de turmalina chorlo y cuarzo; D) Granófiro exhibiendo textura gráfica de intercrecimiento del cuarzo y el feldespató potásico.

3.1.4 DOLERITAS

Estas rocas han sido identificadas en las gravas aluviales de numerosos cursos fluviales presentes en la zona de estudio. Corresponden a rocas melanocráticas, de aspecto masivo y grano medio (Fig. 2.8-a). En lámina delgada presentan una textura subofítica caracterizada por una gran número de cristales idiomorfos y subidiomorfos de plagioclasa, de hábito alargado y dispuestos sin orientación, parcialmente incluidos en grandes cristales de clinopiroxeno (augita) (Fig. 2.8-c). La proporción aproximada de las especies minerales principales es: plagioclasa (60%), clinopiroxenos (25%), cuarzo (5%) y como accesorios: clorita, moscovita, epidota y opacos. Los opacos se distribuyen de manera diseminada constituyendo aproximadamente el 5% del volumen total de la muestra. La naturaleza magnética de la roca en muestra de mano hace presuponer la abundante presencia de magnetita e ilmenita. En las dos muestras analizadas el grado de alteración es elevado, principalmente debido a la seritización y/o sausrización de las plagioclasas y la cloritización y epidotización de los piroxenos (Fig. 2.8-f). Algunos de los piroxenos están fuertemente fracturados, presentando dichas fracturas un relleno de moscovita (Fig. 2.8-e). En otros casos, los bordes de algunos piroxenos parecen haberse alterado a una forma de anfíbol fibroso posiblemente asociado a procesos de uralitización. Debido a la alteración de las plagioclasas, la medición del ángulo máximo de extinción de aquellos cristales con macla de albita, mediante el método óptico de Michel-Levi, utilizado para definir la composición química de estos feldespatos, sólo se pudo realizar en una de las láminas, en la que puso de manifiesto una composición de tipo andesina.

El hecho de que las doleritas presenten textura ígnea y una paragénesis original a diferencia del resto de metabasitas, cuyos minerales fueron reemplazados por fases de media a baja temperatura, parecen indicar que su emplazamiento fue posterior a los eventos retrometamórficos que afectaron al resto de metabasitas.

Figura 2.8.- Aspecto de muestra de mano (A) y microfotografías de dolerita. B y C) Textura subofítica de intecrecimiento penetrativo de los cristales de plagioclasa y piroxeno, D) Cristales de augita titanada (marrón) reemplazados parcialmente por clorita (verde manzana); E) Crecimiento de cristales de moscovita en las fisuras de los cristales de piroxeno; F) Epidotización de un grano de eugene exhibiendo el típico manto de arlequín multicolor. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 500 μm .

3.1.5 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS METABASITAS

La caracterización geoquímica es una de las principales herramientas empleadas para identificar el ambiente tectónico de generación. Con este objetivo los resultados de los análisis geoquímicos de roca total se proyectaron tanto en diagramas de discriminación de ambiente tectónico como en diagramas en los que se compara la composición de las muestras con la de una litología cuyo ambiente tectónico es bien conocido (e.g. N-MORB) mediante diagramas normalizados de abundancias de elementos traza como el de [Pearce \(1983\)](#).

Un aspecto fundamental a ser considerado es que la caracterización geoquímica de las rocas metaígneas queda frecuentemente modificada por los procesos metamórficos y de alteración secundaria, que al provocar la movilización de ciertos elementos pueden producir un aumento o una disminución de sus concentraciones. Durante la caracterización petrográfica de las muestras estudiadas los efectos del metamorfismo han sido ampliamente observados, tanto en forma de extensiva saussuritización de las plagioclasas como por la presencia de minerales secundarios como epidota, clorita, clinozoisita, haloisita, desarrollados a expensas de sus minerales parentales. Con base en lo anterior, se procedió a su clasificación en función del tipo volcánico equivalente ([Fig. 2.9](#)). Los diagramas de clasificación clásicos están basados en elementos con un comportamiento móvil frente a procesos de alteración, por lo que su uso puede resultar poco representativo. En función de ello sólo fueron utilizados aquellos diagramas generados a partir en elementos traza que muestran un comportamiento inmóvil, tales como Ti, Zr, Ta, Th, Nb, Y, elementos compatibles como el Cr y V y algunas Tierras Raras como el Yb ([Winchester y Floyd, 1977](#); [Pearce, 1996](#)).

De manera general las metabasitas de la región de Minvoul se pueden considerar como rocas ortoderivadas de composición basáltica. Las tres tipologías analizadas comparten algunas características como el carácter básico ($\text{SiO}_2 = 42,8 - 48,5\%$) y bajos contenidos en álcalis ($\text{Na}_2\text{O} = 1.3 - 2.2\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0.07 - 0.26\%$). Sus elevados contenidos en CaO (13.5 a 15.2%) prueban la abundancia de la fracción feldespática, lo que parece indicar un escaso fraccionamiento de la plagioclasa durante su proceso de cristalización. En general, las pérdidas al fuego LOI no han sido muy elevadas, variando de 0.7 a 3.7%, siendo frecuentemente inferiores a 1.5%.

Las composiciones medias de las 9 muestras analizadas, pueden observarse en la **Tabla 2.1**

TABLA 2.1.- VALORES MEDIOS DE LOS ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL (ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA) DE LAS METABASITAS

		Anfibolitas	Metagabros	Doleritas
%	SiO₂	47.8	44.6	48.2
	TiO₂	0.3	0.3	1.2
	Al₂O₃	18	29	15.4
	Fe₂O₃	8.0	5.3	14.1
	MgO	7.1	2.0	5.4
	MnO	0.1	0.07	0.2
	CaO	14.8	14.3	10.8
	Na₂O	1.2	1.7	2.0
	K₂O	0.1	0.1	0.2
	P₂O₅	0.07	0.05	0.1
ppm	Ba	13	14	<40
	Co	27	17	15
	Cr	520	957	240
	Cu	100	90	140
	Nb	1.2	0.8	4.6
	Ni	36	35	35
	Pb	<10	15	<20
	Sr	109	104	<75
	Th	0.2	0.1	0.6
	Ta	<5	<5	-
	V	51	101	-
	Y	5	9	23
	Yb	0.5	1.0	2.3
	Zn	30	20	<80
	Zr	12	15	82
%	LOI	1.9	1.1	0.77

3.1.5.1 Anfibolitas y metagabros

El rango de variación del contenido en SiO_2 de las anfibolitas comunes se encuentra entre 47.7 y 48% lo que permite clasificarlas como rocas básicas. La variación de su contenido en el resto de elementos mayores oscila entre 15.4 y 20.3% para el Al_2O_3 , 13.5 a 16% para el CaO , 5.8 y 10.2% para el Fe_2O_3 , 0.1 y 0.16% para el MnO , 6.5 y 7.7% para el MgO , 1.1 y 1.2 para el Na_2O , 0.06 y 0.1% para el K_2O , 0.18 y 0.53% para el TiO_2 y entre 0.02 y 0.12% para el P_2O_5 . Aunque apenas se han reconocido relictos de texturas ígneas en las anfibolitas, la geoquímica de roca total sugiere de manera inequívoca una composición basáltica indicando una afinidad intermedia entre las series toleítica y calcoalcalina para estas rocas, como se ilustra en el diagrama AFM de [Irvine y Baragar \(1971\)](#) ([Fig. 2.11](#)). Tanto las anfibolitas como los metagabros quedaron proyectados en el diagramas de [Le Maître \(1989\)](#) en el campo de los basaltos subalcalinos ([Fig. 2.9](#)). Las muestras también fueron proyectadas en el diagrama de clasificación Nb/Y-Zr/TiO₂ ([Winchester y Floyd, 1977](#)) ([Fig. 2.10](#)) que al no incluir elementos mayoritarios móviles susceptibles de modificar el quimismo original de la roca puede considerarse más fiable.

En el caso de las rocas metagabroicas, aunque su contenido en sílice las sitúa en el campo de las rocas ultrabásicas ($\text{SiO}_2 < 45\%$), sus concentraciones relativamente bajas en MgO (~2%), Cr (~177ppm), Co (<10 ppm) y Ni (~36 ppm) indican que se trata de rocas básicas. Con respecto a las anfibolitas, su menor proporción de minerales máficos y abundancia de plagioclasas se traduce en una disminución de algunos elementos como el Fe_2O_3 (4.9 a 6.6%) y el MgO (0.89 – 3.2%) y en una elevada concentración de Al_2O_3 , (27.1 – 30.6%) y CaO , (13.2 – 15.2%).

En afloramiento, algunos metagabros muestran un marcado bandeo composicional en el que se alternan niveles puramente anfibolíticos con niveles que constituyen verdaderas plagioclasitas. Este tipo de texturas observadas en anortositas arcaicas han sido, en ocasiones, relacionadas con productos de acumulación de una cámara magmática fraccionaria. No obstante, para los metagabros de la zona de estudio el origen de este bandeo se han asociado a procesos metamórficos de tipo tectonotermal en zonas de fuerte cizalla. Los elevados contenidos en TiO_2 (0.12 - 0.43%) y Al_2O_3 (27.1- 30.6%), así como la concentración en elementos fuertemente incompatibles (e.g.

Th= 0.2 – 0,3 ppm; Ta= 0.3 – 0,6 ppm; Hf= 0.2 -0.6 ppm) son significativamente más elevados que los que suele darse en rocas procedentes de acumulados magmáticos. No obstante, hay que tener en cuenta que [Pearce \(1996\)](#) alerta sobre la posibilidad de que rocas como estas, con contenidos en Al_2O_3 superiores al 20%, representen acumulados de plagioclasa, lo que comprometería la fiabilidad del uso de la composición química en la determinación de su ambiente tectónico.

Figura 2.9. Diagrama geoquímico de clasificación para las metabasitas de Minvoul. Diagrama de sílice-álcalis (TAS) de [Le Maître et al. \(1989\)](#). Los cuadrados amarillos representan los metagabros, los rombos verdes las anfibolitas comunes y los triángulos azules las doleritas.

Figura 2.10. Diagrama Nb/Y-Zr/Ti (Winchester y Floyd, 1977) modificado según Pearce (1996).

Figura 2.11. Diagrama AFM (A= Na₂O+K₂O; F= FeO+Fe₂O₃+MnO; M= MgO) de Irvine y Baragar (1971). Los cuadrados amarillos representan los metagabros, los rombos verdes las anfíbolitas comunes y los triángulos azules las doleritas.

Para determinar el ambiente tectónico de generación de estas litologías se utilizaron los diagramas discriminantes más comunes a partir de las relaciones geoquímicas de aquellos elementos con comportamiento inmóvil. El diagrama ternario Ti-Zr-Y (Pearce, 1983) es especialmente eficaz distinguiendo los basaltos generados en ambiente de intraplaca de aquellos relacionados con límites de placa, tanto divergentes (MORB) como convergentes (SSZ). No obstante, las muestras mostraron una gran dispersión y no se proyectaron con claridad en un único campo, incluso algunas de ellas quedan fuera de sus límites. El diagrama binario Ti-Zr (Pearce y Cann, 1973) discrimina igualmente entre los distintos tipos de basaltos. De la observación conjunta de estos diagramas parece manifestarse una cierta ambigüedad para estas litologías respecto a su afinidad por los términos toleíticos de arco volcánico y basaltos de dorsal medio-oceánica (MORB). De igual manera, las muestras proyectadas en el diagrama Th-Hf-Ta (Wood, 1980) presentaron una enorme dispersión que impidió cualquier interpretación. El hecho de que este diagrama se base en elementos de comportamiento móvil puede explicar esta dispersión relacionada con las modificaciones del quimismo de las rocas durante los procesos metamórficos e hidrotermales a las que han sido sometidas.

El diagrama Ta/Yb-Th/Yb (Pearce, 1983) (Fig. 2.12) permite estimar el grado en que participan la componente mantélica y la componente subductiva en la generación de magmas basálticos. Las muestras de todas las metabasitas se proyectan dentro de los límites del rango mantélico, por lo que parecería reforzar la idea de basaltos tipo MORB frente a las rocas de suprasubducción como las toleítas de arco isla. Esta clasificación encajaría en el contexto extensional de tipo rift continental que representaría la apertura de un dominio oceánico en el que se habrían depositado las asociaciones volcanosedimentarias que constituyen el cinturón de rocas verdes de Minvoul. Las altas concentraciones en MgO (<8%) y en Ni (<100ppm) parecen avalar esta hipótesis genética.

Figura 2.12. Diagramas de discriminación de ambiente tectónico para las metabasitas. Diagrama Ta/Yb-Th/Yb (Pearce, 1983).

Figura 2.13. Diagrama Ti-Cr (Pearce, 1975; modificado según Pearce 2003). Los cuadrados amarillos representan los metagabros, los rombos verdes las anfibolitas comunes y los triángulos azules las doleritas.

3.1.5.2 Doleritas

Dos muestras de diques doleríticos fueron caracterizados geoquímicamente. Respecto a los elementos mayoritarios, queda evidenciado el carácter básico de estas rocas en base a sus contenidos en SiO_2 , que varían entre 47,9 y 48,5%. La mayor concentración en Fe_2O_3 (12,6 – 15,5%) respecto al MgO (4,3 – 6,5%) así como el notable predominio del CaO (10,7 – 10,9%) frente al Na_2O (2,0 – 2,1%) y al K_2O (0,2 – 0,3%) sugieren un carácter tanto toleítico como calcoalcalino.

Para definir sus afinidades geoquímicas se utilizó el diagrama AFM de [Irvine y Baragar \(1971\)](#) que proyectó una de las muestras en el campo de afinidad toleítica y la otra en la zona intermedia con las series calcoalcalinas ([Fig. 2.11](#)). Los diagramas de contexto geotectónico Ti-Zr-Y ([Pearce y Cann, 1973](#)) así como el diagrama Th-Hf-Ta – MnO- TiO_2 - P_2O_5 ([Wood, 1980](#)) proyectaron las doleritas en el campo de los basaltos de dorsal medio-oceánica (MORB).

3.2 ROCAS GNÉISICAS

En la zona de estudio se han identificado un gran número de muestras de textura gnéisica. Tras su estudio petrográfico se ha procedido a agruparlas en dos grupos en función de sus asociaciones minerales. Por una parte, encontramos los gneises cuarzofeldespáticos con abundancia de feldespatos potásicos y plagioclasa, cuya suma constituye cerca del 50% del volumen total de la roca, muy débilmente foliados y aspecto claro y, por otro lado, los gneises biotíticos granatíferos, con un porcentaje de feldespatos inferior al 15% (exclusivamente plagioclasas), abundancia de biotita y granates, buena foliación y coloración más oscura. Aunque dentro de estos grupos existen muestras que presentan variaciones en la proporción de las especies minerales, el carácter feldespático (con alta proporción de K-Ftos) o biotítico-granatífero de estos gneises supone un criterio claro de discriminación.

3.2.1 GNEISES CUARZOFELDESPÁTICOS

Los gneises cuarzo-feldespáticos ocupan grandes extensiones de la región, principalmente en áreas de bajo relieve donde su afloramiento es escaso, excepto a lo largo de los ríos. Se trata de gneises de grano fino a medio, de aspecto leucocrático en los que los porcentajes de las especies minerales principales son: cuarzo (40%), feldespatos potásicos (15 - 30%), plagioclasas (15 - 25%) y biotita (10 -15%). Como accesorios presentan moscovita, epidota y clorita. La composición de las plagioclasas se ha determinado a través de la medición del ángulo máximo de extinción para aquellos cristales que presentan la macla de la albita, siguiendo los protocolos definidos por el método de Michel-Levi, habiendo resultado una composición de tipo oligoclasa. Los cristales esqueléticos de hábito subhedral a anhedral de la epidota aparecen en todos los casos asociados a biotitas, cloritas y plagioclasas seritizadas por lo que se presupone su origen secundario. La foliación, definida por la orientación de los cristales de biotita, es generalmente débil (Fig. 2.16-a). Algunos cristales muestran evidencias de deformación tales como arqueamiento del maclado de las plagioclasas y texturas de intercrecimiento cristalino por deformación de tipo mirmequítico (Fig. 2.16-d). Este tipo de gneis parece derivar de un protolito ígneo y en la literatura se le suele conocer con el término de “gneis granítico”. Aunque la derivación para u orto de estos gneises sigue siendo un

tema de discusión en el macizo del norte de Gabón (Thomas *et al.*, 2001; Thieblemont *et al.*, 2009), las evidencias petrográficas (textura ígnea inequigranular, holocristalina e hipidiomórfica) y geoquímicas parecen indicar un claro origen plutónico para esta formación.

Figura 2.16. Aspecto de muestra de mano (A) y fotomicrografías de los ortogneises cuarzofeldespáticos. B) Textura inequigranular y holocristalina característica de gneises ortoderivados; C) Aglomerado de granos poligonizados de cuarzo rodeados por feldespatos fuertemente alterados; D) Microperthitas en cristal de feldespato potásico con presencia de crecimiento vermicular de mirmequitas en su borde; E) Contacto indentado con generación de engolfamientos entre los cristales de cuarzo y los feldespatos; F) Generación de epidota por reemplazamiento de la biotita. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 500 μm .

3.2.1.1 Caracterización geoquímica de los ortogneises

La determinación de los elementos mayores, menores y traza de tres muestras representativas de los ortogneises se llevó a cabo en los laboratorios de ALS Irlanda mediante la técnica ICP (ver capítulo 2). Estas rocas cuarzo-feldespáticas granudas frecuentemente muestran texturas bandeadas que les confiere un aspecto gnéisico, lo que les ha llevado a recibir la denominación de “gneises antiguos” (Thomas et al., 2001) en los macizos Arcaicos de Chaillu y del Nord Gabon. En afloramiento, estos gneises aparecen intruidos por un granito rosado de naturaleza más leucocrática y tendencia alcalina, cuyo emplazamiento es claramente posterior.

Los ortogneises (muestras CCE-R-10 y 11) presentan composiciones ácidas ($\text{SiO}_2 = 70.8 - 71.3\%$) y un carácter alcalino ($\text{Na}_2\text{O} = 4.1 - 4.7\%$ y $\text{K}_2\text{O} = 1.8 - 2.8\%$), que lo proyectan en el diagrama de distribución TAS (Fig. 2.17) en el campo de los granitos, cerca del límite con las granodioritas. Estos gneises se definen como claramente peraluminosos, con concentraciones elevadas de Al_2O_3 ($>15\%$) y con una relación de saturación en alúmina ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) superior a 1,8, lo que según Chappell y White (1974) es característico de granitos tipo S. Los contenidos en Th (2 – 17,5 ppm), U (0.5 – 1.6 ppm), La (14.9 – 30.8 ppm) o Ta ($<0.1 - 0.4$ ppm) son relativamente bajos, pero parecen mostrar un fraccionamiento marcado entre el Th y el Ta (Th/Ta 4.5 – 175). Todos estos caracteres los definen como rocas calcoalcalinas de tipo orogénico. Los contenidos muy bajos en las tierras raras pesadas ($\text{Yb} < 0.7$ ppm) y sus contenidos elevados en Al_2O_3 (15.6 – 16.3%) los relacionan a los granitoides de tipo “Alto Al – Bajo Yb” que engloba a la casi totalidad de rocas plutónicas de los conjuntos Arcaicos de tipo TTG. Un modelo de fusión parcial directa de materiales básicos subducidos es el modelo más comúnmente admitido para estos granitoides (Thieblemont et al. 2009).

El enclave de granito rosa (muestra CCE-R-12) presenta como mayores diferencias con los ortogneises un carácter marcadamente más alcalino ($\text{K}_2\text{O} = 5.3\%$) y menos cálcico ($\text{CaO} = 1.1\%$), una elevada concentración de Ba (1355 ppm) y una menor concentración en todos los elementos del grupos de las tierras raras.

**TABLA 2.2. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS
QUÍMICOS DE ROCA TOTAL (ELEMENTOS
MAYORES Y TRAZA) DE LOS ORTOGNEISES**

		CCE-R-10	CCE-R-11	CCE-R-12
%	SiO₂	70.8	71.3	72.0
	TiO₂	0.31	0.25	0.08
	Al₂O₃	15.6	16.35	14.25
	Fe₂O₃	2.78	2.41	1.3
	MgO	0.69	0.56	0.15
	MnO	0.03	0.02	0.01
	CaO	2.23	2.41	1.08
	Na₂O	4.09	4.68	2.96
	K₂O	2.84	1.76	5.26
	P₂O₅	0.14	0.07	0.04
ppm	Ba	762	394	1355
	Co	8	6	5
	Cr	220	200	220
	Cu	29	9	9
	Nb	6.1	4.3	1.2
	Ni	18	13	15
	Pb	11	10	14
	Rb	106	69.2	130.5
	Sr	253	250	232
	Th	17.5	1.95	10.7
	Ta	< 0.1	0.4	< 0.1
	V	34	27	13
	Y	6.3	5.7	3.9
	Zn	51	43	19
	Zr	289	134	140
ppm	Ce	55.9	27.6	27.5
	Dy	1.44	1.27	0.88
	Er	0.79	0.74	0.47
	Eu	0.9	0.93	0.51
	Gd	2.18	1.78	1.39
	La	30.8	17.5	14.9
	Lu	0.09	0.07	0.06
	Nd	21.4	14.0	11.5
	Pr	6.11	3.88	3.14
	Sm	3.18	2.47	1.63
	Yb	0.7	0.62	0.49
%	LOI	1.91	1.78	1.24

Figura 2.17.- Diagrama álcalis total versus sílica (TAS) para granitoides (Cox et al., 1979).

3.2.2 GNEISES BIOTÍTICOS GRANATÍFEROS

Se trata de rocas grisáceas con un marcado bandeo composicional dado por capas enriquecidas en biotita alternando con otras ricas en cuarzo y plagioclasa que definen la foliación junto con la alineación de las láminas de biotita y la orientación preferente de los cristales de cuarzo y plagioclasa. En muestras de mano, es posible observar la presencia de micropliegues. Esta tipología de gneises se ha encontrado siempre asociados al cortejo de rocas supracrustales de los cinturones de rocas verdes. Estas rocas presentan una textura granolepidoblástica, de grano medio y la proporción

aproximada de las especies minerales principales es: cuarzo (35%), granate (20-25%), biotita (20-25%), plagioclasa-oligoclasa (15%) y accesoriamente moscovita. El granate se presenta como porfidoblastos subidiomorfos de hasta 5 mm de tamaño, de color rosado que en ocasiones se agrupan a lo largo de bandas subparalelas a la foliación. Los porfidoblastos de granate se presentan fuertemente fracturados y parcialmente alterados a clorita. El cuarzo se encuentra como cristales (0.5-2 mm) de hábito anhedral, extinción ondulante y bordes suturados, o como inclusiones gotiformes dentro de los granates. La biotita aparece como cristales laminares subhedrales a anhedrales alargados según la foliación de la roca o bien constituyendo acumulaciones o “nidos” de orientaciones diversas. En algunas placas se pueden observar halos metamórficos de coloración marrón oscuro a negro producidos por inclusiones de circones. Del estudio de las relaciones texturales parece inferirse la existencia de dos generaciones de biotita; una de origen primario, encontrada dispersa entre los granos de cuarzo y otra, más abundante, relacionadas espacialmente con los granates, muchas de las veces intercrecidas con moscovita que representarían biotitas de origen secundario. Las plagioclasas se muestran como cristales subhedrales a anhedrales, en la mayoría de ocasiones maclados según las leyes de la albita y de la albita-Carlsbad. La medición del ángulo máximo de extinción de las plagioclasas con macla de albita, mediante el método de Michel-Levi, parece indicar que la composición de las plagioclasas corresponde al campo de la oligoclasa.

Evidencias de una deformación en estado sólido, en régimen dúctil-frágil, han sido proporcionados por la presencia de microestructuras tales como arqueamiento de los planos de macla en algunos cristales de plagioclasa (Fig. 2.18-e), la microfracturación en cristales de cuarzo y granate (Fig. 2.18-f y Fig. 2.18-g), la extinción ondulante y subgranulación del cuarzo (Fig. 2.18-g) y el desarrollo de estructuras de cizalla de tipo C-S definidas por la disposición de los cristales de biotita (Fig. 2.18-c). El comportamiento dúctil de los feldespatos indica que la deformación habría ocurrido a temperaturas no inferiores a 500°C.

Figura 2.18. Dos aspectos de los gneises biotítico granatíferos en muestra de mano (A y B) exhibiendo en la muestra (B) la abundante presencia de porfidoblastos de granate. C) Desarrollo de microestructuras sigmoidales marcadas por la disposición de los cristales de biotita, generando una alternancia de bandas micáceas y bandas cuarzofeldespáticas; D) Porfidoblasto

de granate con inclusiones gotiformes de cuarzo, parcialmente reemplazado por biotita; E) Deformación plástica microcristalina por arqueamiento de los planos de macla de un cristal de plagioclasa; F) Fractura de un porfidoblasto de granate, parcialmente cloritizado, rellena por cuarzo; G) Moscovitización secundaria a lo largo de microfracturas paralelas; H) Intensa seritización de un cristal de feldespato. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 500 μm .

3.3 FORMACIONES FERRÍFERAS BANDEADAS: ITABIRITOS

Las formaciones ferríferas bandeadas (BIFs, por sus siglas en inglés) se presentan como lentes o estrechas bandas de espesor métrico a decamétrico, fuertemente plegadas, de geometría compleja y espacialmente asociadas a los metasedimentos y a las anfibolitas. Los afloramientos de estas formaciones coinciden con las mayores elevaciones regionales y marcan las crestas de los alineamientos de colinas, pareciendo representar los términos litológicos que culminan la secuencia estratigráfica de los cinturones de rocas verdes. Estas formaciones, en regiones vecinas presentan muy altas concentraciones en hematites y otros óxidos de hierro que han sido evaluados como depósitos potencialmente económicos [eg. Mbalam (Camerún), Avima (República del Congo), Minkébé, Bélinga, Boka-boka (Gabón)] (Suh et al., 2008; Thieblemont et al., 2009, 2009a; Chombong et al., 2013).

Los BIFs de Minvoul representan rocas metamorfizadas en las cuales se aprecia una fina alternancia de láminas de cuarzo y láminas ricas en óxidos de hierro (magnetita y sus productos de alteración) de 1 a 3 mm de grosor (Fig. 2.19-a y Fig. 2.19-b). En muestra de mano exhiben un carácter magnético y, frecuentemente, muestran un aspecto pulverulento, aunque en ocasiones se puede apreciar claramente su laminación, e incluso estructuras tectónicas tales como pliegues de tipo *kink bands*.

Aunque se seleccionaron cuidadosamente aquellos ejemplares menos alterados, las muestras analizadas presentan un alto grado de meteorización, lo que ha dificultado el reconocimiento de algunos de los minerales constituyentes y sus texturas. No obstante, se han podido identificar las principales fases minerales, con las siguientes proporciones: magnetita y óxidos e hidróxidos de hierro (hematites, limonita, etc.) (30%), cuarzo (30%), ortoanfíbol (10% - 15%), clinoanfíbol (10% - 15%), granates (10%) y accesoriamente grunerita y epidota. La magnetita se presenta como cristales idiomorfos a subidiomorfos, mostrando en lámina delgada secciones prismáticas correspondientes a sus hábitos dodecaédrico y cúbico. El cuarzo presenta cristales de tamaño variable (0,1-0,5 mm), hábito anhedral, extinción ondulante y generalmente mostrando contactos por puntos triples. El cuarzo muestra una curiosa textura consistente en cristales que, a modo de corona, rodean completamente a los granos de

magnetita (Fig. 2.19-h). A su vez, el conjunto “magnetita-corona de cuarzo” se encuentra como inclusiones en algunos de los grandes cristales de piroxeno. Esta textura, descrita en itabiritos del distrito ferrífero de Carajás (Brasil), fue interpretada como resultado de procesos de enriquecimiento o recrystalización, en la que la magnetita creció a partir de la “limpieza” del jaspe original por un proceso de recrystalización colectiva denominado *sammelkristalization*, que genera un espacio libre de óxidos alrededor de los granos de magnetita (Información oral del profesor Carlos Alberto Rosiere, IGC/UFGM). Los clinocanfíboles, seguramente ferrohornblenda, se presentan como cristales subidiomorfos con longitud de 0.5 a 3 mm exhibiendo el hábito típico de las secciones basales en forma de hexágonos más o menos achatados, un marcado pleocroísmo en tonos verdes azulados y las características dos familias de planos de exfoliación bien desarrollados, cortándose a 60° y 120° (Fig. 2.19-d). Son menos abundantes y de tamaño menor que los ortocanfíboles.

En base a la asociación mineral (clinocanfíbol + ortocanfíbol + grunerita + granate) y el tamaño relativamente grueso de los cristales parece que los itabiritos han alcanzado un grado de metamorfismo de facies anfíbolita de medio a medio-alto.

Figura 2.19. Aspecto en afloramiento (A) y en muestra de mano (B) de los itabiritos. C) Fotomicrografía mostrando la marcada laminación composicional; D) Cristal de ferrohornblenda; E) Granate fuertemente fisurado y alterado a favor de sus fisuras. El interior del granate presenta inclusiones de cuarzo gotiforme; F) Aspecto pseudoisótropo (rojizo) de los

óxidos de hierro fuertemente alterados por procesos de limonitización; G) Cristal de anfíbol (antofilita?) de gran tamaño parcialmente reemplazado; H) Textura en corona de cuarzo alrededor de los cristales de magnetita. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 500 μm , excepto en la fotografía C que representa 1.5 mm.

3.4 MICAESQUISTOS

Esta unidad parece presentarse interdigitada con las anfibolitas. Debido a la fuerte alteración meteórica que ha sido especialmente agresiva con estas formaciones, la mayoría de las observaciones de este litotipo no han podido ser realizadas en roca fresca y se han limitado a la observación de sus productos de alteración. Este saprolito de tacto jabonoso y coloración anaranjada en algunos casos ha conservado texturas relictas tales como foliación y, ocasionalmente, la presencia de porfiroblastos milimétricos de granate (Fig. 2.1-g).

3.5 ROCAS GRANÍTICAS ALCALINAS

Han sido reconocidos en numerosos puntos del área de estudio granitos alcalinos de grano medio a porfídicos que parecen intruir todas las formaciones previamente descritas. Estos granitos se presentan como cuerpos aislados, de diámetro métrico a decamétrico. La falta de afloramientos ha impedido la definición de sus relaciones estructurales. Sin embargo, la distribución de granitos a lo largo del eje de los valles y cerca de contactos litológicos parece indicar que su emplazamiento está, en mayor o menor grado, controlado por fallas u otras estructuras tectónicas. El análisis petrográfico de estos granitos corresponde a una roca cuarzofeldespática rica en feldespatos potásicos, con clara textura ígnea aunque, en ocasiones, muestre aspecto gnéisico debido a una ligera foliación. En esta roca de grano medio, inequigranular, con cristales de 1 a 7 mm, se aprecian texturas de deformación postmagmática de tipo mirmequítico. La proporción aproximada de las especies minerales principales es cuarzo (45%), microclina y pertitas como principales feldespatos potásicos (35%), biotita (7%), plagioclasas (5%), epidota (5%) y de manera accesorio moscovita y opacos. Los grandes cristales de microclina (4 a 8 mm) exhiben el enrejado típico de la macla en tartán (**Fig. 2.20-d**). Los cristales subedrales de epidota, en todos los casos asociados a las biotitas, parece desarrollarse secundariamente a partir de éstas. Los minerales opacos se presentan de manera diseminada constituyendo menos del 1%. La mayoría de las plagioclasas presentan un avanzado estado de alteración sericitica.

3.5.1 LEUCOGRANITO

Se constató la existencia de este tipo de granitos en un único emplazamiento coincidente con el valle denominado Sinaí (02°12'28.2" N / 12°21'08.7" E). En afloramiento se distinguen por ser rocas de color blanco, holocristalinas de grano muy variable, desde tamaño medio hasta grueso, en general la textura es granuda y no tienen foliación aparente (**Fig. 2.20-a**). En el mismo afloramiento, este granito transiciona hacia enclaves pegmatíticos supermicáceos constituidos por nidos de placas de moscovita de hasta 10 cms de diámetro y grandes cristales feldespáticos de tamaño decimétrico. El leucogranito está constituido esencialmente por feldespatos potásicos (45%, principalmente microclina), cuarzo (40%), plagioclasa (~10%) y biotita, y en menor proporción: moscovita, epidota y granate. La moscovita y la epidota-clinozoisita de

aspecto esquelético parecen haberse formado en una generación secundaria a partir de alteración de los K-feldespatos y las plagioclasas (Fig. 2.20-c). Al menos una parte de la biotita parece también haberse desarrollado a partir de algunos minerales ferromagnesianos como el granate, al que aparece asociada. Pequeños cristales de zircón, de dimensiones inferiores a 40 μm , aparecen a menudo incluidos dentro de los cristales de biotita, generando aureolas metamórficas. El cuarzo, en forma de cristales anhedrales de 0,1 a 1,5 mm de diámetro como granos poligonizados con puntos triples, formando entre sí ángulos de 120° , muestra evidencias de deformación con bordes suturados y extinción ondulante. En este mismo sentido, el granito presenta abundantes texturas de deformación postmagmática de tipo mirmequítico, consistentes en intercrecimiento de cuarzo en forma vermicular en zonas de contacto entre K-feldespatos y plagioclasas (Fig. 2.20-c).

Figura 2.20. Aspecto de muestra de mano (A) y fotomicrografías del leucogranito. B) Agregados de cuarzo policristalino con textura en mosaico de subgranos de bordes suturados. Notar la estructura sigmoidal marcada por la deformación del cristal de biotita presentando clivaje y extinción ondulante; C) Colonia de mirmequitas desarrolladas en el contacto entre los K-feldespatos y las plagioclasas, y desarrollo de moscovita secundaria en forma de cristales aciculares; D) Mosaico inequigranular de cristales subeuhedrales de cuarzo y de microclina, esta última mostrando su característica macla en tartán. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 1.5 mm.

3.6 FILONES DE CUARZO

En la zona de estudio se ha podido observar una gran variedad de tipologías de cuarzo. Con la excepción de algunos filones intersectados en los pozos excavados durante las prospecciones, la mayoría de las muestras estudiadas proceden de gravas aluviales. Composicionalmente las variedades más comunes son cuarzo lechoso, cuarzo rosa, cuarzo intercrecido con turmalina y cuarzo asociado a grandes cristales de moscovita. Una variedad de cuarzo que se ha reconocido ampliamente en los aluviones de los ríos auríferos que drenan el cinturón de rocas de verdes de Minvoul, presenta una textura con características de deformación poco frecuente. Esta tipología la constituyen unos cantos de cuarzo de tamaños variables, de 1 a 10 cm, constituidos por “agregados” de cristales milimétricos que dotan a la muestra de mano de un aspecto similar al de una cuarcita (Fig. 2.21-a).

Figura 2.21.- A) Aspecto en muestra de mano del fragmento de cuarzo. B) Fotomicrografía exhibiendo el residuo insoluble de óxidos que marca los contactos entre los granos de cuarzo; C) Extinción ondulante en tablero de ajedrez. D) Evidencias de recrystalización dinámica de tipo BLG (*bulging*) y SGR (rotación de sub-granos). Los granos Qtz1 representan relictos magmáticos mientras que los granos Qtz2 corresponden a blastos recrystalizados. La línea roja del cuadrante inferior derecho representa 1.5 mm.

El estudio de la muestra al microscopio mostró un mosaico heterogéneo de granos parcialmente recrystalizados, de bordes suturados, mostrando extinción en dominios de sub-granos en tablero de ajedrez (Fig. 2.21-c). Los bordes de los granos presentan acumulación de óxidos y otros residuos insolubles producidos durante los procesos de recrystalización (Fig. 2.21-b). El estudio petrográfico mostró la presencia de inclusiones bifásicas y trifásica, en algunos casos alineadas, terminando en el borde del grano que las contiene. Las microestructuras de recrystalización presentes en este cuarzo son poco comunes y en base a su heterogeneidad no parecen representar una fuerte deformación plástica. Parece intuirse una recrystalización de tipo *bulging* y una incipiente recrystalización con rotación de subgranos, asociadas frecuentemente a deformación débil. Stipp *et al.* (2004) describieron microestructuras similares en aureolas de contacto en zonas de cizalla asociadas a intrusiones plutónicas en la región de Tonale (Alpes Italianos) en las que se produce un calentamiento sin aumento significativo de deformación sincinemática. En base a estas evidencias y tras la inspección de las muestras por parte del profesor Stipp se puede concluir que esta tipología de cuarzo parece haber sido sometido a metamorfismo de contacto similar al de Tonale, alcanzando temperaturas de 300 a 400 °C.

CAPÍTULO 4: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DEL PERFIL LATERÍTICO DE MINVOUL; DISTRIBUCIÓN DEL ORO Y DE OTROS ELEMENTOS METÁLICOS

4.1 ALTERACIÓN DE LAS ROCAS BAJO CONDICIONES TROPICALES

4.1.1 CARACTERÍSTICAS DEL AMBIENTE LATERÍTICO

El término laterita ha sido objeto de debate a lo largo del siglo XX, enfrentándose dos posiciones principales, en función de considerar como lateritas aquellos productos de alteración ricos en Fe y Al, generalmente formados bajo condiciones tropicales, que muestran elevada dureza o resistencia ([Pendleton, 1936](#); [Kellogg, 1949](#)), tales como bauxitas, ferricretas, Al-Fe duricretas, corazas lateríticas, formaciones pisolíticas y arcillas moteadas. Para otros autores, el término laterita se extiende a todos aquellos productos de la meteorización que presentan características mineralógicas y químicas específicas de los ambientes tropicales, independientemente de su grado de dureza, incluyendo materiales tales como los suelos ferralíticos rojos o amarillos y los saprolitos caoliníticos ([Milot, 1964](#)).

En ambos casos, las lateritas son el producto de un intenso y largo proceso de meteorización de las rocas que se ve intensificado por altas tasas de precipitación y elevadas temperaturas. Los parámetros que controlan los procesos lateríticos representan una interacción entre aspectos diversos tales como la composición del protolito, la tectónica, la geomorfología y el drenaje, la química de las aguas subterráneas y la presencia de materia orgánica, el clima y las tasas de erosión, entre otros. La profundidad que alcanza el frente de alteración oscila entre pocos metros hasta más de 150 m dependiendo de los factores anteriormente citados. Aunque estas rocas exhiben gran variedad de colores, texturas y características petrográficas, las lateritas presentan una marcada homogeneidad en cuanto a su composición mineralógica y química, que no refleja forzosamente la de las rocas de las que proceden. Estas formaciones enmascaran la geología infrayacente y representan un obstáculo para la cartografía geológica y la exploración mineral.

El clima es crítico para la alteración de las rocas porque condiciona la temperatura y la disponibilidad de agua y de ácidos orgánicos derivados de la vegetación ([Fig. 4.1](#)). La

temperatura del suelo puede llegar a incrementar la tasa de alteración hasta en un factor x4 (Curtis, 1976; Thomas, 1994). El avance de la alteración en climas tropicales y ecuatoriales es del orden de 10 a 20 veces mayor en comparación a los climas fríos y templados (Strakhov, 1967).

Figura 4.1.- Distribución mundial de los suelos lateríticos (modificado de Lawrance, 1995)

El principal efecto de la presencia de agua en la meteorización es la de imponer condiciones de desequilibrio en la concentración de los iones disueltos. La disolución acuosa de los minerales se produce cuando no se alcanza un equilibrio químico como, por ejemplo, cuando los constituyentes químicos son retirados por las aguas subterráneas debido al drenaje y la percolación, ya sea esta vertical u horizontal. Las tasas de reacción química varían de unos minerales a otros, por ejemplo, el cuarzo es más estable que los feldespatos.

El motivo de esta « degradación » obedece al hecho de que los minerales constituyentes de las rocas fueron formados en ambientes profundos en los que predominan los procesos magmáticos y metamórficos, caracterizados principalmente por altas presiones y temperaturas, restricción en la circulación de fluidos y escasez de oxígeno libre. Estos mismos minerales, cuando son exhumados a las condiciones superficiales típicas del ambiente exógeno, que se caracteriza por bajas temperaturas, bajas (y constantes)

presiones, circulación de fluidos (H_2O y CO_2) y abundancia de oxígeno libre, sufren reacciones químicas espontáneas relacionadas con la alteración supergénica (ionización, hidrólisis, carbonatación y oxidación) que modifican los minerales constituyentes de las rocas generando un producto constituido por minerales primarios estables, productos solubles y minerales insolubles neoformados.

No obstante, no todos los minerales se ven afectados de igual manera. Por ejemplo, en el caso de los minerales de origen ígneo, el orden de resistencia a la alteración química es el opuesto al de la secuencia de cristalización en el magma (Series de Bowen): de manera que las plagioclasas cálcicas y los piroxenos, formados a altas temperaturas en el ambiente primario, se encuentran fuera de su campo de estabilidad al ser expuestos al ambiente superficial mientras que los feldespatos potásicos, la moscovita y el cuarzo, que se forman a temperaturas más bajas en el ambiente primario, son más estables cuando quedan expuestos en superficie.

