

**Evolución Geotectónica y Recursos Minerales
del Escudo de Guayana en Venezuela
(Y Su Relación con el Escudo Sudamericano)**

**Por: Dr. Vicente Mendoza Sánchez
Cátedra Geología de Venezuela
Universidad de Oriente
Escuela Ciencias de la Tierra
Ciudad Bolívar, Diciembre 2.000**

INDICE

	<i>Página</i>
Un mensaje	3
Resumen.....	5
CAPITULO I: ARQUEOZOICO	9
Tectónica de Placas en el Precámbrico	9
Precámbrico en Sur América	13
Generalidades del Arqueozoico mundial	22
Provincias Geológicas	25
Provincia Geológica de Imataca	25
Falla de Guri	36
Edad del Complejo de Imataca	37
CAPITULO II: PROTEROZOICO	38
Introducción	38
Provincia Pastora	44
Supergrupo Pastora	46
Grupo Botanamo	61
Complejo de Supamo	64
Edad de los Cinturones de Rocas Verdes y del Complejo de Supamo	64
Orogenesis Transamazonica	65
Depósitos minerales de los Cinturones de Rocas Verdes	65
Depósitos de Oro.....	68
CAPITULO III: PROVINCIA GEOLOGICA DE CUCHIVERO.....	83
Introducción	83
Supergrupo Cedeño	83
Grupo Cuchivero	83
Grupo Suapure	91
Granito Rapakivi de El Parguaza	91
Edad y Origen del Supergrupo Cedeño.....	93
Recursos Minerales de la Provincia Cuchivero.....	103
Rocas Graníticas del Estado Amazonas.....	122
CAPITULO IV PROVINCIA GEOLOGICA RORAIMA.....	130
Introduccion.....	130
Grupo Roraima.....	130
Ambientes y Edad del Grupo Roraima.....	138
Recursos Minerales de la Provincia Roraima.....	142
Orogenésis Nickeriana.....	142
CAPITULO V LEVANTAMIENTO MESOZOICO-CENOZOICO.....	144
Bibliografía	146

Un mensaje

.....Continuar la obra de Guayana....

Con el soporte de los estudios de Inventario de Recursos Naturales de Guayana y de Prospecciones Geológicas en los Cinturones de Rocas Verdes de Pastora e Imataca, iniciados y continuados por la Corporación Venezolana de Guayana en el año 1.985, se pudo adelantar un programa de apertura minera que se llevó a cabo exitosamente entre los años 1.990 a 1.993, otorgando 1.041 contratos mineros de exploración y subsiguiente explotación, que hoy pueden ser convertidos en concesiones, de los cuales 611 correspondieron al sector de la Pequeña Minería y 431 contratos a la Mediana y Gran Minería, para un total de 1.326.000 Has. El 65% del área referida fué contratada con empresas de la misma CVG, el 28% con empresas venezolanas privadas y el 3% restante con empresas mixtas (transnacionales/CVG) entre las cuales destacan las asociaciones Placer Dome-CVG para Las Cristinas y se promovieron otros contratos mineros con importantes empresas transnacionales. Todo ello con el objeto de promover y ejecutar un desarrollo minero de Guayana en armonía con la preservación y recuperación del medio ambiente, procurando legalizar y transformar la Pequeña Minería en una actividad legalmente amparada, socialmente justa, económicamente rentable y ambientalmente sustentable y paralelo a ello promover la exploración, desarrollo y explotación de depósitos auríferos y minerales relacionados a través de la Mediana y Gran Minería, nacional, transnacional y mixta, de modo que se asegurase el máximo aprovechamiento de cada depósito mineral y la reposición oportuna del medio ambiente necesariamente intervenido, conforme a la normativa legal vigente para el momento. Los logros alcanzados nos dieron un acopio gigantesco de inventario de recursos naturales, generados por un equipo excelente de profesionales de la Empresa CVG Tecmin C.A., e innumerable y valiosa información aportada por el sector minero, que hoy se incorporan en esta obra. Para ello se contó con un equipo gerencial extraordinario y la participación de todos los sectores envueltos en el tema (Ministerios del Ambiente y Recursos Naturales Renovable, Defensa, Energía y Minas, CVG, sector privado minero y representantes de asociaciones mineras y metalúrgicas del País). El gran artífice y gerente de esta gran obra de conocer e intentar desarrollar los recursos del 50% de Venezuela que ocupa la Región Guayana, se lo debemos todos a un Venezolano de Excelencia, a un Insigne Gerente Guayanés, al Dr. Leopoldo Sucre Figarella, al que con sumo reconocimiento, humildad y gratitud hoy quiero dedicar este pequeño trabajo con el deseo de que las generaciones por venir tengan el tiempo, la voluntad y el soporte oficial para continuar y perfeccionar esta obra, sólo recién iniciada, la de conocer o inventariar, desarrollar y diversificar la economía regional y nacional, creando nuevos polos de desarrollo al estilo mejorado de Ciudad Guayana que generen empleo y bienestar a los guyaneses de nacimiento y de adopción y a los venezolanos todos. Gracias amigo. Gracias Leopoldo por tu obra, la de enseñarnos a conocer y desarrollar a Guayana..... ello será siempre presente como lo es tu obra para los guyaneses, venezolanos todos.

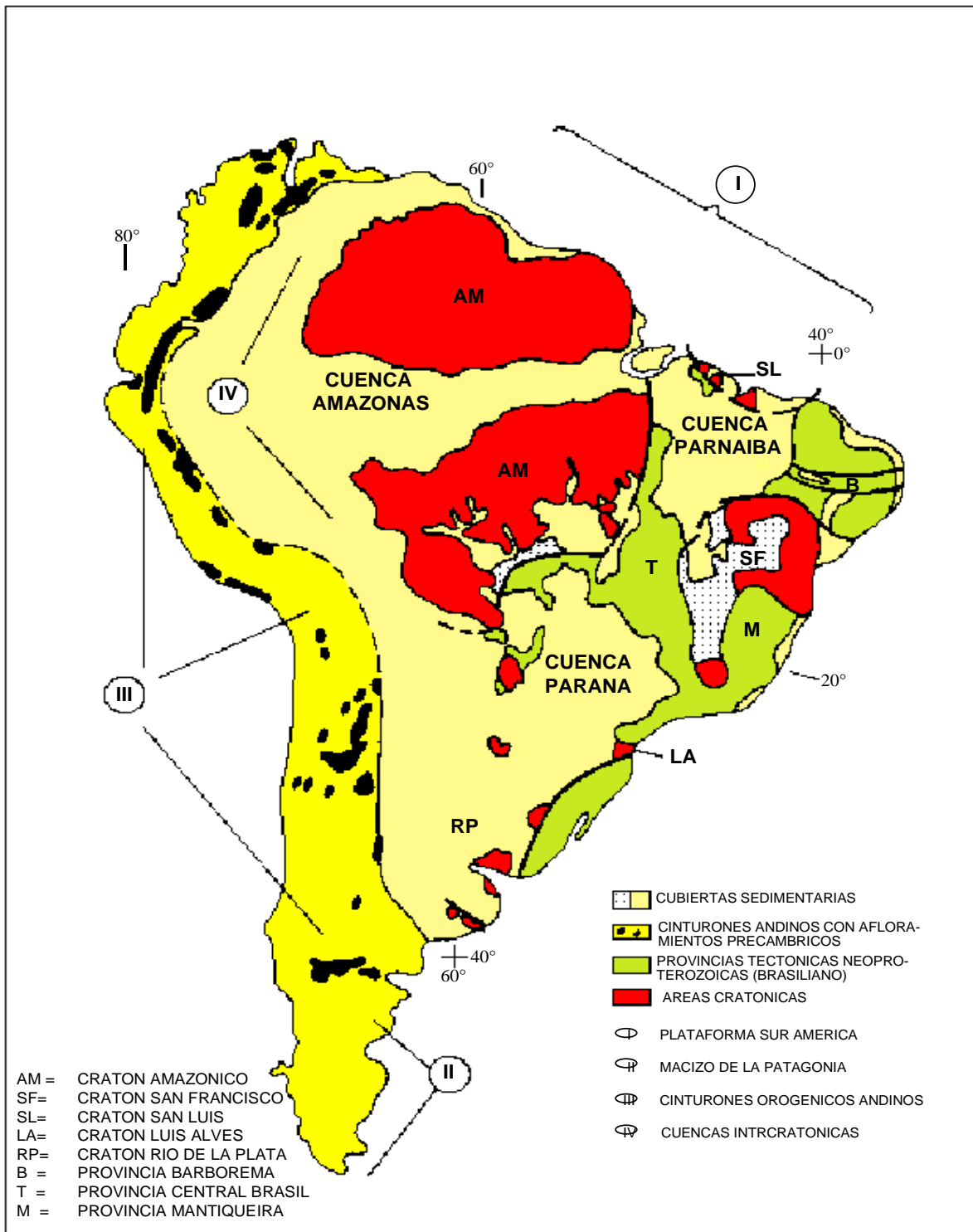


Figura 1. PROVINCIAS GEOCRONOLOGICAS DEL ESCUDO DE SUR AMERICA
 (tomado de Cordani y Sato, 1.999)

EVOLUCION GEOTECTÓNICA Y RECURSOS MINERALES DEL ESCUDO DE GUAYANA EN VENEZUELA

Resumen

El Escudo de Guayana se localiza al sur del Río Orinoco y ocupa aproximadamente el 50% de la superficie de Venezuela, con rocas tan antiguas como 3.41 Ga (granulitas y charnockitas del Complejo de Imataca) y tan jóvenes como 0.711 Ga (kimberlitas eclogíticas de Guaniamo), que registran en buena parte una evolución geotectónica similar a la de otros escudos precámbricos en el mundo.

En particular, el Escudo de Guayana, que se compone en las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, forma parte del **Cratón Amazónico** del Precámbrico de Sur América, que se extiende por el Norte de Brasil, las Guayanas, remanentes precámbricos de Colombia y de Bolivia y estaba unido a África Occidental hasta la ruptura de la Pangea, hacen unos 200 Ma.

Durante el Meso y Neoarqueozoico (**Orogénesis Guriense 3.41 Ga y Aroensis o pre-Transamazónica, 2.78-2.67 Ga**), se originaron, bajo un régimen de muy alto gradiente geotérmico, con zonas de subducción menos pendientes que las actuales (sin eclogitas ni esquistos azules), primitivos cinturones de rocas verdes (CRV) que culminaron con formaciones bandeadas de hierro tipo Dos Carajas (Cerro Bolívar, El Pao), con domos intrusivos gabroides-dioríticos a tonalíticos, asociación TTG, que sufrieron politectonometamorfismo (granulitas félsicas y máficas de dos piroxenos con altas temperaturas, del orden 750 °C-850 °C y moderadas presiones < 8 Kbs). Estos terrenos de CRV-TTG primitivos formaban islas y microcontinentes dentro de esos gigantescos océanos; pero por deriva y choque se suturaron, con grandes corrimientos, tipo napas, formando fajas tectónicas con litologías, metamorfismo y edades diferentes (La Encrucijada, La Naranjita, Santa Rosa, Ciudad Bolívar, Laja Negra, etc.) y se adicionaron unas a otras, hasta constituir el espeso cratón Imataca-Kanukú, etc., hacia 2.7-2.5 Ga, formando parte del primer gran supercontinente, que denominamos **Guayanensis**.

