

RESEARCH ARTICLE

Lithostratigraphy, structure and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of metamorphic rocks from the Namibe region (southwestern Angola): a fragment of the Southwestern Congo Shield deformed during the Eburnean orogeny

Litoestratigrafía, estructura y geocronología U-Pb SHRIMP en circón de las rocas metamórficas de la región de Namibe (suroeste de Angola): un fragmento del Escudo del Congo Suroccidental deformado durante la orogenia Eburneana

 Javier Escuder-Virue^{1*},  Luis Quintana¹,  Aratz Beranoaguirre²,  Pilar Montero³,  Janet Gabites⁴,
 Pablo Valverde-Vaquero¹,  Américo da Mata Lourenço Victorino⁵

¹Instituto Geológico y Minero España, CSIC, C. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. España

²Institut für Geowissenschaften, Goethe-Universität Frankfurt, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt am Main, Germany

³Laboratorio de Microsonda Iónica-IBERSIMS. Centro de Instrumentación Científica. Universidad de Granada, Granada, España

⁴Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, University of British Columbia, 6339 Stores Road, Vancouver, BC V6T-1Z4, Canada

⁵Instituto Geológico de Angola. Kilamba. Luanda, Angola

Corresponding author: j.escuder@igme.es (Javier Escuder-Virue)

Key point:

The Neoarchean-Paleoproterozoic Epupa Complex constitutes the basement of the Paleoproterozoic sedimentary basin of the Namibe Group.

D1 produced sinistral transpressive deformation and D2 originated vertical shortening accompanied by an orthogonal subhorizontal shearing.

The Neoarchean-Paleoproterozoic rock assemblage underwent Eburnean regional deformation and metamorphism reaching partial melting.

ABSTRACT

The Namibe region of southwestern Angola is part of the Southwestern Congo Shield, which constitutes a crustal domain subjected to tectono-metamorphic processes related to the Eburnean orogeny. The geological mapping work carried out in the PLANAGEO Project has made possible to distinguish two Neoarchean to Paleoproterozoic metamorphic assemblages: (1) the ortho and paragneisses of the Epupa Complex; and (2) the supracrustal metasediments of the Namibe Group. The Epupa Complex is made up of granitic, tonalitic and dioritic orthogneisses, leucogneisses and pelitic paragneisses, variably migmatized. The Namibe Group includes basal amphibolites and calcitic/dolomitic marbles overlaid by a thick and monotonous sequence of alternating slates, schists and metagreywackes with intercalations of quartzites and metaconglomerates. The cartographic relationships, the lithological contrast and the absence of orthogneisses indicate that the Namibe Group was unconformably deposited on top of the Epupa Complex. During the Eburnean orogeny, both the Epupa Complex and the Namibe Group underwent polyphase ductile deformation and regional metamorphism that, in large sectors, reached partial melting conditions. Eburnean structures can be grouped into two main ductile deformation events, D1 and D2, together with two other less penetrative late events, D3 and D4. U-Pb SHRIMP zircon and ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite geochronological data indicate that the Eburnean thermal peak of metamorphism, the crystallization of leucosomes, the emplacement of anatectic leucogranites, and the cooling of the assemblage took place in a relatively short time interval (~10 Ma).

Keywords: Southwestern Congo Shield; Eburnean orogeny; Epupa Complex; Namibe Group; Angola.

Article History:

Received: 19/01/2024

Accepted: 05/03/2025

Published: 22/08/2025

Puntos clave:

El Complejo de Epupa Neoarcaico-Paleoproterozoico constituye el basamento de la cuenca Paleoproterozoica del Grupo Namibe.

RESUMEN

La región de Namibe del suroeste de Angola forma parte del Escudo del Congo Suroccidental, que constituye un dominio cortical sometido a los procesos tectono-metamórficos relacionados con la orogenia Eburneana. Los trabajos de cartografía geológica realizados en el Proyecto PLANAGEO han permitido distinguir dos conjuntos metamórficos de edad Neoarcaico a Paleoproterozoico: (1) el conjunto de orto y paragneises del Complejo de Epupa; y (2) los metasedimentos supracorticales del Grupo Namibe. El Complejo de Epupa está constituido por ortogneises graníticos, tonalíticos y dioríticos, leucogneises y paragneises pelíticos,

D1 produjo una deformación transpresiva senestra y D2 originó acortamiento vertical acompañado por un cizallamiento subhorizontal ortogonal.

El conjunto de rocas Neoarcaicas-Paleoproterozoicas experimentó deformación y metamorfismo regional Eburneano acompañado por fusión parcial.

variablemente migmatizados. El Grupo Namibe incluye anfibolitas y mármoles calcíticos/dolomíticos basales sobre los que superpone una potente secuencia de pizarras, esquistos y metagrauvacas alternantes con intercalaciones de cuarcitas y metaconglomerados. Las relaciones cartográficas, el contraste litológico y la ausencia de ortogneises indican que el Grupo Namibe se depositó discordante sobre el Complejo de Epupa. Durante la orogenia Eburneana, tanto el Complejo de Epupa como el Grupo Namibe experimentaron una deformación dúctil polifásica y un metamorfismo regional que, en amplios sectores, alcanzó las condiciones de fusión parcial. Las estructuras eburneanas pueden agruparse en dos eventos deformativos dúctiles principales, D1 y D2, junto con otros dos eventos tardíos de menor penetratividad, D3 y D4. Los nuevos datos geocronológicos U-Pb SHRIMP en circón y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovita indican que el pico térmico del metamorfismo Eburneano, la cristalización de leucosomas, el emplazamiento de leucogranitos anatócticos y el enfriamiento del conjunto tuvieron lugar en un relativo corto intervalo de tiempo (~10 Ma).

Palabras clave: Escudo del Congo Suroccidental; Orogenia Eburneana; Complejo de Epupa; Grupo Namibe; Angola.

Historial del artículo:

Recibido: 19/01/2024

Aceptado: 05/03/2025

Publicado: 22/08/2025

Citation / Cómo citar este artículo: Escuder-Virujete, J., Quintana, L., Beranoaguirre, A., Montero, P., Gabites, J., Valverde-Vaquero, P., Victorino, A.M.L. (2025). Lithostratigraphy, structure and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of metamorphic rocks from the Namibe region (southwestern Angola): a fragment of the Southwestern Congo Shield deformed during the Eburnean orogeny. *Boletín Geológico y Minero*, 136(1), 007. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin/136.1/007>

1. Introducción

1.1. Cratones y escudos de África Central

En el presente trabajo y siguiendo a Stankiewicz & de Wit (2013), los “cratones” son bloques arcaicos estabilizados a edades >2.5 Ga y los “escudos” consisten en dominios continentales post-arcaicos que se formaron y/o amalgamaron durante momentos específicos del Proterozoico-Fanerozoico, y que incluyen cratones más o menos deformados. Siguiendo esta nomenclatura, el continente africano puede ser subdividido en cuatro grandes Escudos Precámbricos que fueron amalgamados a lo largo de cinturones orogénicos Neoproterozoicos y que comprenden, a su vez, núcleos de cratones Arcaicos posteriormente deformados en los orógenos Meso- y Paleoproterozoicos (Fig. 1; Lindeque *et al.*, 2011).

El territorio de Angola incluye geológicamente varios cratones del Escudo de África Central. Dicho Escudo comprende cuatro cratones estructurados antes del final del Arcaico (Fig. 1): el Cratón del Congo Suroccidental; el Cratón del Congo Central o Cuvette; el Cratón del Congo Nororiental o Mboumou-Uganda; y el Cratón de Tanzania. Siguiendo a de Wit & Linol (2015), el “Escudo del Congo” constituye un gran dominio litosférico que incluye a los tres primeros cratones, los cuales no han podido ser correlacionados directamente bajo la cuenca sedimentaria Fanerozoica del Congo debido a la falta de continuidad de los afloramientos rocosos. Estos cratones fueron amalgamados durante el Proterozoico y se sitúan en el interior de, o rodeados por, cinturones orogénicos Eburneños (ca. 2.3-1.8 Ga), Kibarianos (ca. 1.4-1.0 Ga) y Panafricanos (ca. 0.8-0.5 Ga).

Durante el Paleoproterozoico medio, los bordes septentrional y oriental del Escudo del Congo fueron márgenes continentales convergentes en los que tuvo lugar subducción y obducción de litosfera oceánica entre 2.3 y 2.0 Ga, así como la acreción de fragmentos continentales arcaicos entre 2050 y 1880 Ma (Boniface & Schenk, 2012; Boniface *et al.*, 2012; Nkoumbou *et al.*, 2013; Lawley *et al.*, 2013, 2014; de Wit & Linol, 2015). El borde meridional del Escudo del Congo está definido por el Cinturón Móvil de Angola Central (de Wit & Linol, 2015), en parte correspondiente con la “Zona de Escudo Central de Angola” (Carvalho *et al.*, 2000), que constituye una amplia zona orogénica caracterizada por una deformación y metamorfismo Eburneño de alto grado, junto con abundante magmatismo granítico, y que incluye también varios fragmentos arcaicos retrabajados (Doucoure *et al.*, 1999; Carvalho *et al.*, 2000; Jelsma *et al.*, 2011, 2018). Para de Wit & Linol (2015) dicho cinturón orogénico constituye la zona de colisión entre los dos bloques corticales, que se amalgamaron hace 2.0 Ga conformando el Escudo del Congo Suroccidental.

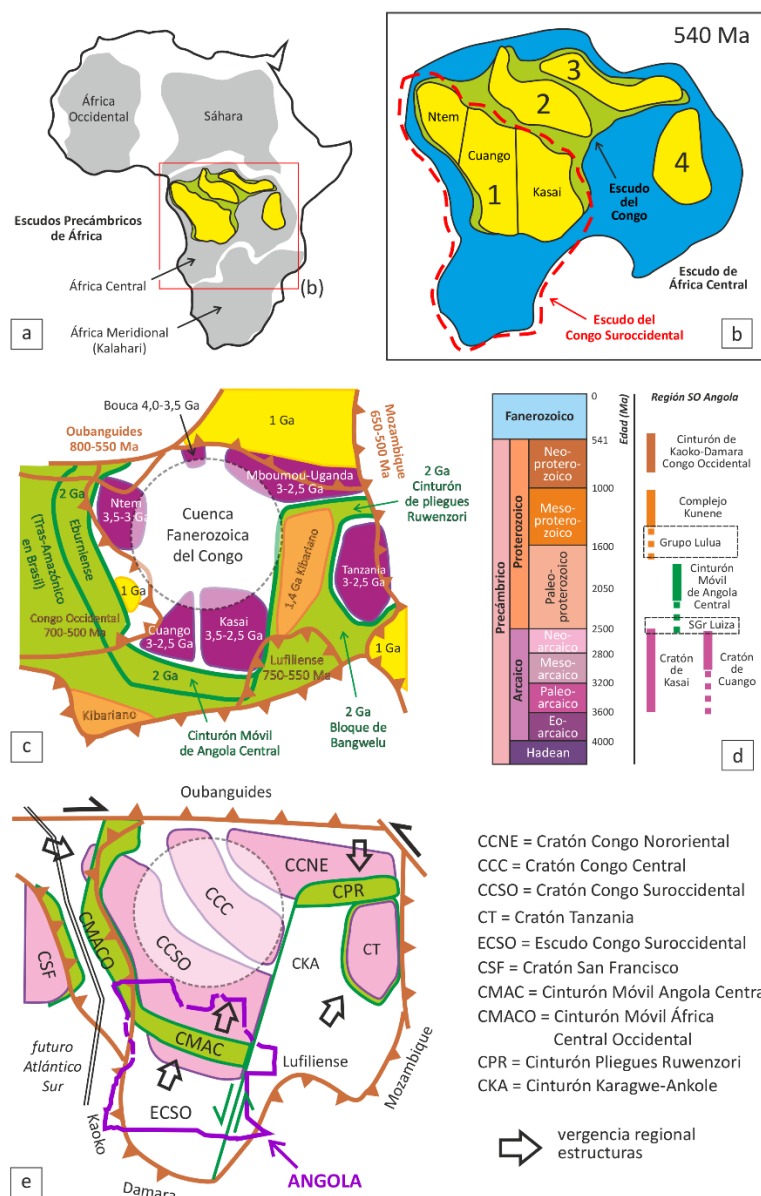


Figura 1. (a) Mapa simplificado de los Escudos Precámbricos de África (Lindeque *et al.*, 2011). (b) Esquema de los cratones (amarillo) que componen el Escudo de África Central (azul): (1) Cratón del Congo Suroccidental; (2) Cratón del Congo Central o Cuvette; (3) Cratón del Congo Nororiental o Mboumou-Uganda; y (4) Cratón de Tanzania. La línea roja discontinua marca el límite del Escudo del Congo Suroccidental, que incluye los cratones arcaicos de Ntem, Cuango y Kasai. (c) (izquierda) Esquema del basamento Precámbrico que rodea a la Cuenca Fanerozoica del Congo (modificado de Wit & Linol, 2015), mostrando los seis bloques cratónicos Arcaicos (morado), terrenos Eburnienses (verde) y Kibarianos (naranja y amarillo), así como los frentes orogénicos de los Cinturones de pliegues y cabalgamientos Panafricanos (marrón). Las posibles estructuras bajo la Cuenca Fanerozoica no están representadas. (d) Principales eventos sedimentarios, magmáticos y tectonometamórficos desarrollados en el Escudo del Congo Suroccidental ordenados en el tiempo. (e) Esquema mostrando la composición interna del Escudo de África Central en términos de cratones, escudos y cinturones orogénicos (mod. de Wit & Linol, 2015). El círculo discontinuo en (c) y (e) señala la localización de la Cuenca Fanerozoica del Congo. La línea morada define los límites administrativos de Angola.

Figure 1. (a) Simplified map of the Precambrian Shields of Africa (Lindeque *et al.*, 2011). (b) Diagram of the cratons (yellow) that make up the Central African Shield (blue): (1) Southwestern Congo Craton; (2) Central Congo Craton or Cuvette; (3) Northeastern Congo or Mboumou-Uganda Craton; and (4) Tanzania Craton. The dashed red line marks the boundary of the Southwestern Congo Shield, which includes the Archean cratons of Ntem, Cuango and Kasai. (c) Diagram of the Precambrian basement surrounding the Phanerozoic Congo Basin (modified from de Wit & Linol, 2015), showing the six Archean cratonic blocks (purple), Eburnian (green) and Kibarian (orange and yellow) terranes, as well as the orogenic fronts of the Pan-African Fold and Thrust Belts (brown). Possible structures under the Phanerozoic Basin are not represented. (d) Main sedimentary, magmatic and tectonometamorphic events developed in the Southwestern Congo Shield ordered in time. (e) Diagram showing the internal composition of the Central African Shield in terms of cratons, shields and orogenic belts (mod. de Wit & Linol, 2015). The dashed circle in (c) and (e) indicates the location of the Phanerozoic Basin of the Congo. The purple line defines the administrative limits of Angola.

Entre el Escudo del Congo y el Cratón de Tanzania existe una amplia región de basamento Proterozoico, que incluye cinturones orogénicos Eburneanos (denominados aquí Ubendienses), Kibarianos y Panafricanos (Holmes, 1951). En esta región (Fig. 1) se sitúa una zona de sutura Eburneana, denominada Cinturón de Pliegues de Ruwenzori (Tanner, 1974), y el sistema de Buganda-Toro (Nagudi *et al.*, 2003), que separa el Cratón del Congo Nororiental (Mboumou-Uganda) del Cratón de Tanzania. A lo largo del Cinturón Eburneano que flanquea el margen suroccidental del Cratón de Tanzania, tuvo lugar un metamorfismo de alta-P de edad 1868-1866 Ma durante la subducción de corteza oceánica, que fue posteriormente recrystalizado durante las orogenias Kibariana y Panafricana (Boniface *et al.*, 2012; Kabette *et al.*, 2012a, b; Lawley *et al.*, 2013, 2014).

La posterior acreción de otros bloques corticales a lo largo de los cinturones orogénicos que rodean al Escudo del Congo durante la formación del supercontinente Gondwana originó el “Escudo de Africa Central”, que quedó estabilizado hacia el tránsito Neoproterozoico superior-Cámbrico Inferior (Fig. 1). Este Escudo incluye varias estructuras Panafricanas: el Cinturón del Congo Occidental de Gabón, la República Democrática de Congo y el noroeste de Angola; las Oubanguides del norte de Gabón y Camerún; el Cinturón de Mozambique del sur de Sudán, Tanzania oriental, Kenia y Mozambique; el Cinturón (o Arco) Lufiliano en Zambia y su extensión al suroeste de Angola y noroeste de Botswana y Namibia como el Cinturón de Damara, continuando hacia el norte a través del Cinturón de Kaoko y su continuación en el Cinturón del Congo Occidental y el Cinturón Braziliiano Araçuaí (Master *et al.*, 2005; Milesi *et al.*, 2006; de Wit *et al.*, 2008; Waele *et al.*, 2015; Thiéblemont *et al.*, 2016; Degler *et al.*, 2017).

La litosfera de Gondwana experimentó posteriormente varios eventos extensionales que dieron lugar a su recubrimiento por cuencas sedimentarias de edad Paleozoico y Meso-Cenozoico, como la Cuenca del Congo (Linol *et al.*, 2014; Kabongo *et al.*, 2015). A lo largo de un periodo de unos 80 Ma (200-120 Ma), la ruptura del supercontinente Pangea estructurado en el Paleozoico Superior originó la apertura de los Océanos Sub-Atlántico e Índico. Poco después, los Escudos de África Central y Meridional fueron elevados y peneplanizados para formar el la Meseta de Kalahari (*Kalahari Plateau*; de Wit, 2007). Entre el Cretácico Superior y el Cenozoico, esta meseta quedó cubierta por los depósitos de arenas y de costras de calcretas y silcretas del Grupo Kalahari (Guillocheau *et al.*, 2015), que en amplios sectores se depositaron directamente sobre el basamento Precámbrico.

