



Academia Nacional de la
Ingeniería y el Hábitat

BOLETÍN 43



Palacio de las Academias

Junio 2019
Caracas, Venezuela

ÍNDICE

BOLETÍN 43

ARTÍCULOS TÉCNICOS

- Indicadores Relacionados con la Ingeniería, Acad. Manuel Torres Parra y Econ. María Rojas H. de Beltrán.....9
- Historia Geológica del Escudo de Guayana, Venezuela, y sus Recursos Minerales: Evolución de Supercontinentes, Tectónica de Placas y Plumas del Manto, Vicente Mendoza, Héctor Márquez, Pedro Petit y Antonio Brojanigo97
- Vicente Marcano (1848-1891), su vida y sus obras en las Ciencias de la Tierra, Franco Urbani Patat y Héctor Pérez-Marcheli229

**Historia Geológica del Escudo de Guayana,
Venezuela, y sus Recursos Minerales:
Evolución de Supercontinentes, Tectónica de Placas y
Plumas del Manto**

**Vicente Mendoza, Héctor Márquez,
Pedro Petit y Antonio Brojanigo**

Historia geológica del Escudo de Guayana, Venezuela, y sus recursos minerales: Evolución de supercontinentes, tectónica de placas y plumas del manto

Vicente MENDOZA¹, Héctor MÁRQUEZ²,
Pedro PETIT³ y Antonio BROJANIGO⁴

¹Gran Colombia Gold S.A., Bogotá, Colombia. vmendozasanchez@gmail.com

² CVG Gerencia de Minería, Puerto Ordaz, Venezuela. hams1753@gmail.com

³ Geodata, C.A. Puerto Ordaz, Venezuela. pmpetit46@gmail.com

⁴UCEM, Riobamba, Ecuador, abrojanigo@ucem.com.ec

Resumen

El Escudo de Guayana (EG), en Venezuela, ubicado al sur del río Orinoco, se extiende a través de Brasil, las Guayanas y Colombia y está formado por rocas tan antiguas como de 3,7 Giga años (Ga) (granulitas de El Pao del Complejo Imataca) y tan jóvenes como 0,7 Ga (kimberlitas de Guaniamo) y diabasas de solo 180-220 Millones de años (Ma), distribuidas en 4 provincias geológicas: Imataca (granulitas, anfíbolitas de 3,7 a 2,6 Ga), Pastora (Cinturón de Rocas Verdes (CRV): rocas ultramáficas, basálticas, andesíticas y turbiditas; y granitos sódicos TTG de 2,3 a 2,0 Ga), Cuchivero-Amazonas (rocas ígneas félsicas post-colisionales calcoalcalinas, riolíticas y graníticas de 1,95 a 1,75 Ga), granitos anorogénicos rapakivis de El Parguaza (de 1,50a 1,40 Ga) y Roraima con sedimentos molasoides (1,8 a 1,4 Ga).

Varias plumas calientes del manto, al menos seis grandes provincias ígneas (Gran Provincia Ígnea (GPI) sedimentario-ígneo exhalativa de Fe Cerro Bolívar, GPI del CRV de Pastora–Botanamo-Barama-Mazaruni, GPI Félsica de Cuchivero-Ventuari-Tapajós, GPI de Diabasas y Rocas Gabroides de Vanadero, GPI de El Parguaza-Surucucú-Mucujai-Báltica y GPI de Diabasas de la Provincia Magmática del Atlántico Central, (PMAC) y cinco supercontinentes (Kenorland, Atlántica. Nuna/Columbia, Rodinia y Pangea) están registrados en la historia evolutiva del EG. Esta Historia Geológica del EG es la guía principal requerida para el modelaje y exploración de sus recursos minerales, resumidos en >12.000 Mt de Fe bajo tenor, > 6.000 Mt de bauxitas de alto tenor, > 8.000 t de oro, y recursos no cuantificados de Cu, Zn, Ni, Cr, Pt, Nb-Ta-Sn-W, LREE, U, Th, etc., y rocas industriales.

Palabras claves: plumas mantelares, supercontinentes, Grandes Provincias Ígneas, granulitas, anfíbolitas Cinturones Rocas Verdes, riolitas y granitos post-colisionales, granitos rapakivis Parguaza, Columbia, oro, uranio, bauxita, coltán.

Abstract

The Guayana Shield (GSh), located south of Orinoco River, extents through Brazil, the Guianas and Colombia, and it is made of rocks as old as 3.7 Giga years (Gy) (El Pao Granulites), and as young as 0.7 Gy (Guaniamo kimberlites) and 180 to 220 Millions years (My) intrusive diabases & gabbroic rocks, distributed four geological provinces: Imataca (granulites, and amphibolites 3.7 Gy to 2.6 Gy old; Pastora (greenstone belts, GSB's: mafic-ultramafic, andesitic and turbiditic rocks, TTG sodic granites 2.3 Gy to 2.0 Gy old; Cuchivero-Amazonas (rhyolitic and granitic calc-alkaline post-collisional rocks 1.95 Gy to 1.75 Gy old; anorogenic Parguaza rapakivi granites 1.55 Gy to 1.40 Gy old; and Roraima molassoid sedimentary rocks 1.8 Gy to 1.4 Gy old.

Several mantle plumes, at least six Large Igneous Provinces, LIP's: Cerro Bolívar iron exhalative-sedimentary LIP, Pastora-Botanamo-Barama-Mazaruni GSBs LIP; rhyolites-granites of Caicara-Ventuari-Tapajós LIP; Avanavero Suite diabase-gabbroic rocks LIP; Parguaza-

Surucucú-Mucubaji?-Báltica anorogenic A type granites LIP; diabases and gabbroic rocks of Central Atlantic LIP (CAMP); and five supercontinents (Kenorland, Atlántica, Nuna/Columbia, Rodinia and Pangea) are present in this region. This “Geological History of the GSh” is the main basis for modeling and exploring its mineral resources, summarized up to now as: > 12,000 Mt low grade Fe, > 6,000 Mt high grade bauxite, > 8,000 t of Au, and non measured resources of Cu, Zn, Ni, Cr, Pt, Nb-Ta-Sn-W, LREE, U, Th and others, and industrial rocks.

Keywords: mantle plumes, supercontinents, Large Igneous Provinces, granulites, amphibolites, greenstone belts, rhyolites & post-collisional granites, Parguaza rapakivi granites, Columbia, gold, uranium, bauxite, coltan.

I. INTRODUCCIÓN

El escudo venezolano de Guayana (EG) se puede subdividir en las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, cuyas historias involucran la creación y disrupción de cinco supercontinentes y seis Grandes Provincias Ígneas (GPI) desde el Mesoarqueano.

Desde la más joven a la más antigua afloran las siguientes unidades, según sea el caso, litológicas, litodémicas, litoestratigráficas y terrenos:

Sedimentos cuaternarios de la Formación Mesa.

Carbonatita de cerro Impacto ¿?

Diabasas y rocas gabroides de la Provincia Atlántica Central (180 Ma - 220 Ma).

Kimberlitas eclogíticas de Guaniamo (710 Ma).

Seudotaquilas de Santa María de Upata, pegmatitas y aplitas del Orinoquense (1.000 Ma -1.200 Ma).

Complejo Alcalino de La Churuata (1,35 Ga- 1,25 Ga).

Granitos rapakivi de El Parguaza, Parima-Surucucú, etc., (1,40 Ga-1,50 Ga).

Granitos anorogénicos de Atabapo, Solano, San Carlos de Río Negro, etc. (1.630 Ma.-1.650 Ma)

Asociación diabásico-gabroide de Avanavero (1.785 Ma – 1.795 Ma).

Tobas vítreas félsicas intrusivas en Roraima (Santa Elena del Uairén, Tafelberg, Canaima, de 1.730 Ma, 1.665 Ma y 1.570 Ma respectivamente).

Rocas sedimentarias molasoides del Supergrupo Roraima (1,80 Ga.-1,40 Ga ¿?).

Diques de diabasas de rumbo NE y NW intrusivos en rocas de la Asociación Cuchivero

Gran Dique máfico-ultramáfico del Cácaro de rumbo N-NE, tipo Gran Dique de Rodesia, intrusivo en las rocas félsicas de las Volcánicas de Caicara.

Enjambre de diques diabásicos y gabroides coroníticos, de Guaniamo, intrusivos en rocas graníticas de la Asociación Ígnea Cuchivero

Rocas piroclásticas, volcánicas y plutónicas félsicas, calcoalcalinas, de la Asociación Ígnea Cuchivero (1,96 Ga -1,76 Ga).

Complejos ígneo-metamórficos de Mitú-Atabapo-Guaviare-Casiquiare-Río Negro (1,80 Ga – 1,50 Ga).

Superterreno Pastora, formado por CRV's de Pastora y Botanamo (> 2,3 Ga -2,0 Ga), granitos sódicos (TTG) del Complejo Supamo (2,25 Ga-2,05 Ga) y complejos máficos-ultramáficos: basaltos tholeiíticos,

basaltos komatiíticos, andesitas, basaltoandesitas, turbiditas, lutitas gráficas, dioritas, granodioritas y migmatitas, diques intrusivos dacíticos, diabásico-gabroides.

Superterreno Imataca (3,40 Ga – 2,66 Ga) formado por gneises félsicos y máficos, anfíbolíticos y granulíticos, formaciones bandeadas de hierro tipo El Pao y tipo Cerro Bolívar, cuarcitas, mármoles dolomíticos, charnockitas, anortositas, rocas ultramáficas komatiíticas gnéissicas (“gabros” de la mina El Pao), etc.

El planeta Tierra es el único que tiene rocas graníticas (tan antiguas como los Gneises de Acasta USA de 3,96 Ga), debido a que también es el único planeta que registra una tectónica de placas, actual de 180-200 Ma de duración. Pero esta tectónica de placas (tdp) actual no ha operado siempre así. En efecto, en el Arqueano (3,8 Ga – 2,5 Ga) el manto era mucho más caliente (por 3 veces mayor radioactividad), por la energía generada de choques de inmensos meteoritos, mayormente entre 4,4 Ga y 3,8 Ga; uno de ellos del tamaño de Marte, contra la Tierra, por el evento T-Tauris del Sol o fusión H, etc.) y por ello la litósfera era más delgada y más boyante (1% menos densidad), y las zonas de subducción (zs) eran menos pendientes, como se deduce por:

Ausencia de rocas y gemas de alta presión y bajas temperaturas como esquistos azules, eclogitas lawsoníticas (no más antiguas de 900 Ma); Ausencia de rocas como ofiolitas, aunque incompletas, pero al menos con harzburgita tectonizada del manto, no más antiguas de 2,0 Ga – 2,2 Ga;

Ausencia de gemas como los rubíes (corindón con > 1% de Cr_2O_3) no más antiguos del Neoproterozoico, y que se forman en zonas de colisión y sutura de placas tectónicas o

Ausencia de gemas como el jade de alta presión y baja temperatura de zs y que son todas las encontradas de edad del Fanerozoico (Stern, 2008).

Antes y durante el Arqueano, con una Tierra y un manto más calientes, la litósfera era más delgada y boyante (1% menos en densidad) y el regreso del material de las dorsales era conducido por *del manto* de más altas temperaturas de fusión, mayor contenido de MgO y mayor fluidez (*komatiitas*) debido a las poco pendientes zs, lo que implicaba ciclos de Wilson (CW) más cortos.

Con inversiones de densidad en los CRV (rocas más ultramáficas y máficas de mayor densidad intrusionando y cubriendo parte de la litósfera félsica ya formada), se dio origen a una tectónica vertical por el ascenso del material de corteza félsica o granitos TTG, menos densos, formando domos contra las rocas máficas y ultramáficas que se acomodaron en apretados, deprimidos y elongados sinformes de CRV, como se observa en la Provincia Pastora (y en Barberton).

La colisión de CRV's pudo ser intensa y múltiple, elevando el grado metamórfico de los CRV de la facies del esquistos verde a las facies de anfibolita y aún a la de granulita.

II. PLUMAS DEL MANTO, GRANDES PROVINCIAS ÍGNEAS Y SUPERCONTINENTES

La tectónica de placas y la expansión del fondo oceánico (*sea floor spreading*) se originan, desarrollan y mantienen por “*corrientes calientes de convección del manto*” esto es, que la tectónica de placas en la superficie es una consecuencia de la geodinámica global del gran subsistema manto-litósfera.

Plumas mantelares (PM)

Las plumas del manto (PM) han sido re-estudiadas con mayor soporte técnico que el aportado por sus descubridores (J. T. Wilson, 1963 y Morgan, 1971), sobre todo a través de sismica tomográfica, mayores trabajos en geoquímica y en especial, en isótopos, y mayor información geológica detallada, acumulada, por los excelentes trabajos de Condie

(2001, 2002, 2007, 2008, 2013, 2015, 2017) y de Ernst y Buchan (2008) y otros.

Las PM (Figura 1, Wichra *et al.*, 2001, Figura 2, Courtillot *et al.*, 2003 y Figura 3, Pirajno, 2004) son material boyante que se separa termal y composicionalmente del límite o capa de transición de la base del manto inferior con el tope del núcleo superior de la Tierra (capa “D”) y también se originan en la discontinuidad del manto inferior con el manto superior a unos 660 km de profundidad.

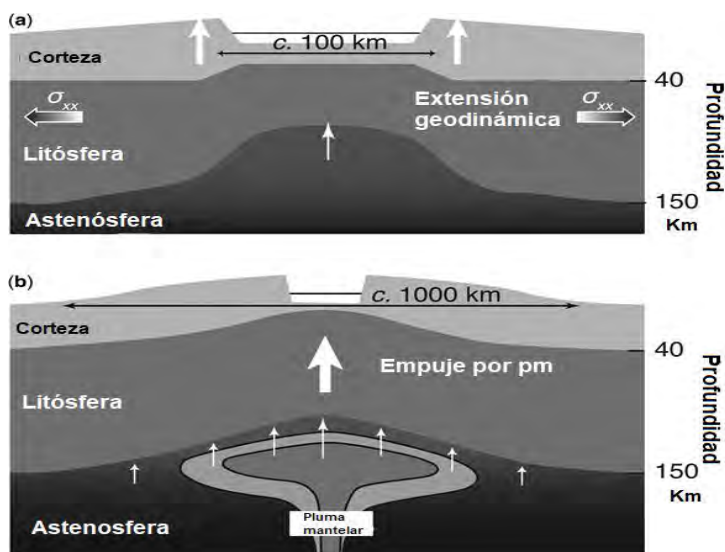


Figura 1. (a) Distensión geodinámica por ascenso de pm, y (b) Con la llegada de la pm al tope de la astenósfera, se comba la litosfera por el empuje de la pm cuya influencia es de > 1.000 km y se produce el rift final por donde se emplazarán los magmas de la pm (tomado de Wichra *et al.*, 2011)

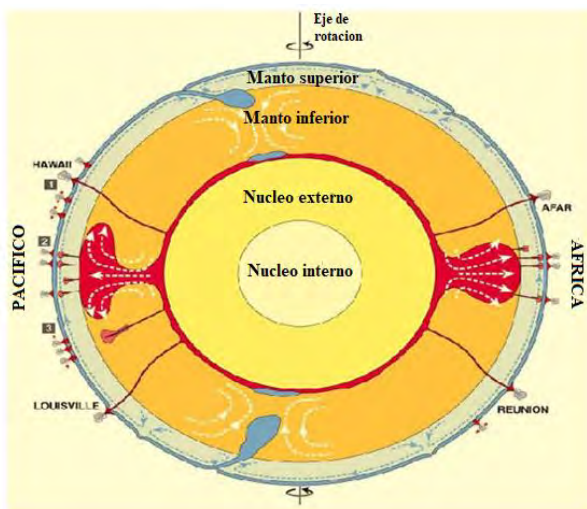


Figura 2. Superplumas y plumas manelares, originadas en la Capa “D”, que alimentan plateaux oceánicos como Ontong Java, LIP continentales como el Deccan e islas oceánicas como Hawaii (tomado de Courtillot *et al.*, 2003).



Figura 3. Recursos minerales de una pluma gigantesca de calor, debajo del volcán Olympus Mons, Marte, el mayor del sistema solar (550 km de diámetro por 28 km de alto), tomado de Pirajno, 2004).

Morgan (1971) sugirió que los flujos de basalto de las grandes provincias ígneas (GPI) como el Deccan, por ejemplo, se relacionan con las cabezas de las PM, mientras que los basaltos de islas oceánicas como Hawaii fluyen en los “hot spots” (“puntos calientes”) desde las zonas más delgadas, o sea, del cuello de la PM (Figura 4. Morgan, 1971).

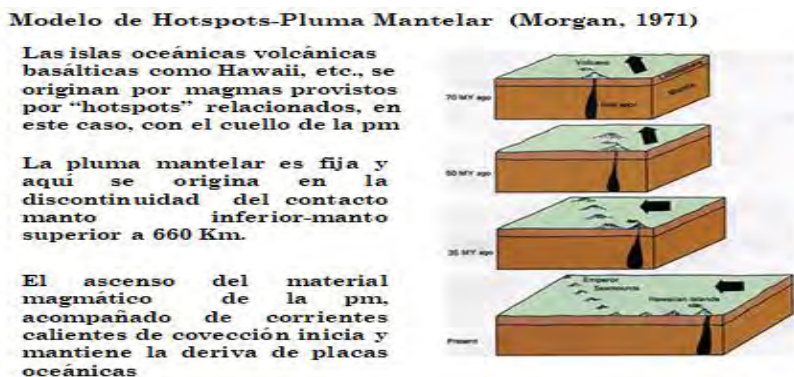


Figura 4. Modelo de “hot spots”-pluma mantelar para islas oceánicas como Hawaii (Morgan 1971).

La parte central, de elevación máxima de temperatura de una pluma mantelar se localiza o coincide con el foco principal de un enjambre de diques máficos (Condie, 2007) y/o la distribución de komatiitas y basaltos picriticos (1550-1650 °C). La presencia de rocas con altos contenidos de MgO como komatiitas y picritas se considera diagnóstica de PM (Campbell, 2005) y se interpretan formadas en las partes centrales y de más altas temperaturas de las PM, abundantes en GPI como en basaltos del Deccan, Provincia Nor Atlántica, Paraná-Etendeka, Karroo-Ferrar, en plateaux oceánicos como en la isla Gorgona del Evento Caribe, en islas oceánicas como Hawaii y en CRV's del Arqueano. En adición a ello, algunas carbonatitas y kimberlitas pueden estar relacionadas con eventos de plumas mantelares.

Las PM no contaminadas dan lugar a rocas basálticas con modelos planos de fraccionamiento de REEs o LREEs enriquecidos y por anomalías negativas de Nb, Ta y Ti. Diagramas como los de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$

versus FeO^t pueden ser utilizados como guías de la profundidad y grado de fusión del material mantelar.

La presencia de Mg-perovskita (ya se llama bridgmanita) resulta particularmente útil para indicar un origen de PM porque la Mg-perovskita es una fase líquida a 24 GPa y más de 1.600-1.700 °C. La fusión de Mg-perovskita puede ser reconocida por anomalías positivas de Nb-Ta, Zr, Hf y La/Yb(n) < 1 (Ernst & Buchanan, 2003)

Las plumas del manto son reconocidas por:

El levantamiento dómico (de hasta 1.000 m), con radios de 200 a 400 km, desde la base de la litósfera;

El triple *rifting* 3R y

Especialmente por la presencia de grandes provincias ígneas, predominando en el Fanerozoico basaltos de grandes llanuras de flujo en áreas continentales (Basaltos del Deccan, Trapps de Siberia, por ejemplo) y *plateaux* oceánicos en áreas de corteza oceánica (por ejemplo, el Plateaux Oceánico de Ontong-Java, con 40 millones de m^3 de lavas máficas y ultramáficas, que es el mayor plateau oceánico del mundo), y de magmas máficos de islas, de llanuras oceánicas como Hawaii, la meseta oceánica del Caribe, etc.

Los magmas de las GPI están relacionados con superplumas (derivadas de la capa “D”) como el plateau máfico-ultramáfico gigantesco de Ontong-Java, o la GPI continental del Deccan o GPI de islas oceánicas como Hawaii, que presentan relaciones isotópicas diferentes de los basaltos de las dorsales centrooceánicas o *mid oceanic ridges* (Figura 5. Ritter *et al.*, 2007).

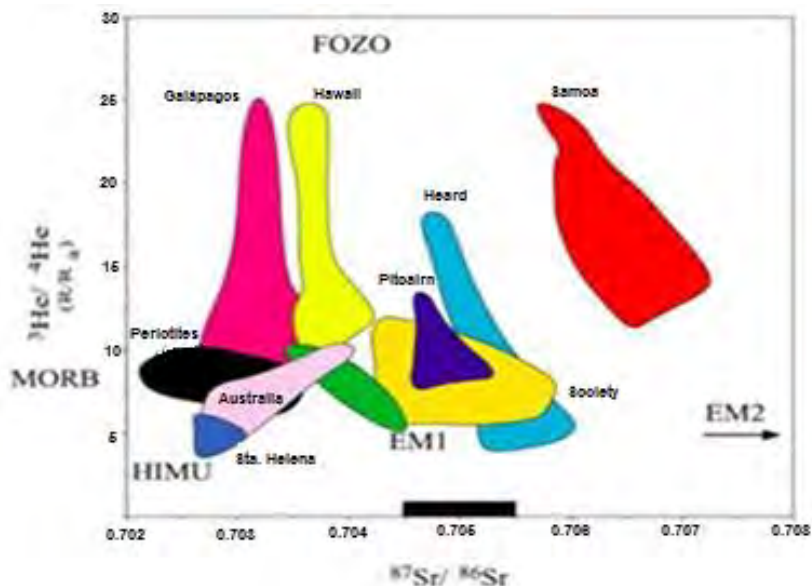


Figura 5. Relaciones de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus $^3\text{He}/^4\text{He}$ de islas oceánicas, comparados con valores de basaltos oceánicos tipos MORB, HIMU, EM1 y EM2 (tomado de Ritter *et al.*, 2007).

Grandes Provincias Ígneas (GPI)

Una GPI se define (Scott & Ernst, 2008) como “provincia magmática que cubre un área $> 100.000 \text{ km}^2$ y un volumen $> 100.000 \text{ m}^3$ de rocas mayormente máficas y un máximo de intervalo de vida de 50 Ma”, aunque la mayoría de las GPI se emplazan, a razón de 8 a $2 \text{ km}^3/\text{año}$, por ejemplo: en la GPI del Deccan y hasta a 0,1 a $0,9 \text{ km}^3/\text{año}$ de la GPI de los basaltos del Río Columbia-emplazados en tan solo 5 a 10 Ma.

Para Abbott & Isley (2002) los grandes flujos de basaltos continentales u oceánicos constituyen una GPI cuando cubren $> 410.000 \text{ km}^2$ y su alimentación se produjo desde la parte intermedia por diques y sills de no más de 70,4 km de diámetros totales (raíz cuadrada de 410.000 km^2). Los magmas erupcionados por una sola superpluma mantelar del

Arqueano o del Proterozoico cubrieron 10 veces más área de la superficie terrestre que la superpluma mantelar más importante del Fanerozoico.

Se reconocen cuatro tipos generales de GPI:

- GPI de plateaux oceánicos como el de Ontong Java y el de Kerguelen,
- GPI de márgenes pasivas volcánicas, como Paraná-Etendeka
- GPI de cadenas de islas oceánicas basálticas como Hawaïi y
- GPI de flujos de basaltos continentales como el de Deccan, etc.

Durante cada cierre oceánico la mayoría de las rocas de las GPI, plateaux e islas oceánicas son deformadas, fragmentadas y subductadas de regreso al manto por lo cual quedan pocos remanentes de GPI más antiguos de 180-200 Ma (duración del Ciclo de Wilson (CW)).

El espesor de las GPI varía de 30 a 40 km en la parte central y se adelgazan de 15 a 20 km hacia las periferias. Se distinguen del tope a la base tres grandes zonas en este espesor (Ernst *et al.*, 2005):

Zona Superior, extrusiva, de miles de km de largo y de ancho con hasta 10 km de espesor, predominando los basaltos de flujo como Paraná, Deccan, etc. y localmente diferenciados félsicos riolíticos a graníticos anorogénicos tipo “A”. La erosión suele remover en gran medida esta parte superior de las GPI de edades Paleozoico Temprano a Arqueano. Las GPI del Fanerozooico se muestran en la Figura 6. (Bryan & Ferrari, 2013).

Zona intermedia o de bombeo magmático de la PM a través de diques y sills de rocas volcánicas e hipoabisales de intrusiones máficas-ultramáficas hacia la base de esa zona intermedia. Grandes enjambres de diques máficos diabásico-gabroides son las partes aflorantes de las GPI de edad mayormente Neoproterozoico a Mesoproterozoico, como por ejemplo los enjambres de diques de Mackenzie, Canadá, de 1,27 Ga, y también complejos máficos-ultramáficos estratiformes como el Complejo de Bushveld de 2,0 Ga de Sur África.

Zona inferior de una GPI, rara vez está expuesta y se infiere por sísmica (ondas P a 7,2-7,6 km/seg) hacia la base de la corteza, formada por rocas gabroides y charnockíticas con intrusiones máficas-ultramáficas estratificadas. Los CRV del Arqueano y Paleoproterozoico con abundantes komatiitas y basaltos toleiíticos komatiíticos son los representantes de esta parte, como por ejemplo el CRV de Barbeton, 3,5-3.2 Ga. de Sudáfrica.

En el Arqueano se relacionan las GPI y PM con las komatiitas y los basaltos komatiíticos de plateaux de los CRV de Barberton, Sudáfrica;

los basaltos de los CRV de Yilgarn, Australia, etc., Los eventos de superplumas duran casi igual en el Arqueano que en el Cenozoico (12 ± 3 Ma).

Hacia 2.705 Ma un gran evento superpluma, komatiítico universal, se registró en casi todos los terrenos de edad Arqueano, pero con mayor intensidad en lo que es hoy Sudáfrica (Barbeton, Zinwabwe, etc.), centro de Canadá, Brasil (Minas Gerais) y Australia siendo el mayor aporte de oro (más del 70% del total descubierto hasta el presente) del manto a la corteza del planeta Tierra, principalmente en menas primarias de CRV's de Zinwabwe, Barbeton, etc. de Sudáfrica; en Yilgarn Cratón con CRV con el oro del Eastern Golfield, y menas secundarias (sedimentarias clásticas-hidrotermales) de oro como Witwatersrand de Sudáfrica. Tal evento mundial komatiítico pudo estar relacionado con un gigantesco impacto meteorítico (Arndt, 2003).

En el Paleoproterozoico de 2,2 Ga – 2,1 Ga se reportan GPI, entre otras, en el Cratón Occidental de África; el Gran Dique de Zimbabwe de 1,9 Ga (similar al Gran Dique de El Cácaro intrusivo en rocas volcánicas de Caicara, del EG), el Complejo Máfico-Ultramáfico de Bushveld de 2,0 Ga de Sur África, etc. Entre 1,9 Ga a 1,7 Ga hubo suficientes e importantes eventos de superplumas como para cubrir con magmas mantelares todo el planeta Tierra.

Komatiitas

Komatiíta es una roca ultramáfica volcánica extrusiva, en flujos de lavas/volcanoclásticas con frecuente textura spinifex y más de 18% de MgO. La textura spinifex (preferente con MgO de 25 a 28%) y cumulos (con MgO de 34 a 37%) se presentan en komatiitas enriquecidas en Pt y Pd relativo a Os e Ir, con relaciones acondriticas de $Pt/Os = 2,5 \pm 0,4$ y $Os/Ir = 0,98 \pm 0,06$ (Nna-Mvondo y Martínez-Frías, 2006). Las komatiitas volcanoclásticas (tobas, lapilli, etc.) se localizan con cherts entre flujos de lavas komatiíticos en el CRV de Barbeton. Las picritas son similares a las komatiitas, pero no presentan textura spinifex y su contenido de MgO es menor ($>14\%$ pero $< 18\%$).

Se distinguen según su composición química en elementos mayores y traza tres tipos generales de komatiitas: tipo Barberton (3.5 Ga) en Al_2O_3 , tipo Munro (2.7 Ga) no empobrecidas en Al_2O_3 y komatiitas ricas en Al_2O_3 .

Sin embargo, el CRV de Barberton (Stielger *et al* 2010) en una misma formación contiene los tres tipos de komatiitas (empobrecidas en Al, no empobrecidas en Al y enriquecidas en Al).

Herzberg & O'Hojara (1998) utilizaron el gráfico Al_2O_3 versus $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para estimar la profundidad de fusión parcial de magmas komatiíticos. Según esto los magmas del Paleoarqueano se generaron a 450-300 km (9-14 GPa) de profundidad como la mayoría de las komatiitas de Barberton formadas en el campo de estabilidad del granate, que retiene y agota el magma cristalizante en Al, Cr, Sc, V, Zr y Hg; mientras que los magmas komatiíticos del Neoarqueano y Paleoproterozoico, tipo Munro, se originaron a 150-200 km (5-6,5 GPa) y ya no están agotados en los elementos que retiene el granate, y en las komatiitas cretácicas de la Isla Gorgona (89 Ma), Colombia; el magma komatiítico se produjo a 100-130 km (3-4 GPa) de profundidad.

La declinación en volumen de komatiitas y de su alto contenido de MgO en el tiempo (Paleoarqueano con komatiitas empobrecidas en Al de Barberton a komatiitas no empobrecidas en Al de Munro, del Neoarqueano al Paleoproterozoico, al Cretácico en Gorgona), concuerda con un secular y progresivo enfriamiento del manto, ya que las komatiitas empobrecidas en Al requieren fuentes de altas temperaturas que solo existieron hace unos 3.800 a 3.200 Ma (Nisbet *et al.*, 1993). Solo los tipos de komatiitas no empobrecidas en Al y enriquecidas en Al se produjeron a más bajas temperaturas en el Proterozoico con un manto mucho menos caliente que en el Arqueano.

El magma komatiítico con granate presente se agota en Al y otros elementos mencionados más arriba, pero retiene y se enriquece en elementos calcófilos (incluyendo Fe, Co, Ni, Au, Tl, Bi y PGEs). Cuando el magma komatiítico se satura en S se precipitan sulfuros en

segregaciones o depósitos (como en Kambalda, Zimbawe, Pilbara, Abitibi, etc.) y/o en forma diseminada de Ni, Cu, Au y PGE.

Por otra parte, en muchas de las GPI como Paraná, Karroo, etc. se observa una gran cantidad de riolitas, calderas riolíticas, riolitas con altos contenidos en sílice y rocas graníticas magmáticas, todas ellas de altas temperaturas (800-1.000°C) o sea que se tiene una asociación bimodal magmática, máfica y félsica, sin orden de aparición de uno u otro tipo e incluso simultáneos, por lo que ahora se usan términos como BGPI con predominio de basaltos, RGPI donde las riolitas son muy abundantes, GGPI con predominio de granitos anorogénicos tipo A, etc.

La presencia de tan grandes volúmenes de riolitas y granitos no se corresponde con el modelo de GPI de rocas máficas derivadas del manto y relacionadas a PM, ni tampoco derivadas por fraccionamiento en tan altos volúmenes. La mezcla de magmas del manto con corteza granítica enriquecida en elementos altamente incompatibles, con sello isotópico diferente al de los magmas de la PM, origina fundidos de una alta heterogeneidad isotópica y de elementos traza.

La composición en isótopos y elementos traza de lavas basálticas de “hot spots” como los de Hawaii e Islandia, por ejemplo, difieren significativamente de los basaltos de la dorsal centro-Atlántica (Figura 4) porque provienen de reservorios magmáticos mucho más profundos como corresponde a las PM (Ritter *et al.*, 2007).

Supercontinentes (SC):

Un supercontinente (SC) es el resultado del ensamblaje o agregación de varios bloques continentales o cratones en una sola masa continental.

El ciclo de los supercontinentes (Nance & Murphy, 2012) se refiere al arreglo de varios continentes unidos en una sola masa continental que permanece estable por un periodo de tiempo (en promedio unos 150 Ma) y luego se disgrega o separa en varios bloques continentales diferentes que eventualmente se unen más tarde de nuevo, con o sin bloques

diferentes adicionales, con una distribución y localización diferente a la anterior.

Las tres fases principales del ciclo de los supercontinentes son: convergencia, colisión y distensión, cada una de las cuales está asociada a ciertos tipos de depósitos minerales (Groves *et al.*, 2005). De allí que:

Las márgenes convergentes son muy fértiles en depósitos minerales, tales como los de oro orogénico, pórfidos de Cu-Au.

En ambientes tectónicos de colisión de placas o bloques se tienen depósitos minerales tales como los de uranio de discordancias, depósitos de Sn-W, etc.; y

En ambientes distensionales se tienen depósitos minerales del tipo VMS (sulfuros masivos vulcanogénicos), IOCG (depósitos tipo Olympic Dam) y de Pb-Zn tipo Valle del Mississippi.

Los depósitos minerales de rifts neoarqueanos como los de Ni-Cu-PGE y diamantes, no pertenecen al ciclo de los supercontinentes y ocurren en cratones muy estables y protegidos de la erosión.

De acuerdo con Rogers & Santos (2004) los supercontinentes se han ensamblado y disgregado disruptado varias veces en el pasado geológico y la posición exacta de cada continente solo se puede asegurar desde el presente al Jurásico, pero para su localización más allá de los 200 Ma no se puede asegurar la posición de cada uno.

Los principales supercontinentes de la Tierra fueron los siguientes (Figura 7):

Ur (3,6-3,4 Ga) Vaalbará (3,2 Ga- 3,0 Ga).

Kenorland (2,7 Ga).