En el Paleoproterozoico (**Orogénesis Transamazónica, 2.3-1.95 Ga**) el cratón Imataca-Kanukú se fracturó y separó, formándose entre los bloques en deriva, Imataca a un lado y Kanukú y cratones equivalentes de Brasil al opuesto, el océano Pastora-Barama Mazaruni-Paramaca, donde se produjeron, bajo un régimen de tectónica de placas similar al actual, más evolucionados CRV, con rocas predominantes basáltico-komatíticas hacia la base (Formaciones Cicapra y equivalentes) seguidas por rocas transicionales entre komatíticas y toleíticas (Formación Florinda), basandesitas toleíticas y sedimentos pelíticos profundos (Formaciones El Callao, La Cuaima, El Torno, Rio Claro, Grupo Carichapo) y rocas volcánicas y volcanoclásticas félsicas hacia el tope (Formación Yuruari, 2.130 M.a) que fueron plegometamorfizadas (Facies Epidoto-Anfibolita y Facies Esquistos Verdes) con y por domos tonalíticos, trondjemíticos, granodioritas (TTG) y migmatitas (Complejo de Supamo) e intrusiones sin y posttectónicas dioríticas y gabroides. Dentro de ese régimen de placas tectónicas se produjeron nuevas cuencas y subcuencas, nuevos y más evolucionados CRV, desde paralelas hasta

**Tabla Nº 1 CARTA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL DEL PRECÁMBRICO
(TOMADO DE INTER. UNION OF GEOLOG.. SCIENCES, UNESCO, 2.000)**

	EON	ERA	EDAD		SIST.	ERA
P R E C Á M B R I C O	P R O T E R O Z O I C O	NEPROTEROZOICO	540	GSSA	NP3	NP
			650		NP2	
			850		NP1	
		MESOPROTEROZOICO	1000	GSSA	MP3	MP
			1200		MP2	
			1400		MP1	
			1600		PP4	
		PALEOPROTEROZOICO	1800	GSSA	PP3	PP
			2050		PP2	
			2300		PP1	
	2500					
	A R C H E O Z O I C O	NEOARQUEZOICO	GSSA	2800	NA	
		MESOARQUEZOICO		MA		
		PALEOARQUEZOICO		3200	PA	
		EOARQUEZOICO		3600		

normales a las cuencas anteriores, que recibieron espesas secuencias turbidíticas volcanogénicas intermedias-félsicas, calco-alcalinas, escasas rocas volcánicas intermedias a máficas y ausencia total de rocas komatíticas (Formación Caballape) cerrándose los mares con sedimentos molasoides, rojos pelíticos, samíticos y hasta conglomerados polimicticos (Formaciones Los Caribes, Urico y Maracapa, Ston, Murawa, etc.), suturándose así las rocas de Pastora, más joven, debajo de Imataca, más antigua (**Megafalla de Guri**), coincidiendo o formando parte del gran supercontinente **Atlántico**, aglutinado al final del Transamazónico. Hidrotermalismo y politectonismos de edad post-Supamo (2.1 Ga, 1.99 Ga, 1.2 Ga, 0.95 Ga) originaron vetas de cuarzo aurífero hipo y mesotermales en zonas de cizallamiento tipo Motherlode (de tendencias NE, como El Callao, Chile, Chocó; NS, tales como Coacia, Day; NW, como Camorra, San Rafael), tipo pórfidos de oro y cobre (NE, como Las Cristinas-Brisas del Cuyuni), tipo “saddle ref.” (NE, Tomi; NS, Fosforito), tipo Sigma-Lamaque zona de cizalla en el contacto de rocas volcánicas (competentes) con rocas sedimentarias pelíticas, incompetentes (como por ejemplo las vetas de Lo Increíble, Bochínche, Introducción, Canaima).

Durante el **post-Transamazónico** o Evento Orocaima (1.98 Ga-1.88 Ga), el cratón Imataca+Pastora se fracturó y hacia sus bordes continentales, sin arcos de islas (ausencia parcial a total de andesitas) se emplazaron al final y post-orogénia principalmente rocas volcánicas riolíticas, sus equivalentes piroclásticas y granitos calco-alcalinos comagmáticos con las volcánicas, del denominado Grupo Cuchivero (Formación Caicara, Granitos de San Pedro, Santa Rosalía y Guaniamito), muy poco fraccionados, en un arco magmático de borde continental, de edades Rb/Sr roca total y U/Pb en circones de 1.96 Ga a 1.86 Ga, derivados en gran parte de la corteza continental (< 10 ppm Ni, Sr87/Sr86 i >.706), por fusión parcial de rocas similares en edad y composición a las del Complejo de Supamo.

La zona de contacto Imataca+Pastora versus Cuchivero se localiza hacia el actual Río Caura y marca una gran discordancia en tiempo (3.41 Ga y 2.3 Ga de Imataca y Pastora versus 1.96 Ga de Cuchivero), en composición y metamorfismo (granulitas, anfíbolitas y esquistos verdes de Imataca y Pastora versus rocas sin metamorfismo o con muy bajo grado del Grupo Cuchivero) y tendencias estructurales (tendencias NE-NS de Imataca y Pastora versus NW de Cuchivero) que se denomina **Frente Tectónico Caura**.

Hacia el Mesoproterozoico, el continente Imataca+Pastora+Cuchivero se fracturó profundamente hasta el manto superior. Basaltos toleiticos altos en alúmina ascendieron hacia la corteza y se mezclaron con material basal granulítico-charnockítico similar al de Imataca y por extensa diferenciación y cristalización fraccionada produjo a niveles epizonales granitos rapakivis, biotítico-hornabléndicos-hipersténicos de El Parguaza (1.50-1.55 Ga por Rb/Sr y U/Pb) que gradan a rocas volcánicas (riodacitas y dacitas del Guayapo), granitos “especializados” plagioclásicos y pegmatitas ricas en estaño, columbita-tantalita, topacio, tierras raras y torio-uranio.

Sobre Pastora+Cuchivero+Parguaza se depositaron, en diferentes cuencas y tiempos (1.77 Ga-1.45 Ga) sedimentos fluvio-continentales, marinos someros hacia su tope (Grupo Roraima), en áreas cratónicas, atectónicas, que fueron intrusionadas por diabasas y rocas gabroides-tonalíticas (Asociación Avanavero).

En el **Nickerian (1.2-1.0 Ga)**, evento orogénico equivalente al de Grenville de Norteamérica, el bloque Imataca+Pastora+Cuchivero+Parguaza y Roraima colidió con el bloque Garzón-Jari Falsino de Colombia y Brasil, produciéndose la **sutura Río Negro-Atabapo-Orinoco**, formando parte del supercontinente **Rodinia** hacia el final del Nickerian, con reactivación de antiguas fallas (Parguaza, Suapure, Cabruta, Caura, Caroní) y desarrollo de metamorfismo de bajo grado, retrógrado, con desarrollo de pseudotakilitas en la Falla de Guri. Estas reactivaciones acentuaron la profundidad y ancho

de las fracturas (Cabruta versus Guri por ejemplo) y facilitaron el emplazamiento de material del manto en una corteza muy espesa (Imataca+Pastora+Cuchivero+Parguaza+Roraima) con alto gradiente geotérmico, atectónico, tales como lámprofiros (Guaniamo, 0.85 Ga), carbonatitas (Cerro Impacto) y rocas kimberlíticas (-eclogíticas) diamantíferas de Quebrada Grande (0.711 Ga Rb/Sr en flogopitas), asociadas a la ruptura del Supercontinente **Rodinia** y a los incios de la **orogénesis Brasiliano Pan-Africano**.

Hace unos 210-200 M.a. se inició la separación de Africa de Sur América, dando origen al Atlántico, con la última reactivación de la Falla de Guri, actuando como una falla transcurrente en zona continental y como falla de transformación en áreas oceánicas. A través de la falla de Guri y de las fallas paralelas y subparalelas a ella (Fallas Guasipati, Laguna,etc.) en el Escudo de Guayana se emplazaron rocas toleíticas máficas y hasta ultramáficas. El Escudo de Guayana permaneció estable desde entonces con levantamientos isostáticos, dejando algunos grabens con depósitos de sedimentos terciarios como los de Kanukú en Guyana.

CAPITULO I

ARQUEOZOICO

INTRODUCCIÓN

TECTONICA DE PLACAS EN EL PRECAMBRICO

El **Ciclo de Wilson (CW)** refleja el tiempo y la relación espacial del movimiento de placas tectónicas en la historia evolutiva del planeta Tierra. El CW comprende tres fases que comienza con la disrupción o “rifting” de un supercontinente, seguido de la separación y deriva de los bloques separados, entre océanos recién formados, y culmina con el cierre de tales océanos, colisión y amalgamación (“collage”) de viejos, remanentes, bloques más adicional material juvenil derivado del manto.

La corteza juvenil se produjo en grandes volúmenes en el Meso y Neoarqueozoico (34%) y en el Paleoproterozoico (64%). Por el alto gradiente geotérmico del Arqueozoico se originaron mayoritariamente cinturones permóviles, mientras que la aparición y dominio de la tectónica de placas, en el Paleoproterozoico, hace más de 2.0 Ga, dieron lugar a la aparición de cinturones móviles, orogénicos, alrededor de núcleos cratónicos arqueozoicos. Por sucesivas colisiones en el Arqueozoico pequeñas masas cratónicas se adicionaron unas a otras, con la desaparición de mares intracratónicos, formando micro-continentes. Sucesivos episodios de colisiones a lo largo de zonas de suturas aglutinaron varias masas continentales formando finalmente un supercontinente. Después de decenas a pocas centenas de millones de años, el supercontinente se vuelve inestable, por migración de puntos de calor del manto superior debajo del supercontinente, con lo cual comienza a fracturarse (rifting) y entre cuyos primeros bloques fallados y separados comienzan a formarse cuencas magmático-sedimentarias y aulacógenos, seguidos del inicio de mares y océanos.

Los cinturones de rocas verdes son considerados como formados en ambientes de cuencas delante del arco en zonas de subducción intraoceánicas, adelgazadas y elongadas por procesos de subducción. Es probable que los procesos de tectónica de placas han operado, similar a como actualmente tienen lugar, desde hace por lo menos 2.2 Ga. La abundancia, a nivel mundial, de cinturones de rocas verdes (CRV)-granitos asociados TTG (tonalitas, trondjemitas, granodioritas), de edades 3.0-2.85 Ga, 2.85-2.70 Ga, 2.7-2.55Ga y 2.2-1.95 Ga (Mesoarqueozoico-Paleoproterozoico, Carta Estratigráfica UNESCO, 2.000, **Tabla N 1**) sugieren a gran escala mecanismos de amalgamación y acreación continental en ese tiempo (Evans, 2.000), en concordancia con lo reportado por Cordani y Sato (1.999) para el Precámbrico de Sur América.