El estudio químico y mineralógico de los perfiles de alteración muestra que los minerales primarios no son totalmente disueltos si no que se transforman parcialmente en minerales secundarios, que son más estables bajo las condiciones meteóricas. Los elementos de los minerales constituyentes de la roca madre son liberados y presentan diferentes comportamientos al entrar en solución acuosa. Los elementos alcalinos (Na, K) y alcalinotérreos (Mg, Ca) no reaccionan con el resto de elementos, por lo que son lixiviados por las aguas subterráneas. La disolución inicial suele ser favorecida por la acidez de las aguas meteóricas, que contienen protones (H^+) libres. Un alto porcentaje de la sílice (Si) disuelta es asimismo retirada del sistema, pero otra parte reacciona con el Al disuelto y forma minerales de la arcilla de la familia de las caolinitas. En el caso de que las concentraciones de Si sean extraordinariamente bajas, por ejemplo en ambientes de muy fuerte drenaje, se formarán hidróxidos de aluminio del tipo gibsitita. En el caso del hierro, el Fe disuelto es muy reactivo con los iones hidroxilo y tras su oxidación forma goethita y hematites, que son los responsables de la típica coloración rojiza de las lateritas.

Se asume que el hierro puede migrar verticalmente hacia arriba por procesos de capilaridad asociada a evaporación, por acumulación de fluidos descendentes ricos en Fe en los horizontes de iluviación y migrar lateralmente precipitando en las zonas de fluctuación del nivel freático.

La transformación de la roca en laterita se da gradualmente en base a un continuo incremento en Fe y disminución en Si a lo largo del perfil. En los estudios de rocas cristalinas meteorizadas se han definido diferentes parámetros para la clasificación de la meteorización en función del autor. [Dewandel et al. \(2006\)](#) define los estados de la meteorización en cinco niveles diferenciables según la textura, la fracturación y las propiedades petrofísicas, de este modo, la nomenclatura desde el horizonte menos meteorizado hasta el de mayor meteorización las denomina de la siguiente manera: Roca fresca, horizonte fisurado, horizonte laminado, saprolito (también llamado regolito o alterita) y laterita o corteza de hierro ([Fig. 4.2](#)). Otros autores, como [Aydin y Malpas \(2002\)](#) y [Aristazábal et al. \(2011\)](#) establecen índices de meteorización a partir de la composición química y mineralógica de los diversos horizontes.

Figura 4.2.- Típico perfil laterítico desarrollado en contextos tropicales. (Modificado de [Plummer et al., 1994](#)).

Los perfiles de alteración generalmente no se han desarrollado con unas únicas condiciones ambientales. Hay que considerar que los perfiles de alteración evolucionan durante periodos de tiempo que pueden superar el millón de años, a lo largo de los cuales las condiciones climáticas han podido variar, de manera que los perfiles que observamos no tienen por qué estar en equilibrio con las condiciones actuales.

Estos mantos no han de ser vistos como perfiles estáticos, más bien como columnas descendentes, en las que se acumulan los elementos más móviles y algunos elementos transportados en sus horizontes superiores, a medida que el frente de alteración y la superficie del terreno son gradualmente reducidas por denudación (incluso sin erosión física), por la pérdida de los solutos y partículas finas, pudiendo llegar a unas pérdidas volumétricas de hasta el 70% (Pavich, 1986; Kronberg et al., 1987).

4.1.2 FORMACIÓN DE LAS CORAZAS LATERÍTICAS

La mayoría de las rocas contienen pequeñas cantidades de Fe, generalmente entre el 1-2%, aunque esta proporción puede alcanzar el 10-20% en rocas ultramáficas. Las corazas lateríticas se suelen desarrollar en suelos formados a partir de rocas ricas en Fe pero pobres en Al y Si. No obstante, estas corazas, también denominadas ferricretas, se pueden dar en rocas originalmente pobres en minerales de hierro, en las que el Fe provenga de aportes laterales. En la génesis de estas formaciones la movilización del Fe_2O_3 es esencial, tanto el movimiento vertical (por movimientos gravitacionales del agua subterránea; descendentes por infiltración o ascendentes, por difusión iónica), como horizontal (a favor del flujo de agua subterránea en dirección a zonas geomorfológicamente deprimidas).

Gran parte de los suelos ferralíticos contienen considerables cantidades de caolinita [$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$], pero este mineral es susceptible de degradarse o de ser lixiviado. Aquellos horizontes que contienen abundantes oxihidróxidos y escasos contenidos en arcillas tienden a formar ferricretas compactas, que cuando quedan expuestas a ciclos periódicos de sequía y humedad, favorecen la oxidación del hierro y la formación de goethita [$\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$] y hematites [Fe_2O_3] cristalinos.

Un porcentaje considerable de corazas lateríticas han experimentado fases de erosión superficial y dismantelamiento (Nahon, 1986), seguidas de renovación de la cobertera del suelo. Las ferricretas pueden desarrollarse en materiales transportados (Ollier y Galloway, 1990), siendo comunes en terrazas aluviales y en sedimentos de piedemonte (Fig. 4.3). Según estos autores, la mayoría de las corazas lateríticas reposan discordantemente sobre el saprolito y, a menudo, se componen de materiales aluviales

cementados por hierro. Estos autores defienden la separación de la zona de arcillas moteadas infrayacente, generalmente consideradas como ligadas genéticamente con la coraza. Este es el caso en el que depósitos coluviales o aluviales han sido ferruginizados (no confundir con “lateritizados”) ya que el Fe_2O_3 ha precipitado directamente entre los granos preexistentes.

Figura 4.3.- Migración de oxihidróxidos de hierro en la formación de una coraza laterítica (modificado de [Maignien, 1966](#)).

[McFarlane \(1983\)](#) defiende la importancia del nivel freático en la formación de las lateritas al promover, en la zona vadosa, los procesos de reemplazamiento de los minerales de la roca original. El horizonte en el que se muestra con claridad estos procesos de progresivo reemplazamiento de la caolinita por hierro es la zona de arcillas moteadas, en las que las “motas” rojizas están constituidas por nódulos blandos de Fe_2O_3 , pobremente cristalizados. La evolución y recristalización (endurecimiento de estos nódulos) es lo que según [Nahon \(1986\)](#) incrementaría el contenido de Fe_2O_3 y daría lugar a la formación de las ferricretas según la siguiente reacción:

Con el avance de la cristalización, estos nódulos irregulares pueden coalescer para formar ferricretas masivas, caracterizadas por morfologías conglomeráticas, vesiculares o vermiformes (Figura 4.4-b y Fig. 4.4-c).

En la parte superior de la corteza, los nódulos hematites ricos en Al (Al-hematites) se transforman posteriormente en pisolitos de Al-goethita según la reacción :

Goudie (1973) clasifica las lateritas (ferricretas) en cuatro tipos en función de su morfología: i) vermicular, ii) vesiculares, iii) en celdas y iv) nodulares, oolíticas o pisolíticas. McFarlane (1976) reconoce dos grandes grupos de lateritas conteniendo pisolitos; aquellas cuyos pisolitos se encuentran cementados y en contacto, y aquellas en las que los pisolitos están soportados en una matriz arcillo-arenosa.

4.1.3 DEPÓSITOS LATERÍTICOS DE ORO

La mayoría de la literatura sobre mineralizaciones en lateritas se basa en estudios de las mineralizaciones de tipo gossan, definidos por [Govett \(1987\)](#) como “la expresión meteorizada de las rocas que contienen sulfuros”. Como resultado de la intensa lixiviación de los perfiles de alteración, en los horizontes superiores dominan los óxidos de aluminio, mientras que las concentraciones de metal se incrementan con la profundidad, acumulándose en los horizontes ferruginosos. Según [Kühnel \(1987\)](#), los constituyentes finos, amorfos o pobremente cristalizados, representantes de los mantos de alteración, presentan altas cargas iónicas y actúan como “recolectores” que capturan y fijan elementos que migran en solución (Ti, Ni, Cu, Co, Cr, Zn, etc.). En los procesos de deshidratación y cristalización de estos constituyentes amorfos, durante los procesos de lateritización, parte de los iones metálicos capturados pasan a formar parte de la estructura cristalina de estos minerales neoformados. Este es el caso de las lateritas niquelíferas, en las que el Ni contenido en los olivinos y serpentinas de las rocas ultramáficas primarias es incorporado a la estructura de la goethita y de los óxidos de manganeso.

La presencia de oro en concentraciones económicas ha sido descrita en mineralizaciones de enriquecimiento supergénico en regiones dominadas por regolitos intensamente meteorizados en Australia ([Wilson, 1983, 1984; Mann, 1984; Davy y El-Ansary, 1986](#)) y en terrenos ecuatoriales y tropicales en África del Oeste y Brasil ([Freyssinet et al., 1989; Lima da Costa, 1993](#)). Los depósitos de oro en esta clase de terrenos son generalmente de pequeño tamaño (<1.5 Mt) y con leyes bajas a medias (1.5 – 5.0 g/t Au). Este oro supergénico es frecuentemente encontrado en una forma muy pura (>95% Au) y aparece con cierta frecuencia en lateritas sin relación con gossans. En estos casos el oro suele estar asociado con los nódulos limoníticos o bauxíticos ([Evans, 1982; Wilson, 1984, Bhaskara-Rao, 1987; Nair, 1987](#)).

La antigua consideración de que el oro es un elemento prácticamente insoluble, inmóvil, inerte y no activo biológicamente ha sido ampliamente refutada por numerosos autores. Numerosos autores ([Benedetti y Boulègue, 1991 ; Colin y Veillard, 1991 ; Colin et al., 1993; Bowel et al., 1993; Freyssinet, 1994, Porto y Hale, 1996; Varajao et al., 2000](#)) han demostrado que el oro es susceptible de ser transportado en ambientes supergénicos

resultando en la modificación de su composición y sus características morfológicas por disolución y reprecipitación a partir de su fuente hipogénica. De manera similar, en el caso de los Elementos del Grupo del Platino (PGE, en inglés) concentrados en ambientes lateríticos, abogan por un origen ligado a procesos de neoformación tales como la removilización y la acreción (Cabral et al., 2011; Oberthuer et al., 2014; Ailsperger et al., 2014; Campbell et al., 2015). Los anteriores autores describen granos de morfología botroidal conteniendo Pt, con fuertes concentraciones de elementos biofílicos (principalmente I), en suelos tropicales de Brasil y de la República Dominicana, interpretados como formados por fijación metálica derivada de procesos biogénicos.

No obstante, el transporte del oro continua siendo un tema de debate en los ambientes lateríticos. Wilson (1984) observó que el oro, a menudo, está asociado a la piritita hipogénica, y su liberación de la estructura del sulfuro ocurre bajo condiciones muy ácidas en las que podría ser atrapado por los óxidos de hierro, sulfatos y arcillas. A medida que se profundiza en el perfil, las condiciones de Eh-pH varían y el oro pasaría a ser transportado por iones tiosulfato $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)^{3-}]$ que se mantendrían estables hasta alcanzar el nivel freático. Mann (1983, 1984), por otra parte, enfatiza sobre el papel de la ferrólisis (Brinkman, 1979) en la presencia de salmueras continentales, ricas en el ión Cl^- , típicas de los ambientes semiáridos del cratón de Yilgarn en Australia Occidental. En este caso, el oro se encuentra íntimamente asociado a los óxidos de hierro en los perfiles lateríticos y aparece en forma de gruesas pepitas en el horizonte de gravas pisolíticas. Las aguas de esta región contienen altas concentraciones de Cl^- ($> 0.1 \text{ M}$) bajo condiciones ácidas. En estas condiciones, seguramente provocadas por la oxidación de la piritita, catalizada por la acción bacteriana (*Thiobacillus ferrooxidans*), el oro es solubilizado como cloruros áuricos (AuCl_4^-), pero el incremento del oxígeno hacia muro en el perfil, según Mann (1984), reduciría su solubilidad, que lo haría precipitar en forma de pequeños cristales de gran pureza según la reacción:

El mayor inconveniente de esta teoría es lo infrecuente de las anteriores condiciones. No obstante, la movilidad del oro es más fácilmente explicable en términos termodinámicos en presencia de los ácidos húmicos. Baker (1978) observó que el oro

movilizado en presencia de ácidos húmicos alcanza concentraciones de 19 a 33 veces superiores a las encontradas en el agua meteórica. En ambientes húmedos, estos ácidos húmicos son suficientemente estables para permitir la migración lateral y vertical del oro. En los ambientes extremadamente húmedos, la rápida oxidación de las plantas que tiene lugar en la parte más superficial del perfil y el continuo lixiviado de la materia orgánica, posiblemente en forma de coloides, permite la formación de sustancias de tipo gel (humatos) en el suelo.

Asimismo, en ambientes carbonatados, [Webster y Mann \(1984\)](#), [Webster \(1986\)](#) y [Stoffregen \(1986\)](#) han demostrado que la movilidad supergénica del oro está controlada por la estabilidad de los complejos tiosulfato $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$ durante la meteorización oxidativa ligeramente ácida a ligeramente alcalina, y en forma de complejos bisulfuros $[\text{Au}(\text{HS})]^{2-}$, en condiciones más reductoras.

4.2 DESCRIPCIÓN DEL PERFIL LATERÍTICO DE MINVOUL

La caracterización de los distintos horizontes del perfil de alteración de Minvoul se realizó mediante la ejecución de 40 perforaciones helicoidales motorizadas que alcanzaron profundidades de hasta 15 m, y mediante la excavación de 21 pozos con dimensiones medias de 2.5 x 2.5 m y profundidades de hasta 8 metros. A fondo de alguno de los pozos se utilizaron tomamuestras helicoidales manuales que permitieron aumentar en algunos metros la profundidad.

En todos los puntos de excavación se describió la mineralogía de los materiales extraídos, su granulometría, morfología, texturas, estructuras, espesores, tipos de contacto, variaciones en la coloración y todos los aspectos de interés, siendo muestreados para su análisis geoquímico multielemental.

De manera general, los pozos y las perforaciones motorizadas realizadas en la zona de estudio han mostrado una misma sucesión, reconociéndose, de techo a muro, los siguientes cinco horizontes de alteración (Fig. 4.4):

4.2.1 HORIZONTE ARCILLOSO-ARENOSOS DE SUPERFICIE

Corresponde a un nivel arcillo-limoso a arenoso fino, compuesto de caolinita, cuarzo y accesoriamente gibbsita, goethita y micas, de espesor variable, pero generalmente comprendido entre 1.5 y 4.0 metros. Este material en casi todas las ocasiones muestra una variación cromática del ocre ligeramente oscuro (debido a la presencia de materia orgánica) en los primeros decímetros, representando los horizontes edáficos A y B, que pasa a anaranjado-amarillento y algo rojizo en profundidad. La ausencia de estructuras y texturas hacen de este horizonte, por lo general fuertemente lixiviado, un nivel homogéneo cuya única variación evidente está en relación a los cambios de coloración. En ocasiones se han encontrado fragmentos aislados de roca alterada y de laterita inmersos en la matriz arcillosa (Fig. 4.5-d) sugiriendo una componente alóctona para estos materiales.

4.2.2 HORIZONTE NODULAR

El nivel de gravas, nivel nodular o también denominado por otros autores « stone line » se caracteriza por una acumulación de elementos gruesos de granulometría y litología variables, compuesto mayoritariamente por fragmentos más o menos subredondeados de gravas lateríticas en forma de nódulos o concreciones ferruginosas de diámetros milimétricos a centimétricos, bloques de coraza decimétricos (Fig. 4.5-d), fragmentos tabulares a subtabulares de cuarzo de filón y fragmentos de roca, más o menos angulosos, que muestran diferentes estadios de alteración. Todo ello contenido en una matriz arcillo-arenosa de coloración rojiza. La relación grava/arcilla es muy variable de unos puntos a otros, e incluso entre los diferentes niveles dentro del mismo perfil. Su espesor, siendo variable, oscila entre 0.5 y 2.0 m. El contacto de este horizonte con las arcillas superiores suele ser algo irregular pero bastante neto (Fig. 4.5-a) y en la práctica totalidad de las ocasiones se presenta como una superficie inclinada, coincidiendo generalmente con la pendiente de la colina, aunque en otros puntos presenta una dirección de inclinación diferente, quizás poniendo de manifiesto antiguos relieves.

En la literatura, el origen autóctono o alóctono del conjunto arcillo-arenoso de superficie y el horizonte nodular suele ser objeto de posiciones enfrentadas. Ambos horizontes pueden tener un origen coluvial, debido a la disgregación y el transporte de materiales desde zonas más elevadas, o bien originarse por procesos de alteración *in situ*. Colin y Vieillard (1991) en Gabón, Muller et al. (1981) en la República del Congo y Muller (1987) en Camerún explican que la redistribución vertical del hierro a partir de un horizonte inicial de una superficie poco ferruginizada, puede conducir a la formación simultánea del conjunto superior arcillo-arenoso y del horizonte nodular por iluviación (deferruginización). Una iluviación más intensa entrañaría una desaparición progresiva de los nódulos ferruginosos en la parte superior del horizonte arcillo-arenoso, que acabaría por transformarse en un material homogéneo constituido por cuarzo, caolinita, goethita, moscovita, rutilo y silicatos residuales.

Por otra parte, estudios recientes realizados por Thiéblemont (2013) y Thiéblemont et al. (2014) sugieren un origen transportado, de naturaleza eólica y de edad Holocena, para estas coberteras basado en observaciones granulométricas y geoquímicas.

Figura 4.4.- Perfiles de alteración esquemáticos desarrollados sobre el basamento anfibólico (izda.) y granítico (dcha.)

En el perfil de Minvoul, la disposición de los materiales, la presencia de fragmentos de diferentes litologías y la morfología subredondeada de algunos elementos parecen indicar que este nivel podría corresponder a depósitos coluviales producidos por la disgregación mecánica y transporte de corazas lateríticas situadas en cotas más elevadas. No obstante, la angulosidad de los cuarzos y la estrecha relación entre la naturaleza de los fragmentos de roca encontrados y las litologías presentes en las inmediaciones, parecen indicar que si bien se trataría de materiales alóctonos, el transporte sufrido por estos depósitos habría sido escaso.

Figura 4.5.- A) Horizonte arcilloso-arenoso de superficie (parte superior) en contacto con las gravas lateríticas del horizonte nodular (parte inferior). La línea discontinua indica aproximadamente el contacto entre ambos horizontes. B y C) Detalle de la textura nodular de la coraza laterítica. D) Fragmento anguloso de laterita englobada en la matriz arcillosa del horizonte superficial.

4.2.3 CORAZA LATERÍTICA

Los pozos y perforaciones realizadas en las zonas más elevadas del área de estudio, coincidentes con las suaves crestas de las colinas, han mostrado el desarrollo de un potente nivel de concreción de óxidos e hidróxidos de hierro dando lugar a corazas lateríticas de tipo nodular pseudo-pisolítico (Fig. 4.5-b y Fig. 4.5-c), fuertemente endurecidas, que presentan espesores del orden de 3 a 4 metros, llegando en algunos puntos a superar los 5 metros de espesor. El contacto entre la coraza y las arcillas saprolíticas inferiores en la mayoría de los casos es brusco y neto. Los análisis de difracción de rayos X (Anexo II) indican una mineralogía casi exclusivamente constituida por óxidos e hidróxidos de hierro, principalmente goethita y limonita, con presencia de hematites, caolinita y cuarzo.

4.2.4 HORIZONTE DE LAS ARCILLAS MOTEADAS

En algunas perforaciones, aparece un nivel de transición, situado inmediatamente después del horizonte nodular o bajo la coraza laterítica, caracterizado por la presencia de nódulos arcillosos de coloración rojiza, compactos y duros pero desmenuzables con la mano, englobados en una matriz arcillosa friable de coloración anaranjada más clara (Fig. 4.6-a). El tamaño y la morfología de estos nódulos parecen asemejarse a lo que más arriba conforma las concreciones ferruginosas nodulares. Estas manchas pueden representar una fase intermedia en el proceso de alteración en la que los nódulos relictos hematíticos habrían evolucionado hacia nódulos pseudo-pisolíticos de goethita.

Aunque en general este horizonte suele presentarse bajo el nivel de coraza o del nivel nodular, en algunos puntos se encuentra en una posición superior, inmediatamente por encima de ambos horizontes.

En el caso de los perfiles de alteración sobre protolitos esquistosos se puso en evidencia un tipo diferente de arcillas moteadas. En la literatura estas arcillas se conocen como arcillas “*Peau de Panthère*” o piel de pantera, que se caracterizan por una distribución de manchas irregulares, de tamaño centimétrico en las que, asemejando al pelaje de los felinos, se alternan manchas de coloración rojiza a púrpura de carácter micáceo y

manchas blanquecinas (Fig. 4.6-b y Fig. 4.6-c), seguramente obedeciendo a zonas de concentración y zonas de lixiviación de elementos móviles.

4.2.5 SAPROLITO

Se trata de material de textura heterogénea que preserva localmente texturas primarias tales como la laminación, foliación, presencia de porfiroblastos, bandeamientos composicionales, etc. En la mayor parte de los casos es de naturaleza arcillo-limosa (en el caso de protolitos de anfibolitas o metagabros) o arcillo-arenosa (en el caso de protolitos graníticos, gnéisicos y algunos tipos de esquistos). Los análisis de difracción de rayos X (Anexo II) mostraron una composición mayoritaria de caolinita y esmectita, con concentraciones menores de hematita y goethita. Algunos materiales no alterados que se han encontrado corresponden con minerales contenidos originalmente en la roca madre, tales como fragmentos de cuarzo y placas de moscovita.

La coloración del saprolito varía en función de la profundidad, que a su vez es función de las condiciones de oxidación o reducción del medio, marcado generalmente por el nivel freático. En las partes superiores, donde predominan las condiciones oxidantes, el saprolito muestra un aspecto rojizo (Fig. 4.6-e) que en profundidad pasa a presentar tonalidades verdosas (Fig. 4.6-d).

Figura 4.6.- (Página siguiente) Aspecto de las arcillas moteadas generadas a partir de un sustrato de rocas básicas (A) y a partir de uno de rocas gnéisicas (B y C), este último mostrando la típica textura de piel de pantera. D y E) Saprolito foliado proveniente de la alteración de anfibolitas muestreadas por debajo del nivel freático (D) y por encima (E) de este. F) Aspecto del saprolito proveniente de la alteración de una roca gnéisica (atravesada por un filón de cuarzo) preservando gran parte de sus texturas primarias.

4.3 DISTRIBUCIÓN GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA A TRAVÉS DEL PERFIL LATERÍTICO DE MINVOUL

El estudio de la evolución de los elementos mayores y traza en el perfil de alteración se ha llevado a cabo mediante el muestreo del material procedente de 27 perforaciones con profundidades que oscilaron entre los 10 a 15 primeros metros desde la superficie, alcanzándose en la mayoría de los casos el horizonte saprolítico. Todos los puntos de muestreo se encuentran dentro de la denominada “zona piloto” ocupando un área de aproximadamente 1 km², sobre materiales procedentes de la alteración de rocas básicas, anfibolitas y metagabros, pertenecientes a la misma secuencia del cinturón de rocas verdes. Los análisis geoquímicos de estas litologías se pueden consultar en la [Tabla 3.1](#) y [Tabla 3.2](#).

Aunque el muestreo geoquímico no ha sido sistemático, al no haberse muestreado todos los horizontes de cada una de las perforaciones, el hecho de haberse muestreado un área muy reducida, sobre materiales de la misma secuencia y comparándose los mismos horizontes, hace que se haya considerado que los datos son suficientemente representativos para poner de manifiesto las tendencias geoquímicas en el perfil de alteración. Además de los análisis químicos de los materiales de los diferentes horizontes, las determinaciones mineralógicas mediante difracción de rayos X han sido efectuadas en 10 muestras de las arcillas de alteración. En las que se han identificado principalmente fases alumino-ferruginosas correspondientes a la caolinita, cuarzo, goethita, hematites y puntualmente illita y esmectita ([Anexo II](#)).

Las siguientes figuras ([Fig. 4.7](#) a [4.9](#)) muestran las tendencias geoquímicas generales a lo largo del perfil de alteración de Minvoul, incluyendo los horizontes del suelo, coraza laterítica, arcillas moteadas y saprolito y la distribución de los elementos mayores (Fe, Al), elementos menores (Na, K, Ca, Mg) y trazas (principalmente metales con significación metalogenética).

Respecto a los elementos mayores, se observa el comportamiento clásico de la alteración laterítica ([Tardy, 1969](#); [Butt, 1987](#); [Beauvais, 1991](#)), es decir, lixiviación casi completa de elementos alcalinos y alcalinotérreos (Ca, Na, Mg, Sr), acumulación progresiva de Fe, principalmente en el horizonte de la coraza laterítica, así como gran

parte de los metales de transición y acumulación residual hacia la superficie de los elementos más inmóviles (Zr, Ti, Ta, Nb).

La formación del perfil es función de la sucesión de procesos transformadores, esencialmente procesos de saprolitización y procesos de ferruginización, que implican cambios de fase entre la caolinita-gibbsita y la goethita-hematites. Durante los procesos de saprolitización la caolinita se transforma en gibbsita bajo condiciones húmedas y buen drenaje, mientras que durante los procesos de ferruginización, las capas ricas en goethita pasan a hematites a medida que el tamaño de los poros y la disponibilidad de agua se incrementan (Trolard y Tardy, 1987). En líneas generales, los procesos de saprolitización tienden a preservar la signatura geoquímica de las rocas parentales, mientras que los procesos de ferruginización las obliteran. Estos mismos fenómenos quedan evidenciados en el perfil estudiado, en el que las signaturas geoquímicas parentales han desaparecido casi por completo, como corresponde a un perfil afectado por los procesos de intensa ferruginización.

En el estadio de ferruginización, los elementos alcalinos y alcalinotérreos (Na, Ca, Mg y Sr) son rápidamente lixiviados del perfil. Las rocas parentales, ricas en plagioclasas calco-sódicas y anfíboles cálcicos y magnésicos, presentan concentraciones mayoritarias que, en promedio, son de 2.3 , 7.3 , y 1.1 para el Ca, Na y Mg, respectivamente (en wt%). El paso de la roca madre al saprolito se produce de manera brusca y es acompañado de una lixiviación casi total de estos componentes, que pasan a presentar concentraciones del orden de 10 veces inferiores.

Ya en el perfil de alteración, el Ca y el Mg son los elementos principales en el saprolito, pero se presentan extremadamente lixiviados en la coraza, donde Fe y Al prevalecen (21.2 y 36.8 %wt, respectivamente).

Figura 4.7.- Diagrama de cajas y bigotes de los elementos mayoritarios y minoritarios, por horizontes. Este tipo de gráfico permite representar de una manera visual los principales estadísticos de una población, siendo los extremos inferior y superior del rectángulo o “caja” los valores de los cuantiles 25 y 75, respectivamente. La línea oscura del interior de la caja representa el valor de la mediana. Los extremos de la línea discontinua o “bigotes” indican los valores máximos y mínimos y los pequeños círculos más allá de la línea discontinua representan los valores atípicos.

Una importante lixiviación tiene lugar para la mayoría de los elementos en el paso del saprolito a la zona de las arcillas de transición o arcillas moteadas, especialmente marcada en el caso del Na y K y, en menor medida, en algunos metales como el Mn, V, Ta y Au. Este descenso en las concentraciones es sobradamente recuperado en la vertical al alcanzar el horizonte de la coraza laterítica. Algunos de los metales de transición (Cu, Zn, Ni, Co, Mn) considerados relativamente móviles en condiciones de

alteración supergénica (Cramer y Nesbitt, 1983) se concentran en este nivel, pues presentan una fuerte afinidad por los oxihidróxidos de hierro. Por otro lado, el Co, Ba y Pb parecen estar asociados al Mn en los niveles de concreción ferruginoso-manganesíferos, como puso en evidencia Karpoff (1973) en ambientes similares, en base a la conocida capacidad de adsorción de la goethita de un buen número de esos elementos (Forbes et. al., 1976; Bolland et al., 1977). Esta concentración en el horizonte de la coraza laterítica implica que muchos de los elementos metálicos hayan sido disueltos, transportados y reprecipitados mediante procesos de dispersión hidromórfica y difusión.

El aumento más significativo en las concentraciones en la coraza laterítica se produce, además de en el Fe, para la mayoría de los metales de transición analizados (Au, V, Mn, As, Zn, Ta, Sr, Cu, Co y Pb) con incrementos del orden de 2 a 3 veces en relación a las concentraciones que presentan en el nivel inferior. En el caso del Au, de las 13.3 ppb que presenta en promedio el horizonte de arcillas moteadas se pasa a una concentración de 88.8 ppb en la coraza ferruginosa. En el caso del Cu este incremento es de 145 ppm a 376 ppm, de 3417 ppm a 6700 ppm en el caso del Ti y de 431 ppm a 1318 ppm en el caso del V.

Tanto las concentraciones de Cr, como de Au, aun siendo ligeramente más elevadas en el horizonte de la coraza laterítica, muestran un comportamiento más errático con valores muy dispares, como cabe esperar de metales que se caracterizan por presentar concentraciones que siguen distribuciones poco continuas (Fig. 4.8). Cabe mencionar que aunque los resultados de los análisis geoquímicos para este elemento han sido relativamente bajos y dispares, el horizonte de la coraza laterítica se ha mostrado como el más productivo en oro visible, llegando a cuantificarse por medio de batea manual del material procedente de la trituración de la laterita, leyes de hasta 15 g/t Au. Los procesos de dispersión y reprecipitación del Au en este horizonte parecen ser los responsables de la generación de granos de oro visibles que, debido a su gran tamaño, quedan fuera, durante el tamizado, del material objeto de análisis geoquímico.

Figura 4.8.- Diagrama de cajas y bigotes de metales de transición de interés, por horizontes.

La parte superior del horizonte arcilloso-arenoso, que constituye el suelo, presenta para casi todos los elementos analizados las menores concentraciones del perfil de alteración, al constituir este nivel el máximo exponente de alteración debido a las transformaciones pedogénicas que se producen por su cercanía a la superficie. La excepción la constituyen el Fe y especialmente los elementos inmóviles como el Ti, Zr y Nb, pertenecientes a la fracción de los minerales pesados (ilmenita, rutilo, zircón, monacita, etc.) que se presentan como fases residuales, aumentando su concentración a lo largo del perfil de alteración y alcanzando su máximo en el horizonte arenoso-arcilloso superficial (Fig. 4.9). Asimismo, el probable origen parcialmente alóctono de estos

materiales superficiales hacen que las firmas geoquímicas parentales hayan quedado totalmente obliteradas en este nivel de arcillas superficiales.

Figura 4.9.- Diagrama de cajas y bigotes de algunos elementos residuales, por horizontes.

4.4 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS GEOQUÍMICOS

La geoquímica es un reflejo de la mineralogía que compone la roca y ésta, a su vez, puede estar condicionada por las características físico-químicas a las que está expuesta. Los constituyentes mineralógicos pueden ser estudiados de forma directa mediante láminas delgadas con microscopía óptica convencional o mediante microscopía electrónica. Sin embargo, en ocasiones no es fácil identificar y cuantificar las fases minerales. Los trabajos geoquímicos se basan en la observación directa de los resultados analíticos. Sin embargo, debido al gran volumen de datos, este tipo de análisis es poco intuitivo y puede enmascarar relaciones elementales difíciles de apreciar mediante la observación directa de los datos, pudiendo dificultar la interpretación de los resultados o dar lugar a interpretaciones erróneas. Por ello, el análisis estadístico de los datos geoquímicos es una buena herramienta para establecer posibles correlaciones entre elementos que se encuentren en las mismas fases minerales, y a su vez, reflejen unas condiciones determinadas de formación.

Los análisis estadísticos pueden ser de confirmación, cuando se quiere comprobar una hipótesis previa, o por el contrario, de exploración, cuando no se tienen hipótesis previas sobre el significado del conjunto de datos, de manera que sirven para construir modelos predictivos. Dentro del grupo de los análisis de exploración existen varios métodos, los cuales se pueden clasificar en: análisis univariantes, que toman en consideración una única variable, o los multivariantes, que analizan las relaciones entre distintas variables de estudio.

4.4.1 ANÁLISIS FACTORIAL

El análisis factorial es una técnica estadística de síntesis de la información, o reducción de datos que sirve para encontrar grupos homogéneos a partir de un conjunto numeroso de variables. Esos grupos homogéneos se forman con las variables que presentan alta correlación entre sí. El objetivo del análisis factorial en exploración geoquímica es el de separar las asociaciones de elementos en un número de grupos que juntos representen la mayor parte de la variabilidad observada en los datos originales. De esta manera, se representa un gran número de elementos mediante un reducido número de factores.

Considerando en geoquímica el término “factor” como “proceso de control” y asumiendo que esta correlación, que se representa como asociaciones de elementos, obedece a fenómenos geológicos con significado geoquímico, como pudiera ser una paragénesis mineral (asociación de minerales en la roca), un proceso mineralizador (paragénesis de la mineralización) o fenómenos de dispersión.

El grado de correlación de los elementos se mide como la varianza que son capaces de explicar respecto a la varianza total (100%). De manera que si en la población estudiada existen elementos fuertemente correlacionados, con un reducido número de factores se podrá explicar un porcentaje muy alto de la varianza total. Si por el contrario las relaciones entre elementos son débiles, será necesario un gran número de factores para explicar la mayor parte de la varianza total de las muestras. A diferencia de lo que ocurre en otras técnicas como el análisis de varianza o el de regresión, en el análisis factorial todas las variables del análisis son independientes.

El análisis estadístico de los resultados geoquímicos del presente trabajo se llevó a cabo a partir de 4 bases de datos correspondientes a diferentes tipos de materiales muestreados (sedimentos de arroyo, suelos, coraza laterítica y saprolito). Para el estudio se aplicaron los coeficientes de correlación de Pearson y el análisis factorial utilizando el programa IBM-SPSS 22.0.00 (Nie et al., 1975). A continuación se describen las diferentes operaciones en las que se basa este método, que consta de tres fases características:

- 1 - el cálculo de una **matriz** capaz de expresar la variabilidad conjunta de todas las variables.
- 2 - la **elección** del número óptimo de **factores**.
- 3 - la **rotación** de la solución para facilitar su interpretación.

4.4.1.1 Normalización de los datos

De forma general, las técnicas estadísticas suelen requerir que los datos se presenten siguiendo una distribución normal. Sin embargo, la naturaleza de los datos geoquímicos muy raramente sigue este tipo de distribución, presentándose generalmente sesgados y,

a menudo, mostrando distribuciones multimodales. Por ello, es aconsejable realizar en primer lugar un estudio de la normalidad y, en caso necesario, realizar las transformaciones de los datos de manera que desaparezcan los sesgos y preserven sus modas.

La normalización previa de los datos es particularmente importante para esta técnica de análisis multivariado, debido a que las variables con valores iniciales mayores tenderán a dominar sobre aquellas con valores más pequeños. En este caso, y como suele ser habitual, el método empleado ha sido la transformación logarítmica de los datos. No obstante, en el cálculo de la matriz de correlación de Pearson los datos son directamente transformados a pesos equivalentes, al ser estandarizados en el curso de los cálculos, lo que evita una influencia indebida de los valores más altos en los resultados.

Para determinar si los datos se aproximaban a una distribución normal o lognormal los datos se representaron como histogramas de frecuencias ([Fig. 4.10](#) y [Anexo VI](#)). Además de los métodos gráficos se aplicaron también algunos test que ofrecen esa información de tipo numérico. Este es el caso del test de Kolgomorov-Smirnov (p-valor). Este test es una prueba de significación y permite contrastar la hipótesis de que las muestras obtenidas proceden de poblaciones normales. Los programas de estadística generan automáticamente un p-valor para un nivel de significación definido. La hipótesis de normalidad se rechazó cuando el p-valor obtenido fue menor que el nivel de significación establecido (0.05). En los casos particulares de aquellos conjuntos de datos cuyo tamaño muestral no alcanzó las 50 muestras se aplicó el estadístico de probabilidad de Shapiro y Wilk.

Figura 4.10.- Ejemplo de histogramas y gráficos cuantil-cuantil representando las concentraciones de níquel de los datos brutos (a la izquierda) y de los datos log-transformados (a la derecha) de las muestras geoquímicas de coraza laterítica. Obsérvese cómo tras la transformación, mediante logaritmo neperiano, los datos brutos adquieren una distribución lognormal. Esta transformación se pone en evidencia por la forma del histograma, de su curva de frecuencia y por la aproximación de los valores a la bisectriz en la recta del gráfico cuantil-cuantil.

4.4.1.2 Cálculo de la matriz de las variables

La matriz de correlación se transformó para calcular los parámetros principales en la extracción de los factores; las comunalidades, los autovalores (*eigen values*) y los autovectores (*eigen vectors*). Algunas transformaciones secuenciales (iteraciones) fueron ejecutadas hasta que se estableció un número significativo de factores dentro de los datos. El grado de asociación entre cada variable y cada factor vino dado por su

“carga” en dicho factor. Estas cargas posteriormente permitieron el reconocimiento de los factores. La comunalidad de una variable es la proporción de su varianza que puede ser explicada por el modelo factorial obtenido. Estudiando las comunalidades de la extracción se pudo valorar cuales de las variables quedaban peor explicadas por el modelo. Para llegar a esta solución factorial, se utilizó un método de extracción denominado “componentes principales”. Dicho método de extracción, asume que es posible explicar el 100% de la varianza observada y, por ello, todas las comunalidades iniciales son iguales a la unidad.

En la tabla de porcentajes de varianza explicada (Tabla 4.1) se ofrece como ejemplo un listado de los autovalores (eigen values) de la matriz de varianzas-covarianzas y del porcentaje de varianza que representa cada uno de ellos. Los autovalores representan la cantidad de varianza total que está explicada por cada factor, y los porcentajes de varianza explicada asociados a cada factor se obtienen dividiendo su correspondiente autovalor por la suma de los autovalores (la cual coincide con el número de variables). Por defecto, se extraen tantos factores como autovalores > 1 haya, por lo que el procedimiento extrae 5 factores que consiguen explicar un 74.29% de la varianza de los datos originales. La tabla muestra también, para cada factor con autovalor > 1 , la suma de las saturaciones al cuadrado.

Total de la Varianza Explicada									
Componentes	Autovalores iniciales			Suma de las varianzas cuadráticas			Suma de las varianzas cuadráticas rotadas		
	Total	% Varianza	Acumulado %	Total	% Varianza	Acumulado %	Total	% Varianza	Acumulado %
1	5.899	32.772	32.772	5.899	32.772	32.772	5.785	32.138	32.138
2	3.175	17.640	50.412	3.175	17.640	50.412	2.854	15.857	47.995
3	1.671	9.283	59.696	1.671	9.283	59.696	1.816	10.089	58.084
4	1.540	8.554	68.250	1.540	8.554	68.250	1.781	9.896	67.980
5	1.089	6.047	74.298	1.089	6.047	74.298	1.137	6.318	74.298
6	.965	5.362	79.660						
7	.915	5.081	84.741						
8	.615	3.414	88.155						
9	.458	2.546	90.701						
10	.349	1.940	92.641						
11	.295	1.641	94.282						
12	.253	1.405	95.687						
13	.192	1.065	96.752						
14	.187	1.037	97.789						
15	.136	.758	98.547						
16	.106	.590	99.137						
17	.090	.500	99.636						
18	.065	.364	100.000						

Método de Extracción: Análisis de Componentes Principales.

Tabla 4.1.- Porcentajes de varianza total explicada para las muestras geoquímicas de saprolito .

4.4.1.3 Elección del número de factores

En el análisis factorial se asume que las correlaciones entre elementos responden a un modelo en el que la varianza de los elementos se distribuye entre un número de “factores comunes”, cada uno con al menos dos elementos significativamente asociados y un número de “factores únicos” con un solo elemento asociado, siendo la varianza residual atribuida al error aleatorio. Debido a la naturaleza regional de muchos de los datos geoquímicos (ausencia de normalidad o log-normalidad, gran sesgo, distribuciones polimodales, etc.) los métodos más simples de análisis factorial con las menores premisas estadísticas suelen dar mejores resultados. Aunque el número de factores al igual que la comunalidad puede ser determinado por medios estadísticos [mediante el procedimiento de Albert ([Albert, 1944](#))] en el presente trabajo la elección del número de factores fue arbitraria, primando la precisión estadística al porcentaje de varianza explicada.

4.4.1.4 Rotación

Para mejorar la interpretación de los resultados se aplicó a los datos una transformación, en cuyos principios estadísticos no entraremos debido a su relativa complejidad conceptual, denominada rotación ([Bryant y Yarnold, 1995](#)). Los componentes del análisis factorial pueden ser rotados siempre y cuando mantengan sus relaciones ortogonales, es decir, sin cambiar el sistema de coordenadas. La intención es que los valores de mayor peso de los elementos tiendan a ± 1 y los valores con menor peso tiendan a 0, con la finalidad de obtener lo que los analistas consideran que aporta al análisis una estructura más simple e interpretable en comparación con los resultados no rotados. Hay una amplia gama de métodos para soluciones ortogonales, aunque la más frecuentemente empleada es método Varimax rotation, que recibe este nombre por maximizar la suma de las varianzas de las correlaciones cuadráticas entre las variables y los factores. En base a ello se aplicó por defecto este método de rotación en la elaboración del análisis factorial.

4.4.2 RESULTADOS DEL ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Con la finalidad de caracterizar geoquímicamente las asociaciones elementales de los diferentes horizontes presentes en el área de estudio fueron tomadas 180 muestras distribuidas de la siguiente manera; sedimentos de corriente (21 muestras), horizonte arcilloso-arenoso (37), coraza laterítica (41), saprolito (81). El horizonte de las arcillas moteadas no ha sido objeto del análisis factorial en función del reducido número de muestras obtenidas (10), al no alcanzar los mínimos exigidos para garantizar la representatividad necesaria en este tipo de estudios.