Atlántica (2,1-1,9 Ga) - Nuna/Columbia (1,8-1,6 Ga).

Rodinia (1,2-1,0 Ga).

Pannotia (600-550 Ma).

Gondwana (650-550 Ma) y

Pangea (350-200 Ga).

Entre 1,3 Ga-1,2 Ga los bloques de Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza-Roraima y Garzón-Jari-Falsino-Mitú-Atabapo, colisionaron durante la orogenia Orinoquense (= Grenville de Norte América) formando parte del *Supercontinente Rodinia* (SR).

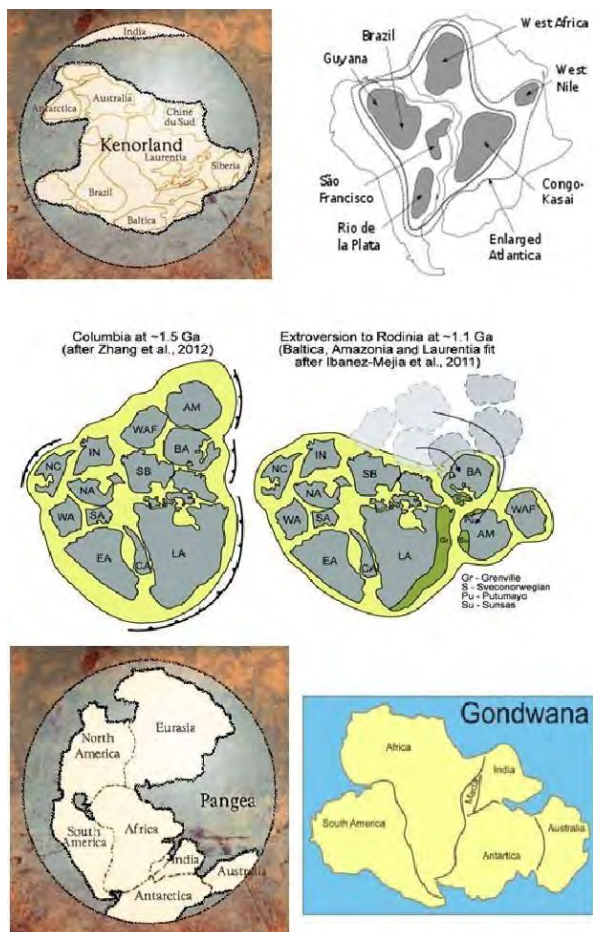


Figura 7. Principales Supercontinentes en la Historia del Planeta Tierra (Mendoza 2012). Au en CRV de Pastora (Distrito Au El Callao, etc.) y de Botanamo-km 88 (Dto. El Foco-Las Cristinas/Brisas).

Entre 0,8 Ga – 0,6 Ga, otra pluma mantelar disgregó con rifting el SR y las kimberlitas eclogíticas diamantíferas de Guaniamo de 710 Ma intrusieron en la Provincia de Cuchivero, las cuales se emplazaron muy cerca en la extensión de la paleosutura Guri desplazada por la Falla de Cabruta. La perturbada Rodinia (supercontinente Pannotia-Gonwana) chocó (275 Ma) al norte con el continente Laurentia cerrando el Océano Iapetus, formándose el supercontinente Pangea (SP. Figura 7).

El supercontinente Gondwana, que se formó en el Neoproterozoico-Cámbrico Temprano, se unió a Laurentia en el Carbonífero para formar la Pangea que inició su fragmentación en el Mesozoico. La disgregación de la Pangea se efectuó progresivamente en el tiempo así:

En el Triásico la Pangea sufrió *rifting* pasivo que originó la formación del Océano Atlántico Central

En el Jurásico Temprano se abrió totalmente el Océano Atlántico y se emplazó la GPI de Karoo-Ferrar y se inició el Océano Indico.

En el Cretácico Temprano (135 Ma) una superpluma dio origen a la GPI de Paraná-Etendeka y condiciones anóxicas marinas muy favorables para la formación de gigantescos volúmenes de hidrocarburos.

Se estima que en el futuro muy lejano se vuelva a desarrollar un supercontinente, y según diferentes teorías serían Pangea Última (Actual) y Amasia (-250 Ma).

Recursos Minerales en las GPI:

Las GPI contienen quizás los reservorios más importantes de energía y recursos minerales del Planeta Tierra derivados del manto a la corteza.

Zhang *et al.* (2008) basados en estudios isotópicos de 2.486 muestras de 10 GPI pudieron definir, caracterizar y separar aquellas GPI “fértiles” de las GPI “estériles” en mineralizaciones.

GPI “fértiles”: Bushveld, Siberia, Midcontinental Rift de Norteamérica, Emei Mountains y Karoo.

La mayoría de estas GPI fértiles se localizan hacia los bordes de bloques cratónicos de edad Arqueano-Paleoproterozoico (2,6-2,4 Ga) y se derivan de superplumas mantelares originadas en la capa “D” y sus magmas; durante su ascenso por boyancia, han sufrido reacciones, contaminaciones y asimilaciones con el manto litosférico superior con características geoquímicas de basaltos tipo EM1.

Las GPI “fértiles” se caracterizan por tener:

Altos valores de MgO (> 14 peso %), Ni, Os ($> 0,02$ -10 ppb), elementos incompatibles (K, P, Ba, Sr, Pb, Th, Nb, REEs), de Ba/Th, Ba/Nb, y K/Ti.

Bajos valores de Al_2O_3 y Na_2O ; Re/Os (< 10)

Trends de Sr-Nd-Pb intermedios entre magmas de PM agotados y basaltos del manto superior EM1. Los sulfuros del manto superior-corteza inferior precámbrico enriquecidos en Ni-Cu-PGEs pueden ser las fuentes principales mineralizantes de estas GPI “fértiles”.

Un resumen de estas 5 GPI fértiles es como sigue:

La GPI fértil de Siberia pantanosa (249-253 Ma) contiene los depósitos de Ni-PGE de Norisl'sk ($15 \times 2 \times 0.2$ km³) que *es el mayor depósito de Ni mundial (25% de las reservas mundiales)*.

La GPI del Mesoproterozoico (1,1-1,8 Ga) del medio del Continente de Norteamérica, con importantes depósitos de Cu-Ag de Keweenaw.

La GPI fértil de los montes Emei (260 Ma) es intrusivo en el cratón de Yangze del Sur de China, cubre unos 500.000 km² con basaltos de flujo y complejos máficos-ultramáficos estratificados que contienen dos tipos de mineralizaciones importantes: 1) depósitos de magnetita rica en V-Ti

localizadas en intrusiones gabroides y 2) depósitos de Ni-Cu-PGE en los complejos máficos-ultramáficos.

Las GPI fértiles de Karroo (Sur África-Antártida) de 184-174 Ma y cubriendo una gigantesca superficie (> 3 millones de km^2) son intrusivas en rocas cratónicas del Kaapvall (SA) y del cratón Grunehogna de Antártida. Las lavas máficas de Lesotho se componen de muchos sills que totalizan 1.200m de espesor conteniendo depósitos de Ni-Cu-PGE.

La GPI fértil del Complejo máfico-ultramáfico estratificado de Bushveld (Sur África) el mayor del planeta Tierra (300 km de largo x 200 a 300 km de ancho x 10 km de espesor) de cerca de 2,0 Ga, contiene las mayores reservas mundiales (50%) de PGE, principalmente en el Merensky Reef, la capa UG-2, y también las mayores reservas mundiales de Cr y V, más importantes reservas de Ti, Ni-Cu y otros metales.

Las GPI “estériles” son:

Deccan, Kerguelen, Ontong-Java, Paraná y Ferrar, se emplazaron en terrenos continentales y oceánicos de diferente edad, pero no precámbricos. Estas GPI estériles se caracterizan por: a) Bajos contenidos de MgO, Ni, Os (< 0.02 ppb) y b) Altos valores de Re/Os (10 a > 200), Rb, Ba.

Variaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb entre magmas de PM y magmas basálticos tipo EM2, lo que implica fuentes recicladas profundas y/o contaminación con la corteza inferior “estéril”.

Entre los Depósitos Minerales gigantes y mejor conocidos en las GPI (Ernst & Junitt 2013) se mencionan los siguientes:

1. GPI asociados al tipo continental:

BIFs (formaciones bandeadas de Fe) de Hamersley Australia, Cerro Bolívar etc.

Superprovincia Mineral de Dos Carajas, Brasil (1. CRV-TTG Río María depósitos de oro orogénico; 2.-Rift Arqueano o Provincia Mineral Carajas: 2^a- depósitos gigantes mundiales de Fe, Cu-Au, Ni-Au-PGE y 2^b. Depósitos de IOCG de Salobo, Alemão, etc., 3. Depósitos de oro en vetas de cuarzo de la Provincia Tapajós).

VMS diversas partes del mundo como Kidd Creek, etc.

Depósitos de Ni-Cu-PGE Noril'sk, Siberia (mayor depósito de Ni mundial)

Depósitos de PGE-Cr- Fe-Ti del Complejo Bushveld, Sur África (mayor depósito de Cr, V y de PGE mundial).

Depósitos de IOCG tipo Olympic Dam de Australia (mayor depósito de U mundial)

Nb-Ti-REE en Carbonatitas de Phalabora, Sur África

Diamantes en kimberlitas de Yakutsk, etc.

Ni en komatiitas de CRV de Australia

Lateritas de Al y lateritas de Ni de Dos Carajas, lateritas Al del Granito del Parguaza

Au orogénico en CRV y diabasas Eastern Golfield Australia, Barberton, etc.

Au clástico/hidrotermal en conglomerados de Witwatersrand Sudáfrica (mayor depósito de oro mundial).

2. GPI asociadas a plateaux oceánicos

Ni-Cu-PGE de Wrangellia-Au orogénico asociado a plateaux oceánicos acreados acrecidos y suturados.

II.1 ARCO MINERO DEL ORINOCO (AMO)

El AMO fue creado por Decreto Ejecutivo el 24-02-2016 como Zona Minera Estratégica. Comprende cuatro áreas que cubren el 12% de Venezuela (111.846 km²). Es un Megaproyecto paralelo a la Faja Petrolífera del Orinoco (Figura 8. Behm, 2018).

EL ÁREA 1 con 24.680 km² cubre parte de las cuencas de los ríos Parguaza, Suapure y Cuchivero. Allí se localizan importantes depósitos de bauxita (540 Mt probadas en Los Pijiguaos y > 2.000 Mt de recursos), coltan (indeterminados, > 20.000 t de recursos), diamantes en aluviones y diques kimberlíticos de Guaniamo (recursos indeterminados, pero no económicos para gran minería), estaño (asociado o no al coltán), caolín, rocas industriales y ornamentales.

EL ÁREA 2 con 17.246 km² ocupa parte de las cuencas de los ríos Caura, Nichare, Aro y Paragua. Allí se localizan las formaciones de hierro tipo Cerro Bolívar que originalmente contenían unos 2.000 Mt de mineral de hierro de alto tenor, explotados luego de la Nacionalización del Hierro en 1975 por la CVG Ferrominera Orinoco; actualmente los explota una empresa china. Además, existen recursos (cerca de 12.000 Mt) de mineral de hierro de bajo tenor, que será el futuro próximo de la explotación y concentración de mineral de hierro. Existen pocos recursos en níquel, oro y diamante y que se localizan sobre todo en los aluviones de los ríos Aro y Paragua, además se tiene una gran variedad y volúmenes de rocas industriales en toda el área.

EL ÁREA 3 con 29.730 km² se extiende desde el río Aro hasta la Sierra Imataca. Contiene depósitos de hierro de alto tenor tipo El Pao (más de 300 Mt agotado en superficie), bauxita y caolines metalúrgicos en modestas reservas no cuantificadas, manganeso de bajo tenor de El Palmar sin determinación de reservas ni recursos siquiera, oro desde Carichapo hasta el Callao con recursos de oro en cuarzo de veta tipo minas El Callao, Colombia, Laguna, Chile, etc. de > 2.000 t de oro.

EL ÁREA 4 con 40.149 km² se extiende al sur del Área 3 hasta los límites del Parque Nacional Canaima. Es el Área del oro. En el km 88

entre los depósitos de Las Cristinas y Brisas del Cuyuní se han perforado más de 800.000m para reservas en los primeros 500m de profundidad y a precios del oro actual > 40 MOz de Oro y > 0.10% de Cobre. A los 1.000-1.200m los recursos minables deben estar de > 60 MOz de oro y > 0.12% de cobre siendo el depósito de mayores recursos en oro de Suramérica. Otros recursos no cuantificados son caolín, zinc, platinoides, níquel y cromo.

En Guayana existen cinco tipos de Áreas Naturales Bajo Administración Especial (ABRAE): parques nacionales, monumentos nacionales, zonas protegidas, áreas boscosas y reservas forestales estando estas dos últimas ABRAE en conflicto con el AMO, ya que el mismo abarca 20% de áreas boscosas y hasta el presente las explotaciones del Arco Minero del Orinoco han afectado muy amplia e intensamente estas ABRAE, no asegurando hasta ahora la sostenibilidad ambiental a las futuras generaciones.

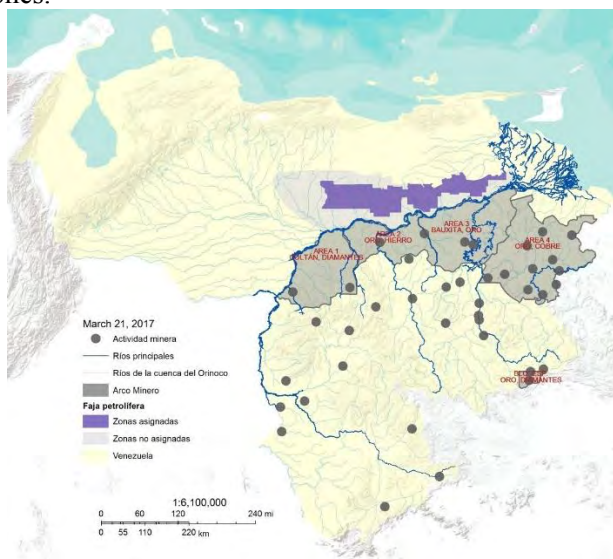


Figura 8. Mapa esquemático de Venezuela mostrando las cuatro áreas del Arco Minero del Orinoco, la Faja Petrolífera del Orinoco (color violeta) y localizaciones de explotaciones mineras (círculos en negro) la mayoría ilegales. Tomado de Behm (2018).

III. PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA: EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOLÓGICAS.

III.1 IMATAKA: LA PROVINCIA DEL HIERRO: 3,4 Ga – 2,6 Ga.

Imataka (Figura 9. Hackley *et al.*, 2005) representa microcontinentes o terrenos colisionados, suturados múltiples, (Figura 10. Ascanio, 1975) granulíticos y charnockíticos (facies granulita de dos piroxenos), anfibolitas y migmatitas (sub-facies granate almandino-cordierita) que formaron un superterreno (Pimentel *et al.*, 2000) bajo las orogenias Guriense (3,7 Ga-3,4 Ga) (Montgomery, 1979) y Aroensis (2,8 Ga-2,6 Ga), que originaron el continente Imataka más viejo, que formó parte del supercontinente de Kenorland (2,6 Ga-2,5 Ga), siendo la edad de granulitización de 2,65 a 2,67 Ga (Figura 11, según Teixeira *et al.*, 2000), y registrando al menos dos eventos de plumas calientes mantelares con los depósitos más antiguos (3,2 Ga – 2,8 Ga) de BIF El Pao (= tipo Algoma) con anortositas, rocas ultramáficas o komatiitas metamorfizadas a facies granulita, y el BIF más joven de 2,7 Ga – 2,5 Ga de depósitos en el Cerro Bolívar (Ruckmick, 1963), etc. (tipo Dos Carajas, o Lago Superior modificado) asociados a rocas metamórficas en facies anfibolita (Figura 12. Wang *et al.*, 2016).

Magmatismos máfico-ultramáficos de 2,6 Ga a 2,4 Ga culminaron con las depositaciones gigantes de Fe en océanos anóxicos cuando los flujos hidrotermales con altos contenidos de Fe consumieron el poco oxígeno de los océanos y el Fe fue transportado y depositado a distancia de los focos hidrotermales constituyendo los enormes depósitos de Fe tipo Lago Superior de USA-Canadá, Sudáfrica, Australia, Brasil, Rusia, Ucrania, India y Venezuela, bajos condiciones reductoras que fueron cambiando a oxidantes por la creciente acción de cianobacterias hasta alcanzar el GOE (*Great Oxidation Event*) hacia 2,4 Ga.

Las BIFs fueron decreciendo en el tiempo hasta desaparecer hacia 1,85 Ga, con gran abundancia de O₂ a la atmósfera reapareciendo de nuevo en la segunda gran glaciación mundial (tipo Rapitan, en el *Snowball Earth Event*). En resumen (Bekker *et al.*, 2010) las formaciones BIF,

GIF, y VMS exhalativos volcánicos, envuelven una combinación de factores de PM, calor del manto, ambientes tectónicos, condiciones superficiales redox, a través de la evolución, del calor y estados de oxidación, de la historia del planeta Tierra.

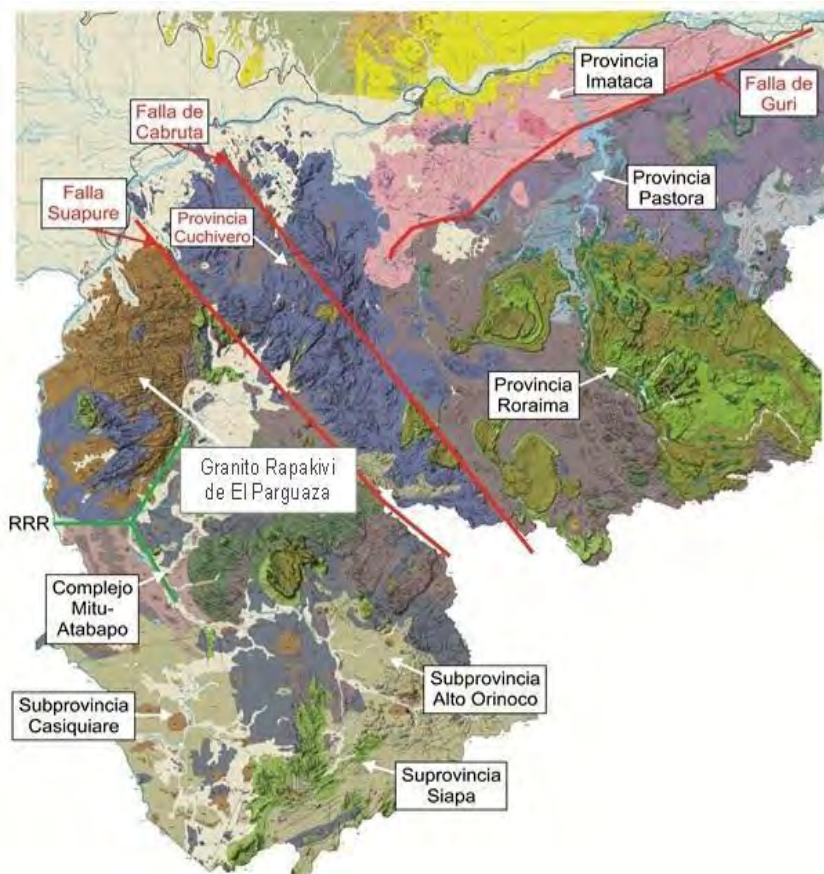


Figura 9. Mapa Geológico en alto relieve SRTM del Escudo de Guayana (modificado de Hackley *et al.*, 2005)

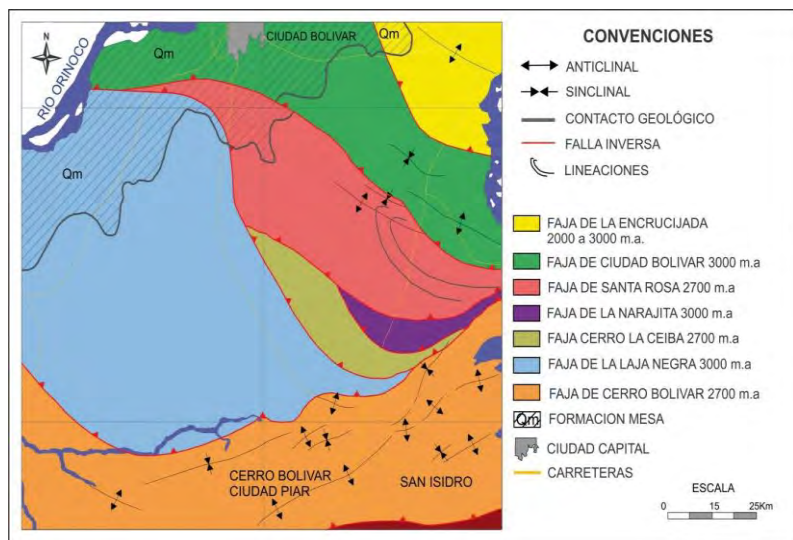


Figura 10. Mapa esquemático del Complejo Imataca en los alrededores de cerro Bolívar mostrando las diferentes Fajas Tectónicas, separadas entre sí por fallas tipo corrimiento (Tomado de Ascanio, 1975).



Figura 11. Edades radiométricas Sm-Nd de rocas del Complejo Imataca. (Tomado de Teixeira *et al.*, 2000)

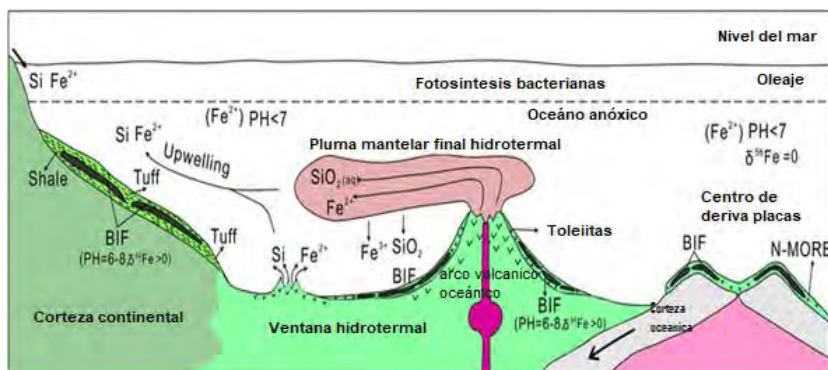


Figura 12. Formación de BIF tipo Algoma en el Neoarqueano derivados de magmas mantelares (color violeta), con exhalaciones muy ricas en Fe y SiO₂ en ambientes de arcos y plateaux oceánicos en mares anóxicos (tomado de Wang *et al.*, 2016).

Isley y Abbott (1999) distinguieron tres eventos de superplumas donde coinciden en el tiempo komatiitas de CRV con BIF:

1er Evento de superplumas con BIF 2,75 Ga a 2,70 Ga.

Alrededor del 25% de BIF mundiales se depositaron en este evento. BIF tipo Algoma de este evento son los depósitos de Fe de Pilbara, Yilgarn, El Pao (Venezuela). Las BIF tipo Algoma de extensiones (< 10 km) y espesores (< 100 m) menores en su mayoría se formaron en plateaux oceánicos e islas oceánicas, en conexión con hidrotermalismo de volcanismo máficos y secuencias máficas-ultramáficas estratificadas en ambientes ricos en Fe y pobres en O₂. Las BIF tipo Lago Superior se formaron en márgenes marinas transgresivas poco profundas, pasivas tipo Atlántico, más oxigenadas.

2do. Evento superpluma de 2,50 Ga-2,40 Ga, con una depositación del 11% al 15% mundial de todas las BIF, depósitos de Fe tipo Lago Superior de Hamersley, Supergrupo Transvaal de Sudáfrica, Supergrupo Mina Gerais de Brasil, Krivoy Rog y Supergrupo Kurst de Rusia y Dos Carajas y Cerro Bolívar.

3er. Evento superpluma mantelar de 2,25 Ga-2,20 Ga, con 5% a 15% del total mundial de BIFs tipo Lago Superior como las BIF y Mn del Kalahari, Suráfrica, Gorumashisani BIF de India etc.

Existe una correlación del 99% entre la edad de eventos superplumas, komatiitas y BIF entre 1.600 Ma a 3.800 Ma con el máximo hacia 2.700 Ma edad del gran súper evento komatiítico de pluma mantelar universal.

El volcanismo máfico y máfico-ultramáfico de las plumas mantelares en el Neoarqueano a Paleoproterozoico, promovió depositaciones de BIF por un gran incremento en el flujo de Fe en los océanos mundiales de esos tiempos, a través de procesos agresivos erosivos y/o de procesos hidrotermales submarinos, incrementados por los paleoambientes de las PM ricas hidrotermalmente en Fe, inducidas en plateaux oceánicos, en islas oceánicas y rifts intracratónicos con nacientes de nuevos océanos propicios a la deposición de BIF.

Eventos submarinos magmáticos relacionados con PM durante la producción de corteza del SK fueron los responsables para la formación de los BIF tipo Algoma, caracterizado por mineral magnetítico y hematítico grueso tipo pellas naturales con bajos contenidos de P, como los depósitos de BIF (“banded iron formations”= formaciones bandeadas de hierro) tipo El Pao, Las Grullas, etc.

Millones de toneladas de itabiritas o mineral de bajo tenor como los depósitos de Cerro Bolívar, San Isidro, Los Barrancos, etc. son hematíticos, de grano fino y medio, con alto contenido en P (reservas remanentes: 600 Mt de alto tenor, > 55% Fe y 13.000 Mt., de bajo tenor 35%-50% Fe).

Terrenos granulíticos como el Complejo Imataca (CI) contienen unos pocos tipos de recursos minerales (Fe, Cu, Ni) porque estas rocas fueron soterradas a gran profundidad, altas condiciones de P-T, y condiciones de deshidratación y/o alcanzaron la facie granulítica por repetidas colisiones y deshidrataciones durante suturamientos de microterrenos.

Por el contrario, los CRV de edades equivalentes a las del CI, pero de metamorfismo más bajo, FEV, que contienen komatiitas y basaltos komatiíticos derivados de una PM junto con tholeiitas y rocas volcánicas calco-alcalin, se conservan en la mayoría de los cratones del Neoarqueano y están bien mineralizadas.

Diabasas (como Casa Verde, al norte de Cerro Bolívar; Sabaneta al oeste de Upata y otras) intrusivas en el CI, son de edad Mesozoico y pertenecen a la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP) relacionadas con la disgregación del Supercontinente Pangea (180 Ma - 200 Ma) promovida por súper-PM de esa edad aproximadamente.

La evolución geológica del CI registra varios eventos de plumas mantelares y cinco de supercontinentes:

A 3,4 Ga: BIF tipo Algoma de El Pao, relacionado a PM

A 2,8 Ga-2,7 Ga: BIF tipo Lago Superior o Dos Carajas de Cerro Bolívar etc., relacionados a PM

2,7 Ga-2,6 Ga: facies granulítica de dos piroxenos del CI y adición del CI al Supercontinente Kenorland.

2,5 Ga–2,4 Ga: Superpluma mantelar que indujo la disgregación del Supercontinente Kenorland, del CI con borde de falla o rift de disrupción de Guri. 2,3 Ga-2,1 Ga formación de los cinturones de rocas vedes (CRV) de Pastora (basaltos komatiíticos y basaltoandesitas altas en MgO y FeO) en islas y plateaux oceánicos asociados a PM, y de Botanamo (grauvacas y rocas volcánicas calco-alcalin) de arcos de islas.

2,1 Ga-2,0 Ga: Colisión de los CRV de Pastora y Botanamo y de su basamento TTGs Complejo Supamo (Sutura Río Marwani) y contra el CI (sutura Guri) pasando a formar parte el CI + Pastora del Supercontinente Atlántica.

1,9 Ga-1,8 Ga: Arcos volcánicos, post-colisionales, de Cuchivero y sus granitos comagmáticos calco-alcalin post-colisionales de Santa

Rosalía y equivalentes, relacionados a *rifting* de corteza inferior (GPIF) y PM.

1,8 Ga-1,7 Ga: Colisión de rocas de Cuchivero contra CI+Pastora (Frente tectónico Río Caura), formando parte del Supercontinente Columbia/Nuna.

1,6 Ga-1,4 Ga Disrupción del SC por adelgazamiento de la corteza inferior, sistema de *rifting* y ascenso de superpluma mantelar.

1,55-1,40 Ga: Formación de los granitos rapakivis de El Parguaza y asociación ACMG a partir de magma híbrido, manto superior ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de 0,701)-corteza inferior granulítica y/o granodioritas y dioritas, (Z Nd = -2,4 y Z Hf -3,9 a -4,8) con fuerte fraccionamiento de *trend* anhidro (*trend* de Fenner), tholeiítico (alto en FeO, baja fO₂) emplazamiento epizonal a volcánico tipo hongo de los domos anortosíticos y muy enriquecidos en K, Fe, Mg, F, Ga. Pb, Zn, Li y productos tardíos albiticos alaskíticos y pegmatíticos y brechas hidrotermales muy mineralizados (coltán, estaño; depósitos tipo Olympic Dam, y depósitos supergénicos de bauxitas). Gran Provincia Ígnea Granitos tipo A Parguaza-Surucucú-Mucajaí (GPIG).

1,2 Ga-1,0 Ga: Suturación del bloque Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza contra el bloque Jari-Falsino-Mitú-Atabapo, formando parte del nuevo Supercontinente Rodinia (SR). La zona de choque o Cinturón Grenville u Orinoquia desarrolló granulitas y anortositas muy ricas en titanio (la mitad de los recursos de titanio mundial), pseudotaquilas, pegmatitas y aplitas estériles.

Las anortositas, como las de Santa Marta, Colombia, señalan la zona de sutura, así como las pseudotaquilas la sutura Falla de Guri.

0.8 Ga-0.6 Ga: disgregación del SR. Las fallas de Guri y Cabruta (Figura 33) se reactivan e interceptan cerca de Guaniamo. Actividad de PM facilita el ascenso de magma kimberlítico (diamantes eclogíticos en Guaniamo). A 42 km de profundidad se localiza en Guaniamo el Moho

no distinguiéndose densidades de rocas granulíticas del CI de rocas del manto más superior.

0.2 Ga: disgregación del Supercontinente Pangea. Emplazamientos de sills y diques máficos, PMs, y reactivación última de la Falla de Guri que actúa como falla de transformación en el medio del Atlántico y como falla transcurrente en el continente.

III.2 PASTORA, LA PROVINCIA DEL ORO: 2,4 Ga –2,0 Ga

Continúa expansión del fondo oceánico e intensa actividad de plumas mantelares hacia 2,5 Ga-2,4 Ga causó disrupción y *rifting* del SK y en él del CI, creándose un nuevo océano, entre Guri al norte y Tacutú y Falawatra al sur, erupcionando, entre otros tipos de rocas, komatiitas, basaltos komatiíticos y basaltoandesitas de alto contenidos de Fe y Mg como parte de una PM (Velázquez, 2008) preservados en el alóctono El Callao-Florinda (Hildebrandt, 2005) y parte del terreno Cicapra, que fueron seguidas por rocas volcánicas calco alcalinas y grauvacas de arcos de islas de la Formación Caballape (CRV Botanamo) (Figura 13, Yáñez *et al.*, 2003).

El alóctono El Callao se observa en contacto de falla sobre el terreno Yuruari (lutitas carbonáceas, tobas y lavas félsicas), intrusionados por diques dacíticos de 2.131 Ma por U-Pb en circones (según Gray *et al.*, 1995). El Callao y Florinda, con el microterreno Cicapra, CRV de Pastora, fueron trasladados tectónicamente (2,3 Ga a 2,2 Ga) sobre el basamento de granitos sódicos del Complejo Supamo (CS) desde zonas oceánicas a los arcos de islas y con el CRV de Botanamo hasta el borde continental de Imataca (2,1 Ga a 2,0 Ga).

Estos dos CRV, de la *Gran Provincia Ígnea del CRV de Pastora-Barama-Mazaruni*, del arco oceánico y del arco de islas de Pastora (Menéndez, 1994) y Botanamo, respectivamente, chocaron en la zona del río Marwani (2,1 Ga., Figura 14. Salazar & Franco, 1994), y el océano Pastora se fue cerrando (2,1 Ga-2,0 Ga) y los arcos insulares colisionados (Pastora y Caballape) se suturaron finalmente contra Imataca en la zona de paleosubducción de Guri.

Durante y después del cierre del océano Pastora se formaron los yacimientos de oro orogénicos de cuarzo de veta (El Callao, Botanamo, El Dorado, etc.) y en el arco magmático los depósitos gigantes de pórfidos de Au-Cu de Brisas-Las Cristinas, etc., entre 2.060 Ma y 2.090 Ma.

Las colisiones de los CRV de Pastora y Botanamo y los granitos TTG (Trondjemitas, Tonalitas y Granodioritas) del Complejo Supamo contra el CI formaron parte del Supercontinente Atlántica (2,0 Ga).