1.2. La orogenia Eburneana en el Escudo del Congo Suroccidental

Siguiendo a Thiéblemont *et al.* (2018), el Escudo del Congo Suroccidental comprende los cratones arcaicos de Ntem, Cuango y Kasai, así como un amplio dominio cortical situado más al suroeste en Angola y que comprende corteza predominantemente Eburneana y Kibariana (Fig. 1). Localizado en el sector central del Escudo del Congo Suroccidental, el Cinturón Móvil de Angola Central consiste en una banda de dirección NO-SE y unos 200 km de anchura, caracterizada por una intensa deformación dúctil y un metamorfismo regional Eburneano en facies de las anfíbolitas y granulitas, acompañado por un extenso magmatismo granítico, que ha reactivado a rocas granitoides y *greenstones* de edad Arcaico (Carvalho *et al.*, 2000; Jelsma *et al.*, 2011, 2018; de Wit & Linol, 2015). Para algunos autores (Jelsma *et al.*, 2011, 2018; de Wit & Linol, 2015), este cinturón representa la raíz de un orógeno colisional Eburneano, producido por el cabalgamiento dirigido hacia el sur del Cratón de Kasai bajo el basamento de la región suroeste de Angola, dando lugar a la consolidación del Escudo del Congo Suroccidental.

Al norte del Cinturón Móvil de Angola Central el tectono-metamorfismo Eburneano afectó a los Cratones de Cuango y Kasai, donde el evento Mubindji (2.2-2.0 Ga) deformó a los metasedimentos Paleoproterozoicos del Grupo Luiza y a los metabasaltos almohadillados del Grupo Lulua, los cuales se sedimentaron discordantes sobre charnoquitas del Arcaico (Cahen *et al.*, 1984; Carvalho *et al.*, 2000). Al sur del Cinturón Móvil de Angola Central, el basamento Arcaico-Paleoproterozoico se continúa varios cientos de kilómetros, hasta su contacto tectónico con el Cinturón de Kaoko en Namibia, incluyendo relictos de gneisses Arcaicos (2620-2580 Ma; Cahen *et al.*, 1984; Carvalho *et al.*, 2000) intercalados tectónicamente entre granitoides Eburneanos (Miller, 2008a, b). En esta región

meridional de Angola, el basamento está cubierto discordantemente por las rocas sedimentarias Paleoproterozoicas del Grupo de Chela (McCourt *et al.*, 2004, 2013; Pereira *et al.*, 2013), y fue intruido durante el Mesoproterozoico por el Complejo Máfico-Anortosítico de Cunene. De Wit & Linol (2015) propusieron que el Cinturón Móvil de Angola Central fue desplazado por una zona de cizalla transcurrente Eburneana-Kibariana de dirección NE-SO y sentido senestro, continuándose más al noroeste en los Cinturones Eburneanos que flanquean al noreste y suroeste al Cratón de Tanzania.

1.3. Geología del sector suroeste de Angola y norte de Namibia

El basamento plutono-metamórfico aflorante en el sector suroeste de Angola ha sido tradicionalmente denominado como “Escudo de Angola” (Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Guimarães, 1992), incluyendo rocas de edad Arcaico, Paleo- y Neoproterozoico. Esta unidad incorpora una parte del Escudo del Congo Suroccidental (Jelsma *et al.*, 2011, 2018), quedando limitada al norte por las rocas arcaicas a neoproterozoicas del Horst de Kwanza, al este por los depósitos continentales mesozoicos a cenozoicos de las Cuencas de Congo y Kalahari, y al oeste por la orla costera de depósitos marinos del Cretácico Inferior y más modernos relacionados con la apertura del Atlántico Sur. El “Escudo de Angola” incluye un grupo de gneises variablemente migmatizados en el que intruyen granitos anatéticos y pegmatitas graníticas, denominado “Complejo Gnaissico-Migmatítico e Granítico” (Carvalho, 1983, 1984). Sobre este conjunto se superpone en probable discordancia el “Complejo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico” (Carvalho, 1983; 1984; Pereira *et al.*, 2011, 2013) de menor grado metamórfico. El conjunto es considerado tradicionalmente como un “complejo de base” Arcaico, fuertemente retrabajado durante la orogenia Eburneana (Carvalho, 1984). El rejuogo eburneano es posteriormente confirmado por las edades U-Pb en circones de 1776 ± 13 Ma y 1783 ± 32 Ma obtenidas para la migmatización de los gneises y de 1744 ± 9 Ma para un granito anatético en la región de Chibia (Pereira *et al.*, 2013).

En la región del río Cunene, frontera entre Angola y Namibia, el Complejo de Epupa (Tegtmeyer & Kröner, 1985) incluye los metasedimentos y metavulcanitas en facies granulita de la unidad inferior de Epembe y los ortogneises y paragneises en facies anfibolita de la unidad superior de Orue (Brandt *et al.*, 2003, 2007, 2008; Seth *et al.*, 1998, 2003, 2005). Las edades U-Pb en circones obtenidas para los protolitos ortogneísicos del Complejo de Epupa han sido: 1795 ± 30 Ma (Tegtmeyer & Kröner, 1985), 1775 ± 1 Ma (Kröner *et al.*, 2010), entre 1861 ± 3 Ma y 1758 ± 3 Ma (Kröner *et al.*, 2010, 2015), y 1773 ± 20 Ma (augen-gneisses graníticos de Ruacana, Escuder-Virquete *et al.*, 2021c). Las edades obtenidas para la foliación migmatítica en la unidad de Orue y los granitos anatéticos sin-cinemáticos relacionados son de 1778 ± 4 Ma, 1762 ± 4 Ma y 1754 ± 4 Ma (U-Pb en Zr; Kröner *et al.*, 2010, 2015), indicando la deformación y el metamorfismo de alto grado de los protolitos del Complejo de Epupa durante eventos tardíos de la orogenia Eburneana. Dada la similitud litológica y de edades obtenidas para su evolución tectonotermal, los gneises del “Complejo Gnaisso-Migmatítico” se pueden correlacionar con los del Complejo de Epupa, registrando conjuntamente un magmatismo granítico afectado posteriormente por el tectonometamorfismo eburneano más tardío. Posteriormente, el Complejo de Epupa experimentó localmente un metamorfismo en facies de granulitas durante el Mesoproterozoico (1490-1447 Ma; Pb-Pb en Grt; Seth *et al.*, 2003, 2005), probablemente relacionado con el emplazamiento del Complejo Gabro-Anortosítico de Cunene. Otro evento metamórfico en facies de anfibolitas datado a 1390-1334 Ma (U-Pb en Zr; Brandt *et al.*, 2003; Seth *et al.*, 2003, 2005), está acompañado por la intrusión de granitoides mesoproterozoicos (Kröner & Rojas-Agramonte, 2017).

1.4. Objetivos del trabajo

En el presente trabajo se presentan la litoestratigrafía, estructura y geocronología U-Pb/Ar-Ar de las rocas metamórficas de la región de Namibe del suroeste de Angola. Estos datos constituyen en buena parte los resultados de los trabajos de cartografía geológica a escala 1:250 000 realizados principalmente en las Hojas Sul D-33/S - Sul E-32/Z de Namibe y Sul D-33/M de Muninho, obtenidos en el marco del Proyecto PLANAGEO (Escuder-Virquete *et al.*, 2021a, c; Gutiérrez-Medina, 2021).

Considerados en conjunto, permiten establecer por primera vez: (1) las relaciones litoestratigráficas entre el Complejo de Epupa y el Grupo Namibe; (2) la arquitectura de las macro y mesosestructuras producidas por la deformación Eburneana; y (3) la edad Paleoproterozoico de la deformación y del metamorfismo regionales. En el contexto de la evolución geológica del Escudo del Congo Suroccidental, los resultados obtenidos permiten discutir para la región de Namibe (1) el significado de las características geométricas y cinemáticas de la deformación Eburneana y (2) la edad del pico térmico del metamorfismo relacionado y de los procesos de fusión parcial.

2. Litoestratigrafía

En la región de Namibe se distinguen cartográficamente cuatro conjuntos litológicos (Escuder-Virue et al., 2021a): (1) una asociación de rocas metamórficas orto- y paraderivadas de edad Neoarcaico a Paleoproterozoico, constituida por el Complejo de Epupa y los metasedimentos supracorticales del Grupo Namibe; (2) un grupo de rocas ígneas granitoides paleoproterozoicas que, en base a su composición mineral y relaciones con la deformación eburneana, se clasifican en sin-, tardi- y post-cinemáticas; (3) una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Cretácico a Cenozoico pertenecientes a la Cuenca de Namibe; y (4) un conjunto de depósitos superficiales de edad Cuaternario. Las rocas paleoproterozoicas están intruidas por varios sistemas de diques mesoproterozoicos de composición máfica (Escuder-Virue et al., 2021a). La distribución espacial de estos grupos de rocas se presenta en el mapa litológico de la Figura 2.

2.1. Complejo de Epupa

El Complejo de Epupa está constituido litológicamente por ortogneises graníticos, leucogneises y paragneises, y en menor medida por gneises tonalíticos y dioríticos, todos ellos variablemente migmatizados. Los ortogneises graníticos se caracterizan por un bandeo composicional que define la foliación principal (S2), formado por la alternancia de niveles cuarzo-feldespáticos claros de espesor generalmente centimétrico con niveles oscuros más finos biotítico-sillimaníticos. Una foliación anterior (S1) es reconocible por el alineamiento de la biotita en el interior de microlitones de S2 e inclusiones orientadas en porfiroclastos. A escala de afloramiento se reconocen facies de ortogneises glandulares (augengneisses; Fig. 3a), ortogneises bandeados (Fig. 3b) y leucogneises con un bajo contenido modal en biotita. Los ortogneises presentan a menudo una estructuración en pares leucosoma-melanosoma paralelos a la foliación principal (S2), dando lugar a una estructura estromática. Mineralógicamente están compuestos por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con proporciones variables de biotita, sillimanita, cordierita y granate, así como de moscovita secundaria. Los ortogneises tonalíticos presentan un bandeo composicional penetrativo (S2), definido por la alternancia de lentejones cuarzo-feldespáticos claros y niveles continuos oscuros ricos en biotita y en ocasiones hornblenda. Los lentejones claros son frecuentemente leucosomas con rebordes ricos en biotita y/o anfíbol. Los ortogneises dioríticos presentan una estructura bandeada (S2) definida por una alternancia de lentejones cuarzo-plagioclásicos claros y niveles biotítico-anfibólicos oscuros. A escala de afloramiento es posible observar un tránsito entre ortogneises no migmatíticos a ortogneises metatexíticos con desarrollo de leucosomas paralelos a la S2 como consecuencia de procesos de fusión parcial, y a gneises diatexíticos y nebulíticos con bolsadas de leucosoma que corta a la foliación principal. Las diatexitas pueden mostrar gradaciones a granitoides heterogéneos con abundantes estructuras *schlieren* biotíticas (Fig. 3f). Cuando estos fundidos adquieren un cierto grado de movilidad constituyen leucogranitos homogéneos de tamaño de grano medio a grueso (serie G1 de sin- a tardi-D2; Escuder-Virue et al., 2021a).

Los paragneises constituyen una serie compuesta por paragneises biotíticos estromáticos, esquistos biotítico-sillimaníticos, esquistos negros grafitosos, metareniscas feldespáticas y raras cuarcitas feldespáticas. El contacto entre paragneises y ortogneises es neto, observándose en los ortogneises próximos al contacto enclaves de paragneises aplastados ricos en biotita y sillimanita. Estas relaciones indican que los paragneises representan el encajante donde intruyeron los protolitos

de los ortogneises. No se han observado intercalaciones de mármoles o de anfibolitas. Los paragneises estromáticos se caracterizan por una estructuración en pares leucosoma-melanosoma (Fig. 3d, g, h), que da lugar a un bandeo gneísico (S2). Mineralógicamente, este bandeo está definido por una alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas claras y biotítico-sillimaníticas oscuras, donde la elongación de nódulos de sillimanita fibrolítica o de agregados de cuarzo, cordierita y granate define una lineación mineral (L2). Los esquistos biotítico-sillimaníticos se caracterizan por una fábrica plano-lineal (S2-L2), definida por la disposición paralela de las láminas de biotita y la elongación de agregados de sillimanita fibrolítica. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y sillimanita, junto con proporciones variables de feldespato potásico, cordierita y granate, así como de moscovita secundaria. En las metareniscas feldespáticas y cuarcitas feldespáticas la foliación S2 está definida por la elongación del agregado cuarzo-feldespático y la orientación preferente de los cristales de biotita e ilmenita.

2.2. Grupo Namibe

El Grupo Namibe está constituido por un tramo basal de anfibolitas y mármoles calcíticos y dolomíticos, sobre el que se superponen pizarras, esquistos, cuarzo-esquistos y metagrauvacas alternantes con intercalaciones de metaconglomerados, cuarcitas y cuarcitas ferruginosas (Fig. 2). Por su semejanza litológica, los conglomerados, cuarcitas, cuarcitas ferruginosas y esquistos de la Sierra de Chicallungo (Gutiérrez-Medina, 2021) son integrados en este trabajo en el Grupo Namibe.

En el vértice de Cuanhangué, el espesor del tramo de anfibolitas y mármoles oscila entre 100 y 150 m. Las anfibolitas son rocas de un característico color verde oliva, de tamaño de grano medio a fino y de estructura masiva o bandeada, que han desarrollado una fábrica plano-lineal penetrativa (S1-L1 o S2-L2; Fig. 4g). La foliación está definida normalmente por la alternancia de capas ricas en anfíbol y plagioclasa y la lineación por la elongación dimensional preferente de los prismas de anfíbol. Los protolitos de estas rocas fueron probablemente doleritas intrusivas como diques o *sills* en la base de la secuencia metasedimentaria, como sugiere la presencia en el sector de Chaco-Chaco de diques anfibolitizados intrusivos en los mármoles calcíticos (Fig. 4h). En los flancos del antiformal de Tchicolangita, las rocas metacarbonatadas forman un tramo de 250-300 m de espesor constituido por una alternancia de mármoles calcíticos y dolomíticos, que puede intercalar niveles de calco-esquistos y de gneises calco-silicatados de potencia decimétrica. A la escala de afloramiento los mármoles son rocas masivas, de colores blancos, amarillos o gris verdosos, que presentan un bandeo composicional poco definido (S1 o S2). La foliación está definida por el alineamiento paralelo de los granos elongados de calcita o dolomía.

La alternancia de pizarras/esquistos y metagrauvacas con intercalaciones lenticulares de metaconglomerados constituye la asociación litológica dominante del Grupo Namibe. Se trata de una secuencia siliciclástica azoica, muy monótona y potente, cuyo espesor medido ortogonalmente a la foliación principal se estima en varios miles de metros. Teniendo en cuenta las características litológicas y las estructuras sedimentarias preservadas se pueden distinguir tres sectores en el Grupo Namibe cuyo tránsito es gradual: nororiental, central y suroccidental.

En el sector nororiental (Sierra de Chicallungo), la unidad está constituida por metaconglomerados polimícticos basales (Fig. 4c) sobre los que se superpone una alternancia de cuarcitas, cuarcitas ferruginosas y metagrauvacas en capas de espesor métrico. Las capas de metaconglomerados presentan una base erosiva y geometría lenticular, y están compuestos de cantos de composición granítica y cuarcítica (Fig. 4d). Las cuarcitas y metagrauvacas preservan una estructura interna gradada con desarrollo en ocasiones de secuencias de Bouma. La asociación litológica se interpreta como resultado de la sedimentación clástica de tamaño de grano grueso en la parte canalizada de un sistema deposicional turbidítico.