Las muestras fueron analizadas en los laboratorios Set Point Laboratories de Johannesburgo (Sudáfrica). Para Au se utilizó la técnica de Ensayo al Fuego por fusión-copelación. Para otros elementos de interés metalogenético (Al, As, Ba, Bi, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Sn, Sr, Ta, Ti, V, Zn, Zr) se utilizó la Espectroscopia de Emisión ICP-OES. Aquellos elementos analizados con concentraciones por debajo del límite de detección analítica fueron retirados del conjunto de datos (Ag, Cd, P, Se, Sb).

Una vez obtenidos los resultados analíticos, se procedió a su estudio estadístico, consistente primeramente en un análisis univariante mediante la obtención de las medidas de tendencia central, parámetros de dispersión y de distribución y posteriormente un análisis multivariante de componentes principales. Los resultados obtenidos se muestran en las tablas del **Anexo IV**.

Como ya se ha comentado previamente, los análisis geoquímicos de muestras naturales, debido a su heterogeneidad, no tienden a seguir una distribución normal ya que los valores de cada elemento dependen de multitud de condiciones, las cuales no suelen ser constantes en el tiempo. Los resultados del análisis univariante, así como la representación mediante histogramas de las distintas variables (**Anexo VI**), dan muestra de la falta de normalidad de los datos estudiados.

Al analizar las medidas de centralización, se observa lo esperado para este tipo de distribuciones, es decir que la media, la mediana y la moda no coinciden. Por otra parte,

en la mayor parte de las variables medidas, no hay valores de moda, lo cual implica que los valores son muy heterogéneos.

Las medidas de dispersión aportan información importante sobre la distribución de los datos. El rango de valores en torno a los que se encuentran las variables es bastante amplio en algunos casos como en Ba, Co, Cr, Cu y Au. En cuanto a la dispersión de los datos estimada mediante la desviación típica, se observa que es bastante alta en general, lo que indicaría una gran variabilidad de los valores respecto a la media. Además, es significativamente elevada en la mayoría de los elementos, especialmente en Ti, K, Fe, Mg y Al, llegando en algunos casos a ser superior al valor promedio.

Por otra parte, son de nuevo algunos de los elementos como el Ba, Au, Co, As y Mg, los que presentan mayores coeficientes de asimetría en todos los horizontes, siendo generalmente superiores a 1. Si analizamos la información obtenida del análisis univariante junto con los histogramas de cada variable, se confirma que los elementos estudiados no siguen una distribución gaussiana. En las tablas de distribución de frecuencias se puede observar cómo hay valores extremos agrupados en el último intervalo de clases. Además, gráficamente, se puede apreciar con facilidad que gran parte de los elementos tienen distribuciones bimodales, como por ejemplo Fe, Al, Ti, As, V, Ta, etc.

4.4.2.1 Análisis factorial de los datos geoquímicos

El análisis factorial identifica grupos de elementos que se comportan de manera similar en un ambiente geoquímico determinado y pueden servir como indicadores de la mineralización (Garret y Nichol, 1969; Chork y Govett, 1985; Chork y Salminen, 1993). El análisis factorial es muy sensible a los datos distribuidos de manera no normal (Pison et al., 1999; Reimann et al., 2002). Por ese motivo, un exhaustivo análisis univariado de los datos fue llevado a cabo previamente a la aplicación de este método. En aquellas variables que no seguían una distribución gaussiana fueron ejecutados protocolos de normalización para aproximar los datos a una distribución normal. En el presente trabajo se aplicó el análisis factorial con el método de rotación ortogonal varimax (Cattell, 1978), que minimiza el número de factores necesarios para explicar

cada variable y simplifica la interpretación de las variables observadas optimizando la interpretación por filas.

La fuerte alteración meteórica sin duda ha modificado sustancialmente la signatura geoquímica de estos materiales, enmascarando parcialmente tanto las asociaciones elementales parentales de la roca madre como de las posibles paragénesis de las mineralizaciones primarias. Es por ello que gran parte de las correlaciones analizadas no poseen un significado geoquímico unívoco y algunos elementos presentan un comportamiento irregular, sin adaptarse a ninguna tendencia clara.

No obstante, el análisis factorial de los sedimentos de corriente reveló un control significativo de la litología presente mediante una buena correlación entre Cr-Ni-Fe-Zn-Cu-V-Au-Mn-Co (Tabla 4.2), indicando la proximidad de formaciones básicas y ultrabásicas dentro del área de estudio, confirmando la relación espacial/genética entre el oro y los cinturones de rocas verdes. Esta asociación elemental constituida por el Fe y gran número de metales de transición, típica de materiales provenientes de rocas básicas y ultrabásicas, está presente, con algunas variaciones, en todos los horizontes muestreados.

Componentes	Asociaciones elementales	Autovalores (%)
R-1	Cr-Ni-Fe-Zn-Cu-V-Au-Mn-Co	44.35
R-2	[K-Ba-Sr]-Zr	22.70
R-3	Al-Ti-Pb	9.29
R-4	Mo	6.74

Tabla 4.2.- Resultado del análisis factorial para los sedimentos de corriente. Los elementos entre corchetes representan las correlaciones más fuertes.

Las asociaciones de elementos observada en la coraza laterítica (Tabla 4.3) parece poner de manifiesto la superposición de diversos procesos tales como la concentración residual de elementos relativamente inmóviles (Ti, Zr, Ta) y los procesos de ferruginización dominados por precipitación de Fe y por la capacidad de adsorción de la goethita de algunos metales de transición (V, Cr, Zn, Pb, As, Mn, Co y Ni).

Componentes	Asociación elemental	Autovalores (%)
R-1	[Fe-Zr-V-Pb-Ta-Ti-Cr-Zn]-As	46.19
R-2	[Mn-Co-Ni]-Ba	63.65
R-3	Sr-K	72.95
R-4	Au	79.03

Tabla 4.3.- Resultado del análisis factorial para el horizonte de la coraza laterítica.

La acumulación relativa de fases minerales estables (rutilo, ilmenita, circón, etc.) se da de manera clara en el horizonte edáfico de arcillas superficiales (Tabla 4.4) y ha sido observada mediante el estudio de minerales pesados obtenidos por batea y a través de las asociaciones geoquímicas (Ti, Zr, Nb, Ta). La cercanía de rocas de naturaleza granítica parece haber podido contribuir al incremento de estos elementos, cuya asociación es muy característica de las rocas ígneas alcalinas (Rose et al., 1979).

Componentes	Asociación elemental	Autovalores (%)
R-1	[Co-V-Zn-Fe-Mn-Ni]-K-Cr	33.08
R-2	[Zr]-Nb-Mo-Ti-Ta	14.81
R-3	Sr-Ba-Ca	10.09
R-4	[Bi]-Nb-P	6.89
R-5	Cu-Au	5.77
R-6	Pb	4.53
R-7	Sn	4.17

Tabla 4.4.- Resultado del análisis factorial para la parte superior del horizonte arcillo-arenoso (suelo).

En el caso del Au, las concentraciones observadas en los materiales meteorizados de la zona de estudio son erráticas y alcanzan un máximo de 1.5 ppm Au, aunque esporádicamente se han registrado ocurrencias excediendo los 9.0 ppm Au en algunos horizontes puntuales del saprolito. La matriz de correlación de Pearson mostró que el oro presenta correlaciones bajas, e incluso negativas, con todos los elementos y aparece como un factor único en la coraza laterítica y el saprolito (Tablas 4.5 y 4.6).

Componentes	Asociación elemental	Autovalores (%)
R-1	[Fe-V-Pb-Cu-Ti-Ta]-Zn-Cr-Zr	32.77
R-2	Ba-Mn-Co	50.41
R-3	Ni	59.69
R-4	Mg-Zr	68.25
R-5	Au	74.23

Tabla 4.5.- Resultado del análisis factorial para el saprolito.

En ambos horizontes este factor cuenta por el 6% de la varianza total explicada. En el caso de los suelos la única correlación significativa del oro es con el Cu (Tabla 4.6). Considerando que el oro define un factor elemental único, sin claras evidencias con otros sulfuros, se puede asumir que la mineralización presente en el área es como oro libre relacionada con venas de cuarzo, como ocurre típicamente en los depósitos de Au orogénico. No obstante, la fuerte alteración meteórica sin duda ha debido de afectar y modificar sustancialmente la signatura geoquímica de estos materiales, seguramente enmascarando algunas de sus paragénesis primarias.

	Sedimentos de corriente	Horizonte arcillo-arenoso	Coraza Laterítica	Saprolito
	Au	Au	Au	Au
Au	1,00	1,00	1,00	1,00
Al	0,11	-0,16	-0,24	-0,12
As	0,35	-0,09	0,15	-0,04
Ba	0,03	-0,12	0,09	-0,14
Co	0,50	0,03	0,21	-0,01
Cr	0,66	0,39	0,04	-0,03
Cu	0,51	0,65	0,43	0,01
Fe	0,58	0,39	0,29	0,03
K	0,12	-0,09	-0,10	-0,06
Mg	0,40	-0,24	-0,20	-0,08
Mn	0,17	0,29	0,16	-0,10
Ni	0,66	0,140	0,201	-0,05
Pb	0,36	0,195	0,251	0,04
Ta	-0,27	0,349	0,181	0,08
Ti	-0,08	0,269	0,259	0,17
V	0,43	0,244	0,309	0,14
Zn	0,62	0,090	0,371	-0,14
Zr	-0,34	0,377	0,079	-0,01

□

Tabla 4.6.- Matrices de correlación entre el oro y el resto de elementos de los materiales analizados; sedimentos de corriente, suelos, coraza laterítica y saprolito. En negrita las correlaciones más significativas.

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS MORFOLÓGICO Y COMPOSICIONAL DE LOS GRANOS DE ORO EN EL PERFIL LATERÍTICO

5.1 INTRODUCCIÓN

Este estudio describe la evolución morfológica y composicional de los granos de oro en un perfil de meteorización laterítica, correspondiente a zonas identificadas durante la fase de prospección, cuyos suelos mostraron concentraciones geoquímicas de oro anómalas. Los materiales fueron muestreados en los siguientes horizontes: suelo, gravas lateríticas, coraza laterítica, arcillas moteadas, saprolito y depósitos aluviales provenientes de la disgregación de los horizontes anteriores. La cuantificación y caracterización morfológica y composicional de los granos de oro se llevó a cabo mediante la técnica del Análisis Óptica de Imagen Digital (AOI) y del análisis micro-composicional por medio de microscopio electrónico de barrido. Estos trabajos han sido realizados con el objetivo de mostrar evidencias de los efectos de la meteorización en los granos de oro y determinar su origen residual o secundario, el alcance del transporte tras su liberación del regolito, así como ofrecer indicios sobre la tipología de las mineralizaciones primarias.

La morfología y composición de los granos de oro de los sedimentos de corriente, los suelos y el saprolito se han utilizado ampliamente como herramienta para los programas de exploración de oro (Hallbauer y Utter, 1977; Averill y Zimmerman, 1986; Grant *et al.*, 1991; Styles, 1995). Según Loen (1994), el oro en los depósitos de tipo placer se presenta como granos de tamaño grueso, ovalados a alargados, caracterizados por protuberancias redondeadas e inclusiones de minerales como el cuarzo y sulfuros. El oro nativo es un mineral muy maleable y en un entorno natural supergénico los granos se deforman notablemente durante el transporte. Estas transformaciones morfológicas dependen principalmente de la distancia y del entorno de transporte (Hérail, 1984; DiLabio, 1991), por lo que pueden utilizarse como un excelente indicador de distancia al área fuente (Antweiller y Campbell, 1977; Grant *et al.*, 1991; Zhihui & Fletcher, 1991; Townley *et al.*, 2003). El oro como otros minerales resistentes, tales como el circón o la turmalina, han sido utilizados como indicadores de la génesis y evolución de las lateritas (Ouanguwa y Yongue, 2001). La morfología de los granos de oro rara vez ha demostrado ser diagnóstica de la génesis, pero puede proporcionar información útil

para distinguir entre su origen primario o secundario (Freyssinet *et al.*, 2005; Lawrance y Griffin, 1994; Hough *et al.*, 2009; Larizzati *et al.*, 2008). Según Grant *et al.* (1991), la morfología del grano de oro es un indicador menos confiable que su composición para determinar la contribución de fuentes únicas o múltiples. Sin embargo, la morfología es una herramienta eficaz para identificar la proximidad a la fuente primaria.

La variación en la composición de los granos refleja las diferencias en el entorno geológico y la química de los procesos de formación de minerales, así como el efecto de los procesos supergénicos de disolución y re-precipitación. La caracterización composicional y mineralógica de los granos de oro permite establecer firmas químicas que pueden proporcionar información sobre la mineralización primaria (Grant *et al.*, 1991; Chapman *et al.*, 2000), así como ayudar al reconocimiento de diferentes poblaciones en el conjunto de granos aluviales (Hirdes, 1984; Leake *et al.*, 1995; Leake *et al.*, 1998). Los granos de oro presentan un amplio rango composicional, especialmente con respecto al contenido de plata. La pureza del oro, utilizando los contenidos de Au y Ag en peso (%), se ha utilizado comúnmente para determinar el enriquecimiento secundario de oro en ambientes lateríticos (Webster y Mann, 1984; Santosh *et al.*, 1992; de Oliveira y de Oliveira, 2000; Nakagama *et al.*, 2005; Butt y Hough, 2006). El análisis de microsonda electrónica (EMPA, por sus siglas en inglés) es una de las técnicas disponibles más poderosas para el análisis de composición *in situ* no destructivo, de resolución micrométrica, alta precisión y medición continua, siendo ampliamente utilizado en el análisis de minerales desde su conceptualización por Castaing (1951).

La identificación y cuantificación automatizadas (tamaño y forma) de las fases minerales representan una contribución importante en los estudios petrográficos y en la caracterización de los granos de oro. La evaluación cuantitativa de la petrografía de minerales es una parte esencial de los trabajos geocientíficos, ya que proporciona una clave para la adecuada interpretación de los eventos mineralizadores (Higgings, 2006). El análisis de imágenes es una técnica que permite la extracción de información significativa de las imágenes, principalmente a partir de imágenes tratadas digitalmente. En mineralogía, el análisis de imágenes digitales se aplica en la identificación y caracterización mineralógica automatizada de muestras de minerales en imágenes generalmente adquiridas mediante microscopio óptico. El AOI representa un importante

avance sobre las técnicas tradicionales para automatizar la caracterización de minerales (Berrezueta y Castroviejo, 2007; Castroviejo *et al.*, 2002; Ehrlich *et al.*, 1984; Grove y Jerram, 2011; Pirard *et al.*, 1999; Russ, 1992). Además, esta técnica es una herramienta precisa, accesible y económica para obtener información completa sobre las fracciones finas del mineral. En el caso de aplicaciones orientadas a la identificación y cuantificación de minerales metálicos, el uso de imágenes en color se ha demostrado adecuado en una amplia variedad de estudios (Pirard, 2004; Jardine *et al.*, 2018; Berrezueta *et al.*, 2016; Lane *et al.*, 2008).

En el presente trabajo, los principales objetivos fueron:

- i) La definición de una metodología efectiva y reproducible que permitiera obtener información cualitativa sobre el tamaño de grano y los parámetros de forma; y una descripción geométrica y cuantitativa del grano (área, diámetro, redondez, relación de aspecto) de las muestras estudiadas mediante microscopio binocular de AOI.
- ii) La descripción de la morfología de los granos de oro en un perfil de meteorización laterítica, así como a partir de los sedimentos aluviales provenientes la disgregación de los horizontes de alteración anteriores.
- iii) La caracterización química de la composición interna de los granos de oro, por medio de la relación Au/Ag, los contenidos en otros metales (Cu, Bi, etc.) y sus inclusiones minerales.
- iv) La determinación de la relación entre los estudios morfológicos y químicos para mejorar la caracterización detallada de las partículas de oro de los depósitos lateríticos del cinturón de rocas verdes de Minvoul.

5.2. CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA DE LOS GRANOS DE ORO POR HORIZONTES

5.2.1. CUANTIFICACIÓN DE LOS GRANOS DE ORO MEDIANTE ANÁLISIS ÓPTICO DE IMAGEN (AOI)

La caracterización morfológica de los granos permitió la obtención de información cualitativa sobre el tamaño de grano y los parámetros de forma (área, diámetro, redondez, relación de aspecto). Las muestras fueron estudiadas al microscopio binocular mediante el Análisis Óptico de Imagen, estableciendo un protocolo óptico de imagen automatizada que permitió la caracterización del grano. Los detalles técnicos de los métodos utilizados se encuentran explicados en el capítulo II de Materiales y Métodos.

Los trabajos de caracterización morfológica se realizaron en el marco de una colaboración entre el presente autor y los investigadores del Instituto Geológico y Minero de España, de la Unidad de Oviedo, Edgar Berrezueta Alvarado y Berta Ordoñez Casado, cuyos resultados fueron publicados como artículo científico en la revista *Geological Magazine*, con título: “*Optical Image and Microchemical Analysis of Gold Grains from a weathered profile of Minvoul greenstone belt, northern Gabon.*”

El número total de imágenes analizadas fue de 550 y el número total de granos de oro fue de 7 233 (**Tabla 5.1**). Distinguiendo por tipo de muestra son: suelo (2 imágenes y 8 granos de oro), gravas pisolíticas (22 imágenes y 167 granos de oro), coraza laterítica (37 imágenes y 454 granos de oro), arcillas moteadas (42 imágenes y 440 granos de oro), saprolito (10 imágenes y 53 granos de oro) y depósitos aluviales (437 imágenes y 6 111 granos de oro). El proceso AOI se utilizó para medir parámetros como el tamaño y la forma de granos de oro previamente segmentados, mediante el uso del programa ImageJ.

Una vez que las imágenes binarias de los granos de oro fueron obtenidas de una manera individualizada, se procedió a su medición mediante los parámetros morfométricos que cuantifican el tamaño, la forma, la orientación y las relaciones espaciales de los objetos. Estos “descriptores de forma” fueron calculados con ayuda de programa Image-J-Fiji (Image J user guide v_1.43-2010). Para cada uno de los grupos evaluados, se midieron 5

parámetros principales de tamaño (Área, Feret, Feret Mínimo, Diámetro de Folk y Diámetro Phi). Los principales valores estadísticos (media, valor máximo y valor mínimo) medidos a partir de los parámetros de tamaño se presentan en las [Tablas 5.3 y 5.4](#)). Asimismo, se usó una fórmula estadística basada en los percentiles phi ([Folk y Ward, 1957](#)) para calcular la clasificación de los parámetros de tamaño de grano ([Tabla 5.7](#)).

Horizonte	Código de la muestra	Nº de imágenes x55A	Nºgranos aprox ca. x10/imag	Nº granos ADI
Suelo	1suelo	2	8	8
Gravas lat.	3G	22	ca.200	(223) 167
Coraza laterítica	2 Lat	37	ca.370	(464) 454
	3 Lat	4		
	1A (matriz)	16		
	2A (matriz)	15		
	3A (matriz)	8		
	4B (matriz)	10		
	<i>Sub-total</i>	90		
Arcillas moteadas	4A (ARC)	35	ca.350	(368) 358
	4B (ARC)	7	ca.70	(83) 82
	<i>Sub-total</i>	42		440
Saprolito	TM-P-18	10		53
Aluviales	5A	65	ca.650	(1052) 1 037
	Mbwoma	10	11	10
	Ndaboro	8	8	8
	5B	126	ca.1300	(2384) 2 378
	5C	219	ca.2200	(2734) 2 634
	P-9	9		44
	<i>Sub-total</i>	437		6 111

Tabla 5.1.- Datos sobre los granos de oro procesados mediante análisis petrográfico y análisis digital de imagen (ADI) en función de su procedencia.

Antes de pasar a la evaluación de los resultados obtenidos en estos parámetros de tamaño y forma se va a proceder a enumerarlos y definirlos, así como expresar las fórmulas mediante las que se calculan (**Tabla 5.2**).

Descriptores de tamaño

- **Área.** Área del objeto en píxeles cuadrados o en las unidades de calibración de la imagen (mm^2 , μm^2 , etc.).
- **Perímetro (Perím).** Longitud del perímetro del objeto en píxeles o en las unidades de calibración de la imagen (mm, μm , etc.).
- **Diámetro de Feret (Feret).** La máxima distancia entre dos tangentes paralelas al borde del objeto, o lo que es lo mismo, el diámetro máximo del objeto. Cuantificando este parámetro se calcula también el diámetro mínimo (**MinFeret**) y el ángulo del diámetro máximo (**Ángulo de Feret**).

Descriptores de forma

- **Factor de Forma Circular (Circ.):** En inglés *circularity*. Se define igual a un valor de 1.0 que indica un círculo perfecto. Cuanto más se aproxima a 0.0 indica una forma más alargada. Este parámetro no se aplica en partículas de muy pequeño tamaño ya que, en estos casos, el *Circ.* puede exceder el valor 1.0 (debido a la definición de perímetro y área en una malla cuadrangular).
- **Relación de Aspecto (AR):** *Aspect ratio*, en inglés. Mide la elongación de la elipse que se ajusta al objeto.
- **Redondez (Round):** *Roundness*, inglés. Corresponde al inverso del parámetro AR.
- **Solidez:** *Solidity*, en inglés. Como se indica en la **Tabla 4.2** se define como la relación entre el Área total y el Área convexa, o área definida por la convexidad producida por las irregularidades del contorno de la partícula.
- **dFolk:** El diámetro de Folk es una medida de la relación entre las tres dimensiones de una partícula basada en relaciones entre las proporciones del eje largo, medio y corto de la partícula, o del elipsoide más pequeño que circunscribe. El diámetro de Folk distingue entre partículas de la misma esfericidad numérica pero de diferentes proporciones axiales.

PARÁMETRO	FÓRMULA
Factor de Circularidad (Circ.)	Circ. = $4\text{Perímetro} \times (\text{Área}) / (\text{Perímetro})^2$
Relación de Aspecto (AR)	AR = (Eje mayor / Eje menor)
Redondez (Round.)	Round. = $4 \times (\text{Área}) / (\text{Eje mayor})^2$
Solidez (Solidity)	Solidity = $\text{Área} / \text{Área convexa}$
Diámetro de Feret (dFeret)	dFeret = $(\text{Feret} \times \text{minFeret})^{0.5} = (D_{\text{largo}} \times D_{\text{intermedio}})^{0.5}$
Diámetro de Folk (dFolk)	dFolk = $(\text{Área} \times 4 / \text{Perímetro})^{0.5}$

Tabla 5.2.- Fórmulas de los descriptores de forma

Tabla 5.3 (página siguiente).- Datos estadísticos de los parámetros morfológicos expresados en píxeles.

		Área (pix ²)	Perím. (pix)	Circ = Ro	Feret (pix)	Feret Áng. (°)	Min Feret (pix)	AR	Redondez	Solidez	Área/Per. (pix)	d	Per. /Área (pix ⁻¹)	dFolk
Suelo	Media	9489	443.65	0.600	154.09	98.19	91.43	1.76	0.6	0.86	19.23	118.34	0.057	103,318
	Mín.	3388	235.14	0.390	86.59	68.96	48.58	1.29	0.37	0.72	12.18	64.86	0.035	65.679
	Máx.	21695	762.77	0.820	259.7	127.68	152.99	2.72	0.77	0.96	28.44	191.92	0.082	166,201
	Σ	75911												
	n	8												
Gravas lat.	Media	5252	300.47	0.660	103.88	89.5	66.51	1.6	0.67	0.89	15.33	82.57	0.086	76.168
	Mín.	18	14.49	0.360	6.4	3.9	4	1.03	0.18	0.74	1.24	5.06	0.025	4,787
	Máx.	35848	880.69	1	354.87	173.66	151.09	5.48	0.97	0.98	40.7	231.55	0.805	213.642
	Σ	877139												
	n	167												
Coraza lat.	Media	3923.32	247.2	0.640	86.01	86.01	51.66	1.81	0.6	0.87	11.42	66.19	0.115	59.503
	Mín.	34	20.73	0.240	8.06	3.47	6	1.01	0.21	0.59	1.64	6.95	0.020	6,58
	Máx.	73631	1461.43	0.990	405.6	175.24	272.4	4.72	0.99	0.97	50.38	332.39	0.61	306.186
	Σ	1781189												
	n	454												
Arcillas mot.	Media	1994.25	157.7	0.729	55.7	91.01	34.97	1.66	0.64	0.9	8.38	43.87	0.157	40,736
	Mín.	12	11.66	0.290	5	4.35	3	1	0.22	0.68	1.03	3.87	0.017	3.909
	Máx.	70361	1420.56	1	423.55	176.92	254.24	4.65	1	1	58.25	316.67	0.972	299,31
	Σ	877470												
	n	440												
Saprolito	Media	929.76	118.68	0.710	42.07	92.74	27.34	1.63	0.65	0.89	6.41	33.77	0.192	30,976
	Mín.	17	14.49	0.420	6.4	7.91	4	1.13	0.36	0.75	1.17	5.06	0.049	4.652
	Máx.	8145	396.09	1	126.24	171.25	97.32	2.81	0.88	0.95	20.56	110.84	0.852	101,836
	Σ	50207												
	n	54												
Aluvial	Media	3094.49	194.06	0.725	68.96	90.41	43.11	1.678	0.640	0.908	10.454	54.178	0.129	50.531
	Mín.	9	9.66	0.190	4.24	2.56	3	1	0.140	0.570	0.932	3.567	0.009	3.385
	Máx.	378187	3551.06		958.21	177.83	697.47	7.140	1.000	1.000	106.5	817.510	1.073	693.918
	Σ	18910428												
	n	6111												

		Área (μm^2)	Feret (μm)	MinFeret (μm)	dFolk=D _{equi} (μm)	Φ
Suelo	Media	308294	878.334	521.137	589	0.854
	Mín.	110076	493.563	276.906	374.37	0.078
	Máx.	704871	1480.29	872.043	947	1.417
	Σ	2466348	7.026.675	4.169.094	4.711.299	6.828
	n	8				
Gravas lat.	Media	170648	592.121	379.106	434.16	1.339
	Moda	233051	364.287	22.8	544.728	0.891
	Mín.	585	36.48	22.8	27	-0.284
	Máx.	1164702	2.022.759	861.213	1217.76	5.196
	Σ	28498246	98.884.227	63.310.641	72.504.789	223.682
	n	167				
Coraza lat.	Media	127469	490.265	294.441	339.17	1.797
	Moda	26674	262.292	142.5	184.29	3.208
	Mín.	1105	45.942	34.2	38	-0.803
	Máx.	2392271	2311.92	1552.68	1.745.258	4.737
	Σ	57870831	222.580.098	13.367.172	153983.1	815.659
	n	454				
Arcillas mot.	Media	64793	317.468	199.305	232	2.353
	Moda	9390	242.478	91.2	109	3.190
	Mín.	390	28.5	17.1	22.28	-0.771
	Máx.	2286029	2.414.235	1.449.168	1,706	5.488
	Σ	28509000	139.685.523	87.694.044	102.166.539	1.035.384
	n	440				
Saprolito	Media	31060	244.662	159.193	180	2.600
	Moda	21963		64.467	167	2.744
	Mín.	2762	71.421	50.502	59.298	0.785
	Máx.	264631	719.568	554.724	580	4.076
	Σ	1646171	12.967.101	8.437.254	9560.91	137.793
	n	53				
Aluvial	Media	100540	393.055	245.72	288.029	2.045
	Moda	15303	182.514	114	139.585	2.481
	Mín.	292	24.168	17.1	19.295	-1.900
	Máx.	122872956	5.461.797	3.975.579	3.955.330	5.696
	Σ	614399805	2.401.958.739	1.501.595.061	1.760.143.359	12.494.080
	n	6111				

Tabla 5.4.- Datos estadísticos de los principales parámetros de tamaño y forma: Área, Feret, Mín. Feret, Diámetro de Folk y Diámetro Phi, expresados en micras.

Horizonte	N	Área (μm^2)	Feret (μm)	Min Feret (μm)	dFolk (μm)	Phi (Φ)	Grano-selección
Suelo	8	308294 (110076 – 704871)	878.33 (494 – 1480)	521.14 (277 – 872)	589.00 (374 – 947)	0.85 (0.08 – 1.42)	0.478
Gravas pisolíticas	167	170648 (585 – 1164702)	592.12 (36 – 2023)	379.11 (23 – 861)	434.16 (27 – 1217)	1.34 (-0.28 – 5.20)	0.485
Coraza laterítica	454	127469 (1105 – 2392271)	490.27 (46 – 2312)	294.44 (34 – 1553)	339.17 (38 – 1745)	1.80 (-0.80 – 4.74)	0.812
Arcillas moteadas	440	64793 (390 – 2286029)	317.47 (29 – 2414)	199.305 (17 – 1449)	232.00 (22 – 1706)	2.35 (-0.77 – 5.49)	0.779
Saprolito	53	31060 (2762 – 264631)	244.66 (71 – 720)	159.19 (51 – 555)	180.00 (59 – 580)	2.60 (0.79 – 4.08)	0.569
Aluvial	6111	100540 (292 – 122872956)	393.06 (25 – 5462)	245.72 (17 – 3976)	288.03 (19 – 3955)	2.05 (-1.90 – 5.70)	0.788

Tabla 5.5. Datos estadísticos de los principales parámetros de tamaño y forma del grano: Área, Feret, Feret Mínimo, Diámetro de Folk, Diámetro de Phi y Grano-selección (*sorting*). Se dan valores de promedios y el rango de valores entre paréntesis. (Fórmulas explicadas en la [Tabla 4.2](#)).

5.2.2. DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA DE LOS GRANOS DE ORO

En términos de abundancia, la mayor frecuencia de granos corresponde a los depósitos aluviales (84.49% del total). En cuanto a la contribución en área acumulada, los granos de oro aluvial también fueron los más abundantes (83.78%). Los granos del suelo representan la menor abundancia en términos de frecuencia (0.11%). Sin embargo, en términos de tamaño, las medidas más pequeñas corresponden a las muestras de saprolito que representan solo el 0.22% del área total medida en comparación con el 0.34% de los granos del suelo.

Los datos presentados (**Tabla 5.4**) de las medidas absolutas de parámetros como Área, Feret, Min Feret, Diámetro de Folk y Diámetro de Phi mostraron diferencias notables entre las poblaciones evaluadas. Los granos de oro del horizonte del suelo exhibieron el valor más alto en el área promedio (aproximadamente $308000 \mu\text{m}^2$) mientras que los granos de oro del saprolito mostraron el valor más bajo (aproximadamente $31000 \mu\text{m}^2$). Eso representa una proporción de 1/10 entre estos dos horizontes. En función del valor del área promedio de los granos de oro el orden, de mayor a menor, fue el siguiente: suelo, gravas pisolíticas, coraza laterítica, arcilla aluvial, arcilla moteada y saprolito. Se observó el mismo patrón para los parámetros promedio de Feret, Mín. Feret, dFolk y diámetro Phi (en el caso del diámetro Phi, este patrón se representa inversamente en términos de su valor promedio).

De igual manera, cuatro parámetros de forma fueron analizados (relación de aspecto, redondez, solidez y la relación Perímetro / Área) para los diferentes horizontes muestreados. Los principales valores estadísticos (media, valor máximo y valor mínimo) medidos a partir de los parámetros de tamaño se presentan en la **Tabla 5.4**. Respecto al parámetro de apariencia (relación de aspecto), el valor promedio en granos de oro tiene su valor máximo (1.81) en granos muestreados en el horizonte de la coraza laterítica y su valor mínimo (1.6) en el oro encontrado en las gravas pisolíticas.

Figura 5.1.- Sup.) Porcentaje (%) de número de granos y porcentaje (%) de área de granos según los horizontes de procedencia de las partículas de oro; Inf.) Valores promedio de área, Feret, Mín. Feret, diámetro de Folk y Phi, según los horizontes de procedencia de las partículas de oro.

En el caso de la redondez hay una ligera variación entre los horizontes, los valores máximos de 0.67 corresponden a los granos de las gravas pisolíticas y el mínimo de 0.6 se definió en los granos del suelo y de los depósitos aluviales. En el caso del parámetro de solidez la variación es muy ligera, oscilando de 0.86 a 0.91.

Horizonte	N	Relación de Aspecto	Redondez	Solidez	Perímetro/Área
Suelo	8	1.76 (1.29 – 2.72)	0.60 (0.37 – 0.77)	0.86 (0.72 – 0.96)	0.057 (0.035 – 0.082)
Gravas pisolíticas	167	1.60 (1.03 – 5.48)	0.67 (0.18 – 0.97)	0.89 (0.74 – 0.98)	0.086 (0.025 – 0.805)
Coraza laterítica	454	1.81 (1.01 – 4.72)	0.60 (0.21 – 0.99)	0.87 (0.59 – 0.97)	0.115 (0.020 – 0.61)
Arcillas moteadas	440	1.66 (1.00 – 4.65)	0.64 (0.22 – 1.00)	0.90 (0.68 – 1.00)	0.157 (0.017 – 0.972)
Saprolito	53	1.63 (1.13 – 2.91)	0.65 (0.36 – 0.88)	0.89 (0.75 – 0.95)	0.192 (0.049 – 0.852)
Aluvial	6111	1.68 (1.00 – 7.14)	0.64 (0.14 – 1.00)	0.91 (0.57 – 1.00)	0.129 (0.009 – 1.073)

Tabla 5.6. Parámetros de morfología: relación de aspecto (AR), redondez, solidez y perímetro / área (en μm^{-1}). Se dan valores de promedios y, entre paréntesis, el rango de valores. La clasificación se calculó siguiendo los protocolos de [Folk y Ward \(1957\)](#). (Las fórmulas están desarrolladas en la [Tabla 5.2](#)).

Del análisis de los resultados se observa que no hay una distribución bien definida entre los diferentes horizontes de alteración en términos de Relación de Aspecto, Redondez y Solidez, apreciándose únicamente pequeñas variaciones en dichos parámetros. No obstante, los valores de Relación de Aspecto muestran rangos más amplios. Los rangos máximos corresponden a los granos aluviales, sin embargo, parece existir una tendencia en la distribución de los horizontes: con rangos más amplios en las gravas y más pequeños en los granos de saprolito. De igual manera, se puso de manifiesto que la relación Perímetro / Área es el mejor parámetro para mostrar las diferencias entre los horizontes de alteración. Los valores promedio de este parámetro son más bajos en los horizontes superficiales (valor más bajo para el suelo, con un promedio de $0.057\mu\text{m}^{-1}$) y

más altos en los más profundos (valores más altos para las muestras de saprolito, con un promedio de $0.192\mu\text{m}^{-1}$). Considerando el conjunto de parámetros morfológicos evaluados, los granos aluviales presentan las mayores variaciones.

El estudio AOI permitió desarrollar curvas de distribución de los parámetros evaluados ([Fig. 5.3](#) y [Fig. 5.4](#)). Las curvas revelaron diferencias en la distribución de los datos en función de su origen. En general, las muestras aluviales, arcillas moteadas, coraza laterítica y gravas presentaron una distribución lognormal para los parámetros evaluados (Área, Mín. Feret). El escaso número de muestras de saprolito y suelo no permitieron establecer ningún resultado particular con respecto a sus curvas de distribución.

La representación, en una sola curva, de los datos relativos a la frecuencia acumulada del área en función de los rangos de tamaño en escala logarítmica, para los diferentes horizontes estudiados ([Fig. 5.2](#)), permitió visualizar las diferencias de distribución por horizontes. Se realizó la misma representación para el Mín. Feret ([Fig. 5.2](#)) obteniendo resultados similares. Para ambos parámetros se comprobó una distribución característica a lo largo del perfil de alteración, con valores más bajos para el saprolito y más altos para los granos del suelo. La frecuencia acumulada de granos mediante el diámetro Phi ([Fig. 5.3](#)) mostró curvas que evidencian una distribución opuesta: valores más bajos para el horizonte del suelo y más altos para el saprolito (como cabe esperar de este parámetro que se correlaciona con los anteriores de manera opuesta).

Los valores más altos de granoselección corresponden a los granos de la coraza laterítica, seguidos de los granos aluviales y las arcillas moteadas, que representan poblaciones moderadamente seleccionadas (según la terminología de [Folk y Ward, 1957](#)). Por otro lado, los valores más bajos correspondientes a la granoselección, corresponden al horizonte del suelo seguido de las gravas pisolíticas, que representan poblaciones bien granoseleccionadas. Finalmente, los granos de saprolito muestran una clasificación intermedia y representan una población moderadamente granoseleccionada

Figura 5.2. Izda.) Diagramas de frecuencia del número de granos de oro vs. clases de área de los granos (μm^2) (barras azules). En rojo, curva de frecuencias acumuladas de los granos de oro (%) vs. área de los granos (μm^2) (símbolos rojos). Dcha.) Diagramas de frecuencia acumulada vs. clases de Mín. Feret de grano (μm) (barras azules). Frecuencia acumulada de los granos de oro vs. clases de Mín. Feret de grano (μm) (símbolos rojos).

Figura 5.3. (a) Curvas de acumulación al 100% de la frecuencia del número de granos de oro (%) vs. clases de área de los granos (μm^2) (escala logarítmica). (b) Curva acumulada de los valores Mín. Feret de los granos de oro (%) vs. clases de Mín. Feret de los granos (μm) (escala logarítmica). (c) Curva acumulada del número de granos de oro (%) vs. valores de Phi. (Se han utilizado símbolos de colores diferentes para cada horizonte de muestra).

Figura 5.4.- Curva acumulada del diámetro de Folk de los granos de oro (%) vs. clases de Folk (μm).

	5%	16%	25%	50%	75%	84%	95%
Suelo	0.1390	0.1243	0.2633	10.655	12.385	12.890	13.701
Gravas pis.	0.4349	0.7671	0.9367	12.786	16.286	17.625	19.914
Coraza lat.	0.2868	10.514	12.896	18.245	23.508	26.185	30.622
Arcillas mot.	10.406	15.681	18.134	23.793	28.998	31.196	36.241
Saprolito	16.261	20.547	22.244	25.893	29.040	30.600	37.210
Aluviales	0.7076	12.647	15.173	20.539	25.909	28.197	33.423

Tabla 5.7.- Percentiles del parámetro Phi, utilizados para el cálculo de la grano-selección basado en las fórmulas de [Folk y Ward \(1957\)](#).

	Mediana	Media	Tamaño	Grano-selección	Interpretación	Asimetría	Matemáticamente	Gráficamente	Curtosis	Interpretación
Suelo	1.065	0.826	Arena gruesa	0.478	Bien seleccionado	-0.801	Asimetría fuertemente negativa	Valores Phi muy positivos	0.492	Muy Platicúrtica
Gravas pis.	1.279	1.269	Arena media	0.485	Bien seleccionado	-0.116	Asimetría negativa	Valores Phi positivos	0.441	Muy Platicúrtica
Coraza lat.	1.825	1.831	Arena media	0.812	Moderadamente seleccionado	-0.400	Asimetría fuertemente negativa	Valores Phi muy positivos	1.207	Leptocúrtica
Arcillas moteadas	2.379	2.356	Arena fina	0.779	Moderadamente seleccionado	-0.176	Asimetría negativa	Valores Phi positivos	1.150	Leptocúrtica
Saprolito	2.589	2.568	Arena fina	0.569	Moderadamente a bien seleccionado	0.144	Asimetría positiva	Valores Phi negativos	0.583	Muy Platicúrtica
Aluviales	2.054	2.046	Arena fina	0.788	Moderadamente seleccionado	-0.095	Casi simétrico	Simétrico	1.159	Leptocúrtica

Tabla 5.8.- Interpretación de las curvas del número acumulado de granos de oro frente a los valores Phi para los diferentes horizontes.

5.2.2.1. Síntesis morfológica de los granos de oro por horizontes

Gran parte de los granos de oro utilizados para el estudio mineralométrico mediante AOI, fueron analizados morfológicamente bajo el microscopio binocular, clasificándose en base a su forma, contorno y superficie, utilizando la terminología de los autores previamente citados. La descripción cualitativa se ha realizado, principalmente, atendiendo a la regularidad o irregularidad de su forma, su contorno y la superficie del grano, así como aquellos indicios de deformación mecánica (pliegues, impresiones,), que son evidencias claras de crecimiento cristalino, además de inclusiones minerales, pátinas, etc. y cualquier otra textura de interés.

A continuación se pasa a resumir las características morfológicas de los granos de oro diferenciados por horizontes dentro del perfil de alteración:

Suelo

Únicamente fue posible obtener 8 granos de este horizonte, que representan el 0.11% del total de granos estudiados. 5 de los granos pertenecen a la fracción fina exhibiendo formas de sub-redondeadas a ligeramente alargadas. Algunos granos muestran su superficie parcialmente cubierta por pátinas de óxido, y uno de ellos presenta una cavidad rellena de matriz laterítica (Fig. 5.5) . La fracción gruesa la componen 3 granos, de formas muy irregulares y angulosas pero de contorno redondeado.

Los valores estadísticos de los granos del suelo (Tablas 5.5 y 5.6) muestran que todos los promedios (área, diámetro mayor, dFolk) son los más altos de todas las poblaciones, esto seguramente se deba a la escasez y gran tamaño de los granos que han podido ser muestreados. La media de las áreas medidas es $308294 \mu\text{m}^2$. La media del diámetro Feret es $878 \mu\text{m}$. El grano más pequeño mide $110076 \mu\text{m}^2$, con un diámetro mayor de $494 \mu\text{m}$.