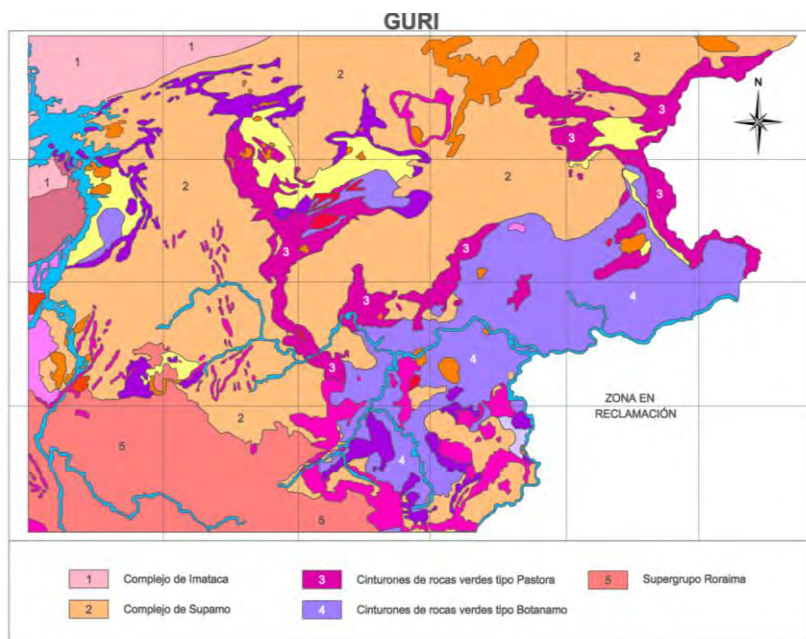


Figura 13. Cinturones de rocas verdes (CVR) y rocas graníticas TTG de la Provincia Pastora 1. Complejo Imataca 2. Complejo Supamo 3. CRV Tipo Pastora, (Menéndez, 1994). 4. CRV Tipo Botanamo 5. Rocas sedimentarias Supergrupo Roraima (Tomado de Yáñez et al, 2003)

Estas fuerzas de compresión produjeron antiformes de granitos TTG (Moreno & Mendoza, 1995) del CS contra apretados sinformes de CRV (Figura 15. Mendoza, 2000).

Como las cubiertas de rocas verdes son de mayor densidad que los granitos, aquellas empezaron a hundirse en la corteza y en respuesta de equilibrio se elevaron cúpulas o domos graníticos.

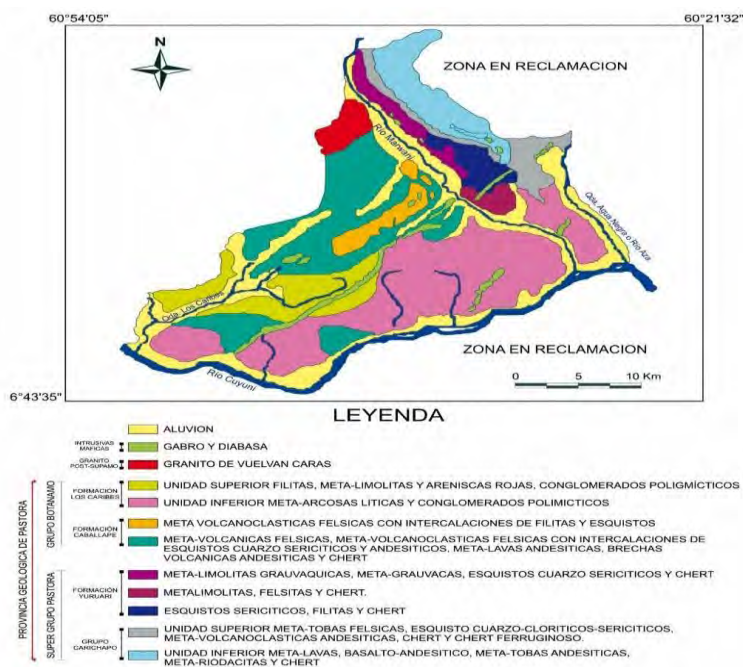


Figura 14. Geología del área del Rio Marwani donde coliden los CRV de Pastora y Botanamo (Sutura del Marwani). Tomado de Salazar & Franco (1989).

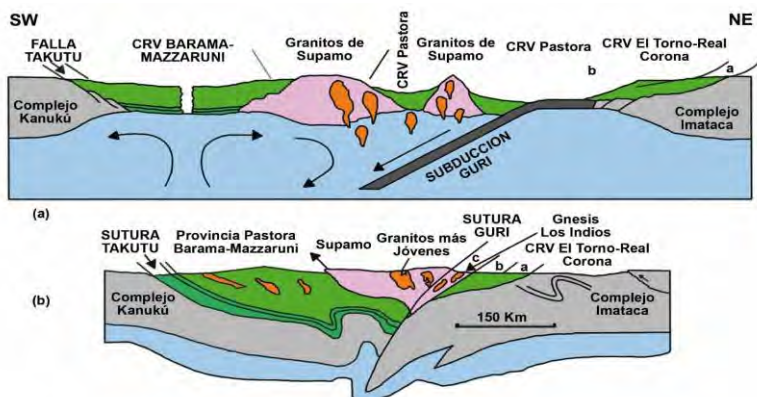


Figura 15. Secciones verticales mostrando (a). Estructuras dómicas de los granitos TTG del Complejo Supamo y los sinformes de CRV de Pastora y Botanamo y (b). Cierre del Océano Pastora contra el Continente Imataca. La zona de colisión está representada por la Falla o Sutura de Gurí, al NE y por la Falla de Takutú, al SW, del Escudo de Guayana. (Tomado de Mendoza, 2000).

También por estos efectos, frecuentemente se reconocen reactivaciones intrusivas de las rocas graníticas TTG del CS en los CRV.

Las verdaderas edades de las rocas de los CRV de Pastora y Botanamo y las edades de las rocas graníticas TTG del Complejo Supamo (Figura 16) aún no han sido bien determinadas. Se recomienda obtener edades U-Pb en baddeleyitas para las rocas máficas, U-Pb en circones no recrystalizados (SHRIMP) para rocas graníticas y para la edad de mineralizaciones Os-Re en molibdenita.

Acreción tectónica por colisión de arcos (arco oceánico Pastora y arcos de islas Caballape) contra el continente Imataca, actuando Gurí como una falla de sutura, se produjo hacia 2,1 Ga a 2,0 Ga y formaron parte del Supercontinente Atlántica.

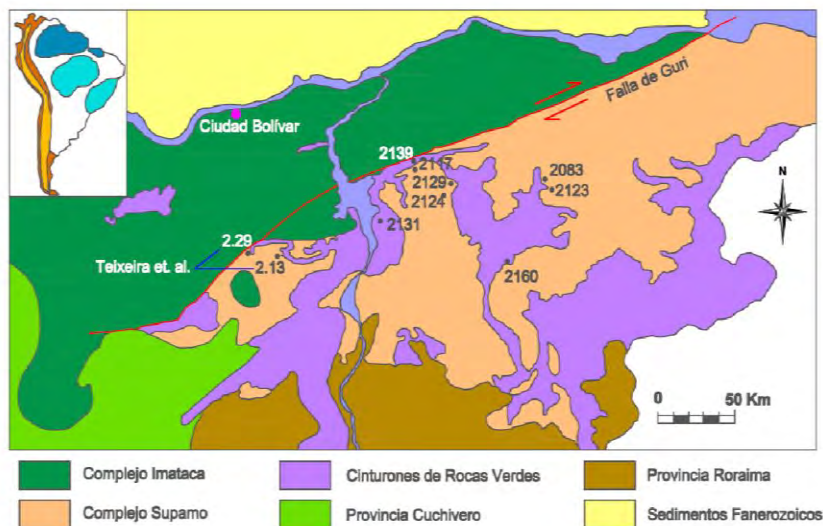


Figura 16. Mapa geológico esquemático de la provincia Pastora, mostrando la localización y valores de edades de rocas graníticas TTG del Complejo Supamo, obtenidas de Klar (1978) y Teixeira *et al* 2002 (Tomado de Aponte, 2007).

Los depósitos de oro orogénico (*ddoo*) son *sinmetamórficos tardíos* y se originan en márgenes convergentes, durante procesos de deformación en la convergencia y colisión de un océano contra un borde continental activo, durante el cual la zona de subducción es capaz de producir y liberar a la corteza superior fluidos ricos en sulfuros y oro que son captados por, o incorporados en, vetas de cuarzo ricas en carbonatos; fluidos fértiles que ascienden generalmente por fallas inversas de ángulo alto que suelen formar 10 a 30° con la dirección principal de cizalla, que frecuentemente es la dirección de sutura del cierre oceánico contra el continente en este caso la Sutura Guri.

También, aunque mucho menos abundantes y poco importantes, los *ddoo* se pueden originar durante la colisión de dos orógenos, es decir el choque de dos continentes, que suponen un océano pre-existente que se

cierra al final de la colisión, tales como los ddoo formados en Los Alpes, montes Varísticos, Apalaches y otros.

Los ddoo más antiguos (3,3 Ga a 3,2 Ga) son los ddoo de los CRV de Pilbara, Australia y los ddoo de los CRV de Barberton Sur África, aunque los más abundantes son del Neoarqueano (2,7 Ga a 2,6 Ga y del Paleo-Mesoproterozoico (2,1 Ga – 1,9 Ga) como los ddoo de la Provincia Pastora.

Importantes depósitos de oro orogénico, ddoo (Figura 17. Kerrich et al, 2000) se produjeron durante y después del cierre del océano Pastora hacia 2,1 Ga a 2,0 Ga (El Callao, Botanamo, Camorra y otras minas tipo oro de vetas cuarcíferas carbonáticas, con > 5.000t de oro) y depósitos porfídicos de Au-Cu (Las Cristinas-Brisas, y otras minas de pórfidos de oro con > 3.000t de oro) se formaron durante 2.090-2.060 Ma.

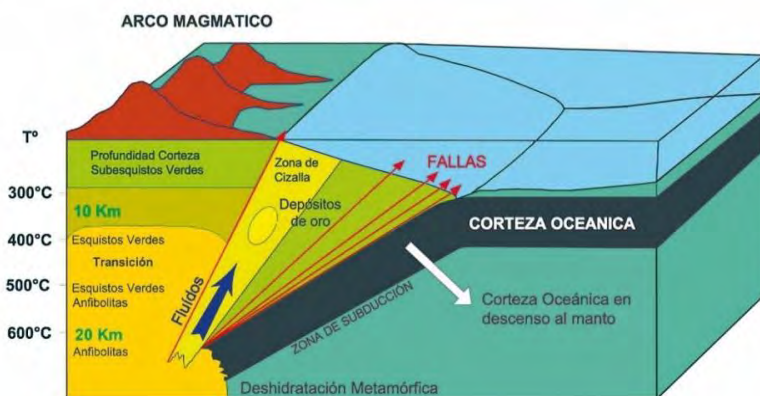


Figura 17. Sección esquemática de un complejo de subducción–prisma de acreción, mostrando el emplazamiento de los fluidos metamórficos y magmáticos a lo largo de las zonas de cizallas donde el complejo AuHS(H₂S) se desestabiliza para precipitar oro metálico a 300° C - 400° C y presión reducida (Tomado de Kerrich *et al.*, 2000).

Los CRV del Escudo de Guayana contienen importantes depósitos de vetas hipotermas de cuarzo aurífero, del subtipo de bajo contenido de

sulfuros (< 5% en promedio). Tales vetas están asociadas a zonas de cizalla y fallas y, en general, siguen cuatro tendencias estructurales:

NE tipo vetas Colombia-América de Minerven, Lo Increíble, Bochinche, Las Cristinas, y otras.

NS tipo vetas Coacia-Chocó, Fosforito, Day, etc.

NW como vetas Laguna, La Camorra Zona Principal, *Trend* Morrocoy de Las Cristinas (Mezones, Hofman, Córdova), San Pollo, San Antonio, y otras.

E-W como la Veta Chile en El Callao, Vetas Betzy y Canaima en La Camorra, Vetas Botanamo y Pilar Teresa en Botanamo, y otras.

En el Escudo de Guayana el USGS-Tecmin (1993) confirmaron la existencia de más de 460 localizaciones mineras con alguna explotación aurífera. Los Depósitos de Vetas de Oro Orogénico son los más frecuentes en los CRV, tipo Pastora y tipo Botanamo. Ellos parecen haberse originado hacia el final de la orogénesis Transamazónica.

Mendoza (1987) estimó el potencial aurífero en unas 8.000 t de oro y Sarmenteros (1991) en 10.000t de oro para toda Guayana. Tecmin (1993) con el USGS determinó un potencial de 4,3 a 5,4 grandes depósitos por cada 1.000 km² de CRV, o sea unos 300 a 400 depósitos importantes de oro para todo el Escudo de Guayana, y particularmente de ellos 1% a 5% podrían ser gigantes, con varios millones de onzas de oro cada uno. Solamente en Brisas del Cuyuní y Las Cristinas, se han probado unos 70 millones de onzas de oro. Los principales distritos auríferos de la Provincia Pastora son los siguientes:

Distrito Aurífero El Manteco
Distrito Aurífero El Callao (DAEC)
Distrito Aurífero Bochinche
Distrito Aurífero Botanamo
Distrito Aurífero Marwani
Distrito Aurífero Guariche

Distrito Aurífero Camorra-El Dorado

Distrito Aurífero Kilómetro 88

Los depósitos de vetas de cuarzo aurífero de El Callao son similares a los de Abitibi, a los del CRV de Juneau del SE de Alaska, a los del CRV del Birrimian Inferior de África Occidental, en particular a los de Malí (Syama) y Ghana (Ashanti, Prestea y Bibiani), localizados en o próximos a los contactos fallados y/o cizallados, en fracturas subparalelas, formando ángulos bajos de unos 10 a 30° con la dirección principal de cizalla. Tales zonas de cizalla, en o próximas a la mineralización, se caracterizan por la presencia de cherts, carbonatos magnesianos (más cercanos al depósito) y carbonatos ricos en FeO (en el depósito) como productos guías de alteración. Sólo resumimos las principales minas de oro del EG.

Distrito Aurífero El Callao:

Es el más rico y famoso de Guayana, con más de 300 vetas (de 1 a 10m de ancho, 100 a 3.000m de largo) de cuarzo aurífero que han producido más de 330 toneladas de oro entre los años 1829 y 2015, con una producción pico para una sola veta y mina, El Callao, aún no igualada, de 8.194 kg de oro en el año 1885. Venezuela registra su producción tope en el año 1997 con 22.323 kg de oro.

Minerven evaluó un “bolsón” mineralizado (Figura 18) en la Mina Colombia, perforado y evaluado entre los niveles 5 al 10 en 2,4 M Oz Au en la zona de intersección de cizallas y vetas Colombia y América, que arroja valores excepcionalmente más elevados de los 60 g/t de Au. Entre el oro producido por las vetas Colombia-América (> 1,9 M Oz Au) y sus reservas (4,0 M Oz Au) y el potencial hasta los 1.000m de profundidad, este depósito debe superar los 8 M Oz Au, pero la mineralización puede llegar a más de 2.000m de profundidad.

Es probable que la formación de oro anómalamente enriquecido, tipo El Callao (Figura 19, Mendoza, 2000), se puede remontar en parte, a la formación de un plateau oceánico, relacionado a una PM (El Callao, basaltos ricos en magnesio y basalticandesitas y basaltos komatiíticos)

en 2,3 Ga-2,4 Ga ¿? .Fragmentos fértiles de este plateau oceánico viajaron tectónicamente a través de la cuenca desarrollada y llegaron hasta el margen de acreción del cratón de Imataca, en algún tiempo cercano a los 2,10 Ga – 2,05 Ga. La formación del plateaux oceánico próximo a una dorsal centroceánica implica una historia larga y de enfriamiento de menor dinamismo en el momento en que llegó a una zona de subducción, de bajo ángulo, activa (Kerrick *et al.*, 2000, Figura 20).

Este proceso podría ser un mecanismo complejo para el desacoplamiento temporal y espacial completo de la actividad inicial de una pluma mantelar relacionada, la formación de una roca de origen oceánico primitivo fértil komatiítica, y el establecimiento de una provincia de oro orogénico mesotermal (Figura 19, Goldfarb *et al*, 2001) en una margen de acreción.

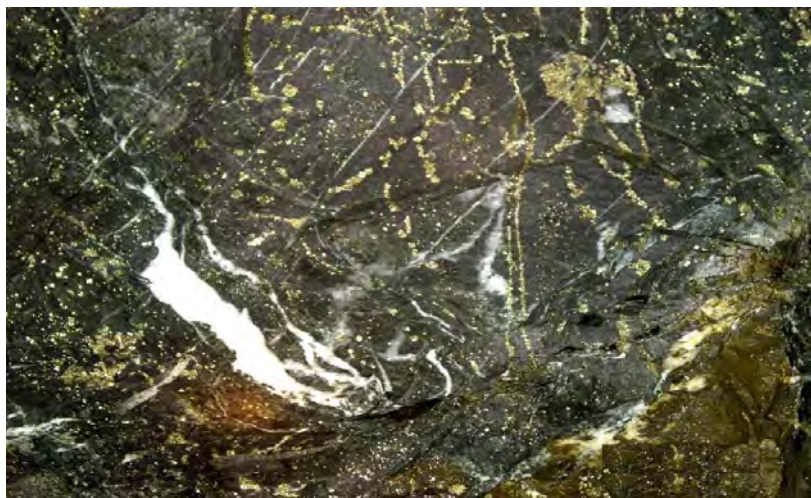


Figura 18. “Bolsón” mineralizado de alto tenor en el nivel 6 de la Mina Colombia de CVG Minerven, El Callao. Aquí las vetas de cuarzo aurífero, tipo Colombia y América, han desaparecido y sólo se observan fragmentos brechados y no brechados de cuarzo y vetillas de cuarzo en rocas ultramáficas muy alteradas y altamente piritizadas (>15%. Tomado de Mendoza, 2000).



Figura 19. Ambientes geotectónicos de formación de los depósitos epigenéticos de oro. Las vetas epitermales, los pórfidos y los “skarns” de oro y depósitos, tipo Carlin, se forman en ambientes poco profundos, en regiones detrás del arco y de áreas disgregadas continentales delgadas y falladas. Los depósitos de oro orogénico se emplazaron durante eventos colisionales a niveles intermedios a profundos de la corteza (Tomado de Goldfarb *et al.*, 2001).

El Complejo Aurífero Chocó 10 (CAuCh10):

Se localiza a unos 15 km al Oeste del pueblo El Callao y geológicamente pertenece al CRV de Guasipati-El Callao. El CAuCh10 (Phillips *et al.*, 2007), tipo oro orogénico, se localiza entre tres secuencias generales lito geoquímicas y litodémicas siguientes:

Una secuencia inferior tholeiítica: de basaltos, brechas de tope de flujo y rocas volcanoclásticas máficas.

Una secuencia intermedia calcoalcalina: rocas volcanoclásticas de composición intermedia a ácida, gruesa, de metatobas de lapilli y cristales y piroclásticas o ignimbríticas; tobas de grano fino-medio de composición dacítica, que alternan con horizontes de cenizas de cristales y lapilli. Localmente se observan porciones ricas en grafito.

Una secuencia intrusiva: un lacolito de gabro y un plutón de tonalita de $2.117 \text{ Ma} \pm 3$.

No obstante, también esta tonalita ha sido alterada (sericita, carbonatos, albita, cuarzo y pirita) y presenta débil mineralización, es decir, que la mineralización es más joven de $2,1 \text{ Ga}$, lo cual concuerda con la edad de mineralización de Las Cristinas, Ashanti, etc., hacia 2.090 Ma - 2.060 Ma . La alteración guía de la mineralización tiene carbonato-pirita $\pm$ sílice $\pm$ sericita como principales fases proximales. El oro ocurre rellenando fracturas y como inclusiones de ella en cristales o granos más grandes, e incluso, visibles.

El CAuCh10 se compone de los siguientes cuatro depósitos auríferos:

Rosika: localizado en el flanco NS del sinclinal regional, en la zona de contacto entre el gabro, la secuencia calcoalcalina y el tope de la secuencia tholeiítica.

Coacia: localizado en la zona principal de la charnela del sinclinal mayor de la zona

Pisolita: se encuentra en el extremo SW de la concesión en basaltos tholeiíticos

El *núcleo* de alto tenor está fuertemente alterado con sílice-ankerita-dolomita y abundante pirita (5%-25%) y hacia afuera la alteración pasa a ankerita-dolomita y clorita, menos pirita y menos oro.

Las edades por U-Pb SHRIMP de algunos tipos de rocas del CAuCh10 son:

Secuencia calcoalcalina, $2.143 \text{ Ma} \pm 6 \text{ Ma}$.

Tobas dacíticas: $2.144 \text{ Ma} \pm 5 \text{ Ma}$.

Secuencia intrusiva, gabro: $2.142 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$.

Tonalita trondjemítica porfídica: $2.117 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$.

En 2008 se logró una producción global en Chocó de unas 120.000 onzas de oro. El total de reservas y recursos se estima en este momento, superior a 7,3 M Oz de oro.

Mina La Camorra:

Se localizada a unos 10 km al NE de la población de El Dorado, según Howe *et al.* (1994), sigue una zona de cizalla, de deformación frágil-dúctil, de dirección N 65° -70° W con buzamientos altos al S-SW, en rocas metavolcano-piroclásticas intermedias de La Camorra (a ser definida en la mina del mismo nombre): compuesta de rocas piroclásticas latítico-andesíticas (aglomerados, tobas lapilli y brechas de flujo) que están asociadas a traquitas y andesitas, que a su vez están intrusionadas por diabasas y pórfidos de cuarzo.

La zona principal mineralizada, de dirección NW, se compone de sistemas, aproximadamente paralelos, que se denominan zonas A, B, C1 y C2, y la Veta Betzy (de rumbo EW), aumentando el espesor de la zona mineralizada del oeste hacia el este, siendo las vetas de cuarzo con piritas auríferas más espesas en la zona B, con abundante alteración (propilítica-cloritización-carbonatos cálcicos, carbonatos ferrosos-clorita-silicificación, sericita/piritización de grano muy fino).

La Camorra en sus primeros 400 m verticales explotados dio un millón de onzas de oro, en vetas de cuarzo aurífero muy delgadas pero de alto tenor (> 35 g/t Au en promedio). A una profundidad > 500m la veta Betzy, etc. se dispersan (tipo “cola de caballo”, con lo que el tenor de recuperación se diluye y a los precios del oro de los años 2006 - 2010 la explotación de la mina La Camorra dejó de tener interés, se paró la producción y temporalmente llevó al cierre.

Los depósitos de Au-Cu ± Mo porfídicos de Las Brisas-Las Cristinas:

Se encuentran en el km 88, en meta-andesitas, tobas, lapilli, brechas con turmalina y meta-sedimentos, litología (Figura 20 Candelaria, 2002), similar a la Formación Venamo (Benaim, 1997), y granodioritas, cuarzo-

dioritas que son de edades similares de las andesitas de Las Cristinas (2150 Ma-2160 Ma).

En *Las Cristinas* afloran las siguientes unidades litodémicas:

Un CRV, formado por una secuencia superior metavolcano-sedimentaria en parte tipo metalava y piroclásticas intermedias del tipo Venamo, que llamamos Metalava, metapiroclástica y metasedimentarias Las Cristinas (metalavas, metatobas de cenizas y cristalinas, lapilli y piroclásticas intermedias, meta-andesitas, pórfidos andesíticos, metasedimentos y esquistos sericíticos), metamorfizadas a muy bajo grado, subesquistos verdes, con intrusiones de diques y pórfidos cuarzo feldespáticos y pórfidos dioríticos.

Intrusiones graníticas, granodioritas y cuarzo-monzonitas tipo Complejo granítico de Supamo.

Intrusiones de diques y sills de diabasas, gabros y dioritas.

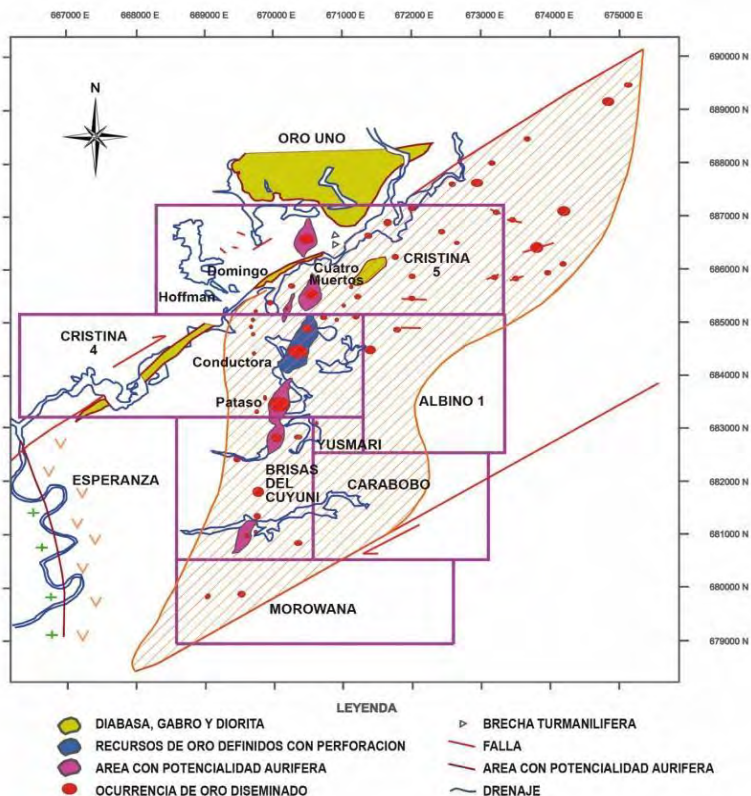


Figura 20. Principales tendencias de mineralización de Las Cristinas. (Tomado de J. Candelaria, en Excursión Geológica Ciudad Bolívar-Gran Sabana, UDO 2002)

Los CRV han sido plegados con ejes antiformes NE-SO y fracturas de cizallas N-NE, paralelas a la Falla de la Quebrada La Amarilla y fracturas NO.

Las concentraciones de oro están asociadas con la alteración filica y están por el orden de 0,1 a 0,3 g/t Au en promedio. Las áreas de intensa alteración silícica coinciden, y se cree que son parte del evento de alteración filica. Estas zonas también están asociadas espacialmente con brechas intrusivas turmalíferas y/o rocas reemplazadas con turmalina.

El siguiente evento hidrotermal está representado por una asociación potásica caracterizada por biotita secundaria. La biotita reemplaza al feldespato; anfíboles y pumita penetran la matriz de la roca. La intensidad de esta alteración se relaciona espacialmente con la intensidad de la foliación de la roca. La pirita y la calcopirita son los sulfuros predominantes asociados con la alteración de la biotita. Esta alteración potásica es debida a la presencia de un pórfido del tipo diorítico cuarcífero y es el responsable de la mineralización de Cu-Au y algo de Mo.

Sobrepuesta a la alteración filica y potásica se encuentra una asociación de epidoto-carbonato. Este evento de alteración se caracteriza por una moderada a intensa formación de vetas y fuerte alteración de la roca caja.

Sobre la mineralización de Cu-Au $\pm$ Mo, etc., tenemos que la mineralización aurífera ocurre en y alrededor de los pórfidos, generalmente de composición diorítica a granodiorítica, emplazados a niveles subvolcánicos en los CRV más jóvenes de la Provincia Pastora y son comagmáticos y coevales con las rocas volcánicas andesíticas y dacíticas.

Tales depósitos de rumbo N 50° E se relacionan con fallas (Falla Quebrada Amarilla, N 70° E paralela a la falla de paleosubducción Guri), formando 15° a 30° con esa zona de mayor cizalla de la Quebrada Amarilla.

Las Cristinas es interpretado como un depósito modelo pórfido, “abortado”, de oro-cobre, similar en cierto modo a Omai, Valle Hondo, etc. No obstante, en Las Cristinas, más del 30% del oro está en vetas de hasta 1m de ancho, con un tenor de 10 o más g/t Au.

La edad de la mineralización datada en biotitas fue de 2.064 Ma por el método Ar-Ar y la edad del metamorfismo, datado en sericita de esquistos micáceos, varía entre 2.190 Ma a 2.139 Ma por el método Ar-Ar. (Estos datos fueron comunicados gentilmente al autor por el Doctor Alfredo Bernasconi en Abril 2002).

La edad de mineralización de Las Cristinas (2.070-2.064 Ma), Omai (2.094 Ma, Voicu *et al.*, 2000) y Ashanti (2.105 Ma), está próxima o fue paralela a algo posterior a la edad del cierre oceánico de los CRV (2.100-2.060 Ma) y de la consolidación del Supercontinente Atlántica.

Hasta los 500m de profundidad y a un corte económico de 0,6 g/t de oro (precio del oro 1995) Las Cristinas tiene en Conductora 14.5 M Oz Au, además de 1,4 M Oz Au en Cuatro Muertos y 0,9 M Oz Au en brechas Mezones/Sofia. Hasta 1.000 a 1.200m de profundidad y a un corte de 0,2 g/t Au (precio del oro 2018), Las Cristinas Total tiene más de 60 M Oz Au y 0,12% de Cu.

Brisas del Cuyuni:

Es un depósito diseminado de Au-Cu y se localiza también en el Kilómetro 88 como una continuación de Las Cristinas. Cubre unos 300-500m de profundidad por 1.900m de largo y 500m o más de ancho, en una zona de intensa cizalla de dirección N 30-45° E.

Las rocas huésped son metatobas esquistosas andesíticas y dacíticas, submarinas poco profundas, tipo Formación Las Cristinas o Metalavas y metapiroclásticas de Las Cristinas (a ser descrita en Brisas-Cristinas, Km 88), de edad Paleoproterozoico. Se distinguen los siguientes tipos de rocas:

Metatobas esquistosas andesíticas y dacíticas, de rumbo N 10°E-N 35° W, entre las cuales se cartografian las siguientes subunidades:

Metatobas de cristales, cenizas y fragmentos (ignimbritas del techo).

Metatobas de cenizas, homogéneas

Capas de meta-tobas delgadas contenedoras de la mineralización diseminada de Au, Cu.

Metatobas ricas en cristales yacientes sobre un basamento anfibolítico, tipo “Anfibolitas de Carichapo”

Metatobas y metasedimentarias (meta-areniscas feldespáticas inmaduras, arcósicas, típico de cuencas continentales, posible cuenca retro-arco)

Tonalitas intrusivas.

Toda la sección de metatobas y metasedimentarias es intrusionada por tonalita, y toda la secuencia y las tonalitas son cortadas por diques y “sills” de diabasas, (de < 1m a 5m de ancho) que presenta el mismo tipo de alteración propilítica que la metatoba.

La mineralización de Au y Cu (Yonaka y García, 2007) se presenta en dos formas:

Diseminada en lentes de hasta 200m de ancho, paralelos a la estratificación/foliación (N10E, N35-50W) por más de 1.400m de largo, asociada a pirita, calcopirita y vetillas delgadas de calcitas. Cuando los lentes se enriquecen en potasio (biotitas y sericita) aumenta el contenido de Cu, pero el de Au tiende a decrecer o mantenerse constante, y

En Ballena Azul, de *sulfuros casi masivos* (25% pirita) de brecha de sulfuros (pirita, calcopirita, bornita, molibdenita, etc.) con cuarzo y turmalina, de dos generaciones, con mayores contenidos de Au y Cu. La cantidad de Au aumenta proporcionalmente con la cantidad de Cu.

Brisas tiene en un punto de corte de 0,3 g/t de oro hasta 500m de profundidad 12,7 MOz Au y 1,7 Mlb Cu. Hasta 1.000-1.200m de profundidad y corte de 0,2 g/t de oro, Brisas debe tener más de 30 M Oz Au y 0,15% de Cu.

Sin embargo, la explotación de Las Cristinas y Brisas del Cuyuni a “cielo abierto” sólo podrá hacerse hasta los 500 a 700m de profundidad

máxima. Luego a mayor profundidad la explotación se hará por minería subterránea de áreas seleccionadas económicamente rentables.

En conclusión, los depósitos, no conglomeráticos como los de Sudáfrica, porfídicos de Au-Cu de Brisas-Las Cristinas deben contener hasta los 1.200m de profundidad más de 100 M Oz de Au y $> 0,10\%$ de Cu (hasta los 700m de profundidad en explotación a cielo abierto posiblemente no se puedan extraer más de 50 a 60 millones de onzas de oro y 0.10% Cu), siendo el mayor depósito aurífero de Suramérica y uno de los más importantes, junto con Ashanti, Ghana, del mundo. El depósito de pórfido aurífero de Brisas-Las Cristinas puede extenderse incluso hasta los 2.000 o más metros de profundidad.

Estos gigantescos depósitos porfídicos de Au-Cu se originaron en un arco continental magmático, tipo Andes, sobre una zona de subducción con ángulo muy bajo de buzamiento (inducida por el bajo contenido de Mo), seguido por intrusiones de rocas graníticas turmalíferas, cercano al cierre del océano Pastora hacia 2,1 Ga a 2,0 Ga, con una gran PM, que favoreció la gran abundancia de oro y cobre y también están cercanos en el tiempo a la consolidación del *Supercontinente Atlántica*.

Cerca de estos depósitos porfídicos de Au-Cu (Figura 20, Candelaria, 2002) aparecen algunos pequeños sulfuros masivos volcánicos (VMS) en La Ballena, Brisas, ricos en Zn, VMS en la parcela Belkis, y en general en el contacto de los CRV parte superior con meta-sedimentos, y en la zona de colisión de CRV de Pastora y Botanamo (como Marwani).

La exploración detallada debe ser para localizar jaspes mineralizados que nos guíen hacia qué dirección y declive deben hacerse las perforaciones prospectivas, y son la clave para localizar la mayoría de los VMS (“Volcanogenic Massive Sulphides” = sulfuros masivos vulcanogénicos)

Complejos máficos-ultramáficos (Mochila, Verdún, Las Flores, etc.) son de alto potencial para contener depósitos de Ni-Cu-Cr-PGE. El Complejo de Verdún con potencial en Ni, Co, Cu, Cr, Pt, estudiado por

Acosta (2012) en la colina de Siete Picos, Provincia Pastora, apoya que estas rocas son una secuencia de ofiolitas de arco de islas, lo cual está de acuerdo con Mendoza (2012), basado en secuencia, petrografía y geoquímica de esas rocas.