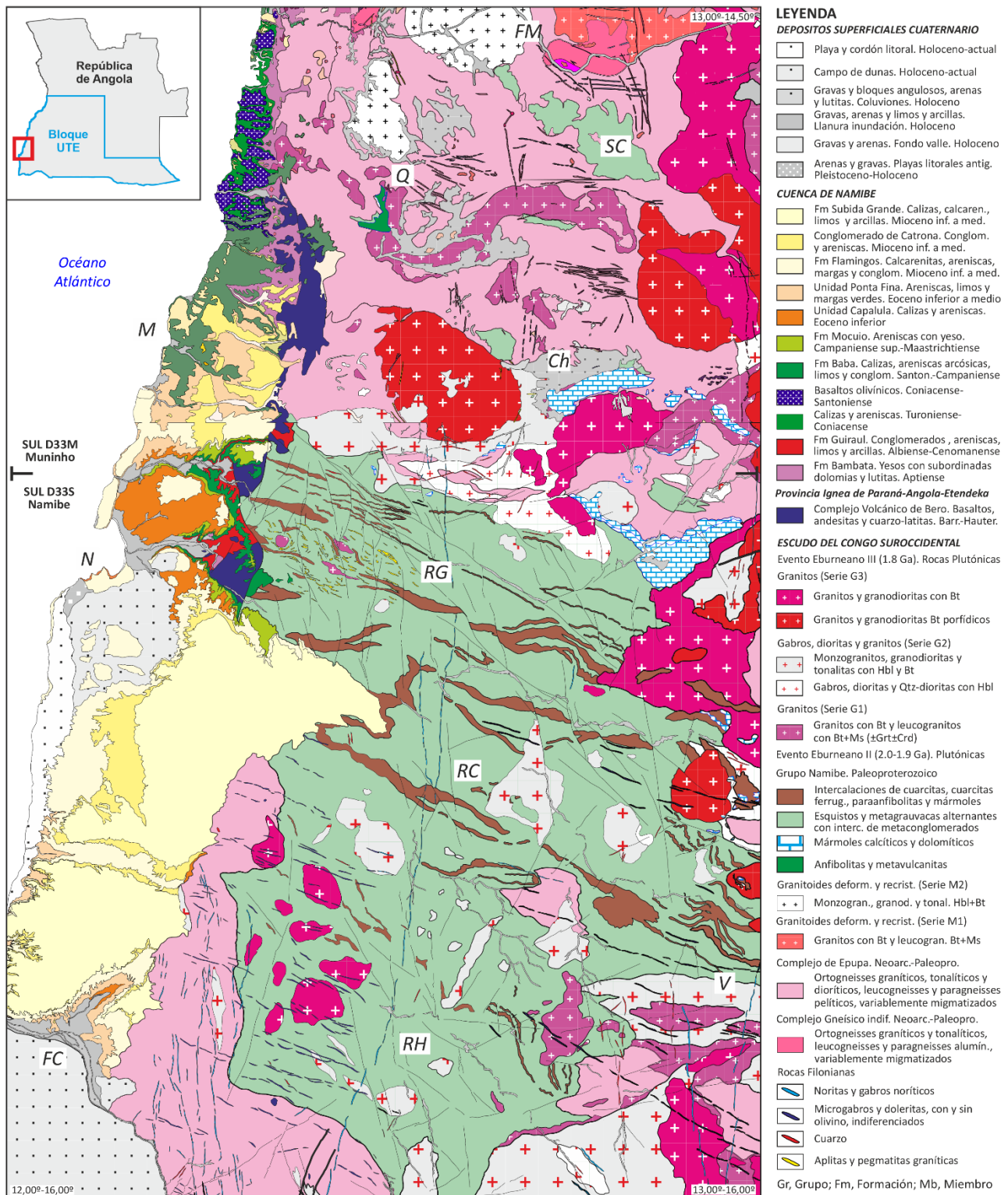


Figura 2. Mapa geológico esquemático de las Hojas a E. 1:250 000 Sul D-33/S de Namibe y mitad sur Sul D-33/M de Muninho (Escuder-Virute et al., 2021a; Gutiérrez-Medina, 2021). Las líneas negras finas indican fallas. FC; Façenda Curoca, FM; Façenda Maungo, M; Mucuio, N; Namibe, V; Virei, Q; Quitungua, RC; valle río Cubai; RG; valle río Giraul; RH; valle río Hiquia, SC; Sierra de Chicallungo.

Figure 2. Schematic geological map of the Namibe Sul D-33/S and the southern half of the Muninho Sul D-33/M Sheets at E.1:250 000 (Escuder-Virute et al., 2021a; Gutiérrez-Medina, 2021). Thin black lines indicate faults. CF; Façenda Curoca, FM; Façenda Maungo, M; Mucuio, N.; Namibe, V; Virei, Q; Quitungua, R. C.; Cubai river valley; RG; Giraul river valley; RH; Hiquia river valley, SC; Sierra de Chicallungo.

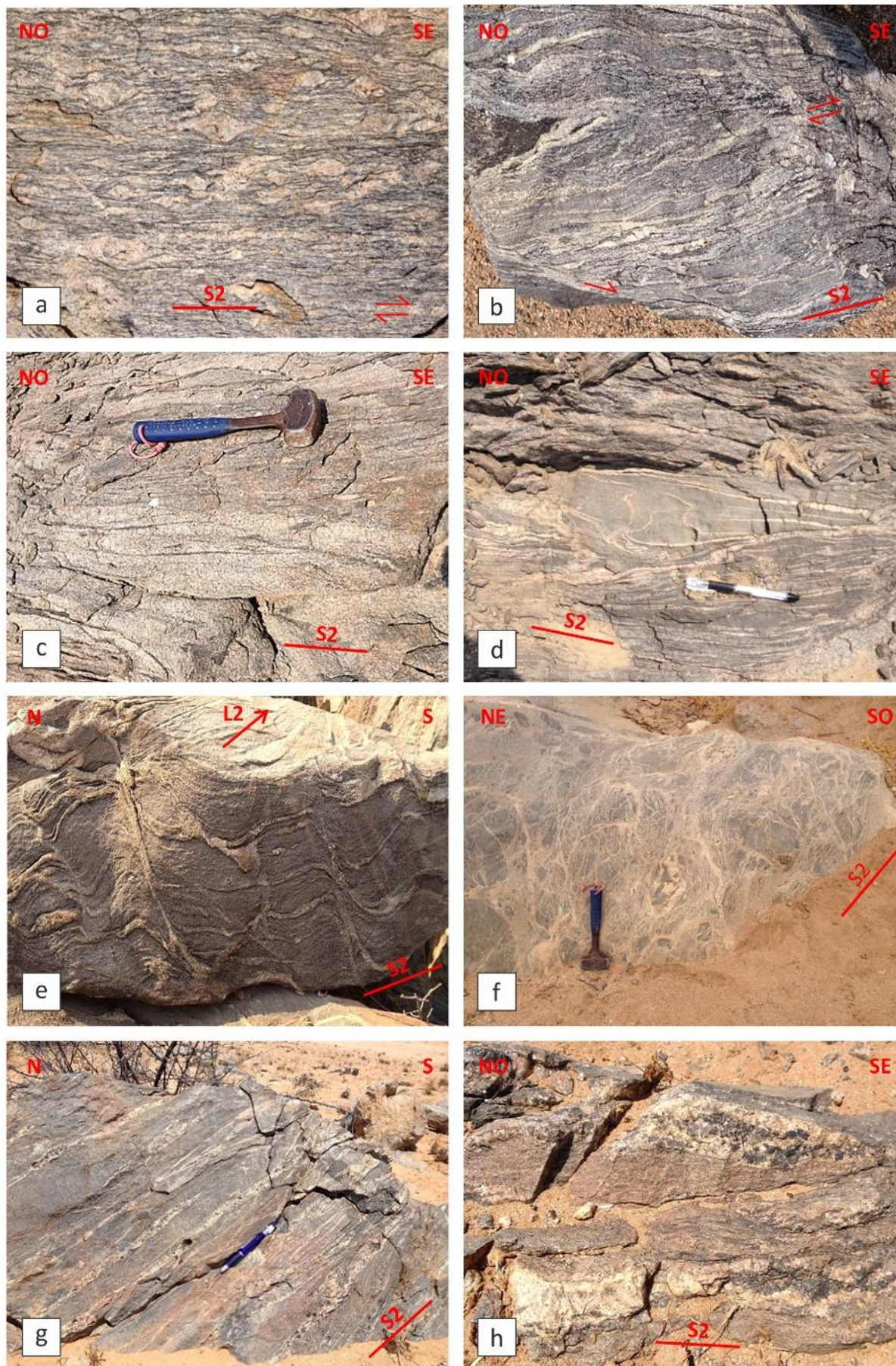


Figura 3. (a) Augen-gneises graníticos del Complejo de Epupa. Nótese el carácter porfiroclástico de los megacrístales feldespáticos, en una matriz blastomilonítica (S2). Sector de Curoca. Anchura del campo = 60 cm. (b) Ortogneises bandeados biotíticos, con leucosomas (S2) cizallados y deformados por planos C'. Carretera de Curoca a Iona. Anchura del campo = 60 cm. (c) Ortogneises bandeados biotíticos con intrusiones concordantes (S2) de leucogranitos anatócticos. Carretera de Curoca a Iona. (d) Paragneises semi-pelíticos de estructura estromática (S2) deformados por pliegues D3. Sector de Curoca. (e) Ortogneises tonalíticos con varias generaciones de leucosomas sin- y post-S2. Antiforma de Tchicolangita. Anchura del campo = 60 cm. (f) Tránsito de una estructura estromática (S2, derecha) a diatexitica (izquierda) en paragneises semi-pelíticos, conforme aumenta el volumen de fundido granítico. Sector SO del vértice de Kanahuia, Virey. (g) Paragneises estromáticos con desarrollo de leucosomas paralelos a la foliación S2, que resultan boudinados heterogéneamente y plegados isoclinalmente. Antiforma de Capolopopo. (h) Paragneises estromáticos con desarrollo de pares leucosoma-melanosoma elongados paralelamente a la foliación S2. Sector de Mongobató, Capolopopo. Anchura del campo = 60 cm. En las fotografías las flechas indican el sentido de cizalla paralelo a la foliación S2.

Figure 3. (a) Granitic augen-gneisses of the Epupa Complex. Note the porphyroclastic character of the feldspar megacrystals in a blastomylonitic matrix (S2). Curoca sector. Field width = 60 cm. (b) Biotitic banded orthogneisses, with leucosomes (S2) sheared and deformed by C' planes. Road from Curoca to Iona. Field width = 60 cm. (c) Biotitic banded orthogneisses with concordant intrusions (S2) of anatectic leucogranites. Road from Curoca to Iona. (d) Semi-pelitic paragneisses with stromatic structure (S2) deformed by D3 folds. Curoca sector. (e) Tonalitic orthogneisses with several generations of syn- and post-S2 leucosomes. Tchicolangite antiform. Field width = 60 cm. (f) Transit from stromatic (S2, right) to diatexitic (left) structure in semi-pelitic paragneisses, as the volume of granitic melt increases. SW sector of the Kanahuia benchmark, Virey. (g) Stromatic paragneisses with development of leucosomes parallel to the S2 foliation, which are heterogeneously boudinaged and isoclinally folded. Antiform of Capolopopo. (h) Stromatic paragneisses with development of elongated leucosome-melanosome pairs parallel to the S2 foliation. Mongobató sector, Capolopopo. Field width = 60 cm. In the photographs, the arrows indicate the shear direction parallel to the S2 foliation.

En el sector central (valles de los ríos Giraul y Cubal), la unidad está constituida por un tramo basal de anfíbolitas y rocas metacarbonatadas sobre el que se superpone una potente alternancia de pizarras, filitas, cuarzo-esquistos, metagrauvacas y cuarcitas. Las capas metaareniscosas presentan espesores entre 10 cm y 1 m, formando tramos de potencia decamétrica con frecuente ciclicidad en el espesor. Los tramos metareniscosos presentan intercalaciones lenticulares de conglomerados subarcósicos de potencia generalmente menor de 50 cm (Fig. 4e). Estos conglomerados están compuestos por clastos centimétricos de cuarzo y feldespatos poco alterados, que indican un rápido transporte por corrientes de turbidez. Esta interpretación está fundamentada por las estructuras sedimentarias preservadas en los niveles metareniscosos que son características de depósitos turbidíticos, como bases erosivas irregulares, grano-selección normal, laminación paralela y *ripples* de corriente a techo de las capas. Localmente existe amalgamamiento de capas. La asociación litológica se interpreta como producto de la sedimentación siliciclástica de grano medio y grueso en los lóbulos arenosos de la parte no canalizada proximal de un sistema deposicional turbidítico.

En el sector suroccidental (valle del río Hiquia), la unidad está constituida por filitas y pizarras, con intercalaciones de metagrauvacas, grauvacas cuarzosas y cuarcitas, a menudo de carácter rítmico (Fig. 4f). El espesor de las capas de metareniscas varía entre 1 y 15 cm. Localmente se observan tramos de pizarras y filitas grafitosas de espesor decamétrico. Las estructuras sedimentarias preservadas en las capas incluyen la gradación en el tamaño de grano poco marcada, estructuras tractivas de corriente y laminación paralela. Estas estructuras unidas a la granulometría fina y al delgado espesor de las capas de metarenisca, apuntan a una sedimentación en la franja distal de los lóbulos turbidíticos.

Intercalados en la sucesión de esquistos y metagrauvacas aparecen tramos cartografiables de cuarcitas y cuarcitas ferruginosas, con paranfibolitas subordinadas. Estos tramos poseen entre 10 y 150 m de potencia y constituyen niveles más resistentes a la erosión que definen la macroestructura del Grupo Namibe. Los tramos pueden disminuir su espesor lateralmente, transitando a facies de metagrauvacas. Las cuarcitas y cuarcitas ferruginosas forman capas de entre 10 cm y 2 m de espesor y presentan una geometría lenticular. Poseen una organización interna gradada normal con laminación paralela y cruzada a techo. Resultan de la excavación y progresivo relleno de los canales de alimentación del sistema turbidítico en su parte deposicional más proximal. Las intercalaciones de paranfibolitas y mármoles impuros forman también tramos competentes de potencia decamétrica, que pueden aparecer aisladas o asociadas a las cuarcitas, así como acuñarse lateralmente. Estas intercalaciones se relacionan con episodios de sedimentación carbonatada submarina profunda.

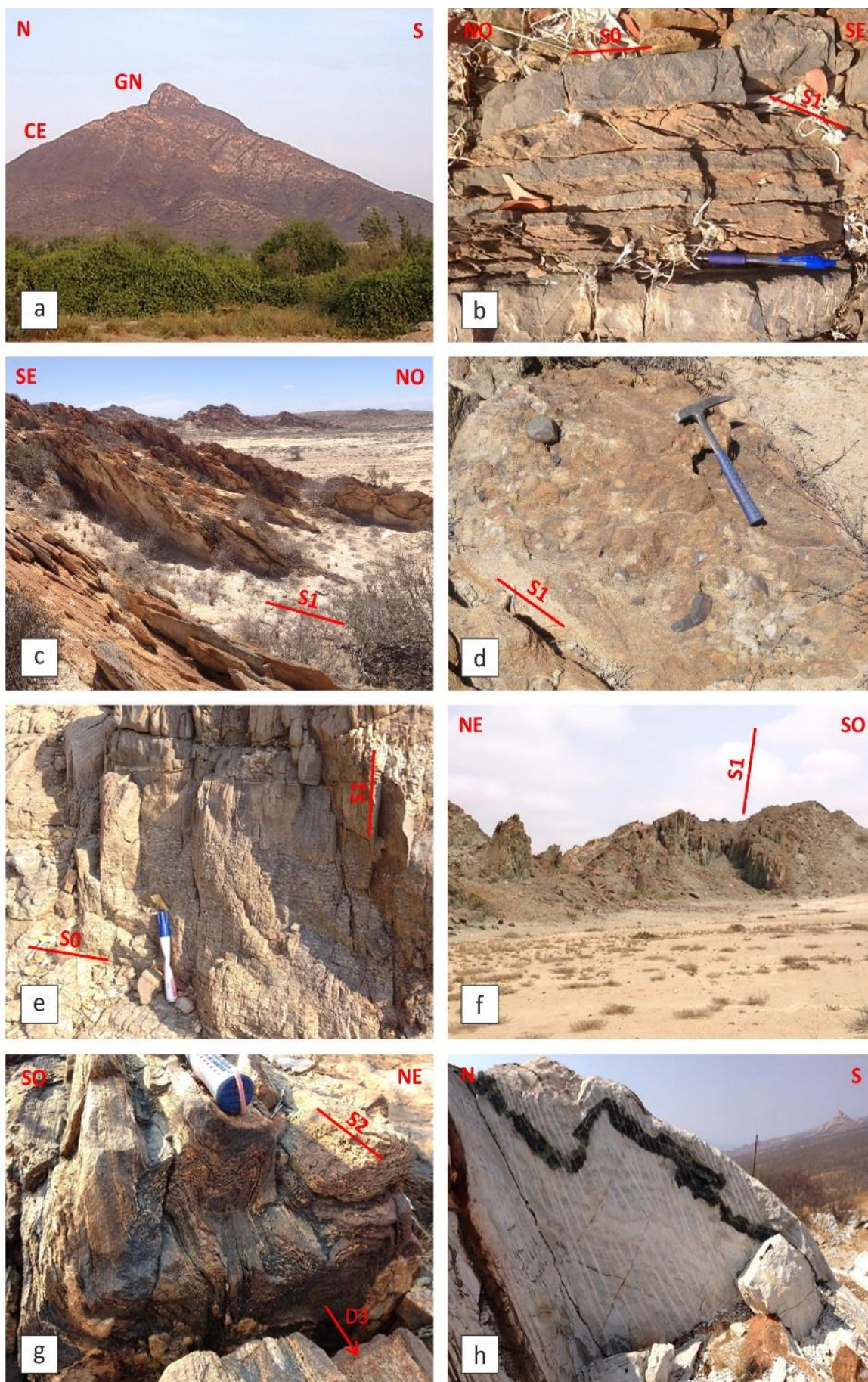


Figura 4. (a) Flanco sur del antiforme de Tchicolangita en el que los gneises inferiores del Complejo de Epupa (CE) pasan estructuralmente hacia arriba a las anfíbolitas y mármoles de la base del Grupo Namibe (GN). Pico de Cuanhangué. Carretera Caraculo-Virey. (b) Alternancia a la escala centimétrica de esquistos y metagrauvas (S0) típica del Grupo Namibe. Nótese el escaso desarrollo de la foliación S1 primaria en las capas metareniscosas. Sector de Hiquia al SO de Virey. (c) Conglomerados polimícticos de la base del Grupo Namibe con desarrollo de la foliación S1. Quitungua sector (d) Clastos redondeados de los conglomerados basales del Grupo Namibe rodeados por la foliación S1. (e) Capa de metagrauvas con base de microconglomerado ricos en clastos de cuarzo. Nótese el buzamiento subvertical de los planos S1. Grupo Namibe. Carretera Virey-Cainde. (f) Alternancia típica de capas de metagrauvas marrones con filitas y cuarzo-esquistos verdes del Grupo Namibe. Nótese el alto ángulo de buzamiento de la S1. Rambla del río Giraul en Chinda. (g) Anfíbolitas con un bandeo composicional (S2) afectado por pliegues D3 vergentes al NE de ejes con un bajo ángulo de inmersión al SE. Carretera de Caraculo a Virey. (h) Mármoles blancos calcíticos puros intruidos por un dique máfico anfíbolitizado. Vertiente sur de Cuanhangué, en la carretera de Caraculo a Virey. Anchura del campo = 4 m.