Figura 5.5.- (página siguiente). Granos de oro de morfología irregular procedentes del suelo (A y B) y del horizonte de gravas pisolíticas (C a H). Los granos pertenecientes a las gravas pisolíticas muestran una gran variedad morfológica, presentando formas aplanadas y subesféricas (C); formas irregulares de bordes suavizados (D); granos con superficies porosas de aspecto esponjoso (F y G); hábitos fusiformes (H); pátinas de óxidos de Fe e intercrecimientos con las arcillas de la matriz laterítica (D y G). La línea roja del lateral inferior derecho representa 1 mm.

Gravas pisolíticas

Se han reconocido tres modas de tamaño en los granos de oro pertenecientes al horizonte de las gravas pisolíticas. La fracción más gruesa presenta, en general, granos de formas redondeadas y aplanadas, con algunas partículas fuertemente irregulares, llegando a presentar hábitos dendríticos. Es común en las fracciones media y fina la presencia de pátinas de óxidos en las superficies de los granos, así como texturas de corrosión que aportan a los granos una apariencia “esponjosa”, así como intercrecimientos de minerales neoformados (óxidos e hidróxidos de hierro) de la matriz laterítica ocupando las cavidades de los granos (Fig. 5.5-d y Fig. 5.5-g). Los granos de este horizonte muestran una enorme diversidad morfológica habiéndose encontrado granos multilobulares, aplanados, redondeados, alargados y subesféricos, mientras que otros presentan contornos irregulares, angulosos e incluso con desarrollo de caras euhédricas correspondientes a planos de crecimiento cristalino (Fig. 5.5-b).

Los granos pertenecientes a las gravas lateríticas representan el 2.31 % del total de granos estudiados y el 3.89% del área total (Tabla 5.5). El grano más pequeño mide $585 \mu\text{m}^2$. El diámetro mayor del grano más pequeño es de $63 \mu\text{m}$. La media de las áreas medidas es $17\,0648 \mu\text{m}^2$. La media del diámetro Feret es $592 \mu\text{m}$.

Coraza laterítica

Los granos de oro provenientes del horizonte de la coraza laterítica presentan, en general, unas características comunes: partículas de gran tamaño, morfologías irregulares y delicadas, de contorno anguloso, con caras euhédricas representando planos de crecimiento cristalino marcado por texturas estriadas (Fig. 5.8). Igualmente, una gran proporción de los granos presenta pátinas de óxidos y una fuerte asociación entre el oro y la matriz laterítica, en la cual se encuentran intercrecidos. En los granos de la coraza laterítica, a diferencia de los de las gravas pisolíticas, apenas se aprecian texturas de corrosión en la superficie ni granos con pliegues o con bordes suavizados (Fig. 5.8).

Los granos de este horizonte representan el 6.28 % del número total de granos estudiados y el 7.89% del área total (Tabla 5.5). El grano más pequeño mide $1\,105 \mu\text{m}^2$. El diámetro mayor más pequeño es de $46 \mu\text{m}$. La media de las áreas medidas es $127469 \mu\text{m}^2$. La media del diámetro feret es $490 \mu\text{m}$.

Durante los trabajos de prospección se encontró un fragmento de coraza laterítica fuertemente mineralizado en oro (Fig. 5.6). El estudio petrológico de las secciones pulidas realizadas a partir este fragmento permitió caracterizar las partículas de oro presente en este horizonte en su posición original y estudiar las relaciones texturales con la roca encajante. Se observó que el oro se presenta como cristales milimétricos ocupando cavidades y fracturas dentro de la matriz laterítica (Fig. 5.7), aprovechando lo que parecen ser grietas de origen diagenético, probablemente relacionadas con procesos de deshidratación asociados a los cambios de fase goethita-hematites (Mann, 1984; Grimm y Fiedrich, 1991). La evidente deformación de los granos más finos y laminares, observada en la Figura 5.7, parecen apoyar esta hipótesis.

Figura 5.6. A) Fragmento de laterita mineralizada: B y C) Aspecto de los granos de oro a lo largo de dos secciones, correspondientes a las zonas de mayor porosidad; D) fractura rellena con granos de oro asociados a sílice amorfa. La línea roja del lateral inferior derecho representa 1 mm, excepto en la figura A que representa 1 cm.

La estrecha relación entre el oro y los minerales neoformados, principalmente óxidos e hidróxidos de hierro, se puede apreciar en el intercrecimiento del oro con cristales primáticos de hematites (Fig. 5.7-c), así como en la matriz limonítica (Fig. 5.7-b), sugiriendo una formación simultánea. En un contexto similar al del presente estudio, de Oliveira y Campos (1991) defienden la precipitación del oro en condiciones supergénicas como parte de los procesos de lateritización.

Figura 4.7.- Microfotografías de secciones pulidas de la coraza laterítica mineralizada en oro. A) Oro relleno cavidades en la matriz laterítica, con evidencias de fracturación posterior; B) Partículas filamentosas de oro deformadas plásticamente (relacionadas con procesos de hidratación/deshidratación de la matriz laterítica asociados a cambios de fase goethita-hematites; C) Asociación de los granos de oro con cristales euhédricos de hematites. Notar el grado de fracturación que presentan los granos de hematites; D) Morfología irregular con límites netos entre los granos de oro y la matriz laterítica, por relleno de cavidades (?). La línea roja del lateral inferior derecho representa 500 μm , excepto en la fotografía B que representa 250 μm .

Figura 5.8.- Granos de oro provenientes de la coraza laterítica. Notar en todos los casos su morfología irregular y el intenso color amarillo debido a la gran pureza del oro. Varias de las partículas muestran restos de las arcillas de la matriz laterítica con las que se presentan intercrecidas. La escala viene indicada por la barra roja que representa 1 mm.

Arcillas moteadas

Los granos de oro correspondientes a este horizonte presentan una gran variedad morfológica. En general, son partículas de gran tamaño que muestran desde formas globulares de tipo multilobular (Fig. 5.9-d) a formas aplanadas (Fig. 5.9-a y Fig. 5.9-b), mientras que las fracciones más finas presentan un aspecto mucho más irregular, con contornos angulosos y abundancia de cavidades ocupadas por matriz laterítica (Fig. 5.9-a y Fig. 5.9-b). El aspecto fuertemente irregular de muchos de los granos de menor tamaño parece estar asociado a procesos de corrosión que afectan de manera evidente a la superficie y al contorno de los granos.

Los granos de este horizonte representan el 6.08% del número total de granos estudiados y el 3.89% del área total. El grano más pequeño mide $390\ \mu\text{m}^2$. El diámetro mayor más pequeño es de $28.5\ \mu\text{m}$. La media de las áreas medidas es $64793\ \mu\text{m}^2$ (el segundo más bajo de todas las muestras). La media del diámetro Feret es $317\ \mu\text{m}$.

Saprolito

Los granos de oro muestreados en el horizonte saprolítico corresponden a una única población que comparte características morfológicas comunes: pequeño tamaño de grano en comparación con el resto de horizontes, formas irregulares a muy irregulares, de aspecto delicado y contorno anguloso, superficies afectadas por procesos de corrosión superficial aportando un aspecto “esponjoso” a la superficie de gran parte de los granos (Fig. 5.9-e y Fig. 5.9-f) y, en el caso de las partículas de mayor tamaño, asociación por intercrecimiento con minerales de la matriz laterítica.

Los granos de oro muestreados en el horizonte saprolítico representan el 0.73% del total de granos estudiados y tan solo el 0.22% del área total estudiada, de hecho, un único grano representa el 16% de toda el área medida. El 90 % de los granos son menores de $50000\ \mu\text{m}^2$, y contribuyen al 50% de toda el área medida en la muestra (Tabla 5.5). El grano más pequeño medido en área es de $2762\ \mu\text{m}^2$. El diámetro mayor del grano más pequeño es de $71\ \mu\text{m}$. El diámetro menor más pequeño es de $6.4\ \mu\text{m}$. La media de las áreas medidas es $31060\ \mu\text{m}^2$, representando el valor más bajo de todas las muestras. La media del diámetro Feret es $245\ \mu\text{m}$, el más bajo de todas las muestras.

Figura 5.9.- Granos de oro procedentes de el horizonte de las arcillas moteadas (A a D) y del saprolito (E y F). Granos de tamaños y morfologías variadas, de formas aplanadas (A y B) y formas irregulares (C), prismáticas o multilobulares (D). Los granos del horizonte saprolítico presentan contornos muy irregulares y fuertemente afectados por procesos de disolución en su superficie, adquiriendo la textura esponjosa (E y F). La escala viene indicada por la barra roja que representa 1 mm.

Aluviales

Los granos de oro provenientes de los depósitos aluviales de la zona de estudio presentan múltiples poblaciones de tamaños y morfologías heterogéneas, como cabe esperar para unos depósitos que se componen de una mezcla de granos provenientes de diferentes horizontes y que han sido sometidos a diferentes grados de transporte y de alteración meteórica. A pesar de la gran variedad morfológica que presentan estos granos, hay algunas características comunes a la mayoría de ellos; un intenso color dorado, indicando una gran pureza del oro en su superficie (Fig. 5.10) y el hecho de presentarse libres de los minerales acompañantes (cuarzo, óxidos e hidróxidos de la matriz laterítica) tan abundantes en los granos del resto de horizontes.

Un número considerable de granos muestran los efectos de la deformación mecánica asociada al transporte (pliegues, repliegues, bordes redondeados, caras hundidas debido al efecto *hammering* o martilleo), fuerte aplanamiento (Fig. 5.10-c), hábitos esféricos o fusiformes (Fig. 5.11-c) granos polilobulados (Fig. 5.10-e), probablemente asociados a la coalescencia de granos. No obstante, debido a la cercanía entre los puntos de muestreo y la cabecera de los arroyos, el efecto del transporte es limitado, por lo que hay un número considerable de granos que mantienen formas irregulares y angulosas (Fig. 5.10-a, Fig. 5.10-b y 5.10-f) similares a aquellos granos del perfil de alteración.

Los granos aluviales representan el 84.49 % del total de granos estudiados y el 83.78% del área total (Tabla 5.5). El grano más pequeño mide $292\ \mu\text{m}^2$. El diámetro mayor más pequeño es de $24\ \mu\text{m}$. Los granos más grandes son los que corresponden a la zona de cabecera. La media de las áreas medidas es $100\ 540\ \mu\text{m}^2$. La media del diámetro Feret es $393\ \mu\text{m}$.

Figura 5.10.- Morfologías más comunes de los granos de oro provenientes de los depósitos aluviales de la zona de estudio. Granos muy irregulares de contornos angulosos sin evidencias de transporte (A y B) y granos irregulares con bordes suavizados (E), de morfología aplanada (D). F) Inclusiones de cuarzo asociadas a granos de oro y pátinas de óxidos de Fe en la superficie de los granos (A, C y E); F) Grano de oro exhibiendo un aspecto que asemeja la forma de un cristal octaédrico; La escala viene indicada por la barra roja que representa 1 mm.

Figura 5.11.- Morfologías típicas de los granos de oro aluvial afectados por procesos mecánicos asociados al transporte. A) granos subesféricos de contorno redondeado; B y D) Granos aplanados con bordes plegados; C) Granos alargados de morfología fusiforme. La escala viene indicada por la barra roja que representa 1 mm.

5.3. EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE LOS GRANOS DE ORO ALUVIAL EN FUNCIÓN DE LA DISTANCIA RECORRIDA DESDE EL ÁREA FUENTE

5.3.1. FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA

La morfología y distribución de las partículas de oro de los sedimentos de arroyo han sido ampliamente utilizados para evaluar la proximidad del oro a su área fuente primaria (Antweiller & Campbell, 1977; Grant *et al.*, 1991; Zhihui & Fletcher, 1991, Townley *et al.*, 2003). El oro nativo, al ser un mineral altamente maleable es susceptible de deformarse durante los procesos de transporte. Estudios previos indican que los cambios en la forma de las partículas de oro dependen fundamentalmente del tipo de transporte y de la distancia recorrida por el grano (Hérail, 1984, DiLabio, 1991).

Como parte de los trabajos prospectivos en el área se llevó a cabo un muestreo de granos de oro en 6 arroyos de la zona de estudio (Fig. 2.2). Este área que drena el cinturón de rocas verdes de Minvoul, es conocida por la presencia de oro en los sedimentos de sus cursos fluviales, por lo que en cada punto solo fue necesaria la ejecución de dos bateas, procesándose un volumen de sedimento de aproximadamente 30 a 40 kg.

El concentrado final resultó ser una arena rica en magnetita. La fracción magnética, que en algunas muestras llegó a constituir más del 80%, fue retirada con ayuda de un imán de neodimio. Las partículas de oro visible fueron separadas del resto de la fracción no magnética utilizando lentes de aumentos x25 y x50. La forma y tamaño de las partículas de oro fueron estudiadas usando un estereomicroscopio binocular Motic GM-168. El tamaño de grano (d) fue estimado como la media geométrica de los diámetros de los ejes mayor e intermedio [1]; $d=(D_l * D_i)^{0.5}$, donde D_l y D_i representan el diámetro de los ejes más largo e intermedio, respectivamente. También se ha representado la distribución del tamaño de los granos en función de la longitud del eje mayor (Tabla 5.9).

La forma de las partículas de oro se realizó a través del “Corey Shape Factor” (Clarkson, 1990) descrito como $CSF= D_s/(D_l * D_i)^{0.5}$, donde D_s es el diámetro del eje menor, correspondiente al grosor de la partícula, medido manualmente girando cada

grano con ayuda de unas pinzas. El CSF es una medida del aplanamiento del oro aluvial. Se trata del ratio entre el grosor de una partícula de oro en relación a su área. Sirviendo como ejemplo, el CSF de un cubo o una esfera sería de 1, mientras que el de una moneda sería del orden de 0,05. El valor de CSF en los granos aplanados (*flake-type*) es de 0.1 a 0.3; el valor del CSF para los granos tipo cúbico o prismático (*blocky-type*) oscila entre 0.5 y 0.7; valores de CSF de 0.8 o superiores representan a los granos subesféricos.

5.3.2. RESULTADOS

Fueron muestreados por medio de bateo los sedimentos de 7 puntos pertenecientes a 6 arroyos, encontrándose un total de 139 granos distribuidos de la siguiente manera: Washington y Washington Arènes (27 y 29 granos, respectivamente), Lybie (6 granos), Bkara (17 granos), Dbote-Bial (25 granos), Mbwoma (22 granos) y Essindama 2 (13 granos). La mayoría de los granos analizados se encuentran comprendidos en el rango de CFS entre 0.3 y 0.4 (Tabla 5.9), por lo que se puede considerar que presentan una forma intermedia entre aplanados y cúbicos.

Lugar de muestreo	Granos de oro	Tamaño (µm)	CSF
Washington	27	360	0.37
Washington arènes	29	350	0.36
Lybie	6	600	0.33
Bkara	17	360	0.46
Dbote-Bial	25	420	0.33
Mbwoma	22	300	0.53
Essindama 2	13	330	0.39

Nota: Tamaño = $(D_l * D_i)^{0.5}$; CSF = $D_s / ((D_l * D_i)^{0.5})$, donde D_l , D_i y D_s , son los diámetros de los ejes largo, intermedio y corto, respectivamente

Tabla 5.9.-Sumario descriptivo de características morfológicas del oro visible

El tamaño más común de las partículas de oro encontradas en el distrito de Essindama, utilizando la media geométrica antes descrita [1] fue de 0.3 a 0.35 mm, con un rango de

variación desde 0.07 mm hasta 1.87 mm. Si tomamos la longitud del eje mayor de cada partícula, la distribución de las partículas de oro oscila entre 0.08 mm y 3.5 mm (Fig. 4.12), con media y mediana de 0.5 mm y 0.4 mm, respectivamente.

Figura. 5.12.-Histograma de la longitud del eje mayor (en mm) de los granos de oro del distrito de Essindama. N=139.

Basados en sus características morfológicas: forma, contorno, superficie, inclusiones minerales e índice de aplanamiento [definido por Cailleux y Tricart (1959) como $(D_l + D_i) / 2D_s$, donde D_l , D_i y D_s son la longitud, anchura y espesor de las partículas, respectivamente], se ha podido comprobar una alta uniformidad de las muestras tomadas en los 6 enclaves estudiados.

Más de la mitad de los granos de oro recuperados en el distrito de Essindama conservan su aspecto original respecto al área fuente, esto es: formas irregulares, con bordes angulosos y contornos sinuosos. La superficie de los granos de manera general se presenta rugosa y con abundantes cavidades, algunas de las cuales presentan moldes de cristales primarios o inclusiones, principalmente de cuarzo o magnetita (Fig. 5.13-h y Fig. 5.13-i). La superficie de los granos en ocasiones parece parcialmente cubierta por pátinas rojizas o verdosas de óxidos de hierro o cobre. El índice de aplanamiento de

Cailleux y Tricart que presentan las partículas es bajo, variando de 1 a 4, con media de 2.8 (Tabla 5.10).

En base a estos criterios y siguiendo la clasificación de Townley *et al.* (2003) podría considerarse que más del 50% de los granos muestreados han sufrido muy poco transporte, pareciendo haber recorrido una distancia inferior a 50 m desde el área fuente.

Características Físicas de las Partículas de Oro		TOTAL	Washington	Washington (arènes)	Lybie	Bkara	Dbote-Bial	Mbwoma	Essindama 2
Contorno	Regular
	Irregular
	Muy Irregular
Superficie	Regular
	Irregular
	Muy irregular
	Cavidades
Inclusiones minerales	Cuarzo	5%	10%	3%	15%			5%	6%
	Magnetita	3%		7%		5%	4%		
	Pátina de óxidos de Fe	3%		3%	15%			5%	
	Pátina de óxidos de Cu	1.5%	6%						
Índice de Aplanamiento		2,8	2,8	2,8	3,3	2,3	3,6	2,1	2,7

Presente (<10%)

Presente (10%-25%)

Presente (25% -50%)

Presente (>50%)

Tabla 5.10. Características morfológicas de los granos de oro del distrito de Essindama

Figura 5.13.- Microfotografías mostrando la morfología de algunos de los granos de oro estudiados. A) grano de oro de contorno irregular y morfología gotiforme (*drop-like*). B y E) ejemplos de superficie irregular y porosa presentando múltiples cavidades en el primer caso y superficie más lisa y regular el segundo. C) grano semiesférico. D) Ejemplo de morfología aplanada. F y G) Pátinas de óxidos de Fe. H) inclusión de cuarzo. I) inclusión de magnetita. La línea roja en la esquina inferior derecha representa 250 micras.

5.4. CARACTERIZACIÓN MICROQUÍMICA DE LOS GRANOS DE ORO

La caracterización microcomposicional de los granos de oro ha sido ampliamente utilizada para proporcionar información sobre el tipo de mineralización del que proceden los granos estudiados (Morrison *et al.*, 1991; Styles, 1995; Leake *et al.*, 1995; Leake *et al.*, 1998; Chapman *et al.*, 2000), así como ayudar en la diferenciación del origen primario o secundario de dichas partículas (Wilson 1984; Webster y Mann, 1984; Nair *et al.*, 1987; Freyssinet *et al.*, 1989; Butt, 1989; Santosh y Omana, 1991; Smith y Anand, 1992; Lima da Costa *et al.*, 1993; Nakagama *et al.*, 2005; Butt y Hough, 2006; Larizzati, 2008).

Los dos aspectos principales en el estudio en la caracterización microquímica de los granos de oro son: 1) la composición general del grano o pureza, generalmente calculada mediante la proporción Au/Ag y la concentración de otros elementos presentes en la aleación, tales como Cu, Hg, Pd, Pt, Bi, Te, Sn, etc. y 2) la presencia de especies minerales en forma de inclusiones en el interior de los granos.

Los granos de oro nativo son químicamente estables en la mayoría de los ambientes de la superficie terrestre, por lo que en muchas ocasiones estos granos actúan como cápsulas protectoras, permitiendo que especies fácilmente alterables como los sulfuros, permanezcan inalteradas tras el paso del ambiente hipogénico al ambiente superficial. La amplia variabilidad que presentan microcomposicionalmente los granos de oro obedece a la igualmente variada tipología de ambientes geológicos, a la química de los fluidos mineralizantes y a sus reacciones con las rocas encajantes. Esta variación en los parámetros químicos se manifiesta, tanto en la composición de las aleaciones del oro nativo, como en sus asociaciones minerales. Por lo general, los minerales que coexisten con el oro en la mineralización primaria también aparecen como inclusiones dentro de los granos.

Autores como Chapman *et al.* (2002) han estudiado sistemáticamente las paragénesis minerales de las inclusiones contenidas en los granos de oro buscando una “signatura microquímica”. La composición de los granos de oro puede variar enormemente dentro de la mineralización, por lo que las inclusiones minerales parecen representar una técnica más robusta. No obstante, en ambientes en los que han sufrido largos y fuertes

periodos de alteración supergénica, el oro nativo puede haber sufrido procesos de completa recristalización, que reflejen más bien el ambiente supergénico que su fuente hipogénica, al haberse borrado parcial o totalmente la signatura primaria. La precipitación de oro secundario en ambientes de alteración meteórica, generando un enriquecimiento supergénico, ha sido objeto de numerosos estudios (Wilson, 1983; Vasconcelos, 1987; Freyssinet et al., 1987; Webster, 1986; Lawrence, 1988; Colin et al. 1991; Wilhelm y Biyogo, 1992; de Oliveira y Larizatti, 2006; Mbenou et al., 2013).

5.4.1. COMPOSICIÓN E INCLUSIONES

El oro nativo casi siempre se presenta como una aleación natural con la plata. El oro y la plata tienen un radio atómico similar por lo que se pueden presentar como una solución sólida continua en todas las proporciones. Cuando el porcentaje en peso de Ag excede el 20%, la aleación Au-Ag recibe el nombre de *electrum*. En mucha menor proporción y frecuencia otros elementos pueden estar aleados al oro, tales como Cu, Hg, Sb, Pd, Pt, Bi, Sn, etc. La relación Au/Ag en la composición de los granos de oro descrita como “pureza” (*fineness*, en inglés), mediante la fórmula $[(Au / Au + Ag) \times 1000]$, describe el contenido en oro (en porcentaje en peso) de la aleación en partes por mil y ha sido ampliamente utilizada para determinar el enriquecimiento secundario en oro en ambientes lateríticos y paleoplaceres (Mackay, 1944; Hirdes, 1984; Santosh et al., 1992; de Oliveira y de Oliveira, 2000) además de para definir los controles geológicos y geoquímicos de diferentes tipos de mineralizaciones a escala regional (Titley, 1989) o global (Morrison et al., 1991). El porcentaje en Ag de los granos de oro puede dar una indicación aproximada del tipo de mineralización primaria. Altos contenidos en plata (Ag >15%) suelen indicar depósitos de baja temperatura, típicamente epitermales, mientras que bajos contenidos en plata suelen estar asociados a depósitos de tipo mesotermal, de mayor temperatura (Styles, 1995).

El cobre muestra una solubilidad limitada con el oro en la parte final del rango de temperaturas asociadas con mineralizaciones hidrotermales, y puede coexistir como compuestos intermetálicos (Au₃Cu). La presencia de relativamente altos contenidos de cobre en solución sólida en oro es una clara indicación de mineralizaciones de alta temperatura, caracterizadas por ausencia de azufre en forma de sulfuros (Desborough,

1970). La presencia de paladio en solución sólida con el oro, y en algunos casos de platino, ha sido asociada a intrusivos ígneos máficos de carácter alcalino y se ha identificado ampliamente en los yacimientos estratoligados de lechos rojos (*red-beds deposits*) (Styles *et al.*, 1995). Asimismo, la abundante presencia de inclusiones de pirrotina parece ser igualmente un indicador de mineralizaciones de alta temperatura.

Algunos estilos de mineralización están fuertemente controlados por la química de la roca encajante, como es el caso de los citados yacimientos estratoligados de lechos rojos (Leake *et al.*, 1991). Sin embargo, en la mayoría de mineralizaciones, como los filones hidrotermales, la signatura de los granos de oro refleja las características químicas de la roca encajante superpuesta a la signatura química del fluido mineralizante (Chapman *et al.*, 2000), lo que puede resultar en sutiles diferencias en la química de los granos dentro de una misma área mineralizada, como ha sido observado por varios autores (Chapman *et al.*, 2000; Leake *et al.*, 1998).

Para el presente estudio se prepararon 11 probetas pulidas de granos de oro seleccionados muestreados en horizontes representativos del perfil de alteración, y 4 secciones delgadas de fragmentos de coraza laterítica con oro visible. Se realizaron un total de 66 análisis del núcleo, el borde y las inclusiones en 40 granos de oro de los diferentes horizontes del perfil de alteración, mediante microscopio electrónico de barrido (SEM), utilizando la técnica EDS (Espectroscopía de Rayos X por Dispersión de Energía). Los resultados sintetizados en la **Tabla 4.11** muestran valores, de media, superiores a 995%, con contenidos de Au que varían entre 950 y 990, lo que indica que los granos se pueden clasificar como oro nativo, según Boyle (1969). Los análisis cuantitativos no mostraron espectros relevantes para ninguno de los siguientes elementos S, Fe, Co, Ni, Zn, As, Se, Sn, Sb, Te, Hg, Pb y Bi. Sin embargo, hay excepciones para 7 granos en los cuales se apreciaron concentraciones detectables (>0.1%) de As en 4 de los granos y concentraciones de Bi en 5 granos (0,1 -0,3%).

Menos de la mitad de los granos analizados contienen concentraciones detectables por encima del 1% de Ag, sin embargo, solo el 5% de los granos totales contienen Ag en el rango de 3% a 8%, ninguno de los cuales pertenece a los horizontes superiores del perfil (**Tabla 5.11**). Con respecto al cobre, 16 granos contienen Cu en o por encima del 0.5%

en peso con un máximo de 13.0% encontrado en un único grano aluvial. Los contenidos altos de Ag no mostraron una correlación evidente con el Cu o con otros elementos.

Las mayores concentraciones de oro corresponden a los granos de suelos, saprolito y coraza laterítica, mientras que la mayor variabilidad en la aleación de Au-Ag se encuentra en las gravas aluviales y pisolíticas, ambas representan materiales transportados y, por lo tanto, constituidas por una mezcla de poblaciones provenientes de fuentes diversas.

Horizonte	N	Au (wt%)	Ag (wt%)	Cu (wt%)	Pureza (‰)
Suelo	9	98.4 (84.1 – 99.9)	0.2 (<0.1 – 0.5)	<0.1 (<0.1 – 15.7)	997 (994 – 999)
Gravas pisolíticas	11	95.0 (80.0 – 99.9)	2.4 (<0.1 – 18.7)	0.6	975 (810 – 999)
Coraza laterítica	8	>99	<0.1	<0.1	>999
Arcillas moteadas	4	94.9 (92.8 – 97.1)	4.1 (3.1 – 7.5)	0.1	957 (925 – 969)
Saprolito	4	98.6 (97.2 – 99.5)	0.8 avg. (0.1 – 1.2)	0.1	994 (987 – 999)
Depositos aluviales	30	96.9 (100 – 71.4)	1.8 avg. (0.1 – 8.3)	1	981 (916 – 998)

Tabla 5.11. Composición química de los granos de oro por horizontes. N: número de medidas. Entre paréntesis, rango de valores, sin paréntesis, media de los valores.

Inclusiones minerales

Un gran número de granos, principalmente provenientes de los horizontes de la coraza laterítica y de las gravas pisolíticas, muestran una fuerte asociación, en forma de intercrecimiento, entre el oro y los óxidos e hidróxidos de hierro (hematites, goethita, limonita) de la matriz laterítica (Fig. 4.14 y Fig. 4.15). En todos los casos, se observó que aquellos granos de oro intercrecidos con los minerales de neoformación, presentan una extrema pureza (>995‰).

Asimismo, es de resaltar la completa ausencia de inclusiones de fases minerales primarias (sulfuros o sulfosales) en todos los horizontes, con la única salvedad de varias inclusiones micrométricas ($<20\text{ }\mu\text{m}$), detectadas en un grano de oro de las gravas lateríticas (Fig. 5.14-d), identificadas en la microsonda electrónica como bismuto nativo o como un posible compuesto intermetálico (AuBi_2).

Figura 5.14.- Imágenes SEM de secciones pulidas de los granos de oro con indicación (rectángulos rojos) del área analizada microcomposicionalmente. A) grano de oro de las gravas pisolíticas con intercrecimiento de cristales prismáticos de hematites (gris metálico); B) Grano proveniente del horizonte del suelo mostrando una textura mirmequítica de aspecto esponjoso, generada por el crecimiento simultáneo del oro con los óxidos de Fe, más evidente hacia los bordes; C) Grano de oro proveniente de la coraza laterítica, sin evidencias de inclusiones y de pureza $>995\%$ Au; D) Grano de oro de las gravas pisolíticas con indicación de los análisis microquímicos realizados en una inclusión de una fase mineral rica en bismuto.

5.4.2. BORDES DE GRANO EMPOBRECIDOS EN PLATA

Las secciones pulidas de algunos de los granos de oro pusieron de manifiesto la existencia de variaciones composicionales entre las partes más externas del grano y su núcleo. Estas variaciones están relacionadas con el contenido en Ag de la aleación que compone los granos y se pueden apreciar en inspección petrográfica por una diferencia de coloración. Por lo general, corresponden a finas películas o pátinas (denominadas *rims*, en inglés) que envuelven la superficie del grano, con espesores comprendidos entre 5 a 20 μm , y con límites generalmente netos, cuya composición es prácticamente Au puro. A esta alta concentración de Au debe su coloración amarillo intenso, en relación a la que presenta el interior del grano, más rico en Ag. Esta textura, muy común en los granos de oro aluviales, indica que la superficie del grano a menudo no es representativa del conjunto de la partícula y demuestra los efectos de los procesos químicos asociados a los ambientes supergénicos.

El origen de estas texturas ha sido objeto de numerosas discusiones. En la literatura se ha utilizado comunmente el término de “disolución selectiva” por el que “*los elementos menos nobles son preferencialmente retirados de la aleación, dejando un residuo rico en oro*” (Fortey, 1981). No obstante, Groen *et al.* (1990) rechazan la hipótesis del lixiviado por difusión en base a los largos periodos de tiempo requeridos para formar un estado sólido de fusión y por la forma neta del gradiente composicional en la interfaz entre la pátina y núcleo. Este último autor defiende el mecanismo denominado “auto-refinado” introducido por Fontana (1986), que explica también la deszincificación del latón, en el que el electrum de la superficie del grano es disuelto en la interfaz sólido-líquido, e inmediatamente precipitado en forma de oro puro en la superficie. La porosidad generada en este proceso permite el contacto entre el fluido y la superficie de reacción en niveles más profundos. Algunos estudios cristalográficos más recientes (Hough *et al.*, 2007) han mostrado que no existe variación entre la orientación cristalográfica entre el núcleo y la película empobrecida en Ag. En lo que sí existe un consenso generalizado es que este efecto es producido por soluciones acuosas oxidantes a baja temperatura.

La presencia de estas películas o capas empobrecidas en Ag es muy frecuente en los granos aluviales (Boyle, 1979; Groen *et al.*, 1990). Loen (1995) señala que el transporte

de las partículas de oro aluvial incrementa el contenido de la aleación Au-Ag, atribuido al desarrollo de los rims supergénicos de oro.

La práctica totalidad de las heterogeneidades internas de los granos de oro estudiados son productos de la variación en el contenido de Au/Ag, la mayoría de las veces en forma de bordes empobrecidos en Ag. En aquellos granos con una composición del núcleo más rico en plata (horizontes de gravas pisolíticas y depósitos aluviales) estas diferencias composicionales fueron claramente observadas mediante la imagen EEB de electrones retrodispersados generada por SEM (Fig. 5.15-a y Fig. 5.15-c). El análisis SEM indicó en todos los casos unas concentraciones $<0,5\%$ en peso de Ag para estas películas externas, mientras que la composición del núcleo, en algunos granos, llega a alcanzar concentraciones del 8% Ag. A diferencia de la mayoría de casos identificados en la literatura, en los granos estudiados el espesor de estos *rims* es mucho mayor, llegando hasta el núcleo de la partícula y presentado límites irregulares (Fig. 5.15-a y Fig. 5.15-c).

En algunos granos estas películas no se limitan a la superficie y penetran en su interior, lo que ha sido interpretado por Freyssinet y Butt (1988) y Butt y Hough (2006) como una penetración a favor de fisuras o siguiendo límites cristalinicos controlados por la estructura mineral (Hough *et al.*, 2009). Este tipo de texturas es muy poco frecuente en granos de oro hipogénicos, por lo que autores como Leake *et al.* (1995) defienden un origen asociado a procesos supergénicos.

Figura 5.15. Microfotografías de secciones pulidas de los granos de oro procedentes del horizonte de las gravas pisolíticas. Las imágenes A y C muestran las variaciones en el contenido de Ag entre los bordes y el interior del grano, manifestadas por una diferente coloración. Las partes de color crema corresponden a las zonas de oro enriquecidas en Ag, mientras que las amarillo representan oro puro secundario (>995% Au); B) Intercrecimientos de los granos de oro puro con minerales neoformados; cristales prismático (D) y masivos (B) de hematites, de coloración gris metálico; E) Intercrecimiento de grano de oro en matriz limonítica, de aspecto rojo oscuro. La línea roja en el lateral inferior derecho representa 100 μm .

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las formaciones arcaicas del sector noroccidental del cratón del Congo (denominado localmente como cratón Gabonés o bloque de Ntem-Chaillu) poseen un origen principalmente metamórfico y magmático y están constituidas por estrechos enclaves decamétricos a kilométricos de cinturones de rocas verdes englobados en el seno de facies granito-gnéisicas de diversa tipología, metamorfismo y estilo de deformación. Los trabajos de reconocimiento geológico llevados a cabo en la región de Minvoul, en la frontera septentrional de Gabón, han permitido la identificación de bandas kilométricas de rocas supracrustales arcaicas de dirección NE-SW a ENE-WSW constituidas por una secuencia volcanosedimentaria bimodal compuesta de rocas metapelíticas en la base, anfibolitas finamente foliadas en los tramos intermedios y formaciones ferríferas bandeadas coronando la secuencia. Intruyendo a las anfibolitas, se observó la presencia de cuerpos metagabroicos de textura porfiroide. Atravesando todas las formaciones previas se registró la presencia de diques doleríticos, granitos alcalinos y cuerpos pegmatíticos representando el emplazamiento de las últimas unidades.

Históricamente, el extremo septentrional de Gabón ha sido considerado en su totalidad como un dominio Neoarcaico formado por “antiguos gneises indiferenciados” formando parte del denominado Macizo *Nord-Gabón* (Thomas et al., 2001). No es hasta los trabajos de Thiéblemont (2009), que una estrecha franja de dirección Este-Oeste, paralela a la frontera con la República de Camerún (extremo norte de la hoja de Minvoul), fue diferenciada del Macizo *Nord-Gabón*, en base a representar una mayor grado metamórfico, estar afectada frecuentemente por procesos de migmatización, y presentar una edad más reciente (2 750 Ma).

Los trabajos de integración cartográfica realizados en el presente estudio permitieron interpretar esta franja, que constituye un dominio “gnéisico-migmatítico”, como la representación del borde meridional del complejo de Ntem (Siméon, 1985; Maurizot et al., 1986) extensamente representado en el territorio camerunés, y más concretamente a su unidad más oriental, la unidad Ayina (Anexo I).

Diversos autores (Tchameni 2007, Owona et al., 2012; Boniface et al., 2012, Owona et al., 2013) cuestionan la separación de la unidad Ayina, considerándola parte de la unidad Ntem. El presente trabajo ha matenido la subdivisión del complejo de Ntem en sus tres unidades estructurales clásicas (Maurizot et al., 1986, Feybesse et al., 1998; Tchameni, 2001; Shang et al., 2004; Lerouge et al., 2006), en base a evidencias litológicas, geofísicas y a la característica textura blastomilonítica que presenta la unidad Ayina, muy diferente de los típicos bandeados de las otras dos unidades (Feybesse et al., 1998).

Algunos autores (Maurizot et al., 1985; Nsifa, 1985 y Tchameni, 1997) sugieren que la orogenia Eburneana ha desempeñado un papel importante en la deformación de estas secuencias siendo responsable de una foliación E-W subvertical que fue desplazada posteriormente por cizallas de componente NE-SW. En los trabajos de campo fueron observados bandeamientos en las anfibolitas y los metagabros interpretados como tectonotermales, así como extensas estructuras de microcizalla y recrystalización dinámica en secciones delgadas de numerosas muestras de roca (Fig. 2.18-c y 2.22-d) que parecen constatar los eventos definidos por los anteriores autores.

La columna estratigráfica de Minvoul representa la característica sucesión litológica del relleno episódico de un rift continental sometido a condiciones epi a mesotermales, llegando a alcanzar un metamorfismo de facies anfibolita de grado medio, definido entre otros parámetros por la escasez de piroxenos y granates en las anfibolitas, así como la presencia generalizada de epidota y de anfíboles pobres en titanio. Asimismo, los efectos del retrometamorfismo queda de manifiesto en la extensiva sausrutización de los feldespatos, la cloritización de los minerales máficos y el reemplazamiento por haloisita de las plagioclasas.

En base a las relaciones geoquímicas de las anfibolitas y metagabros analizados se determinó un ambiente tectónico de generación claramente mantélico, proyectado en el campo de los basaltos subalcalinos, que encajaría en un contexto extensional tipo rift continental representando la apertura de un dominio oceánico en el que se habrían depositado las asociaciones volcanosedimentarias que constituyen el cinturón de rocas verdes de Minvoul. No obstante, la gran dispersión de las muestras en los diagramas discriminantes no permitió definir con seguridad una afinidad toletítica o de dorsal

medio-oceánica para estos basaltos. El cercano Grupo Belinga, aflorante en la región vecina de Minkébé, está constituido por una secuencia similar a la caracterizada en Minvoul, y obedece igualmente a la deposición de lavas básicas a ultrabásicas, asociadas al depósito de materiales terrígenos (incluyendo facies BIFs) asociados a un episodio de extensión (rifting) de edad Meso a Nearcaica (<2 870 - > 2 750 Ma) en el seno del zócalo Mesoarcaico ([Thiéblemont et al., 2009a](#)).

Los ortogneises asociados a las formaciones de rocas verdes, cuyas relaciones estructurales con éstos no han podido ser definidas con claridad, muestran composiciones ácidas peraluminicas características de los granitos tipo S, que los definen como rocas calcoalcalinas de tipo orogénico, con signatures geoquímicas propias de los complejos arcaicos de tipo TTG.

En la región de Minvoul, al igual que en el resto de África Central, las condiciones climáticas propias del contexto ecuatorial lluvioso y densamente vegetado han sido lo suficientemente agresivas como para originar una fuerte alteración meteórica de todas las rocas que constituyen el sustrato rocoso. La meteorización física y, sobretudo, química de estos materiales han afectado a formaciones rocosas hasta profundidades del orden de decenas de metros. Los procesos de alteración meteórica son incipientes en profundidad, avanzados en el saprolito y alcanzan su máximo en los horizontes superiores. De esta manera, la superficie se compone casi exclusivamente de materiales arcillosos alterados con escasos afloramientos rocosos, éstos casi siempre limitados a los cauces de algunos valles.

En el perfil laterítico de las metabasitas de Minvoul, se han reconocidos 5 horizontes principales de alteración, que de muro a techo corresponden a: 1) un saprolito arcilloso, de composición caolinítico-esmectítica con concentraciones menores de hematites y goethita, en el que localmente se han preservado algunas texturas primarias tales como la laminación o la esquistosidad; 2) un horizonte denominado de arcillas moteadas consistente en un material caolinítico-goethítico en el que se distribuyen nódulos de óxidos de Fe y Al, aumentando progresivamente en número y en dureza hacia la parte superior, dando lugar al siguiente nivel denominado coraza laterítica (3), que representa un potente horizonte endurecido de tipo pseudo-pisolítico, producido por la cementación de nódulos de óxidos e hidróxidos de hierro, principalmente goethita y

limonita, con presencia de hematites, caolinita y cuarzo. Sobre la coraza laterítica se deposita un horizonte de arcillas superficiales (4) que, en base a sus características petrográficas y a su disposición estratigráfica, ha sido considerado como un depósito alóctono, representados por depósitos arcillosos de coloración amarillenta englobando niveles conglomeráticos compuestos por fragmentos angulosos transportados de coraza laterítica, cuarzo y roca alterada. Este horizonte culmina en superficie en forma de un material arcillo-arenoso de coloración oscura y rico en materia orgánica que representa el horizonte edáfico o suelo (5).

El perfil de alteración de Minvoul es muy similar al descrito en otras regiones de Gabón ([Chatelin, 1968](#); [Collinet, 1969](#); [Colin, 1984](#); [Prian et al., 1991](#) y [1998](#)), definidos sobre muy diversos conjuntos geológicos. Las observaciones realizadas por los anteriores autores muestran similitudes claras y convergen hacia un mismo tipo de perfil independientemente de la naturaleza de la roca madre. Aunque las características texturales y estructurales, en los casos más extremos, pueden obliterar toda relación entre la roca madre y la alterita ([Colin y Lecomte, 1988](#)), en el perfil de alteración de Minvoul, las signatures específicas del protolito, aunque atenuadas y homogeneizadas, continúan siendo perceptibles en superficie tanto a nivel geoquímico como petrográfico.

En contextos de fuerte alteración es común la incertidumbre sobre el origen alóctono o autóctono del conjunto arcillo-arenoso de superficie y el horizonte nodular ([Butt 1987](#)). Ambos horizontes se pueden originar por procesos coluviales, por disgregación y transporte de materiales desde zonas más elevadas, o por procesos in situ de alteración.