Diabasas alteradas de edades del Mesozoico, como los diques de Guasipati y Laguna que son diabasas emplazadas subparalelas a la falla de Guri (N 70° E), diques máficos-ultramáficos (como el dique anular máfico-ultramáfico de Nuria) y complejos (Mochila, Las Flores, Verdún y otros) son de edades Paleoproterozoico ¿?. Se recomiendan realizar en estudios de post grado para obtener edades U-Pb en baddelytas en estas diabasas y rocas gabroides.

III.3 PROVINCIA CUCHIVERO-AMAZONAS: bauxitas, Sn-Ta-Nb (coltán), Fe-Cu-U-REEs-Au-Ag (Depósitos tipo Olympic Dam, Australia)

Entre 1,95 Ga – 1,75 Ga en el límite oeste sobre este supercontinente Atlántica se formaron nuevos arcos continentales emigrantes hacia el oeste (Parima-Tapajós 1,95 Ga-2,0 Ga, Cuchivero-Ventuari- Tapajos 1,9 Ga-1,8 Ga y Suapure-Mavaca, 1,8 Ga-1,7 Ga), con rocas volcánicas riolíticas y plutónicas post-colisionales calcoalcalinas graníticas.

Hacia 1,8 Ga-1,7 Ga Cuchivero colisionó contra parte del continente Atlántica donde ya se encontraban los bloques de Imataca+Pastora en la zona del Río Caura (Sutura Caura), formando entonces los tres bloques parte de un nuevo Supercontinente denominado Columbia. Bajo condiciones de reducción, se encuentran sedimentos pre-Roraima (formaciones Úrico, Unturán, La Esmeralda, Los Caribes y otras) que aumentaron el espesor de la corteza continental como parte del nuevo Supercontinente Nuna/Columbia (SC, Figura 7. Mendoza 2012).

Posterior a la disrupción del SC por PM hacia 1,6 Ga a 1,4 Ga se produjo el gran evento central mundial rapakivi y en él la intrusión de los granitos rapakivis del Parguaza que están relacionados a depósitos de Sn-Nb-Ta; depósitos hidrotermales brechoides de Cu-Fe-U-Au-REEs y por lixiviación de elementos solubles (Si, Ca, Mg, Na, K, etc.) con

enriquecimiento de resistentes (Fe, Al) a grandes depósitos de plateaux bauxíticos.

Las rocas graníticas de la Superasociación Cedeño (RGSC) (Figura 19. Mendoza, 2000, 2012) están constituida por las rocas de la Asociación Cuchivero (AC, Mc Candless, 1965. Ríos, 1972) y las rocas de la Asociación Suapure (AS). El basamento de las RGSC aflora en Las Bonitas, con dioritas y granodioritas, parte de TTG Complejo Supamo, granitos, de 2,21 Ga (Figura 11, Teixeira *et al.*, 2000) y en la parte superior en Amazonas se observan discordantes encima del RGSC sedimentos molasoides tipo y/o equivalentes de Roraima.

TECTONISMO	ZONA CUCHIVERO	ZONA GUANIAMITO - SUAPURE	REGIÓN PARGUAZA - AMAZONAS
Facies Molasoides	SUPERGRUPO RORAIMA		
1.350 Ma	ANOROGÉNICO	SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO	ASOCIACIÓN SUAPURE
1.550 Ma			Riodacita Porfídica del Río Guayapo
1.790 Ma			Granodionta del Sipapo Granito de Piguao Granito de Maneta Granito Kapakivi de El Parguaza Granito Guaniamito
TECTÓNICO TARDÍO A	METABASITAS	METABASITAS	BAUCHITAS Y METABASITAS
POSTCOLISIÓN	ASOCIACIÓN CUCHIVERO	ASOCIACIÓN CUCHIVERO	SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO
	Granito de Santa Rosalia	Granito de San Pedro	
	Volcánicos de Caicara	Granito de Santa Rosalia	
1.980	SUPERGRUPO PRE-RORAIMA		ASOCIACIÓN CUCHIVERO SIN DIFERENCIAR
	Complejo de Supamo	Complejo de Supamo/ Complejo de Imataca?	Complejo de Imataca/ Manto Superior?

Figura 21. Unidades litodémicas de la Provincia Geológica Cuchivero (Tomado de Mendoza, 1975, 2000)

En Tapajós, Brasil, se observó por debajo del Superggrupo Uatamá, de bajo grado metamórfico, rocas molasoides similares y equivalentes a los de la Formación Los Caribes y a la Formación La Esmeralda en Amazonas y también las formaciones Murawa (Guyana) y Ston (Suriname), formadas en el cierre o colisión continental y consolidación del Supercontinente Atlántica (Rogers, 1996) hacia 2,0 Ga.

Esto está de acuerdo con Sidder & Mendoza (1995), con base a datos geoquímicos (Figura 22 (b)) que muestran que las rocas volcánicas de Caicara (VC) y granitos de Cuchivero (GC) son rocas graníticas post-colisionales, post-orogenia Transamazónica (25 a 75 Ma más tarde). Por lo tanto, muy probablemente la Orogenia Transamazónica terminó hacia 2.050 Ma a 2.000 Ma, y el Supercontinente Atlántica se consolidó cerca de esas edades.

En conclusión, las volcánicas de Caicara (VC) y los granitos de Cuchivero (GC) son rocas ígneas (tipo I) félsicas post-Transamazónicas, asociadas a PM y corteza y forman parte de una Gran Provincia Ígnea Félsica, riolitica-granítica, continental.

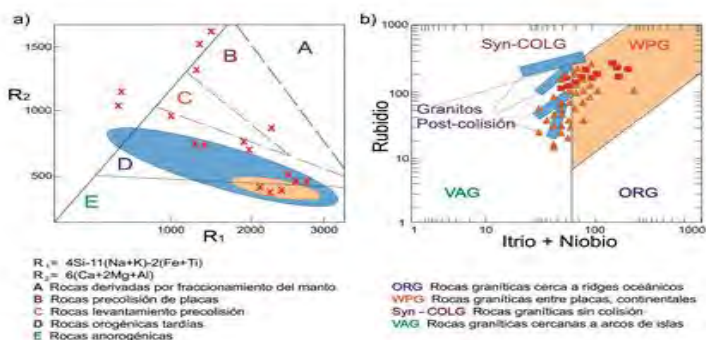


Figura 22. (a). Diagrama de Roche para rocas de la Formación Ichún y las volcánicas de Caicara y volcánicas de El Viejo (Briceño et al, 1989)
 (b). Diagrama Rb versus Y + Nb, aplicado a rocas de la Asociación Cuchivero (Tomado de Sidder & Mendoza, 1995).

Las rocas volcánicas de Surumú e Iricoumé con sus granitos comagmáticos calcoalcalinos de Pedra Pintada y granitos de Agua Branca (Departamentos de Roraima a Tapajós, Brasil) se correlacionan con las VC y sus granitos comagmaticos de Santa Rosalía y San Pedro, GC (Mendoza 2012).

Las VC en el río Suapure representan un conjunto complejo de ignimbritas (Mendoza, 1975), tobas de ceniza, brechas volcánicas (Figura 23 y Figura 24), obsidianas y flujos de lava, predominantemente de la composición química riolítica y en algunos lugares con la composición andesítica (volcánicas de Carún).

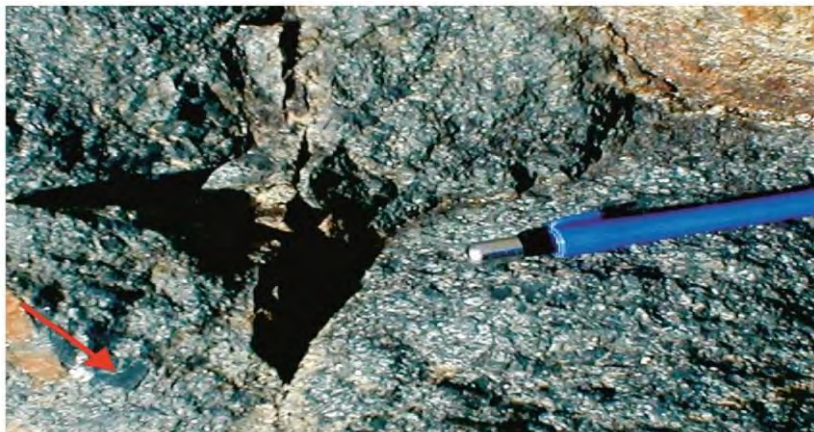


Figura 23. Afloramiento de roca piroclástica, ignimbrítica, tipo volcánicas de Surumú y volcánicas de Ikabarú, similares a las volcánicas de Caicara, localizada en “La Línea”, límite fronterizo Venezuela-Brasil. Note los “shards” o vidrios, en forma de media luna, indicados por la cabeza del bolígrafo y la flecha roja. Estas rocas presentan una edad en Ikabarú de 1978 ± 43 Ma en U-Pb de circones (Tomado de Mendoza, 2000).

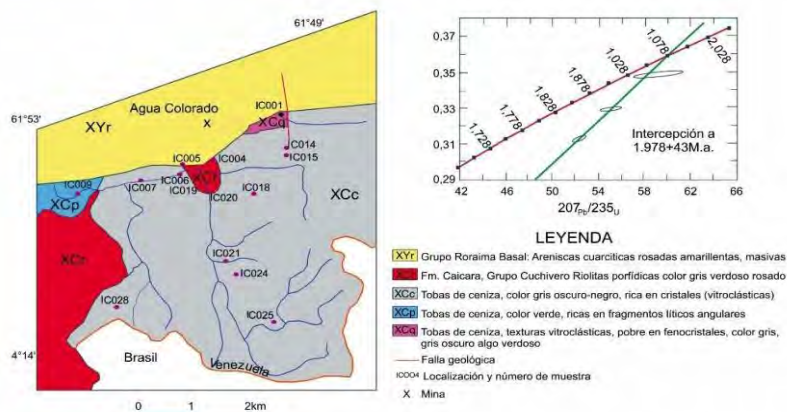


Figura 24. Geología general del área de Ikabarú y edades de las metatobas y metalavas félsicas Volcánicas de Ikabarú tipo Volcánicas de Caicara (Tomado de Brooks, *et al*, 1995)

En Chivapure del río Suapure se identificaron grandes calderas y calderas mineralizadas en fallas circulares con 1%-5% de pirita y poco oro, similar a Tapajós-Iriri con calderas mineralizadas (Figura 25. Juliani *et al*, 2006; Figura 26, Cole y Spin 2009). Hacia la mitad de la pica de Kakuri-Erebató en el Amazonas se observaron VC muy silicificadas y mineralizadas (> 15% piritas con pintas de oro).

Las VC se correlacionan en / con:

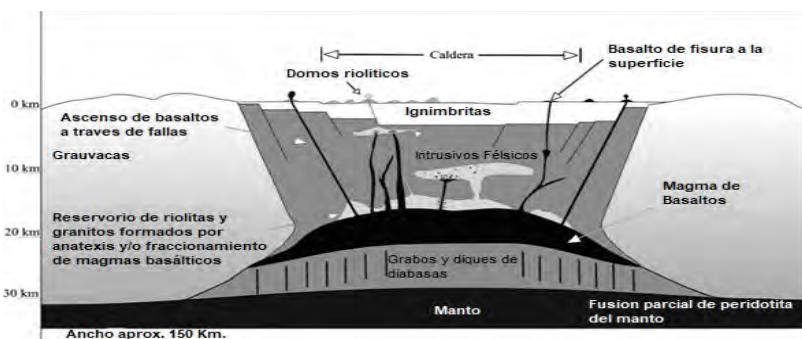
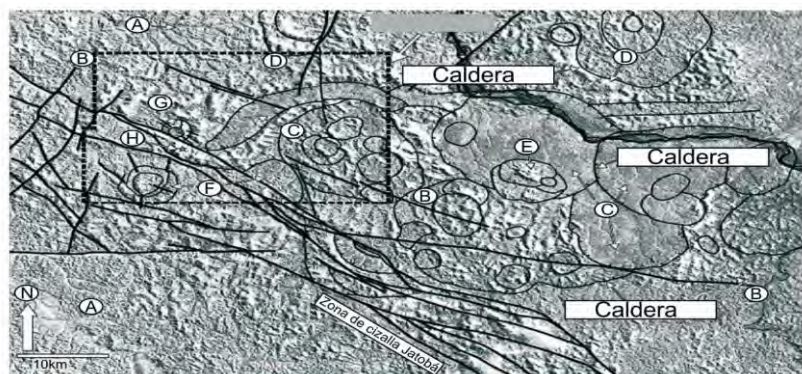
Amazonas de Venezuela: Formación (Fm) El Viejo, Fm Asita, Fm Parucito.

Guyana: Burro-Burro Gr, Cuyubini

Suriname: Fm Dalbana

Norte de Brasil: Fm Surumú, Gr Irirí de Tapajós.

Tapajós es la provincia más productiva y grande de oro (Juliani et al 2006), de Brasil. El evento volcánico-plutónico Uatumá, equivalente a las VC venezolana, se originó en arcos magmáticos tipo andino, en su mayoría intra-arcos, con un bajo ángulo de la zona de subducción tipo Pacífico (Figura 27. Taylor et al 2007).



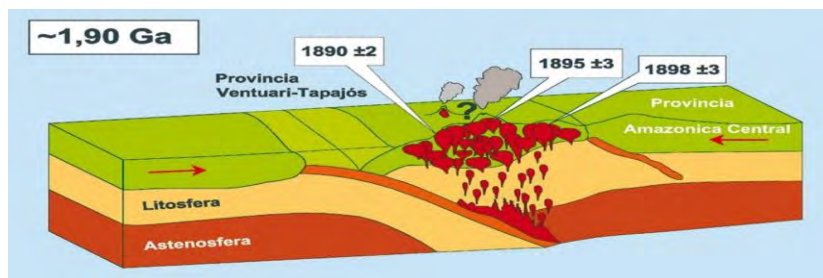


Figura 27. Modelo de pórfido de Cu-Au y depósitos epitermales superiores de baja y alta sulfidación en rocas volcánicas comagmáticas y piroclásticas superiores, tipo Caicara-Ventuari- Irirí de Tapajós (Tomado de Taylor *et al*, 2007).

Los arcos magmáticos Caicara-Ventuari-Parima-Tapajós tienen más de 3.000 km de longitud y cubren más de 300.000 km², siendo el área más grande de la asociación volcánicas-granitos en el mundo, relacionados a gigantes PM y constituyendo *una gran provincia ígnea félsica (CVTGPIF):CAICARA-VENTUARI-TAPAJÓS GRAN PROVINCIA ÍGNEA FELSICA* (riolítica-granítica) equivalente a la “Guatamá Silicic Large igneous Province” (SUGPI)= Gran Provincia Ígnea silícea Uatamá, del cratón amazónico brasileiro (Teixeira *et al.*, 2018).

En general, se acepta que la colisión de bloques continentales durante 1.800 Ma – 1.600 Ma originó un nuevo supercontinente (Columbia) y el aumento de espesor de la corteza continental promovió la desestabilización de las subcapas de la litósfera y fueron compensados por elevaciones de los continentes por actividades de PM, rifting y la formación de granitos anorogénicos (Figura 28, Costi *et al*, 2006).

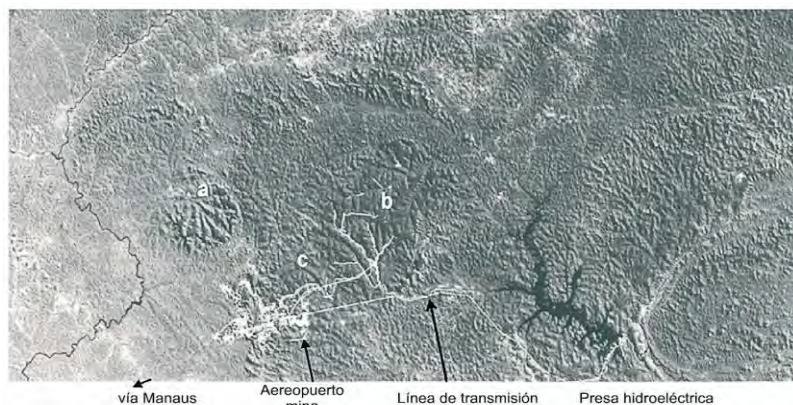


Figura 28 Hoja de radar (1:250.000), mostrando granitos anorogénicos de formas subredondeadas de los granitos de Europa, Agua Boa y Madeira, del área de la Mina de Estaño de Pitinga, Brasil (Tomado de Costi *et al.*, 2007).

III.4 GRANITOS RAPAKIVIS DE EL PARGUAZA (GRP)

A 1,6 Ga -1-5 Ga, una gran pluma mantelar (posiblemente de 500 km de ancho x 1.000 o más km de longitud en Venezuela), levantó la litósfera, la combó y separó a esta parte del Supercontinente Columbia, formándose un nuevo océano que muy pronto fue abortado, y promovió el ascenso de un magma mantelar tholeiítico que se mezcló con material de la corteza inferior (Imataca + Pastora) de gneises granulíticos y granodioríticos, respectivamente, y de ese magma híbrido por extenso fraccionamiento cristalizaron los granitos rapakivis de El Parguaza (1,54 Ga -1,45 Ga, Gaudette *et al.*, 1974) similar a la génesis del granito A1 de Huayangchuan en el Cratón Chino, (Figura 29, Xue et al, 2018) Estos granitos rapakivis de la Amazonía Sudamericana son equivalentes a los granitos rapakivis de Norteamérica y Finlandia, y formaron parte de una *Gran Provincia Ígnea Granítica*.

Los rapakivis de El Parguaza se diferenciaron en facies tardías alaskítico albíticas y pegmatitas albíticas con coltán, depósitos de estaño y por hidrotermalismo y brechación se pudieron originar depósitos IOCG del

tipo Olímpic Dam de Australia, con potenciales depósitos de U-Cu-Fe-Au-REEs-Ag.



Figura 29. Modelo Geodinámico de la formación del Granito de Huayangchuan (1.830 Ma), Cratón Chino, tipo A1 relacionado a PM, magmas basálticos generados en la cabeza de la PM y mezclado con material de la corteza inferior y por fraccionamiento originar los granitos tipo A1 de Huayangchuan (tomado de Xue et al 2018). Este modelo es aplicado a la genesis del GRP.

Los GRP son rocas ígneas félsicas, epizonales, de formas dómicas masivas, con patrones areales de cristalización invertidos (minerales más máficos aparecen hacia las partes más externas y superior del batolito y de cuarzo hacia el medio de los plutones, similar a la textura rapakivi ovoide; con patrones de cristalización invertidos: alta temperatura, oligoclasa al anillo más externo, microclina, menor temperatura en el núcleo); de granos muy gruesos, inequigranulares, texturas rapakivi wiborgitica con análisis modales muy variables: 5-20% de cuarzo, microclina-perthita 25-55%, oligoclasa 15- 30%, minerales ferrosos como biotita 3-17%, 1-24% hornblenda y cantidades menores de clinopiroxenos, fayalita, ilmenita, circón, monacita, columbita-tantalita, casiterita (Mendoza, 1975; 2000).

Se distinguen 2 tipos de asociaciones magmáticas de granitos rapakivis (Larin, 2008):

Granitos tipo A2 con 3 grupos de asociaciones de GR de trend plumasítico (alto Al), más abundantes de 2,7 Ga a 1,8 Ga:

Anortosita-manguerita-charnockita-granito rapakivi (AMCG), algo reducido

Gabro-granito rapakivi-foidita (GGF)

Granito rapakivi y serie shoshonítica

Granitos tipo A1 con trend agpaítico (altos Na, Ca, F) más abundantes en Suramérica y de edades de 1,7 Ga a 1,4 Ga como los GRP

Anortosita-manguerita-charnockita-granito peralcalino rapakivi, muy reducido.

Los GRP se emplazaron a través de rifting del Supercontinente Columbia (Figura 30, Zhao et al, 2004), con océano abortado (como los rapakivis de China) o durante un evento post-colisional, post agregación de bloques para formar el Supercontinente Columbia hacia 1,60 Ga – 1,50 Ga, dando inicio a la *Gran Superprovincia Ígnea de granitos y rocas asociadas anorogénica tipo A*.

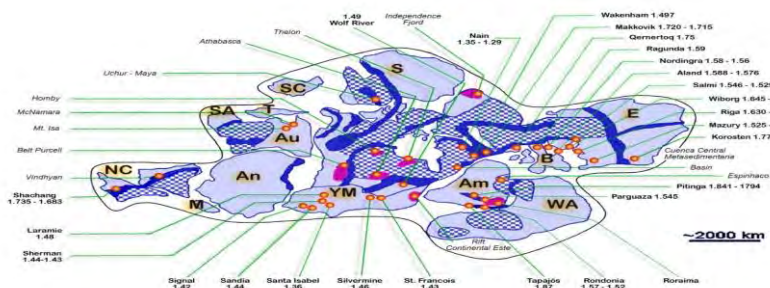


Figura 30. Mapa general sobre la reconstrucción del Supercontinente Columbia, con gran predominio de granitos rapakivis (8.000 km largo x 4.000 km ancho, aprox) en Norte América (YM), Amazonia (Am) y Báltica (B), hacia 1,4 Ga – 1,6 Ga. (Tomado de Zhao y otros, 2004).

En Parguaza los GRP predominan los tipos A1 (1.550 Ma), pero también están presentes GR tipo A2 de edades más jóvenes (1.400 Ma, Figura 31).

El GRP está bien fraccionado, de tendencia toleítica alto en FeO^t (Figura 32 y Figura 33, Mendoza 1977), bajo f02 (no siguen el trend de Bowen de diferenciación sino el trend de Fenner), caracterizado por un fuerte enriquecimiento en K, Fe/Mg, F, Ga, Pb, Zn, Th, U y: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 9\%$, $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) > 0,90$, $\text{Ga} / \text{Al} > 2,6$.

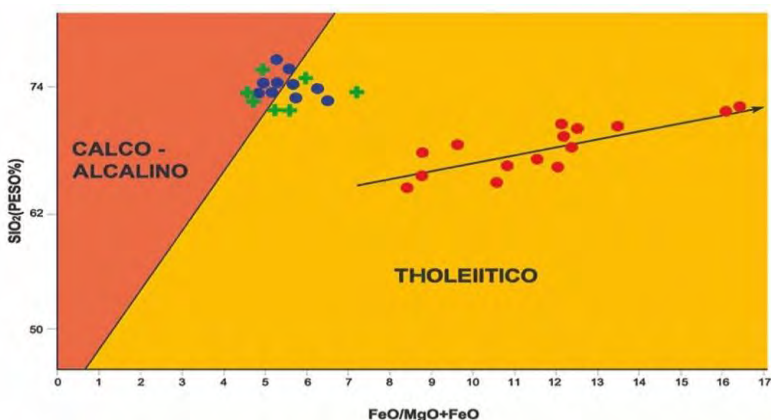


Figura 31. Diagrama de variación de $\text{FeO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ versus SiO_2 de rocas volcánicas de Caicara, (+) granitos calco-alcalinos de Santa Rosalía (●) y granitos rapakivis de El Parguaza (●) (Tomado de Mendoza, 1975, 2000).

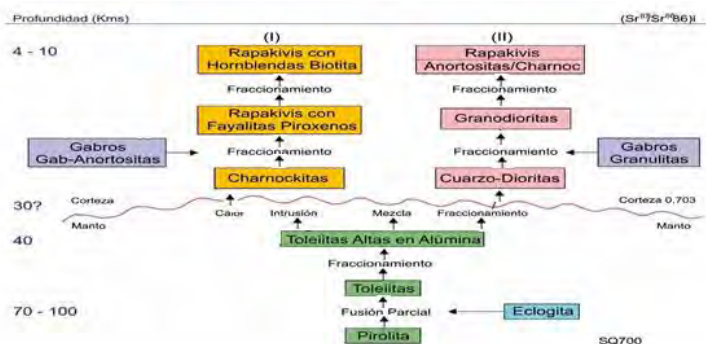


Figura 32. Modelo de derivación magmática de los GRP por gran fraccionamiento de magma híbrido formado de magmas basálticos, relacionados a PM, con corteza inferior tipo charnockitas del Complejo Imataca y/o Cuarzo dioritas del Complejo Supamo (Tomado de Mendoza 1975).

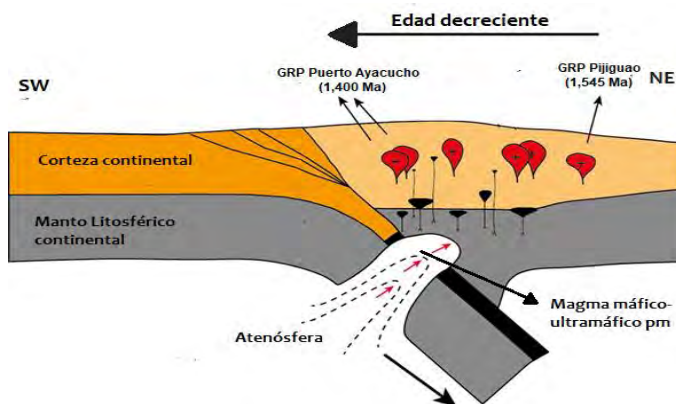


Figura 33. Modelo geodinámico de formación de granitos rapakivis anorogénicos tipo A Granito Rapakivi de El Parguaza, reducidos, derivados de magmas de plumas mantelares que ascendieron, combaron e irrumpieron el manto superior litosférico continental hasta la corteza inferior continental formando un magma híbrido que diferenciado cristalizó a niveles meso a epizonales como granitos anorogénicos peralcalinos (modificado de Yang *et al*, 2016).

Las facies tardías o posteriores de los GR o “granitos especializados” son leucogranitos o granitos topácicos, albíticos, de grano más fino (como los de Pitinga, Brasil), ricos en fluorita, columbita-tantalita, casiterita y greisen con W-Sn-Zn.

En el Báltico como también en el NE Amazónico, Mucajaí (Distrito Roraima Brasil) el GR está asociados con charnockitas y anortositas en la asociación ACMG (A = anortositas, C = charnockitas, M = mangueritas = cuarzo-monzonitas con ortopiroxeno-fayalita, G = granitos rapakivis).

En el área de Pijigauo-Parguaza la asociación ACMG no ha sido bien identificada, pero han sido reconocidas bauchitas = cuarzo-monzonita con fayalita, similar a manguerita; granitos rapakivis a cuarzo-sienitas, riodacitas porfídicas, del Sipapo y granitos rapakivis que pasan a rocas volcánicas riodacíticas rapakivi porfiríticas en el río Guayapo y a pegmatitas de Boquerones, Cataniapo, etc.

Grande & Mariño (2011) mencionan que entre Parguaza y El Burro, Dto. Cedeño del Estado Bolívar, afloran cúpulas de charnockitas y bauchitas con metamorfismo retrógrado, pre-Parguaza (?), relacionadas o no con un posible basamento granulítico.

Las edades en circones por U-Pb, ya en proceso (Grande & Mariño 2011), aclararán si estas rocas son o no parte de la asociación ACMG.

Las edades promedio de los más importantes GR en todo el mundo se relacionan con tres ciclos magmáticos supercontinentales: 2,7 a 1,8 Ga; 1,8 a 1,0 Ga y 1,0 a 0,55 Ga (Larin, 2008), pero los GR que ocupan mayores áreas mundiales son de edad promedio del Mesoproterozoico:

Báltico: 1,57 Ga

NE Amazonía y Pijiguaos: 1,54 Ga

West EE.UU.: 1,43 Ga

Central de EE.UU.: 1,48 Ga

Norte EE.UU.- Canadá: 1,33 Ga

Dadas las grandes similitudes en edades, composición, grandes extensiones de los GR del Norte y de Suramérica y del Oeste del Báltico (Larin. 2008), cubriendo 8.000 km de largo por 4.000 km de ancho, aproximadamente, resulta evidente que una gran superprovincia ígnea (**GPIGPMB= Gran Provincia Ígnea Granitos tipo A, Parguaza-Mucajai-Báltica**) de edad aproximada de 1,6-1,4 Ga de GR cubrió gran parte del Supercontinente Nuna/Columbia, en el cual Suramérica y Báltica estaban prácticamente unidas (Figura 30, Zhao et al 2004).

Los granitos rapakivis más jóvenes de 12 Ma son los de Kingston y Pequeño Jefe en el *Rift* del Valle Muerto de California (Calzia y Ramo 2005) y posiblemente se están formando actualmente GR en Yellowstone USA relacionado a pluma de calor (Smith *et al*, 2009, Pierce, 2004).

El GRP en Pijiguaos en circones por U-Pb dio una edad 1.545 ± 20 Ma y 1.531 ± 39 Ma por Rb/Sr roca total ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0,701, lo que implica derivación de material del manto, (Gaudette *et al* 1974). Sin embargo, Barrios (1985) por Rb/Sr roca total cerca del Río Suapure y próximo a Puerto Ayacucho reportó edades de 1.372 ± 10 Ma y 1.386 ± 28 Ma.

Igualmente, cerca de Samariapo y Pto. Ayacucho, Ibáñez-Mejía *et al.* (2011) por U-Pb en circones informaron de edades similares, 1.395 a 1.410 Ma (y ZHF t = -3,9 y -4,8, para los GRP que implican fuentes de corteza más antiguas), edades próximas a las obtenidas por Barrios (1985) en la misma zona. En granitos rapakivis en el lado de Colombia, zona de Cachicamo, cerca al frente del río Cataniapo y del aeropuerto de Pto. Ayacucho, por U-Pb en circones obtuvieron una edad de 1.401 ± 2 Ma (Bonilla et al 2013). Otras edades de GR en el EG son:

En el Muy Alto Orinoco-Parima (1.520 Ma por Rb-Sr roca total, Gaudette & Olsewski, 1985)

Surucucú (1.583 Ma por Rb-Sr roca total),

Marieta con 1.534 Ma, por Rb-Sr roca total (Gaudette y Olsewski 1985)

Mucajii Departamento del Roraima, Brasil, granitos rapakivis, 1.520 Ma a 1.540 Ma, por U-Pb en circones (Fraga *et al.*, 2006).

El batolito Sierra Nevada es un buen ejemplo de como el GRP, de diferentes impulsos magmáticos o facies magmáticas, cristalizó en diferentes momentos dependiendo de varios factores: rocas graníticas en el rango de edad de 217 Ma en el este a 80 Ma al oeste de la Sierra Nevada. La interrupción brusca del plutonismo por 130 Ma había resultado de una mayor tasa de convergencia de las placas de Norteamérica y del este del Pacífico y aplanamiento dramático de la zona de subducción (Chen & Moore, 1982).

Los rapakivis gigantes en áreas y voluminosos en el Supercontinente Columbia, implica divisiones o sistemas de *rifts* continentales interconectados gigantes y las posiblemente asociados a varias plumas de calor, por lo menos para Báltica, Laurentia y NE Amazonia.

Las extensiones del GRP en el Escudo de Guayana, en forma ovoide, van desde el río Orinoco al norte, al muy bajo río Ventuari al sur, cerca de 230 kilómetros y extensión EW (hasta Este de Colombia) por más de 120 km.

Los rapakivis tienen poca raíz (3-8 km de profundidad) pero cientos de km en planta como una estructura de hongo, del tipo de los macizos o domos de anortositas de Adirondacks USA. Los GR ocupan áreas del Mesoproterozoico no lejos de 100 km de terrenos Arqueanos y 200 a 400 Ma más joven que el basamento.

El GRP con 1,45 Ga es más de 300 Ma más joven que los granitos de Cuchivero (1,88 Ga) que es su basamento más superior y dista aproximadamente 100 km de la Imataca Arqueana equivalente en Guaniamo. (Schulze *et al.*, 2006).

Se propone la evolución de la formación del GRP como sigue:

Múltiples colisiones de bloques continentales de 1,9 Ga a 1,8 Ga

Fusión de bloques que chocaron y formaron parte del Supercontinente Columbia/Nuna entre 1,8 Ga a 1,6 Ga

Actividades de plumas de calor mantelares durante 1,6 Ga a 1,4 Ga: Calentamiento y adelgazamiento de la corteza continental inferior con *riffts* interconectados continentales del Báltico a América del Norte y Amazonia.

Hacia 1,6 Ga comenzó la fragmentación del Supercontinente Columbia (SC) asociado a estos gigantes *riffts* continentales a lo largo de la margen occidental de Laurentia, margen SE de Báltica, NW de Sudáfrica, NE de Suramérica. La fragmentación del SC se corresponde con el *rifting* y amplísimo magmatismo de granitos tipo A de la asociación AMCG, anortositas-mangueritas-charnockitas-granitos rapakivis de Norteamérica, Báltica, Cratón Amazónico, Antártica, y norte de China (Zhao *et al.*, 2004). La fragmentación del SC continuó desde 1,6 Ga hasta 1,3 Ga, marcado su final por los gigantes enjambres de la Gran Provincia Ígnea de McKenzie de 1,27 Ga y el de Rocas Máficas de Sudbury hacia 1,24 Ga (Zhao *et al.*, 2004),

Ascenso de magmas, tipo basaltos toleííticos altos en alúmina, del manto superior ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i muy bajo de 0,701) y mezcla con la corteza inferior arqueana de granulitas, tipo Complejo Imataca, y/o dioritas paleoproterozoicas TTG tipo Complejo Supamo (ZHf t -2,4 a -4,8 según Ibañez-Mejía *et al.*, 2011)) por gran fraccionamiento al cristalizar los GR (Figura 32).