Figure 4. (a) Southern flank of the Tchicolangite antiform in which the lower gneisses of the Epupa Complex (CE) pass upwards to the basal amphibolites and marbles of the Namibe Group (GN). Cuanhangué Peak. Caraculo-Virey highway. (b) Centimeter-scale alternance of schist and metagraywacke beds (S0) typical of the Namibe Group. Note the scarce development of the primary S1 foliation in the metasandstone beds. Hiquia Sector SW of Virey. (c) Polymictic conglomerates from the base of the Namibe Group with development of the S1 foliation. Quitungua sector. (d) Rounded clasts of the basal conglomerates of the Namibe Group surrounded by the S1 foliation. (e) Metagraywacke bed with basal microconglomerat rich in quartz clasts. Note the subvertical dip of the S1 planes. Namibe Group. Virey-Cainde highway. (f) Typical alternance of brown metagreywackes and green phyllites and quartz-schists layers of the Namibe Group. Note the high-dip angle of S1. Giraul river valley in Chinda. (g) Amphibolites with compositional banding (S2) affected by D3 folds vergent to the NE and axes with a low-dip angle to the SE. Road from Caraculo to Virey. (h) Pure white calcitic marbles intruded by an amphibolitized mafic dike. Southern slope of Cuanhangué, on the road from Caraculo to Virey. Field width = 4 m.

3. Estructura y Metamorfismo

3.1. Macroestructura regional

En la región de Namibe las estructuras eburneanas reconocidas en las rocas metamórficas se agrupan en dos etapas deformativas dúctiles principales D1 y D2, junto con otras dos etapas tardías de menor penetratividad D3 y D4. La etapa D1 está relacionada con una deformación transpresiva senestra, que produjo una fábrica planar S1 subvertical y una lineación asociada L1. Dependiendo de la litología e intensidad de la deformación y metamorfismo, S1 es una pizarrosidad o una esquistosidad en la metapelitas, una esquistosidad grosera o discontinua en las metareniscas competentes o una foliación en las rocas metacarbonatadas recrystalizadas.

Estas fábricas y estructuras D1 fueron variablemente superpuestas y obliteradas a todas las escalas por las estructuras asociadas con la deformación D2, que se localizó en los niveles estructuralmente más bajos del Grupo Namibe y en todo el Complejo de Epupa aflorante. La deformación D2 desarrolló una banda de potencia kilométrica de rocas metamórficas caracterizadas por el desarrollo de una fábrica plano-lineal penetrativa (S2-L2), originariamente subhorizontal. En los niveles estructurales más bajos del Grupo Namibe, la S2 es una esquistosidad definida por un bandeo composicional cuarzo-micas y en el Complejo de Epupa se trata de una foliación gneísica a migmatítica. El techo estructural en el desarrollo de la fábrica S2 constituye una zona de *décollement* de bajo ángulo dúctil mesocortical, la cual particiona verticalmente a la deformación D2 y separa la cobertera metasedimentaria suprayacente de los gneises infrayacentes. La deformación D2 retrabaja por tanto la discordancia entre los gneises del Complejo de Epupa y metasedimentos del Grupo Namibe.

Las deformaciones tardías dúctiles D3 y dúctil-frágiles D4 son las responsables de la macroestructura regional final, que fue formada cuando las rocas alcanzaron un nivel cortical más superficial. La macroestructura consiste en una alternancia de antiformes y sinformes D3, suavemente replegada en bandas transversales por la deformación D4. En la región de Namibe las principales macroestructuras antiformal D3 presentan una dirección ONO-ESE a O-E y son (Fig. 5): el antiforme de Tchicolangita, el antiforme de Konauia, el antiforme de Capolopopo y la estructura antiformal compuesta de Curoca. Estas estructuras presentan a menudo una geometría en forma de domo de gran radio, definidas por el plegamiento de la foliación S1/S2 y al contacto entre el Grupo Namibe estructuralmente suprayacente y el Complejo de Epupa infrayacente que aflora en el núcleo. Separando los antiformes regionales se localizan grandes estructuras sinformales D3, compuestas estas últimas por varias estructuras antiforme-sinforme menores, edificadas en los metasedimentos

del Grupo Namibe (Fig. 5). Los principales sinformes son los de Chicallungo, río Giraúl, río Cubai y río Hiquia. Hacia el oeste, todas las macroestructuras D3 quedan ocultas bajo las rocas sedimentarias cenozoicas discordantes de la Cuenca de Namibe. Los planos axiales de las macroestructuras D3 presentan a menudo una traza cartográfica sigmoidal, como consecuencia del plegamiento de dirección NNE-SSO producido por la deformación posterior D4.

Localizados preferente en las áreas antiforales D3, donde el metamorfismo eburneano alcanzó un mayor grado, intruyeron varios macizos graníticos pertenecientes a varias series magmáticas (Escuder-Virue et al., 2021a; 2025). En función del momento de emplazamiento con respecto a la sucesión de etapas deformativas, se pueden distinguir: granitos y leucogranitos foliados y deformados de sin- a tardi-D2 (serie G1 peraluminica); gabros, dioritas y granitos de tardi-D2 a esencialmente sin-D3 (serie G2 metaluminica); y granitos de sin- a post-D4 (serie G3 metaluminica).

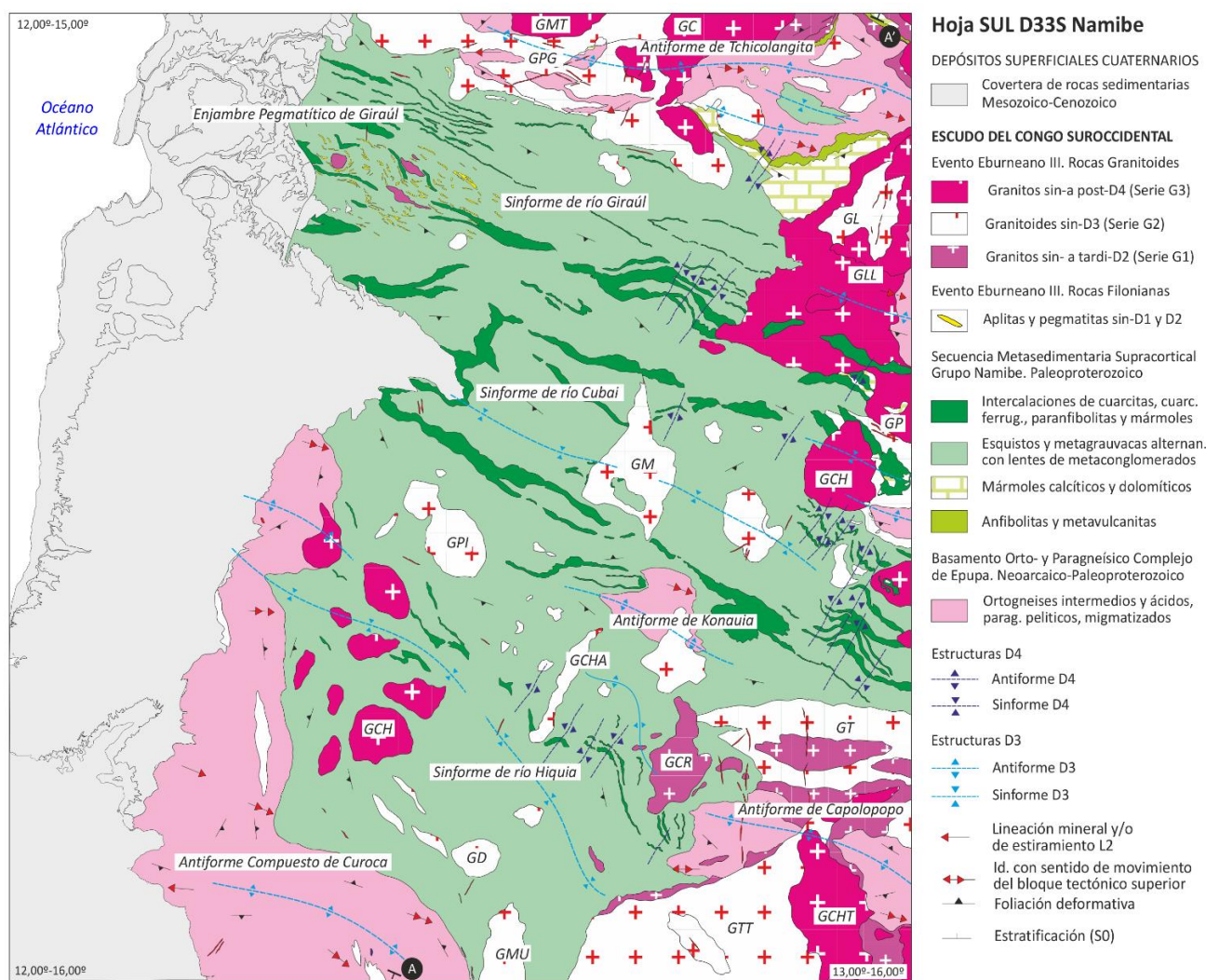


Figura 5. Principales macroestructuras eburneanas (Paleoproterozoico) en la Hoja Sul D-33/S de Namibe a E. 1:250.000 (Escuder-Virue et al., 2021a). GMT; granitos Monte Tubirute, GC; granitos de Caraculo, GPG; granitos de Piedra Grande, GLL; granitos de Linda Linda, GL; granitos de Laué, GP; granitos de Piconá, GCH; granitos de Chintangala, GM; granitos de Macala; GPI; granitos del Pico, GCHA; granitos de Chamacuala, GT; granitos de Tulandjo, GCH, granitos de Caraué, GCHT; granitos de Chitundulu, GTT; granitos de Teteombe, GMU; granitos de Mupavia; GD; granitos de Dalundo, GCH; granitos de Camahaha.

Figure 5. Main eburnean macrostructures (Paleoproterozoic) in the Namibe Sul D-33/S Sheet at 1:250.000 scale (Escuder-Virue et al., 2021a). GMT; Monte Tubirute granites, GC; Caraculo granites, GPG; Piedra Grande granites, GLL; Linda Linda granites, GL; Laué granites, GP; Piconá granites, GCH; Chintangala granites, GM; Macala granites; GPI; Pico granites, GCHA; Chamacuala granites, GT; Tulandjo granites, GCH; Caraué granites, GCHT; Chitundulu granites, GTT; Teteombe granites, GMU; Mupavia granites; GD; Dalundo granites, GCH; Camahaha granites.

3.2. Mesoestructuras y Asociaciones Minerales

3.2.1. Estratificación S0

La estratificación (S0) está únicamente preservada en las rocas metasedimentarias del Grupo Namibe menos afectadas por la deformación y el metamorfismo eburneano. Aunque la orientación de los planos S0 es muy diversa, se observa un predominio de planos de dirección NE-SO a E-O con ángulos de buzamiento alto ($>60^\circ$) al S y SO, planos de dirección ONO-ESE con ángulos de buzamiento medio (entre 30° y 60°) al SO, y planos dispuestos subhorizontalmente (Fig. 6a). La orientación del plano medio de S0 es N020°E, con un buzamiento de 78° al SE. Estos datos indican que la S0 está plegada por pliegues D1 de ejes ONO-ESE a NO-SE, aunque la dispersión de los polos sugiere la superposición de deformaciones con otras directrices estructurales.

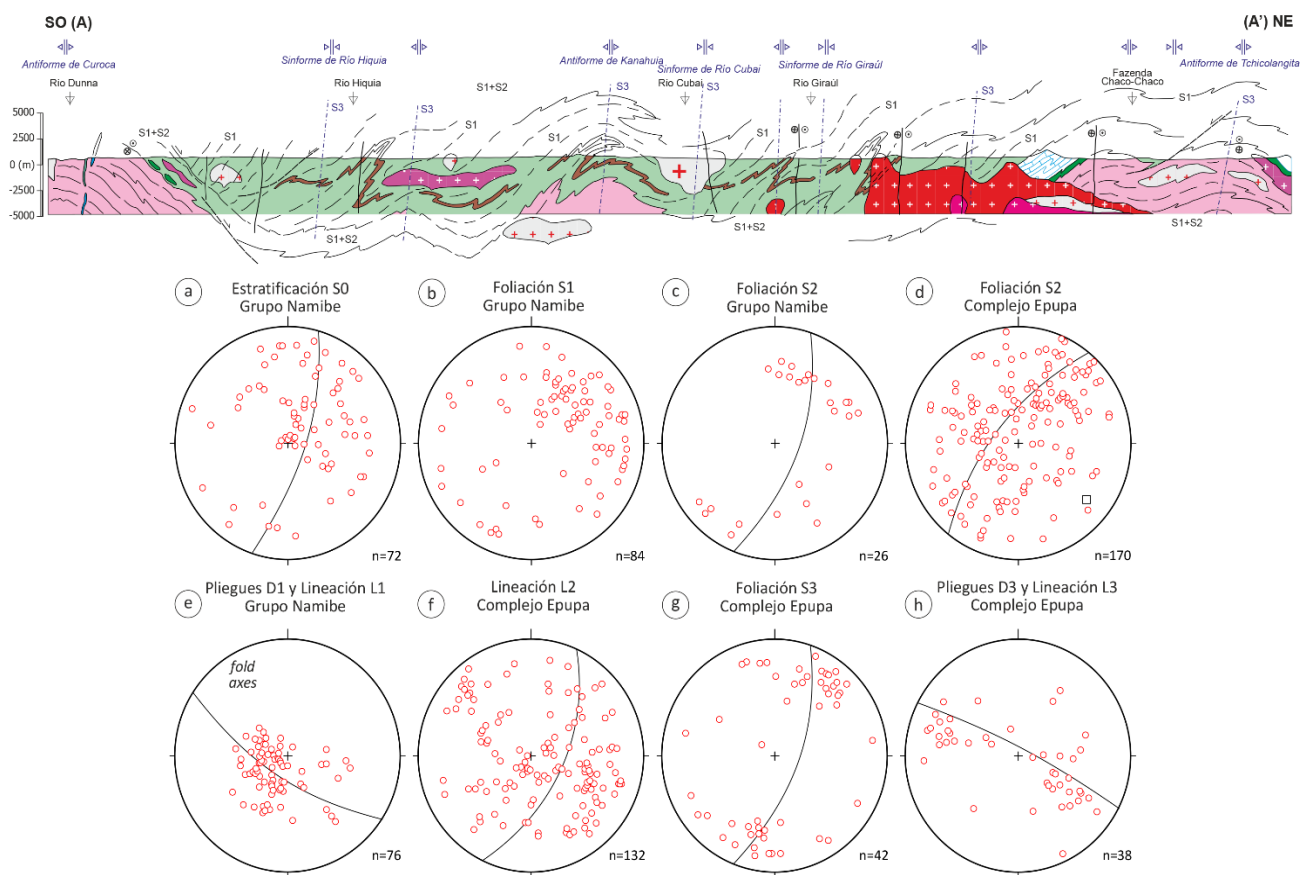


Figura 6. (arriba) Corte geológico esquemático de la Hoja Sul D-33/S de Namibe a E. 1:250.000 (mod. Escuder-Virue et al., 2021a). La leyenda y situación están incluidas en la Figura 5. (abajo) Proyección estereográfica de polos de los elementos estructurales planares y lineales. Véase la explicación detallada en el texto.

Figure 6. (up) Schematic geological section of Namibe Sul D-33/S Sheet at E. 1:250,000 (mod. Escuder-Virue et al., 2021a). Legend and location are included in Figure 5. (down) Stereographic projection of poles of planar and lineal structural elements. See a detailed explanation in the text.

El plegamiento D1 estuvo acompañado por el desarrollo de venas centimétricas de cuarzo y calcita de segregación, frecuentemente dispuestas “en-échelon”. Estas venas presentan una dirección ONO-ESE a NNO-SSE y un alto ángulo de buzamiento al SO. Durante la deformación progresiva D1, las venas experimentaron un cizallamiento y un plegamiento de ejes subverticales, rotando hasta paralelizarse con la S1 (Fig. 7b). La asimetría del plegamiento y el sentido de rotación de las venas establecen un cizallamiento subvertical senestro. Localmente, se ha observado también una L1 subhorizontal de dirección NO-SE a ONO-ESE. D1 se desarrolló en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes y anfibolítica de baja-P en los metasedimentos del Grupo Namibe. En

las filitas y esquistos la S1 está definida por un agregado granolepidoblástico de grano fino, compuesto por cuarzo, albita, moscovita, biotita y opacos, con variables cantidades de clorita, cordierita, andalucita, estauroлита y granate.