[Colin y Vieillard \(1991\)](#) en Gabón, [Muller et al. \(1981\)](#), en el Congo y [Muller \(1987\)](#) en Camerún explican que la redistribución vertical del hierro a partir de un horizonte inicial de una superficie poco ferruginizada puede conducir a la formación simultánea del conjunto superior arcillo-arenoso y del horizonte nodular por iluviación (deferruginización) superior y concentración en el horizonte nodular. Los nódulos relictos hematíticos evolucionarían hacia nódulos pseudo-pisolíticos de goethita. La iluviación más intensa entrañaría una desaparición progresiva de los nódulos ferruginosos en la parte superior del horizonte arcilla-arenoso que acabaría por transformarse en un material homogéneo constituido por cuarzo, caolinita, goethita, moscovita, rutilo y silicatos residuales.

En el caso de nuestra zona de estudio, la disposición de los materiales, la presencia de fragmentos de diferentes litologías, la morfología subredondeada de algunos elementos, nos inclinan a pensar que los horizontes arcilloso-arenoso y nodular parecen corresponder a depósitos coluviales producidos por la disgregación mecánica y transporte de corazas lateríticas situadas en cotas más elevadas. No obstante, la angulosidad de los cuarzos y la estrecha relación entre la naturaleza de los fragmentos de roca encontrados y las litologías puestas de manifiesto en las inmediaciones, parecen indicar que si bien se trataría de materiales alóctonos, el transporte sufrido por estos depósitos fue escaso.

Apoyando este argumento, los recientes estudios realizados por [Thiéblemont \(2013\)](#) y [Thiéblemont et al. \(2014\)](#), basados en observaciones granulométricas y geoquímicas, sugieren un origen transportado, de naturaleza eólica y de edad Holocena, para estas coberteras.

El hecho de que una parte substancial de los depósitos superficiales de alteración del cratón Gabonés puedan representar una componenete transportada conlleva importantes implicaciones en la planificación y la interpretación de los muestreos geoquímicos en las campañas de prospección mineral. Este hecho puede ser uno de los motivos que hayan contribuido a la sorprendente exigüidad de yacimientos explotados en Gabón, considerando la geología favorable de su territorio y la enorme cantidad de indicios de oro inventariados en las últimas décadas ([Martin y Makanga, 2002](#)).

A través del estudio de la distribución de los elementos químicos en los diferentes horizontes del perfil de alteración se pusieron de manifiesto algunas tendencias geoquímicas relevantes. Respecto a los elementos mayores, se observa el comportamiento clásico de la alteración laterítica ([Tardy, 1969](#); [Butt, 1987](#); [Beauvais, 1991](#)), es decir, una lixiviación casi completa de elementos alcalinos y alcalinotérreos (Ca, Na, Mg, Sr), una acumulación progresiva de Fe, principalmente en el horizonte de la coraza laterítica, así como un incremento de gran parte de los metales de transición (Co, Cr, Cu, Mn, Ni, V, Zn). Una importante lixiviación tiene lugar para la mayoría de los elementos en el paso del saprolito a la zona de las arcillas de transición o arcillas moteadas, especialmente marcada en el caso del Na y K y, en menor medida, en algunos metales como el Mn, V, Ta y Au. En los horizontes superiores, se aprecia una notable

acumulación residual de los elementos más inmóviles (Zr, Ti, Ta, Nb) hacia la superficie. La concentración de algunos de estos metales en el horizonte de la coraza laterítica, principalmente el oro, merecen especial atención pues podrían llegar a representar interés económico, en base a la extensión de estos horizontes, la pureza del oro y las posibilidades de explotación a cielo abierto.

Los depósitos supergénicos de oro asociados a los perfiles lateríticos son generalmente de baja ley, por lo que históricamente han recibido poca atención. Los avances en las tecnologías extractivas a partir de los años 80 y el aumento del precio del oro, han hecho que depósitos con leyes medias de 0,5 a 1 ppm Au, antes descartados, puedan ser viables económicamente (Smith, 1987; Bliss, 1992; Coxon, 1993). Uno de los países en los que más se han desarrollado proyectos de explotación de estas lateritas es Australia. Ejemplos de depósitos australianos de oro laterítico tales como Westonia (Drummond y Beilby, 1990) han demostrado ser notablemente homogéneos utilizando unas mallas de sondeos de exploración a 12,5 x 12,5 m, siendo explotados los primeros 8 m del perfil, coincidiendo con el nivel de gravas pisolíticas, la coraza laterítica y la zona ferruginosa inmediatamente inferior. En otros casos, como en “South Junction Mine” y “Gibson Mountain” el carácter transportado de parte de los horizontes de alteración, hicieron que la distribución del oro fuera difícilmente previsible, necesitando mallas de sondeos mucho más cerradas. Esta heterogeneidad se tradujo en variaciones laterales de las leyes de oro que oscilaron, en el caso del depósito de Gibson Mountain, de 0,75 a 8 g/t Au (Gee, 1990). En el caso de South Junction Mine (Murchison, Australia occidental), una malla de sondeos con espaciado de 10 x 10 m permitió calcular unas reservas de 125 000 t a 2 g/t Au (Fiala y Jonhson, 1991).

El análisis estadístico multivariante factorial de los datos geoquímicos reveló una buena correlación, para todos los horizontes muestreados entre los siguientes elementos Cr-Ni-Fe-Zn-Cu-V-Au-Mn-Co, típica de materiales derivados de rocas básicas y ultrabásicas. Las asociaciones de elementos observada en la coraza laterítica parece poner de manifiesto la superposición de diversos procesos tales como la concentración residual de elementos relativamente inmóviles (Ti, Zr, Ta) y los procesos de ferruginización dominados por precipitación de Fe y por la capacidad de adsorción de la goethita de algunos metales de transición (V, Cr, Zn, Pb, As, Mn, Co y Ni) (Kooner, 1993). La

acumulación relativa de fases minerales estables (rutilo, ilmenita, circón, etc.) se da de manera clara en el horizonte edáfico de arcillas superficiales.

En el caso del Au, las concentraciones observadas en los materiales meteorizados de la zona de estudio son erráticas y alcanzan un máximo de 1.5 ppm Au, aunque esporádicamente registraron ocurrencias excediendo los 9.0 ppm en algunos horizontes puntuales del saprolito. La matriz de correlación de Pearson mostró que el oro presenta correlaciones bajas, e incluso negativas, con todos los elementos y aparece como un factor único en la coraza laterítica y el saprolito. La única correlación significativa del Au se da en el horizonte edáfico con el Cu.

El muestreo sistemático realizado en la presente investigación ha constatado la presencia de oro en todos los horizontes del perfil de alteración, presentándose como partículas de origen residual, coluvial y aluvial. La mayoría de los granos exhiben características de corrosión en su superficie, lo que evidencia procesos de disolución y reprecipitación típicos del ambiente supergénico. El tamaño y la morfología de los granos de oro aluvial sugieren poca distancia de transporte desde el área fuente.

Aunque no se obtuvieron resultados unívocos, a partir de la observación de los granos de oro, ha sido posible definir características distintivas asociadas con cada horizonte de alteración. Las mayores diferencias se han observado en tamaño de grano, clasificación, textura de la superficie, forma y composición entre los materiales residuales (saprolito, arcillas moteadas y corteza laterítica) y los materiales transportados (gravas pisolíticas, suelo y depósitos aluviales).

La aplicación de las técnicas del Análisis Óptico de la Imagen permitió describir variaciones de los granos de oro a lo largo del perfil de alteración. El AOI representa una útil herramienta en la cuantificación mineralométrica y constituye un importante avance en la caracterización metalogenética de las mineralizaciones ([Berrezueta y Castroviejo, 2007](#); [Castroviejo *et al.*, 2002](#); [Ehrlich *et al.*, 1984](#); [Grove y Jerram, 2011](#); [Pirard *et al.*, 1999](#); [Russ, 1992](#)). Esta técnica de cuantificación automatizada de las distintas fases minerales es un método adecuado para sistematizar el proceso de cuantificación mineral.

En relación al tamaño de las partículas, hay un aumento claro y progresivo hacia la superficie desde las partículas residuales del saprolito hasta los granos gruesos que se encuentran en la coraza. En general, el oro sufre procesos de disolución como lo demuestran las características de corrosión en la superficie de las partículas y las películas de Au empobrecido en Ag en los bordes externos, siendo más intenso en los horizontes de las arcillas moteadas y en el saprolito. El suelo y las gravas presentan los valores de clasificación y de Relación de Aspecto más bajos de todos los niveles en el perfil y los más altos de redondez, como cabe esperar en partículas que han sido transportadas. Esto proporciona nuevas evidencias de un origen coluvial y/o aluvial para los horizontes superiores, ya que el transporte mecánico probablemente contribuyó a la selección y al aplanamiento de los granos.

En la mayoría de los perfiles lateríticos sobre roca mineralizada, el oro disminuye de tamaño y se ve progresivamente afectado por la disolución hacia la parte superior del perfil (Edou-Minko, 1988; Colin *et al.*, 1989; Freyssinet *et al.*, 1989; Bowell, 1992; Suh y Lehmann, 2003; Butt y Hough, 2006). En el presente estudio la tendencia observada es la opuesta, el menor tamaño de grano se encuentra en los horizontes de las arcillas moteadas y en el saprolito, mientras que hacia la superficie, los granos aumentan su tamaño en cada parámetro evaluado. Los granos de oro extraídos de la corteza laterítica aparecen en forma de grandes granos con características autigénicas, rellenando cavidades y fracturas. Ramanaidou *et al.* (1991) y Ouangrawa y Yongue (2001) observaron esta misma distribución vertical y consideraron que el enriquecimiento en oro del horizonte laterítico se ve influenciado por otros procesos además de la reprecipitación química, muy probablemente por deposición gravitacional de granos de oro, asociado a la dispersión mecánica y el retrabajado durante el proceso de lateritización.

Los resultados morfológicos y composicionales de los granos de oro se compararon con otros casos en los que se ha reportado la presencia de oro en ambientes supergénicos similares. Una idea común asocia el oro más grueso en los perfiles lateríticos con un origen primario y residual, mientras que el oro secundario representaría cristales euhédricos, prístinos, de tamaño micrométrico, exhibiendo formas de tipo esferulítico, dendrítico o recrecimientos sobre granos primarios (Mann, 1984; Butt, 1984; Wilson, 1984; Freyssinet *et al.*, 1987; Freyssinet *et al.*, 1989; Santosh *et al.*, 1992; Butt y

Hough, 2006). No obstante, otros autores han identificado oro secundario en corazas lateríticas, en forma de pepitas de tamaño milimétrico, de muy alta pureza ($< 0,1\%$ Ag) y estrechamente asociadas con la matriz laterítica (Dos Santos, 1984; Michel, 1987; de Oliveira y Campos, 1991; Smith y Anand, 1992; Larizzatti *et al.*, 2008).

Los análisis microquímicos realizados muestran en un gran porcentaje de los granos estudiados una composición de oro nativo, con bajos contenidos de Ag y Cu. La mayor pureza corresponde a los granos de la corteza laterítica, del suelo y del saprolito, con porcentajes de Au de $>995\%$ promedio, mientras que la mayor variabilidad en la aleación de Au/Ag se encuentra en las gravas aluviales y pisolíticas, ambas representando materiales transportados y, por lo tanto, constituidas por una mezcla de poblaciones de diferente origen.

Asimismo, es de resaltar la completa ausencia de inclusiones de fases minerales primarias (sulfuros o sulfosales) en todos los horizontes, con la única salvedad de varias inclusiones micrométricas ($<20\ \mu\text{m}$), detectadas en un grano de oro de las gravas lateríticas, identificadas en la microsonda electrónica como un posible compuesto intermetálico de oro y bismuto (AuBi_2).

Las secciones pulidas de algunos de los granos de oro pusieron de manifiesto la existencia de variaciones composicionales entre las partes más externas del grano y su núcleo. Estas variaciones son productos de la variación en el contenido de Au/Ag, la mayoría de las veces en forma de bordes empobrecidos en Ag. El origen de estas texturas ha sido objeto de numerosas discusiones. En la literatura se ha utilizado comúnmente el término de “disolución selectiva” por el que “*los elementos menos nobles son preferencialmente retirados de la aleación, dejando un residuo rico en oro*” (Fortey, 1981). No obstante, Groen *et al.* (1990) rechazan la hipótesis del lixiviado por difusión en base a los largos periodos de tiempo requeridos para formar un estado sólido de fusión y por la forma neta del gradiente composicional en la interfaz entre la pátina y núcleo. En algunos granos estas películas no se limitan a la superficie y penetran en su interior, lo que ha sido interpretado por Freyssinet y Butt (1988) y Butt y Hough (2006) como una penetración a favor de fisuras o siguiendo límites cristalinos controlados por la estructura mineral (Hough *et al.*, 2009). Este tipo de texturas es muy poco frecuente en granos de oro hipogénicos, por lo que autores como Leake *et al.* (1995) defienden un origen asociado a procesos supergénicos.

Aunque los depósitos de edad arcaica se caracterizan por presentar mineralizaciones auríferas de gran pureza y relaciones Au/Ag limitadas los bajísimos contenidos de plata, la práctica ausencia de inclusiones de minerales primarios (sulfuros) y la estrecha relación del oro con minerales de neoformación, sugieren un origen supergénico para una gran parte de los granos analizados.

La morfología y distribución de las partículas de oro de los sedimentos de arroyo han sido ampliamente utilizados para evaluar la proximidad del oro a su área fuente primaria (Antweiller y Campbell, 1977; Grant *et al.*, 1991; Zhihui y Fletcher, 1991, Townley *et al.*, 2003). El oro nativo, al ser un mineral altamente maleable es susceptible de deformarse durante los procesos de transporte por lo que los cambios en la forma de las partículas de oro depende fundamentalmente del tipo de transporte y de la distancia recorrida por el grano (Hérail, 1984, DiLabio, 1991).

Tras la caracterización de más de 6.000 granos de oro procedentes de los sedimentos aluviales del área estudiada, se constató que dichos granos comparten muchas características físicas y composicionales con el oro de los horizontes lateríticos (coraza y gravas pisolíticas), tales como la distribución de tamaños, el contorno irregular, la superficie rugosa y corroída, la abundancia de incrustaciones, los recubrimientos limolíticos, entre otras. Esto sugiere que la acción erosiva que dismanteló y disgregó las formaciones lateríticas en las colinas y las crestas, contribuyó a la liberación de las partículas de oro, depositándolas en los sedimentos de la red de drenaje actual. En el caso de los granos muestreados en las cabeceras de los arroyos, la escasa distancia recorrida, en muchos casos no ha sido suficiente para imprimir en los granos las modificaciones típicas asociadas con el transporte. Sin embargo, en los granos muestreados a lo largo de los primeros 500 metros desde las cabeceras de los arroyos, estas características morfológicas evolucionan notablemente por un incremento progresivo en el aplanamiento, los pliegues y el suavizado de su superficie de grano.

Los indicios auríferos en el cratón Gabonés son frecuentes y numerosos depósitos de tipo placer han sido explotados de manera artesanal en gran parte de su territorio. No obstante, muy pocos yacimientos primarios han sido objeto de explotación industrial, estando casi exclusivamente concentrados en la mitad centro-sur del país, en los distritos de Étéké y Bakoudou.

Entre los yacimientos auríferos primarios del cratón gabonés se han distinguido dos tipos principales: mineralizaciones sin-volcánicas a sin-volcanosedimentarias, de origen exhalativo (distrito de Étéké), de tipo diseminado y filoniano ([Bouchot y Feybesse, 1996](#)) y mineralizaciones orogénicas ligadas a la fase D2 de la orogenia eburneana (Mina de Bakoudou), en forma de cizallas asociadas a procesos de silicificación ([Minko-Bidza et al., 1995](#)).

La génesis de los yacimientos auríferos arcaicos de Gabón, estrechamente relacionada al desarrollo de cinturones vulcanosedimentarios de rocas verdes y de itabiritos, es muy similar al estilo de mineralización presente en otros escudos cratónicos (África del Oeste, Australia del Oeste, Canadá, Brasil etc.) ([C.R.M., 1988](#)). Las características generales que comparten este tipo de yacimientos es una clara asociación, al menos espacial, con las rocas metamórficas deformadas, una fuerte alteración y una alta temperatura de emplazamiento del depósito. Aunque no se excluye la presencia de yacimientos en otras litologías, el control químico en la fijación del oro debido a la naturaleza rica en hierro de las rocas encajantes, parece evidente ([Leistel et al., 2001](#)). Es posible que las mineralizaciones primarias originen zonas de sulfuración (pirita, pirrotita y arsenopirita) metasomática a expensas del hematites o de la magnetita de los BIFs. Este estilo de yacimientos es ampliamente conocido en Brasil, en la provincia aurífera del Cuadrilátero Ferrífero de Minas Gerais ([Scarpelli, 1991](#)).

El origen de las soluciones hidrotermales ricas en oro y su emplazamiento en los cinturones de rocas verdes ha sido objeto de controversia. [Powell et al. \(1991\)](#) consideran que las soluciones mineralizantes provienen de la deshidratación metamórfica en el paso de las facies esquistos verdes hacia la facies anfibolita o granulita. En el caso de basaltos, el oro se concentraría principalmente en forma de trazas en determinados sulfuros durante el estadio magmático. Estos sulfuros (pirrotina y arsenopirita, principalmente) habrían sido lixiviados por las aguas moderadamente cloruradas de deshidratación metamórfica, haciendo que el oro entrase en solución bajo la forma de complejos sulfurados a temperaturas medias ($\geq 300^{\circ}\text{C}$). Los sulfuros y el oro precipitarían en los espacios vacíos generados durante las deformaciones compresivas y la tensión, cerca de la superficie, debido fundamentalmente al descenso térmico ([Martin y Makanga, 2002](#)).

Otro de los modelos, defendido por [De Wit et al. \(1982\)](#), propone que el oro procede de mineralizaciones epitermales o singenéticas formadas en superficie o sobre los fondos marinos, que posteriormente fueron removilizadas por soluciones hidrotermales asociadas a intrusiones de granitos en las rocas verdes.

Por otro lado, estudios realizados en cinturones de rocas verdes ferríferos de diversas áreas cratónicas, muestran que las mineralizaciones no parecen haber sido emplazadas durante las primeras fases de la deformación y de las intrusiones graníticas, si no en fases tardías ([Martin y Makanga, 2002](#)). Estos autores proponen un origen para las soluciones hidrotermales ajeno a las rocas verdes, en base al estudio isotópico del carbono procedente de los carbonatos depositados por la mineralización, que muestran firmas de fuente profunda. Estas soluciones hidrotermales pueden contener metales (Fe, Cu, Zn) en forma de complejos clorurados, sulfurados y/o bicarbonatados, con los cuales el oro se puede combinar. Durante el ascenso de las soluciones de origen profunda a favor de fracturas, se producen cambios en la composición de las soluciones ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{S}-\text{NaCl}$), que pueden llevar a la ruptura de los complejos generando por un lado sulfuros, y por otro lado, metales en forma de iones simples. Estos procesos se pueden generar bien por enfriamiento o bien por reacción con la roca encajante, en el caso de ésta contenga Fe, Mg y Ca bajo la forma de óxidos y de silicatos ([Leistel et al., 2001](#)). En ese caso, la solución se empobrece en bicarbonatos y sulfuros por la formación metasomática de carbonatos y pirita, lo que causa la precipitación del oro por descenso de la actividad de los iones bisulfurados y bicarbonatados.

Este proceso explicaría la asociación con las rocas verdes y los itabiritos, la carbonatación de la roca encajante y el hecho de que la pirita sea frecuentemente el único sulfuro presente.

Para el caso de Minvoul, el modelo de [De Ronde et al. \(1992\)](#) parece plausible en base a, entre otros aspectos, los resultados del análisis factorial de los datos geoquímicos de los diferentes horizontes de alteración, indicando que el oro no está relacionado de manera clara con ningún otro elemento. Aunque la fuerte meteorización ha afectado y, sin duda, modificado las firmas geoquímicas, el hecho de que el oro se represente como un factor único, sin claras evidencias de relación con otras fases de sulfuros,

parece sugerir unas mineralizaciones de oro libre asociado a venas de cuarzo típicos de los depósitos de oro orogénico o *gold only deposits*.

A escala local, las mineralizaciones de oro parecen estar condicionadas a la interacción entre litología y los estilos de deformación. La característica asociación entre las formaciones bandeadas de hierro y el oro y la presencia de zonas estructuras favorables, generalmente correspondientes a variaciones en la competencia de los materiales, materializadas en zonas de cizalla y fallas.

Aunque el modo de ocurrencia del oro primario no es completamente conocido, al no existir en todo este dominio geológico ninguna explotación minera más allá de las explotaciones artesanales de oro aluvial ni datos de sondeos, las evidencias geológicas, petrográficas y geoquímicas parecen apuntar a que las mineralizaciones de Minvoul corresponderían a depósitos de oro orogénico, definidos por [Phillips and Zhou \(1999\)](#) como un depósito tipo *greenstone-hosted gold-only deposit*, caracterizado además de por los anteriores criterios comunes a muchos de los metalotectos arcaicos, por la práctica ausencia en la mineralización de plata o metales de base.

CAPÍTULO 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbot R.N.Jr. 1982. A petrogenetic grid for medium and high grade metabasites. *American Mineralogist*, 67, 865-876
- Africa Aura Mining, 2009. Batouri gold project, Cameroon. Africa aura Resources (UK) Ltd. London. <http://www.african-aura.com/s/batouri.asp>. Accessed on March 7, 2009
- Aiglsperger T., Proenza J.A., Lewis J.F. y Longo F. 2014. Is microbial activity causin PGM neoformation in Ni-laterites? Evidences from Falcondo (Dominican Republic), *Macla*, 19, 19-20
- Akbarpour, A., Gholami, N., Azizi, H. y Torab, F. 2012. Cluster and R-mode factor analysis on soil geochemical data of Masied-Daghi exploration area, northwestern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 3397-3408
- Albert A.A. 1944. The matrices of factor analysis, *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A*, 30, 90-95
- Álvarez, P. 1992. Répartition de la sédimentation dans le golfe Protérozoïque supérieur du schisto-calcaire au Congo et Gabon: Implications en Afrique centrale. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 96, 281-297
- Antweiler J.C. y Campbell W.L. 1977. Application of gold compositional analyses to mineral exploration in the United States. En: *Developments in Economic Geology*, 9, 17-29 Elsevier.
- Aristizábal E., Valencia Y., Guerra A., Vélez M. y Echeverri O. 2011. Caracterización geotécnica de perfiles de meteorización desarrollados sobre rocas ígneas en ambientes tropicales. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 30, 47-60
- Asaah V.A. 2010. Lode gold mineralization in the Neoproterozoic granitoids of Batouri, southeastern Cameroon. Tesis doctoral. Faculty of Energy and Economic Sciences, Clausthal University of Technology, 200 pp.
- Atkinson D. y Kothavala R.Z. 1983. Kashmir Sapphires. *Gems and Gemology*, XIX, Summer, 64-76.
- Aubert, G. y Segalen, P. 1966. Projet de classification des sols ferralitiques. Cahiers O.R.S.T.O.M, series, Pédologie, IV, 4, 97-112.
- Averill S.A. y Zimmerman J.R. 1986. The riddle resolved: the Discovery of the Partridge gold zone using Sonic drilling in glacial overburden at Waddy Lake, Saskatchewan. *Canadian Geological Journal*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1, 14-20
- Baker W.E. 1978. The role of humid acid in the transport of gold. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 645-649
- Barahona E. 1974. Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis Doctoral, 398 p. Universidad de Granada, España
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil – An expression of Archean Paleoproterozoic plate convergence. En: Vielzeuf D. y Vidal P.H. (eds.), *Granulites and crustal evolution*. 1990. Springer-Verlag, Clermont Ferrand, Francia, 195-221.

Bassot J.P. 1986. Le Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest: ce qui a été fait, ce qui reste à faire, Publ. Occas. CIFEG, 10, 7-16

Bassot, J.P. 1988. Apport de la télédétection à la compréhension de la géologie du Gabon. En: *Chronique de la Recherche Minière*, 491, 25-34

Bassot, J.P. y M. Caen-Vachette. 1984. Données géochronologique et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal: implications sur l'histoire géologique du Birrimien de cette région, in *Géologie Africaine*, edited by J. Klerkx y J. Michot, pp. 191-210, Tervuren, Belgium, 1984.

Bassot, J.P., Caen-Vachette, M., Vialette, Y. y Vidal P.H. 1986. Géochronologie du socle gabonais. Rapport préliminaire sur les mesures d'âge (zone Monts de Cristal, Mitic-Oyem, Makokou Est et zone de Fougamou). Ministère des Mines, Gabon (ONU, Serv. Géol.) Libreville y Département de Géologie et Minéralogie. Universidad de Clermont-Ferrand 11, Francia.

Bassot J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y., Vidal P.H. 1987. Géochronologie du socle gabonais. Rapport final inédit, dactylographié, Département de Géologie et Minéralogie, Universidad de Clermont-Ferrand II, Francia, 228 p.

Batumike M.J., Cailteux J.H. y Kampuzu A.B. 2007. The Neoproterozoic Nguba and Kundelungu successions in the central African Copperbelt: lithostratigraphy, basin development and regional correlations. *Gondwana Research*, 11, 432-447

Beauvais A. 1991. Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique. Morphologie, Pétrologie et Géochimie. Ph. D. The-sis, Univ. Poitiers, France.

Benedetti, M. y Boulège, J., 1991. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1539-1547

Berrezueta E. y Castroviejo R. 2007. Reconocimiento automatizado de menas metálicas mediante análisis de imagen: un apoyo al proceso mineralúrgico. I: ensayo metodológico. *Revista de Metalurgia*, 43(4), 294-309

Berrezueta E., González-Menéndez L., Ordóñez-Casado B. y Olaya P. 2015. Pore network quantification of sandstones under experimental CO₂ injection using image analysis. *Computer & Geoscience*, 77, 97-110

Berrezueta E. y Domínguez-Cuesta M.J. 2016. Quantification of sandstone pore system by optical image analysis through high-resolution scanner images. Conferencia. IX Congreso Geológico de España. 2016. Huelva, España.

Berrezueta E., Ordóñez-Casado B., Bonilla, W., Banda R., Castroviejo R., Carrión P. y Puglla S. 2016. Ore Petrography Using Optical Image Analysis: Application to Zaruma-Portovelo Deposit (Ecuador). *Geosciences*, 6, 30.

Bessoles B. y Laserre M. 1978. Le complexe de base du Cameroun. *Bulletin de la Direction des Mines et de la Géologie*. Yaoundé, Camerún, 185-218

Bhaskara-Rao A. 1987. Guide horizons for gold mineralization in lateritic crust. *Chemical Geology*, 60, 287-291.

Bliss J.D. 1992. Grade and tonnage model of laterite-saprolite Au. 50-51. In: Bliss J.D., Ed., *Developments in Mineral Deposit Modelling*. Bull. U.S. Geol. Surv., 2004, 168 pp.

- Bolland M.D.A., Posner A.M. y Quirk J.P. 1977. Zinc adsorption by goethite in the absence and presence of phosphate. *Australian Journal of Soil Research*, 15, 279-286
- Boniface, N., Schenk, V. y Appel, P. 2012. Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry. *Precambrian Research*, 192, 16-33
- Bouchot V. y Feybesse, J.L. 1996. Paleoproterozoic gold mineralization of the etéké Archean greenston belt (Gabon): its relation to the Eburnean orogeny. *Precambrian Research* 77, 143-159
- Boudzoumou, F. y Trompette, R. 1988. La chaîne pan-africaine ouest-congolienne au Congo (Afrique équatoriale) : un socle polycyclique charrié sur un domaine subautochtone formé par l'aulacogène du Mayombe et le Bassin de l'Ouest Congo. *Bulletin de la Société Géologique de France*, IV(6), 889-896
- Bowell R.J. 1992. Supergene gold mineralogy at Ashanti, Ghana: implications for the supergene behaviour of gold. *Mineralogical Magazine*, 56, 545-545. London
- Bowell, R.J.; Foster, R.P. y Gize, A.P. 1993. The Mobility of Gold in Tropical Rain Forest Soils. *Economic Geology*, 88, 999-1016.
- Boyle R.W. 1969. Hydrothermal transport and deposition of gold. *Economic Geology*, 64, 112-115
- Brinkman R. 1979. Ferrolisis, a soil forming process in hydromorphic conditions. *Agricultural Research Reports*, 887, Wageningen, Holanda.
- Bryant, F. B. y Yarnold, P. R. 1995. Principal-components analysis and exploratory and confirmatory factor analysis. En: Grimm L.G. y Yarnold P.R. (eds.), Reading and understanding multivariate statistics, 99-136. Washington, U.S.A.
- Butt C.R.M. 1984. The nature and origin of the lateritic weathering mantle, with particular reference to Western Australia. En: Geophysical Prospecting in Deeply Weathered Terrains, Doyle, H.A., Glover, J. E. y Groves, D. I. (eds.), 6, 11-29. Publicación especial de la Western Australia University
- Butt C.R.M. 1987. The dispersión of Gold in the weathered zone, Yilgarn Block, Western Australia. 27-54. En: Meaningful sampling in Gold Exploration. Bull. Aust. Inst. Geoscien., 7, 182 p.
- Butt C.R.M. 1989. Genesis of supergene gold deposits in the lateritic regolith of Yilgarn Block, Western Australia. En: Keays R.R., Ramsay W.R.H. y Groves D.I (eds.), The geology of gold deposits: the perspective in 1988. *Economic Geology Monograph*, 6, 460-470
- Butt C.R.M. y Hough R.M. 2006. Crystallographic controls on the weathering of gold. Regolith-Consolidation and dispersion of Ideas, 26-7
- Cabral L.J., Radtke M., Munnik F., Lehmann B., Reinholz U., Riesemeier H., Tupinambá M. y Kwitko-Ribeiro R. 2011. Iodine in alluvial platinum-palladium nuggets: Evidence for biogenic precious-metal fixation. *Chemical Geology*, 281, 132-152
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J. y Vail J.R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. London, Oxford University Press, 512 p

- Caen-Vachette M., Vialette Y., Bassot J.P. y Vidal P. 1988. Apport de la geochronology isotopique à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chronique de la Recherche Minière*, 491, 35-54. Orléans, Francia
- Cailleux A. Tricart J. 1959. Initiation à l'étude des sables et des galets, vol. 1, Paris. Centre de Documentation Universitaire, 369 p.
- Campbell S.G., Reith F., Etschmann B., Brugger J., Martínez-Criado G., Grondon R.A. y Southam G. 2015. Surface transformation of platinum grains from Fifield, New South Wales, Australia. *American Mineralogist*, 100, 1236-1243
- Carvalho H., Tassinari, C., Alves P.H., Guimaraes F. y Simoes M.C., 2000. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 31(2), 383-402
- Castaing R. 1951. Application of electron probes to local chemical and crystallographic analysis. Tesis doctoral. Universidad de París, Francia
- Castroviejo R., Berrezueta E. y Lastra R. 2002. Microscopic digital image analyses of gold ores: A critical test of the methodology, comparing reflected light and SEM. *Minerals and Metallurgical Processing*, 19, 102-109
- Cattell R.B. 1978. The Scientific Use of Factor Analysis in Behavioral and Life Sciences. Plenum, New York.
- CGG, 1984. Interprétation de la prospection aéroportée de magnétisme et spectrométrie gamma du Gabon. Rapport Compagnie Générale de Géophysique (CGG), Ministère des Mines et du Pétrole du Gabon, 54 p.
- Chappell B.W. y White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174
- Chapman R.J., Leake R.C., Moles N.R., Earls G., Cooper C., Harrington K. y Berzins R. 2000. The application of microchemical analysis of alluvial gold grains to the understanding of complex local and regional gold mineralization: a case study in the Irish and Scottish Caledonides. *Economic Geology*, 95(8), 1753-1773
- Chapman R.J., Leake R.C. y Styles M., 2002. Microchemical characterization of placer gold grains as an exploration tool. *Gold Bulletin*, 35(2), 53-65
- Chatelin Y. 1968. Notes de pedologie gabonaise : 5, Géomorphologie et pedologie dans le sud Gabon, des monts Birougou au littoral. Off. Rech. Sci. Tech. Outre-Mer (Paris). Cah. ORSTOM. Ser. Pedol. 6 (1), 3-20.
- Chaussier J.B. y Morer J. 1982. Manuel du prospecteur minier. Manuels & Méthodes. BRGM, Orléans, Francia.
- Chevallier L., Makanga J. F. y Thomas, R.J. 2002. Notice explicative de la carte géologique de la République Gabonaise à 1/ 1.000.000. Éditions DGMG. Gabon. 195 pp
- Chombong N.N., Suh E.C. e Ilouga D.C. 2013. New detrital zircon U-Pb ages from BIF-related metasediments in the Ntem complex (Congo craton) of southern Cameroon, West Africa. *Natural Sciences*, vol. 5 (7), 835-847
- Chork C.Y. y Govett G.J.S. 1985. Comparison of interpretations of geochemical soil data by some multivariate statistical methods. *Journal of Geochemical Exploration*, 23, 213-242

- Chork C.Y. y Salminen, R. 1993. Interpreting exploration geochemical data from Outokumpu, Finland. MVE-robust factor analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 1-20
- Clarkson P. 1990. Placer gold recovery research. Final summary. New Era Engineering Corporation, Yukon, Canadá.
- Colin F. 1984. Étude pétrologique des alterations de pyroxénite du gisement nickélifère de Niquelândia (Brésil). Thèse 3^o Cycle, Paris VII, 137 p.
- Colin F., Lecomte P. y Boulange, B. 1989. Dissolution features of gold particles in a lateritic profile at Dondo Mobi, Gabon. *Geoderma*, 45, 241-250
- Colin F. y Vieillard, P. 1991. Behaviour of gold in the lateritic equatorial environment: weathering and surface dispersion of residual gold particles, at Dondo Mobi, Gabon. *Applied Geochemistry*, 6(3), 279-290
- Colin F. y Lecomte P. 1988. Étude minéralogique et chimique du profil d'altération du prospect aurifère de Mébaga Mvomo (Gabon). *Chron. Rech. Min.*, n°491, 55-65.
- Colin, F., Lecomte, P., Edou-Minko, A. y Benedetti, M. 1993. Regional exploration strategies at Pouna, Gabon, and gold distribution under equatorial rain forest conditions. *Chroniques de la Recherche Minière*, 510, 61-68
- Collinet J. 1969. Contribution à l'étude des « stone lines » dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). *Off. Rech. Sci. Tech. Outre-Mer (Paris). Cah. ORSTOM. Ser. Pedol.* 7(1) : 3-42.
- Collinet J. y Forget A. 1976. Carte pédologique de reconnaissance à 1/200.000. Feuille Booué-Mitzic, notice n° 63. ORSTOM, Paris, 160 p.
- Cordani U.G., Sato K. y Marinho M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 27(1-3), 187-213
- Cornejo P. 2016. Yacimientos tipo placer. Enlace web: <https://previa.uclm.es/users/higueras/yymm/Placeres.htm>
- Costa M.L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South America, Africa, and Australia: applications to geochemical exploration in tropical regions. *Journal of Geochemical Exploration*, 47(1-3), 143-163
- Cox K.G., Bell J.D. y Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen & Unwin, Londres.
- Coxon B.D. 1993. Lateritisation and secondary gold distribution with particular reference to Western Australia. Disertación de Maestría. Universidad de Rhodes. 126 p.
- Cramer J.J. y Nesbitt H.W. 1983. Mass balance relations and trace element mobility during continental weathering of various igneous rocks. *Sciences Géologiques, Mémoires*, 73, 63-73
- C.R.M. "Chronique de la Recherche Minière". 1988. L'inventaire minier du Gabon, 491, 149 p.
- Curtis C.D. 1976. Chemistry of rock weathering, fundamental reactions and controls. En: Derbyshire E (eds.) *Geomorphology and climate*, Londres
- Davy R. y El-Ansary M. 1986. Geochemical patterns in the laterite profile at the Boddington gold deposit, Western Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 26, 119-144

- Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Queiroga, G. y Schulz, B. 2017. Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí-Ribeira orogenic system, Brazil: Hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research*, 51, 30–50
- Delhal J. y Ledent L. 1975. Données géochronologiques sur le complexe calco-magnésien du Sud-Cameroun. Musée Royale d'Afrique Central (Tervurem, Belgique). Rapport Annuel de 1974, 71–75
- Delhal J., Ledent D. y Torquato J.R., 1976. Nouvelles données géochronologiques relatives au complexe gabbro-noritique et charnockitique du bouclier du Kasai et à son prolongement en Angola. *Annales Société Géologique de Belgique*, 98, 165–187
- Delor C., Theveniaut H., Cage M., Pato D., Lafon J.M., Bialkowski R.J.Y., Neto, A., Cavongo M. y Sergeev S. 2008. New insights in the Precambrian geology of Angola: basis for an updated lithochronological framework at 1:2 000 000 scale. 22nd Colloquium African Geology (CAG22), 04-06,11. 2008. Abstracts, 52-53, Hammamet, Túnez
- Delpomdor F. y Prétat A., 2013. Early and late Neoproterozoic C, O and Sr isotope chemostratigraphy in the carbonates of West Congo and Mbuji-Mayi supergroups: a preserved marine signature? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 389, 35–47
- Delpomdor F. y Prétat A., 2015. Overview of the Neoproterozoic Sedimentary Series Exposed Along Margins of the Congo Basin. In de Wit, M.J. (ed.) *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*, Regional Geology Reviews, 41-58. Springer-Verlag, Berlin
- De Ronde C.E.J., Spooner E.T.C., De Wit M.J. y Bray C.J. 1992. Shear zone-related Au quartz vein deposits in the Barberton greenstone belt, South Africa: field and petrographic characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemistry. *Economic Geology*, 87, 366-402.
- Desborough G.A. 1970. Silver depletion indicated by microanalysis of gold from placer occurrences, Western United States. *Economic Geology*, 65, 304-311
- De Waele B., Kampuzu A.B., Mapani B.S.E. y Tembo F. 2006. The Mesoproterozoic Irumide belt of Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, 46, 36-70
- De Waele B., Johnson S.P. y Pisarevsky S.A. 2008. Paleoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: its role in the Rodinia puzzle. *Precambrian Research*, 160, 127-141
- De Waele, B. Lacorde, M., Vergara, F., Chan, G. 2015. New insights on Proterozoic tectonics and sedimentation along the peri-Gondwanan West African margin based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Precambrian Research*, 259, 156-175.
- Dewandel B., Lachassagne P., Maréchal J.C., Wyns, R. y Krishnamurthy, N.S.A. 2006. generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifer controlled by single or multiphase weathering. *Journal of hydrology*, 330 p.
- De Watcher, P. 1996. Rapport progressif des travaux de recherche : Missions de reconnaissance dans la partie Est de la RDF
- De Wit M.J., Hart R., Martin A. Y Abbott P. 1982. Archean abiogenic and probable biogenic structures associated with mineralized vent systems and regional metasomation, with implication for greentone bet studies. *Economic Geology*, 77, 1783-1802.

De Wit M.J. y Linol, B. 2015. Precambrian Basement of the Congo Basin and its flanking terrains. En: de Wit, M.J. (eds.) *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*, Regional Geology Reviews 417 p. Springer-Verlag Berlin.

DiLabio R.N.W. 1991. Classification and interpretation of the shapes and surface textures of gold grains from till. En: *Gisements alluviaux d'or*, 297-313. ORSTOM, París

Dos Santos J.F. 1984. O ouro elúvio-laterítico do depósito de Jatobá-MT. En: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXIII, Rio de Janeiro. 1984. Anais, SBG, Rio de Janeiro, 8: 4012-4023

Doucoure M., de Wit M.J. y Bowring S. 1999. African craton project: a focus on the West African shield, with new data from the Congo Craton, Central African shield. Inédito. CIGCES Annual Report for De Beers Africa Exploration.

Drummond A.J. y Beilby G.R. 1990. Westonia Gold Deposits. 289-295. In: Hughes F.E., Ed., *Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Aust. Inst. Min. Metall., Melbourne, I, 982 p.

Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A. y Malpas J. 2002. Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Engineering Geology*, 63(1-2), 99-119

Eagles G. 2009. West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B. y de Wit M.J (Eds.). En: *Geological Society Special Publication* 294, 432 p, Londres

Abeng A. S., Ndjigui, P-D., Beyanu A. A., Tessontsap T. y Bilong P. 2012. Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo Craton): Implications for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 114, 1 –19

Edou-Minko A. 1988. *Pétrologie et Géochimie des laterites à “stone-line” du gîte d’or d’Ovala*. Application à la prospection en zone Équatoriale humide (Gabon). Tesis doctoral, 147 p. Universidad de Poitiers, Francia

Edou-Minko A.E., Colin F., Trescases J.J. y Lecomte P. 1992. Altération latéritique du gîte aurifère d'Ovala (Gabon), et formation d'une anomalie superficielle de dispersion. *Mineralium Deposita*, 27(2), 90-100

Edou-Minko, A. 1995. Les mécanismes de dispersion et d'accumulation d'or dans les conditions d'altération supergene en zone équatoriale. *Journal of African Earth Sciences*, 2, 319-326

Ehrlich R., Kennedy S.K., Crabtree S.J. y Cannon R.L. 1984. Petrographic image analysis; analysis of reservoir pore complexes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1365–1378

Escuder J., Correia J.D.C. y Quintana L. 2017. Notícia Explicativa da carta geológica, Angola de Namibe. Folha Sul D-33/S y Sul D-32/Z à escala 1:250 000. Série Provisória. IGME / LNEG /IMPULSO. IGEO, Luanda, Angola

Evans D.L.C. 1982. Laterisation as a possible contributor to gold placers. *Engineering and Mining Journal*. Agosto 1981, 86-91

Feybesse J.L., Johan V., Maurizot P. Y Abessolo A. 1986. Mise en évidence d'une nappe synmétamorphe d'âge eburnéen dans la partie NW du cratón zorois (SW Cameroun). En: *Les*

formations birimiennes en Afrique de l'Ouest. Publications occasionnelles du Centre Internationale de Formation en Géologie (CIFEG) 1986/10, 105-111.