Diabasas noríticas o olivino-coronítico gabroides de Guaniamo podrían sugerir el centro de ascenso de la pluma de calor relacionada con la supergigantesca provincia ígnea félsica-intermedia de los GR, como ocurre en Australia en el GR de la misma edad del GRP y que en Olympic Dam produjeron el mayor reservorio metálico mundial de Fe, Cu, Au, Ag y U.

En Finlandia los GR están relacionados también con diabasas toleíticas y rocas máficas-ultramáficas con potenciales depósitos de Cu-Ni-PGEs y por debajo de ellas, a solo 10 km de profundidad, se encuentran gabros-charnockitas y anortositas como parte de la asociación ACMG. Las anortositas de la suite ACMG de Pijiguaos pueden localizarse también a cierta profundidad, por lo que no han sido reportadas.

En el NW de China, Finlandia y otras regiones, los granitos rapakivis peralcalinos tipo A1 derivados de magmas de plumas mantelares, están asociados a rocas máficas y complejos máficos-ultramáficos, generalmente mineralizados con Ni-Cu PGE (Pirajno *et al.*, 2008). Esto se explica por el ascenso de superplumas mantelares que en su trayecto hacia la litósfera continental incorporan otras PMS menores con mayores componentes ultramáficos.

En arenas del río Guapuchi, afluente del río Ventuari, geólogos del MEM (Simón Rodríguez comunicación personal, 1978) en trabajos de prospección geológica en esa zona, recuperaron minerales pesados con platinoides (Pt y Pd) posiblemente derivados de rocas máficas-ultramáficas asociadas a los GRP, derivados todos en gran parte de magmas mantelares.

La asociación de rocas es muy importante, para deducir su petrogénesis, como las de Mucajai (1,52-1,4 Ga), Noruega (1,65 a 1,4 Ga) con ACMG, etc., con anortositas (manto superior derivada), charnockitas (corteza inferior deshidratada), mangueritas (monzonitas—con ortopiroxeno y bauchitas = monzonitas, con cuarzo fayalita derivadas de la corteza inferior deshidratada), granitos rapakivis (corteza inferior /manto superior, magma híbrido y extensa diferenciación bajo poca fO_2).

Isótopos de Nd, Hf, Sr, O, Hg, Os, entre otros, pueden ser utilizados para inferir las fuentes de los GR.

La relación muy baja de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,701$ del GRP en Los Pijiguaos, implica derivación del manto del magma Parguaza (Gaudette *et al* 1974). Los valores de ZHf -3,9 a -4,8 de GRP cerca de Pto. Ayacucho, (Ibáñez-Mejía *et al.*, (2011) implican fuentes adicionales de corteza inferior. En

magmas híbridos con manto-corteza inferior se explica la presente situación isotópica aparentemente contradictoria o heterogénea. Para granitos rapakivi de 1,3 Ga a 1,5 Ga derivados del manto superior ZHf debería estar por el orden de + 10 a + 12.

Soportado en isótopos de Sr, Nd, ZHf, Os, etc., los granitos anorogénicos tipo A1 alcalinos de la asociación anortositas -gabros/charnockitas-granitos rapakivis- generalmente asociados a diabasas y complejos estratificados máficos ultramáficos como los orógenos de Tian Shan y Altay NW de China (Pirajno *et al.*, 2008), son producto derivados de magmas mantelares que dieron intrusiones félsicas de granitos tipo A, asociados con basaltos de flujo, enjambres de diques de diabasas y rocas gabroides y complejos máficos ultramáficos estratificados y mineralizados con Ni-Cu-PGEs..

Los complejos máficos ultramáficos se generaron de magmas de la cabeza de la PM en ascenso, a partir de una serie de diapiros o elongaciones del cuerpo magmático. El magma tiene afinidades de OIB (basaltos del medio del océano) con algunas variaciones introducidas por metasomatismo SCMI y en menor importancia por contaminaciones costrales en su ascenso final. En este caso, las variaciones en composiciones químico mineralógicas de unos lugares a otros distantes, son debidas a variaciones en los espesores y naturaleza de la litósfera y fuentes magmáticas mantelares.

Aunque muchos modelos petrogenéticos postulan un origen en la corteza para los granitos anorogénicos tipo A, lo cierto es que ningún ensayo experimental ha podido obtener un magma del cual cristalicen granitos tipo A.

Por el contrario, como dijimos antes de la importancia de asociaciones de rocas para deducir su origen de formación, muchos granitos rapakivis están asociados a anortositas, rocas gabroides/charnockitas, complejos máficos-ultramáficos estratiformes, todos originados y derivados del manto. Por ello, se estima que los granitos tipo A1 alcalinos asociados a las rocas mencionadas, se derivaron del manto en magmas alcalinos máficos, de PM, pudiendo en su ascenso desde el manto litosférico hasta

niveles epizonales y aun la superficie (Bonin, 2007) mezclarse con material costral, con los productos ígneos siguientes:

Rocas volcánicas y calderas volcánicas (0,2 km profundidad),

Complejos máficos y diabasas anulares y anillos de charnockitas Ígneas (1-4 km profundidad)

Batolitos masivos dómicos de granitos rapakivis (3-10 km de profundidad)

Complejos máficos-ultramáficos estratiformes (15 a 30 km de profundidad)

Apófisis máficos o gabroides/charnockíticos (20-30 km de profundidad)

Moho (35-45 km de profundidad) almacenamiento del primer magma formado proveniente de la astenósfera y litósfera del manto superior, asociada a PM.

Se propone el modelo geodinámico (modificado de Yang *et al.*, 2016 en la Figura 28 B) de formación de los GRP y posible ACMG con rocas máficas y complejos máficos-ultramáficos mineralizados para Ni-Cu-PGEs después de la colisión de las rocas graníticas de Cuchivero contra la Provincia Atlántica.

Hacia 1,6 Ga a 1,5 Ga, se inició el ascenso de pluma mantelar que se empinó a través del manto litosférico, separó la corteza inferior del Supercontinente Columbia y el magma máfico ascendente o intrusivo se mezcló y asimiló material costral, y por diferenciación del magma híbrido fértil así formado se emplazó a niveles epizonales, tipo hongo, del este (Pijiguaos, 1.550 Ma) hacia el oeste (Pto Ayacucho etc. 1.400 Ma), pasando esa Gran Provincia Ígnea félsica de GR de Suramérica-Báltica y Laurentia a agrandar más el SC pero ya en fragmentación progresiva final hasta 1,3 Ga.

También un origen de magma híbrido originado en el manto sublitosférico mezclado con material costral para granitos tipo A de Quianshan, NE China, basado en datos isotópicos de Sr, Nd, Hf, fue propuesto por Yang *et al.*, (2016).

MINERALIZACIONES RELACIONADAS CON EL GR

Bauxitas

En zonas tropicales, donde las temperaturas son altas y las lluvias muy abundantes, el agua llega a hidrolizar las rocas silicatadas separando la sílice de los cationes metálicos. Dichos cationes metálicos son fundamentalmente Fe y Al, que al hidrolizarse de las rocas han quedado en forma de óxidos e hidróxidos $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$. La sílice formada es lixiviada por el agua de lluvia, pero los hidróxidos se cementan entre ellos formando agregados terrosos que se denominan lateritas (cuando contienen principalmente hidróxidos de hierro) y bauxitas (cuando están formados fundamentalmente por hidróxidos de Al). Las rocas ácidas de cualquier origen (magmático como los granitos, metamórficos como las areniscas feldespáticas, o sedimentarias como las argilitas), suelen tener una mayor proporción de Al que de Fe y por tanto por meteorización producen bauxitas. Las rocas más básicas como los gabros tienen una mayor concentración de hierro y dan lugar a lateritas ferruginosas.

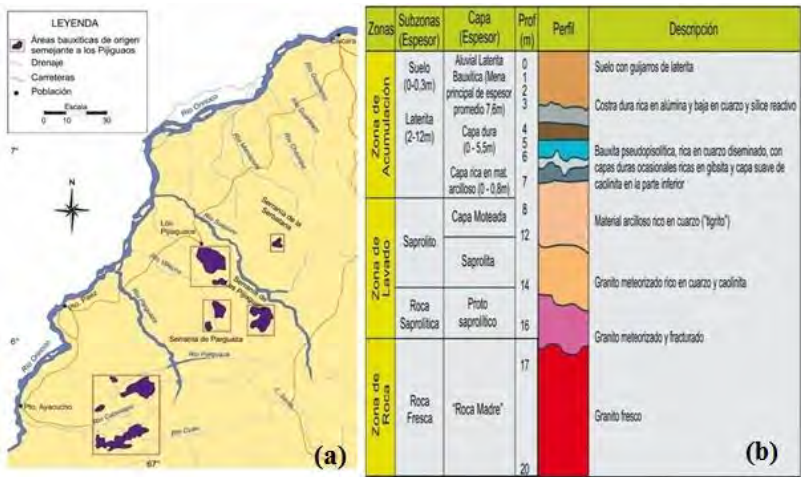
Los yacimientos mundiales más importantes de lateritas se hallan en Brasil, y los de bauxitas en Guinea, Brasil, Australia, Surinam, Guyana y la Guayana venezolana.

La región amazónica ha sido modificada geomorfológicamente desde el Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano. Durante este tiempo la región ha cambiado de clima húmedo a tropical-lluvioso, con cortos períodos secos. Estos eventos promovieron la alteración de rocas, originando perfiles de caolinización, duricostras y una amplia variedad de suelos.

En general, se distinguen dos grandes períodos de formación de duricostras: uno en el Cretácico Tardío a Paleoceno/Eoceno y otros durante el Pleistoceno, los cuales desarrollaron dos tipos de paisajes.

El paisaje más antiguo con duricostra bauxítica se observa en forma de los plateaux más altos, tipo Pijiguaos, en Guayana y planicies con valles incisos. El paisaje más joven, principalmente desarrollado en rocas sedimentarias, forma los plateaux más bajos y montañas altiplanos, tal como Pediplan de Velhas, en Brasil.

Por procesos de lixiviación a partir del Granito Rapakivi del Parguaza en climas tropicales lluviosos, en el planalto o “plateau” del Parguaza, al nivel de planación de Imataca-Nuria-Cerro Bolívar, etc. (600-700 m.s.n.m.), se produjo en el Nivel Pijiguaos un desarrollo de lateritas alumínicas (Figura 34).



con la formación de bauxitas gibbsíticas en las zonas mejor drenadas y más altas y caolinita en las menos drenadas y más bajas.

Los elementos trazas, en general, como Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Y, Sn, Sc, W, Pb, Ta y U se concentran hacia las partes más superiores, hacia los oxisoles, mientras que los elementos traza como As, Mo, Cu y Hg se incrementan hacia los nódulos ferruginosos y pisolitas de los horizontes bauxíticos.

En particular, un estudio en elementos mayoritarios y traza de Meléndez *et al.* (2007) sobre el perfil bauxítico de Los Pijiguaos (0-8m y por debajo de él, 8-19 m) demuestran que:

El Fe, Al y los elementos traza V, Ga, Zr, Nb y Th, decrecen su concentración de la superficie hacia el “cut off” (44% de Al_2O_3 y 22% de SiO_2) y sigue descendiendo en la zona saprolítica por debajo de los 8m hasta los 18-20m, donde comienza a aparecer el GRP poco a nada alterado;

La sílice por el contrario aumenta desde menos de 5% en la superficie, a 22% hacia los 8m y 60% o más a los 18-20m de profundidad en el perfil.

En Los Pijiguaos se reconocen tres grupos de elementos:

Co, Ti, Nb, Th, Mn y Fe asociados a ilmenita;

P, Ce, Sr, Ba, Ca, Zn, Al, Si y Ga, asociados a gibbsita y caolinita y

Zr, Y controlados por zircón (Meléndez *et al.*, 2007)

El perfil de Los Pijiguaos (Figura 34(b)) (Mariño *et al.*, 1997) de unos 5 a 10m de espesor (7,6m promedio para las menas), muestra de tope a base cuatro categorías de bauxitas:

Costras (muy alta alúmina, $>50\%$ Al_2O_3 , alto FeO^t y bajas en SiO_2) con 1-3m de espesor; seguido de **bauxitas pisolíticas** o pseudopisolíticas

(alta alúmina >47% Al_2O_3 , moderada sílice 5-10%) con 1 a 4 m de espesor;

A veces una **duricostra** intercalada delgada, y **bauxita terrosa** (con baja alúmina, 44% a 47% de Al_2O_3 y alta sílice 10%-20%) y finalmente el piso del depósito con bauxita caolinítica de 1 a 3 m de espesor con alta sílice (>22%) y baja alúmina (<44% Al_2O_3).

Los principales yacimientos de bauxita (Figura 34 (a), Yáñez, 1995) son:

Pijiguaos (descubierto por Mendoza, 1972),

La Cerbatana (descubierto por Brojanigo *et al.*, 1992 en Spot Image (Toulouse, Francia), y

Chivapure-Parguaza y Cataniapo (descubiertos por geólogos de Tecmin con el profesor Yáñez 1990-1993).

Otros depósitos de bauxitas sobre el GRP en el área del río Ventuari, Amazonas, fueron reportados por geólogos del MEM bajo la coordinación de Mendoza, durante los años 1974-1978. Sumadas a los anteriores recursos de bauxita la cifra puede superar los 10.000 millones de toneladas de bauxitas.

Las reservas de lateritas aluminicas o lateritas bauxíticas (> 44% Al_2O_3) de Los Pijiguaos en el estudio de factibilidad eran cercanas a los 200 Mt. Programas exploratorios y de evaluación de reservas posteriores han aumentado las mismas por encima de los 300 Mt.

Recientemente Meyer (2002) sitúa tales reservas en más de 540 Mt para el depósito de bauxita de Los Pijiguaos.

Al sur de Los Pijiguaos se localizan los potenciales depósitos de Chivapure, Villacoa y Cataniapo. Meyer (2002) estima que toda el área de lateritas bauxíticas al sur de los Pijiguaos debe aportar unos 6.000 o más millones de toneladas (muy superior a la indicada por Yáñez, 1995 de 1.000 Mt o Mendoza, 1992, 2000, de 4.000 Mt), por lo cual esta sería

una de las provincias con lateritas bauxíticas más importante a nivel mundial, similar a las ricas provincias de Australia, Guinea, Brasil y otros países.

El país mayor productor anual mundial de bauxitas es Australia (60 Mt), seguido de Brasil (22 Mt) y China (18 Mt). Sin embargo, las mayores reservas conocidas de bauxitas se localizan en Guinea, que es el cuarto productor mundial (15 Mt/año) con reservas de 8.600 Mt, aunque se estima que las mismas pueden superar los 20.000 Mt con un contenido de alúmina entre 40% a 50%.

Las bauxitas más parecidas a las de Pijiguaos son las de Pitinga, localizadas a 300 km al Norte de Manaus, Brasil. Allí el perfil bauxítico tiene 5 a 6m de espesor, pero está cubierto por 2m a 5m de oxisoles.

Actualmente la mina Los Pijiguaos, produce algo menos de 6 Mt al año de bauxitas, debido a que esa es la capacidad máxima de diseño limitada por la correa de bajada de la mina a la base de Los Pijiguaos denominado Pie de Cerro donde se localiza la planta de homogeneización.

Se sugiere como alternativa la bajada de mineral, paralela aproximadamente a la carretera de acceso a la mina, utilizando un sistema de correas transportadoras y tolvas escalonadas, hasta la planta de homogeneización en el pie de cerro, y desde allí la bauxita homogeneizada a su grado óptimo se trasladaría en correas transportadoras, en lugar del costoso y limitante ferrocarril actual, hasta el puerto de embarque en El Jobal.

Con este sistema se podría obtener 20 o más millones de toneladas al año, por más de 20 años pudiendo triplicarse la actual producción de alúmina y aluminio, y además bajando los precios de transporte hasta Caicara del Orinoco o Cabruta en lugar de Pto. Ordaz. La planta de Interalumina de Pto. Ordaz puede procesar a más bajo costo por menor distancia de transporte la bauxita de El Palmar y/o la bauxita de Guyana.

El costo de la inversión en mina en Pijiguaos, con correas, equipos y tolvas, estaría del orden de los 200 a 300 millones de US\$. Este sistema

se extendería dentro de unos 10 años a los depósitos de Chivapure, a unos 30 km al sur de Pijiguaos para otros 80 años de extracción a 20 Mt año.

Caolín

Además de la bauxita de Pijiguaos, existen interesantes depósitos de caolín en el río Parguaza (antigua zona de Miculiche y otras localizaciones) y también por debajo de la bauxita de los Pijiguaos, así como depósitos de caolín en horizontes de la Formación Mesa, cercano a Maripa, prospectados también por Tecmin. Es recomendable por lo menos instalar plantas de lavado y concentrado cercano a los sitios de extracción mineral para su traslado posterior a la planta de Refinación y Productos que debería localizarse en Caicara del Orinoco o Cabruta. Se estima que se requiere de una inversión del orden de 2 a 3 millones de U.S. \$ en minas y plantas en Parguaza, Pijiguaos y Maripa y de 5 a 8 millones de planta en Caicara del Orinoco o Cabruta para llevar a feliz inicio estos proyectos.

Estaño, columbita-tantalita (coltán)

“Granitoides” son rocas plutónicas félsicas con más de 20% de cuarzo” (Streckeisen, 1976). Los análisis geoquímicos (magmas fraccionados y fértiles) muestran enriquecimiento en masas fundidas félsicas, indicado por alto Sn, W, Ta, Mo, U, Th, Rb Cs, Li, Be; rico en volátiles por alto contenido en Hg, As, Sb, Te, Tl y proporcionan información valiosa sobre las rocas de origen: 1) manto superior, 2) la corteza profunda, 3) metasedimentos bajo alta P,T en condiciones metamórficas.

El proceso de pasar de no mineralizados a granitoides mineralizados se denomina “fraccionamiento magmático”. El grado de fraccionamiento con granitoides, aumenta con la concentración de Cs en una masa fundida, minerales y fluidos (Audetat *et al.*, 2008).

La transición de granitoides calco-alcalinos a alcalinos (Figura 31. Liegos Black, 1984) va a depender de la roca o magma fuente y del contenido de agua.

Revisaremos con fines de programas geoexploratorios los principales granitoides generales, sus orígenes y mineralizaciones potenciales:

Granitoides tipo M:

Son granitos derivados del manto, como plagiogranitos y quartzodioritas. Algunos pequeños pórfidos de Cu-Au y Au son depósitos asociados con ofiolitas. No se conoce su presencia en el Escudo de Guayana.

Granitoides tipo I:

Son rocas magmáticas derivadas por la fusión de rocas profundas en la corteza, granitos de oxidación con magnetita, con abundancia de hornablenda y alta concentración de depósitos de Ca, Na y Sr. Menas minerales de estos granitoides oxidados son algunos depósitos IOCG, pórfidos Cu-Mo, skarns de Mo-W-Cu, y depósitos hidrotermales de Pb-Zn y de Au-Ag. Las Volcánicas de Caicara y los Granitos de Cuchivero son de este tipo I de granitoides.

Granitoides tipo S:

Se derivan de rocas metasedimentarias y se originan por la colisión continental y profunda subducción de sedimentos a grandes profundidades y altas temperaturas que producen fundidos leucocráticos, con mucho cuarzo, muscovita; minerales accesorios son cordierita, andalucita, granate e ilmenita.

Intrusiones altamente fraccionadas (aplitas alaskíticas, granitos, y pegmatitas) están asociados con depósitos de estaño, tungsteno y tantalio. Algunos gneises granitoides del Complejo Imataca según Dougan (1965) son derivados metasedimentarios.

En pegmatitas, aplitas y granitoides alaskíticos, el grado de fraccionamiento puede ser indicado por el aumento de Li, Rb, Cs; en micas por el aumento de Cs, Ta, Nb, Zn, Li, U, Be, Ba y en feldespato potásico por Cs, Rb, Na, Ba (Pohl, 2011).

Granitoides del tipo A:

Se definen granitos tipo A (Pirajno *et al.*, 2008) aquellos granitos anorogénicos que ocurren en *rifts* intracratónicos y que geoquímicamente se caracterizan por altos contenidos en álcalis, altos contenidos de Nb, Zr, REE pero con anomalía negativa de Eu, altas relaciones Y/Nb y altos contenidos de halógenos por lo que sus volátiles son importantes y con bajos contenidos de CaO y MgO. Son rocas derivadas de magmas anhidros, manto-corteza profunda, y contienen ilmenita y no magnetita. En estos granitoides con ilmenitas, o granitoides reducidos, la saturación de azufre provoca la formación de gotitas de sulfuro dispersas que capturan cationes de cobre y oro; los fluidos finales son estériles.

Se reconocen dos subtipos de granitoides tipo A:

A1 granitoides A más altamente fraccionados, granitoides y rocas volcánicas mineralizadas con niobio, uranio, torio, elementos de tierras raras y algunas con estaño, en granitoides alaskíticos ricos en sodio o albiticos. Tienen más altas relaciones de Rb/Sr e Y/Nb que los granitos tipo A2. *Estos granitos A1 están derivados o relacionados con PMs.*

Por ejemplo, el granito Huayangchuan (1.830 Ma) del Cratón Chino (Xue *et al.*, 2018) se considera un granito tipo A1 en base a sus bajas relaciones Y/Nb (0,87-1,00) Yb/Ta (0,88-1,00) además de contener valores altos en: álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 9$), FeO/MgO (5,7-6,7), $\text{Zr} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Ce}$ (1.291-1.392 ppm) y $1.000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ (3,1-3,35).

Un gran volumen de basaltos generados por la cabeza de PM que alcanzó la base de la corteza (Figura 29, Xue *et al.*, 2018) es responsable por la formación de un magma híbrido al mezclarse con el material costral (como se induce por los bajos valores de ZHft de -6,9 a -10,4) y por fraccionamiento del mismo se produjeron los granitos de Huayangchuan. El GRP presenta un origen muy similar al granito A1 referido en el Cratón Chino.

Variedad de granitoides A2 ricos en potasio y la mineralización de estaño, tungsteno, zinc, plomo, y fluorita. Estos granitos A2 se derivan mayormente de material de la corteza inferior en ambientes distensionales post-orogénicos mezclados con material del manto superior litosférico. En los GRP coexisten los dos tipos de granitos tipo A1, reducidos con ilmenita y A2 oxidados con magnetita, al igual que ocurre en otras regiones como por ejemplo en el Complejo de Hasansalaran, NW Irán, los granitos A1 y A2 del Cinturón del Río Yangtze, al este de China (Yupin Su *et al.*, 2017), etc.

Granitoides HHP (alta producción de calor):

Estos son batolitos graníticos muy grandes, geotérmicos, con depósitos hidrotermales polimetálicos como el de Pitinga, norte de Manaus Brasil, los granitoides de Cornwall (Inglaterra) y los GRP. Estos presentan contenidos altos de uranio, se producen sólo en líquidos finales fraccionados y fluidos de magmas félsicos, al igual que algunas pegmatitas de Madagascar, los granitoides alaskíticos y aplíticos de Rossing, Namibia y algunos granitoides alaskíticos del sur de China.

Calderas con tobas riolíticas ricas en topacio y sedimentos volcanogénicos en la caldera volcánica de McDermitt, Nevada (EE.UU.), están mineralizadas con uranio. Los GRP localmente son muy ricos en topacio, estaño y coltán.

Al menos desde 1988 se conoce la extracción ilegal y comercialización de coltán en Guayana (40-50% de tantalio) a partir de los sectores Colorados, Agua Mena, Boquerones, *etc.*, aluviones derivados por la erosión de granitos y/o pegmatitas albiticas intrusivas o tardías en GRP en Agua Mena, *etc.*, con casiterita, columbita-tantalita, todos ellos ubicados en el municipio Cedeño del estado Bolívar.

En *Cerro Impacto* fueron encontradas importantes cantidades de niobio, tierras raras y torio. Brasil tiene el 95% de Nb de todo el mundo, siendo la Carbonatita de Seis Lagos el mayor depósito de Niobio.

Las principales producciones anuales mundiales de minas de coltán son de:

Rwanda 250t -180t;

Congo 180t

Brasil 98t;

Mozambique 85t

China y Nigeria, 60t c/u

En Guayana se estima que deben producirse de forma ilegal 10 a 20 toneladas de coltán anualmente. La mina Pitinga, al norte de Manaos, Brasil, tiene Sn, coltán, fluorita, REE, Th-Ta en tres granitos rapakivis (Figura 28. Costi *et al.*, 2007):

Granito Madeira de 1.822 Ma (el más importante): en la facies de albita contiene 0,18% de Sn, 0,22% Nb₂O₅, 0,03% Ta₂O₅, 0,03%, U₃O₈, 0,80%, ZrO₂ y criolita.

Granito de Agua Boa de 1.815 Ma, facies porfiríticas con topacio, albita, Sn, Nb, Ta en pequeñas cantidades en greisens

Granito Europa, que en las facies albíticas tienen altos valores de ZrO₂, Nb₂O₅, Ta₂O₅, Y, U. El granito albítico tiene la composición y la textura de pegmatitas. Su contenido del 6% F es único y más el elevado del mundo.

F, Nb, Ta provienen del manto y de la corteza se deriva el Sn.

Los GRP requieren de una gran inversión justificada para recorrer un largo camino de exploraciones con el fin de localizar depósitos como los de Pitinga, Congo, Nigeria, Namibia, etc.

Depósito tipo Olympic Dam (Fe-Cu-U-REE-Au-Ag) o IOCG

Los depósitos minerales IOCG “sensus stricto” (Groves *et al.*, 2010) son depósitos magmático-hidrotermales, que contienen tenores económicos al menos de Cu y Au, estructuralmente controlados, con significativos volúmenes de brechas, con alteración sódica o sódico-cálcica, con

abundantes óxidos de Fe y bajo Ti, asociados a sulfuros, abundante calcopirita y bajo en piritas, con o sin vetas de cuarzo o silicificación”.

Su ambiente tectónico es anorogénico con magmatismo e hidrotermalismo guiados por plumas mantelares o manto subyacente con metasomatismo en la SCLM (subcapa litosférica metasomatizada), fertilizada durante temprana subducción, que produjo magmatismo básico y ultrabásico que se mezcló con rocas de la corteza más inferior y con fundidos félsicos más superiores con la incorporación de fluidos de la corteza media y superior para producir los depósitos IOCG, encima de boyante y refractario SCLM que los protegió de levantamiento y delaminación o segregaciones.

Estos depósitos IOCG (Figura 35 Groves & Bierlein, 2007, Figura 36 Groves et al, 2010 y Figura 37, Liegos Black, 1984) se localizan en sistemas mayores de fallas transpresionales a transcurrentes en sistema de *rifting* continentales de gran extensión, asociados al ensamblaje y disgregación, principalmente, del Supercontinente Columbia.

Las principales características de los depósitos IOCG son su enriquecimiento en Fe, Cu, Au, P, F, REE y U y una amplia aureola metasomática de Na-Ca y K desde cerca de la superficie hasta varios kilómetros (10) en profundidad.

El *Olympic Dam* (ODD) de Australia fue descubierto en el año 1975 y verificado por perforaciones hasta el año 1988, gracias a anomalía aérea triple (magnética, gravimétrica y radiométrica), porque el cuerpo mineralizado estaba cubierto por 300m de sedimentos. El cuerpo mineralizado tiene un área de 5 km x 7 km, formando una gran pipa de brechas.

El ODD de Australia es uno de los principales depósitos de valor económico del mundo con 7.000 Mt de minerales, que contiene el 40% U del mundo, siendo las reservas de uranio principales (1,4 Mt) con un tenor de 0,5 kg/t de óxido de uranio; el cuarto en las reservas mundiales de cobre (42,7 Mt) con 1,8% de Cu; el cuarto en las reservas mundiales de oro (55,1 M Oz) con 0,5 g/t de Au, más grandes cantidades de Tierras

Raras, de hematitas impuras en brechas, pero con contenidos muy altos de P.

La génesis de mineralización de ODD (Oreskes et al 1993) están relacionadas con esta intrusión más tardía (1.490 Ma) con un fértil y altamente fraccionado granito tipo A con exsolución de fluidos asociados y de ebullición que produjo la actividad volcánica explosiva y brechificación temprana. El fluido magmático se mezcló, con características de temperatura distinta, pH y redox, con las aguas sedimentarias superiores evaporíticas connatas (aguas subterráneas).

El ODD se originó en el Granito Rapakivi de Rosby de 1.588 Ma (U-Pb en circones), pero la mineralización hidrotermal y brechificación se produjo hace unos 1.490 Ma, relacionados con unas facies posteriores o tardías mineralizadas y/o una nueva intrusión rapakivi.

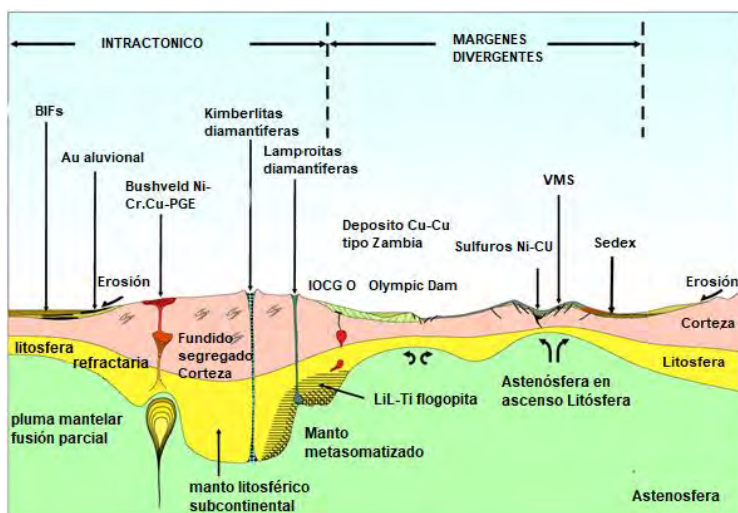


Figura 35. Ambientes geodinámicos de varios tipos de Depósitos Minerales (Tomado de Groves et al, 2010).

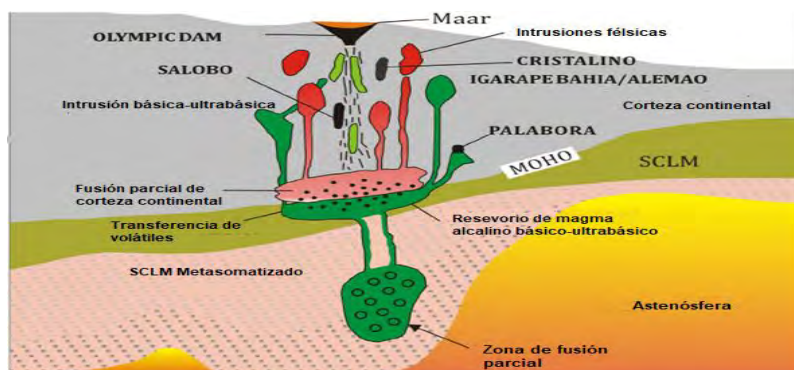


Figura 36. Modelo de depósitos IOCG de Olympic Dam, Salobo, Igarapé Bahía/Alemao y Phalabora. El depósito de Olympic Dam es el menos profundo y se concentró en pipas de brechas hematíticas (tomado de Groves *et al.*, 2010).

Estos granitos anorogénicos tipo A de afinidad alcalina (subtipo A1), suelen estar asociados a una serie de depósitos minerales de los cuales el más importante desde el punto de vista económico son los depósitos de óxido de hierro-cobre-oro (IOCG) y adicionalmente por ser muy ricos estos granitos A1 en elementos incompatibles (Ti, P, Y, Nb, K, U, F, REEs); ellos pueden originar granitos tardíos peralcalinos y peraluminosos, los cuales pueden producir depósitos tipo greisen o magmáticos subsolidus con mineralizaciones de Sn, W, Zn, Cu, U y Nb

La asociación espacial en Olympic Dam entre la brecha hematítica y la mineralización polimetálica, sugiere que una baja temperatura del fluido meteórico altamente oxidante y caliente, estaba implicado en la disolución y transporte de cantidades sustanciales de Cu, Fe y U, posiblemente del granito o de sus rocas volcánicas comagmáticas y superiores.

El modelo genético (Haynes *et al.*, 1995) propone que las aguas hidrotermales en las partes superiores del depósito fueron aportadas por las aguas subterráneas con Cu-Au-U que se introdujeron en la brecha de hierro, precipitando bornita y calcopirita y en menor parte por las aguas

hidrotermales de origen magmático con la precipitación de la pirita y calcopirita. (Hayness *et al.*, 1995).

Según Pirajno (2000) este tipo de depósito mineral se relaciona con *rifting* de la litósfera por la acción de una PM.

Enjambres de diques radiales de diabasas de Gairdner en el área de ODD están de acuerdo con las actividades de las plumas calientes mantelares en esa zona de Australia y en ese tiempo (1.560 Ma – 1490 Ma) de ODD.

Geometría puntual radial del enjambre de diques máficos cerca del ODD evidencia que las fuentes de magmas concéntricos son compatibles con pluma del manto (Ernst, 2004). Situación similar representa el enjambre de diques de Guaniamo con PM para los rapakivis de Parguaza de 1.550 Ma-1.400 Ma.