3.2.2. Deformación D1

La deformación D1 es sin-metamórfica y está relacionada con el plegamiento de los metasedimentos del Grupo Namibe y la formación de pliegues isoclinales y zonas de cizalla dúctil en los gneises del Complejo de Epupa. El plegamiento D1 da lugar a la formación de un tren de anticlinales y sinclinales asimétricos de escala kilométrica, dirección ONO-ESE a NO-SE y vergencia al NE, bien definidos por el plegamiento de las capas competentes cuarcíticas del Grupo Namibe. Asociadamente se forma una foliación S1 de plano axial (Fig. 7a), que presenta una dirección relativamente constante ONO-ESE a NO-SE, con ángulos de buzamiento medios y altos al SO (Fig. 6b). La intersección de los planos S0 y S1 define una lineación L1, de dirección NNE-SSO a NE-SO y alto ángulo de inmersión al SO (Fig. 6e). Los ejes de los pliegues D1 mesoscópicos presentan una orientación similar a la L1.

3.2.3. Deformación D2

En los gneises de la base del Grupo Namibe y en el Complejo de Epupa la foliación principal es una S2 de estructura gneísica a migmatítica. La foliación S1 previa se preserva en microlitones de S2 y en zonas de charnela de pliegues D2. Las principales mesoestructuras asociadas son pliegues isoclinales D2, a menudo de flancos boudinados, y zonas de cizalla dúctil caracterizadas por una fábrica plano-lineal S2-L2 de disposición originariamente subhorizontal (Fig. 7c, d). Hacia el *décollement* de contacto entre el Grupo Namibe y el Complejo de Epupa la S2 es de carácter blastomilonítico. En las figuras 6c y d la foliación gneísica S2 presenta una dirección ONO-ESE a NO-SE y un medio a alto ángulo de buzamiento al NE y SO, tanto en el Grupo Namibe como en el Complejo de Epupa, aunque existe una gran dispersión. En el Complejo de Epupa, los polos de S2 se ajustan a un plano de dirección N218°E y de buzamiento 66° al NO, cuyo polo presenta un ángulo bajo de inmersión al SE, como los ejes de los pliegues D3. Estos datos indican que la foliación S2 está plegada por los antiformes y sinformes D3, como se deduce también a la escala cartográfica. La lineación de estiramiento y/o mineral L2 presenta una orientación dominante ONO-ESE (Fig. 6f), con ángulos de inmersión bajos (<30°) tanto al NO como al SE, aunque existe una gran dispersión producida por el plegamiento D3.

D2 se desarrolló en condiciones metamórficas de la facies de las anfíbolitas, alcanzando en amplios sectores la fusión parcial (migmatización). En los esquistos y paragneises basales del Grupo Namibe la foliación S2 está definida por lepidoblastos de biotita y moscovita y la lineación L2 por la elongación del agregado cuarzo-feldespático, nematoblastos de sillimanita fibrolítica y sombras de presión en torno a porfiroblastos de andalucita, cordierita o granate. En las anfíbolitas la S2 está definida por la elongación de la hornblenda, la plagioclasa y agregados de ilmenita, así como por cantidades variables modales de clinopiroxeno, epidota/clinozoisita, cuarzo, feldespato potásico y calcita. En los paragneises estromáticos del Complejo de Epupa, la S2 está definida por leucosomas lenticulares graníticos paralelos a la foliación S2 en el mesosoma, por lo que la migmatización fue al menos un proceso sin-S2 (Fig. 7f). La foliación S2 migmatítica está también definida por lentejones centimétricos paralelos de pegmatitas y aplitas. En relación con los procesos de fusión parcial sin-D2 en los gneises del Complejo de Epupa se emplazaron los granitos y leucogranitos de la serie G1. Estos granitoides intruyeron formando *sills* concordantes a la S2, caracterizados a menudo por presentar una fábrica magmática interna planar de biotita. En la parte estructuralmente superior del Grupo Namibe intruyeron diques y *sills* de aplitas y pegmatitas relacionadas que conforman el enjambre de Giraúl (Fig. 5).

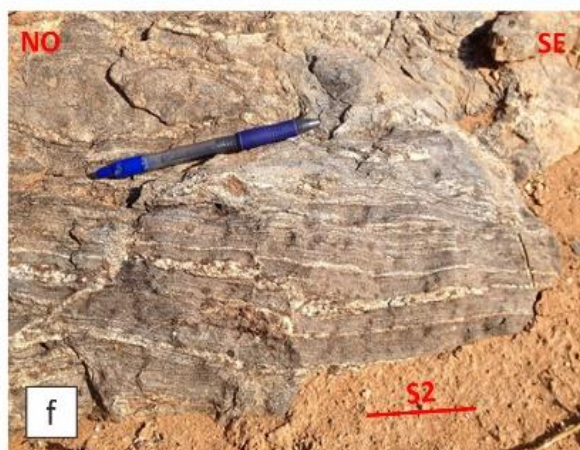
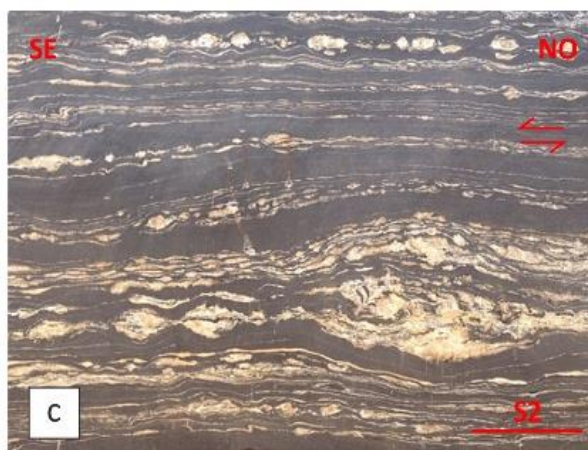
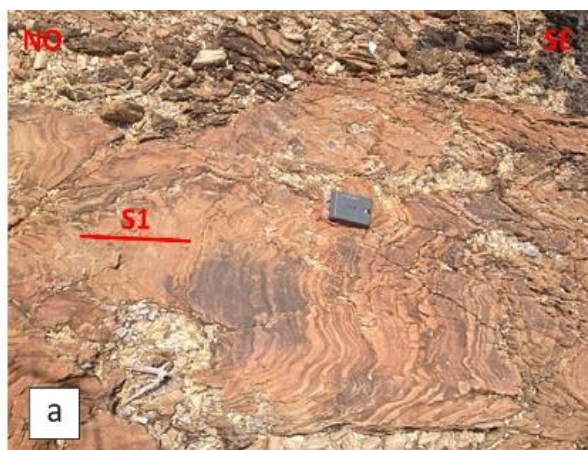


Figura 7. (a) Zona de charnela de pliegue D1 desarrollado en pizarras y filitas del Grupo Namibe. Nótese cómo la disposición subvertical de la estratificación S0 y la esquistosidad de plano axial S1 está relacionada con pliegues de ejes subverticales. Sector de Muatampembe, cerca cima Bero Giraúl. (b) Venas de cuarzo de segregación metamórfica sin-D1, rotadas y estiradas paralelamente a la S1 durante el cizallamiento subvertical senestro de D1. Nótese la disposición subvertical de L1. Grupo Namibe. Sector de Muatampembe, cerca vértice Bero Giraúl. (c) Venas aplíticas sin-D2, rotadas y estiradas paralelamente a la S2 durante el cizallamiento subhorizontal de D2 dirigido al SE. Grupo Namibe. Cantera en sector de Tamacuala. Carretera Namibe-Virey. Anchura del campo = 3 m. (d) Estructuras S-C mesoscópicas de D2 que ondulan a una S2 subhorizontal desarrollada en esquistos del Grupo Namibe. Arroyo Camungua. Carretera Caraculo-Virey. (e) Pliegues D3 que deforman a la S2 en anfíbolitas del Grupo Namibe. Nótese la deformación en los flancos con formación de una S3. Arroyo Catuite, carretera Caraculo a Virey. (f) Venas de leucosoma granítico con granate sin-D2. Obsérvese el paralelismo de las venas con la foliación S2 del paragneis. Complejo de Epupa. Antiforma de Capolopopo. (g) Pliegues apretados y asimétricos D3 con vergencia al NE que doblan a una foliación S2 en paragneises migmatíticos del Complejo de Epupa. Nótese el plegamiento de leucosomas sin-S2 y desarrollo local de S3 de plano axial. Carretera Curoca a Iona. Anchura del campo = 1,5 m. (h) Pliegues angulosos formados durante D4 en las pizarras y filitas del Grupo Namibe. Sector de Chitangala, al N de Virey.

Figure 7. (a) Hinge zone of D1 fold developed in slates and phyllites of the Namibe Group. Note how the subvertical disposition of the S0 bedding and the S1 axial-plane schistosity related to folds with steeply plunging fold axis. Muatampembe sector, near Bero Giraúl summit. (b) Syn-D1 metamorphic segregation quartz-veins, rotated and stretched parallel to S1 during sinistral subvertical shearing. Note the subvertical arrangement of L1. Namibe Group. Muatampembe sector, near Bero Giraúl summit. (c) Syn-D2 aplitic veins, rotated and stretched parallel to S2 during SE-directed subhorizontal shearing of D2. Namibe Group. Quarry in the Tamacuala sector. Namibe-Virey road. Field width = 3 m. (d) Mesoscopic S-C structures of D2 undulating a subhorizontal S2 developed in schists of the Namibe Group. Camungua stream. Caraculo-Virey road. (e) D3 folds that deform S2 in amphibolites of the Namibe Group. Note the deformation on the fold limbs with formation of a S3. Catuite stream, Caraculo to Virey road. (f) Veins of granitic leucosome with syn-D2 garnet. Note the parallelism of the veins with the S2 foliation of the paragneiss. Epupa Complex. Antiform of Capolopopo. (g) Tight, asymmetric D3 folds verging to the NE that bend a S2 foliation in migmatitic paragneisses of the Epupa Complex. Note the folding of leucosomes syn-S2 and local development of S3 in the axial plane. Curoca to Iona Road. Field width = 1.5 m. (h) Angular folds formed during D4 in the shales and phyllites of the Namibe Group. Chitangala sector, north of Virey.

3.2.4. Deformación D3

La deformación D3 es espacialmente muy heterogénea y se desarrolló principalmente en los niveles estructurales bajos del Grupo Namibe y en los gneises del Complejo de Epupa. En los niveles estructuralmente altos produjo generalmente un reaplastamiento de la S1. D3 se caracteriza por la formación de pliegues abiertos a cerrados de plano axial subvertical (Fig. 7e), que llevan asociada una esquistosidad de crenulación S3 espaciada (Fig. 7g) y una lineación de intersección L3. Los planos S3 presentan una dirección ONO-ESE bastante homogénea y ángulos de buzamiento altos tanto al NE como al SO (Fig. 6g). La lineación L3 presenta ángulos de inmersión medios y bajos tanto al NO como al SE (Fig. 6h), coincidiendo con los de los ejes de las antiformas y sinformas D3. En proyección estereográfica, los polos de L3 se alinean según un plano de dirección N297°E y buzamiento 85° al NE, ortogonal a la dirección NNE-SSO de las estructuras D4, por lo que la dispersión de la L3 puede ser debida al acortamiento asociado a deformaciones posteriores (D4).

D3 se desarrolló en condiciones metamórficas de la facies de prehnita-pumpellita y de los esquistos verdes en el Grupo Namibe y de la facies de las anfíbolitas en el Complejo de Epupa. En los gneises el núcleo de las antiformas D3 se desarrollaron leucosomas en charnelas de pliegues D3 y en planos de la foliación S3, por lo que la migmatización persistió localmente durante D3.

3.2.5. Deformación D4

La deformación D4 presenta un desarrollo espacialmente localizado en bandas de dirección NNE-SSO, situadas en las inmediaciones de las intrusiones de los granitos de la serie G3 (Fig. 5). A escala cartográfica producen inflexiones en la traza de los niveles cuarcíticos y metacarbonatados competentes y de la foliación S1 en el Grupo Namibe. Las mesoestructuras D4 son pliegues de dirección NNE-SSO y plano axial subvertical, con desarrollo de una foliación espaciada S4 (Fig. 7h). D4 produjo también en pizarras y esquistos dos familias conjugadas de *kink-bands* subverticales de dirección general NO-SE y NE-SO. Todas estas estructuras indican un acortamiento subhorizontal de dirección O-E a ONO-ESE, sin blastesis asociada, en relación a una deformación D4 discontinua y poco penetrativa. No se han observado procesos de fusión parcial asociados a las fábricas de D4.

4. Geocronología

El objetivo del análisis geocronológico mediante los métodos U-Pb SHRIMP y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en rocas y separados minerales fue obtener la edad de los protolitos gnéissicos, la del pico térmico del metamorfismo eburneano y la del enfriamiento posterior. Para ello se muestrearon los ortogneises y paragneises del Complejo de Epupa. Las muestras fueron preparadas en los laboratorios del IGME-CSIC (Tres Cantos, Madrid) y las dataciones se realizaron en los laboratorios IBERSIMS (U-Pb SHRIMP, Universidad de Granada) y el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research* (University of British Columbia, Canadá). Una información adicional sobre la localización de estas muestras, los procedimientos analíticos seguidos con cada técnica geocronológica, y los datos isotópicos obtenidos puede ser obtenida en Escuder-Virujete et al. (2021a). Las muestras están identificadas mediante dos códigos: el de campo y el de la base de datos del Proyecto PLANAGEO (entre paréntesis).

4.1. Geocronología U-Pb SHRIMP

La muestra 16JE283 (UTJED33S171M) es un ortogneis biotítico bandeado del Complejo de Epupa procedente del flanco norte del antiforme D3 de Tchicolangita. Presenta una fábrica plano-lineal S2-L2 penetrativa, plegada débilmente por pliegues D3 de escala métrica y deformada por zonas de cizalla subverticales paralelas a la S3 regional. El ortogneis presenta leucosomas leucograníticos de textura granuda, tanto paralelos a la S2 como, localmente, a la S3 de plano axial de pliegues D3, resultado de la migmatización “in situ”. Los circones obtenidos en el leucosoma y el melanosoma fueron analizados separadamente. Los circones del leucosoma se ajustan con una curva que intersecta a 1830 ± 21 Ma con Concordia (Fig. 8a), interpretándose como la edad de cristalización del magma leucogranítico sin-D2. Los circones del melanosoma han proporcionado edades en núcleos de circones de aproximadamente 2450 y 2025 Ma (no mostrados), por lo que se trata de xenocristales heredados del protolito granítico. Para un grupo de circones de edades entre 1.95 y 1.80 Ga, se obtiene una edad de intersección con la curva de concordia de 1832 ± 15 Ma (Fig. 8b), que se interpreta como la del pico térmico del metamorfismo Eburneano, contemporáneo con la formación de la foliación migmatítica S2 y de leucogranitos anatómicos sin-D2 (serie magmática G1).

La muestra 16JE92 (UTJED33S037M) es un paragneis pelítico estromático del Complejo de Epupa aflorante en el flanco sur del antiforme D3 de Tchicolangita, muy próximo al contacto con las anfibolitas y mármoles basales del Grupo Namibe. Los paragneises son muy ricos en biotita y sillimanita, cuya orientación define una fábrica plano-lineal S2-L2 penetrativa, paralelamente a la cual se formaron leucosomas graníticos durante la migmatización sin-D2. Esta fábrica presenta una deformación superpuesta en estado sólido que produjo un cizallamiento subparalelo a la S2, desarrollada en condiciones de la facies de las anfibolitas de alta-T. Los circones han proporcionado una edad del

La muestra 16JE187 (UTJED33S113M) constituye un paragneis pelítico de estructura estromática del Complejo de Epupa, aflorante en el núcleo del antiforme D3 de Capolopopo. Los paragneises se caracterizan por el desarrollo de una fábrica plano-lineal no-coaxial S2-L2 penetrativa, que está también definida por leucosomas graníticos de textura granuda resultado de la fusión parcial “in situ” sin-D2. La deformación D2 produjo pliegues isoclinales, zonas de cizalla subparalelas a la S2 y asociaciones minerales de la facies de las anfibolitas de alta-T compuestas por cuarzo + plagioclasa + feldespato-K + biotita + sillimanita + granate. La mayor parte de los 28 circones analizados definen una curva que intercepta con concordia a 1810 ± 19 Ma (Fig. 8e), interpretándose como la edad de la formación de la S2, del pico térmico del metamorfismo Eburneano sin-D2 y de los leucosomas graníticos.