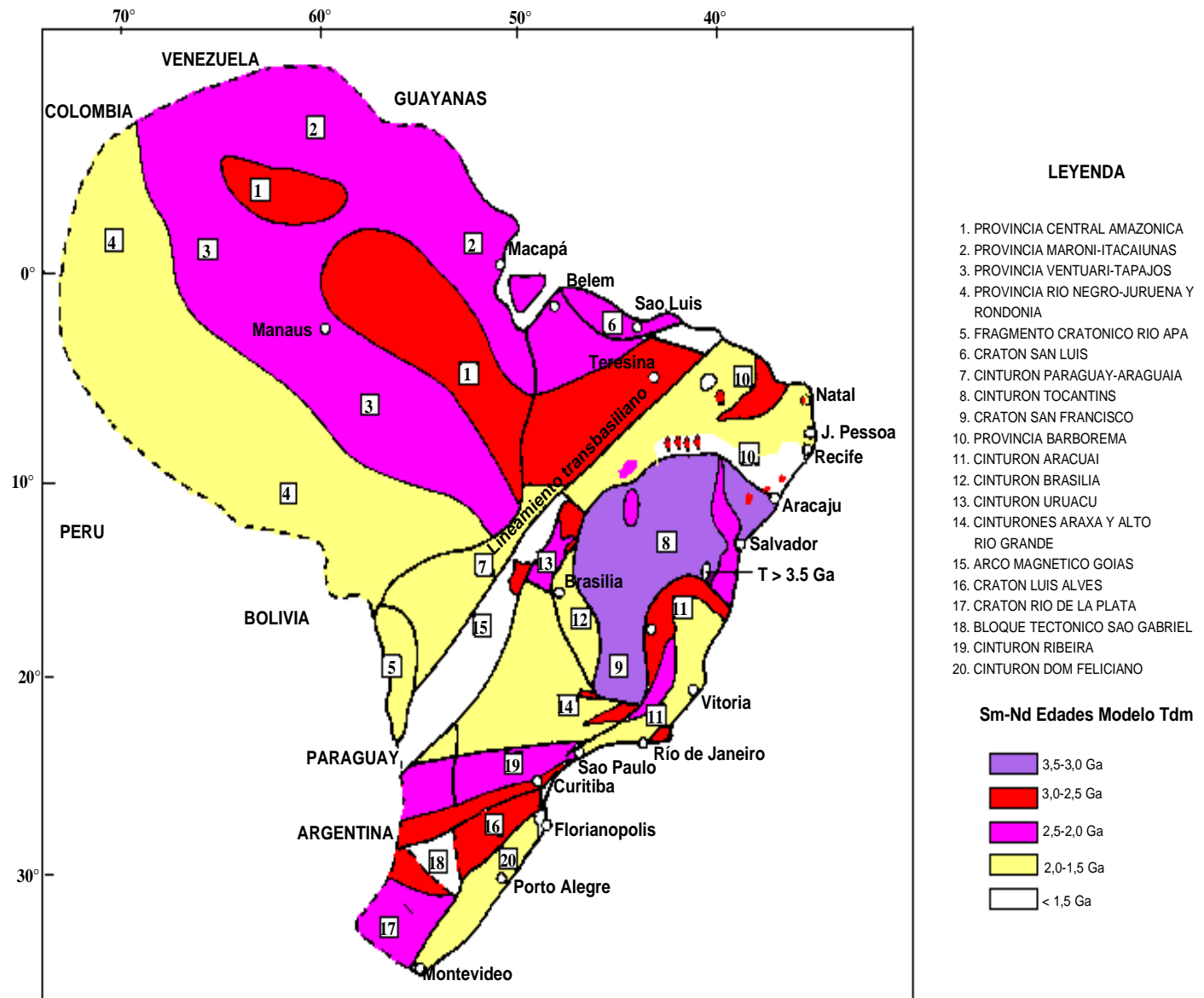
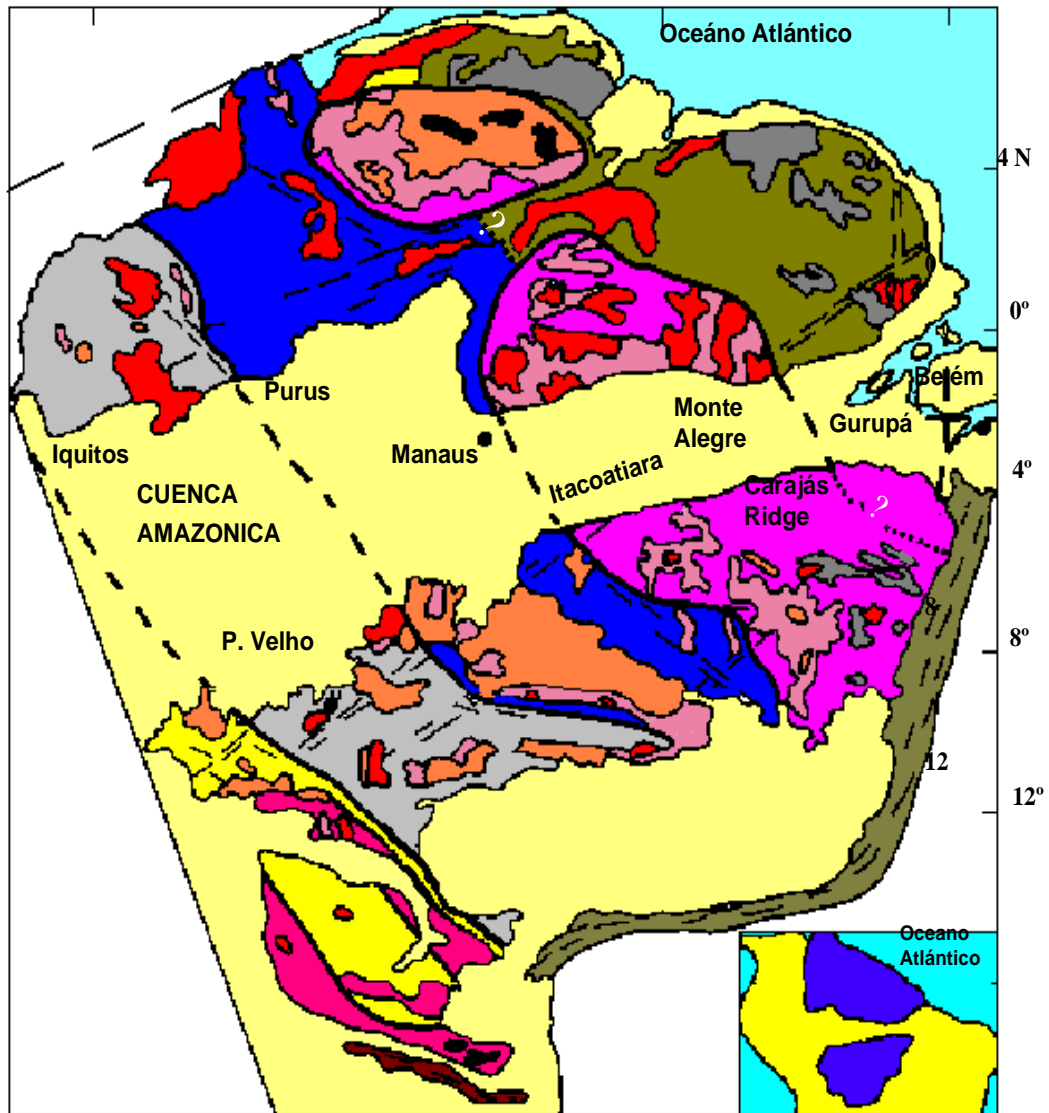


Figura 2. DOMINIOS TECTONICOS DEL ESCUDO DE SUR AMERICA
(Tomado de Cordani y Sato, 1999)



Provincias Geo-cronológicas

- Amazónica Central
> 2.3 Ga
- Maroni-Itacaiunas
2.2-1.95 Ga
- Ventuari-Tapajós
1.95-1.80 Ga
- Río Negro-Juruena
1.80-1.55 Ga
- Rondonia-S Ignacio
1.50-1.30 Ga
- Sunsás
1.25-1.0 Ga

Unidades Geológicas

- Sedimentos Fanerozoicos
- Granitoides
- Sedimentos Precámbricos
- Volcánicas ácidas-intermedias
- Volcánicas básicas
- CRV
- Complejos Granulíticos
- Cinturones móviles Neoproterozoicos
- Alto del basamento estructural

Figura 3. PROVINCIAS GEOCRONOLÓGICAS DEL CRATÓN AMAZÓNICO
(Tomado de Tassinari y Macambira, 1.999).

TABLA 2. RESUMEN DE EVENTOS GEOLOGICOS EN EL CRATON AMAZOICO

(Tomado de Tassinari y Macambira, 1.999)

EPISODIOS DE FORMACION DE CORTEZA	A CREACION JUVENIL DE CORTESA	TECTONISMO DIVERGENTE	SEDIMENTACION Y MAGNETISMO ASOCIADO EN RIFT CONTINENTAL
1.28-1.1 Ga SP		1.05-0.9 Ga RSIP	1.1-1.0 Ga RSIP
1.5-1.3 Ga RSIP	1.5-1.4 Ga RSIP	1.45-1.2 Ga RNJP	1.45-1.1.2 Ga RNJP
1.8-1.155 Ga RNJP	1.8-1.5 GA RNJP	1.75-1.5 Ga VTP-RNJ	1.65-1.4 Ga RNJP
1.95-1,8 Ga VTP	1-95-1.8 Ga VTP	1.85-1.8 Ga CAP	1.90-1.6 Ga CAP-VTP
2.25-2.1 Ga MIP	2.1-9.5 Ga MIP		1.95-1.8 Ga CAP
2.9-2.7 Ga CAP	2.98-2.87 Ga CAP	2.6-2.3 Ga CAP	
3.1-3.0 Ga CAP	>3.0 Ga (?) CAP		

CAP-Provincia Central Amazónica**MIP**-Provincia-Itacaiúnas**VTP**-Provincia Ventuari Tapajós**RNJP**-Provincia Rio Negro-Juruena**RSIP**-Rondonian-San Ignacio**SP**- Sunsás Provincia

Provincia

Durante los grandes episodios de formación de corteza juvenil o derivada del manto, el estilo de convención del manto inducido por sobrecalentamiento del manto más inferior o de la zona de discontinuidad sísmica a 660 o más Kms de profundidad, indujo a la formación de grandes plumas de calor mientras que el emplazamiento del fundido producido dio origen a espesos plateaux oceánicos en/próximo a los primitivos surcos oceánicos, conservándose parte de ellos aún como rocas volcánicas toleítico-komatíticas y komatitas. Subducción y fusión parcial de ese material dio origen a la asociación TTG. El cierre oceánico, la colisión de placas y procesos asociados condujeron a retrabajamiento y reciclamiento de parte de la corteza ya formada especialmente después de 1.9 Ga y en particular después del Orinoquense, < 1.0 Ga, particularmente importante durante la orogénesis Brasiliano-Pan Africana.

PRECAMBRICO DE SUR AMERICA

Basados en miles de determinaciones de edades radiométricas por los métodos Rb-Sr (Cordani y otros, 1.988) y Sm-Nd, modelo Tdm (Cordani y Sato, 1.999) el Escudo de Sur América fue dividido en varias provincias geocronológicas (**Figura N 1**) y las misma en dominios tectónicos (**Figura N 2**). Composiciones isotópicas de Sr, Pb, Nd de rocas graníticas y ortogneises graníticos muestran que significativas cantidades de material del manto fueron incorporadas a la corteza durante el Neoarqueozoico y el Paleoproterozoico, particularmente notorio en el período 2.2-1.95 Ga (**Figura N 3**) durante la **Orogénesis Transamazónica**. Luego, en el Neoproterozoico mucho del material costral adicionado a los continentes no provenía del manto, no era juvenil, sino producto de reciclamiento y retrabajamiento de material de la corteza pre-existente.