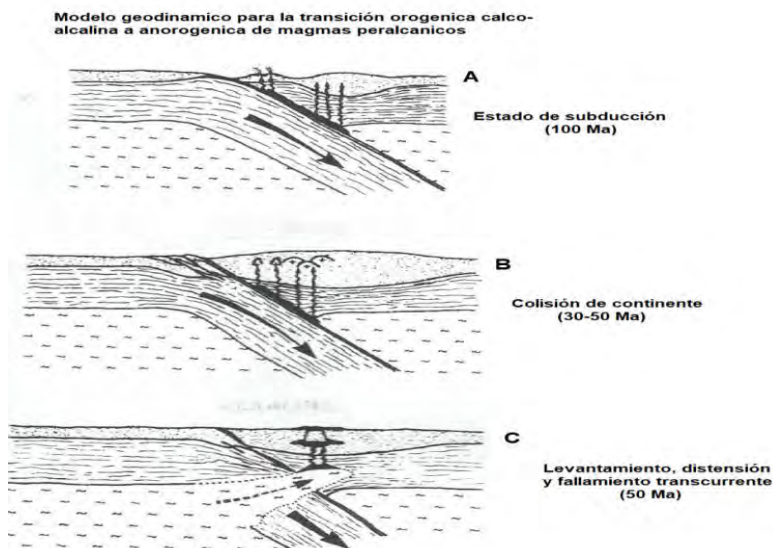


Figura 37. Modelo geodinámico de la transición de actividad magmática orogénica CALCO-ALCALINA a PERALCALINA ANOROGÉNICA.

A: Estado de subducción formación de magmas calco-alcalinos bajos en K emplazados en arcos de islas o bordes continentales activos. B: Estado de colisión de continente vs continente, fonación de magmas calco-alcalinos con alto K emplazados igual que en A.; y C: levantamiento, distensión y/o rifting, ruptura de la zona de subducción, fallamiento transcurrente, penetración y ascenso de astenósfera enriquecida en elementos LIL y formación de magmas alcalinos y peralcalinos que se emplazan como lavas de plateaux y anillos subvolcánicos o epizonales, complejos graníticos alcalinos. (Tomado de Liegos Black, 1984).

Los grandes depósitos mundiales de IOCG son:

Carajás (2.57 Ga): Salobo, Alemao, etc.
Olympic Dam 1.58 Ga-1,49 Ga,
Phalabora (2.05 Ga),
Kiruna y La Candelaria.

El GRP es como el GR Rosby, un rapakivi de edad similar, (circones U-Pb) 1,45 Ga, que registran también una gran triple aérea anomalítica (radiométrica, aeromagnética y gravimétricas), detectada por Aeroservice bajo contrato con CODESUR en 1972, sobre el Granito Rapakivi del Parguaza, anomalía que se localiza a 5° 10' N y 67° 20' W, (Figura 38), habiendo sido recomendada su verificación y caracterización en trabajo de campo por Tecmin-USGS (1991) y Mendoza (1992 y 2000), para ser evaluado por investigaciones sucesivas:

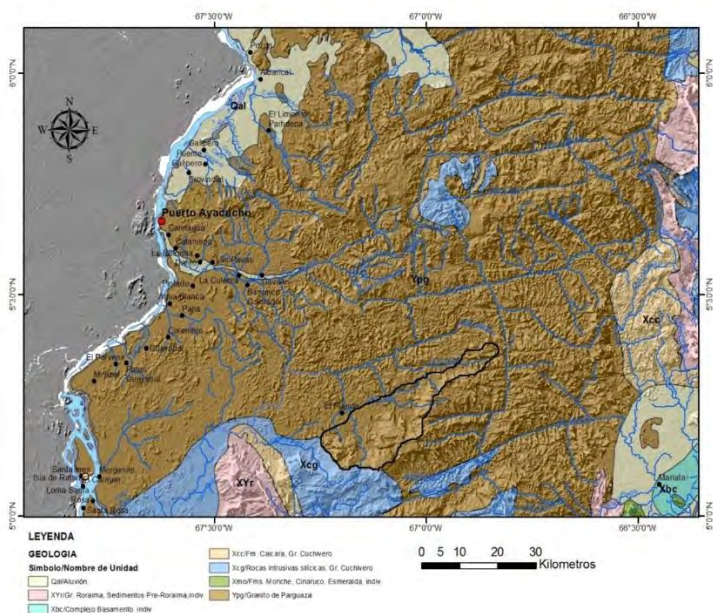


Figura 38. Imagen SRTM (Tomada de Hackley *et al.*, 2005), estado Amazonas, mostrando posible zona de alteración; (demarcada en negro) de depósito IOCG tipo Olympic Dam, Australia.

Detección y delimitación de la triple aéreo anomalía por exploración geofísica aérea a baja altura:

- 1) Prospección aéreo-geofísica con equipos bien calibrados de última generación, cada 200m de separación entre líneas de vuelo a unos 100m por encima de la copa de los árboles, corriendo los registros gravimétrico, magnético y radiométricos en un área de al menos 20 x 20 km en la zona señalada por Aeroservice en 1972 y reverificada aérea ¿? amplia y previamente.
- 2) Verificación, caracterización y cuantificación de recursos minerales y finalmente económicos: por programas de perforación en redes reductoras espaciales de sondeos con diámetro HQ o mayor de la anomalía final definida por la exploración geofísica aérea a baja

altura y en tierra. Una vez definidos, logeados y caracterizados geoquímicamente los núcleos recuperados, se procede a una definición de partes del depósito, su composición promedio y rangos de variación, a ser perforadas en una red más densa geoestadística, que asegure reservas probadas en cada parte importante del depósito y el total de reservas probadas. Con ello se procede con los estudios petrográficos, geoquímicos y metalúrgicos y

3) finalmente estudios de pre y factibilidad económica.

Una pluma mantelar o superpluma de 500 km de radio o más debió estar presente en la zona del GRP por 1,6 Ga a 1,4 Ga. En Guaniamo diques radiales NE coroníticos de diabasas olivino-hipersténicos (Grande *et al.*, 2015), podrían estar relacionadas con el centro de esta pluma, *rifting* y formación del GRP.

Diabasas de *trends* N 30° y N 60° E (edad 1,86 Ga a 1,94 Ga) intrusivas en rocas de Cuchivero; rocas ultramáficas al norte de caño Guaniamito y la dirección NS a NE como el Gran Dique El Cácaro (<1,8, > 1,5 Ga); las kimberlitas de Guaniamo (cerca de 710 Ma) y los diques coronítico-norítico oliviníferos máfico-ultramáficos (< 1,88 Ga) están relacionados con diversas plumas calientes mantelares separadas en el tiempo (Figura 39)

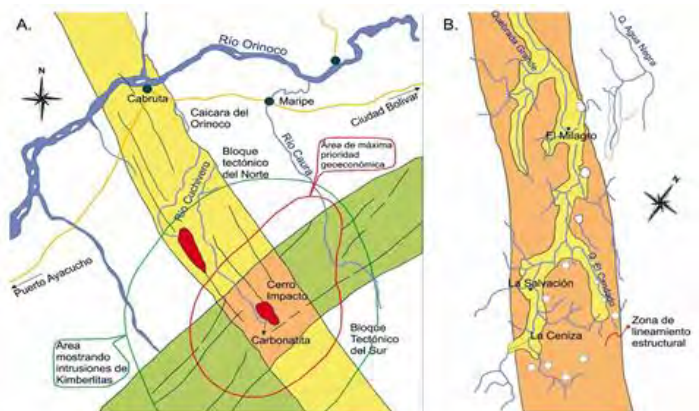


Figura 39. (A). Megaestructuras (Intercepción de la Falla NW de Cabruta con la extensión de la Falla NE de Guri o Falla de Puente Palo de Guaniamo) que controlaron el emplazamiento de carbonatitas y kimberlitas intrusivas en la provincia geológica Cuchivero. (B). Principales localizaciones de kimberlitas diamantíferas en Quebrada Grande, Guaniamo (Tomado de Rodríguez, 1992)

III.5 GEOLOGÍA DEL ESTADO AMAZONAS: URANIO, THORIO, NIOBIO ORO, COLTÁN, ESTAÑO.

En el Estado Amazonas afloran, en orden de mayor a menor tectono-deformación y metamorfismo, los siguientes conjuntos de rocas:

Gneises y Migmatitas de Minicia, Macabana, Maroa, Río Negro, etc.

Metasedimentos de medio grado metamórfico del Siapa

Rocas graníticas y relacionadas tipo Cuchivero, foliadas y levemente metamorizadas: granitos > volcánicas ácidas > andesitas > basaltos

Metasedimentos pre-Roraima, tipo formaciones Unturán, La Esmeralda, etc.

Granitos anorogénicos tipo Atabapo, Inírida, San Carlos, Cucuy, Parima, Parguaza, Vaupés, etc.

Complejos alcalinos y relacionados, tales como La Churuata.

Supergrupo Roraima parte superior ¿?

Carbonatitas de Seis Lagos y equivalentes del lado venezolano

Kimberlitas

Todos estos conjuntos de rocas fueron agrupados como Rocas Proterozoicas sin dividir o sin diferenciar por CVG Tecmin C.A.-USGS (Siddler y Mendoza, 1995).

A tales rocas, Barrios *et al.* (1985) las separaron en dos dominios o terrenos: el Dominio Ventuari y el Dominio Casiquiare.

Mendoza (2012) las subdividió y redescubrió en cinco subprovincias geológicas o petrotectónicas: Ayacucho, Manapiare, Casiquiare, Alto Orinoco y Siapa.

Las subprovincias Ayacucho y Manapiare equivalen al Dominio Ventuari, y las subprovincias del Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare equivalen al Dominio Casiquiare, redimensionado, y se extienden a los cinturones móviles de Maroni-Itacaiunas y Río Negro-Juruena en Brasil (Priem *et al.*, 1982; Barrios *et al.*, 1985).

Más al oeste, en Colombia, Kroonenberg (1982) distinguió dos grandes cinturones de rocas de alto grado metamórfico:

Complejo de Mitú (CM).

Cinturón Granulítico Garzón-Santa Marta.

El Complejo de Mitú cubre gran parte de la Amazonía Colombiana y se compone de tres unidades litometamórficas:

Gneises del Atabapo-Río Negro.

Gneises de Aracuari.

Granitos migmatíticos de Guainía.

Las edades del CM van desde 1.780 Ma a 1.450 Ma. El Granito de Mitú, y el Granito de Vaupés, anorogénicos, pero sin textura rapakivi, son intrusivos en el CM y dieron una isocrona por Rb/Sr roca total de 1.575 Ma $\pm$ 50 Ma, es decir Parguazensis, con ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de 0,7030, casi idéntico al granito rapakivi de El Parguaza.

El Dominio Ventuari (DV) se extiende por la cuenca del río del mismo nombre, al Norte y al Este del Río Orinoco en el Estado Amazonas, y comprende:

Rocas volcánicas y plutónicas similares a las de la Asociación Cuchivero,

Intrusiones tipo Granito rapakivi de El Parguaza,

Rocas sedimentarias discordantes del Supergrupo Roraima,

Algunas rocas aisladas metasedimentarias,

Complejos alcalinos e intrusiones máficas.

Topográficamente, el relieve del DV es algo irregular y alto, y en algunos tepuyes puede pasar de los 2.000m y aún 3.000 m.s.n.m.

El Dominio de la penillanura del Casiquiare (DC) se localiza al Sur del Río Orinoco (entre Atabapo y Santa Bárbara) en el Estado Amazonas y está formado por:

Gneises graníticos, y migmatitas, equivalentes del Complejo de Mitú,

Escasos afloramientos de rocas sedimentarias pre-Roraima.

Rocas tipo Volcánicas de Caicara y complejos alcalinos no están presentes en este DC. Las elevaciones topográficas rara vez alcanzan los 500 m.s.n.m.

El metamorfismo alcanzado es FEV y con las asociaciones metamórficas de cuarzo-clorita-muscovita-epidoto-cloritoide (Mendoza *et al.*, 1977) y localmente facies anfíbolita (como las rocas de los complejos de Supamo y Bártica).

El pico del metamorfismo y magmatismo sintectónico de estas rocas ocurrió entre 1.880 Ma a 1.780 Ma que Gaudette & Olszewski (1985) correlacionan con el Transamazónico, y que corresponde al evento Uatumá, que traslapó en parte el evento Orocaima (Reiss *et al.*, 2000), es decir, posterior al cierre de Pastora contra Imataca y pre-sedimentación de la base del Grupo Roraima.

En todos estos eventos, de 1.960 Ma-1.880 Ma-1.780 Ma, Evento Uatumá u Orogénesis Transamazónica Tardía; de 1.450 Ma-1.560 Ma, evento magmático anorogénico Parguazensis y de 1.100 Ma $\pm$ 100 Ma, Nickeriano o Grenville, hubo en otras zonas alejadas intrusiones más o menos sincronizadas su máxima deformación y metamorfismo con las rocas de Cuchivero y los GRP.

El hecho más notable es el de que el GRP de *rift* continental esté cerca de San Fernando de Atbapo en contacto con gneises migmatíticos de Minicia-Macabana de zonas metamórficas de subducción a moderadas condiciones de P/T (facies esquistos verde/anfíbolita), lo cual sugiere traslado de placas de rocas metamórficas contra el continente Parguazensis parte del Supercontinente Columbia.

En efecto, la zona donde el río Orinoco cambia de curso NW (Santa Bárbara-Alto Orinoco) a NS (Atabapo-Puerto Ayacucho) que tiene dirección EW (Atabapo-Santa Bárbara), representa una zona de sutura donde se enfrentan rocas anorogénicas del Granito rapakivi de El Parguaza, al norte de Atabapo, de 1.400 Ma-1.545 Ma, versus

migmatitas granítico-tonalíticas, tipo Complejo granítico Supamo, aquí designadas con los nombres de gneises y Migmatitas de Minicia, parte del Complejo de Mitú, inmediato al sur de Atabapo, y gneises y Migmatitas de Macabana, próximo a Santa Bárbara de 1.859 Ma $\pm$ 30Ma.

Esta zona marca también el contacto entre los dominios del Ventuari y del Casiquiare (Barrios *et al.*, 1985), y entre las provincias Maroní-Itacaiunas y Río Negro-Juruena (Gaudette & Olszewski, 1985), y fue nombrada por Mendoza *et al.* (1977) como Frente Tectónico o Sutura Atabapo.

Esta área podría representar, incluso, una triple sutura (Ventuari-Tapajós al NE, Maroní-Itacaiunas al SE y Río Negro-Juruena al SO), donde una pluma mantelar hacia 1,6 Ga-1,4 Ga activó un *rift* continental y facilitó el emplazamiento de magmas basálticos que se mezclaron con material costral para producir los granitos anorogénicos rapakivis de El Parguaza, y el nacimiento de un nuevo océano que pronto fue abortado (algo parecido ocurrió con los granitos rapakivis de Beijing, China, con un *rift* y océano abortado).

En consecuencia, durante ese intervalo 1,88 Ga – 1,78 Ga el continente Suramericano o Cratón Amazónico tenía un borde este pasivo, con intrusiones anorogénicas, máficas (Asociación Avanavero) con inicio de la sedimentación de la parte basal del Supergrupo Roraima, mientras que al otro extremo del Cratón Amazónico, el borde oeste era activo y la zona de subducción estuvo emigrando hacia el oeste hasta quizás el comienzo del Neoproterozoico (1,0 Ga).

Este es muy similar al modelo tectónico de arcos magmáticos activos contra una zona de subducción Andino/Cordillerano actual. De hecho, el paralelismo en parte del Cinturón Granulítico de Garzón-Santa Marta con los Andes actuales sugiere que el borde NW del Escudo de Guayana ya era una margen continental activa hace, por lo menos, unos 1.100 Ma $\pm$ 100 Ma y probablemente también incluso el arco magmático de Cuchivero/Tapajós (1,96 Ga) que fue emigrando hacia el oeste (Caicara-Ventuari-Surumú de 1,88-1,95 Ga) hasta Suapure-Mavaca (1,70 Ga-1,78 Ga).

Subprovincia Petrotectónica Ayacucho (SPA):

La SPA (Figura 40, Mendoza 1977, 2012) incluye granitos anorogénicos de 1.550 Ma – 1.400 Ma, tipo Granito rapakivi de El Parguaza, Granito de Atabapo (1.669 Ma por Rb/Sr, roca total), GR del Río Cuao, Granito del Marieta y facies de éstos, como la Granodiorita del Sipapo y las Riodacitas Porfídicas del Guayapo (1.340 ± 10 Ma), el Granito de Guapuchí, etc., todos ellos intrusivos en un basamento formado por rocas tipo Volcánicas de Caicara y granitos biotíticos, tipo Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero.

Las foliaciones del basamento y fracturas de todas las rocas son N 10°-30° W, estando cortadas por otras fracturas N 30°-50° E. La intersección de estos sistemas de lineamientos coincide con la postulada alta triple aeroanomalía tectónica, magnéticas y radiométricas, con posibilidades de localizar depósitos tipo Olympic Dam, en la parte Sur-central del Granito rapakivi de El Parguaza.

Los granitos intrusivos, anorogénicos (tipo A), rapakivis, son epizonales, mientras que los granitos de Cuchivero (tipo I) son mesozonales y las volcánicas son explosivas riolíticas.

Geomorfológicamente, la subprovincia presenta planaltos, como el de Pijiguaos, Chivapure, Cataniapo, etc., que por lixiviación tropical lluviosa dio origen a gigantescos depósitos de lateritas alumínicas o lateritas bauxíticas que, Meyer (2002), estimó en 6.000 millones de toneladas. Esta cifra puede aumentar más con el potencial bauxítico en esta provincia Ayacucho, en el Estado Amazonas.

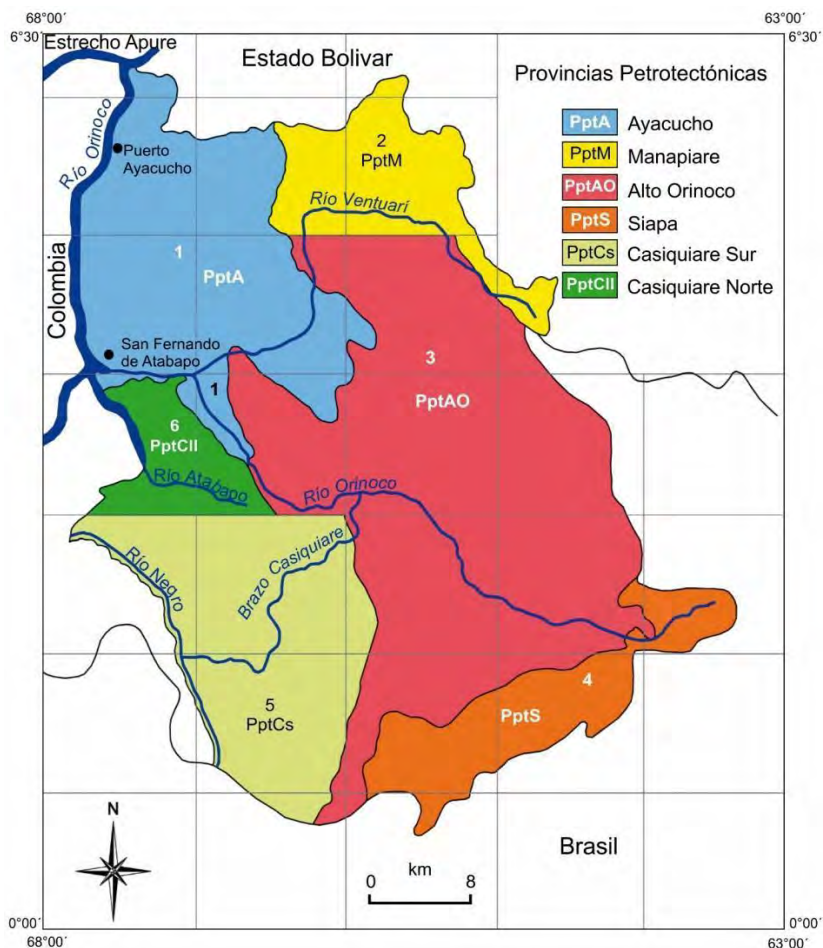


Figura 40. Mapa esquemático de las Subprovincias Petrotectónicas del Estado Amazonas (Tomado de Mendoza, 2000).

Subprovincia Petrotectónica de Manapiare:

Esta subprovincia está compuesta de intrusiones de rocas volcánicas de los ríos Asita y Parucito, tipo Volcánicas de Caicara, y de granitos biotíticos, como los de Kakurí y Parú, tipo Granito de Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero, en un basamento bien expuesto en el río Alto

Ventuari, en las cercanías del Cerro Impacto y otras localizaciones, de gneises y migmatitas tonalítico-trondjemíticas-granodioríticas (TTG), similares a las del complejo granítico TTG de Supamo, con intrusiones gabroides y ultramáficas estratificadas, remanentes de un complejo máfico-ultramáfico estratificado con alguna mineralización por sulfuros (pirita, calcopirita y pirrotita) como los Metagabros de Manapiare y Metagabro de Asita (restos de CRV?), que representan un objetivo o *target* para prospectar depósitos de Ni-Cu $\pm$ PGEs.

Un cuerpo de forma elipsoidal, alargado y orientado aproximadamente NS, conocido como Carbonatita de Cerro Impacto, intrusionó toda la secuencia existente en tiempos post Nickerian y hasta, posiblemente, post edad de intrusiones de kimberlitas de Guaniamo (Figura 39, Rodríguez, 1992) más bien relacionados con la disgregación de la Pangea y la formación del Atlántico durante el Mesozoico.

Subprovincia Petrotectónica del Casiquiare:

Es una subprovincia que se caracteriza por su plano y bajo relieve, conocida como “Penillanura del Casiquiare” y, por su complejidad, lito-tectono-metamórfica.

Las rocas aflorantes entre Atabapo y Santa Cruz, cerca de Maroa, Rivas (1985) las denominó Complejo Casiquiare equivalente (?) al complejo Mitú que corresponde, en buena parte, a lo que se cita más abajo como Asociación Atabapo-Maroa.

En orden de mayor a menor grado metamórfico, se distinguen las siguientes asociaciones:

Complejo Atabapo-Maroa (CAM):

Compuesto por gneises y migmatitas tonalíticos y trondjemíticos con intrusiones cuarzo-gabroides a tonalíticas, tipo Complejo granítico TTG Supamo, y gneises félsicos y máficos, migmatitas, metamorfizados a la facies anfíbolita. Este CAM se correlaciona como parte del Complejo Mitú (CM),

Complejo Caño Casiquiare (CCC): compuesto de complejos gabroides intrusivos en rocas graníticas gnéisicas tonalíticas, migmatíticas, escasamente trondjemíticas o cuarzo monzoníticas con poco o nada de sedimentos asociados; una especie de Complejo granítico TTG de Supamo con mayores componentes máficos.

En los ríos Pasimoni, Yatúa y Baria afloran rocas del Complejo Casiquiare (CCC), entremezclados granitos, gneises, tonalitas, metaareniscas, metavolcánicas y rocas básicas, según Rincón y Zerpa (1992), y granitos porfídicos de San Carlos. Las edades Rb-Sr roca total del CCC son de 1.650 Ma del evento tectónico Río Negro-Juruena. Edades de 1.300 Ma a 1.360 Ma fueron obtenidas por K/Ar en biotitas de rocas del Río Casiquiare.

Complejo San Carlos-Cucuy (CSC-C):

Formado por gneises, augengneises cuarzo feldespático anfibólicos con migmatitas y, al parecer, escasos metasedimentos son intrusionados por una serie de granitos anorogénicos pero que no desarrollan una bien definida textura rapakivi, como son los granitos de Solano, San Carlos de Río Negro y San Simón del Cucuy. Este CSC-C es intrusivo en parte de la Provincia Río Negro-Juruena.

Desde Maroa hasta la Piedra del Cocuy, a través de los ríos Guainía y Negro afloran los siguientes tipos de rocas (Yáñez *et al* 1992):

- Granito biotítico microporfirítico,
- Granito anfibólico, microporfirítico,
- Granito piroxénico microporfirítico,
- Granito biotítico gnéisico de grano grueso,
- Granito biotítico clorítico de grano grueso,
- Granito pegmatítico, gneis granítico,
- Gneis granodiorítico, augengneises
- Monzodiorita y
- Migmatitas ácidas asociadas a granitos tipo TTG.

Esta subprovincia se caracteriza por la ausencia total de rocas volcánicas y plutónicas tipo Asociación Cuchivero, por la escasez de metasedimentos y de sedimentos tipo Roraima. Tiene el aspecto de una provincia Pastora, plana y baja, donde los equivalentes del Complejo granítico TTG de Supamo han sido más tectonizados, y los probables CRV han sido parcial a totalmente erosionados. No existen estudios sísmicos ni magnéticos que aporten información adicional requerida en estas áreas de relativos pocos afloramientos.

Al norte del caño San Miguel, que sigue una gran falla o zona de cizalla de rumbo cercano a EW, las tendencias estructurales en rocas con mayor deformación y metamorfismo son N 50°-60° W y N 10°-30° E. Al sur del mismo caño, las tendencias son más irregulares, destacando las NS, EW y N 20°-30° E. Esta ha sido, hasta el presente, una pobre subprovincia minera si excluimos de la misma el oro encontrado en y próximo al Tepuy Yapacana.

Subprovincia Petrotectónica del Alto Orinoco:

Esta subprovincia se extiende desde la confluencia del río Ventuari con el río Orinoco hasta las nacientes del gran río Orinoco y se continúa por Parima y Surucucú en Brasil, y representa una subprovincia intermedia en composición litológica, metamorfismo y tectonismo entre las subprovincias Manapiare y Casiquiare. De allí que resulte bastante compleja.

Litológicamente está formada por cuarzo-monzonitas semimasivas o atectónicas, como las de los ríos Parú, Yureba y Marueta, intrusivas en gneises tonalíticos y augengneises como los de Macabana, gneises cuarzo-plagioclásicos-epidótico-biotíticos, granitos trondjemíticos, tonalitas y rocas gabroides, es decir del tipo Complejo granítico Supamo.

Se observan rocas volcánicas riolíticas, tipo Volcánicas de Caicara y granitos tipo Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero, como los granitos de Padamo, Ocamo (Mendoza *et al.*, 1977), granitos que arrojan edades Rb-S; próximas a 1,86 Ga y que intrusionaron a todas las rocas anteriores (Gaudette y Olszewski, 1985).

Otras rocas como los granitos recrystalizados del río Cunucunuma, de Kiratare y la granodiorita de Jaricheta afloran como cuerpos aparentemente aislados aunque parecen ser en edad postgneises y postmigmatitas tonalíticas de Minicia del tipo Supamo-Bártica.

Los granitos rapakivis, tipo Parguaza, abundan hacia el extremo S-SE de la subprovincia y se conocen como Granito de Parima, Granito de Surucucú, etc., explotados sus aluviones para Sn por la compañía minera brasilera VRD en la década de los años 70. También, relacionados o no a los GRP, se encuentran complejos alcalinos como el de La Churuata.

En la zona Boca del río Ocamo-salto Guaharibos del Alto Orinoco, Martínez et al (1992) distinguen la siguiente secuencia:

Un basamento formado por gneises granitoides y esquistos cloríticos pelíticos, que afloran en las partes bajas del río Orinoco, entre Boca del Ocamo y Platanal-Guaharibos. Este basamento está intrusionado por granitos biotíticos circulares;

Rocas volcánicas y piroclásticas, mayormente riolíticas, y algunas andesíticas, aflorantes en boca del río Mavaca, boca del río Ocamo y arriba del salto Guaharibos. Estas rocas cubren el basamento gnéisico y son del tipo rocas Volcánicas de Caicara; y

Por encima de las rocas volcánicas y plutónicas del tipo Asociación Cuchivero, yace discordantemente una secuencia metasedimentaria que aflora en las filas alargadas desde la boca del río Mavaca hasta sus cabeceras, y que también afloran en el área de Platanal y Guaharibos. Parte de estas rocas fueron identificadas por Ascanio & Scherer (1989) como Formación Unturán.

Área del Río Cunucunuma-Tepuyes Duida-Marahuaca:

Martínez y Martínez (1992) identificaron rocas de las subprovincias petrotectónicas del Casiquiare, Alto Orinoco y de la Provincia Roraima.

Las rocas pertenecientes a la Subprovincia Petroitectónica del Alto Orinoco muestran dos tipos de granitos:

Granitos tectonizados del Alto Río Cunucunuma, y

Granitos anorogénicos, rapakivis tipo Parguaza.

Los granitos del alto río Cunucunuma, son de grano grueso, con epidoto, inequigranulares, color gris a rosado, aflorantes aguas arriba de la comunidad makiritare de Culebra, bordeando y como basamento del tepuy Huachamacare hasta el salto Takudi Shado, donde el granito cataclástico contiene grandes xenolitos de rocas graníticas de grano fino.

Los autores no descartan que los granitos del alto río Cunucunuma representan granitos anorogénicos, tipo Granitos Gnéisicos de Guaniamito, pero fuertemente alterados, epidotizados y tectonizados por efecto de la gran falla Alto Orinoco-Parima-Duida de dirección NW que, incluso, cortó parte del tepuy Duida, y que al parecer está también asociada a complejos alcalinos y depósitos de uranio.

En efecto, esta muy importante zona está cruzada por una gran falla regional de rumbo NW-SE, asociada a la cual los granitos han sufrido fuerte cataclasis y cizallamiento y, posiblemente, removilazaciones hidrotermales con algún contenido de uranio. A lo largo de esta gran zona de cizalla se localizan complejos alcalinos de La Churuata y Parima.

A unos 3 km aguas arriba del salto Takudi Shado se observan en el Granito de Cunucunuma intrusiones aplíticas y de granitos tipo rapakivi. Los granitos rapakivi son de grano muy grueso en el área Belén-Culebra con feldespatos de textura rapakivis wiborgita de hasta 2,5 cm, con cuarzo azulado local (como en la comunidad indígena de Mapaco), con magnetita (granitos tipo A2) y alteración hidrotermal (clorita-epidoto) por la cercanía de la gran falla Alto Orinoco-Parima-Duida.

En la comunidad indígena de Akanaña los granitos rapakivis afloran en inmensos y espectaculares domos. A unos 7 km, aguas arriba de la

desembocadura del río Cunucunuma en el Orinoco, pasa el contacto entre las subprovincias Alto Orinoco al N-NE y Casiquiare al S-SW. La subprovincia Casiquiare, aquí se compone de granitos semifoliados de grano medio y de gneises graníticos.

El Grupo Roraima en el tepuy Duida fue dividido por Martínez & Martínez (1991) en tres grandes miembros, que revisaremos en el próximo capítulo sobre Roraima, en la parte de Amazonas.

Área comprendida entre Platanal y arriba del Salto de Guaharibos:

Martínez *et al* (1992), identificaron cuarcitas conglomeráticas con clastos de cuarcitas macizas, recrystalizadas, que Sélhier (1966) denominó “Facies Guaharibos” y que están cubiertos por unos 300m de areniscas macizas, silicificadas, del tipo Formación Unturán, que están tectonizadas y contienen muscovita. Igualmente, afloran cerca de las cuarcitas de Unturán tobas y lavas félsicas riolíticas tipo Volcánicas de Caicara, de la Asociación Cuchivero. Secuencia similar, meta-sedimentos con volcánicas tipo Caicara fue observada por Ghosh (1977) en el Río Medio-Alto Ventuari.

También aguas arriba de Platanal en el Alto Orinoco y, especialmente hacia sus cabeceras afloran lavas andesítico-basálticas del tipo Metalava tholeiítica de El Callao, algunos metasedimentos de aguas profundas y rocas gabroides, que parecen corresponder a la asociación de CRV del Paleoproterozoico y que se conoce como CRV de Parima y Cauarane de edad 2,24 Ga (Gaudette y Olszewski, 1996), continuando esta secuencia hacia Brasil, en la zona de Surucucú.

Estos remanentes de CRV están mineralizados por oro y han sido extensamente explotados por minería informal o garimpeiros, con gran deterioro ecológico de las nacientes del gran río Orinoco.

Yáñez (1992) menciona hacia esa zona los complejos metamórficos de Parima (equivalente del Complejo granítico Supamo?) y de Uraicoera en su equivalente en Brasil, pero sin definirlos geológicamente. La

asociación máfica Tapurucuara parece formar parte de remanentes del CRV de Parima-Cauarane.

Todas las rocas mencionadas fueron intrusionadas por los citados granitos rapakivis del tipo Parguaza, cuyos stocks redondeados, pequeños, de granitos “especializados” han sido, algunos pocos, explotados en sus aluviones derivados, por casiterita y minerales asociados a ella.

A lo largo de grandes fracturas de tendencia N 20°-40° W, truncadas por fracturas NE y en la intersección de tales sistemas, se emplazaron complejos alcalinos con relativos altos contenidos de U, Th etc., como ya se refirió anteriormente.

Una cubierta metasedimentaria intercalada con rocas metapiroclásticas riolíticas pre-Roraima, denominada Formación Unturán (Ascanio y Scherer, 1989) se localiza debajo del Grupo Roraima.

Subprovincia Petrotectónica del Siapa:

La subprovincia petroTECTÓNICA del Siapa se extiende desde la divisoria de aguas del Alto Orinoco y las de su afluente río Mavaca con las del río Siapa.

Tiene la misma tendencia estructural que las provincias Imataca y Kanukú (N60-0E), y el *trend* del Grupo Botanamo, y se continúa en Brasil (Cachorro) y Guyana.

Litológicamente se compone de metasedimentos tectonizados, cizallados, de esquistos cuarzo-micáceos-estaurolíticos-granatíferos, de gneises cuarzo-feldespáticos-epidótico-anfibolíticos y anfibolitas o remanentes de CRV, similares a las del Grupo Villa Nova de Brasil, de edad Paleoproterozoico pero de *trend* opuesto en 90° (Villa Nova de tendencia N 30°-50° W, Siapa de tendencia N 60°-70° E), sobre un basamento de gneises tonalíticos y trondjemíticos, y migmatitas equivalentes. Toda la secuencia infra y supracostal ha sido intrusionada

por granitos y granodioritas postectónicos (< 1.700 Ma) y granitos anorogénicos más jóvenes (< 1.600 Ma).