Feybesse J.L., Johan V., Maurizot P. y Abessolo A. 1987. Évolution tectonométamorphique libérienne et eburneene de la partie NW du craton Zarois (SW Cameroun). En: Matheis J., Schandelmeier G (eds.), *Current Research in African Earth Sciences*, Balkema, Rotterdam, 9-12.

Feybesse J.L., Johan V., Triboulet C., Guerrot C., Mayaga-Mikolo F., Bouchot V. y Eko-N'Dong J. 1998. The West Central African Belt: a model of 2,5 – 2,0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, 87, 161-216

Fiala J.D. 1992. South Junction Gold Deposit- Meekatharra. *Bull. Aust. Inst. Min. Metall.*, 3, 85-96.

Figuereido M.C.H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2), 131-145.

Folk R.L. y Ward W.C. 1957. Brazos River bar: a studying the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.

Folk R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas. Hemphill's Book Store.

Fontana M.G. 1986. *Corrosion Engineering*. 3rd Edition, McGraw-Hill Book Co., New York.

Forbes E.A., Posner A.M y Quirk J.P. 1976. The specific adsorption of divalent Cd, Co, Cu, Pb and Zn on goethite. *Journal of Soil Sciences*, 27, 154-166

Fortey A.J. 1981. Micromorphological studies of the corrosion of gold alloys. *Gold Bulletin*, 14, 25-35

Foster, R.P. ed. 1984. *Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Balkema, Rotterdam. 753 pp

François, A. 1987. Synthèse géologique sur l'Arc Cuprifère du Shaba -République du Zaïre. Société Belge de Géologie, Centenaire 1987 (vol. hors série), 56 p

Freyssinet P., Zeegers H. y Tardy Y. 1987. Néof ormation d'or dans les cuirasses latéritiques, dissolution, migration, précipitation. *Comptes Rendues de l' Académie des Sciences*, Paris 305 (série II), 867–874

Freyssinet P. y Butt C.R.M. 1988. Morphology and geochemistry of gold in a lateritic profile, Reedy mine, Western Australia. CSIRO Australia Division of Exploration Geoscience Restricted Report n°MG 58R, 15p

Freyssinet P., Butt C.R.M., Morris R. y Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology*, 100th Anniversary volume, 681-722

Freyssinet P., Zeegers H. y Tardy Y. 1987. Néof ormation d'or dans les cuirasses latéritiques: dissolution, migration, précipitation. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris*, 305(II), 867-874

Freyssinet P., Zeegers H. y Tardy Y. 1989. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of southern Mali. *Journal of Geochemical Exploration*, 32(1), 17-31

- Freyssinet P. 1994. Gold mass balance in lateritic profiles from savanna and rain forest zones: *Catena*, 21, 159–172
- Fuente C. de la, Ovejero M., Queralt I. y Viladevall M. 2006. Determinación analítica de oro nativo mediante espectroscopia de fluorescencia de rayos X (EDXRF). *Macla*, 6, 161-163
- Garret R.G. y Nichol I. 1969. Factor analysis as an aid in the interpretation of regional geochemical stream sediments data. *Quarterly Journal of the Colorado School of Mines*, 64, 245-264
- Gauthier-Lafaye F. y Wéber F. 1989. The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. *Economic Geology*, 84, 2267 – 2285
- Gee R.D. 1990. Gibson lateritic gold deposit. 259-264. In: Hughes F.E., Ed., *Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Aust. Inst. Min. Metall., Melbourne, I, 982 p.
- Giuliani G., Ohnenstetter D., Garnier V., Fallick A.E., Rakotondrazafy M. y Schwarz, D. 2007. The geology and the genesis of gem corundum deposits. *Mineralogical Association of Canada*, 23-78, Yellowknife, Canadá
- González del Tánago J. y Arenas R. 1991. Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 251-269
- González R.C. y Woods R.C. 1992. *Digital Image Processing*, Addison-Wesley Publishing Co. 716 p., Nueva York
- Goscombe B. y Gray D. 2007. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terrene and tectonic significance. *Precambrian Research*, 155, 139-158
- Goscombe B. y Gray D.R. 2008. Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: A review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. *Gondwana Research*, 13, 45-85
- Goudie A. 1973. *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Oxford University Press, 174 p., Londres
- Govett G.J.S. 1987. Exploration geochemistry in some low-latitude areas –problems and techniques- *Transactions Institute Mining and Metallurgy* (Series B: Applied Earth Sciences), 96, 97-116
- Grant A. H., Lavin. O. P. y Nichol I. 1991. The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool. *Journal of Geochemical Exploration*, 40(1-3), 73-94
- Grimm B. y Friedrich G. 1991. Precipitation and concentration of gold in colluvial soils in the Semiarid region of Gentío do Ouro, Central Bahia, Brazil. 343- 351. En: Ladeira, E.A. (eds.). *The Economics, Geology, Geochemist and Genesis of Gold Deposits. Proceeding of the Symposium Brazil Gold '91, Belo Horizonte.*, 823p., Rotterdam
- Groen J.C., Craig J.R. y Rimstidt J.D. 1990. Gold-rich rim formation on electrum grains in placers. *Canadian Mineralogist*, 28, 207–228
- Grove C. y Jerram D.A. 2011. jPOR: An ImageJ macro to quantify total optical porosity from blue-stained thin sections. *Computers and Geosciences*, 37(11), 1850-1859

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G. y Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types. *Ore Geology Reviews*, 13, 7-27

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. y Hart C.J.R. 2003. Gold Deposits in the Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration significance. *Economic Geology*, 98, 1-29

GTK Consortium. 2006. Map explanation, vol. 4. Sheets 1430-1432, 1530-1534. Geology of the Degree Sheets Inhamambo, Maluweru, Chifunde, Zumbo, Fingoè-Mágoè, Songo, Cazula and Zóbuè, Mozambique. Ministerio dos Recursos Minerais, Direção Nacional de Geologia, Maputo.

Guerrot C., Feybesse J. L. y Johan V. 1994. La série de Massima (Gabon) : une « greenstone belt » archéenne engagée dans la tectonique collisionnelle protérozoïque inférieur ? Implications géotectoniques et paléogéographiques. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris*, 318(II), 367-384

Guindon D.L. y Nichol I. 1982. Speciation of free gold in glacial overburden, Grant 76, En: Pye E.G. (eds.). Geoscience Research Grant Program, Summary of Research 1981-1982. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper, 103, 65

Gubanov A.P y Mooney W.D. 2009. New global geological maps of crustal basement age. Eos Transactions, AGU, 90, Fall Meeting Supplement Abstract T53B-1583

Hallbauer D.K. y Utter T. 1977. Geochemical and morphological characteristics of gold particles from recent river deposits and the fossil placers of the Witwatersrand. *Mineralium Deposita*, 12(3), 293-306

Hérail G. 1984. Géomorphologie et géologie de l'or détritique (Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne). CNRS, Paris

Herd R.K., Windley B.F. y Ghisler M. 1969. The mode of occurrence and petrogenesis of sapphirine-bearing and associated rocks of the West Greenland. Greenland Geological Survey. 24, 44p.

Higgins M.D. 2006. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic rocks. Cambridge University Press, 265 p.

Hirdes W. 1984. Different populations of gold particles as outlined by their silver content: a regional investigation in the Precambrian Kimberley Reef Placer of the East Rand Goldfield/ Witwatersrand/South Africa. En: A. Wauschkuhn *et al.*, (eds.), Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits, 247-259. Springer-Verlag, Berlin

Hough R.M., Butt C.R.M., Reddy S.M. y Verrall, M. 2007. Gold nuggets: supergene or hypogene? *Australian Journal of Earth Sciences*, 54, 959-964

Hough R. M., Butt C.R. y Fischer-Bühner J. 2009. The crystallography. metallography and composition of gold. *Elements*, 5(5), 297-302

Hunting Geology and Geophysics. 1984. Ground geophysics. Mineral Inventory Project in Tete Province and Parts of Manica, Sofala and Zambezia Provinces. Report on ground geophysical investigations for the 1982 and 1983 field season. Informe inédito, DNG, Maputo.

Iglesias-Martínez, M. 2015. Rapport annuel d'activités 2014-2015, Craton del Congo Exploraciones, SARL, du Permis de Recherche G9-580 Minvoul. Libreville-Madrid.

Iglesias-Martínez, M. 2016. Rapport annuel d'activités 2014-2015, Craton del Congo Exploraciones, SARL, du Permis de Recherche G9-580 Minvoul. Libreville-Madrid.

Iglesias-Martínez, M. y Amandi B. 2016. Compilation map of available geological data of Minvoul (Gabon) and Djoun (Camaeroon) sheets. Inédito. Craton del Congo Exploraciones, Madrid.

Image J user guide v_1.43 (2012). <https://imagej.nih.gov/ij/docs/guide/146.html>

INC. 1959. Institute Nationale de Cartographie du Gabon. Mapa topográfico de la Hoja de Minvoul a la escala 1 :200.000.

Irvine T.N y Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548

Jacobs J., Pisarevsky S., Thomas R.J. y Becker T. 2008. The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia. *Precambrian Research*, 160, 142–158

Jardine M.A., Miller J.A. y Becker M. 2018. Coupled X-ray computed tomography and grey level co-occurrence matrices as a method for quantification of mineralogy and texture in 3D. *Computer and Geoscience*, 111, 105-117

Jelsma H. 2012. Kimberlites from Central Angola: a case study of exploration findings. En: 10th International Kimberlite conference, extended abstract reg. no 101KC-42.

Jelsma H.A., Perrit S.H., Armstrong R. y Ferreira H.F. 2011. Shrimp U-Pb zircon geochronology of basement rocks of the Angolan Shield, Western Angola. Abstract, 23rd CAG, Johannesburg, 8th–14th January.

Jelsma H, Krishnan U, Perritt S, Preston R, Winter F, Lemotlo L, Lind G, Armstrong R y Phillips D. 2012. Kimberlites from Central Angola: a case study of exploration findings. 10th International Kimberlite Conference Proceedings, 2, 173–190

Jelsma A.H., McCourt S., Perritt S.H. y Armstrong R.A. 2018. The geology and evolution of the Angolan Shield, Congo Craton. Siegesmund *et al.*, (eds.). En: *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*.

Kabette J.M., McNaughton N.J., Groves D.I. y Mruma A.H. 2012. Reconnaissance SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Tanzania Craton: evidence for Neoproterozoic granitoid–greenstone belts in the Central Tanzania Region and the Southern East African Orogen. *Precambrian Research*, 216, 232-266

Karpoff A.M. 1973. Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Tesis doctoral, 70 p. U.L.P, Estrasburgo

Kassa-Mombo C. 1984. Contribution à l'étude géologique du gisement aurifère d'Ovala (Massif du chaillu, Gabon). Tesis doctoral, 298p. Universidad de Nancy I, Francia

Kassa-Mombo C., Minko-Bidza V., Mikhailoff N., Greenish T., Devos W., Boldrachi R., Degroote V., Bonnot H., Adlof L., Mabilia R., Melchior A. y Abeme M. J. 1988. Apport de l'inventaire aux connaissances géologiques et minières des feuilles a 1/200 000 de Libreville, Kango et Lambarene (Gabon). *Chronique de la Recherche Minière*, 491, 105–124

Kellogg C.E. 1949. Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions, p. 76-85. Comm. Bur. Soil. Sci. Techn. Communication n° 46.

Kessi C. 1992. Le socle Archéen et les formations ferrifères du Chaillu au Congo. Tesis doctoral, Universidad de Rennes, Francia

Keulen N., Schumacher J.C., Naeraa T., Kokfelt F., Schersten A., Szilas K., van Hinsberg V.J., Schlatter D.M. y Windley B.F. 2014. Meso- and Neoarchean geological history of the Bjornesund and Ravn Storo Supracrustal Belts, southern West Greenland: Settings for gold enrichment and corundum formation. *Precambrian Research*, 254, 36-58

Kooner Z.S. 1993. Comparative study of adsorption behavior of copper, lead and zinc on goethite in aqueous system. In: *Environmental Geology*, 21, 242-250.

Kronberg B.I., Tazaki K. y Melfi, A.J. 1987. Detailed Geochemical studies of the initial stages of weathering of alkaline rocks: Ilha de Sao Sebastiao, Brazil. *Chemical Geology*, 60, 79-88

Kühnel R.A. 1987. The role of cationic scavengers in laterites. *Chemical Geological*, 60, 31-40

Labotka T.C. 1987. The garnet + hornblende isograd in calcic schist from andalusite-type regional metamorphic terrain, Panamint Mountains, California. *Journal of Petrology*, 28, 323-354

Lachowicz H. (2009). Depósitos supergenos de oro. Enlace:
<https://bibdigital.epn.edu.ec/bitstream/15000/5632/1/Lachowicz-Halina.pdf>

Laetsch T. y Downs R. 2006. Software for identification and refinement of cell parameters from powder diffraction data of minerals using the RRUFF Project and American Mineralogist Crystal Structure Databases. Abstracts from the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan, 23-28 July 2006.

Lane G.R., Martin C. y Pirard E. 2008. Techniques and applications for predictive metallurgy and ore characterization using optical image analysis. *Minerals Engineering*, 21, 568-577

Larizzatti J.H., de Oliveira S.M.B.D. y Butt C.R.M. 2008. Morphology and composition of gold in a lateritic profile, Fazenda Pison "Garimpo", Amazon, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(3), 359-376

Lawley C.J.M., Selby D., Condon, D.J., Horstwood M., Millar I., Crowley Q. e Imber J. 2013. Lithogeochemistry, geochronology and geodynamic setting of the Lupa Terrane, Tanzania: Implications for the extent of the Archean Tanzanian Craton. *Precambrian Research*, 231, 174-193

Lawley C.J.M., Selby D., Condon D. e Imber J. 2014. Palaeoproterozoic orogenic gold style mineralization at the Southwestern Archaean Tanzanian cratonic margin, Lupa Goldfield, SW Tanzania: Implications from U-Pb titanite geochronology. *Gondwana Research*, 26, 1141-1158

Lawrance L.M. 1988. Behavior of gold within the weathering profile in the Yilgarn Block, Western Australia. Publications of the University Western Australia, 12, 335-351

Lawrance L. M. y Griffin B. J. 1994. Crystal features of supergene gold at Hannan South, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 29(5), 391-398

Lawrence L.M. 1995. Supergene Ore Deposit Geochemistry. 17th International Geochemical Exploration Symposium, Townsville, 64 p.

Leake R.C., Bland D.J., Styles M.T., Cameron D.G. 1991. Internal structure of Au–Pd–Pt grains from South Devon, England, in relation to low temperature transport and deposition. *Transactions of the Institute of Mining Metallurgy, Sect. B Appl. Earth Sci.* 100, 159–178

Leake R.C., Styles M.T., Bland D.J., Henney P.J., Wetton P.D. y Naden J. 1995. The interpretation of alluvial gold characteristics as an exploration technique. British Geological Survey Technical Report WC/95/22

Leake R.C., Chapman R.J., Bland D.J., Stone P., Camero D.G. y Styles M.T. 1998. The origin of alluvial gold in the Leadhills are of Scotland: Evidence from internal chemical characteristics. *Journal of Geochemical Exploration*, 63, 7-36

Lech M.E. y de Caritat P. 2007. Protocol for sampling in regional geochemical surveys: lessons from pilot projects. CRC LEME Open File Report 229, 55p.

Lecomte P. 1988. Stone line profiles: Importance in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 30(1-3), 35-61.

Lecomte, P., y Colin, F. 1989. Gold dispersion in a tropical rainforest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon. *Journal of Geochemical Exploration*, 34(3), 285-301.

Leistel J.M., Deschamps Y., Feybesse J.L., Husson Y., Lambert A., Leduc C., Milési J.P., Chassignol A.L., Chêne F., Heinry C., Lançan B., Lannez P. y Ralay F. 2001. Évaluation du potentiel aurifère du craton gabonais BRGM/RC-51121-FR.

Ledru P., Eko N'Dong J.E., Johan V., Prian, J.P., Coste B., Haccard D. 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt: collision tectonics in the Lower-Proterozoic. *Precambrian Research*, 44, 227-241

Ledru P., Johan, V., Milesi J.P. y Tegye M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for 2.0 Ga continent evolving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69, 169-191

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Le Bas L., M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R. y Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, 193 p. Oxford.

Lenoir J.L., Liegois J.-P., Theunissen K. y Klerkx, J. 1994. The Paleoproterozoic Ubendian shear belt in Tanzania: Geochronology and Structure. *Journal of African Earth Sciences*, 19, 169-184

Lerouge C., Cocherie A., Toteu F.S., Penaye J., Milési J.P., Tchameni, R., Nsifa E.N., Fanning C.M. y Deloule E. 2006. Shrimp U-Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 413-427

Lima da Costa, M. 1993. Gold Distribution in Lateritic Profiles in South America, Africa and Australia: Applications to Geochemical Exploration in Tropical Regions. *Journal of Geochemical Exploration*, 47, 143 – 163

- Lindeque A., de Wit M.J., Ryberg T., Weber M. y Chevallier L., 2011. Deep crustal profile across the Southern Karoo Basin and Beattie magnetic anomaly, South Africa: an integrated interpretation with tectonic implications. *South African Journal Geology*, 114, 265-292
- Loen J.S. 1994. Origin of placer gold nuggets and history of formation of glacial gold placers. Gold Creek. Granite County. Montana. *Economic Geology*, 89(1), 91-104
- Loen J.S. 1995. Use of placer gold characteristics to locate bedrock gold mineralization. *Exploration Mining Geology*, 4, 335-339
- Maignien R. 1966. Review of research on laterites; Natural resources research IV. UNESCO: Paris, Francia.
- Mackay R.A. 1944. The purity of native gold as a criterion in secondary enrichment. *Economic Geology*, 39, 56-67
- Mann A.W. 1983. Hydrogeochemistry and weathering on the Yilgarn Block, Western Australia. Ferrolisis and heavy metals in continental brines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 181-190
- Mann A.W. 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles; some observations from Western Australia. *Economic Geology*, 79(1), 38-49
- Martin D. 1967. Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. *Cahiers ORSTOM*, séries Pédologie, 2, 189-218
- Martin J.E.J. y Makanga J.F. 2002. Notice explicative de la Carte Métallogénique de la République Gabonaise, 1:1 000 000. D.G.M.G., Libreville (Gabon), 169 p.
- Master S., Rainaud, C., Armstrong R., Phillips D., Robb L., 2005. Provenance ages of the Neoproterozoic Katanga Supergroup (Central African Copperbelt), with implications for basin evolution. *Journal African Earth Sciences*, 42(1-5), 41-60
- Maurizot P., Abessolo A., Feybesse J., Johan y Lecomte P. 1985. Etude et prospection minière du Sud-Ouest du Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport BRGM 85 CMR 066, 274p.
- Maurizot P., Abessolo A., Feybesse J.L., Johan, V., Lecomte P. 1986. Étude et projection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapp. BRGM, 85, CMR 066, 247 p.
- Mayaga-Mikolo F. 1996. Chronologie des événements sédimentaires, magmatiques et tectono-métamorphiques du Précambrien d'Afrique Centrale Occidentale (Gabon) : tectonogénese Ogooué et héritage archéen. Tesis doctoral. Universidad Blaise Pascal, Clermond-Ferrand I, 185 p.
- Mbenoun A.M., Ngon G.F., Bayiga E.C., Fouateu R.Y. y Bilong P. 2013. Gold Behavior in Weathering Products of Quartz Vein in Mintom Area South Cameroon (Central Africa). *International Journal of Geosciences*, 4, 1401-1410
- Mercier L., Johan V., Lardeaux J.M. y Ledru P. 1992. Evolutions tectono-métamorphiques des nappes de l'Artès (Massif central français) : nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, 293-308

- McCourt S., Armstrong R.A., Kampunzu A.B., Mapeo R.B.M. y Morais E. 2004. New U–Pb SHRIMP ages on zircons from the Lubango region, southwest Angola: insights into the Proterozoic evolution of south-western Africa. En: Proceedings of the 20th CAG, Orléans, Francia.
- McCourt S., Armstrong R.A., Jelsma H. y Mapeo R.B.M. 2013. New U–Pb SHRIMP ages from the Lubango region, SW Angola: insights into the Palaeoproterozoic evolution of the Angolan Shield, southern Congo Craton, Africa. *Journal of the Geological Society*, 170(2), 353–363
- McFarlane M.J. 1976. Laterite and landscape. Academic Press, London, 151 pp.
- McFarlane M.J. 1983. Laterites. 7-58. En: Goudie A.S. y Pye, K. (eds.), Chemical Sediments and Geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment. Academic Press, London, 439p.
- Mhlanga G. 2002. Data driven predictive modelling for archean lode gold potential, Bubi greenston belt, southwest Zimbabwe. Tesis doctoral. I.T.C., Holanda.
- Michel D. 1987. Concentration of gold in in situ laterite from Mato Grosso. *Mineralium Deposita*, 22, 185-189
- Middlemost E.A.K. 1985. Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology. Longman, Harlow.
- Milesi J.P., Ledru P., Marcoux E., Johan V., Lerouge C. Sabate P., Bailly L., Respaut J.P. y Skipwith, P. 2002. The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: A hydrothermal shear-reservoir model. *Ore Geology Reviews*, 19, 95-136
- Milesi J.P., Feybesse J.L., Pinna P., Deschamps Y., Kampuzu H., Muhongo S., Lescuyer J.L., Le goff E., Delor C., Billa M., Ralay F. y Henry, C. 2004. Géologie et principaux gisements d'Afrique – carte SIG à 1/ 1 000 000, 20th Colloquium of African Geology, Orléans, Francia, 02-07 Junio, 2004.
- 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., Liestel J.M., Saint-martin M., Ralay F., Henry C., Bouchot V., Doumnang Mbaiggane J.C., Kanda kula V., Chene F., Monthel J., Boutin, P. y 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* 44, 571-595
- Milesi J.P., Frizon de Lamotte D., De Kock G. y Toteu, F., 2010, Tectonic Map of Africa: CCGM/CCGM.
- Millot G., 1964. Géologie des argiles: Paris, Masson et Cie, 499 p.
- Minko-Bidza V., Bernit P., Abeme M.J., Ekwa-Sima J.P., Ella-Ondo P.N., Essono J.P. y Greenish T. 1995. Monographie or. Rapport DGMG-PNUD, GAB 87/001, 29 p.
- Minter W.E.L., Goedhart M. Knight J. y Frimmel H.E. 1993. Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef; evidence for their detrital origin. *Economic Geology*, 88(2), 237-248
- Morrison G.W., Rose W.J. y Jaireth S. 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (finesness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, 6, 333-364

- Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its applications for petrogenesis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 62, 53-62
- Muller J.P. 1987. Analyse pétrologique d'une formation lateritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses secondaires. Tesis doctoral. Universidad Paris VII.
- Muller D. Bocquier G., Nahon D. y Paquet H. 1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cahiers ORSTOM*, Ser. Pedol. 18(2), 87-110
- Naden, J. 1995. The interpretation of alluvial gold characteristics as an exploration technique. British Geological Survey Technical Report WC/95/22
- Nair N.G.K., Santosh M. y Mahadevan R. 1987. Lateritisation as a possible contributor to gold placers in Nilambur valley, Southwest India. *Chemical Geology*, 60, 309-315
- Nagudi B., Koeberl C., Kurat G. 2003. Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin. *Journal African Earth Science*, 36(1-2), 73-87
- Nahon D. 1986. Evolution of iron crusts in tropical landscapes. En: Coleman S.M. y Dethier D.P. (eds.), Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, London, 169-191 p.
- Nakagawa M., Santosh M., Nambiar C.G. y Matsubara C. 2005. Morphology and chemistry of placer gold from Attappadi Valley, southern India. *Gondwana Research*, 8(2), 213-222
- Ndong-Akong M. 1984. Contribution à l'histoire de Minkébé et de Minvoul: des origines à 1960. Tesis de Máster. Universidad Omar Bongo, Libreville.
- Nédélec A., Nsifa N.E. y Martin H. 1990. Major and trace element geochemistry of the Archean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research*, 47, 35-50
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., da Silva L.C. Armstrong R. y Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159, 60-78
- Nie N.H., Hull C.H., Jenkins J.G., Steinbrenner K. y Bent D.H. 1975. Statistical package for the social sciences (2nd Ed.). New York: McGraw-Hill
- Njiosseu E.L.T., Nzenti J. P., Njanko T., Kapajika B. y Nédélec A. 2005. New UPb Zircon Ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean-Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) Imprints. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(6), 551-562
- Nkoumbou C., Barbey P., Yonta-Ngouné C., Paquette J.L. y Villiéras F. 2013. Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Science*, 99, 245-260
- Oberthuer T., Weiser T.W., Melcher F. 2014. Alluvial and eluvial platinum-group minerals from the Bushbelt complex, South Africa. *South African Journal of Geology*, 117, 255-292

- Odokuma-Alonge O., Adekoya J.A. 2013. Factor Analysis of Stream Sediment Geochemical data from Onyami drainage system, Southwestern Nigeria. *International Journal of Geosciences*, 4, 656-661
- de Oliveira S.M.B. y Campos E.G. 1991. Gold-bearing iron duricrust in Central Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 41(3), 309-323.
- de Oliveira S.M.B. y de Oliveira N.M. 2000. The morphology of gold grains associated with oxidation of sulphide-bearing quartz veins at Sao Bartolomeu, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3), 217-224
- de Oliveira S.M.B. y Larizzatti J.H. 2006. Some Observations on Gold in the Weathering Profile at Garimpo Porquinho, an Artisanal Mine in the Tapajós Region, Brazilian Amazon. *Geologia USP Série Científica Revista do Instituto de Geociências - São Paulo*, 5(2), 1-11
- Ollier C.D. y Galloway R.W. 1990. The laterite profile, ferricrete and unconformity. *Catena*, 17, 97-109
- Ouangrawa M. y Yongue F.R. 2001. L'or, le zircon et la tourmaline: traceurs de l'origine des matériaux des profils latéritiques d'Afrique. *African Journal of Science and Technology*, 2(2), 25-43
- Owona S., Ondo, J.M., Tichomirowa M., Ratschbacher L., Tchoua M.F. y Ekodeck G.E. 2012. New 207Pb/206Pb-Zr evaporation, metamorphic 87Rb/86Sr-WR-Bt ages and tectonic imprints in the Archean So'ó Group (Ntem Complex/ Congo craton, SW Cameroun). *Global Journal of Geological Sciences*, 10(1), 99-109
- Owona S., Ondo J.L., Ratschbacher L. y Ekodeck G.E. 2013. Evidence of quartz dynamic recrystallizations in SW Cameroon: Implications on late-Archean, -Eburnean and Pan-African deformations over 250°-750°C. *Sciences, Technologies et Développements*, 15, 48-58
- Pavich M.J. 1986. Processes and rates of saprolite production and erosion on a foliated granitic rock of the Virginia Piedmont. En: Colman S.M. y Dethier D.P (eds.), Rates of chemical weathering of rocks and minerals.), 552-590. Academic Press, Nueva York.
- Pearce J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth C.J. y Norry M.J. (eds.), continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249
- Pearce J.A. 1996. A user guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D.A. (ed.). Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: application for Massive Sulphide Exploration. Short Course Notes. Geochemical Association of Canada, 12, 79-113
- Pearce J.A. 2003. Supra-subduction zone ophiolites : The search for modern analogues. En: Dilek Y. y Newcomb S (eds.), Ophiolite concept and evolution of geological thought. Geological Society of America Special Paper, 373, 269-293
- Pearce J.A. y Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 19, 290-300
- Pedreira A.J., de Waele B., 2008. Contemporaneous evolution of the Palaeoproterozoic-Mesoproterozoic sedimentary basins of the Sao Francisco-Congo Craton. En: Pankurst, R.J.,

Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. y de Wit, M.J. (eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. Geological Society of London, Special Publications, 33-48

Pedrosa-Soares A.C., Alkmin F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A., 2008. Similarities and differences between Brazilian and African Counterparts of the Neoproterozoic Aracuaí - West Congo orogen. En: Pankurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (eds.) West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. Geological Society of London, Special Publications, 153–172

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogeny in Brazil: An overview of a confined orogeny formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323

Pedrosa-Soares, A.C. y Alkmin F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?, *Geonomos*, 19(2), 244-251

Pendleton R.L. 1936. On the use of the term laterite. *American Soil Survey Bulletin*, 17, 102-8

Phillips, G.N. 1996. Fluids and gold deposits: Mesothermal gold conference, Geology Dept. (Key Centre) and Extension, University of Western Australia, Publication, 27, 104-108

Phillips G.N. y Zhou T. 1999. Gold-only deposits and Archean Granite. *SEG Newsletter*, 37, 7-13

Pinna P., Cocherie A., Thiéblemont D., Feybesse J.L. y Lagny P. 1996. Evolution géodynamique du Craton est-Africain et déterminisme géologique. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. *Chroniques de la Recherche Minière*, 525, 33-43

Pirard E., Lebrun V. y Nivart J.F. 1999. Optimal image acquisition of video images of reflected light. *European Microscopy and Analysis*, 60, 9–11

Pirard E. 2004. Multispectral imaging of ore minerals in optical microscopy. *Mining Magazine*, 68(2), 323–333

Pison G., Rousseu P.J., Filzmoser P., Croux C. 1999. Factor Analysis in a robust way. Preprint, Universidad de Anveres, Belgica. Enlace web: <http://win-www.uia.ac.be/u/statis/>

Plant J.A., Klaver G., Locutura J., Salminen R., Vrana K. y Fordyce F.M., 1996. Forum of European Geological Surveys (FOREGS). Geochemistry Task Group 1994-1996 Report. British Geological Survey (BGS) Technical Report WP/95/14. 52.

Plummer C., McGear D. y Carlson D. 1994. Physical Geology (8th ed.) McGraw-Hill Science.

Porto C.G. y Hale M. 1996. Mineralogy, morphology and chemistry of gold in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Central Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 57(1-3), 115-125.

Powell R. Vill, T.M. y Phillips G.N. 1991. Metamorphism of Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization: *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 141-150

Prian J.P., Siméon Y., Johan V., Ledru P., Piantone P., Coste B. y Eko N'Dong J. 1988. Valorisation géologique de l'inventaire minier de l'Archean et du Protérozoïque inférieur des

feuilles Mitzic, Booué et Mouila, à 1 :200 000 (Gabon central). *Chronique de la Recherche Minière*, 491, 67-104.

Prian J.P., Johan V. 1989. Contribution à la reconnaissance géologique et pétrographique de l'Archéen du massif du Chaillu et du Francevillien du Bassin des Abeilles (région de Koulamoutou-Lastoursville, Gabon). Rapport BRGM 89 GAB 079 GEO, 55 p.

Prian J.P., Eko N'Dong J. y Coste B. 1991. Synthèse géologique et géochimique, potentialités minières du degré carré Mouila (Archéen et Protérozoïque du Gabon central), avec carte géologique à 1/200 000. Synthèse du district aurifère d'Étéké. Éditions BRGM pour DGMG Gabon, 1, 212 p.

Prian J.P., Ebang M., Siméon Y., Johan V., Tourlière, B. y Angel J.M. 1998. Synthèse géologique et géochimique, potentialités minières du degré carré Mitzic (Gabon central) avec carte géologique à 1/200 000. République Gabonaise, Ministère des Mines et des Hydrocarbures, Libreville; BRGM Orléans, 185 p.

Prian J.P., Couëffé R., Thiéblemont D., Cocherie A., Tegye M., Castaign C., Ekogha H., Boulingui B., Simo-Ndounze S. y Kassadou A.B. 2009. Notice explicative de la carte géologique du Gabon à 1/200 000, feuille Lambaréné. Éditions DGMG-Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures. Libreville.

Ramanaidou E.R., Horwitz R.C. y Morris R.C. 1991. Channel iron deposits. CSIRO Exploration Geoscience Restricted Report 162R.

Reimann C., Filzmoser P. y Garret R.G. 2002. Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities. *Applied Geochemistry*, 17, 185-206

Riesco M., Stüwe K., Reche J y Martínez F.J. 2004. Silica depleted melting of pelites. Petrogenetic grid and application to susqueda Aureole, Spain. *Metamorphic Geology*, 22 (5), 475-494.

Rivas P. y Ulloa C. 2003. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: application to gold exploration in covered areas. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis Journal*, 3(1), 29-38

Robb L.J. y Robb V.M. 1986. Archean pegmatite deposits in the north-eastern Transvaal. En: Anhaeusser, C.R. Maske, S. (Eds.), Mineral deposits of Southern Africa. Geological Society of South Africa, Johannesburg, 437-449

Robert F., Brommecker R., Bourne B.T., Dobak P.J., McEwan C.J., Rowe R.R. y Zhou X. 2007. Models and Exploration Methods for major gold deposit types. *Ore Deposits and Exploration Technology*, paper 48

Rose A.W., Hawkes H.E. y Webb J.S. 1979. Geochemistry in Mineral Exploration (2th ed.). Academic Press. London. 657 p.

Russ J.C. 1992. The Image Processing Handbook. CRC Press, Boca Raton, FL, 444 p.

Santosh M., Philip R., Jacob M.K. y Omana P.K. 1992. Highly pure placer gold formation in the Nilambur Valley, Wynad Gold Field, southern India. *Mineralium Deposita*, 27(4), 336-339

Santosh M. y Omana P.K. 1991. Very high purity gold from lateritic weathering profiles of Nilambur, southern India. *Geology*, 19(7), 746-749

- Scarpelli W. 1991. Aspects of gold mineralization in the iron Quadrangle. Brazil. En: Ladeira E.A. (Ed.): Brazil Gold 91. Bakema, Rotterdam, 151-157.
- Schindelin J., Arganda-Carreras I, Frise E, Kaynig V, Longair M, Pietzsch T, Preibisch S, Rueden C., Saalfeld S., Schmid B., Tinevez J.Y., White D.J., Hartenstein V., Eliceiri K., Tomancak P. y Cardona A. 2012. Fiji: An Open-Source Platform for Biological-Image Analysis. *Nature Methods*, 9, 676-682. Enlace web: <https://doi.org/10.1038/nmeth.2019>
- Schumacher J.C., van Hinsberg V.J. y Keulen N. 2011. Metamorphism in supracrustal and ultramafic rocks in southern West Greenland and South-West Greenland 64°-61,5° N. Danmarks og Grøndlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2001/06, 29 p.
- Ségalen P. 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cahiers du ORSTOM, séries Pédologie, 2, 137-187
- Shang C.K., Satir M., Siebel W., Taubald H., Nsifa E.N., Westphal M. y Reitter E. 2001. Genesis of K-rich granitoids in the Sangmelima region, Ntem complex (Congo craton), Cameroon. *Terra Nostra*, 5, 60-63
- Shang C.K., Satir M., Siebel W., Nsifa E.N., Taubald H., Liegeois J.P. y Tchoua F.M. 2004. Major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics of the TTG magmatism in the Congo craton: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40, 61-79
- Shang C.K., Satir M., Nsifa E.N., Liegeois J.P., Siebel W. y Taubald, H. 2007. Archaean high-K granitoids produced by remelting of the earlier Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 817-842
- Sibson, R.H., Robert, F. y Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16, 551-555
- Simonet C., Fritsch E., Lasnier B. 2008. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. *Ore geology reviews*, 34 (1-2), 127-133
- Schmitt R.S., Trouw R., Randall W., Schmus V., Armstrong R. y Gomes N.S. 2016. Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 37-66
- Siméon Y. 1985. Notice explicative de la carte au 1/200 000 Mitzi, Gabon. Rapport BRGM, 84 LIB 002, 81 p.
- Smith R.E. 1987. Using lateritic surfaces to advantage in mineral exploration. 312-321. In: *Geochemical Methods: their applications to ore exploration '87 Proceedings*.
- Smith R.E. y Anand R.R. 1992. Mount Gibson Au deposit, Western Australia. En: C.R.M. Butt and H. Zeegers (eds.), *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains. Handbook of Exploration Geochemistry*, 4, 313-316. Elsevier, Amsterdam
- Spring K.R. 2007. Cameras for digital microscopy. *Methods in Cellular Biology*, 81, 171-186
- Stankiewicz J. y de Wit M. 2013. 3.5 billion years of reshaped Moho, southern Africa. *Tectonophysics*, 609, 675-689

- Stipp M., Stunitz H.R., Heilbronner R. y Schmid, S. 2002. The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884
- Stipp M., Fugenschuh B., Gromet L.P., Stunitz H. y Schmid S.M. 2004. Contemporaneous plutonism and strike-slip faulting: A case study from the Tonale fault zone north of the Adamello pluton (Italian Alps). *Tectonics*, 23, TC3004
- Stoffregan R. 1986. Observations on the behavior of gold during supergene oxidation at Summitville, Colorado, USA, and implications for electrum stability in the weathering environment. *Applied Geochemistry*, 1, 549-558
- Strakhov N.M. 1967. Principles of lithogenesis. Vol.1. Olivier y Boyd (eds.). Edimburgo, Reino Unido.
- Styles M.T. 1995. Alluvial gold characterisation in exploration planning: Project summary report. BGS Technical Report WC/95/38.
- Suh C.E. y Lehmann B. 2003. Morphology and electron-probe microanalysis of residual gold-grains at Dimako, Southeast Cameroon. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*, 2003(6), 255-275
- Suh C.E., Cabral A.R., Shemang E.M., Mbinkar L., Mboudou G.G.D. 2008. Two contrasting iron deposits in the Precambrian Mineral Belt of Cameroon, West Africa. *Exploration and Mining Geology*, vol. 17 (3-4), 197-207
- Tack L., Wingate M.T.D., Liégeois J.P., Fernandez-Alonzo M. y Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo), onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo Craton. *Precambrian Research*, 110, 277-306
- Tack L., Fernandez-Alonso M., De Waele B., Tahon A., Dewaele S., Baudet D. y Cutten H. 2006. The Northeastern Kibaran Belt (NKB): a long-lived Proterozoic intraplate history. En: 21st Colloquium African Geology (CAG21), 03-05.07.2006, Maputo, Mozambique, Abstract volume, 149-151.
- Tack L., Wingate M.T.D., De Waele B., Meert J., Belousova E., Griffin B., Tahon A. y Fernández-Alonso M. 2008. The 1375 Ma “Kibaran Event” in Central Africa: prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Research*, 180, 63-84
- Tack L., Wingate M.T.D., de Waele B., Meert J.G., Griffin B., Belousova E., Tahon A., Fernández-Alonso M., Baudet D., Cutten H. y Dewaele, S. 2009. The Mesoproterozoic “Kibaran Event” in Central Africa: a 1375 Ma intracratonic emplacement of a Large Igneous Province (LIP). Geological Society of London, Fermor Meeting, Edimburgo, Reino Unido.
- Tack L., Wingate M.T.D., de Waele B., Meert J., Belousova E., Griffin B., Tahon A. y Fernandez-Alonso, M. 2010. The 1375 Ma “Kibaran event” in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Research*, 180(1-2), 63-84
- Tanner P.W.G. 1973. Orogenic cycles in East Africa. *Bulletin Geological Society American*, 84, 2839-2850.