Le estructura regional más notoria del Escudo Sur Americano (ESA) es la **Megasutura Transbrasiliana**, de dirección N 50 E, que cruza todo el Brasil y lo separa en dos grandes masas, una NW (cratones Amazónico y San Luis, al parecer carentes de rocas del Brasiliano- Pan Africano) y otra SE (Cratón San Francisco, Río de la Plata) con rocas del Brasiliano-Pan Africano. En tiempos del Paleoproterozoico estas masas estaban unidas en el gran **supercontinente Atlántica** (Rogers, 1.996, **Figura 4**).

El ESA ocupa unos 9.3 millones de Kms² a través de Venezuela, Guyana, Suriname, Guayana Francesa, Colombia, Bolivia, Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina y una parte importante de él está representada por el **Cratón Amazónico (CA)**, que con sus 4.3 millones de Kms² es el cratón de mayor área mundial (**Figura N 5**). El CA se divide en dos escudos, el Escudo Guayanés al Norte y el Escudo Guaporé al Sur de la Cuenca Paleozoico Sedimentaria del Río Amazonas (**Figura 9**) y están circundados por cinturones del Neoproterozoico (Tucavaca en Bolivia, Araguaia-Cuiaba en Brasil Central y Tucantins en el NE de Brasil) y han sido relativamente estables desde hace 1.0 Ga.

El Escudo de Guayana se extiende por los países de Venezuela, Guyana, Suriname, Guayana Francesa, parte de Colombia, una parte importante al Norte del Río Amazonas en Brasil y parte de Bolivia.

Según Tassinari y Macambira (1.999), basados en miles de edades Rb-Sr, U-Pb y Sm-Nd, el CA se divide en las siguientes seis provincias geocronológicas:

Provincia Amazónica Central (CAP) de > 2.3 Ga. Debería incluir la Provincia Imataca en Venezuela

Provincia Maraoni-Itacaiunas (MIP) de 2.2-1.95 Ga. Incluye la Provincia Pastora en Venezuela

Provincia Ventuari-Tapajós (VTP) de 1.95-1.80 Ga. Incluye parte de la Provincia Cuchivero

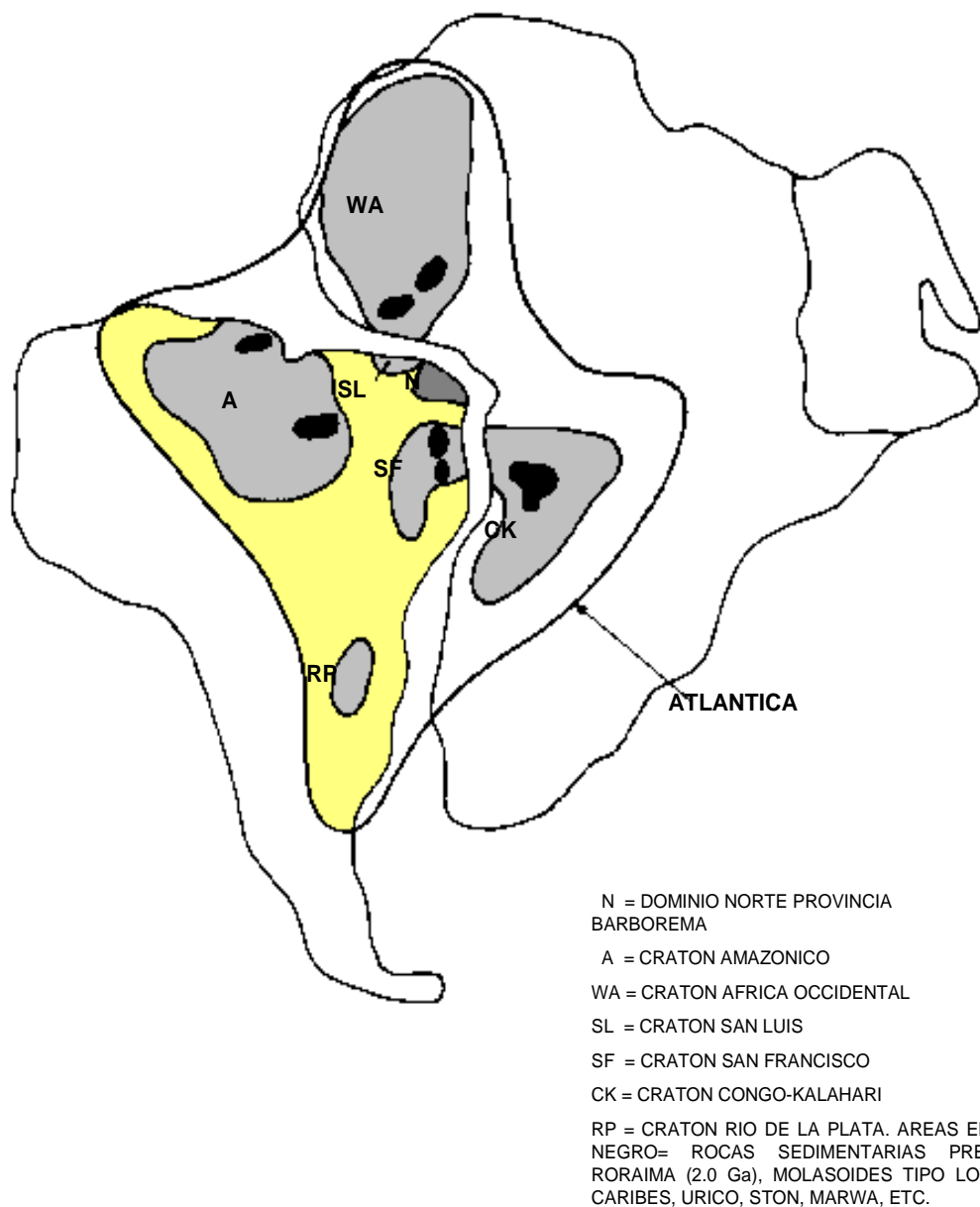


Figura 4. RECONSTRUCCION ESQUEMATICA DEL SUPERCONTINENTE ATLANTICA (Modificado de Rogers, 1996).

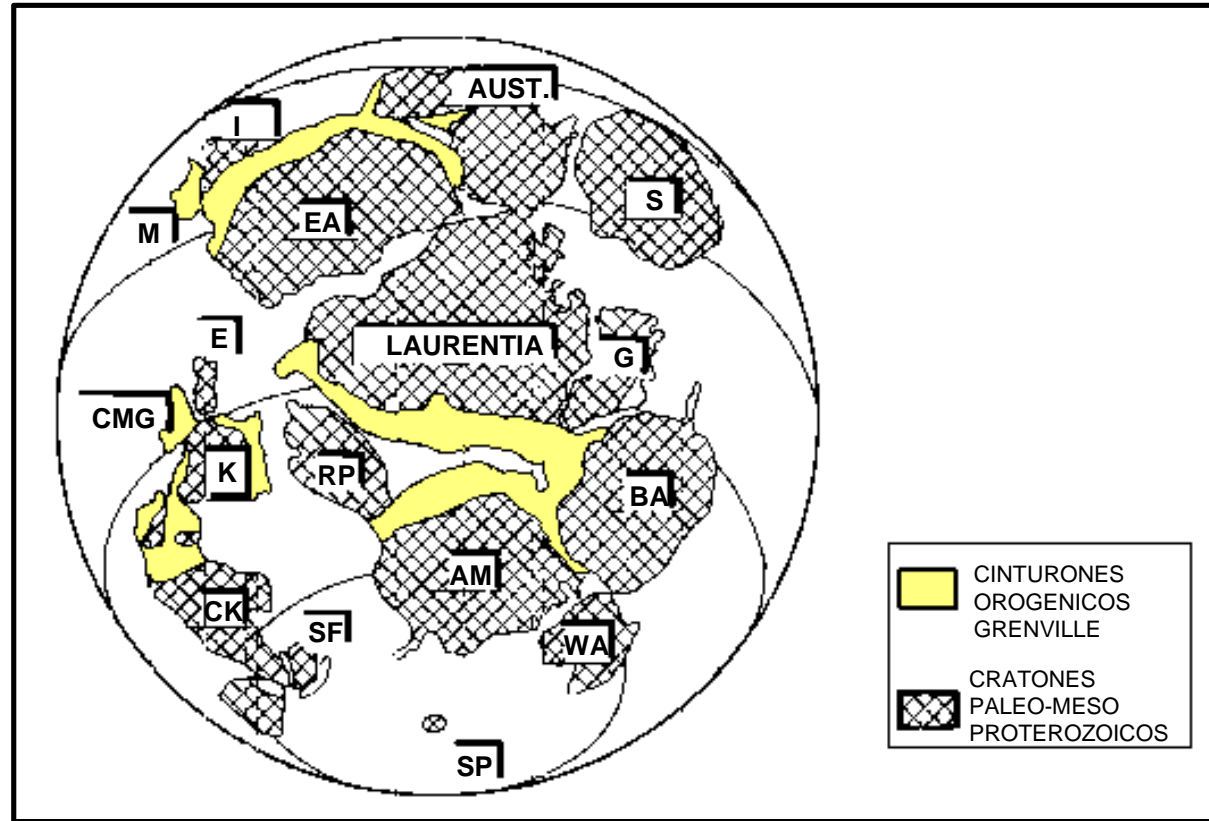


Figura 5. RECONSTRUCCION MODIFICADA DEL SUPERCONTINENTE RODINIA, BASADO EN MEDIDAS PALEOMAGNETICAS (Tomado de Cordani y Otros, 2.000)

AUST = Australia, EA = Antártica Este, S= Siberia, CMG = K = Kalahari, CK = Kongo-Kasai, SF= San Francisco, RP = Rio de La Plata, AM = Cratón Amazónico, G = Groenlandia, BA = Cratón Báltico, WA = Cratón Africa Occidental.