III.6 PROVINCIA GEOLÓGICA RORAIMA: Oro, diamantes, uranio 1.8 Ga-1.4 Ga.

De 1,8 Ga a 1,4 Ga, sedimentos molasoides fluvio-deltaicos-marinos someros de Roraima se depositaron de manera disconformes sobre rocas de Pastora y Cuchivero en el este (Gran Sabana) y sobre los granitos postectónicos de Cuchivero y atectónicos de Parguaza al oeste (Amazonas). Roraima formó parte del Supercontinente Columbia y hacia 1,79 Ga – 1,78 Ga esta parte de Columbia fue combada y disgregada por una superpluma mantelar básica con la intrusión de basaltos tholeiíticos que fueron rápidamente erosionados, quedando expuestos hoy los conductos magmáticos de diques y sills de cuarzodioritas-rocas gabroides y mayormente diabasas de esa *Gran Provincia Ígnea Máfica de Avanavero* que va del sur del EG de Venezuela al sur del Cratón Amazónico de Brasil.

Entre Roraima y Cuchivero se observan metasedimentos más antiguos (Formación Unturán) en el Amazonas.

Hasta la fecha no se habían encontrado depósitos de U tipo Athabasca en la discordancia basal de Roraima.

Bloques continentales en colisión asociados con la consolidación de los supercontinentes Atlántica y Columbia sirvieron de fuentes durante la deposición de la secuencia fluvio-deltaica-marina somera, en condiciones de oxidación: los sedimentos molasoides de Roraima.

Las areniscas de Roraima, en su mayoría muy cuarcíferas a ortocuarcitas, originalmente con 4.000-5.000m o más de espesor, cubren unos 250.000 km² en área real actual; pero el área original debió ser >1.000.000 km², equivalente en tipos de rocas, secuencias sedimentarias, de ambientes fluvio-deltaicos y localmente marinas someras, y en tiempo de depositaciones (1.800 Ma - 1.400 Ma ¿?) en todo equivalentes, a las cuencas canadienses de Thelon, y de Athabasca

y cuenca y McArthur de Australia. *Esta es una Superprovincia Sedimentaria Molasoide Mundial.*

Reid (1974) dividió el Grupo Roraima (RG), en Santa Elena de Uairén (frontera de Venezuela con Brasil), desde la base hacia el tope en las cuatro formaciones siguientes: Uairén, Kukenán, Uaimapué y Matauí.

Formación Uairén (FU):

Descansa en discordancia sobre las Volcánicas de Caicara (1978±43 Ma por U-Pb en circones (Figura 24), con 800-900m de espesor y está formada en esa parte inferior de cuarcitas de grano grueso bien seleccionados con estratificación cruzada; de diferentes tamaños de conglomerados y muy delgadas y escasas argilitas y sigue ascendente la secuencia con cuarcitas de grano medio y conglomerados de menor importancia.

La edad de la base de la FU está cercana a los 1.800 Ma, que es la edad de las diabasas de Omai y La Virgen, de la Asociación Avanavero. Por ello se estima que esta edad de los sedimentos inferiores y discordantes de la FU sobre las tobas riolíticas de Caicara está cerca de 1.800 Ma.

Formación Kukenan (FK):

100m de espesor del ciclotermo areniscas feldespáticas-ciclotermo limolitas feldespáticas-ciclotermo de argilitas o lutitas

Formación Uaimapué (FU):

250m de espesor, donde en la parte inferior se observan cuarcitas de grano fino a medio, intercaladas con conglomerados y algunas limolitas, seguidas en la parte superior de arcosas, jaspes, tobas félsicas vítreas (de edad 1.665 Ma por isócrona de 16 puntos en roca total por el método Rb-Sr, Priem *et al.* (1973).

La discordancia entre las tobas vítreas de Uaimapué y los sedimentos del tope de la Formación Uairén es de aproximadamente 135 Ma y más de 300 Ma la discordancia con las Volcánicas de Caicara.

Formación Mataui (FM):

430m de espesor. En las montañas o Tepuy de Roraima (triple frontera de Brasil, Guyana y Venezuela) comienza en la base con 120m de areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada, seguidas de 80m de areniscas cuarcíticas bien escogidas y 240m de areniscas cuarcíticas de grano medio con conglomerados menores. Sedimentos similares a los de la FM, en el Alto Río Cuao, Amazonas, descansan en discordancia sobre el GRP de 1.545 Ma – 1.400 Ma.

Las edades de las discordancias en Roraima son, en resumen, estimativamente como sigue:

Volcánicas de Caicara 1.978 Ma-Formación Uairén 1.800 Ma.
Discordancia basal: 178 Ma

Tope Formación Uairén ¿-Base Formación Kukenán-? Discordancia FU-FK desconocida, *duración estimada: ¿100 Ma?*

Formación Uairén 1.800 Ma –Formación Uaimapué 1.665 Ma.

Discordancia Uairén-Uaimapué: 135 Ma.

Discordancia VC-Formación Uaimapué 315 Ma.

Formación Mataui-Granitos Rapakivis Parguaza 1.545 Ma a 1.400 Ma.

Discordancia: Mataui <1.665 Ma-GRP 1.545: Discordancia >120 Ma.

Discordancia Mataui <1.665 Ma-Granitos Rapakivis Parguaza 1.400 Ma>265 Ma.

Discordancias Formación Uairén 1.800 Ma-GRP 1.545 Ma :>250 Ma mínimo.

Discordancias Formación Uairén 1.800 Ma-GRP 1.400 Ma: 400 Ma máximo.

Obviamente que “Roraima” con más de 3 discordancias, cada una de aproximadamente unos 120 Ma a 150 Ma, no puede seguir siendo

considerada como un grupo e incluso el supergrupo le queda pequeño para estas rocas sedimentarias depositadas en un tiempo total equivalente a casi el 10% del tiempo total del Planeta Tierra, por ello se propone considerarla como parte de la *Gran Superprovincia Sedimentaria molasoide Mundial: Roraima-Athabasca*.

La base de Roraima son los sills y diques de la Suite Avanavero, como las diabasas de Omai y La Virgen (1.785 Ma-1.795 Ma, Grande *et al.*, 2015).

Santos *et al.* (2004) por circones U-Pb obtuvieron de estas diabasas de Avanavero una edad de 1.782 ± 3 Ma, pero para la parte media de Roraima, reportan para las tobas vítreas félsicas por U-Pb en circones una edad obviamente equivocada de 1.873 ± 3 Ma y para la base de Roraima una edad errada también tan antigua como 1.957 Ma (Beyer *et al.*, 2015) que es la misma edad de su basamento de las Volcánicas de Caicara.

Por su parte Sidder & Mendoza (1995) resumen las investigaciones sobre las edades de estas tobas vítreas de la parte media de Roraima de 1.665 Ma roca total Rb-Sr en Tafelberg Suriname con otros pulsos volcánicas de 1.730 Ma en la Quebrada El Jaspe, cerca de Santa Elena de Uairén, y de 1.579 Ma en Canaima.

Reid (1974) postuló ambientes fluvio-deltaicos para las formaciones del SGR. Ghosh (1981) estableció ambientes fluvio-deltaicos y de aguas marinas poco profundas para el SGR superior.

Mendoza (1977) reportó en la parte superior del tepuy Parú areniscas cuarcíticas hematíticas y areniscas calcáreas de aguas marinas-someras.

Ghosh (1977, 1983) distingue tres miembros de “Roraima” en el tepuy Parú (Amazonas):

Bajo: 300-500m con areniscas gradadas con estratificación cruzada y conglomerados delgados discontinuos.

Medio: 100-200m lutitas negras y grises separadas por ortocuarcitas.

Superior: 500-700m, ortocuarcitas, cuarcitas feldespáticas, areniscas con carbonatos e itabiritas o cuarcitas hematíticas.

Hasta ahora, por un lado, en Amazonas en los tepuyes de Roraima no se han encontrado capas de grandes conglomerados ni tobas ni lavas vítreas, ni los diques de las rocas intrusivas básicas de Avanavero.

Por otro lado, esta secuencia de Roraima en el tepuy Parú es post granito rapakivi Parguaza de edad 1.545Ma-1.400 Ma como se observa también en el tepuy del río Cuao (Mendoza 1977).

Edades radiométricas en las lutitas y cuarcitas feldespáticas de los tepuyes Parú y Duida en Amazonas deben dar un número más cierto que <1.550 Ma a <1.400 Ma para la Roraima depositada en Amazonas, discordante sobre el GRP.

En el tepuy Duida, Amazonas, Martínez & Martínez (1992) distinguieron tres miembros para “Roraima”:

Bajo: 500-600m en discordancia sobre granitos tectonizados del río Cunucunuma (por el efecto de grandes fallas NW Parima-Duida) y por encima discordantemente del GRP, se encuentran areniscas conglomeráticas, seguidas por conglomerados oligomíticos con la matriz de cuarcitas y con bloques de hasta 50cm de longitud.

Por debajo del salto Picure se observan conglomerados con matriz de esquistos de muscovita-sericita.

Medio: 200-300m desde la base al tope, de areniscas cuarcíticas de grano fino con estructuras de espina de pescado (acción de las mareas), seguidas por 10-40m de lutitas negras intercaladas con cuarcitas blancas y en la parte superior aparecen areniscas de grano medio con estratificación cruzada y pequeñas vetas de cuarzo.

Alto: 300-400 m, similar al Miembro Medio, ortocuarcitas de grano fino con estratificación cruzada, y a nivel local cuarcitas ricas en hematita intercaladas con lutitas.

Martínez y Martínez (1991) correlacionaron sus miembros medio y superior de Roraima del tepuy Duida con los miembros medio y superior descritos por Ghosh (1977) en el tepuy Parú.

Los autores ya sugirieron que las lutitas negras y grises de la parte media-superior de “Roraima” en el Amazonas son las mejores guías para establecer una correlación confiable. De allí la importancia de obtener edades por métodos confiables y reconocidos para estas lutitas.

El miembro inferior de la sección del tepuy Duida, por Martínez & Martínez (1991), su estratigrafía resulta muy complicada por la gran falla Duida-Alto Parima-Orinoco.

Este miembro inferior es de edad post granitos de Cunucunuma, y la sección del raudal Picure son rocas de edad pre-Roraima, similares y equivalentes a los conglomerados y esquistos que afloran en la sección de los Conglomerados de Moriche del río Ventuari, cerca de Las Carmelitas; y equivalente a la parte baja de la Formación La Esmeralda y Formación Unturán (Ascanio & Scherer, 1989), y a los conglomerados polimicticos de Pacheco en la Gran Sabana.

La presencia de areniscas ricas en hematita en las partes superiores de los distantes tepuyes de Parú y Duida, apunta a que esta parte más superior del SGR representa ambientes marinos someros bien oxigenados mientras que sus partes medias e inferiores son de ambientes fluviodeltaicos-continetales. La parte media, localmente, también indica ambientes marinos (Martínez & Martínez, 1992).

En el río Urico y la serranía de Lema, Alberdi & Contreras (1995), cartografiaron en discordancia sobre los CRV de Pastora y granitos TTGs del Complejo Supamo dos muy importantes formaciones (Figura 41): Formaciones Úrico y Capas de Abarén.

Formación Úrico: tres miembros:

Inferior: 25m de wackas de color verde, brechas piríticas polimícticas, tiloides con pirita.

Medio: 10m limolitas con cubos de pirita abundantes.

Alto: 10m tobas limolíticas rojas y conglomerados polimícticos.

Formación Capas de Abarén (dos miembros):

Inferior: 10m wackas, areniscas de color rojo, areniscas rosadas de grano fino.

Superior: gran paquete de areniscas color rosado, areniscas ricas en cuarzo de grano medio.

El pase de una atmósfera pobre en oxígeno, condiciones de reducción, a una atmósfera rica en oxígeno, condiciones de oxidación, se encuentra muy cerca en el tiempo a la parte media de la Formación Úrico, pre-Roraima, que debió ocurrir hacia 1,85 Ga a 1,95 Ga, (Alberdi & Contreras, 1995; Figura 41) aunque una mayoría de autores postulan que el Gran Evento de Oxigenación (GOE) del Planeta Tierra se produjo hacia 2,35 Ga, pero lo cierto es que se depositaron importantes BIF precisamente hasta 1,85 Ga. (Figura 42 Ponce 2015).

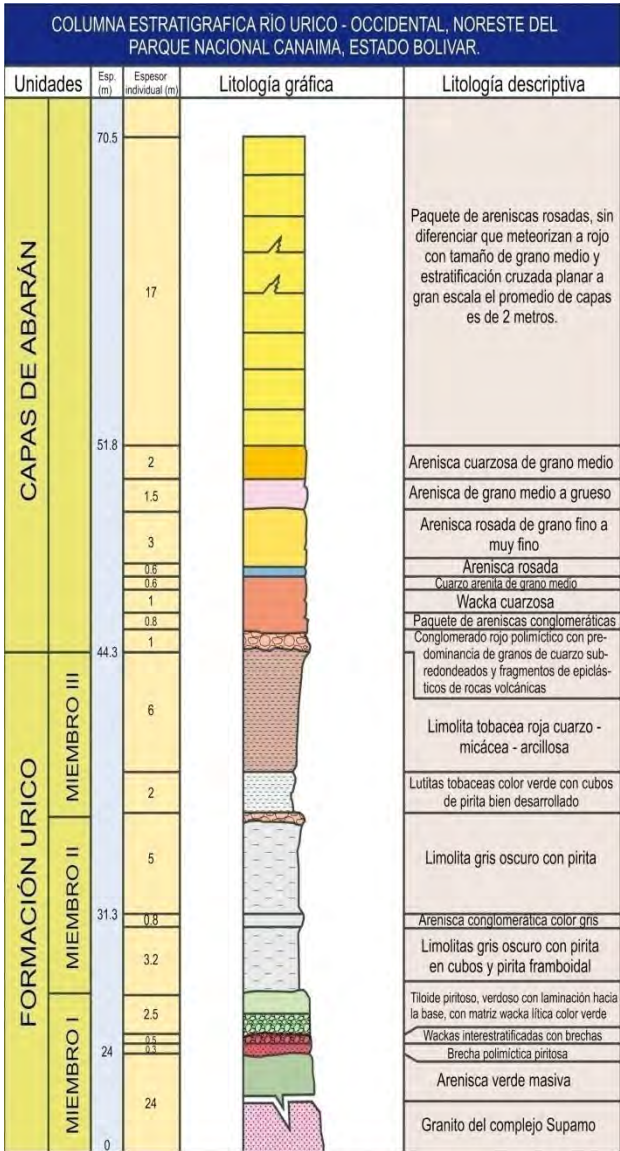


Figura 41. Columna estratigráfica del río Úrico, Parque Nacional Canaima (Tomado de Alberdi & Contreras, 1995)

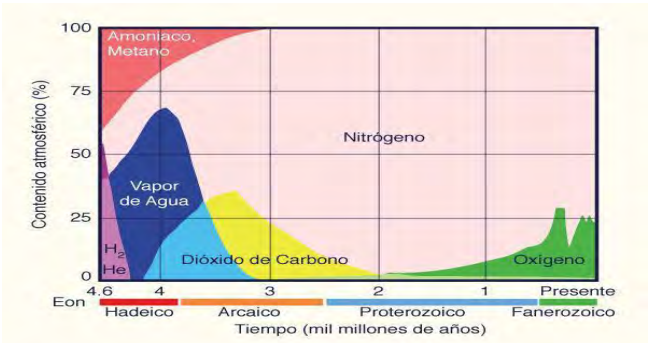


Figura 42. Abundancia de helio, metano, vapor de agua, CO₂, nitrógeno y oxígeno en el tiempo geológico (Tomado de Ponce, 2015).

Edades radiométricas precisas sobre esquistos y tobas de Úrico, en la Guayana Venezolana, pueden darnos las edades más cercanas a las edades del paso de un ambiente pobre en oxígeno a una atmósfera rica en oxígeno en nuestra Guayana como parte de la EVOLUCIÓN de la TIERRA, pasando de formaciones pre-Roraima (pobres en oxígeno) a formaciones del Súper Grupo Roraima (ricas en oxígeno) (Figura 43, Mendoza, 2012).



Figura 43. Propuesta de clasificación de los “supergrupos” Roraima y pre-Roraima: rocas sedimentarias depositadas en ambientes más ricos en oxígeno y de ambientes más ricos en dióxido de carbono, respectivamente (Tomado de Mendoza, 2000).

Cerca de Ichún Briceño *et al.* (1989) y en la parte media del río Ventuari (Ghosh, 1977) observaron desde la base hasta la parte superior de la columna, lavas riolíticas de flujo, lavas andesíticas, rocas volcanoclásticas félsicas y en la parte superior areniscas de Roraima. Briceño *et al.* (1989) incluyeron esta Formación Ichún como la parte inferior de Roraima y redefinieron el Grupo Roraima como Supergrupo.

Asociados con la base de Roraima en el extremo sur de la Gran Sabana, en la Formación Uairén, abundan los aluviones con Au, conglomerados basales de la discordancia con potencial para U y diamantes peridotíticos procedentes de fuentes kimberlíticas desconocidas.

Pasquali & Sifontes (2007) recomiendan como un objetivo exploratorio a la discordancia basal de Roraima que presentan características geológicas similares para los depósitos de U como el este de río Alligator de Australia y Elliot Lake, Canadá.

Sifontes (1982) y Yáñez (1985) exploraron el contenido de U en las aguas de drenaje lejos de la discordancia basal de Roraima y encontraron varias anomalías de U en aguas al SE del Estado Bolívar.

La cuenca Athabasca de Canadá, comenzó su historia de sedimentación en 1.740 Ma y en la cuenca Thelon en 1.750 Ma, seguida por tobas y tobas vítreas intercaladas con los sedimentos en alrededor de 1.644 Ma y en unos 100 años más tarde (1.550 Ma) se depositaron lutitas carbonosas negras.

Roraima en Venezuela tiene una evolución sedimentaria muy similar a la de Athabasca. Hacia 1.760-1.800 Ma se inició la sedimentación; hacia 1.665 Ma y más tarde se intercalaron tobas félsicas vítreas, con limolitas y cuarcitas y las lutitas negras del tepuy Parú son de menos 1.545 Ma. Sin embargo, las GPI de diabasas y rocas gabroides intrusivas en el Supergrupo Athabasca son de 1,27 Ga mientras que la GPI de Avanavero intrusivo en el Supergrupo Roraima es de 1.778 Ma a 1.793 Ma.

Miller (2000) ya había correlacionado las cuencas Thelon y Athabasca con la cuenca Roraima.

Se tienen dos edades próximas confiables de la mineralización de uranio en Athabasca;

Una de 1.547 ± 14 Ma en xenotima de la parte principal del depósito (Geloscan ID 297477) y

Otra de 1.590 Ma por ICP MS U/Pb en uraninita (Alexander et al 2007).

Los procesos o mecanismos de fraccionamiento de uranio a través de la Historia de la Tierra evolucionaron a través de cuatro periodos mayores:

De 4,55 Ga y 3,20 Ga correspondiente a la formación de una corteza delgada máfica y los primeros granitos TTG que aportaron cantidades muy bajas de U sin formarse depósitos uraníferos.

De 3,1 Ga a 2,2 Ga durante el cual aumentaron las rocas graníticas y su fraccionamiento con gran enriquecimiento de U, Th y K, siendo los granitos peraluminosos selectivamente enriquecidos en U. Estos fueron los primeros granitos y pegmatitas que a altas temperaturas cristalizaron *uraninita*. La erosión de estos granitos con uraninita, sin casi oxígeno en la atmósfera produjo aluviones ricos en uraninita, y pirita, que dieron junto con Au derivados de los CRV, los conglomerados de Witwatersrand, Sudáfrica y de Blind River, Canadá;

De 2,1 Ga a 0,45 Ga, con O₂ muy abundante en la atmósfera (Figura 42) ya no permitió el transporte erosivo de uraninita. El uranio tetravalente de la uraninita fue oxidado a uranio hexavalente formando iones de uranilo muy fácilmente solubles en agua. El uranio fue atrapado en grandes cantidades por sucesiones epicontinentales reductoras con grandes cantidades de materia orgánica y acumulaciones de fosfatos como consecuencia de la gran proliferación biológica en especial en el Neoproterozoico. Todos los

depósitos conocidos de este periodo son de alrededor de 1,8 Ga – 1,3 Ga como los de Athabasca, entre otros.

De 0,45 Ga al presente corresponde con los grandes poblamientos de árboles y la producción de gigantescas selvas y bosques. La acumulación de detritos de plantas y sedimentos representa trampas reductoras intraformacionales para lograr otro grupo de depósitos de U.

El Escudo de Guayana estuvo con condiciones prácticamente atectónicas entre 1.800 Ma – 1.400 Ma, siendo > 60% de afloramientos de rocas TTG y granitos K que representan potenciales fuentes de rocas con trazas de U que fueron erosionados y transportados parcialmente, UO_2 y por aguas superficiales primero y luego infiltrados a las aguas subterráneas y cuando encontraron materias orgánicas reductoras, bajo las condiciones redox favorables, el U se depositó.

Conglomerados pre-Roraima como los de Moriche en el río Ventuari son muy similares a los conglomerados de Blind River de Canadá con minerales de uranio, como la uraninita.

La secuencia de alteraciones hidrotermales en general es como se indica por Jefferson *et al.* (2007), (Figura 44): illita rica en Mg, esmectita, en areniscas *por encima de la discordancia*- y precipitación de clorita esferulíticas ricas en Mg, del basamento fallado. Las illitas ricas en Mg en las areniscas por encima de la discordancia se utilizan como guía de los depósitos de U.

La mineralización de U se produce por la mezcla de un fluido a nivel oxidado de las areniscas, por encima de la discordancia, con un fluido derivado del basamento en la intersección de una zona de falla o cizalla con la discordancia.

Rocas graníticas del Complejo Imataca y de la Superasociación Cedeño fueron las fuentes de U concentrado en y por debajo de la discordancia, de sedimentos ricos en materia orgánica y carbono, que facilitaron las

precipitaciones de U en la Faja Petrolífera del Orinoco, de hidrocarburos pesados

Se mencionó la zona “target” para descubrir un depósito tipo Olympic Dam (el más rico del mundo en reservas de U), en el GRP relativamente cerca de San Pedro y de Atabapo en Amazonas.

Canadá y Australia contienen más del 80% de las reservas y de la producción mundial anual de U (Mendoza, 2012). Nuestro Escudo de Guayana tiene una buena correlación con los principales depósitos de U de estos dos países:

En Roraima con discordancia basal encima de Cuchivero y/o Pastora (como Athabasca);

Depósitos potenciales de IOCG tipo Olympic Dam y como él con triple gran aero-anomalía (magnético-radiométrica-gravimétrica) en Amazonas y

Conglomerados pre-Roraima con matriz carbonosa de Moriche en el río Ventuari, similares en edad y composición a los conglomerados uraníferos de Blind River en Canadá.

Complejo alcalino de La Churuata en intersección con la megafalla Parima-Duida.

DEPOSITOS DE URANIO DE ATHABASCA

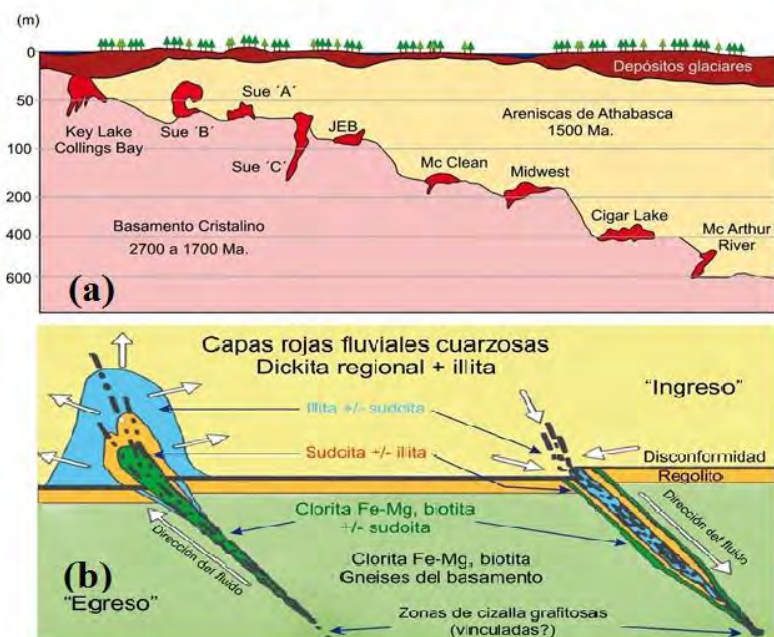


Figura 44. (a) Sección vertical esquemática de la secuencia de Athabasca. (b) Balance químico-mineralógico de ingreso y de egreso de diversos cationes en la alteración y formación de depósitos de uranio tipo discordancia de Athabasca (Tomado de Jefferson *et al.*, 2007).

El autor es de la opinión de que por debajo de “las Roraimas” existe un gran espesor (> 50 km) de sección de la corteza sobre el Moho, que contiene altos gradientes geotérmicos y fracturas promovidas por la separación de supercontinentes Rodinia y Gondwana e incluso Pangea, que facilitó el ascenso de kimberlitas peridotíticas (> 200 km de profundidad, del manto) con diamantes, gemas de valores altos (diamante Barrabás, por ejemplo) muy diferentes de las eclogíticas diamantíferas de calidades bajas (130 km de profundidad del manto) de los diamantes de Guaniamo.

Estas kimberlitas peridotíticas en Roraima durante al menos los últimos 40 Ma de extensa meteorización fueron parcialmente a totalmente (¿?) erosionadas y los diamantes fueron transportados por los aluviones derivados de Roraima en particular de su parte inferior.

Diabasas a cuarzo dioritas intrusieron Roraima en dos episodios magmáticos (1.780-1.785 y 1.793-1.795 Ga) de la Suite Avanavero. Tobas félsicas vítreas intrusieron en el medio del Supergrupo Roraima (Formación Uaimapué) en varios pulsos magmáticos:

El Jaspe-Sta. Elena 1,73 Ga,
Tafelberg Surinam 1,65 Ga,
Canaima 1,58 GA.

En 1,3 Ga – 1,0 Ga, además de colisiones continentales que formaron parte de la orogenia Mesoproterozóico Grenville en América del Norte (equivalente a la orogenia Orinoquiense), los bloques de Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza y los de Garzón-Jari-Falsino-Mitú-Atabapo colidieron, se suturaron y formaron parte del Supercontinente Rodinia.

Rifting por actividad de pluma mantelar produjo la disrupción de Rodinia en el 0,8 Ga – 0,6 Ga y está representado este evento en Venezuela por los diamantes llevados por las kimberlitas eclogíticas de Guaniamo (710 Ma) intrusiones que estuvieron relacionadas en o con la intersección de las fallas de Cabruta con la extensión de la falla de Guri o falla de Puente Palo, en Guaniamo. (Figura 45).

IV. CONCLUSIONES GENERALES

A pesar de la gran carencia de datos en geología de semidetalle, geoquímica, geocronología, sísmicos e interpretaciones paleomagnéticas, de niveles de confianza elevados, provisionalmente, el autor postula estas conclusiones que se irán modificando y actualizando con la nueva data que se origine en el futuro.

Supercontinentes

La metalogénesis del Escudo de Guayana conlleva una historia de cuatro o cinco supercontinentes precámbricos antiguos:

Kenorland que englobó a Imataca,

Atlántica que englobó a Pastora,

Columbia que incluyó Cuchivero-Amazonas y granitos rapakivis Parguaza,

Rodinia que incluyó kimberlitas de Guaniamo, que implica la construcción orogénica precedida y seguida de la destrucción por convección y varias miniplumas, plumas y superplumas.

Pangea: que incorporó GPI de diabasas y rocas gabroides de 220-180 Ma del Atlántico Central (CAMP). Guri terminó de ser una falla activa o removilizada.

Grandes Provincias Igneas (GPI)

Este trabajo identificó al menos seis grandes provincias ígneas y dos no ígneas y postuló de más antigua a más joven en el EG las siguientes:

Gran Provincia sedimentario-exhalativa de Fe Cerro Bolívar.

Gran Provincia Ígnea de CRVs Pastora-Botanamo-Barama-Mazaruni.

Gran Provincia de Oro orogénico de El Callao-Las Cristinas-Omai-Ashanti.

Gran Provincia Ígnea Félsica de Caicara-Ventuari-Tapajós.

Gran Provincia Ígnea de Diabasas y rocas gabroides de Avanavero.

Gran Provincia molasoide sedimentaria de Roraima-Athabasca

Gran Provincia Ígnea de Granitos tipo A Rapakivis de Parguaza-Surucucú-Mucajai-Báltica.

Gran Provincia Ígnea de Diabasas y rocas gabroides del Atlántico Central (CAMP).

Plumas del manto

Condie (1997) y Ernst *et al.* (1996) concluyeron que de 662 *sistemas de diques de rocas ígneas máficas* alrededor de todo el mundo, se distinguen los siguientes máximos de edades:

2,7, 2,5, 1,8, 1,6 1,2, 1,0, 0,8, 0,6, 0,2 y 0,05 Ga relacionados con plumas de calor mantelares de aproximadamente esas edades y grandes provincias ígneas.

En el Escudo de Guayana, Mendoza (2012) postuló las siguientes plumas calientes del manto:

Granulitas ultramáficas, originalmente komatiíticas, del Complejo Imataca, en la mina El Pao 3,4 Ga, BIF tipo Algoma y BIFs de Cerro Bolívar, San Isidro, Los Barrancos, etc., de 2,7 Ga- 2,5 Ga tipo Dos Carajás, relacionados a plumas de calor mantelares incorporadas al Supercontinente Kenorland.

Komatiitas tholeiíticas de arcos de islas oceánicas de El Callao de 2,3 Ga ¿? y lutitas negras de Yuruary, promovidas por una pluma mantelar (Velázquez, 1995)

Complejos máficos-ultramáficos de Verdún, Las Flores y Mochila, intrusivos en CRV de Pastora y Botanamo relacionados con plumas mantelares,

Colisiones de los CRV de Pastora y Botanamo en Marwani y Guri 2,1 Ga-2,0 Ga contra Imataca, cierre oceánico, *sutura de Guri*, *desarrollo de pseudotaquilitas*, como parte del Supercontinente Atlántica. Depósitos gigantes de vetas de cuarzo con oro orogénico de El Callo, Camorra, Lo Increíble etc. y depósitos supergigantes de pórfidos de Au-Cu de Las Brisas, Las Cristinas, etc., relacionados a superpluma mantelar.

Dique anular máfico-ultramáfico de Nuria intrusivo, en granitos TTG del Complejo Supamo, máfico-ultramáficos relacionado con minipluma mantelar.

Gran Dique El Cácaro de trend NS a NE intrusivo en rocas ígneas félsicas de la Asociación Cuchivero (<1.880 Ma), relacionado a muy importante superpluma mantelar, similar a la pluma responsable del Gran Dique de Zimbabwe.

El Cácaro es el dique máfico más importante con potencial minero (Cr-Ni-Cu-PGE-Au-Ag, etc.) de la totalidad de los diques máficos-ultramáficos del Escudo de Guayana.

Arcos magmáticos de Cuchivero-Tapajós por más de 300.000 km² de áreas, mayor del mundo, en el lapso 1.950 Ma - 1.750 Ma estuvieron relacionados también a gran pluma mantelar y formaron una gran provincia ígnea félsica (FGPI-CT) “Cuchivero-Ventuari-Tapajós Gran Provincia Ígnea Félsica”.

GPI Suite Avanavero, intrusiva (1.785 Ga-1.795 Ga) en la parte inferior del Supergrupo Roraima relacionada a pluma mantelar.

Tobas vítreas félsicas (1,73 Ga - 1,58 Ga) intrusivas hacia la parte media del Supergrupo Roraima y diabasas NW-N 30° W y N 50-70° E intrusivas en rocas de Cuchivero relacionados todos con plumas mantelares.

GPI *Rapakivi Mundial del Mesoproterozoico* de unos 8.000 km de longitud con 4.000 km de ancho estimado, relacionado a varias superplumas mantelares, cubriendo parte del Báltico-Groenlandia-Labrador California-Wisconsin-Amazónia de mineralizaciones de, Sn-Ta-Nb y Cu-Fe U-Au-REEs, depósitos IOCG TIPO Olympic Dam, y depósitos supergénicos de bauxitas. Como parte de esta GPI tenemos en el EG lo siguiente:

Rifting del manto superior-corteza inferior (1,6-1,4 Ga) por superpluma mantelar relacionada con enjambre de diques de diabasas y gabros

noríticos coroníticos de Guaniamo. Formación de magma híbrido manto-rocas granulíticas y/o dioríticas de la corteza inferior, diferenciación y cristalización de los Granitos rapakivis de El Parguaza, asociación ACMG, facies volcánicas y tardías, formando parte del Supercontinente Columbia y en él a *rifts* conectados mundialmente a Báltica y Laurentia-Amazônia.

Rifting y disgregación de Rodinia con intrusiones kimberlíticas eclogíticas diamantíferas de Guaniamo, relacionadas con pluma mantelar (0,8 Ga -0,7 Ga)

Diabasas emplazadas por fracturas paralelas a la Falla Guri: Diques Laguna, Guasipati etc., de diabasas intrusivas y diques gabroides durante la disgregación del Supercontinente Pangea por gran superpluma mantelar hacia 220 Ma-180 Ma (Figura 39. (b)), con la (CAMP) Provincia magmática del Atlántico Central-Escudo de Guayana (en particular el CI).