- Tarquini S. y Favalli M. 2010. A microscopic information system (MIS) for petrographic analysis. *Computer and Geosciences*, 36, 665-674
- Tchameni R. 1997. Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque du Sud-Cameroun (Groupe du Ntem, Craton du Congo). Tesis doctoral, Université d'Orléans, Francia.
- Tchameni R., Mezger K., Nsifa N.E. y Pouclet A. 2000. Neoarchaean crustal evolution in the Congo Craton: evidence from K rich granitoids of the Ntem Complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 30(1), 133-147
- Tchameni R., Mezger K., Nsifa N.E. y Pouclet, A. 2001. Crustal origin of early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem Complex), southern Cameroon. *Lithos*, 57, 23-42
- Tchameni R. 2004. Monozircon and Sm-Nd whole rock ages from the Ebolowa greenstone belts: Evidence for the terranes older than 2.9 Ga in the Ntem Complex (Congo craton, South Cameroon). *Journal of Cameroon Academic Sciences*, 4, 213-224
- Tchameni R., Pouclet A., Mezger K., Nsifa E.N. y Vicat J.P. 2004. Monozircon and Sm-Nd whole rock ages from the Ebolowa greenstone belts: Evidence for the terranes older than 2.9 Ga in the Ntem Complex (Congo craton, South Cameroon). *Journal of Cameroon Academic Sciences*, 4, 213-224
- Thiéblemont D., Castaign M., Billa M., Bouton P. y Prétat A. 2009. Notice explicative de la carte géologique et des ressources minérales de la République Gabonaise à 1/ 1 000 000. DGMG- Ministère des Mines, du Pétrole et des Hydrocarbures. Libreville, Gabon.
- Thiéblemont D., Gouin J., Goujou J.C., Ekhoga H., Walemba A. y Kassadou A. 2009a. Carte géologique de la République Gabonaise à 1/200 000, feuille Minkébé. Éditions DGMG- Ministère des Mines, du Pétrole et des Hydrocarbures. Libreville, Gabon.
- Thiéblemont D. (ed.) 2016. Geological Map of Africa at 1:10 M scale, CGMW-BRGM. ISBN: 9782917310328. doi: 10.14682/2016GEOAFR.
- Thiéblemont D. 2013. Evidence for an aeolian origin of the Holocene lateritic surface cover of Gabon (Central Africa). *Quaternary International*, 296, 176-197
- Thiéblemont D., Flehoc C., Ebang-Obiang M., Rigollet C., Prian J.P. y Prognon F. 2013. Geochronological arguments for a close relationship between surficial formation profiles and environmental crisis (c. 3000–2000 BP) in Gabon (Central Africa) July 2013. *Comptes Rendus Geosciences*, 345(7–8), 272
- Thiéblemont D., Guerrot C., Négrel P.H., Braucher R., Bourlès D.L. y Thiéblemont R. 2014. Nd-isotope evidence for the distal provenance of the historical (c.<3000 BP) lateritic surface cover underlying the equatorial forest in Gabon (Western Africa). *Aeolian Research*, 15, 177-192
- Thomas M.F. 1994. Tropical geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes. 460p. John Wiley, New York.
- Thomas R.J., Makanga J. F. y Chevallier L. 2001. Carte e notice explicative de la carte géologique de la République Gabonaise à 1/ 1.000.000. 2^{ème} édition, 195 p. Éditions DGMG. Gabon

- Titley S.R. 1989. Regional variation of silver and gold ratios in vein ores of Arizona. En: Keays R.R., Ramsay W.R.H. y Groves D.I. (eds.). The geology of gold deposits -The perspective in 1988-: *Economic Geology Monograph*, 6, 626-636
- Toteu S.F., Michard A., Bertrand J.M. y Rocci G. 1987. U/Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa. *Precambrian Research*, 37, 71-87
- Toteu S.F., Van Schmus R.W., Penaye J. y Nyobe J.B. 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67, 321-347
- Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J. y Michard A. 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108(1-2), 45-73
- Townley K., Hérail G., Maksaev V., Palacios C., de Parseval P., Sepúlveda F., Orellana R., Rivas P. y Ulloa C. 2003. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: application to gold exploration in covered areas. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3, 29-38
- Trescases J.J., Edou-Minko A., Colin F. y Leconte P. 1992. Halo superficiel de dispersion d'une minéralisation primaire aurifère en conditions latéritiques équatoriales (Gabon). ORSTOM, 315-317.
- Trolard F. y Tardy Y. 1987. The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous hematites in bauxites, ferricretes and laterites as a function of water activity, temperature and particle size. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 945-957
- Trompette R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema publisher, Rotterdam.
- Van Schmus W.R. y Toteu S.F. 1992. Were the Congo Craton and the Sao Francisco Craton joined during the fusion of Gondwanaland?, *Eos*, 73, 365
- Varajao C.A.C., Colin F., Vieillard P., Melfi A.J. y Nahon D. 2000. Early weathering of palladium gold under lateritic conditions, Maquiné Mine, Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry*, 15(2), 245-263
- Vasconcelos M. 1987. Gold geochemistry in a semiarid weathering environment: A case study of the Fazenda Brasileiro Deposit, Bahia, Brazil. Disertación de Máster. Universidad de Texas, Austin.
- Vicat J.P., Léger J.M., Nsifa E., Piguet P., Nzenti J.P., Tchameni R. y Pouclet A. 1996. Distinction, au sein du craton congolais du sud-ouest du Cameroun, de deux épisodes doléritiques initiant les cycles orogéniques éburnéen (Paléoprotérozoïque) et panafricain (Néoprotérozoïque). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 323(7), 575-582
- Vicat J.P., Moloto-A-Kenguema G. y Pouclet A. 2001. Les granitoïdes de la couverture Protérozoïque de la bordure nord du craton du Congo (Sud-Est du Cameroun et Sud-Ouest de la République Centrafricaine), témoins d'une activité magmatique post-kibarienne à pré-panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 332, 235-242

- Von Gehlen K. 1983. Silver and mercury in single gold grains from the Witwatersrand and Barberton, South Africa. *Mineralium Deposita*, 18(3), 529-534
- Weber F. 1969. Une série précambrienne du Gabon: le Francevillien. Sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés. Mémoire du Service des Cartes Géologiques d'Alsace-Lorraine, Strasbourg, 28, 328 p. y rapport CEA R-4055, 326 p.
- Webster J.G. 1986. The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-SO₂-H₂O at 25°C and 1 atm. *Geochemica Cosmochemica Acta*, 50, 1837-1845
- Webster J.G. y Mann A.W. 1984. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *Journal of Geochemical Exploration*, 22(1-3), 21-42
- White L. y Abernethy K. 1996. Guide végétation de la réserve de la Lopé Gabon, Ecofac, Gabon.
- Wilhelm E. and Essono-Biyogo J.P., 1992, Lode gold exploration in the iron rich surficial environment of Gabon: J. Geochem. Explor., 43, 2, 167-186
- Wilson A.F., 1983. The economic significance of non hydrothermal transport of gold, and the accretion of large gold nuggets in laterite and other weathering profiles in Australia. Geological Society of South Africa, Special Publication, 7, 229-234
- Wilson A.F. 1984. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils-a review and some new observations. *Journal of the Geological Society of Australia*, 31(3), 303-316
- Winchester J.A. y Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343
- Witt W,K y Vanderhor F. 1998. Diversity within a unified model for Archean gold mineralization in the Yilgarn Craton of western Australia: an overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5), 29-64
- Wood D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 50, 11-30
- Zhihui H. y Fletcher W.K. 1991. Distribution and morphological characteristics of visible gold in Harris Crrek (82L/2). British Columbia Geological Survey. Geological Fieldwork.

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

COMPILATION MAP OF AVAILABLE GEOLOGICAL DATA OF MINVOUL (GABON) AND DJOUM (CAMEROON) SHEETS

CRATON DEL CONGO EXPLORACIONES S.A.R.L.

IGLESIAS, M. & AMANDI, B. (2016)

[1] Phanerozoic covers; [2] Yakadjoura et Oja Series (Neoproterozoic); [3] Noya Basin (Neoproterozoic); [4] Yaounde Series (Neoproterozoic, Pan-African); [5] Ntem Complex, Ayina unit and Nyong unit (Neoproterozoic to Palaeoproterozoic) Foliated series: amphibolite/garnet gneiss; [6] Ntem Complex, Ntem unit (Mesoproterozoic) Banded series: undifferentiated granulitic gneiss; [7] A. Migmatic belt of Central Gabon, B. Monts de Cristal domaine (Mesoproterozoic ?); [8] Nord Gabon plutonic complex (3.1 – 2.8 Ga) Granitoid, tonalite, granodiorite; [9] Greenstone belts (Mesoproterozoic to Paleoproterozoic): Amphibolite, talatite, micaschist; [10] Dolerites and Gabbros (Pre-Eburnean (2.2 Ga) and Pre-Pan-African (1 Ga)); [11] Magmatic charnockitic suite and TTG suite (2.9 – 2.8 Ga); [12] K-rich granite and porphyroid monzogranite (2.7 – 2.5 Ga); [13] Geological contour; [14] Major fault; [15] Major thrust; [16] Dextral transcurrent movement; [17] Sinistral transcurrent movement; [18] Nkol shear zone; [19] Nord Gabon shear zone; [20] Ntem shear zone; [21] Abanga fault; [22] Nouna Fault; [23] National border

This map presents an integration of geologic, cartographic, topographic, aeromagnetic and radiometric data from works published by different institutions of the Gabon, Cameroon, Equatorial Guinea and Congo Republics (as indicated in the following authors list) and also from a data compilation of the mineral exploration Company Craton del Congo Exploraciones S.A.R.L. on its Mining Licence 038-580 of Minvoul.

Cartigny et al. (2009) Geological and Mineral Resources map of the Gabonese Republic at 1/1 000 000, Thérrien et al. (2009) Geological map of Minvoul at 1/200 000, IBC (1989) Topographic map of Minvoul at 1/200 000, CGG (1984) Aeromagnetic map, Residual magnetic field at 1/1 000 000 CGG (1984) Spectrometric map, Synthèse K-U-Th at 1/1 000 000, DGM (2008) Reprocessing of airborne geophysical data of the CGG 1983 mission: magnetic anomaly map potentially depicts zones of basic and ultrabasic rocks, with mineral occurrences at 1/1 000 000 scale, Maréchal et al. (1973) Magnetic Interpretation Map of NA-32-XVII and NA-33-XII sheet Ebolowa-Djoum, 1: 200 000 scale; Quintenz, A. 1980. Esquema geológico de Guinea Ecuatorial con áreas de posible interés minero a la escala 1: 400 000. Doc. 3289, ADARO (1971) Chevron Oil Company, Interpretation map. Contained airborne geophysical Survey for Chevron Oil Company of Equatorial Guinea, Scale 1:250 000, Feybesse et al. (1997) Lithostatic map of the West Congo orogen, Maurizot (1988). Geological map of South-west Cameroon, 1: 500 000 scale.

ANEXO II

ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS ARCILLAS DEL PERFIL DE ALTERACIÓN

Counts

Counts

Counts

Counts

REFERENCIA DE LA MUESTRAS

REFERENCIA CLIENTE	REFERENCIA LABORATORIO
TM-DB-11	6043-01
TM-100	6043-02
TM-120	6043-03
TM-039	6043-04
TM-114	6043-05
MT-127	6043-06
MT-144	6043-07
MT-154	6043-08

ANÁLISIS MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X. ESTIMACIÓN SEMICUANTITATIVA^(*) DE FASES CRISTALINAS POR EL MÉTODO DE LOS PODERES REFLECTANTES

REF. LAB.	MINERALES IDENTIFICADOS
6043-01	CAOLINITA (51%), ESMECTITA (26%), ILLITA (8%), CUARZO (15%), GOETHITA (1)
6043-02	CAOLINITA (83%), CUARZO (17%), GOETHITA (1), HEMATITES (1)
6043-03	ESMECTITA (70%), ILLITA (15%), CUARZO (15%), GOETHITA (1), HEMATITES (1)
6043-04	CUARZO (70%), CAOLINITA (30%), GOETHITA (1), HEMATITES (1), CALCITA (1)
6043-05	CAOLINITA (90%), CUARZO (7%), ILLITA (3%), GOETHITA (1), HEMATITES (1)
6043-06	CAOLINITA (90%), CUARZO (10%), GOETHITA (1)
6043-07	CAOLINITA (88%), ILLITA (5%), HEMATITES (5%), GOETHITA (2%), CUARZO (1)
6043-08	CAOLINITA (83%), HEMATITES (11%), GOETHITA (6%)

ANEXO III

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ROCA TOTAL (METALES PRECIOSOS, ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS DE LAS METABASITAS)

CÓDIGO DE MUESTRA	DESCRIPCIÓN	Au-AA23	PGM-ICP27	PGM-ICP27	PGM-ICP27	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06
		Au	Au	Pt	Pd	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO
		ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%
LDD (Límite de Detección)		0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CCE-R-1	Metagabro con sulfuros	N.D	<0.01	<0.01	<0.01	47	30.2	4.18	14.9
CCE-R-2	Metagabro	N.D	<0.01	<0.01	<0.01	43.4	27.7	6.27	14.15
CCE-R-3	Metagabro	N.D	0.01	<0.01	<0.01	42.8	27.1	6.62	13.2
CCE-R-4	Metagabro	N.D	0.01	<0.01	<0.01	44.5	30.6	4.91	15.25
CCE-R-5	Metagabro	N.D	<0.01	<0.01	<0.01	45.5	29	4.83	14.1
CCE-R-6	Anfibolita	N.D	0.01	<0.01	<0.01	48	20.3	5.85	16.05
CCE-R-7	Anfibolita	N.D	<0.01	<0.01	<0.01	47.7	15.45	10.2	13.55
CCE-R-8	Dolerita	N.D	0.01	0.01	0.02	48.5	14.95	12.6	10.95
CCE-R-9	Dolerita	N.D	0.01	0.01	0.01	47.9	15.95	15.5	10.75
CCE-R-10	Ortogneis	<0.005	N.D	N.D	N.D	70.8	15.6	2.78	2.23
CCE-R-11	Ortogneis	<0.005	N.D	N.D	N.D	71.3	16.35	2.41	2.41
CCE-R-12	Granito potásico	0.006	N.D	N.D	N.D	72	14.25	1.3	1.08

CÓDIGO MUESTRA	DESCRIPCIÓN	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06
		MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO
		%	%	%	%	%	%	%	%
LDD (Límite de Detección)		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CCE-R-1	Metagabro con sulfuros	1.43	2.18	0.1	0.02	0.26	0.06	0.01	0.01
CCE-R-2	Metagabro	3.2	1.48	0.07	0.03	0.39	0.09	0.07	0.01
CCE-R-3	Metagabro	2.73	1.52	0.11	0.04	0.39	0.1	0.07	<0.01
CCE-R-4	Metagabro	0.89	1.32	0.1	0.02	0.43	0.04	0.06	0.01
CCE-R-5	Metagabro	1.93	2.09	0.13	0.02	0.12	0.06	0.03	0.01
CCE-R-6	Anfibolita	6.57	1.19	0.06	0.14	0.18	0.1	0.02	<0.01
CCE-R-7	Anfibolita	7.69	1.19	0.1	0.14	0.53	0.16	0.12	<0.01
CCE-R-8	Dolerita	6.55	2.01	0.26	0.05	1.09	0.19	0.08	0.01
CCE-R-9	Dolerita	4.28	2.06	0.23	0.02	1.42	0.21	0.14	<0.01
CCE-R-10	Ortogneis	0.69	4.09	2.84	0.03	0.31	0.03	0.14	0.02
CCE-R-11	Ortogneis	0.56	4.68	1.76	0.03	0.25	0.02	0.07	0.02
CCE-R-12	Granito potásico	0.15	2.96	5.26	0.03	0.08	0.01	0.04	0.02

CÓDIGO MUESTRA	DESCRIPCIÓN	ME-ICP06	OA-GRA05	TOT-ICP06	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE
		BaO	LOI	Total	Ag	As	Bi	Ca	Cd
		%	%	%	ppm	%	%	%	%
LDD (Límite de Detección)		0.01	0.01	0.01	1	0.005	0.005	0.01	0.001
CCE-R-1	Metagabro con sulfuros	0.01	1.29	101.65	<1	<0.005	<0.005	9.36	<0.001
CCE-R-2	Metagabro	<0.01	1.74	98.6	<1	<0.005	<0.005	8.47	<0.001
CCE-R-3	Metagabro	<0.01	3.71	98.39	<1	<0.005	<0.005	6.92	<0.001
CCE-R-4	Metagabro	<0.01	1.57	99.7	1	<0.005	<0.005	9.92	<0.001
CCE-R-5	Metagabro	<0.01	1.32	99.14	<1	<0.005	<0.005	9.11	<0.001
CCE-R-6	Anfibolita	<0.01	0.98	99.44	<1	<0.005	<0.005	6.32	<0.001
CCE-R-7	Anfibolita	<0.01	1.25	98.08	<1	<0.005	<0.005	4.45	<0.001
CCE-R-8	Dolerita	<0.01	0.79	98.03	1	<0.005	<0.005	2.76	<0.001
CCE-R-9	Dolerita	0.01	0.75	99.22	1	<0.005	<0.005	3.05	<0.001
CCE-R-10	Ortogneis	0.08	1.91	101.55	<0,5	<5	N.D	N.D	<0,5
CCE-R-11	Ortogneis	0.05	1.78	101.69	<0,5	<5	N.D	N.D	<0,5
CCE-R-12	Granito potásico	0.16	1.24	98.58	<0,5	<5	N.D	N.D	<0,5

CÓDIGO MUESTRA	DESCRIPCIÓN	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-4ACD81	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE
		Co	Cu	Fe	Hg	Li	Mg	Mn	Mo
		%	%	%	ppm	ppm	%	%	%
LDD (Límite de Detección)		0.001	0.005	0.01	8	-	0.01	0.005	0.001
CCE-R-1	Metagabro con sulfuros	0.001	0.014	1.56	<8	10	0.4	0.023	<0.001
CCE-R-2	Metagabro	0.002	0.023	1.79	<8	-	0.58	0.024	<0.001
CCE-R-3	Metagabro	0.001	0.016	2.3	<8	-	0.49	0.039	<0.001
CCE-R-4	Metagabro	0.002	0.034	2.41	<8	-	0.23	0.012	<0.001
CCE-R-5	Metagabro	0.001	0.005	1.71	<8	-	0.56	0.025	<0.001
CCE-R-6	Anfibolita	<0.001	0.009	0.72	<8	-	0.35	0.009	<0.001
CCE-R-7	Anfibolita	0.001	0.009	2.55	<8	-	0.91	0.032	<0.001
CCE-R-8	Dolerita	0.001	0.015	3.43	<8	-	0.5	0.027	<0.001
CCE-R-9	Dolerita	0.002	0.013	4.59	<8	-	0.57	0.046	<0.001
CCE-R-10	Ortogneis	8	29	N.D	N.D	<10	N.D	N.D	0.0002
CCE-R-11	Ortogneis	6	9	N.D	N.D	<10	N.D	N.D	<0,0001
CCE-R-12	Granito potásico	5	9	N.D	N.D	<10	N.D	N.D	0.0001

CÓDIGO MUESTRA	DESCRIPCIÓN	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE	ME-ICPORE
		Ni	P	Pb	S	Sb	Zn
		%	%	%	%	%	%
LDD (Límite de Detección)		0.001	0.01	0.01	0.05	0.005	0.01
CCE-R-1	Metagabro con sulfuros	0.003	0.01	<0.01	0.16	<0.005	0.01
CCE-R-2	Metagabro	0.004	0.03	<0.01	0.21	<0.005	<0.01
CCE-R-3	Metagabro	0.003	0.02	<0.01	0.22	<0.005	<0.01
CCE-R-4	Metagabro	0.006	0.03	<0.01	0.86	<0.005	<0.01
CCE-R-5	Metagabro	0.002	<0.01	<0.01	<0.05	<0.005	<0.01
CCE-R-6	Anfibolita	0.003	<0.01	<0.01	<0.05	<0.005	<0.01
CCE-R-7	Anfibolita	0.004	0.05	<0.01	<0.05	<0.005	<0.01
CCE-R-8	Dolerita	0.003	0.03	<0.01	0.05	<0.005	<0.01
CCE-R-9	Dolerita	0.004	0.06	<0.01	0.13	<0.005	0.01
CCE-R-10	Ortogneis	0.0018	N.D	0.0011	N.D	N.D	N.D
CCE-R-11	Ortogneis	0.0013	N.D	0.001	N.D	N.D	N.D
CCE-R-12	Granito potásico	0.0015	N.D	0.0014	N.D	N.D	N.D

Au-AA23: Ensayo al fuego por fusión-copelación y Absorción Atómica

PGM-ICP27: Ensayo al fuego (copela de Pb) e ICP-AES

ME-ICP-OE: Digestión multiácido e ICP-AES

ME-ICP-O6: Fusión-copelación, digestion multiácido e ICP-AES

ME-4ACD81: Digestión en 4 ácidos e ICP-AES

OA-GRA05: Pérdida por ignición a 1000° C

N.D.: Sin datos

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ROCA TOTAL (ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRAS RARAS Y OTROS ELEMENTOS DE LAS ROCAS ORTOGNÉISICAS)

CÓDIGO MUESTRA	DESCRIPCIÓN	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
		Ce	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pr
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LDD (Límite de Detección)		0.5	0.01	0.05	0.03	0.03	0.1	0.05	0.2	0.01	0.5	0.01	0.2	0.1	0.03
CCE-R-10	Ortogneis	55.90	1.58	1.44	0.79	0.90	19.00	2.18	7.30	0.26	30.80	0.09	6.10	21.40	6.11
CCE-R-11	Ortogneis	27.60	1.02	1.27	0.74	0.93	18.90	1.78	3.80	0.24	17.50	0.07	4.30	14.00	3.88
CCE-R-12	Granito potásico	27.50	0.86	0.88	0.47	0.51	14.20	1.39	4.30	0.14	14.90	0.06	1.20	11.50	3.14

CÓDIGO MUESTRA	DESCRIPCIÓN	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
		Rb	Sc	Sm	Sn	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	W	Y	Yb
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LDD (Límite de Detección)		0.2	1	0.03	1	0.1	0.01	0.05	10	0.01	0.05	1	0.5	0.03
CCE-R-10	Ortogneis	106.00	3.00	3.18	124.00	<0.1	0.26	17.55	<10.0	0.10	1.62	42.00	6.30	0.70
CCE-R-11	Ortogneis	69.20	3.00	2.47	70.00	0.40	0.24	1.95	<10.0	0.10	0.56	23.00	5.70	0.62
CCE-R-12	Granito potásico	130.50	1.00	1.63	109.00	<0.1	0.16	10.70	<10.0	0.05	1.23	41.00	3.90	0.49

*ME-MS81: ICP-MS mediante fusión por borato de litio

ANEXO IV

**ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS DE
ARROYO Y DE LOS MATERIALES
CONSTITUYENTES DEL PERFIL DE ALTERACIÓN
DE MIVOUL (suelo, laterita, arcillas moteadas y
saproilito)**

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE METALES PRECIOSOS Y MULTIELEMENTAL DE LOS SEDIMENTOS DE CORRIENTE

CÓDIGO MUESTRA	Au ppm	Pt ppm	Pd ppm	Al ppm	As ppm	Ba ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Fe ppm	Mn ppm	Mo ppm	Ni ppm	Pb ppm	Sr ppm	Ti ppm	V ppm	Zn ppm	Zr ppm
SR-01	0,005	<0.01	<0.01	9477	167	28,0	8,37	134	93	48300	625	4,66	19,2	14,3	3,00	15400	218	51	105
SR-02	0,005	0,010	<0.01	58200	65	63,0	74	794	104	154000	807	2,66	98	28	3,00	4810	364	102	53
SR-03	0,005	<0.01	<0.01	1200	85	71,0	4,70	54	14	16100	184	2,34	16,6	10,3	6,71	1980	16,6	65	84
SR-04	0,005	0,010	<0.01	22500	131	162,0	5,69	171	35	55700	425	2,77	26	10,7	52	5090	82	90	82
SR-05	0,005	<0.01	<0.01	52900	125	37,0	8,17	271	61	64300	267	2,15	44	5	5,99	3950	243	61	51
SR-06	0,005	<0.01	<0.01	2782	128	18,3	2,86	31	15	13500	165	2,27	13,8	27	3,00	1700	7	33	57
SR-07	0,210	0,020	0,010	51000	105	166,0	35	2063	164	169000	801	2,56	192	31	8,89	4700	517	156	100
SR-08	0,005	<0.01	<0.01	3009	133	2,0	2,14	36	17	8858	99	1,00	12,6	5	3,00	1890	7	5	17
SR-09	0,010	<0.01	<0.01	65500	127	60,0	4,37	142	41	20600	202	1,00	47	21	7,49	5450	112	42	95
SR-10	0,040	0,010	<0.01	18200	154	339,0	4,81	211	29	18400	159	1,00	31	5	15,2	1530	40	25	71
SR-11	0,005	<0.01	<0.01	26200	146	22,0	3,21	31	10	8785	93	1,00	15,6	11,1	6,62	2250	20	18	53
SR-12	0,120	0,020	0,010	88400	102	19,7	24	602	114	156000	579	2,31	70	32	3,00	5520	432	122	33
SR-13	0,010	<0.01	<0.01	95100	84	11,4	13,0	564	95	151000	207	3,03	54	22	3,00	4230	346	96	43
SR-14	0,005	<0.01	<0.01	17800	92	100,0	6,02	89	25	15500	235	2,41	25	5	13,0	2370	45	50	66
SR-15	0,005	<0.01	<0.01	4602	129	40,0	3,21	32	11	12600	200	1,00	10,5	18	3,00	2130	18	44	73
SR-16	0,005	<0.01	<0.01	11400	121	27,0	2,89	33	15	11900	152	2,53	10,9	16	6,55	2120	7	54	50
SR-17	0,005	<0.01	<0.01	19500	81	93,0	4,67	92	39	16900	284	2,09	36	5	15,9	3900	45	53	53
SR-18	0,030	<0.01	<0.01	29000	161	36,0	7,39	351	58	124000	348	3,32	65	20	3,00	5310	168	97	70
Djoum	<0.001	<0.005	<0.001	100000	1,20	90	4,10	84	16	10800	162	1,79	23,60	25,60	38,1	11850	80	32,00	299
Otong	0,031	<0.005	0,004	143500	0,80	200	7,90	159	30	19600	315	1,76	39,20	32,00	42,0	10050	250	55,00	221
Bibe	<0.001	<0.005	<0.001	131500	0,60	270	3,50	32	36	15000	281	0,90	12,30	13,90	30,0	6850	53	34,00	387

ANÁLISIS GEOQUÍMICO MULTIELEMENTAL DEL HORIZONTE DE ARCILLAS SUPERFICIALES (SUELO)

CÓDIGO DE MUESTRA	Ag ppm	Al %	As ppm	Ba ppm	Be ppm	Bi ppm	Ca ppm	Cd ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Fe %	K ppm	Li ppm	Mg ppm	Mn ppm
P7-ES-MAN	<3.00	14,3	140	25	<1.20	0,30	101	<0.20	4,39	215	1358	10,2	483	<10.5	284	106
SS-ES-MAN-039	<3.00	13,7	131	9,42	<1.20	<0.20	86	<0.20	5,15	251	987	19,5	404	<10.5	976	182
SS-ES-MAN-040	<3.00	9,36	18	20	<1.20	0,22	72	<0.20	2,68	215	447	8,37	393	<10.5	307	154
SS-ES-MAN-042	<3.00	11,0	65	28	<1.20	0,38	102	<0.20	4,26	579	305	9,53	674	<10.5	432	217
SS-ES-MAN-044	<3.00	12,3	54	29	<1.20	0,39	106	<0.20	3,61	230	260	9,34	903	<10.5	449	215
SS-ES-MAN-056	<3.00	7,06	37	18,8	<1.20	<0.20	105	<0.20	4,02	244	152	5,96	354	<10.5	567	168
SS-ES-MAN-060	<3.00	14,5	40	16,4	<1.20	0,26	144	<0.20	2,87	100	211	5,11	503	<10.5	406	95
SS-ES-MAN-062	<3.00	12,1	51	15,6	<1.20	0,21	105	<0.20	2,54	88	94	4,73	551	<10.5	311	94
SS-ES-MAN-064	<3.00	12,4	44	24	<1.20	0,31	106	<0.20	3,15	121	93	7,71	802	<10.5	405	163
SS-ES-MAN-065	<3.00	11,1	52	25	<1.20	0,33	87	<0.20	3,57	164	83	8,70	743	<10.5	634	206
SS-ES-MAN-070	<3.00	13,6	55	20	<1.20	0,29	157	<0.20	3,09	89	94	5,70	918	<10.5	428	146
SS-ES-MAN-076	<3.00	12,5	40	15,3	<1.20	0,22	113	<0.20	2,64	92	74	4,16	607	<10.5	350	73
SS-ES-MAN-078	<3.00	14,4	36	165	<1.20	0,28	245	<0.20	2,79	69	74	3,95	1034	<10.5	533	106
SS-ES-MAN-079	<3.00	11,8	49	25	<1.20	0,32	156	<0.20	4,60	111	88	7,22	859	<10.5	524	280
SS-ES-MAN-080	<3.00	11,4	30	25	<1.20	0,36	127	<0.20	3,98	106	73	7,53	874	<10.5	455	221
SS-ES-MAN-082	<3.00	9,26	16,0	22	<1.20	0,29	100	<0.20	3,15	142	56	6,59	759	<10.5	471	185
SS-ES-MAN-089	<3.00	12,6	32	28	<1.20	0,31	166	<0.20	3,91	122	68	7,56	815	<10.5	490	245
SS-ES-MAN-091	<3.00	11,0	20	21	<1.20	0,27	134	<0.20	2,92	114	35	4,73	614	<10.5	415	124
SS-ES-MAN-093	<3.00	13,7	34	23	<1.20	0,29	118	<0.20	2,88	131	45	6,02	700	<10.5	413	125
SS-ES-MAN-094	<3.00	11,6	21	15,6	<1.20	<0.2	101	<0.20	2,17	100	38	4,39	686	<10.5	331	87
SS-ES-MAN-096	<3.00	13,6	21	22	<1.20	0,28	131	<0.20	2,92	129	93	6,20	739	<10.5	390	144
SS-ES-MAN-097	<3.00	11,6	46	24	<1.20	0,30	130	<0.20	3,48	116	91	6,86	722	<10.5	387	186
SS-ES-MAN-098	<3.00	10,9	31	26	<1.20	0,38	112	0,32	3,28	165	98	7,40	897	<10.5	518	201
SS-ES-MAN-105	<3.00	10,3	64	29	<1.20	0,32	392	<0.20	3,94	110	84	5,53	879	<10.5	535	304
SS-ES-MAN-107	<3.00	14,2	27	20	<1.20	0,24	124	<0.20	3,35	124	88	6,49	676	<10.5	452	140
SS-ES-MAN-109	<3.00	11,0	31	20	<1.20	0,27	117	<0.20	5,41	101	101	9,57	704	<10.5	469	302

CÓDIGO DE MUESTRA	Mo	Na	Nb	Ni	P	Pb	S	Sb	Se	Sn	Sr	Ta	Ti	V	Zn	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
P7-ES-MAN	2.78	<500	19,8	38	236	15,4	508	1,19	<5.00	1,51	9,66	11,5	3439	214	62	63
SS-ES-MAN-039	<2.00	<500	3,12	81	150	10,5	670	<1.00	<5.00	<0.40	3,85	16,4	1803	312	74	7,79
SS-ES-MAN-040	2.58	<500	16,3	39	430	13,8	284	<1.00	<5.00	2,00	13,3	10,5	5726	170	50	137
SS-ES-MAN-042	2.95	<500	16,4	72	302	16,6	307	<1.00	<5.00	2,35	11,9	10,3	6788	296	68	114
SS-ES-MAN-044	3,16	<500	17,9	38	460	15,5	281	<1.00	<5.00	2,41	15,4	12,0	7702	336	73	117
SS-ES-MAN-056	2,45	<500	13,3	34	270	13,0	188	<1.00	<5.00	1,69	10,9	9,44	5954	157	63	120
SS-ES-MAN-060	<2.00	<500	12,9	33	259	10,5	306	<1.00	<5.00	1,32	11,2	5,26	3840	124	59	68
SS-ES-MAN-062	<2.00	<500	11,3	27	259	9,8	282	<1.00	<5.00	1,17	10,0	6,41	3711	128	60	60
SS-ES-MAN-064	2,24	<500	14,5	34	510	11,7	273	<1.00	<5.00	1,70	14,4	8,12	5831	237	73	98
SS-ES-MAN-065	2,79	<500	16,9	34	576	15,4	265	<1.00	<5.00	2,33	13,2	11,7	7356	294	69	114
SS-ES-MAN-070	<2.00	<500	12,2	28	343	13,7	283	<1.00	<5.00	1,33	12,9	9,57	4698	147	62	69
SS-ES-MAN-076	<2.00	<500	10,1	37	225	9,0	246	<1.00	<5.00	1,14	9,44	6,34	3003	99	43	70
SS-ES-MAN-078	<2.00	551	10,1	24	220	12,8	313	<1.00	6,07	1,18	18,6	<5.00	3171	85	44	50
SS-ES-MAN-079	2,30	<500	13,1	36	362	15,6	284	<1.00	<5.00	2,10	13,9	9,39	5958	218	68	94
SS-ES-MAN-080	2,15	<500	13,8	33	440	74,7	308	<1.00	<5.00	1,88	13,2	8,47	6484	299	75	92
SS-ES-MAN-082	2,10	<500	13,6	34	515	10,9	279	<1.00	<5.00	1,83	11,5	11,2	5951	240	66	107
SS-ES-MAN-089	2,16	<500	12,6	39	359	12,2	264	<1.00	<5.00	2,31	12,8	8,56	5826	228	69	97
SS-ES-MAN-091	2,56	<500	14,0	28	317	10,8	255	<1.00	<5.00	1,56	13,3	5,67	4788	143	59	106
SS-ES-MAN-093	2,40	<500	13,9	39	391	13,3	311	<1.00	<5.00	1,55	14,7	6,75	4778	164	44	88
SS-ES-MAN-094	<2.00	<500	9,11	31	299	11,7	284	<1.00	5,24	4,10	10,8	6,18	3226	103	30	61
SS-ES-MAN-096	<2.00	<500	11,7	37	372	11,1	320	<1.00	<5.00	1,44	14,3	9,54	4107	168	61	70
SS-ES-MAN-097	<2.00	<500	12,0	33	401	12,8	308	<1.00	<5.00	1,57	14,1	6,26	5138	227	57	77
SS-ES-MAN-098	2,80	<500	13,9	41	465	11,2	322	<1.00	<5.00	13,2	13,6	11,1	6267	265	70	118
SS-ES-MAN-105	2,39	<500	16,5	27	399	14,5	245	<1.00	<5.00	1,67	17,6	7,30	6469	210	57	115
SS-ES-MAN-107	2,06	<500	11,2	44	395	11,4	337	<1.00	18	1,27	12,2	8,18	4993	220	57	75
SS-ES-MAN-109	2,54	<500	10,5	41	459	11,3	379	<1.00	<5.00	2,16	9,57	10,1	6679	371	86	91

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ORO EN EL HORIZONTE DE ARCILLAS
SUPERFICIALES (SUELO)

CÓDIGO DE MUESTRA	Au ppb		CÓDIGO DE MUESTRA	Au ppb		CÓDIGO DE MUESTRA	Au ppb
SS-ES-MAN-005	11,9		SS-ES-MAN-062	<5		SS-ES-MAN-115	22,0
SS-ES-MAN-006	10,0		SS-ES-MAN-063	<5		SS-ES-MAN-116	38,0
SS-ES-MAN-007	11,4		SS-ES-MAN-064	6,6		SS-ES-MAN-117	22,0
SS-ES-MAN-008	11,9		SS-ES-MAN-065	<5		SS-ES-MAN-118	23,0
SS-ES-MAN-009	10,5		SS-ES-MAN-067	6,6		SS-ES-MAN-119	26,0
SS-ES-MAN-013	7,0		SS-ES-MAN-068	6,7		SS-ES-MAN-121	8,8
SS-ES-MAN-014	8,7		SS-ES-MAN-069	<5		SS-ES-MAN-122	17,4
SS-ES-MAN-015	10,7		SS-ES-MAN-070	<5		SS-ES-MAN-123	11,2
SS-ES-MAN-016	14,9		SS-ES-MAN-071	21,0		SS-ES-MAN-124	10,9
SS-ES-MAN-017	13,0		SS-ES-MAN-072	19,6		SS-ES-MAN-125	64,0
SS-ES-MAN-018	8,7		SS-ES-MAN-073	<5		SS-ES-MAN-126	28,0
SS-ES-MAN-019	14,6		SS-ES-MAN-074	<5		SS-ES-MAN-127	23,0
SS-ES-MAN-020	9,9		SS-ES-MAN-075	<5		SS-ES-MAN-128	13,1
SS-ES-MAN-021	11,1		SS-ES-MAN-076	<5		SS-ES-MAN-129	12,7
SS-ES-MAN-022	7,7		SS-ES-MAN-077	<5		SS-ES-MAN-130	0,0
SS-ES-MAN-023	11,6		SS-ES-MAN-078	<5		SS-ES-MAN-131	14,1
SS-ES-MAN-024	10,0		SS-ES-MAN-079	25,0		SS-ES-MAN-132	15,7
SS-ES-MAN-025	17,1		SS-ES-MAN-080	29,0		SS-ES-MAN-133	14,0
SS-ES-MAN-026	10,2		SS-ES-MAN-081	35,0		SS-ES-MAN-134	18,4
SS-ES-MAN-027	11,5		SS-ES-MAN-082	9,4		SS-ES-MAN-135	20,0
SS-ES-MAN-028	15,6		SS-ES-MAN-083	<5		SS-ES-MAN-136	18,5
SS-ES-MAN-029	11,1		SS-ES-MAN-084	<5		SS-ES-MAN-137	19,1
SS-ES-MAN-030	11,6		SS-ES-MAN-085	39,0		SS-ES-MAN-138	22,0
SS-ES-MAN-031	15,7		SS-ES-MAN-086	12,2		SS-ES-MAN-139	22,0
SS-ES-MAN-032	24,0		SS-ES-MAN-087	23,0		SS-ES-MAN-140	32,0
SS-ES-MAN-033	24,0		SS-ES-MAN-088	22,0		SS-ES-MAN-141	16,3
SS-ES-MAN-034	25,0		SS-ES-MAN-089	48,0		SS-ES-MAN-142	11,8
SS-ES-MAN-035	25,0		SS-ES-MAN-090	32,0		SS-ES-MAN-143	14,0
SS-ES-MAN-036	15,1		SS-ES-MAN-091	7,6		SS-ES-MAN-144	11,2
SS-ES-MAN-037	14,6		SS-ES-MAN-092	6,8		SS-ES-MAN-145	16,4
SS-ES-MAN-038	40,0		SS-ES-MAN-093	9,5		SS-ES-MAN-147	16,1
SS-ES-MAN-039	26,0		SS-ES-MAN-094	9,0		SS-ES-MAN-148	12,2
SS-ES-MAN-040	79,0		SS-ES-MAN-095	23,0		SS-ES-MAN-149	15,0
SS-ES-MAN-041	8,1		SS-ES-MAN-096	22,0		SS-ES-MAN-150	10,9
SS-ES-MAN-042	62,0		SS-ES-MAN-097	28,0		SS-ES-MAN-151	8,2
SS-ES-MAN-043	40,0		SS-ES-MAN-098	18,1		SS-ES-MAN-152	10,4
SS-ES-MAN-044	19,8		SS-ES-MAN-099	10,2		SS-ES-MAN-153	20,0
SS-ES-MAN-045	13,1		SS-ES-MAN-100	8,4		SS-ES-MAN-154	11,9
SS-ES-MAN-046	0,0		SS-ES-MAN-101	10,3		SS-ES-MAN-155	9,9
SS-ES-MAN-047	26,0		SS-ES-MAN-102	7,4		SS-ES-MAN-156	9,2
SS-ES-MAN-048	58,0		SS-ES-MAN-103	21,0		SS-ES-MAN-158	27,0
SS-ES-MAN-049	<5		SS-ES-MAN-104	19,5		SS-ES-MAN-160	37,0
SS-ES-MAN-050	0,0		SS-ES-MAN-105	7,3		P1-ES-MAN-SS	7,45
SS-ES-MAN-051	19,9		SS-ES-MAN-106	9,7		P2-ES-MAN-SS	14,1
SS-ES-MAN-052	35,0		SS-ES-MAN-107	9,7		P3-ES-MAN-SS	8,25
SS-ES-MAN-053	12,1		SS-ES-MAN-108	7,6		P4-ES-MAN-SS	31
SS-ES-MAN-054	8,4		SS-ES-MAN-109	25,0		P5-ES-MAN-SS	18,1
SS-ES-MAN-056	<5		SS-ES-MAN-110	25,0		P6-ES-MAN-SS	8,72
SS-ES-MAN-057	<5		SS-ES-MAN-111	24,0		P9-ES-MAN-SS	11,9
SS-ES-MAN-059	<5		SS-ES-MAN-112	11,1		P10-ES-MAN-SS	12,7
SS-ES-MAN-060	<5		SS-ES-MAN-113	30,0		P11-ES-MAN-SS	11,4
SS-ES-MAN-061	5,6		SS-ES-MAN-114	172,0			