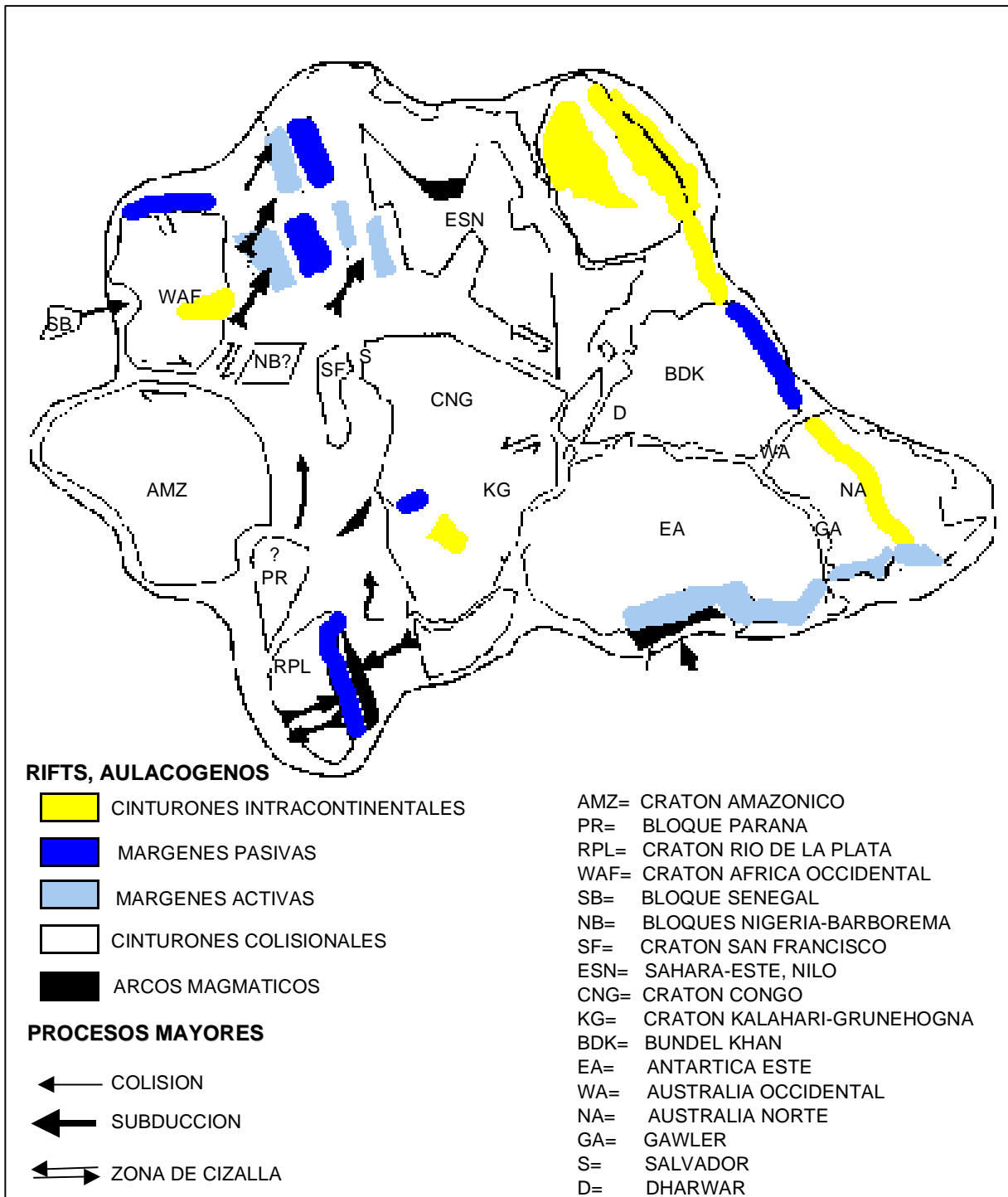


Figura 5 . SUPERCONTINENTE GONDWANA Y OROGENESIS BRASILIANO PAN AFRICANO (Tomado de Cordani y Otros, 2.000)

Provincia Río Negro-Juruena (RNJP) de 1.8-1.55 Ga. Incluye parte del T.F. Amazonas sin diferenciar

Provincia Rondonia-San Ignacio (RSIP) de 1.6-1.3 Ga. Coincidente en parte con edades del Granito Rapakivi de El Parguaza.

Provincia Sunsás (SP) de 1.3-1.0 Ga. Incluye granulitas de Garzón, anortositas de Santa Marta, Colombia; y los grupos Sunsás y Bivasi de Bolivia, además del cinturón Aguapié de Brasil.

Los mayores eventos de agregación de material del manto a la corteza en el CA ocurrieron a 3.1-2.8 Ga y 2.8-2.5 Ga en terrenos arqueozoicos centrales, 2.2-2.0 Ga en Maraoni-Itacaiunas, 2.0-1.9 Ga en Ventuari-Tapajós, 1.9-1.7 Ga en Río Negro-Juruena, y 1.6-1.5 Ga en Rondonia San Ignacio. Estos episodios junto con las actividades magmáticas ocurridas entre 2.0-0.9 Ga están relacionadas a rifting o disrupción y separación continental, acompañado también de magmatismo básico alcalino.

Granitoides tipo A, magmatismo bimodal y depositación de sedimentos plataformales con edades decrecientes desde el NE hacia el SW del Escudo de Guayana son consistentes con la hipótesis de crecimiento de la corteza durante el Neoarqueozoico y Paleoproterozoico para el CA. La **Tabla 2** presenta el sumario de los principales eventos registrados en el Cratón Amazónico y la **Figura 8** muestra el histograma de edades Sm-Nd en rocas graníticas del CA.

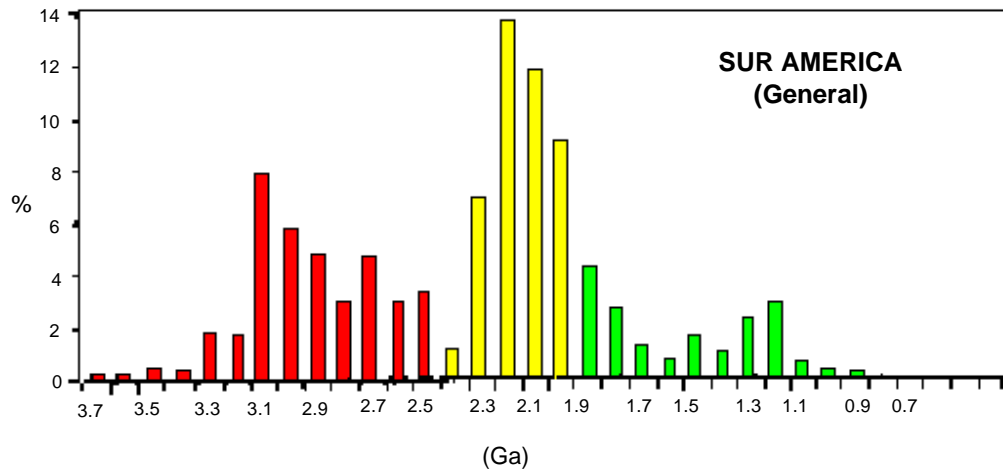
La región Andina (**Figura 1**), que rodea al oeste el ESA, ha estado estable por los últimos 500 millones de años y granitos calco-alcalinos derivados de arcos magmaticos han sido adicionados como corteza juvenil duante ese tiempo. La tectónica de placas durante el Paleozoico se caracterizó por continua colisión continental cuyo resultado fue la agregación de continentes y bloques continentales para formar la **Pangea**. Contrario a lo ocurrido en el Paleozoico, el Mesozoico y Cenozoico son tiempos de fragmentación de supercontinentes que ha conducido a la distribución actual de los continentes y a la formación de los océanos Atlántico, Indico y Antartico

La **Pangea** se formó por la **adición de Laurasia, Gondwana, Siberia** y otros pequeños bloques durante la orogénesis Herciniana (360-270 Ma). La Pangea comenzó a fracturarse hacia 200-180 Ma con el inicio de formación de los océanos Atlántico, India y Australia-Antartática con la fragmentación y deriva de los continentes hasta su posición actual aún en deriva.

Pre-Pangea en el temprano Paleozoico registró acreación continental con arcos magmaticos del ciclo Famitiniano del Norte de Argentina (Cordani y otros, 2.000). **Gondwana**, que se compone de Sur América, Africa, Arabia, Madagascar, India, Antártica y Australia, o sea la parte sur de la Pangea, se formó por aglutinación de pequeñas masas continentales **entre 750 y 530 Ma** coincidiendo con las fases principales de la orogénesis **Brasiliano-Pan Africano**, que envuelve a los cratones localizados al Sur de la Falla Transbrasiliano, como son los de San Francisco, San Luis, Río de La Plata y al cratón Congo-Kalahari de Africa occidental (**Figura 6**).

El Supercontinente anterior, **Rodinia (Figura 5)** se formó entre **1.0-0.9 Ga**, sufriendo disrupción o rifting a partir de 0.85 Ga, aunque el fracturamiento principal ocurrió hacia 0.70 Ga (la misma edad de las kimberlitas eclogiticas de Guaniamo). Rodinia pudo haber comenzado a agregarse entre 1.4-1.35 Ga

A) HISTOGRAMA DE CRECIMIENTO CONTINENTAL



B) CURVAS ACUMULATIVAS DE CRECIMIENTO CONTINENTAL

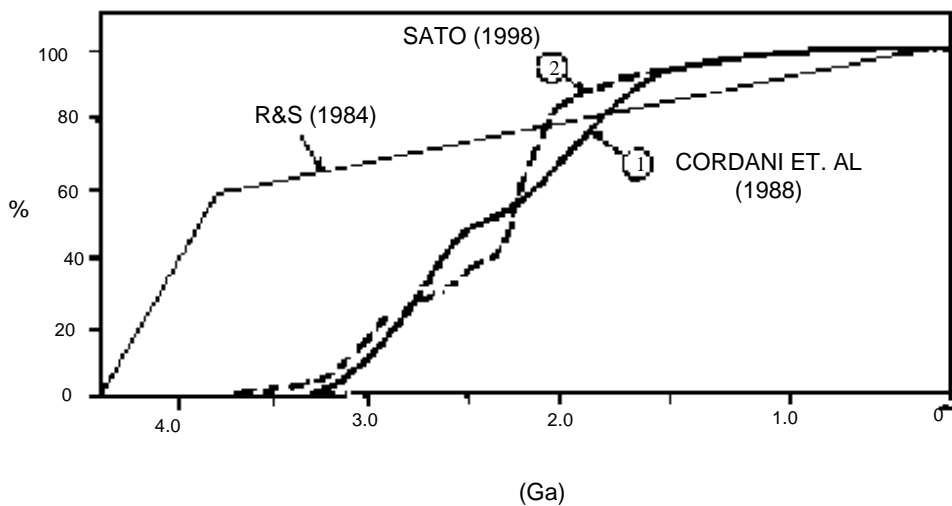


Figura 7. HISTOGRAMAS DE CRECIMIENTO DE CORTEZA CONTINENTAL Y CURVAS ACUMULATIVAS DE CRECIMIENTO CONTINENTAL DE SUR AMERICA

(Tomado de Cordani y Sato, 1.999).