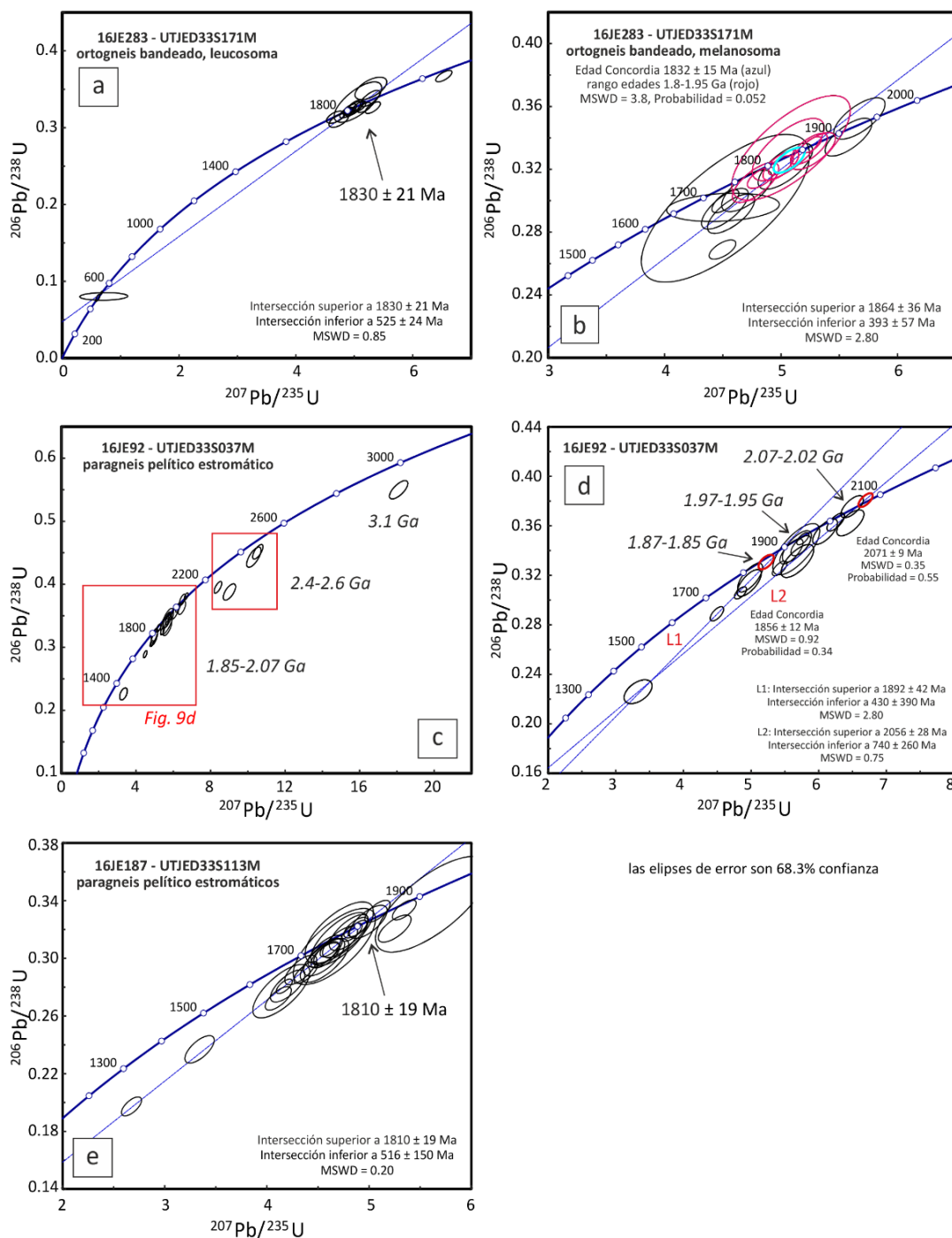


Figura 8. Diagramas de concordia U-Pb SHRIMP para circones de muestras del Complejo Epupa y Grupo Namibe, en los que las elipses de error son de 1σ . Los análisis fueron realizados en los Laboratorios IBERSIMS de la Universidad de Granada. Véase el texto para su discusión.

Figure 8. U-Pb SHRIMP concordia diagrams for zircons in samples from the Epupa Complex and Namibe Group, in which the error ellipses are 1σ . Zircon analyses were carried out at the IBERSIMS Laboratories of the University of Granada. See text for discussion.

4.2. Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Un separado de moscovita procedente de la muestra 16JE92 (UTJED33S037M), consistente en un paragneis pelítico estromático, ha proporcionado una edad *plateau* 1798.1 ± 8.5 Ma (MSWD = 0,40 y probabilidad = 0,75) para seis incrementos en el calentamiento (3 a 8) y el 50.3% del ^{39}Ar liberado (Fig. 9a). Esta edad *plateau* es equivalente a la edad integrada (media ponderada) de 1798.3 ± 6.0 M,

obtenida para esos incrementos del espectro. El método de la isócrona inversa en esos saltos ha proporcionado una edad de 1773.3 ± 9.5 Ma (MSWD = 0.36 y probabilidad 0.87), con una elevada incertidumbre debido al error en la relación inicial ^{40}Ar - ^{36}Ar (ver Escuder-Virue et al., 2021a). La edad *plateau* se interpreta como la del enfriamiento de la muestra a $T < 350$ - 400 °C poco después del pico metamórfico de alto grado sin-D2, indicando una rápida exhumación del Complejo de Epupa. El espectro evidencia también una historia térmica perturbada por un evento a 1734.2 ± 5.6 Ma, como indica la edad integrada (media ponderada) de los siete incrementos más jóvenes.

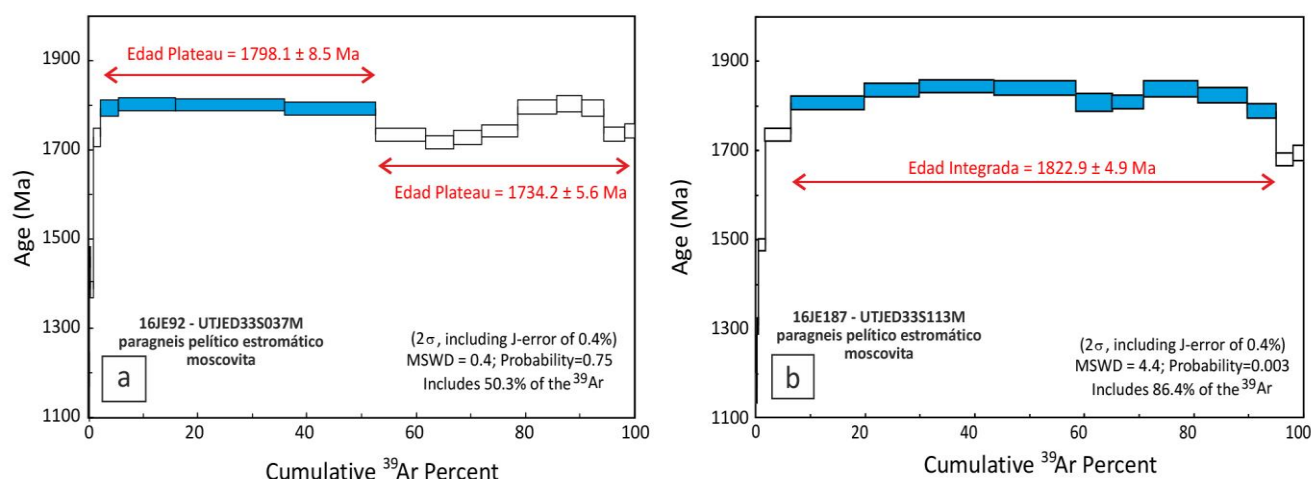


Figura 9. Espectro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para los separados minerales obtenidos en muestras del Complejo de Epupa. Las edades fueron obtenidas en el Pacific Centre Isotopic and Geochemical Research, Vancouver. La incertidumbre de las edades es 2σ e incluye las del monitor y las de la constante de desintegración. Véase el texto para su discusión.

Figure 9. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra for mineral separates obtained in samples from the Epupa Complex. Ages were obtained at the Pacific Center for Isotopic and Geochemical Research, Vancouver. The uncertainty of the ages is 2σ and includes those of the monitor and decay constant. See text for discussion.

En la muestra 16JE187 (UTJED33S113M), consistente en un paragneis pelítico estromático, la moscovita retrógrada aparece como grandes lepidoblastos variablemente elongados según la foliación S2. Un separado de este mineral ha proporcionado una edad integrada de 1822.9 ± 4.9 Ma (MSWD = 4.4, probabilidad = 0.003) para nueve incrementos (5 a 13) del calentamiento y el 86.4% del ^{39}Ar desprendido (Fig. 9b). Las edades obtenidas mediante la isocrona normal e inversa en 6 intervalos son de 1794 ± 39 Ma (MSWD = 5.0) y 1783 ± 25 Ma (MSWD = 4.4), respectivamente, aunque con un gran error para la relación inicial ^{40}Ar - ^{36}Ar (ver Escuder-Virue et al., 2021a). La edad integrada está dentro del error de la edad U-Pb SHRIMP obtenida en los circones (1810 ± 19 Ma), interpretada como la del pico térmico del metamorfismo Eburneano sin-D2 en condiciones de estabilidad de la sillimanita + feldespato-K. Por tanto, la edad integrada constituye una edad de enfriamiento poco después del pico térmico y la migmatización del paragneis a $T < 350$ - 400 °C (temperatura de cierre de la moscovita; Hodges, 2003), lo que también indica una rápida exhumación del Complejo de Epupa.

Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para la hornblenda y la biotita en los gneises del Complejo de Epupa indican la existencia de eventos térmicos y *resetting* isotópico durante el Mesoproterozoico, a temperaturas superiores a $T \sim 450$ - 500 °C (hornblenda) y $T \sim 400$ °C (biotita) (ver Escuder-Virue et al., 2021a). Estas temperaturas son propias de la facies de los esquistos verdes y las anfibolitas, por lo que probablemente existió una blastesis mineral contemporánea en la región. Por tanto, gran parte de las edades Rb-Sr obtenidas en los trabajos clásicos (Torquato, 1978; Carvalho, 1984; Carvalho & Alves, 1993; Carvalho et al., 2000) deben tenerse en cuenta con reservas, ya que probablemente datan el último enfriamiento de las rocas a $T < 500$ - 550 °C, el cual pudo haber sido bastante posterior a la edad de cristalización de los magmas.

5. Discusión

5.1. Relaciones entre basamento y cobertera

En el Complejo de Epupa, la existencia de enclaves de paragneises en los ortogneises bandeados y augengneises sugiere que los paragneises constituyen el encajante donde intruyeron los protolitos graníticos en el Paleoproterozoico. Las edades de circones heredados en los ortogneises establecen edades para los protolitos entre 2.05 y 1.95 Ga. Kröner *et al.* (2010, 2015) y Kröner & Rojas-Agramonte (2017) aportan datos isotópicos de Nd de los gneises del Complejo de Epupa en Namibia que sugieren la formación de los protolitos a partir de material procedente del manto entre 2.4 y 2.0 Ga. Para estos autores, estos protolitos serían rocas ígneas de composición calco-alcalina, formadas en un arco volcánico continental Eburneano de edad 2.0 ± 0.2 Ga, edificado en el margen meridional del Cratón del Congo. Estos granitoides calco-alcalinos habrían sido deformados, metamorfizados y migmatizados durante episodios avanzados de la orogenia Eburneana.

Las relaciones cartográficas, el contraste litológico, la presencia de conglomerados polimícticos basales en el sector nororiental de la cuenca sedimentaria (Sierra de Chicallungo), el carácter monocíclico y la ausencia de intercalaciones de ortogneises indican que el Grupo Namibe se depositó discordante sobre el Complejo de Epupa. La existencia de un magmatismo máfico hacia la base, registrado por los protolitos de las anfíbolitas y metavulcanitas, sugiere que la cuenca se formó por procesos de extensión cortical y fusión parcial del manto con formación de basaltos. En los sectores centrales y suroccidentales de la cuenca, la sedimentación fue inicialmente carbonatada, depositándose los protolitos de los mármoles calcíticos y dolomíticos, continuándose con la acumulación de una monótona y potente secuencia de sedimentos siliciclásticos, cuyas características sedimentológicas en parte reconocibles indican su deposición en la zona de canales de alimentación y de lóbulos deposicionales de un sistema turbidítico. La composición de los conglomerados y microconglomerados de las facies canalizadas, indican la existencia de áreas fuente de composición granítica y cuarcítica, así como un rápido transporte al medio deposicional por corrientes de turbidez. Teniendo en cuenta las edades de los circones heredados obtenidas en los paragneises del Complejo de Epupa y las del metamorfismo regional eburneano, la edad del Grupo Namibe se estima entre 1.97-1.95 y 1.85-1.83 Ga.

5.2. Evolución estructural y metamórfica

Los datos estructurales a todas las escalas indican que tanto las rocas del Complejo de Epupa como las del Grupo Namibe suprayacente experimentaron una deformación dúctil polifásica (D1 a D4) y un metamorfismo regional que, en amplios sectores, alcanzó las condiciones de fusión parcial durante la orogenia Eburneana. En la región de Namibe, esta deformación polifásica ha borrado los restos de eventos tectonometamórficos previos en el Complejo de Epupa.

La deformación D1 fue pervasiva en los metasedimentos del Grupo Namibe. D1 produjo una macroestructura de pliegues de dirección ONO-ESE a NO-SE y vergencia al NNE, los cuales pliegan a la estratificación S0 y dan lugar a una esquistosidad de plano axial S1 y a una lineación de intersección subvertical L1. La deformación D1 consistió en un régimen transpresivo senestro (relacionada con una convergencia oblicua), que produjo un acortamiento NE-SO a NNE-SSO perpendicular a S1 y un estiramiento subvertical paralelo a L1, dando lugar a un engrosamiento cortical (Fig. 10). En el Complejo de Epupa sólo se han reconocido mesoestructuras producidas por D1, tales como pliegues isoclinales D1 y una S1 plegada intrafoliarmente.

La deformación D2 produjo fábricas plano-lineales S2-L2 y zonas de cizalla dúctil subparalelas al contacto entre el Grupo Namibe y el Complejo de Epupa, que constituyó una zona de *décollement* originalmente subhorizontal. Hacia los niveles estructuralmente bajos del Grupo Namibe, la S1 aparece crenulada y plegada intrafoliarmente dentro de microlitones S2. En estos niveles estructurales y en el Complejo de Epupa infrayacente, la deformación D2 produjo la transposición por la S2 de las fábricas previas y estuvo acompañada con la formación de leucosomas paralelos a S2. D2 estuvo también

acompañada por la formación de venas y *sills* de aplitas, pegmatitas y leucogranitos concordantes con S2. El metamorfismo progrado contemporáneo con D1 y D2 alcanzó condiciones de la facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas en el Grupo Namibe y de las anfibolitas de alta-T (asociaciones con Sill + Kfs y desaparición de Ms) en el Complejo de Epupa. La deformación D2 consistió en un estiramiento subhorizontal de orientación NO-SE, acompañado por un cizallamiento subhorizontal dirigido al SE, que produjo el desplazamiento lateral del Complejo de Epupa a escala regional (Fig. 10).

Este flujo lateral de la corteza media fue cinemáticamente compatible con el acortamiento NE-SO perpendicular de la corteza superior representada por el Grupo Namibe. Por tanto, la zona de *décollement* D2 puede ser considerada cinemáticamente como una zona de acoplamiento en el sentido de Teyssier *et al.* (2002) y Tikoff *et al.* (2002, 2004), la cual permitió la compatibilidad entre modos de deformación distintos en la corteza. Es decir, esta zona de acoplamiento subhorizontal desarrollada en la corteza media permitió combinar cinemáticamente el acortamiento oblicuo al orógeno en estiramiento subvertical en el Grupo Namibe superior y el flujo subhorizontal en el Complejo de Epupa inferior. El límite estructural superior de la zona de acoplamiento coincide con la isograda de Sil + Kfs y el inicio de los procesos de fusión parcial, resultando un alto gradiente térmico. Por tanto, la mayor intensidad de la deformación D2 se localizó a lo largo de la zona de acoplamiento, donde existió un fuerte contraste reológico entre los metasedimentos del Grupo Namibe más competentes por encima y los gneises parcialmente fundidos del Complejo de Epupa menos competentes por debajo. El contraste reológico de este límite durante D2 (y D3) controló la formación de domos gneísicos en el Complejo de Epupa y permitió la exhumación de la corteza media parcialmente fundida por flotabilidad.

La deformación dúctil D3 fue más heterogénea y afectó conjuntamente al Grupo Namibe y al Complejo de Epupa. Produjo un plegamiento de dirección ONO-ESE a NO-SE y vergencia al NNE/NE, responsable de la macroestructura regional en antiformal y sinformal. En el Grupo Namibe, la S1/S2 está localmente crenulada por una S3 desarrollada en facies de los esquistos verdes a anfibolítica. En el Complejo de Epupa D3 dio lugar a una S3 subvertical y una L3 de crenulación de bajo ángulo de inmersión al NE y SE longitudinalmente a los antiformes. La presencia de leucosomas paralelos a la S3 indica condiciones metamórficas locales de la facies anfibolítica superior y de la migmatización durante D3, particularmente hacia el contacto con los granitoides sin-D3.

La deformación D4 tuvo un carácter dúctil-frágil y desarrolló estructuras compresionales poco penetrativa a lo largo de bandas. Macroscópicamente produjo pliegues subverticales de geometría kink y dirección NNE-SSO, que indican un acortamiento regional O-E a ONO-ESE.

5.3. Significado de los datos geocronológicos

La Figura 11a muestra los diagramas de frecuencia de todas las edades U-Pb concordantes de circones obtenidas en las muestras de orto- y paragneises del Complejo de Epupa. Las edades obtenidas son fundamentalmente del Paleoproterozoico, siendo mucho menos frecuentes del Arcaico. Se pueden diferenciar siete agrupaciones de edades principales con máximos a: 3.10, 2.55, 2.40, 2.05, 1.95, 1.85 y 1.80 Ga, siendo esta última la dominante. Estas agrupaciones son comparables a los grupos de edades U-Pb concordantes en circones detríticos, obtenidas por Gärtner *et al.* (2014) en un sedimento fluvial del río Cunene a su paso por Ruacaná (frontera Angola-Namibia), procedentes de un área de captación del Escudo del Congo Occidental. Aunque las frecuencias son distintas, estos autores obtienen concentraciones de edades radiométricas con máximos de 2570, 1964, 1861, 1778 y 1736 Ma, siendo la de 1964 Ma la dominante (Fig. 11b), así como otras del Mesoproterozoico (no mostradas). Estos autores correlacionan estas concentraciones de edades U-Pb con los principales eventos tectonomagmáticos y tectonometamórficos en la historia del Escudo del Congo Suroccidental. Estos eventos se relacionan con el crecimiento de la corteza continental por procesos orogénicos, o proceder de fragmentos de corteza más antiguos que fueron retrabajados durante eventos orogénicos más recientes.