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ORO Y MULTIELEMENTAL DEL HORIZONTE DE LA CORAZA LATERÍTICA

CÓDIGO MUESTRA	Au ppm	Al ppm	As ppm	Ba ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Fe ppm	K ppm	Mg ppm	Mn ppm	Ni ppm	Pb ppm	Ta ppm	Ti ppm	V ppm	Zn ppm	Zr ppm
MT-ES-MAN-080-2	0,15	95500	199	26,0	20	406	182	276900	620	100	359	64	60	17,13	2780	779	107	43
MT-ES-MAN-064-2	0,02	73900	175	19,1	6,28	132	171	320000	250	100	389	21	64	18,65	7220	713	142	59
MT-ES-MAN-072-4	0,05	87200	134	63,0	21	525	168	300000	250	227	865	49	53	18,72	6040	1217	154	69
MT-ES-MAN-07-1	0,35	87700	152	123,0	39	154	385	319400	250	211	1022	93	99	23,47	5310	1722	181	43
MT-ES-MAN-07-2	0,91	84700	167	63,0	22	163	402	333800	250	100	674	72	79	17,28	5400	1719	154	39
MT-ES-MAN-111-1	0,02	103000	162	33,0	13,7	271	154	269200	1625	244	491	60	40	16,19	2190	620	109	38
MT-ES-MAN-111-2	0,02	153000	133	82,0	7,48	107	91	118000	9619	653	322	44	21	2,5	3820	384	66	25
MT-ES-MAN-07-3	0,14	91500	41	41,0	13	142	256	298000	250	100	740	35	63	21	7252	1331	105	28
MT-ES-MAN-11-1	0,03	187000	54	55,0	11,9	88	95	49100	1493	1521	379	63	5	9,89	1230	34	54	5,63
MT-ES-MAN-033-2	0,02	156000	75	522,0	56	154	216	126000	397	1453	1466	136	19	2,5	1590	306	77	9,74
MT-ES-MAN-140-1	0,02	89900	143	21,0	36	550	262	300000	250	100	514	105	83	10,32	2520	799	124	55
MT-ES-MAN-139-1	0,02	84700	136	50,0	23	163	305	272900	250	255	715	76	52	24,82	5470	1860	138	43
MT-ES-MAN-139-2	0,09	69400	149	199,0	19,3	325	173	354500	250	286	1652	53	87	9,21	4840	681	142	66
MT-ES-MAN-33-2	0,14	152000	54	48,0	139	76	294	114000	250	1500	1318	258	10	2,5	1390	97	113	9,93
MT-ES-MAN-34-1	0,04	128000	122	94,0	253	297	387	175000	250	2014	3075	199	21	8,72	2680	644	133	9,57
MT-ES-MAN-38-2	0,02	178000	35	15,9	5,11	15	95	49500	2184	455	337	22	18	2,5	2060	61	40	6,32
MT-ES-MAN-39	0,02	147000	91	70,0	153	133	287	160000	250	1356	2269	136	28	2,5	1320	232	110	8,57
MT-ES-MAN-43-1	0,28	167000	58	29,0	110	94	285	85800	250	901	1315	303	24	2,5	2150	247	77	7,60
MT-ES-MAN-045	0,03	168000	58	37,0	14,3	15	53	31700	250	983	520	23	5	2,5	1100	66	54	3,05
MT-ES-MAN-53-1	0,02	170000	41	25,0	30	36	123	50900	250	805	377	52	11	2,5	2550	72	125	5,40
MT-ES-MAN-030-1	0,01	82500	133	882,0	41	300	206	320000	521	228	4312	56	155	15,44	4260	1065	137	53
MT-ES-MAN-080-1	0,05	110000	148	23,0	20,00	405	171	300000	751	248	356	51	66	16,30	2893	660	53	35
MT-ES-MAN-096-1	0,01	200500	164	24,0	4,04	223	133	147000	963	700	263	61	29	11,92	2650	262	70	26
MT-ES-MAN-096-2	0,01	187000	128	14,4	2,93	104	125	78800	397	691	110	44	18	2,50	1570	111	50	10
MT-ES-MAN-062-1	0,05	89200	151	78,0	8,01	389	155	295000	629	100	635	79	70	25,14	5600	922	117	59
MT-ES-MAN-08-1	0,04	80600	138	39,0	8,51	166	166	299200	250	217	433	31	66	9,93	7660	1118	120	56
MT-ES-MAN-08-2	0,05	73700	164	28,0	7,48	98	133	187000	530	507	300	30	21	29,46	5030	499	101	71

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ORO Y MULTIELEMENTAL DEL HORIZONTE DE LA CORAZA LATERÍTICA

CÓDIGO MUESTRA	Au ppm	Al ppm	As ppm	Ba ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Fe ppm	K ppm	Mg ppm	Mn ppm	Ni ppm	Pb ppm	Ta ppm	Ti ppm	V ppm	Zn ppm	Zr ppm
MT-ES-MAN-080-2	0,15	95500	199	26,0	20	406	182	276900	620	100	359	64	60	17,13	2780	779	107	43
MT-ES-MAN-064-2	0,02	73900	175	19,1	6,28	132	171	320000	250	100	389	21	64	18,65	7220	713	142	59
MT-ES-MAN-072-4	0,05	87200	134	63,0	21	525	168	300000	250	227	865	49	53	18,72	6040	1217	154	69
MT-ES-MAN-07-1	0,35	87700	152	123,0	39	154	385	319400	250	211	1022	93	99	23,47	5310	1722	181	43
MT-ES-MAN-07-2	0,91	84700	167	63,0	22	163	402	333800	250	100	674	72	79	17,28	5400	1719	154	39
MT-ES-MAN-111-1	0,02	103000	162	33,0	13,7	271	154	269200	1625	244	491	60	40	16,19	2190	620	109	38
MT-ES-MAN-111-2	0,02	153000	133	82,0	7,48	107	91	118000	9619	653	322	44	21	2,5	3820	384	66	25
MT-ES-MAN-07-3	0,14	91500	41	41,0	13	142	256	298000	250	100	740	35	63	21	7252	1331	105	28
MT-ES-MAN-11-1	0,03	187000	54	55,0	11,9	88	95	49100	1493	1521	379	63	5	9,89	1230	34	54	5,63
MT-ES-MAN-033-2	0,02	156000	75	522,0	56	154	216	126000	397	1453	1466	136	19	2,5	1590	306	77	9,74
MT-ES-MAN-140-1	0,02	89900	143	21,0	36	550	262	300000	250	100	514	105	83	10,32	2520	799	124	55
MT-ES-MAN-139-1	0,02	84700	136	50,0	23	163	305	272900	250	255	715	76	52	24,82	5470	1860	138	43
MT-ES-MAN-139-2	0,09	69400	149	199,0	19,3	325	173	354500	250	286	1652	53	87	9,21	4840	681	142	66
MT-ES-MAN-33-2	0,14	152000	54	48,0	139	76	294	114000	250	1500	1318	258	10	2,5	1390	97	113	9,93
MT-ES-MAN-34-1	0,04	128000	122	94,0	253	297	387	175000	250	2014	3075	199	21	8,72	2680	644	133	9,57
MT-ES-MAN-38-2	0,02	178000	35	15,9	5,11	15	95	49500	2184	455	337	22	18	2,5	2060	61	40	6,32
MT-ES-MAN-39	0,02	147000	91	70,0	153	133	287	160000	250	1356	2269	136	28	2,5	1320	232	110	8,57
MT-ES-MAN-43-1	0,28	167000	58	29,0	110	94	285	85800	250	901	1315	303	24	2,5	2150	247	77	7,60
MT-ES-MAN-045	0,03	168000	58	37,0	14,3	15	53	31700	250	983	520	23	5	2,5	1100	66	54	3,05
MT-ES-MAN-53-1	0,02	170000	41	25,0	30	36	123	50900	250	805	377	52	11	2,5	2550	72	125	5,40
MT-ES-MAN-030-1	0,01	82500	133	882,0	41	300	206	320000	521	228	4312	56	155	15,44	4260	1065	137	53
MT-ES-MAN-080-1	0,05	110000	148	23,0	20,00	405	171	300000	751	248	356	51	66	16,30	2893	660	53	35
MT-ES-MAN-096-1	0,01	200500	164	24,0	4,04	223	133	147000	963	700	263	61	29	11,92	2650	262	70	26
MT-ES-MAN-096-2	0,01	187000	128	14,4	2,93	104	125	78800	397	691	110	44	18	2,50	1570	111	50	10
MT-ES-MAN-062-1	0,05	89200	151	78,0	8,01	389	155	295000	629	100	635	79	70	25,14	5600	922	117	59
MT-ES-MAN-08-1	0,04	80600	138	39,0	8,51	166	166	299200	250	217	433	31	66	9,93	7660	1118	120	56
MT-ES-MAN-08-2	0,05	73700	164	28,0	7,48	98	133	187000	530	507	300	30	21	29,46	5030	499	101	71

CÓDIGO MUESTRA	Au	Al	As	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Ni	Pb	Ta	Ti	V	Zn	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
P-082-1	0,02	75700	50	418,0	26	2119	152	346400	250	292	2769	151	125	26,12	3860	718	144	88
MT-ES-MAN-07-4	0,03	92000	89	33,0	21	143	256	300000	250	100	725	31	63	22,00	7293	1373	99	28
MT-ES-MAN-12-1	0,02	188000	79	10,4	3,22	15	49	18700	356	243	68	39	5	2,50	988	36	19	2,78
MT-ES-MAN-12-2	0,03	205100	38	8,3	4,74	15	93	27000	513	345	142	22	5	2,50	936	40	25	3,28
MT-ES-MAN-12-3	0,01	198000	41	13,5	7,22	15	75	22400	587	507	372	31	5	2,50	638	32	37	2,97
MT-ES-MAN-13-2	0,05	164000	72	62,0	90	62	136	79000	506	1448	1937	103	5	13,27	1560	46	59	7,81
TM-ES-MAN-P-11	0,03	196000	43	16,2	7,06	79	37	66400	2074	640	135	94	10	2,50	3890	259	48	29
TM-ES-MAN-II-1	0,03	110000	174	45	22	444	150	240000	250	205	332	70	35	22,51	2690	595	114	58
TM-ES-MAN-II-2	0,01	124000	152	40	7,02	231	112	162000	665	100	302	54	28	12,9	1610	306	75	30
TM-ES-MAN-II-3	0,01	152000	143	54	9,58	108	131	61200	250	247	166	58	17	2,5	1940	99	50	15
TM-ES-MAN-II-4	0,02	155000	138	10,9	2,56	369	279	110000	250	345	287	106	34	11,96	1750	280	72	11
TM-ES-MAN-II-5	0,02	157000	88	11,2	6,2	165	177	104000	685	725	569	95	21	2,5	1900	153	59	8
TM-ES-MAN-II-6	0,02	107000	143	82	26	369	91	194000	381	212	438	47	40	7,77	1340	528	70	41
TM-ES-MAN-II-7	0,02	181000	164	116	5,74	46	73	49200	526	100	75	17,7	5	2,5	1530	119	44	13,73
MT-ES-MAN-080-1	0,05	1100	148	23,0	20,00	405	171	3000	751	248	356	51	66	16,30	2893	660	53	35
MT-ES-MAN-096-1	0,01	2005	164	24,0	4,04	223	133	1470	963	700	263	61	29	11,92	2650	262	70	26
MT-ES-MAN-096-2	0,01	1870	128	14,4	2,93	104	125	788	397	691	110	44	18	2,50	1570	111	50	10
MT-ES-MAN-062-1	0,05	892	151	78,0	8,01	389	155	2950	629	100	635	79	70	25,14	5600	922	117	59
MT-ES-MAN-08-1	0,04	806	138	39,0	8,51	166	166	2992	250	217	433	31	66	9,93	7660	1118	120	56
MT-ES-MAN-08-2	0,05	737	164	28,0	7,48	98	133	1870	530	507	300	30	21	29,46	5030	499	101	71
P-082-1	0,02	757	50	418,0	26	2119	152	3464	250	292	2769	151	125	26,12	3860	718	144	88
MT-ES-MAN-07-4	0,03	920	89	33,0	21	143	256	3000	250	100	725	31	63	22,00	7293	1373	99	28
MT-ES-MAN-12-1	0,02	1880	79	10,4	3,22	15	49	187	356	243	68	39	5	2,50	988	36	19	2,78
MT-ES-MAN-12-2	0,03	2051	38	8,3	4,74	15	93	270	513	345	142	22	5	2,50	936	40	25	3,28
MT-ES-MAN-12-3	0,01	1980	41	13,5	7,22	15	75	224	587	507	372	31	5	2,50	638	32	37	2,97
MT-ES-MAN-13-2	0,05	1640	72	62,0	90	62	136	790	506	1448	1937	103	5	13,27	1560	46	59	7,81
TM-ES-MAN-P-11	0,03	1960	43	16,2	7,06	79	37	664	2074	640	135	94	10	2,50	3890	259	48	29

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ORO Y MULTIELEMENTAL DEL HORIZONTE DE LAS ARCILLAS MOTEADAS

CÓDIGO MUESTRA	Au	Al	As	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Ta	Ti	V	Zn	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MT-ES-MAN-089-1	0,04	81300	150	17,7	9,72	295	147	280000	267	405	4,87	52	72	13,18	5990	629	123	80
MT-ES-MAN-140-2	0,005	98700	130	8,3	14,4	395	152	240000	100	232	5,12	52	38	14,82	2550	797	77	46
MT-ES-MAN-08-3	0,02	64300	140	15,3	9,46	60	105	90600	236	341	2,79	30	5	6,72	2560	105	66	129
P-17-1	0,005	108000	80	18,3	6,45	1077	91	230000	243	195	5,94	72	30	12,66	4700	584	90	90
P-17-2	0,005	84400	5	12,5	18,1	2507	167	300000	217	244	4,11	247	60	9,18	4610	625	137	81
P-143-1	0,005	211800	18	64,0	6,01	33	82	73000	1701	86	1,00	18,9	24	11,49	1990	137	75	11,78
P-143-2	0,005	164000	56	87,0	10,1	36	85	92700	2519	244	2,56	32	5	2,50	2750	241	67	24
TM-P-1-1	0,005	171000	35	49,0	35	46	90	47000	798	107	1,00	138	5	2,50	1750	191	77	9,42
TM-P-143-1	0,005	169000	28	125,0	14,9	52	85	42800	3943	56	1,00	75	5	2,50	1260	31	60	9,55
MT-ES-MAN-07-5	0,02	142000	163	34,0	10	115	314	174000	100	1009	1,00	53	19	19,00	-	1270	171	33

ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ORO Y MULTIELEMENTAL DEL HORIZONTE DEL HORIZONTE SAPROLÍTICO

CÓDIGO MUESTRA	Au	Al	As	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Ni	Pb	Ta	Ti	V	Zn	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MT-ES-MAN-065-3	0,020	89900	168	66,0	9,99	193	382	269600	889	100	790	52	70	28	3860	1051	156	33
MT-ES-MAN-065-5	0,050	111000	138	25,0	5,27	214	68	98100	626	611	261	58	28	3	7950	369	76	106
MT-ES-MAN-089-3	0,005	81000	134	17,2	8,22	188	151	300000	250	218	465	39	27	29	5350	838	113	68
MT-ES-MAN-064-4	0,030	72600	162	9,4	4,60	96	111	220000	250	100	246	27	58	21	4220	339	92	81
MT-ES-MAN-063-2	0,005	149000	194	81,0	132	209	226	147000	250	1216	2140	238	21	3	2250	485	116	12
MT-ES-MAN-096-3	0,005	174000	89	72,0	23	34	56	34200	1066	1052	597	24	5	3	1360	40	47	5
MT-ES-MAN-01-6	0,070	186000	180	28,0	4,40	40	63	55000	1021	100	190	39	5	3	2190	146	36	12
MT-ES-MAN-03-4	0,070	95600	145	7,3	8,36	606	113	230000	250	100	165	55	37	18	3470	795	99	60
MT-ES-MAN-04-5	0,030	203000	161	24,0	3,15	54	54	31200	2285	339	370	26	5	7	1260	74	27	8
MT-ES-MAN-062-2	0,010	110000	201	75,0	3,99	471	156	155000	2992	357	382	154	28	3	9660	573	113	53
MT-ES-MAN-05-4	0,005	110000	174	18,2	5,22	156	58	59500	1261	295	156	125	5	3	3280	187	45	68
MT-ES-MAN-06-2	0,050	89100	145	16,2	26	272	338	300700	250	219	393	63	71	12	5520	2172	114	46
MT-ES-MAN-139-3	0,020	70878	144	152,0	15,6	192	189	356900	250	263	1338	44	114	28	4374	1018	151	53
MT-ES-MAN-08-4	0,010	89200	120	529,0	36	164	193	283200	1813	280	3286	111	86	22	3630	832	153	40
MT-ES-MAN-111-3	0,040	151000	129	166,0	5,17	34	80	58900	10200	651	765	16	13	3	3920	237	38	9
TM-ES-MAN-II-20-4	0,020	86600	104	24,0	7,85	250	147	310000	250	342	440	33	61	38	5530	740	126	52
TM-ES-MAN-II-21-1	9,630	93600	114	17,4	14,50	219	225	319000	250	100	338	35	67	23	6955	1648	59	36
TM-ES-MAN-II-21-2	0,030	132000	40	51,0	117,00	64	229	87300	250	1224	1024	171	20	4	1055	73	80	8
TM-ES-MAN-II-21-3	0,040	94300	120	43,0	16,8	1154	77	197000	1407	815	254	82	30	15	3740	735	129	42
TM-ES-MAN-II-27-1	0,180	119000	96	45,0	5,14	40	120	163000	762	234	857	21	29	16	14900	682	160	38
TM-ES-MAN-II-27-2	0,180	78200	79	13,0	9,21	954	102	300000	506	100	137	25	74	25	4630	1547	88	90
TM-ES-MAN-II-27-3	0,030	78200	56	7,9	29	2910	159	310000	250	215	287	214	57	33	4230	782	130	89
TM-ES-MAN-II-27-4	0,080	157000	14	263,0	22	33	111	83200	6729	2345	847	25	24	12	3040	259	78	40
P-082-2	0,040	152000	41	242,0	47	71	218	112000	6348	899	2064	61	5	13	5720	621	105	12,60
TM-P-1-2	0,005	193000	50	93,0	52	15	97	36000	540	683	362	172	5	3	2790	161	110	6,54
TM-P-1-3	0,005	114000	36	136,0	79	543	164	60500	7443	5380	711	146	24	3	1940	206	91	37
TM-P-143-2	0,005	124000	84	152,0	43	120	111	85600	6541	23231	676	79	5	51	3040	161	227	237
MT-ES-MAN-07-6_1 ^a	0,010	156000	72	39,0	111	152	76	74400	508	6909	850	302	13	3	627	76	121	4,39
MT-ES-MAN-07-6_2 ^a	0,010	139000	148	45,0	13	112	239	174000	741	100	1425	57	27	3	627	1124	138	19,40
MT-ES-MAN-07-7	0,005	160000	47	32,0	72	204	62	61600	250	14205	761	341	14	3	554	41	88	4,18
MT-ES-MAN-09-3	0,005	160000	60	23,0	6,54	162	94	90700	3914	631	83	144	21	3	650	58	90	25

CÓDIGO MUESTRA	Au	Al	As	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Ni	Pb	Ta	Ti	V	Zn	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MT-ES-MAN-10-1	0,060	172000	38	45,0	10,8	346	81	91200	8295	703	92	113	21	7	1180	67	89	32
MT-ES-MAN-11-3	0,010	187000	67	58,0	32	50	59	32400	1681	1706	689	72	5	3	949	25	64	3,56
MT-ES-MAN-033-3	0,030	148000	57	66,0	151	119	182	149000	250	1888	1750	163	16	7	1320	129	109	9,64
MT-ES-MAN-35	0,020	174000	118	20,0	6,31	53	50	67900	2064	556	212	24	11	3	3000	201	33	17,95
MT-ES-MAN-37-4	0,010	181000	44	19,9	8,95	15	74	68900	1918	1107	1023	25	20	10	3670	162	40	10,92
MT-ES-MAN-38-3	0,130	166000	56	49,0	92	88	133	105000	250	986	1123	259	22	3	1110	109	67	7,97
MT-ES-MAN-43-3	0,040	176000	26	29,0	4,30	30	59	34400	558	638	127	26	5	5	1740	77	38	4,19
MT-ES-MAN-53-3	0,020	78300	113	16,7	2,47	139	42	105000	652	201	137	33	28	10	2590	128	44	67
MT-ES-MAN-71-2	0,020	55900	65	506,0	34	54	179	213200	250	100	3107	23	144	22	1710	49	167	44
MT-ES-MAN-079-3	0,020	75400	26	36,0	2,92	15	62	73000	250	100	264	22	15	6	2260	30	37	40
MT-ES-MAN-088-2	0,020	77600	47	17,1	1,00	15	33	55400	250	100	226	5	24	3	1950	10	37	49
TM-ES-MAN-II-32-2	0,010	110000	110	27,0	8,62	174	36	156000	1190	240	145	46	44	7	3450	322	50	82
TM-P-2-2	0,010	90600	105	188,0	23	263	186	305900	860	100	2760	38	111	14	4710	796	155	34
TM-P-5-2	0,005	115000	38	19,7	5,87	168	150	155000	991	446	639	87	39	3	7530	725	98	36
TM-ES-MAN-II-P-6-2	0,005	161000	68	18,6	4,02	199	61	80100	2640	396	167	47	19	3	2260	127	45	28
TM-P-8-2	0,020	190000	46	14,9	3,15	181	67	61300	1006	204	111	46	5	3	2660	194	49	14,11
TM-P-9-2	0,005	215500	64	18,8	8,65	667	140	70100	869	100	52	479	31	3	2530	209	53	12,12
TM-ES-MAN-II-P-14-2	0,150	142000	49	23,0	21	67	67	51700	1515	291	122	141	31	3	2940	76	63	31
TM-P-18	3,710	114000	34	20,0	14,5	47	56	46500	1701	266	119	107	5	9	3530	68	50	32
TM-P-098-2	0,005	123000	52	64,0	35	78	158	206900	1261	513	1158	113	59	14	2320	402	206	14,76
TM-ES-MAN-II-13-4	0,005	137000	78	19,4	8,38	80	389	210000	2480	100	433	90	36	5	13400	1826	110	20
TM-ES-MAN-II-15-2	0,005	84300	55	32,0	15,9	176	341	360000	250	228	563	34	59	22	6080	1682	147	42
TM-ES-MAN-II-17-2	0,005	85700	119	108,0	15,4	649	214	340000	250	209	838	83	73	38	5690	1100	136	67
TM-ES-MAN-II-18-2	0,005	124000	125	58,0	16,7	543	269	162000	3529	369	320	89	31	3	10100	1137	159	44
TM-ES-MAN-II-19-2	0,005	79400	38	20,0	15,7	283	173	360000	250	222	358	36	46	28	5360	1237	145	57
TM-ES-MAN-II-22-3	0,01	165000	107	45,0	10,3	1974	58	113000	1548	3217	280	164	17	9	2920	971	91	21
TM-ES-MAN-II-23-3	0,005	93200	64	38,0	11,8	662	120	300000	769	219	357	156	60	28	4750	493	134	60
TM-ES-MAN-II-24-3	0,09	88800	116	63,0	16,7	256	212	350000	250	205	974	40	91	23	7200	1444	137	57
TM-ES-MAN-II-29-2	0,03	79300	43	18,3	9,58	1601	112	310000	250	208	270	98	60	29	3910	707	110	88
TM-ES-MAN-II-08-3	0,02	197000	170	17,0	4,65	109	70	58800	250	265	63	63	5	6,3	1640	92	40	22
TM-ES-MAN-II-9-2	0,03	204300	82	22,0	3,73	39	38	40000	250	213	54	83	5	2,5	845	42	35	7,68
TM-ES-MAN-II-10-2	0,005	196000	99	83,0	3,41	15	52	31500	250	100	60	183	5	2,5	740	34	36	5,04
TM-ES-MAN-II-12-3	0,005	158000	111	19,8	8,00	112	178	144000	1192	254	269	78	16	2,5	5540	612	70	27
TM-ES-MAN-GEO-1	0,06	194000	57	100,0	18,7	67	70	39500	2577	4440	373	59	5	2,5	1650	44	144	8,03
TM-ES-MAN-GEO-7	0,01	169000	67	79,0	16,2	99	31	55500	3221	816	452	46	21	2,5	817	139	57	4,87
TM-ES-MAN-GEO-8	0,02	113000	67	3430,0	173	109	81	200000	2141	896	5306	59	46	15	647	490	141	9,51
TM-ES-MAN-GEO-12	0,01	188000	26	34,0	18,7	46	51	32000	670	635	277	50	5	10,05	1400	50	40	6,03
TM-ES-MAN-GEO-13	0,005	200000	85	39,0	19,5	15	37	28100	553	687	275	66	24	2,5	960	27	37	4,92
TM-ES-MAN-GEO-15	0,005	167000	154	397,0	444	51	76	86600	8823	1984	6568	186	26	20,22	751	87	111	19,14
TM-ES-MAN-GEO-17	0,02	191000	79	270,0	475	41	113	63100	1047	881	5717	517	13	2,5	1030	60	124	9,25

INFORMATION SHEET TO ANALYSIS REPORT

Method used and accredited ranges:

DETERMINAND	METHOD CODE	ACCREDITED	TECHNIQUE	Limit of Detection	Range Accredited
Gold (Au)	M420/M440	Yes	Pb collection	Au 0.01 ppm	Au 0.01-55 ppm
Platinum (Pt)	M420/M440	Yes	Pb collection	Pt 0.01 ppm	Pt 0.01-55 ppm
Palladium (Pd)	M420/M440	Yes	Pb collection	Pd 0.01 ppm	Pd 0.01-55 ppm
Platinum (Pt)	M421/M441	Yes	NIS collection	Pt 0.02 ppm	Pt 0.02-10 ppm
Palladium (Pd)	M421/M441	Yes	NIS collection	Pd 0.02 ppm	Pd 0.02-10 ppm
Rhodium (Rh)	M421/M441	Yes	NIS collection	Rh 0.02 ppm	Rh 0.02-2 ppm
Iridium (Ir)	M421/M441	Yes	NIS collection	Ir 0.02 ppm	Ir 0.02-2 ppm
Ruthenium (Ru)	M421/M441	Yes	NIS collection	Ru 0.02 ppm	Ru 0.02-2 ppm
Copper (Cu) UG2	M450	Yes	XRF pressed disc	Cu 10 ppm	Cu 10 - 800 ppm
Copper (Cu) Merensky	M450	Yes	XRF pressed disc	Cu 10 ppm	Cu 10 - 5000 ppm
Copper (Cu) Platreef	M450	Yes	XRF pressed disc	Cu 10 ppm	Cu 12 - 3500 ppm
Copper (Cu)	M445	Yes	Aqua Regia digest/ICP-OES	Cu 10 ppm	Cu 10 - 10000 ppm
Copper (Cu)	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP finish	Cu 10 ppm	Cu 10 - 10000 ppm
Copper (Cu)	M448	No	Peroxide fusion/ICP finish	Cu 10 ppm	Cu 10 - 50000 ppm
Nickel (Ni) UG2	M450	Yes	XRF pressed disc	Ni 10 ppm	Ni 10 - 3500 ppm
Nickel (Ni) Merensky	M450	Yes	XRF pressed disc	Ni 10 ppm	Ni 10 - 9000 ppm
Nickel (Ni) Platreef	M450	Yes	XRF pressed disc	Ni 10 ppm	Ni 10 - 7000 ppm
Nickel (Ni)	M445	Yes	Aqua Regia digest/ICP-OES	Ni 10 ppm	Ni 10 - 10000 ppm
Nickel (Ni)	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP finish	Ni 10ppm	Ni 10-10000ppm
Nickel (Ni)	M448	No	Peroxide fusion /ICP finish	Ni 20 ppm	Ni 20 - 50000 ppm
Cobalt (Co) UG2	M450	Yes	XRF pressed disc	Co 20 ppm	Co 30 - 1200 ppm
Cobalt (Co) Merensky	M450	Yes	XRF pressed disc	Co 20 ppm	Co 30 - 950 ppm
Cobalt (Co) Platreef	M450	Yes	XRF pressed disc	Co 20 ppm	Co 30 - 500 ppm
Cobalt (Co)	M445	Yes	Aqua Regia digest/ICP-OES	Co 10 ppm	Co 10 - 10000 ppm
Cobalt (Co)	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP finish	Co 10 ppm	Co 10 - 10000 ppm
Fe ₂ O ₃	M451	Yes	XRF fused disc	Fe ₂ O ₃ 0.06%	Fe ₂ O ₃ 0.1 - 95.1 %
MnO	M451	Yes	XRF fused disc	MnO 0.02%	MnO 0.21 - 63.5 %
Cr ₂ O ₃	M451	Yes	XRF fused disc	Cr ₂ O ₃ 0.07%	Cr ₂ O ₃ 0.42 - 3.47 %
V ₂ O ₅	M451	Yes	XRF fused disc	V ₂ O ₅ 0.23%	V ₂ O ₅ 0.23 - 10.0 %
TiO ₂	M451	Yes	XRF fused disc	TiO ₂ 0.03%	TiO ₂ 0.09 - 32.8 %
CaO	M451	Yes	XRF fused disc	CaO 0.06%	CaO 0.14 - 65.3 %
K ₂ O	M451	Yes	XRF fused disc	K ₂ O 0.17%	K ₂ O 0.17 - 11.2 %
P ₂ O ₅	M451	Yes	XRF fused disc	P ₂ O ₅ 0.02%	P ₂ O ₅ 0.03 - 21.2 %
SiO ₂	M451	Yes	XRF fused disc	SiO ₂ 0.82%	SiO ₂ 11.2 - 99.8 %
Al ₂ O ₃	M451	Yes	XRF fused disc	Al ₂ O ₃ 0.2%	Al ₂ O ₃ 0.8 - 58.8 %
MgO	M451	Yes	XRF fused disc	MgO 0.3%	MgO 0.3 - 43.0 %
U ₃ O ₈	M453	Yes	XRF Pressed disc	U ₃ O ₈ 7 ppm	U ₃ O ₈ 7-2040 ppm
SG	M470	Yes	Gas Pycnometer	SG-1 g/cm ³	SG 2.43 - 4.65 g/cm ³
Al	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	Al 0.006%	Al 0.025-25%
Cr	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	Cr 0.003%	Cr 0.0080-5.0%
Fe	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	Fe 0.006%	Fe 0.020-10%
K	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	K 0.010%	K 0.0350-2.5%
Mg	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	Mg 0.005%	Mg 0.0200-2.0%
Na	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	Na 0.015%	Na 0.0500-5.0%
S	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	S 0.015%	S 0.0500-5.0%
V	M446-1	Yes	Multi acid digestion/ICP-OES finish	V 0.0005%	V 0.0015-1.0%
Ce	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Ce 0.53ppm	Ce 2-100 ppm
Dy	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Dy 0.10ppm	Dy 0.5-100 ppm
Er	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Er 0.06ppm	Er 0.2 - 100 ppm
Eu	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Eu 0.07 ppm	Eu 0.3-50 ppm
Gd	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Gd 0.06 ppm	Gd 0.3-100 ppm
Hf	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Hf 0.35 ppm	Hf 1.2-100 ppm
Ho	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Ho 0.01 ppm	Ho 0.1-100 ppm
La	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	La 0.34 ppm	La 1.2-100ppm
Lu	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Lu 0.06 ppm	Lu 0.2 -100 ppm
Nd	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Nd 0.56 ppm	Nd 2-100 ppm
Pr	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Pr 0.11 ppm	Pr 0.5-100 ppm
Sm	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Sm 0.08 ppm	Sm 0.3-100 ppm
Tb	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Tb 0.06 ppm	Tb 0.2-100 ppm
Tm	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Tm 0.01 ppm	Tm 0.1-50 ppm
Yb	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Yb 0.01 ppm	Yb 0.1-100 ppm
Ba	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Ba 0.89 ppm	Ba 3.0-1000 ppm
Be	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Be 0.36 ppm	Be 1.2-500 ppm
Co	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Co 0.50 ppm	Co 2.0-100 ppm
Ga	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Ga 0.75 ppm	Ga 2.5-200 ppm
Li	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Li 3.08 ppm	Li 10.5-1000 ppm
Mn	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Mn 3.46 ppm	Mn 12.0-200 ppm
Mo	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Mo 0.57 ppm	Mo 2.0-200 ppm
Rb	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Rb 0.50 ppm	Rb 2.0-200 ppm
Sc	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Sc 1.62 ppm	Sc 6.0-200 ppm
Sr	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Sr 1.42 ppm	Sr 5.0-1000ppm
Th	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Th 1.01 ppm	Th 4.0-200 ppm
Ti	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Ti 0.23 ppm	Ti 1.0-1000 ppm
U	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	U 0.08 ppm	U 0.3-50 ppm
Y	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Y 0.05 ppm	Y 0.2-500 ppm
Zr	M446-2	Yes	Multi acid digestion/ICP-MS finish	Zr 0.24 ppm	Zr 1.0-500 ppm

Note: All other tests or elements reported are not accredited unless specified otherwise.

Record: Analysis report information sheet, revision status: 2015-03-05

Compiled and approved by: N. McKenzie

ANEXO V

MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM): DIFRACTOGRAMAS DE LAS PROBETAS PULIDAS DE LOS GRANOS DE ORO

GRANOS DE ORO DEL HORIZONTE DE ARCILLAS SUPERFICIALES (SUELO)

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 3

Al Al2O3 1-Jun-1999 12:00 AM
Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	2.39	0.8875	2.45	0.31	5.94	4.64	Al2O3	0.68
Si K	3.06	1.0302	2.71	0.31	6.31	5.80	SiO2	0.72
Au M	80.78	0.9225	79.84	1.06	26.49	89.57	Au2O3	3.03
O			15.00	0.98	61.26			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.43

(1)

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	0.97	0.8859	1.26	0.29	3.44	2.38	Al2O3	0.40
Si K	1.53	1.0502	1.66	0.30	4.36	3.56	SiO2	0.50
Au M	69.18	0.9450	83.84	1.13	31.33	94.06	Au2O3	3.60
O			13.23	1.07	60.87			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.50

(2)

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.265 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 3

Standard:
Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Cu K	15.80	1.0793	13.88	0.99	15.93	17.38	CuO	1.96
Au M	69.46	0.8943	73.65	1.32	27.26	82.62	Au2O3	3.36
O			12.47	1.01	56.81			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								5.32

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 3

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM
Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	2.43	0.8903	4.92	0.48	9.69	9.30	Al ₂ O ₃	1.10
Si K	2.65	0.9898	4.84	0.50	9.15	10.35	SiO ₂	1.04
Au M	34.89	0.8786	71.63	1.49	19.33	80.35	Au ₂ O ₃	2.19
O			18.61	1.32	61.83			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.32

(3)

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	4.22	0.8944	8.56	0.61	12.49	16.18	Al ₂ O ₃	1.39
Si K	4.95	0.9285	9.68	0.68	13.56	20.70	SiO ₂	1.51
Au M	24.93	0.8033	56.27	1.82	11.24	63.12	Au ₂ O ₃	1.25
O			25.49	1.45	62.71			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.16

(4)

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Standard
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Au M	96.22	0.9760	89.14	0.90	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67
O			10.86	0.90	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.269 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Standard :
Au - Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corm.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions	
Au M	93.34	0.9760	89.14	0.92	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67	(5)
O			10.86	0.92	60.00			7.00	
Totals			100.00						
Cation sum								4.67	
Element	App Conc.	Intensity Corm.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions	
Au M	95.06	0.9760	89.14	0.90	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67	(6)
O			10.86	0.90	60.00			7.00	
Totals			100.00						
Cation sum								4.67	

GRANOS DE ORO DEL HORIZONTE DE LAS GRAVAS LATERÍTICAS

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions	
Au M	60.98	0.9520	60.37	4.70	25.81	67.73	Au ₂ O ₃	2.92	(1)
Bi M	16.17	0.6030	25.27	4.15	10.18	28.17	Bi ₂ O ₃	1.15	
O			11.74	3.38	61.78			7.00	
Totals			100.00						
Cation sum								4.33	

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions	
Au M	62.86	0.9536	61.77	2.12	28.16	69.30	Au ₂ O ₃	3.29	(2)
Bi M	17.60	0.5988	27.54	2.14	11.84	30.70	Bi ₂ O ₃	1.38	
O			10.69	1.23	60.00			7.00	
Totals			100.00						
Cation sum								4.67

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.270 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Standard :
Bi Bi 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Bi M	87.87	0.9813	89.70	0.93	40.00	100.00	Bi ₂ O ₃	4.67
O			10.30	0.93	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

(2)

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Bi M	90.67	0.9813	89.70	0.92	40.00	100.00	Bi ₂ O ₃	4.67
O			10.30	0.92	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

(4)

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Standard :
Bi Bi 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Conn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Bi M	73.24	0.9813	89.70	1.04	40.00	100.00	Bi ₂ O ₃	4.67
O			10.30	1.04	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

Spectrum processing
Peak possibly omitted : 0.269 keV

Standard :
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Cu K	0.24	1.1155	0.22	0.62	0.30	0.27	CuO	0.04
Au M	86.13	0.9747	88.90	1.13	39.76	99.73	Au ₂ O ₃	4.64
O			10.89	0.99	59.94			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.68

(5)

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Au M	87.14	0.9760	89.14	0.95	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67
O			10.86	0.95	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

(6)

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 3

Standard :
Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Cu K	2.69	1.1073	2.29	0.72	3.07	2.87	CuO	0.37
Ag L	1.18	0.5925	1.88	0.71	1.48	2.02	Ag ₂ O	0.18
Au M	86.20	0.9587	84.78	1.32	36.65	95.11	Au ₂ O ₃	4.36
O			11.05	1.00	58.79			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.91

GRANOS DE ORO DE LA CORAZA LATERÍTICA Y ANÁLISIS DE LA PROPIA CORAZA

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Standard :
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Au M	96.41	0.9760	89.14	0.90	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67
O			10.86	0.90	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.266 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Fe K	145.73	0.9507	77.73	0.57	50.00	100.00	FeO	7.00
O			22.27	0.57	50.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								7.00

(9,10,11)

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Cu K	0.67	1.0574	0.18	0.32	0.16	0.22	CuO	0.02
Pd L	0.42	0.5549	0.21	0.40	0.11	0.25	PdO	0.01
Ag L	0.37	0.6015	0.17	0.32	0.09	0.19	Ag ₂ O	0.01
Au M	264.97	0.9506	78.37	1.96	22.77	87.92	Au ₂ O ₃	2.46
O			18.10	1.74	64.75			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								3.81

(12)

Standard :
Fe 1-Jun-1999 12:00 AM
Cu 1-Jun-1999 12:00 AM
Pd 1-Jun-1999 12:00 AM
Ag 1-Jun-1999 12:00 AM
Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Standard :
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Au M	94.08	0.9760	89.14	0.92	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67
O			10.86	0.92	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.271 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 3

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM
Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	4.34	0.5965	11.58	0.72	11.54	21.87	Al ₂ O ₃	1.40
Si K	3.92	0.6273	9.94	0.72	9.52	21.26	SiO ₂	1.16
Fe K	24.87	0.8948	44.20	1.22	21.29	56.87	FeO	2.59
O			34.28	1.15	57.65			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								5.14

(8)

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	10.56	0.8342	20.12	0.74	15.74	38.01	Al ₂ O ₃	1.75
Si K	10.58	0.6917	24.30	0.86	18.26	51.99	SiO ₂	2.03
Fe K	4.09	0.8370	7.77	0.81	2.94	10.00	FeO	0.33
O			47.81	1.02	63.07			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.10

(9)

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 2

Standard :
Au Au 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Au M	95.19	0.9760	89.14	0.91	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67
O			10.86	0.91	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

(2)

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Au M	92.70	0.9760	89.14	0.92	40.00	100.00	Au ₂ O ₃	4.67
O			10.86	0.92	60.00			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.67

(3)

Spectrum processing :
Peak possibly omitted : 0.271 keV

Processing option : Oxygen by stoichiometry (Normalised)
Number of ions calculation based on 7.00 anions per formula
Number of iterations = 3

Al Al₂O₃ 1-Jun-1999 12:00 AM
Si SiO₂ 1-Jun-1999 12:00 AM
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	3.74	0.6070	9.01	0.62	8.95	17.02	Al ₂ O ₃	1.06
Si K	4.06	0.6559	9.07	0.61	8.66	19.40	SiO ₂	1.02
Ti K	6.05	0.9126	9.71	0.63	5.43	16.20	TiO ₂	0.64
Fe K	22.19	0.8819	36.83	1.13	17.68	47.38	FeO	2.09
O			35.38	1.07	59.28			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								4.81

(10)

Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%	Compd%	Formula	Number of ions
Al K	0.50	0.6358	1.08	0.32	1.09	2.04	Al ₂ O ₃	0.12
Ti K	35.02	0.9244	51.77	0.98	29.49	86.35	TiO ₂	3.17
Fe K	5.53	0.8369	9.02	0.74	4.41	11.61	FeO	0.47
O			38.13	0.94	65.02			7.00
Totals			100.00					
Cation sum								3.77

(11)

ANEXO VI

FOTOMICROGRAFÍAS DE LOS GRANOS DE ORO ALUVIAL Y DEL PERFIL DE ALTERACIÓN DE MINVOUL

GRANOS DE ORO ALUVIAL (<100 m de la cabecera del arroyo)

GRANOS DE ORO ALUVIAL (150 a 500 metros de la cabecera del arroyo)

GRANOS DE ORO ALUVIAL (>500 metros de la cabecera del arroyo)

GRANOS DE ORO DEL HORIZONTE DE ARCILLAS SUPERFICIALES (SUELO)

GRANOS DE ORO DEL HORIZONTE DE LAS GRAVAS LATERÍTICAS

GRANOS DE ORO DEL HORIZONTE DE LA CORAZA LATERÍTICA

GRANOS DE ORO DEL HORIZONTE DE ARCILLAS MOTEADAS

GRANOS DE ORO DEL HORIZONTE SAPROLÍTICO

ANEXO VII

**DIAGRAMAS CUANTIL-CUANTIL (Q-Q) DE LOS
DATOS GEOQUÍMICOS BRUTOS Y
LOGNORMALIZADOS DE LAS MUESTRAS
UTILIZADAS PARA EL ANÁLISIS FACTORIAL**

DIAGRAMA Q-Q DE LOS DATOS BRUTOS Y LOGNORMALIZADOS DE LOS SEDIMENTOS DE ARROYO (por elementos)

DIAGRAMA Q-Q DE LOS DATOS BRUTOS Y LOGNORMALIZADOS DEL HORIZONTE DE LAS ARCILLAS DE SUPERFICIE (SUELO) (por elementos)

DIAGRAMA Q-Q DE LOS DATOS BRUTOS Y LOGNORMALIZADOS DEL HORIZONTE DE LA CORAZA LATERÍTICA (por elementos)

DIAGRAMA Q-Q DE LOS DATOS BRUTOS Y LOGNORMALIZADOS DEL HORIZONTE SAPROLÍTICO (por elementos)