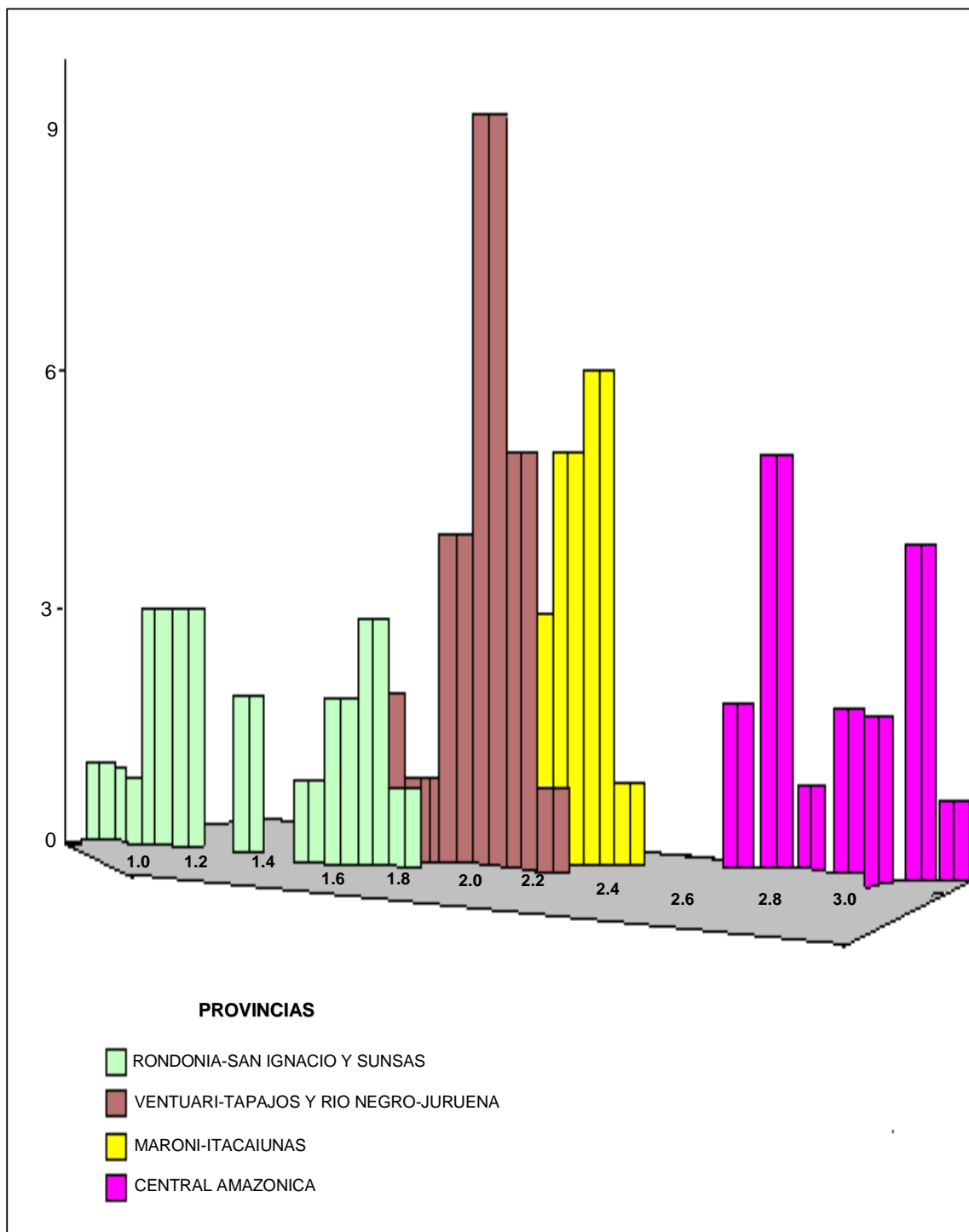


Figura 8. HISTOGRAMA DE EDADES Sm-Nd MODELO MANTO AGOTADO DE ROCAS GRANITOIDES DEL CRATÓN AMAZONICO
(Tomado de Tassinari y Macambira, 1.999)

(Rondonia en Brasil, Kibarán en Africa, etc) durante la orogénesis **Grenville** causante de la formación del Supercontinente Rodinia.

Internamente en el Cratón Amazónico y en el Cratón San Francisco se produjeron fracturas o rifting con el desarrollo de cuencas intracratónicas volcano-sedimentarias y aulacógenas (Espinahaco, basamento Estado Roraima y Kanukú, Beneficiema, etc) con edades entre 1.8 a 1.5 Ga. En ese mismo período también ocurrieron tanto intrusiones graníticas de arcos magmáticos, añadiendo material juvenil, derivado del manto y corteza oceánica, como de intrusiones graníticas anorogénicas, granitos rapakivis, sienitas, etc., relacionadas o no a la disrupción del Supercontinente **Atlántica (Figura 4)** que se había formado hacia 2.0-1.95 Ga durante la orogénesis **Transamazónica**. Los CRV transamazónicos colisionados de edad 2.3-1.9 Ga son la mejor evidencia de ese gran evento responsable del mayor crecimiento de corteza juvenil (64%) en toda la historia del Planeta Tierra. La Orogenésis Transamazónica ocurrió a nivel mundial y se conoce como Eburnean en Africa, Trans-Hudsonian, Penokean, Wopmay y Ketilidian en Norte América, Nagssugthoqidian de Groenlandia, Capricorn del Oeste de Australia, Sveoescandinavo y Kareliano del Báltico, Transantártico de la Antártida y Transnorthern de China (Zhao, 2.000).

En el Arqueozoico se produjeron aglutinaciones de varios bloques formados en ambientes y tiempos diferentes, de CRV-GGT asociados, en Dos Carajás, Bahía, Minas Gerais y Crixás. Algunas áreas arqueozoicas, como **Imatoca** con gneises anfibolíticos y granulitas, son consideradas por Cordani y otros (2.000), Tassinari y otros (2.000) como **alóctonos**, bien sea en terrenos arqueozoicos o bien sea en áreas proterozoicas.

La evolución tectonomagmática en el **Paleoproterozoico** de esta porción Norte o Escudo de Guayana fue muy similar o equivalente a la registrada en **Africa Occidental** que evolucionó de su núcleo Arqueozoico Man (3.5-2.8 Ga) según Delor y otros (1.999) hacia afuera (Supercontinente Atlántica), mientras que los terrenos del **Mesoproterozoico-Neoproterozoico** son correlacionables con aquellos de **Báltica-Laurencia (Supercontinente Rodinia)**.

En el ciclo 2.70-2.55 Ga ocurrieron grandes colisiones de pequeños bloques con la formación de rocas metamórficas de alto grado (granulitas y anfibolitas), conectadas a acreación, a nivel mundial, de un gran supercontinente, que hemos denominado **Guayanensis**, hacia fines del Neoarqueozoico, entre 2.55 Ga-2.45 Ga. Este supercontinente sufrió disrupción o rifting entre 2.40-2.3 Ga con la formación de nuevos océanos entreplacas, dando lugar a numerosas provincias volcánicas bimodales. Entre 2.2 y 1.95 Ga se desarrollaron CRV-GGT en zonas de bordes activos con la generación de nueva corteza juvenil culminando con nuevas colisiones y el aglutinamiento de un gran supercontinente (**Atlántica**) hacia 1.95-1.90 Ga.

Ascenso de material caliente y fundido de la astenósfera promovieron la fusión parcial de los TTG entre 1.98 Ga-1.88 Ga, que con poco fraccionamiento dieron lugar a la formación de granitos ricos en potasio o granitos sensu estricto. Rifting continental entre 1.55 Ga-1.45 Ga, del Supercontinente Atlántica, permitió ascenso de material basáltico del manto superior que por mezcla o contaminación con material de la corteza más inferior y subsiguiente gran diferenciación produjo la cristalización a niveles epizonales de granitos anorogénicos tipos rapakivis, seguidos de intrusiones alcalinas anorogénicas hasta 1.3 Ga.

A 1.2 Ga también se registra algo de generación de corteza juvenil, pero nada comparable a lo ocurrido entre 2.2-1.95 Ga. Hacia 1.0-0.9 Ga se produce la colisión, cierre de océanos y aglutinamiento de bloques formados, originándose otro nuevo supercontinente, denominado **Rodinia**. El reciclamiento de

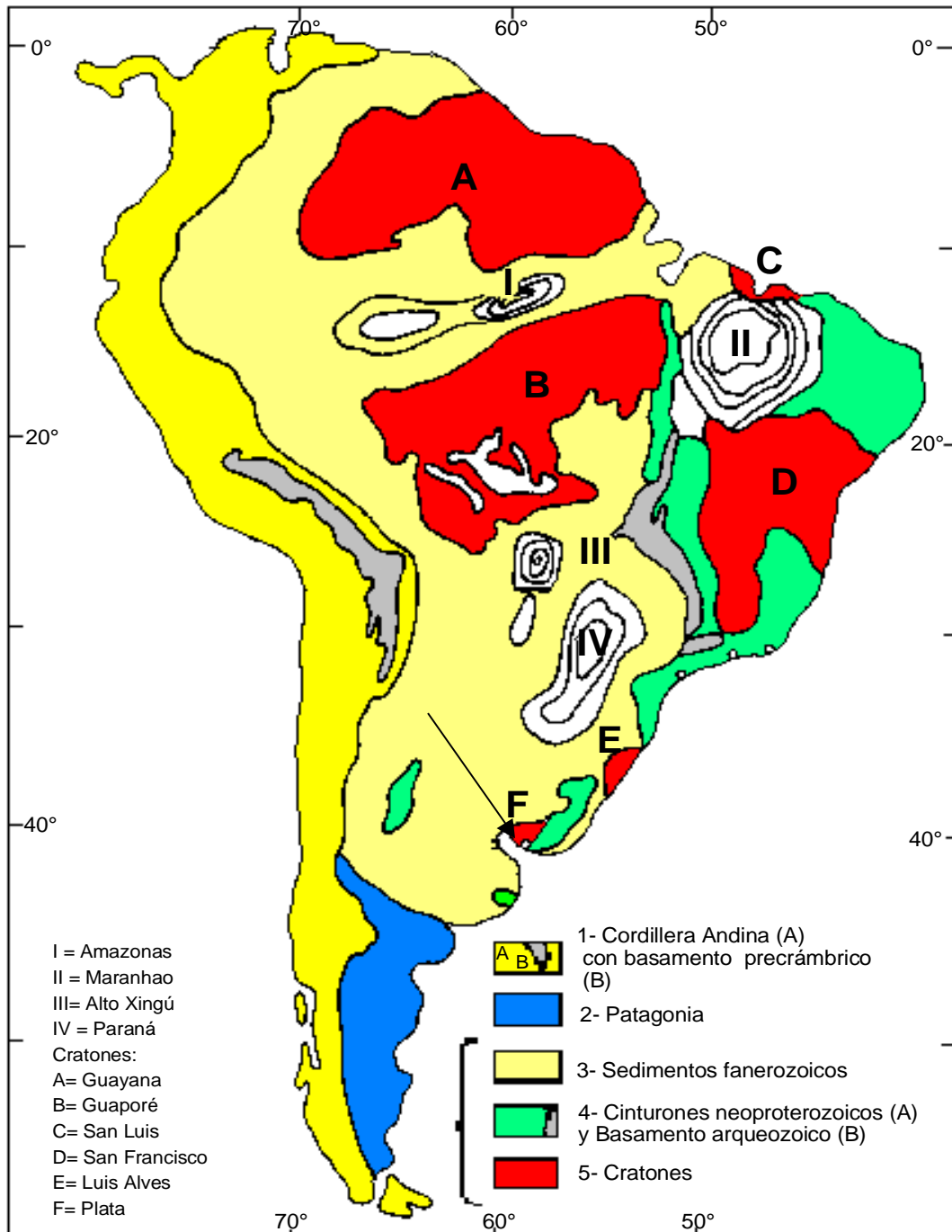


Figura 9. MAPA ESQUEMÁTICO DE SUR AMÉRICA MOSTRANDO CUENCAS CON DEPOCENTROS DEL FANEROZOICO.

material costral fue particularmente importante durante el Brasiliano-Pan Africano, entre 0.85 Ga-0.45 Ga., pre-formación del último gran supercontinente Pangea.

GENERALIDADES DEL ARQUEOZOICO MUNDIAL

Durante el Arqueozoico, a nivel mundial, se distinguen dos tipos de terrenos:

1. Cinturones de rocas verdes (CRV) – granitos sódicos, como las provincias Superior y Slave de Canadá, Yilgarn y Pilbara de Australia, Minas Gerais de Brasil y de otros escudos.
2. Granulitas, anfibolitas y migmatitas como parte de la Antártica, Península de Kola en Siberia y nuestro Complejo de Imataca en Venezuela.