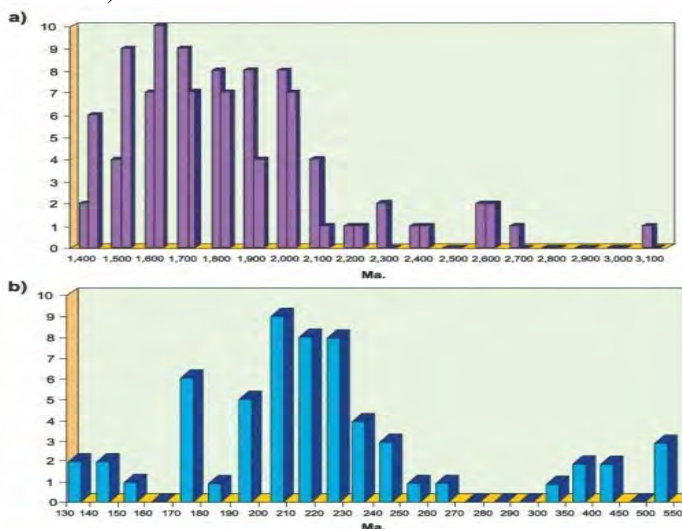


Figura 45. (a). Edades potasio-argón de diabasas del Proterozoico del Escudo de Guayana (b). Edades potasio-argón de las diabasas del Fanerozoico intrusivas en las rocas del Escudo de Guayana (Tomado de Sidder & Mendoza, 1995).

EL PRÓXIMO SUPERCONTINENTE

Desde hace al menos 180 Ma, actual CW, el EG y toda Venezuela y Suramérica se han estado levantado y desplazando hacia el borde oeste de Sur América y dentro de 250 Ma ¿? o menos el océano Pacífico se habrá cerrado y los continentes asiáticos chocaran con el borde oeste de Sudamérica, del cual el Cratón Amazónico o Guayano-Brasileño, el mayor en área mundialmente, seguirá estable y formará gran parte del núcleo de ese otro nuevo supercontinente (Amasia ¿?) y nuevas PMs y súper PMs producirán gigantescas GPI, aportando importantes minerales y elementos del manto a la corteza, pero cada vez en menor cuantía, variedad y valores minerales.

Esta visión general sobre la fascinante Historia Geológica del Escudo de Guayana, Venezuela, y sus recursos minerales, es un recuento geológico de supercontinentes, regidos por la tectónica de placas y plumas calientes del manto, y es crucial en la identificación y caracterización de las épocas metalogénicas y en la postulación de los modelos de yacimientos para el escudo de Guayana en su conjunto y en particular de sus principales recursos minerales muy resumidos y no bien cuantificados en:

Fe: 600 Mt remanentes de alto tenor ($>55\%$ Fe) y > 12.000 Mt de bajo tenor

Au: >8.000 t de Au (> 5.000 t de oro de veta tipo El Callao y > 3.000 t de oro de pórfidos de Au-Cu tipo Las Cristinas)

Bauxitas: > 6.000 Mt de alto tenor (50% a 44% de Al_2O_3)

Indeterminadas reservas o recursos de Ni, Mn, PGEs, uranio, torio, coltán, Sn, Ag, Nb, REEs, etc.

Guayana nos espera y reclama seguir el camino iniciado por CVG durante los años 1985-1993, con la realización, entre otros, del Proyecto Inventario de Recursos Naturales de la Región Guayana (PIRNRG), al

cual no se le ha dado continuidad en mayor detalle en las zonas recomendadas, con alto potencial minero, maderero, ambiental, etc., para lograr en/y de esa mitad de Venezuela un desarrollo armónico sustentable.

Es tiempo de continuar con vocación y amor la “Obra de Guayana”.



V. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, D & ISLEY., A. E., 2002. The intensity, occurrence and duration of superplume events and eras over the Geological Time. *J of Geo* 347: 265-307.
- ACOSTA, E, 2012. Caracterización geoquímica del Cerro Siete Picos, basado en el Complejo Máfico-Ulltarmáfico estratificado de Verdún, Distrito Roscio, Estado Bolívar. *Geos* 42: 36-40.

- ALBERDI, M., Y CONTRERAS, G., 1995. Estratigrafía del Grupo Roraima: Interpretación petrológica en la región noreste del Parque Nacional Canaima, Estado Bolívar, Venezuela. *U.S. Geological Sur. Bull.*, Núm. 2124: 11-119.
- APONTE, E., 2008. Petrogénesis de la suite TTG del Complejo Supamo. *Geos (UCV, Caracas)*, 39: 67-69.
- ARNDT., N., 2003. Komatiites, kimberlites and boninites. *J of Geophy Res.* 108: 1.029-1.034.
- ASCANIO, T., GUSTAVO, 1975. El Complejo de Imataca en los alrededores del Cerro Bolívar, Venezuela. Conf. Geol. Interguiana. 10th. Belen, Brasil. *Mem.* 181-197.
- ASCANIO., GUSTAVO, 1985. Yacimientos de mineral de hierro del Precámbrico de Venezuela. 1 Simp. Amazónico. Puerto Ayacucho. Ven., Marzo 1981, Bol. *Geól. Publ. Esp.* N°10. 464-473.
- ASCANIO, G. Y SCHERER, W., 1989. Reconocimiento geológico del área de Tapirapécó, T.F. Amazonas. VII Cong. Geol. Venezolano. Barquisimeto, Estado Lara, 1: 41-56.
- AUDÉTAT A, PETTKE., T., HEINRICH ,CA., BODNAR., RJ 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Economic Geology* 103: 877-900.
- BARLEY ME, KRAPEZ B, GROVES DI, KERRICH R. 2004. The late Archean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precambrian Research.* 91: 65-90.
- BARRIOS, F., CORDANI, H. Y KASAWACHITA, K., 1985. Caracterización Geocronológica del T.F. Amazonas, Venezuela. En VI Cong. Geol. Venezolano, 3: 1.432-1.480.
- BENAIM, N., 1997. Revisión del Grupo Botanamo. Formación Venamo. *Bol. Geol. Caracas, MEM*, 18 (31): 7-10.
- BEHM. V., 2017. Arco Minero del Orinoco: Mega-minerías amenaza la Amazonía Venezolana. Presentación Espec 20 pag.
- BONIN, B., 2007 *A type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects.* *Sci Direct* 97, 1-29.
- BONILLA-PEREZ, A., FRANTZ, J: C., CHARAO-MARQUEZ, Th, 2013. Petrografía, Geoquímica y Geocronología del Granito Rapakivi de Parguaza en Colombia. *Bol. Geol. Colombia*, 35: 2.
- BRICEÑO, H., TAPIA, J., ESTANGA, Y., 1989. Formación Ichúm, volcanismo ácido del Grupo Roraima. VII Cong. Geol. Venezolano, 5: 52-81.
- BROJANIGO A. Y DELPONT G. SPOT, A regional prospecting tool for bauxite deposit exploration in dense tropical forest: example of the Los Pijiguaos region (Venezuela). *Chron. Rech. Min.*, N° 505. 1991. 45-51. 5 fig.

- BROOKS, W. E., TOSDAL, R.M. Y NUÑEZ, F., 1995. Gold and diamond resources of the Icabarú Sur study area, Bolívar State, Venezuela. Sidder, G.B, Garcia, A.E., and Stoesser, J.W., eds., *Geology and mineral deposits of the Guayana Shield, Venezuela: U.S. Geol. Surv. Bull.* 2.124: L1-L9.
- BRYAN, S. E & FERRARI, L. 2013. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces in our understanding over the last 25 years. *Gol.Soc.América Bul*, 125: 1.053-1.078
- CALZIA, J.P. Y RAMO, O.T., 2005. Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA. *Earth Sci. Reviews*, Vol. 73, 1-4: 221-243.
- CAMPBELL, I.H., 2005. Large Igneous Province of the mantle plume hypothesis. *Elements*, 1: 265-269.
- CANDELARIA, J 2002. Principales tendencias de mineralización de Las Cristinas. Excursión Ciudad Bolívar-Gran Sabana, 2002, Biblioteca UDO Bolívar (volumen no publicado).
- CHANNER, D. M. DE R., EGOROV, A. Y KAMINSKY, F., 2001. Geology and structure of the Guaniamo diamondiferous Kimberlite. *Revista Brasileña de Deociencias*, 31(4): 615630.
- CHEN, J. H., & MOORE J.G., 1982. Uranium-lead isotopic ages from the Sierra Nevada Batholith, California: *Adv Earth & Space Sci.* 87: 4.761-4.784.
- CONDIE, K.C., 1997. Plate Tectonics and Cristal Evolution. 4 ed. Butterworh-Heinemann, *Oxford*, 282.
- CONDIE, K.C., 2001. Mantle plumes and their record in Earth History. *Cambridge Univ. Press*, 306.
- CONDIE, K.C., 2001. Precambrian Superplume and Supercontinents: A record in black shales, carbon isotopes and paleoclimates?. *Precam. Reser.* 106: (3-4).239-260.
- CONDIE, K.C., 2002. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent. *Gondw. Research.* 5: 1, 41-43.
- CONDIE, K.C., 2003. Supercontinents, superplumes and continental growth: the Neoproterozoic record. *Geol. Soc. Lond Espc. Publ.* "Tectonic of Rodinia and Gondwana: Continental growth, Supercontinent Asembly and Breakup, Vol. 206, p. 1-21.
- CONDIE, K.C., 2005. Earth as an evolving planetary system. *Elsevier Ac. Pres., San Diego, USA.*, 447.
- CONDIE, K.C., 2007. Accretionary orogens in space and time. *Geol. Soc. of América Memoir* 200: 145-158.
- CONDIE, K. C., 2013. Preservation and Recycling of Crust during accretionary and collisional phases of the Proterozoic Orogens: a Bump from Nuna to Rodinia. *Geoid.* 3: 240-261.

- COURTILLOT V., DAVAILLE, A., BESSE, L., & STOCK., J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 205: (2003) 295308.
- DOUGAN, TH. W., 1967. The Imataca Complex near Cerro Bolívar, Venezuela (A calc-alkaline Archean protolith. *En: Precam. Research*, 3: 237-268.
- ERNST, R. E., BUCHAN, K.L. & CAMPBELL, I.H., 2005. Frontiers in Large Igneous Provinces. *Lithos* 79: 171-297.
- ERNST, R.E., WINGALE, M.I., BUCHANAN, Z., 2008. Global record of Karroo Large Igneous Province (LIP): implications for the reconstruction of the propose Nuna/Columbia and Rodinia Supercontinents. *Prec. Reseaech* 160: (1-2) 159-178.
- ERNST, R E., BUCHAN, K.L. Y BLEEKER, W., 2008. The plumbing system of Large Igneous Province (LIPs). 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resumen.
- ERNST, R.E., BLEEKER, W., SODDERLONA, O & KERR, A., 2013. Large igneous provinces and Supercontinents: Towards completing the plate tectonics reoluion. *Lithos* 174: 1-14.
- ERNST R.E. 2014. *Large Igneous Provinces* Cambridge Univ. Press.
- FRAGA, L.M., DALL'AGNOL, R., SENA COSTA, J.B. Y MACAMBIRA, M., 2006. The Mucajaí Anorthosite-Mangerite-Rapakivi Granite Association, North Amazonian Craton, Brazil. Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogensis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.
- GAUDETTE, H.E., MENDOZA V., HURLEY, P.M. Y FAIRBAIRN, H.W., 1974. Geology and age of the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela. *Geol. Soc. of América, GSA Bull*, 1: 89, Núm. 9. 1.335-1.340.
- GAUDETTE, H.E. Y OLSZEWSKI, W.J. JR, 1985. Determination of radiometric ages, Amazonas Territory, Venezuela. Muñoz MI (ed) Mem. I Simp. Amazónico, Pto. Ayacucho, *Bol. Geol., Publ. Espec. 10*, Ministerio de Energía y Minas, Caracas, 733-746.
- GAUDETTE, H.E. Y OLSZEWSKI, W.J.JR, 1985. *Geochronology of the Basement Rocks, Amazonas Territory, Venezuela, and the Tectonic Evolution of the Western Guiana Shield. Geologie en Mijnbouw* 64: 131-143.
- GHOSH, S.K., 1977. Geología del Grupo Roraima en el Territorio Federal Amazonas. MEM. V Cong. Geol. Venezolano, Caracas, 1: 167-193.
- GHOSH, S.K., 1985. Geology of the Roraima Group and its implications. Mem. I Simp. Amaz., Puerto Ayacucho, Caracas. 33-50.
- GOLDFARB, R.J., GROVES D.I. Y GARDOLL S., 2000. Tectonic Setting and Temporal Evolution of Orogenic Gold Deposits. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000, Vol. de presentaciones, 4.

- GRANDE S., M & MARÍÑO, N., 2011. Petrografía de las rocas granitoides y asociadas de la Región de Caño Ore-El Burro, Estado Bolívar, Venezuela. *Geos* N 41: 31-36.
- GRANDE, S., IBÁÑEZ MEJIA, M., URBANI, F., GOMEZ, A., MENDI, D., WALTER., R.SZCERBAN, E., TALUKDAR., S., COLVEE., O., MARTIN., P., 2015 Petrología de cuerpos máficos en el Escudo de Guayana, Venezuela. *Geos* 47: 209-210.
- GRAY, F., NUÑEZ, F.J, WYNN, J.C, SIDDER, G.B., DAVILA, F. Y BAEZ, A., 1995. Geology and Geophysics of the Sierra Verdun-Cerro Piedra del Supamo Area, Estado Bolívar, Venezuela. Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield, Rep. N° B 2124; U.S. *Geol. Surv. Bull*, F1-F20.
- GROVES, D.I., CONDIE, K.C., GOLDFARB, R.J., HRONSKY., M.A., & VIELREICHER, R.M., 2005. 100th Anniversary Special paper: Secular Changes in Global Tectonics Processes and their Influence on the Temporal Distribution of Gold-Bearing Mineral. *Econ. Geol*, 100: (2) 2003-224.
- GROVES, D.I., VIELREICHER, R.M., GOLDFARB, R.J. Y CONDIE, K.C., 2005. Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 248: 77-101.
- GROVES, D.I., BIERTEIN, F., MEINHERT, L.D., & HITZMAN, M.W., 2010. Iron-Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for origin of Lithospheric Setting and Distribution from other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Econ. Geol.* 105: (3), 641-654.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., & SANTOSH. M., 2016. The conjunction of factor that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geosc Frontiers* 7: (3), 303-314.
- HAAPALA, I., & RAMO, T., 2011. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southern Fennoscandia. *Eaerh and Environ. Sci Teansac. Of the Roy Soc of Edinbourgh.* 83: 1-3
- HACKLEY, P.C, URBANI, F, KARSLEN, AZ.W, AND GARRITY, CH. P., 2005. Geologic Shaded Relief Map of Venezuela. *U.S.Geol.Surv- Open File Rep* 2005-1038.
- HAYNESS, D. W., CROSS, K.C., BILLS, R.T. Y REED, M.H., 1995. Olympic Dam ore genesis; a fluid-mixing model. *Econ. Geol.*, 90: 2 281-307.
- HILDEBRAND, R.S., 2005. Authochthonous and allochthonous strata of the El Callao greenstone belt: implications for the nature of the Paleoproterozoic Trans-Amazonian orogeny and the origin of gold-bearing shear zones in the El Callao mining district, Guayana shield, Venezuela. *Precam. Research*, 143: Núm. 1-4, 75-86.

- HOWE, D. J., SWANSON, E- ROJO, J., 1984. An overview of La Camorra Mine, Bolivar State, Venezuela. I Simp Internac. ORO AVO Caracas, 162-183.
- IBAÑEZ-MEJIA M., RUIZ J. GEHRELS G., PEPPER M., URBANI, F. & MENDI D., 2011. Magmatismo y evolución cortical precámbrica en el norte del Cratón Amazónico: evidencias geocronológicas U-Pb y química isotópica de Hf en zircones. Memorias del III Simposio Venezolano de Geociencias de Rocas Igneas y Metamórficas, *Geos 41* UCV Caracas Resumen, 41
- ISLEY A.E. & ABBOTT, D, 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *J.Geophys. Res.* CV., 104: 15.461-15.477.
- JEFFERSON, C. W., THOMAS, D. J., GANDHI, S.S., RAMAEKERS, P., DELANEY, G., BRISBIN, D., CUTTS, C., PORTELLA, P. Y OLSON, R.A., 2007. Unconformity-associated Uranium Deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan, and Alberta. Jefferson, C.W. and Delaney, G. (Eds.), EXTECH IV: Geology and Uranium Exploration Technology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta, *Geol. Surv. of Canada Bull.* 588; *Saskatchewan Geol. Soc.* Spec. Publication 18; Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada Special Publication 4: 23-68.
- JULIANI, C., MONTEIRO, L.V.S. Y FERNÁNDEZ, C.M.D., 2006. The Paleoproterozoic volcano-plutonism and associated Au and Cu-Mo mineralizations in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.
- JULIANI, C., SOARES, L.V., BETTENCOURT, J.S. Y DIAS, C.M., 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism-Tapajós gold province, Amazonian Craton. 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.
- KERRICH, R., 2000. The geodynamics of world-class gold deposits; characteristics, space-time distribution, and origins. *Econ. Geol.*
- KERRICH, R., GOLDFARB R., GROVES, D., GARWIN, S. Y JIA, Y., 2000. The characteristics, origin, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Sci. In China, Series D: *Earth Sci.*, 43: supplement, 1-68.
- KROONENBERG, S.B., 1982. A Grenvillian Granulite Belt of the Colombia Andes and Relation to the Guayana Shield. *Geol i Mijnbow* 61: 325 - 333.
- LARIN, A. M. 2008. Rapakivi Granites in the Geological History of the Earth. Part I. Magmatic Association with Rapakivi Granites: Age, Geochemistry and Tectonic Setting. *Stratigraphic and Geological Correlations* 17: 235-258.

- MARIÑO N, RAMIREZ A Y MELENDEZ W (1997). Geología del yacimiento de bauxita de Los Pijiguaos y sus alrededores. Proposición para una excursión geológica. VIII Cong. Geol. Venezolano, Tomo 1: 33-40.
- MCCANDLESS, G., 1965. Reconocimiento Geológico de la Región Noroccidental del Estado Bolívar. *Bol. Geol.*, Caracas, 7:13, 19-28.
- MARTÍNEZ, F., ZERPA, W., ESIS, L., 1992. Geología y Geomorfología del Sector Boca de Ocamo-Salto Guaharibo, Alto Orinoco, Territorio Federal Amazonas, Venezuela. *Bol. Soc. Venezolana de Geol.*, 44: 31-41.
- MARTÍNEZ, F. Y MARTÍNEZ, R., 1992. Reconocimiento geológico y geomorfológico del área Río Cunucunuma-Duida, Territorio Federal Amazonas, Venezuela. *Bol. Soc. Venezolana de Geol.*, 44: 47-61.
- MELÉNDEZ, W., RAMÍREZ, A. Y YÁNEZ, C., 2007. Estudio de elementos mayoritarios y traza en el yacimiento de bauxita de Los Pijiguaos, estado Bolívar, Venezuel. IX Cong. Geol. Venezolano, UCV, Caracas, octubre, 2007. *Geos 39* UCV Caracas.
- MENDOZA, V., 1972. Geología del Area del Río Suapure, parte Noroccidental del Escudo de Guayana. *Mem. Bol. Geol. Publ. Esp.* 6: 306-336.
- MENDOZA, V., 1975. Geology of the Suapure River Area, NW Guiana Shield, Venezuela. Unpubl. Ph. D. Dissertation, State Univ. of New York at Binghamton, 275 p. (Dissertation Abstracts, 36/01-B: 135-2236.
- MENDOZA., V. 1975. Estudio geoquímico del no tectonizado granito rapakivi de El Parguaza. X Cong Geol. Interguayanas, Belem, Brasil, MEM 628-651.
- MENDOZA, V., 1977. Perogénesis de rocas volcánicas (piroclásticas) precámbricas del noroeste del Escudo de Guayana, Venezuela. V Cong Geol Venezolano Caracas, MEM, 2: 555-583.
- MENDOZA, V., 1985. Potencial aurífero de Guayana: trabajo en progreso. VI Cong. Geol. Venezolano Caracas, MEM 6: 4.036-4.068.
- MENDOZA., V., 2000. *Evolució n Geotectònica y Recursos Minerales del Escudo de Guayana en Venezuela (y su Relació n con el Escudo SudAméricano* UDO-Hecla, Edit Inst Geog Venezuela Simòn Bolivar, Caracas, 184.
- MENDOZA, V., 2012. *Geología de Venezuela, Tomo I: Evolución geológica, Recursos minerales del Escudo de Guayana y Revisió n del Precámbrico Mundial*. Gran Colombia Resources, Edit Archeopatria, Bogotá, 362.
- MENDOZA, V., MORENO, L., BARRIOS, F., RIVAS D., MARTÍNEZ, J., LIRA, P., SARDI, G. Y GHOSH, S.K., 1977. Geología de la parte norte del Territorio Federal Amazonas, Venezuela (informe en progreso). V Cong. Geol. Venezolano, 1: 363-404.
- MENÉNDEZ, V. DE V., A., 1994. *Cinturones de Rocas Verdes del Escudo de Guayana en Venezuela; Revisió n Estratigráfica*. III Simp. Int. del Oro en Venezuela., Libro de Memorias., Asoc. Venez. del Oro, Caracas, 123-139.

- MEYER, F.M., HAPPEL, U., HAUSBERG, J. Y WIECHOWSKI, A., 2002. The geometry and anatomy of the Los Pijiguaos bauxite deposit, Venezuela. *Ore Geol. Reviews*, 20: 1-2, 27-54.
- MONTGOMERY, C.W., 1979. Uranium-Lead Geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guayana Shield. *Cont. to Min. and Pet.*, 69: 2 167-176.
- MORGAN, J, P. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230: 42-43.
- MORENO, L.A Y MENDOZA, V., 1975. Petroquímica de Rocas Graníticas del Alto Supamo SE Guayana Venezolana. X Cong. Geol. Interguianas, Belém do Pará, Brasil, Mem., 430-452.
- NANCE, R.D. & MURPHY, J.B., 2012 Origins of Supercontinents cycles. *Geosc. Front.*, 4: 439-448.
- NISBET, E.G., CHEADLE, M.J., ARNDT, N.T., AND BICKLE, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archean mantle: A review of evidence from komatiites. *Lithos*, 30: 291.
- NORCROSS, CH., DAVIS, D. W., SPOONER, E.T.C. Y RUST, A., 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana shield. *Precam. Research*, 102: Núm. 1-2 69-86.
- NNA-MVDO & MARTINEZ-FRIAS., J 2005. *Review of Komatiites: from Earth Geological settings to Planetary and Astrological contexts*. UNESCO.
- ORESQUES, N. & HIRTZMAN, M. W., 1993. A model for the origin of the Olympic Dam-type deposit. Mineral Deposit Modeling: R.V. Kirkham, E.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke (Eds.), *Geol. Assoc. of Canada*, Spc. Publ. Núm. 40: 615-633.
- PASQUALI, J. Y SIFONTES, R., 2007. Exploración de Uranio en Venezuela. IX Cong. Geol. Venezolano, UCV, Caracas, Oct. 07.
- PHILLIPS E., VOSS, M., VERGARA N. AZEVEDO L. & GRADIM R. 2007. Geología del complejo aurífero Choco 10, Provincia Pastora, estado Bolívar. IX Cong. Geol. Venez. Caracas, *Geos* 39.
- PIERCE, K, L., 2004. Geologic Evidence for a Mantle Plume Origin for Yellowstone: the Historical Pattern and Scale of Volcanism, Faulting, and Uplift along the Yellowstone Hotspot Track. *Geol. Soc. América*, Rocky Mountain (56th Annual) and Cordilleran (100th Annual), Paper Núm. 37-7.
- PIMENTEL DE BELLIZZIA, N., BELLIZZIA, A Y RODRÍGUEZ, S., 2000. Mapa Tectonoestratigráfico del Escudo de Guayana, Venezuela. Mem. Caracas. Dirección de Geología.
- PIRAJNO F. 2000. *Ore Deposits and Mantle Plumes*. Dordrecht, Neth: Kluwer Acad. 556

- PIRAJNO, F., 2004 Ore deposits, LIPs and mantle plumes. Int. Assoc. Of Volc. and Chem of Earth Interior.
- PIRAJNO, F., 2007. Ancient to Modern Earth: the Role of Mantle Plumes in the Making of Continental Crust. Earth's Oldest Rocks, *Elsevier*. 1.037-1.064.
- PIRAJNO, F., 2007. Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems. *Episodes*, Vol. 30, Núm. 1: 6–20.
- PIRAJNO, F., MAO, J., ZHANG, Z., ZHANG ZUIBENG & CHAI, F., 2008. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China. Implications for Geodynamic and potential for the Discovery of new ore deposits. *Asian Earth Sci* 32: 165-183.
- PRIEM, N.H.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., VERDURMEN, E.A.TH. Y VERSCHURE, R.H., 1973. Age of the Precambrian Roraima Formation in Northeastern South América: Evidence from isotopic dating of Roraima Pyroclastic Volcanic Rocks in Suriname. *Geo. Soc. of América*, 84: 1.677-1.684.
- REID, A.R., 1974. Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela. Conf. Geol. Interguayananas, *Mem. Publ. Espec.* 6: 343-354.
- RINCÓN, H. Y ZERPA, W., 1992. Estudio geológico-geomorfológico del sector ríos Pasimoni, Yatúa y Varía, Territorio Federal Amazonas, Venezuela. *Bol. Soc. Venezolana de Geol.*, 44: 22-30.
- RIOS, J.H., 1972. Geología de la Región de Caicara, Estado Bolívar. IV Cong. Geol. Venezolano, *Mem. Publ. Esp.* 5: 3, 1.759-1.782.
- RITTER, J.R. & CHRISTENSEN, V. K. 2007. *Mantle plumes. A multidisciplinary approach*. Springer books.
- RIVAS, D., 1985. Geología de la sub-región Atabapo, Territorio Federal Amazonas, Venezuela. I Simp. Amazónico, Puerto Ayacucho, 12-134.
- RODRÍGUEZ, S.E., 1997. Ubicación Tectónica de los cuerpos de kimberlitas de Bolívar Occidental, Venezuela. Cong. Geol. Venezolano, 2: 335-338.
- RODRÍGUEZ, I., GRANDE, S., ADRIÁN, N., AZUAJE, R., DIAZ, A., ESCORIHUELA, N., LOZANO, L., MORGADO, L., PÉREZ, M. Y VARGAS, E., 2008. Modelaje cortical del Escudo de Guayana, Venezuela, con base en datos gravimétricos y magnéticos. *Geos* (UCV, Caracas), 39: 93-7.
- ROGERS, J.J.W., 1996. A history of the Continents in the past Three Billions Years. *The Jour. Geol.*, 104: 91-107.
- ROGERS, J.J.W. Y SANTOSH, M., 2004. Continents and Supercontinents. *Oxford Univ. Press*, London, Inglaterra, 289.
- RUCKMICK, J.C., 1963. The Iron Ores of Cerro Bolivar, Venezuela. *Econ. Geol.*, 58: 2 218-236.
- SABOLEV, N.V., YEFIMOVA, E.S., CHANNEL, D.M.DER., ANDERSON, P.F.N. Y BARRON, K.M., 1998. Unusual upper mantle beneath Guraniemo,

- Guyana Shield, Venezuela: Evidence from diamond inclusions. *Geology*, 26: 11, 971-974.
- SALAZAR, E. Y FRANCO, L., 1994. Geología del Estado Bolívar, zonas Bochinchito, Marwani-Anacoco y Las Flores-Sua Sua. III Simp. Int.Oro, AVO.
- SANTOS, J.O.S., POTTER P.E., REIS, N.J., HARTMANN, L.A., FLETCHER, I.R. Y MCNAUGHTON, N.J., 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South América based on U-Pb geochronology. *Geol. Soc. América Bull.*, 115: 3 331-348.
- SARMENTEROS, A., 1992. *Gold in Venezuelan Investments Opportunities Handbook 1992*. G.P.O.Salt Lake City 246.
- SCHULZE, D.J., CANIL, D., CHANNER, D.M.DER. Y KAMINSKY, F.V., 2006. Layered mantle structure beneath the western Guyana shield, Venezuela: Evidence from diamonds and xenocrysts in Guaniamo kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1 192-205.
- SCOTT, B & ERNEST. R., E., 2008. Revised definition of large Igneous Province (LIPs). *Earth Sci Rev.* 85:175-20.
- SIDDER, G.B., & MENDOZA V., 1995. Geology and Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 2.124: A 01-20.
- SIDDER, G.B., BROOKS, W.E., ESTANGA, Y., NUÑEZ, F. Y GARCÍA, A., 1991. Early to Middle Proterozoic Supracrustal Rocks and Mineralization of the Southern Guayana Shield, Venezuela. Seventh Annual V.E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources, 69.
- SIDDER, G.B., Y MARTÍNEZ, F., 1990. Geology, Geochemistry and Mineral Resources of the Upper Caura River area, Bolívar State, Venezuela. U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. 90-231, 29.
- SIFONTES, R.S., *et al.*, 1982. Informe final del proyecto de investigación geoquímica de uranio según el contrato Núm. 033/81 suscrito entre CADAPE y la Universidad Central de Venezuela. Caracas, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Geoquímica, 61 y 3 mapas.
- SMITH, R.B., JORDAN M., STEINBERGER B., PUSKAS CH. M., FARRELL K., WAITE G.P., HUSEN A S., CHANG W-L., CONNELL R.O., 2009. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *Jou of Volc and Geoth Rese* 188 (2009) 26–56.
- SOARES, M.A., 1985. Estudio Petrográfico de la estructura alcalina la Churuata, Territorio Federal Amazonas. VI Cong. Geol. Venezolano, 4: 2.117-2.158.
- STERN, R.J. 2008. When did Plate Tectonics begin and what came before. *Geol.Soc. América Spc Pp* 440:2654-280.

- STRECKEISEN, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. 63: 773-785. Spec. Publ. Núm. 5: 113-140.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.G., SDZABÓ, G.A.I., MONDIN, M, SATO, K., SANTOS, A.P., SISO, C.S., 2000. Nd isotopic constraints on the protolith age of the Archean Imataca Complex, Venezuela. 31 Int Geol. Congress, Rio de Janeiro, Brasil, Agosto 2000.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., COLOMBRO, C. Y MONDIN, M., 2002. Características isotópicas (Nd - Sr) do plutonismo intrusivo no Extremo NW do Cráton Amazônico, Venezuela, e implicações para a evolução Paleoproterozóica. *Geol. USP Sér. Client.*, Sao Paulo, 2: 131-141.
- URBANI, F. 1976. Metamorfismo de las rocas del Grupo Roraima, Estado Bolívar y Territorio Federal Amazonas. *Memorias V Congreso Geológico Venezolano*, Caracas. Tomo II: 623-638.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY AND CVG TECMIN, C.A., 1993. Geology and Mineral Resources Assessment of the Venezuelan Guayana Shield. *U.S. Geol. Bull.* Núm. 2.062: 121.
- VELÁSQUEZ, G. Y TOSIANI, T., 2007. Modelado petrogenético de los basaltos de la Formación El Callao, en la región de El Callao, Estado Bolívar. IX Cong Geol Venez Caracas *Geos*, 39: 6913.
- VOICU, G., BARDOUX, M., STEVENSON, R. Y JÉBRAK, M., 2000. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 35: 4 302-314.
- WILSON, J.T. 1963. Evidence from Islands on the Spreading of Ocean Floors. *Nature*. 197 (4867): 536-538.
- XU, Y.G., 2007. Mantle plume, large igneous provinces and lithospheric evolution. *Episodes*, 30: 1.
- XUE S., YANG X, LIN M & KAN Q., Q, 2018. Geochemical constraints on genesis of Paleoproterozoic A-type granite in the south margin of North China Craton. *Lithos* 304: 2-22.
- YÁNEZ, P.G., 1992. Aspectos geológico-geomorfológicos de la frontera con Brasil, en el Territorio Federal Amazonas (Venezuela). *Bol. SVG*, 44: 3-14.
- YÁNEZ, P.G., MARCANO, I., LUGO, E. Y RIVERO, N., 1992. Geología y geomorfología de la Frontera con Colombia, entre la Piedra del Cocuy y Maroa, al suroeste del Territorio Federal Amazonas, Venezuela. *Bol. Soc. Ven. De Geólogos*, 44: 15-21.
- YÁNEZ, P.G., 1995. Bauxite on a planacion surface in Venezuelan Guyana. Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield, Rep. Bull. Núm. 2.124; *U.S. Geological Survey Bulletin*. M1-M8.

- YANG .J, H, ZHANG, H., GAO, Z., GUO, L & XU., W., 2016. Generation of peraluminous granitic magma in a post-collisional setting: A case study from the eastern Qilian oron, NE Tibetan Plateau. *Gonw Res.* 36: 28-45.
- YONAKA, B. & GARCÍA A. 2007 Description of the brisas gold/copper deposit. IX Cong Geol.Venez. Caracas *Geos* 39.
- YUPIN, S., JIANPING Z., LILILIANG, HONGKUN, D., 2017. Derivation of A1-type granites by partial melting of newly underplated rocks related with the Tarim mantle plume. Online 20 Nov 2017.
- ZHANG, S.H., LIU, S.W., ZHAO, Y., YANG, J.H., SONG, B. Y LIU X.M., 2007. The 1.75-1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China Craton: Magmatism related to a Paleoproterozoic orogen. *Precam. Research*, 155: 3-4, 287-312.
- ZHAO, O, MIN SUN, WLDE, S., SANZHONG, L., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent assembly, growth and breakup. *Earth Sci Rew.*, 67: (1-2) 81-1.