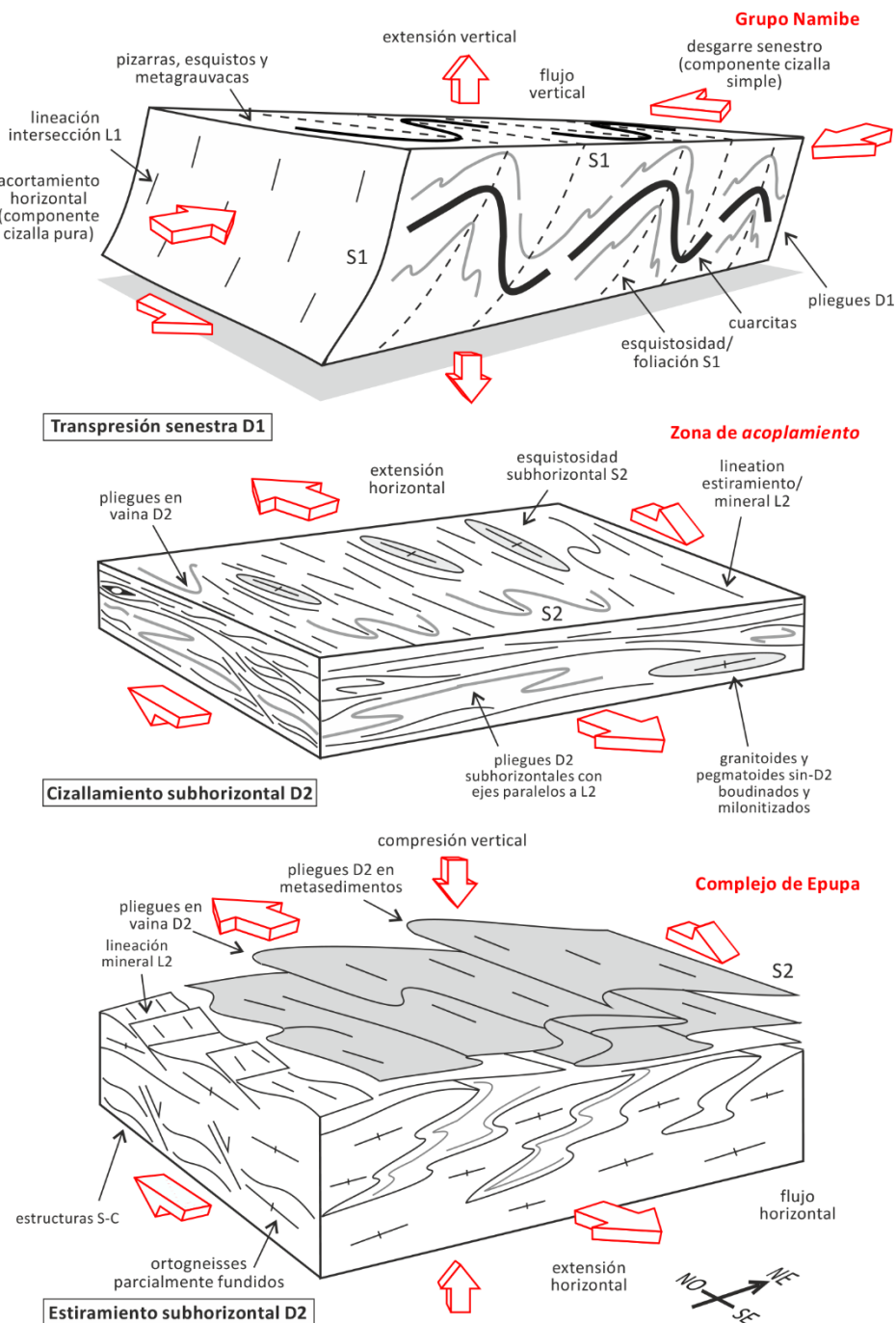


Figura 10. (a) Diagrama mostrando la interpretación de la deformación D1 producida por una transpresión senestra, que produjo un acortamiento horizontal y un estiramiento subvertical. La macroestructura D1 resultante consiste en un plegamiento subvertical a gran escala y vergente al NE de los metasedimentos del Grupo Namibe. (b y c) Diagrama mostrando la interpretación de la deformación D2 en base a las estructuras desarrolladas en la zona de *déachment* (*attachment zone*) y en el Complejo de Epupa infrayacente. D2 consistió en un cizallamiento horizontal (o de bajo ángulo) que produjo un acortamiento vertical y una extensión horizontal. El reparto vertical de la deformación estuvo contralado probablemente por el fuerte contraste reológico entre los ortogneises parcialmente fundidos infrayacentes y los metasedimentos de menor grado metamórfico suprayacentes.

Figure 10. (a) Diagram showing the interpretation of the D1 deformation produced by left-hand transpression, which produced horizontal shortening and subvertical stretching. The resulting D1 macrostructure consists of a large-scale, NE-vergent subvertical folding of the Namibe Group metasediments. (b and c) Diagram showing the interpretation of the D2 deformation based on the structures developed in the attachment zone and in the underlying Epupa Complex. D2 consisted of a horizontal (or low-angle) shear that produced vertical shortening and horizontal extension. The formation of the attachment zone and the vertical partitioning of deformation was probably controlled by the strong rheological contrast between the underlying partial melting orthogneisses and the overlying lower grade metasediments.

Siguiendo el modelo de ciclos supercontinentales de Rino *et al.* (2004), las poblaciones más frecuentes de circones se forman durante la dispersión de un supercontinente y el amalgamamiento de su sucesor (Bradley, 2011; Roberts *et al.*, 2015). Desde este punto de vista, las diferentes poblaciones de circones de la Figura 11a podrían relacionarse con los principales eventos geodinámicos que experimentó la región de Namibe a lo largo de su historia geológica. En este sentido, la concentración de edades de circón de 2.55 Ga podría relacionarse con el desmembramiento del hipotético continente de Vaalbara entre 2.7-2.5 Ga. Posteriormente, la dispersión continental en el Paleoproterozoico culmina con la formación del continente Columbia (o Nuna) entre 2.1 y 1.9 Ga. Como la mayoría de los circones han proporcionado edades entre 2.0 y 1.8 Ga, la formación de las rocas ígneas y metamórficas de la región de Namibe puede relacionarse con este ciclo supercontinental.

Por otro lado, resulta significativa la ausencia de circones Mesoproterozoicos de edades entre 1.5 y 1.3 Ga, relacionados con la ruptura de Columbia, y de edades entre 1.3 y 1.1 Ga, asociados a la formación de Rodinia. Estos grupos de edades de circones han sido relacionados con el magmatismo y la orogenia Kibariana en los bordes del Cratón del Congo (Gärtner *et al.*, 2014). La ausencia de estas poblaciones de circones sugiere que la orogenia Kibariana no tuvo una impronta importante en la región de Namibe. Aunque poco frecuentes, se han obtenido poblaciones de circones que establecen edades entre 0.6 y 0.5 Ga (intersecciones inferiores con curva de concordia), las cuales se pueden relacionar con eventos de la orogenia Panafricana y la construcción del Cinturón de Kaoko en el suroeste de Angola y Namibia.

Los datos geocronológicos U-Pb SHRIMP indican la existencia de un primer grupo de edades entre 2.60 y 1.97 Ga, obtenidas en xenocristales heredados o en núcleos detríticos de circones zonados en los orto y paragneises del Complejo de Epupa de la región de Namibe. Estos resultados dan cuenta de las edades tanto de las áreas fuente de los protolitos sedimentarios como de la cristalización de los protolitos ígneos del complejo. Los resultados obtenidos en monocircones y bordes recrecidos de circones zonados en los orto y paragneises del Complejo de Epupa permiten definir un segundo grupo de edades entre 1.83 y 1.81 Ga. Estas edades U-Pb SHRIMP se relacionan con la evolución tectonometamórfica eburneana de la región de Namibe. Junto con los resultados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, las edades indican que el pico térmico del metamorfismo sin-D2 (1832 ± 15 Ma y 1810 ± 19 Ma), la cristalización de leucosomas paralelos a la foliación S2 (1830 ± 21 Ma), la cristalización de leucogranitos anatócticos (1808 ± 7 Ma; serie G1) y la rápida exhumación del Complejo de Epupa a $T < 350\text{-}400$ °C (1822 ± 5 Ma), tuvieron lugar en un corto intervalo de tiempo (~ 10 Ma).

A modo de síntesis, la Figura 11c presenta una recopilación de las edades U-Pb en circones obtenidas mediante las técnicas TIMS y SHRIMP en las rocas ígneas y metamórficas Paleoproterozoicas de la región de Namibe (Escuder-Virujete *et al.*, 2021b, c; y referencias incluidas), así como datos de la bibliografía regional del Escudo del Congo (recogidos en de Wit & Linol, 2015; Jelsma *et al.*, 2018). Esta recopilación de edades permite encajar los diversos eventos tectonomagmáticos y tectonometamórficos reconocidos en la región de Namibe, en un contexto más amplio de la evolución eburneana del Escudo del Congo Suroccidental. La recopilación de edades permite distinguir, al menos, cuatro eventos tectonomagmáticos eburneos (I, II, III y IV), acompañados por tres eventos tectonometamórficos de alta-T y migmatización, pero de desarrollo geográfico variable.

El evento I de edades entre 2.01 y 1.98 Ga está registrado por la intrusión de la serie magmática M en el sector de Kuito y Andulo (Escuder-Virujete *et al.*, 2021b), próximo al Cinturón Móvil de Angola Central, así como por xenocristales heredados en los paragneises del Complejo de Epupa y en granitoides más jóvenes, sugiriendo procesos de retrabajamiento cortical. El evento tectonometamórfico relacionado se caracteriza por una deformación dúctil polifásica y penetrativa, que originó un engrosamiento cortical y un metamorfismo regional de media y baja-P (Escuder-Virujete *et al.*, 2021b).

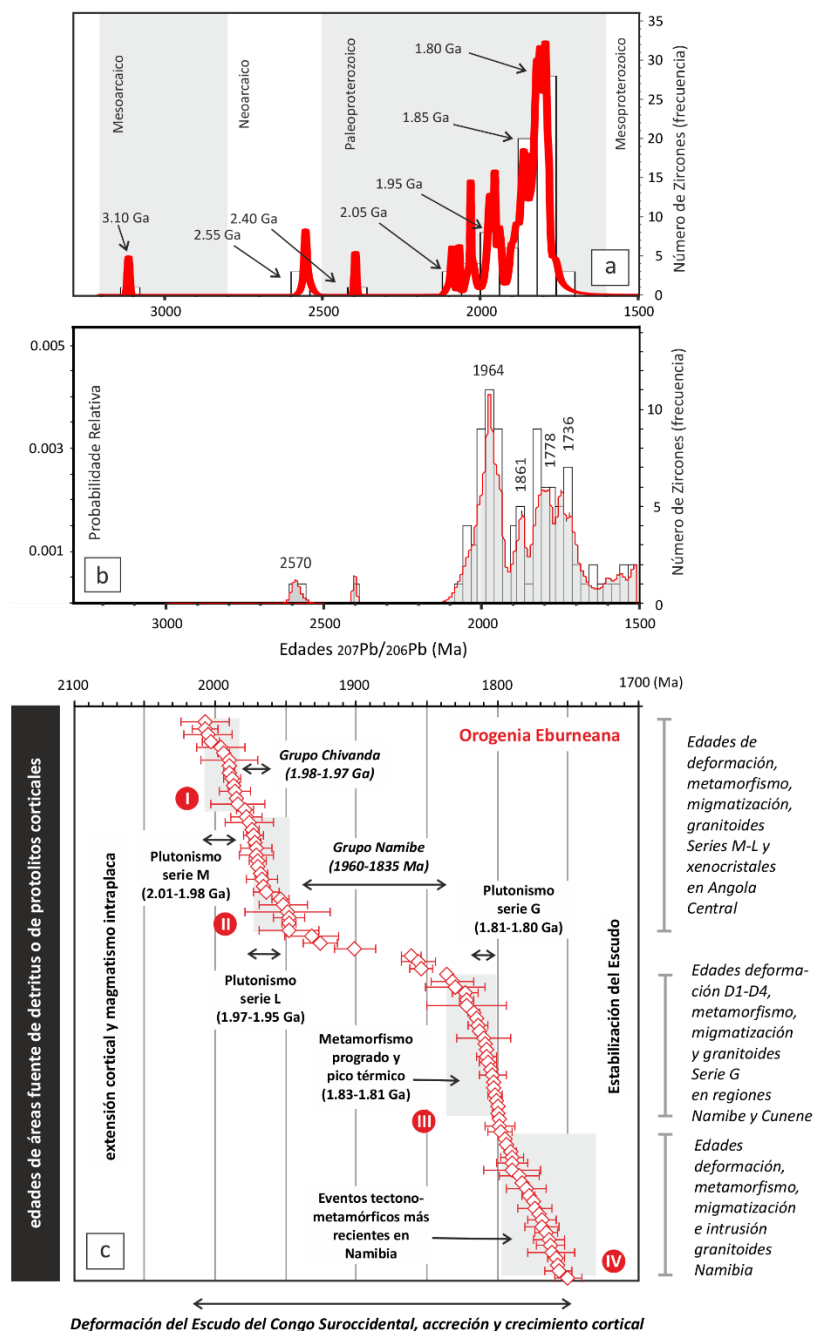


Figura 11. (a) Diagramas de frecuencia y de densidad de probabilidad de todos los circones analizados en las muestras de orto y paragneises del Complejo de Epupa. (b) Diagramas de frecuencia y de densidad de probabilidad de los circones de un sedimento fluvial del río Cunene muestreado en Ruacaná (frontera Angola-Namibia) obtenidos por Gärtner *et al.* (2014). Todas las edades U-Pb son concordantes con niveles entre 90 y 110 %, incluyendo las edades promedio calculadas para las principales agrupaciones de edades. (c) Síntesis de edades U-Pb en circones obtenidas por TIMS y SHRIMP en las rocas ígneas y metamórficas paleoproterozoicas del Bloque UTE-PLANAGEO, así como datos del Escudo del Congo Suroccidental procedentes de la bibliografía regional (recopilados en Escuder-Viruet *et al.*, 2021a, b, c). La recopilación de edades permite distinguir cuatro eventos tectonomagmáticos eburneanos (I, II, III y IV), acompañados por tres eventos tectonometamórficos de alta-T y migmatización, pero de variable desarrollo geográfico. Véase el texto para su discusión.

Figure 11. (a) Frequency and probability density diagrams of all the analyzed zircons in the ortho and paragneisses samples of the Epupa Complex. (b) Frequency and probability density diagrams of zircons from a fluvial sediment of the Cunene River sampled at Ruacaná (Angola-Namibia border) obtained by Gärtner *et al.* (2014). All U-Pb ages are concordant with levels between 90 and 110 %, including the average ages calculated for the main age groups. (c) Synthesis of U-Pb ages in zircons obtained by TIMS and SHRIMP in the Paleoproterozoic igneous and metamorphic rocks of the UTE-PLANAGEO Block, as well as data of the Southwestern Congo Shield from the regional literature (compiled in Escuder-Viruet *et al.*, 2021a, b, c). The radiometric ages compilation allows to distinguish four Eburnean tectonomagmatic events (I, II, III and IV), accompanied by three high-T and migmatization tectonometamorphic events, but with different geographical development. See text for discussion.

El evento II de edades entre 1.97 y 1.95 Ga está definido por la intrusión de granitoides de la serie magmática L en el sector de Kuito y Andulo (Galán-Pérez, 2021). Indirectamente, este grupo de intrusiones constriñe la edad de los metasedimentos del Grupo Chivanda entre 1.98 y 1.97 Ga.

El evento III de edades entre 1.83 y 1.81 Ga está registrado en los orto y paragneises del Complejo de Epupa, así como en los metasedimentos del Grupo Namibe del sector de Namibe y Cunene del norte de Namibia (Escuder-Virue et al., 2021a). Por tanto, la orogenia Eburneana se desplazó geográficamente desde el NE hacia el SO (actuales coordenadas) durante la evolución del orógeno Eburneano en el Paleoproterozoico. Está relacionado con un evento tectonometamórfico caracterizado por una deformación dúctil polifásica, engrosamiento cortical, metamorfismo regional de baja-P, procesos de fusión parcial y formación de leucogranitos anatéticos de la serie magmática G1. Estas relaciones permiten establecer una edad para la sedimentación de los protolitos del Grupo Namibe entre 1.97-1.95 y 1.85-1.83 Ga. Como se indica en la Figura 11c, entre 1.81 y 1.80 Ga intruyeron las rocas plutónicas de las series magmáticas G1, G2 y G3 (Escuder-Virue et al., 2021a, 2025). Por tanto, la deformación y metamorfismo regional desarrollados en la región de Namibe fueron relativamente tardío en el contexto de la evolución orogénica Eburneana. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para separados minerales de moscovita en las muestras de paragneises son similares dentro del error a las edades SHRIMP obtenidas en la misma muestra para el pico térmico del metamorfismo sin-D2 (evento III) y la formación de leucosomas S2, lo que indica que el enfriamiento del Complejo de Epupa a $T < 350\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ fue muy rápido e implica su rápida exhumación.