Los terrenos con CVR-granitos sódicos pueden ser de dos tipos, a saber:

a) **plataformales** poco profundos, antiguos, hasta 3.9 Ga., tipo Pilbara, Barbeton, Isua, etc., con 20% a 40% de komatitas, abundantes cherts y formaciones bandeadas de hierro (BIF) tipo Algoma con largos períodos de formación, CW (200 a 500 M.a.) con rocas graníticas tonalíticas, trondjemíticas y migmatitas equivalentes, metamorizadas al nivel de la facies de los Esquistos Verdes-Anfibolita; y

b) **profundos** con escasas a ausentes komatitas, más jóvenes y evolucionados CRV, 2.8 Ga a 2.4 Ga, con rocas sedimentarias clásticas que van de profundas, grauvacas y pelitas, a poco profundas, con arcosas y conglomerados, que se formaron mucho más rápidamente en unos 50 o menos M.a, como las provincias Superior y Slave de Canadá.

Las provincias con granulitas, anfibolitas y migmatitas se componen, como en el Complejo y Provincia de Imataca en Venezuela y la Península de Kola en Siberia, de granulitas y gneises félsicos hasta en un 60%; granulitas máficas y ultramáficas, hasta en un 20% y cantidades menores de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, BIF, mármoles plataformales poco profundos con depósitos asociados de manganeso, charnockitas y anortositas ricas en cromo, gabros con níquel y cobre, equivalentes metamorizados de komatitas y/o peridotitas ricas en níquel, equivalentes de piroxenitas con níquel, cromo, platinoides y rocas graníticas tonalíticas.

Estas **granulitas** han sido interpretadas como **originadas por colisión de arcos y/o microcontinentes pre 2.7 Ga.**, rocas supracostrales e intrusivas dragadas rápidamente a gran profundidad donde alcanzaron facies anfibolita/granulita con intrusiones, cizallamientos y levantamientos isostáticos posteriores. En Barbeton, Sur Africa, y en otras zonas los CRV-granitos sódicos, por antiguos que sean descansan casi siempre sobre granulitas y anfibolitas más antiguos (Glikson, 1.976).

En el **Complejo de Imataca** los únicos **recursos minerales explotados** hasta el presente son **depósitos de hierro tipo Algoma (El Pao) y Dos Carajas (Cerro Bolívar – San Isidro, etc.)**, **escaso manganeso, productos de meteorización y lixiviación de rocas graníticas (bauxita y caolines)**, pero son desconocidos depósitos de níquel, cromo, cobre, platinoides y oro.

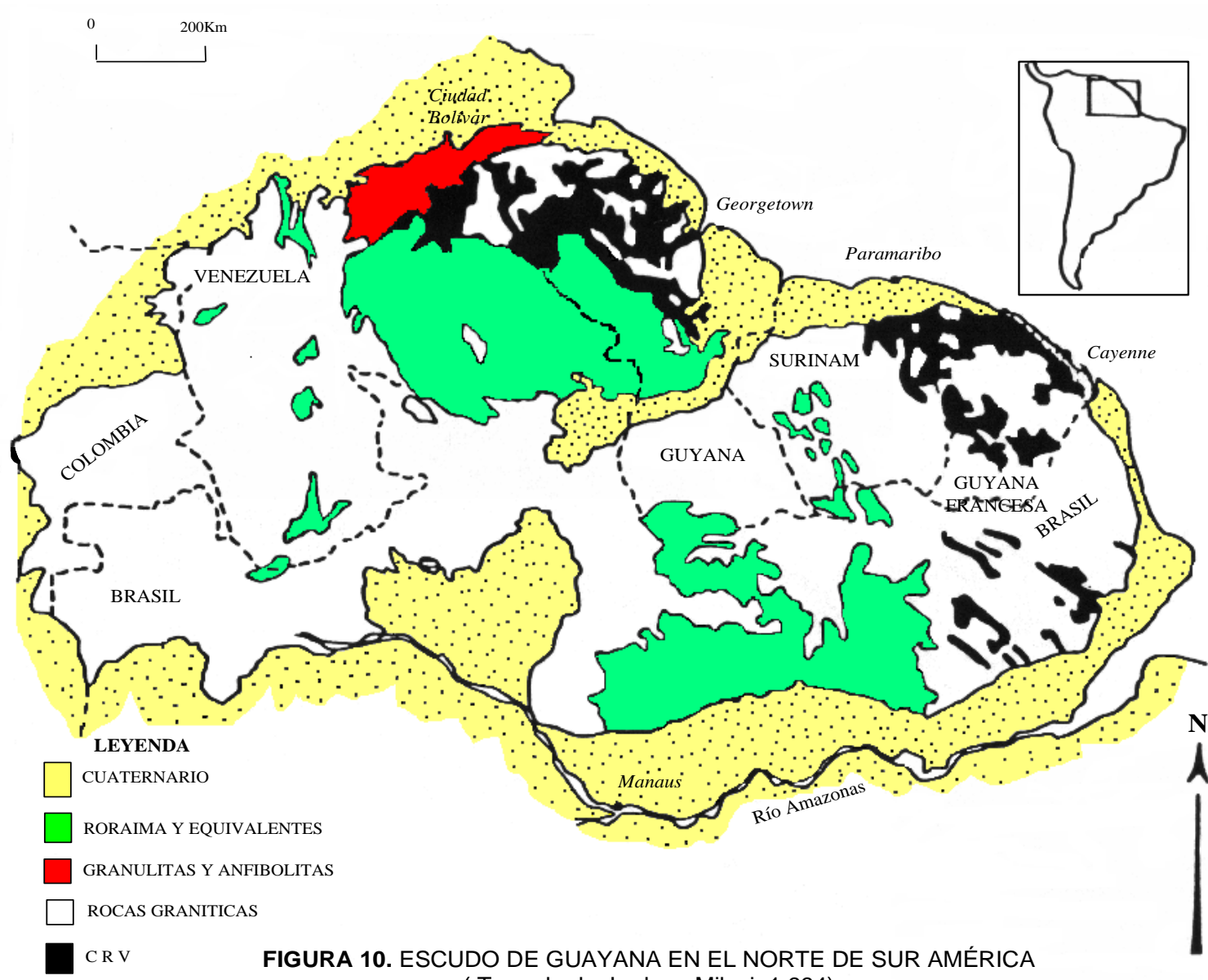


FIGURA 10. ESCUDO DE GUAYANA EN EL NORTE DE SUR AMÉRICA
(Tomado de Ledru y Milesi, 1.994)

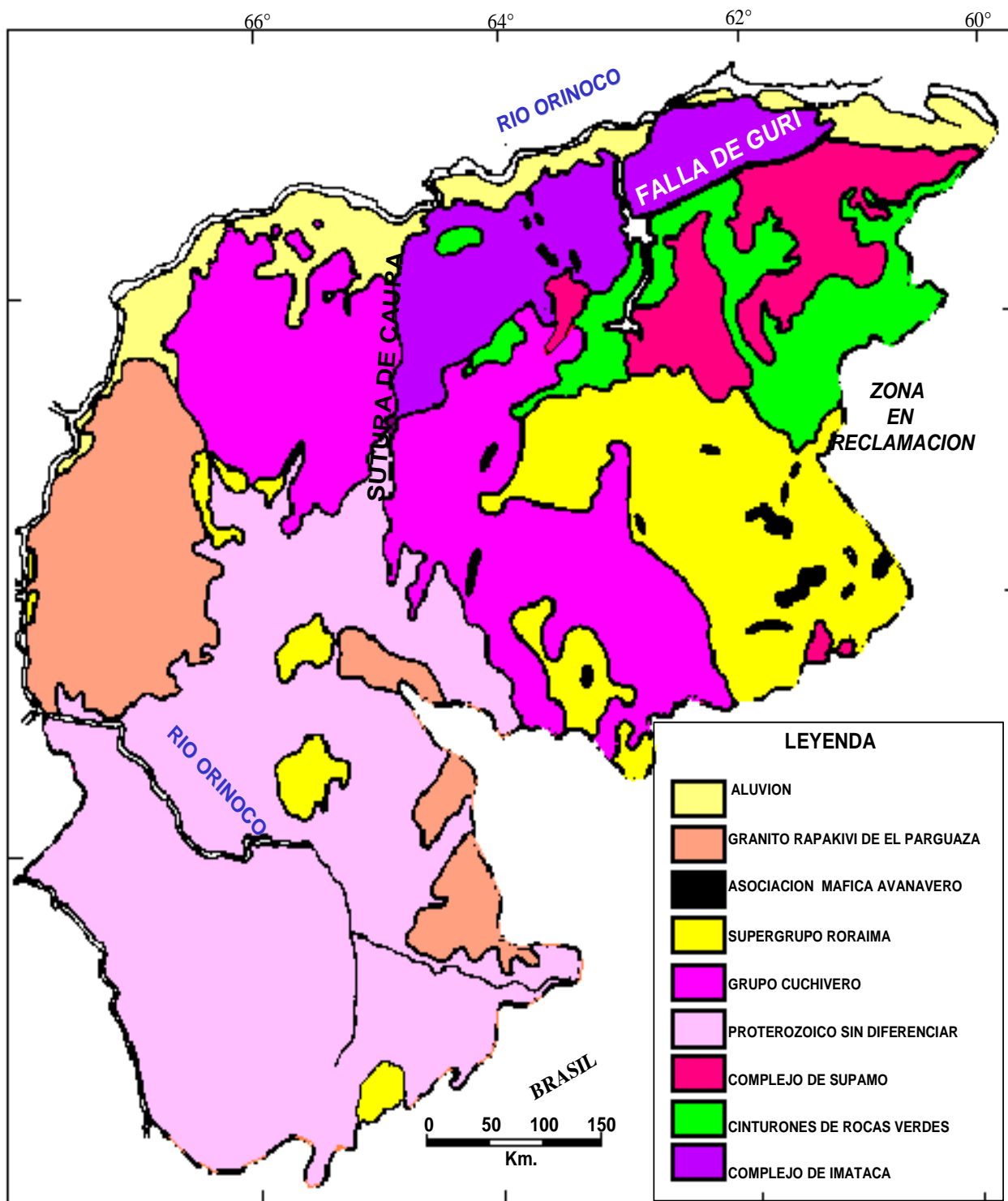


Figura 11. MAPA GEOLOGICO GENERALIZADO DEL ESCUDO DE GUAYANA
(tomado de Sidder y Mendoza, 1995)

PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA

El Escudo de Guayana forma parte del Precámbrico del Cratón Amazónico y del Oeste de Africa y se continúa en las Guayanas y parte NW de Colombia (**Figura 10**) con unidades litoestratigráficas, metamorfismos y depósitos minerales similares.

El Escudo de Guayana se extiende al Sur del Río Orinoco y ocupa algo más del 50% de la superficie de Venezuela (**Figura 11**). El estudio más actualizado sobre el mismo fué realizado por el U.S.G.S – CVG Tecmin, cuyo trabajo general regional es parte de la base de esta sintexis (Sidder y Mendoza, 1.995) así como la información aportada por compañías privadas mineras como consecuencia de la apertura minera que registró Guayana entre 1.990 –1.993 que culminó con los proyectos mineros de Las Cristinas, Brisas del Cuyuni, El Foco y otros importantes depósitos auríferos; de los muchísimos trabajos realizados en Brasil durante los últimos años, actualizados en el 31 Congreso Internacional de Geología (Río de Janeiro Agosto 2.000) y de las experiencias de campo, laboratorio e intercambio de conocimientos del autor, con otros especialistas, por más de treinta y cinco años.