El evento IV de edades entre 1.80 y 1.76 Ga está registrado en el Complejo de Epupa aflorante en la región de Cunene y en el basamento del Cinturón de Kaoko. Según Kröner et al. (2010, 2015, 2017), estas edades se relacionan con un evento tectonometamórfico eburneano más reciente, que produjo deformación dúctil, metamorfismo regional, migmatización e intrusión de granitoides en la región norte de Namibia.

6. Conclusiones

Las principales conclusiones de este trabajo son:

- 1) En la región de Namibe es posible distinguir litológicamente un conjunto de orto y paragneises del Complejo de Epupa estructuralmente infrayacente de los metasedimentos supracorticales del Grupo Namibe suprayacentes. Las relaciones cartográficas, las características litológicas y los datos geocronológicos indican que el Grupo Namibe se depositó discordante sobre el Complejo de Epupa. La cuenca se formó por procesos de extensión cortical y fue rellenada principalmente por sedimentos turbidíticos. Ambos conjuntos forman parte del Escudo del Congo Suroccidental (sensu de Wit & Linol, 2015), que fue un dominio Arcaico-Paleoproterozoico sometido a los procesos tectono-metamórficos relacionados con la orogenia Eburneana.
- 2) Los datos estructurales a todas las escalas indican que tanto las rocas del basamento del Complejo de Epupa como las de la cobertera sedimentaria del Grupo Namibe experimentaron una deformación dúctil polifásica (D1 a D4) y un metamorfismo regional que, en amplios sectores, alcanzó las condiciones de fusión parcial durante la orogenia Eburneana.
- 3) Los datos geocronológicos U-Pb SHRIMP indican la existencia de un primer grupo de edades entre 2.60 y 1.97 Ga relacionadas con la cristalización de los protolitos ígneos del Complejo de Epupa y con la edad de las áreas fuente de los protolitos sedimentarios del Grupo Namibe. Un segundo grupo de edades entre 1.83 y 1.81 Ga está relacionado con la evolución tectonometamórfica eburneana de la región de Namibe.
- 4) Las edades U-Pb SHRIMP y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovita indican que el pico térmico del metamorfismo sin-D2, la cristalización de leucosomas paralelos a la S2, la cristalización de leucogranitos anatéticos y la rápida exhumación del Complejo de Epupa, tuvieron lugar en un corto intervalo de tiempo.

Agradecimientos

El presente trabajo honra la memoria del Eng. Seca Sousa Cassange, Director Técnico del Instituto Geológico de Angola (IGEO), como gran impulsor de los trabajos de campo del Proyecto PLANAGEO en la región de Namibe. Está dedicada también a la memoria de Gustavo Galán-Pérez, que fue un excelente colega y amigo durante los trabajos de campo. Los autores agradecen al IGEO la publicación de los resultados del Subprograma de Levantamiento Geológico Regional y de Elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:250 000 del Proyecto PLANAGEO. Estos agradecimientos son extensivos a la UTE IGME-LNEG-IMPULSO SA, por el apoyo recibido durante los trabajos de campo en el suroeste de Angola. Los autores agradecen también a Benito Ábalos y Manuel Francisco Pereira las detalladas y constructivas revisiones del manuscrito, mejorándolo sustancialmente, así como el trabajo editorial de Elsa Ramalho y Enrique Merino Martínez. Esta es la Publicación IBERSIMS Nº 116.

Authorship contribution statement

Javier Escuder-Viruet: Writing - Original Draft, Investigation, Conceptualization, Methodology, Visualization, Supervision, Project administration, Formal analysis.

Luis Quintana: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

Aratz Beranoaguirre: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

Pilar Montero: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

Janet Gabites: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

Pablo Valverde-Vaquero: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

Américo da Mata Lourenço Victorino: Project administration, Funding acquisition.

Referencias

- Araújo, A.G., Perevalov, O.V. & Jukov, R.A. (1988). Carta Geológica de Angola, Escala: 1:1.000.000. Instituto Nacional de Geologia, Angola.
- Araújo, A.G., & Guimarães, F. (Coords.) (1992). Geologia de Angola. Notícia Explicativa da Carta Geológica à escala 1/1.000.000. Serviço Geológico de Angola, Luanda. 137 pp.
- Boniface, N., & Schenk, V. (2012). Neoproterozoic eclogites in the Paleoproterozoic Ubendian Belt of Tanzania: evidence for a Pan-African suture between the Bangweulu Block and the Tanzania Craton. *Precambrian Research*, 208-211, 72-89.
- Boniface, N., Schenk, V., & 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*, 192-195, 16-3
- Bradley, D.C. (2011). Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle. *Earth Science Reviews*, 108, 16-33.
- Brandt, S., Klemmd, R., & Okrusch, M. (2003). Ultrahigh-temperature metamorphism and multistage evolution of garnet-orthopyroxene granulites from the Proterozoic Epupa Complex, NW Namibia. *Journal of Petrology*, 44, 1121-1144.
- Brandt, S., Will, T.M., & Klemmd, R. (2007). Ultrahigh-temperature omnetamorphism and anticlockwise PT paths of sapphirine-bearing orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Proterozoic Epupa Complex, NW Namibia. *Precambrian Research*, 153, 143-178.
- Brandt, S., & Klemmd, R. (2008). Upper-amphibolite facies partial melting of paragneisses from the Epupa Complex, NW Namibia, and relations to Mesoproterozoic anorthosite magmatism. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 871-893.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., & Vail, J.R. (1984). The geochronology and evolution of Africa. London, Oxford University Press, 512 p.
- Carvalho, H. (1983). Carte et Notice explicative préliminaire sur la géologie d'Angola. *Garcia de Orta*, 6 (1/2), 15-30.

- Carvalho, H. (1984). Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. Garcia de Orta, Série Geológica, Lisboa, 7 (1-2), 1-66.
- Carvalho, H., & Alves, P. (1993). The Precambrian of SW Angola and NW Namibia. Instituto de Investigação Científica Tropical, Serie Ciencias da Terra Comunicações, 4, 1-38.
- Carvalho, H., Tassinari, C., Alves, P.H., Guimaraes, F., & Simoes, M.C. (2000). Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 31 (2), 383-402.
- Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Queiroga, G., & 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.
- de Wit, M.J. (2007). The Kalahari Epeirogeny and climate change: differentiating cause and effect from core to space. *South African Journal of Geology*, 110 (2-3), 367-392.
- de Wit, M.J., Stankiewicz, J., & Reeves, C. (2008). Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. In: Pankurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., & de Wit, M.J. (ed.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society of London, Special Publications, 399-412.
- de Wit, M.J., & Linol, B. (2015). Precambrian Basement of the Congo Basin and its flanking terrains. In: de Wit, M.J. (ed.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*. Regional Geology Reviews. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 417 pp.
- Doucoure, M., de Wit, M.J., & Bowring, S. (1999). African craton project: a focus on the West African shield, with new data from the Congo Craton, Central African shield. Unpublished CIGCES Annual Report for De Beers Africa Exploration.
- Escuder-Viruet, J., Correia, J., & Quintana, L. (2021a). Notícia Explicativa da Carta Geológica à escala 1:250.000 SUL D-33/S e SUL D-33/Z do Namibe. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 180 pp.
- Escuder-Viruet, J., & Gumiel, J.C. (2021b). Notícia explicativa da Folha Geológica à escala 1:250.000 de Andulo/SUL C33-X metade Sul. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 210 pp.
- Escuder-Viruet, J., & Gumiel, J.C. (2021c). Notícia explicativa da Folha Geológica à escala 1:250.000 de Cahama/SUL E33-C-I. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 226 pp.
- Escuder-Viruet, J., Valverde-Vaquero, P., Beranoaguirre, A., Montero, P. & Plastov, J.M. (2025). Petrología, fábrica estructural y geocronología U-Pb CA ID-TIMS en circón de las series de granitoides de la región de Namibe in the suroeste de Angola: un registro de la evolución tectonomagmática Eburneana en el Escudo del Congo Suroccidental. *Boletín Geológico y Minero* (136).
- Galán-Pérez, G. (2021). Notícia Explicativa da Carta Geológica de Kuito à escala 1:250.000. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 178 pp.
- Gärtner, A., Linnemann, U., & Hofmann, M. (2014). The provenance of northern Kalahari Basin sediments and growth history of the southern Congo Craton reconstructed by U-Pb ages of zircons from recent river sands. *International Journal Earth Science*, 103, 579-595.
- Guillocheau F., Chelalou, R., Linol, B., Dauteuil, O., Robin, C., Mvondo, F., Callec, Y., & Colin, J.P. (2015). Cenozoic Landscape Evolution in and Around the Congo Basin: Constraints from Sediments and Land Surface. In: de Wit M., Guillocheau F., de Wit M. (eds), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*. Regional Geology Reviews. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gutiérrez-Medina, M. (2021). Notícia Explicativa – Folha Geológica de Munhino Sul D-33/M à E. 1:250.000. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 218 pp.
- Hodges, K. (2003). Geochronology and thermochronology in orogenic systems. In: Heinrich, R., Holland, D., Turekian, K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, vols. 3-9. Elsevier Inc., pp. 263-292.
- Holmes, A. (1951). The sequence of pre-Cambrian orogenic belts in south and central Africa. Report of the 18th Session of the International Geological Congress, Great Britain (1948). In: Sandford, K.S.

- y Blondel, F. (eds.), Part 14. Proceedings of the Association des Services Géologiques Africains. London, pp 254-269.
- Jelsma, H.A., Perritt, S.H., Armstrong, R., & 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., van der Linde, G., Armstrong, R., Phillips, D., Joy, S., Costa, J., Facatino, M., Posser, A., Kumar, M., Wallace, C., Chinn, I. & Henning, A. (2013). Kimberlites from central Angola: a case study of exploration findings. In: Pearson G, et al. (eds) Proceedings of 10th International Kimberlite Conference, Vol 1. Special Issue of the Journal of the Geological Society of India, Springer, India, pp 173-190.
- Jelsma, H.A., McCourt, S., Perritt, S.H., & Armstrong, R.A. (2018). The Geology and Evolution of the Angolan Shield, Congo Craton. In: Siegesmund, S., et al. (eds.), Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews, 217-239.
- Kabette, J.M., McNaughton, N.J., Groves, D.I., & Mruma, A.H. (2012a). 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*, 216-219, 232-266.
- Kabette, J.M., Groves, D.I., McNaughton, N.J., & Mruma, A.H. (2012b). A new tectonic and temporal framework for the Tanzanian Shield: implications for gold metallogeny and undiscovered endowment. *Ore Geology Reviews*, 48, 88-124.
- Kabongo, É.K., Delvaux, D., Everaerts, M., Sebagenzi, M.N.S., & Lucazeau, F. (2015). Neoproterozoic to Lower Paleozoic Sequences of the Congo Shield: Comparisons Between the Congo and Its Peripheral Basins. In: de Wit M., Guillocheau F., de Wit M. (eds), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*. Regional Geology Reviews. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Kröner, A., Rojas-Agramonte, Y., Hegner, E., Hoffman, K.H., & Wingate, M.T.D. (2010). SHRIMP zircon dating and Nd isotopic systematics of Paleoproterozoic migmatitic orthogneisses in the Epupa Metamorphic Complex of northwest Namibia. *Precambrian Research*, 183, 50-69.
- Kröner, A., Rojas-Agramonte, Y., Wong, J., & Wilde, S. (2015). Zircon reconnaissance dating of Proterozoic gneisses along the Kunene River of northwestern Namibia. *Tectonophysics*, 662, 125-139.
- Kröner, A., & Rojas-Agramonte, Y. (2017). Mesoproterozoic (Grenville-age) granitoids and supracrustal rocks in Kaokoland, northwestern Namibia, *Precambrian Research*, 298, 572-592.
- Lawley, C.J.M., Selby, D., Condon, D.J., Horstwood, M., Millar, I., Crowley, Q., & 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., & Imber, J. (2014). Palaeoproterozoic orogenic gold style mineralization at the Southwestern Archean Tanzanian cratonic margin, Lupa Goldfield, SW Tanzania: Implications from U–Pb titanite geochronology. *Gondwana Research*, 26, 1141-1158.
- Lindeque, A., de Wit, M.J., Ryberg, T., Weber, M., & 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 of Geology*, 114, 265-292.
- Linol, B., de Wit, M.J., Barton, E., de Wit, M.J.C., & Guillocheau, F. (2014). U-Pb detrital zircons dates and source provenance analysis of Phanerozoic sequences of the Congo Basin, Central Gondwana. *Gondwana Research*, 29, 208-219.
- 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.
- McCourt, S., Armstrong, R.A., Jelsma, H., & 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.
- Milesi J.P., Toteu S.F., Deschamps Y., Feybesse J.L., Lerouge C., Cocherie A., Penaye J., Tchameni R., Moloto-A-Kenguemba G., Kampunzu H.A.B, Nicol N., Duguey E., Leistel J.M., Saint-Martin M.,

- Ralay F., Heinry C., Bouchot V., Doumnang J.C., Mbaigane, V., Kanda KulaChene, F., Monthel J., Boutin P., & 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.
- Miller, R.McG. (2008a). *The Geology of Namibia, Vol. I (Archean to Mesoproterozoic)*. Ministry of Mines and Energy, Geol. Surv. Namibia, Windhoek, 631 pág.
- Miller, R.McG. (2008b). *The Geology of Namibia, Vol. II Neoproterozoic to lower Palaeozoic*. Geol. Surv. of Namibia, Windhoek, 631 p.
- Nagudi, B., Koeberl, C., & Kurat, G. (2003). Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin. *Journal African Earth Sciences*, 36(1-2), 73-87.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., & Villiéras, F. (2013). Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal African Earth Sciences*, 99, 245-260.
- Pereira, E., Tassinari, C.G., Rodrigues, J.F., & Van-Dúnen, V. (2011). New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. *Comunicações Geológicas do LNEG*, 98, 29-40
- Pereira, E., Rodrigues, J., Tassinari, C.G., & Van-Dúnen, M.V. (2013). *Geologia da região de Lubango, SW de Angola - Evolução no contexto do cratão do Congo*. Edições LNEG, (ISBN 978-989-675-031-2), 160 p.
- Rino, S., Komiya, T., Windley, B.F., Katayama, I., Motoki, A., & Hirata, T. (2004). Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sand; implications for mantle overturns in Early Precambrian. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 369-394.
- Roberts, N.M.W., Van Kranendonk, M., Parman, S., Shirey, S., & Clift, P.D. (2015). *Continent formation through Time*. Geological Society, London, Special Publications, 389, 197-225.
- Seth, B., Kröner, A., Mezger, K., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., & Okruscha, M. (1998). Archean to Neoproterozoic magmatic events in the Kaoko belt of NW Namibia and their geodynamic significance. *Precambrian Research*, 92, 341-363.
- Seth, B., Armstrong, R.A., Brandt, S., Villa, I.M., & Kramers, J.D. (2003). Mesoproterozoic U-Pb and Pb-Pb ages of granulites in NM Namibia: Reconstructing a complete orogenic cycle. *Precambrian Research*, 126, 147-168.
- Seth, B., Armstrong, R.A., Büttner, B., & Villa, I.M. (2005). Time constraints for Mesoproterozoic upper amphibolite facies metamorphism in NW Namibia: A multi-isotope approach. *Earth Planetary Science Letters*, 230, 355-378.
- Stankiewicz, J., & de Wit, M. (2013). 3.5 billion years of reshaped Moho, southern Africa. *Tectonophysics*, 609, 675-689.
- Teyssier, C., Tikoff, B. & Waters, C. (2002). Attachment between brittle and ductile crust at wrenching plate boundaries. In: Bertotti, G., Schulmann, K. & Cloetingh, S. (eds). *Continental Collision and the Tectono-sedimentary Evolution of Forelands*. European Geophysical Society Special Publication, 1, 93-117.
- Tegtmeyer, A., & Kröner, A. (1985). U-Pb zircon ages for granitoid gneisses in northern Namibia and their significance for Proterozoic crustal evolution of southwestern Africa. *Precambrian Research*, 28, 311-326.
- Thiéblemont, D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M., Ouabadi, A., Le Gall, B., Maury, R., Jalludin, M., Vidal, M., Ouattara-Gbélé, C., & Tchaméni, R. (2016). *Geological map of Africa at 1:10 M scale*. CGMW-BRGM. ISBN: 9782917310328. doi: 10.14682/2016GEOAFR.
- Thiéblemont, D., Callec, Y., Fernandez-Alonso, M. & Chène, F. (2018). A Geological and Isotopic Framework of Precambrian Terrains in Western Central Africa: An Introduction. In: Siegesmund, S., et al. (eds.), *Geology of Southwest Gondwana*. *Regional Geology Reviews*, 107-132.
- Tikoff, B. Teyssier, C. & Waters, C. (2002). Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers. In: Bertotti, G., Schulmann, K. & Cloetingh, S. (eds) *Continental Collision and the Tectono-sedimentary Evolution of Forelands*. European Geophysical Society Special Publication, 1, 119-144.

- Tikoff, B., Russo, R., Teyssier, Ch., & Tommasi, A. (2004). Mantle-driven deformation of orogenic zones and clutch tectonics. In: Grocott, J., Mccaffrey, K.J.W., Taylor, G. & Tikoff, B. (eds), Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere. Geological Society, London, Special Publications, 227, 41-64.
- Torquato, J.R. (1978). Geotectonic outline of Angola. II centenário da Academia de Ciências de Lisboa, Lisboa, 121-149 pp.
- Waele, B.D., 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.