El Escudo de Guayana (EG) en Venezuela se compone de las siguientes cuatro provincias geológicas (**Figura 12**): **Imataca (PI)**, **Pastora (PP)**, **Cuchivero-Amazonas (PCA)** y **Roraima (PR)**.

PROVINCIA GEOLÓGICA DE IMATACA

La PI se extiende en dirección SW- NE desde las proximidades del Río Caura hasta el Delta del Orinoco y en dirección NW-SE aflora desde el curso del Río Orinoco hasta la Falla de Guri por unos 550 Kms y 80 Kms, respectivamente. No hay razones para que Imataca no se extienda al Norte del Orinoco, ni al Oeste del Río Caura, y por su puesto en tiempos pre-disrupción de la Pangea a Africa Occidental. Algunas compañías petroleras que perforaron la faja del Orinoco al comienzo de los años 1.980 encontraron rocas de alto grado metamórfico al Norte del Río Orinoco. Sin embargo, rocas similares a las del Complejo de Imataca no han sido observadas al Oeste del Río Caura y esto se interpreta como que tal río marca el límite de borde continental próximo a una zona de subducción; o representan una corteza sílica parcialmente asimilada y parcialmente cubierta por las intrusiones del Grupo Cuchivero y del Granito Rapakivi de El Parguaza.

Sin embargo, para muchos geólogos brasileiros (Cordani y otros, 2.000; Tassinari y otros, 2.000), basados en cientos de determinaciones de edades radiométricas, las provincias Imataca y Pastora las incluyen en una sola provincia geocronológica denominada **Maroni-Itacaiúnas**, la cual limita al Norte con el Río Orinoco, al Oeste con rocas sedimentarias del Grupo Roraima y volcánico-plutónicas del

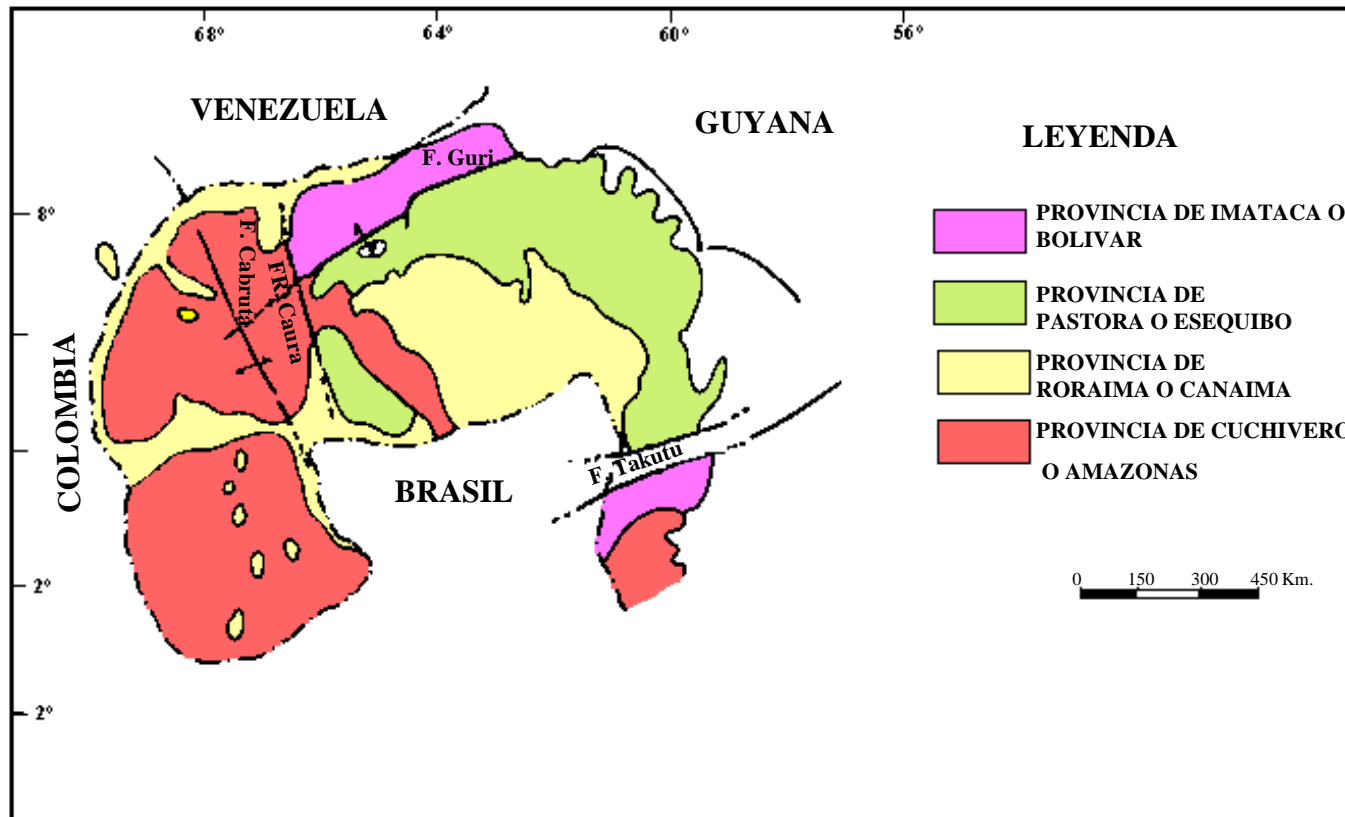


Figura 12. PROVINCIAS LITOTECTÓNICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA, VENEZUELA (tomado de Mendoza y otros, 1977)

PROMEDIO DE COMPOSICION QUIMICA DE ROCAS DEL COMPLEJO DE IMATACA									
		1	2	3	4	5	6	7	
O X I D O S	SiO ₂	72,29	72,88	70,47	61,36	50,62	51,05	49,69	
	TiO ₂	0,19	0,16	0,28	0,59	1,23	1,39	1,12	
	FeO	1,12	1,19	1,45	6,08	13,41	13,15	13,52	
	MnO	0,027	0,034	0,042	0,088	0,188	0,197	0,169	
	MgO	0,4	0,47	0,33	2,68	7,19	6,6	6,89	
	CaO	1,49	0,99	0,67	5,27	11,47	11,49	9,21	
	K ₂ O	4,5	4,15	5,56	2,07	0,49	0,51	1,97	
	Na ₂ O	4,26	5,19	4,69	3,82	1,35	1,39	2,46	
	P ₂ O ₅	0,081	0,139	0,101	0,254	0,402	0,392	0,92	
% en peso									
	E L E M E N T O S T R A Z A	Ba	655	589	884	412	74	120	466
		Co	3	6	4	25	67	48	55
		Cr	8	13	12	271	469	168	663
		Cu	8	27	6	34	86	80	128
		Li	32	22	34	18	12	13	9
		Ni	3	5	7	47	244	47	137
		Pb	27	25	28	21	16	17	21
		Rb	127	81	142	37	8	11	123
		Sr	95	158	141	276	177	165	369
		V	13	10	21	65	146	173	136
		Zn	19	38	36	74	125	126	87
Zr		285	301	260	242	135	145	149	

1- Granulitas félsicas ácidas de color rojo; 4 muestras; 2 Granulitas félsicas ácidas de color verde; 4 muestras; 3- Gneises Graníticos, 4 muestras; 4 - Granulitas félsicas intermedias , 5 muestras; 5 Granulitas Hornabléndicas máficas, 4 muestras; 6- Anfibolitas, 2 muestras; y 7 - Granulitas Bioticas máficas, 4 muestras. Promedios calculados de DOUGAN (1.977 , Tabla II).

TABLA 3. PROMEDIO DE LA COMPOSICIÓN QUIMICA DE ROCAS DEL COMPLEJO DE IMATACA (Tomado de Doughan, 1.967)

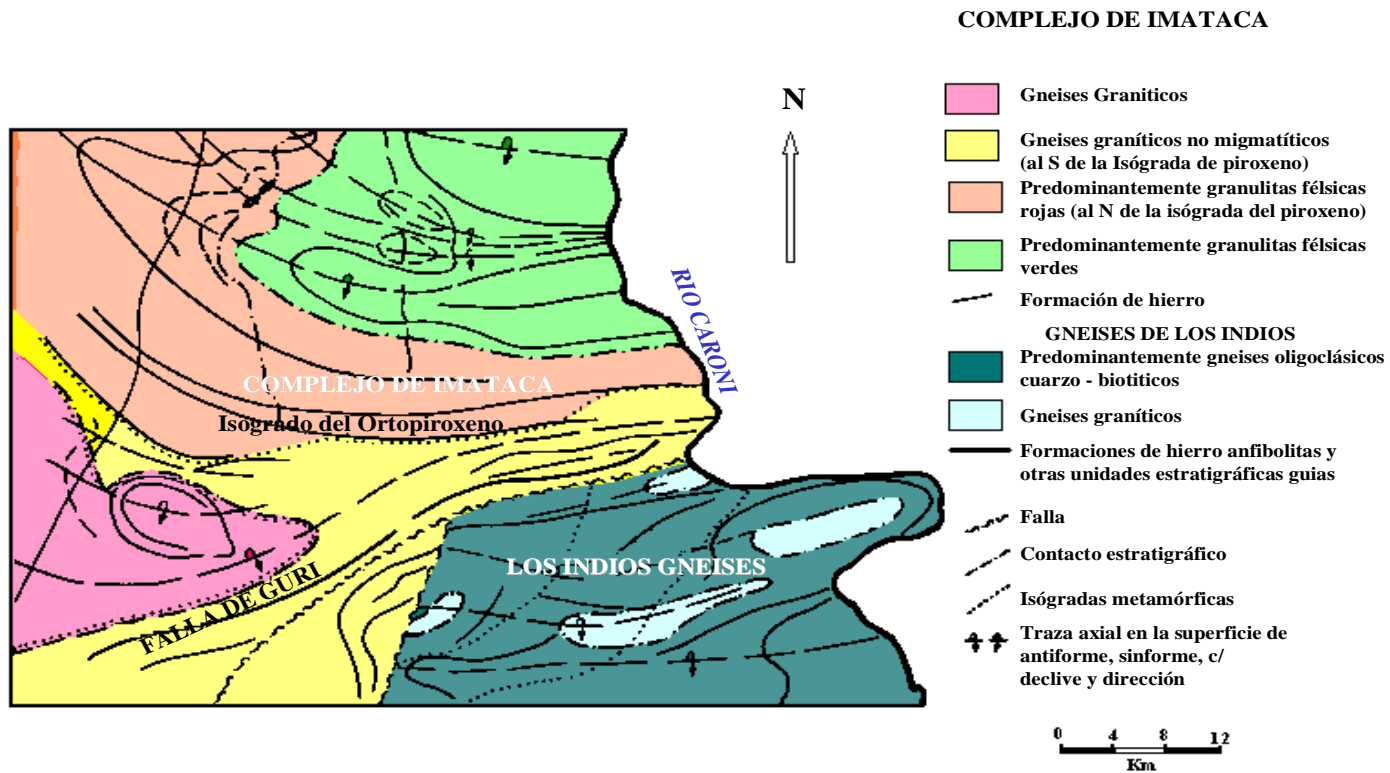


Figura 13. MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DEL COMPLEJO DE IMATACA AL OESTE DEL RÍO CARONI. (tomado de Dougan, 1972)

Grupo Uatumá (equivalente al Grupo Cuchivero), y las rocas de la Provincia Ventuari-Tapajós, la limitan en el Estado de Roraima; al Sur está limitada por el Escudo Guaporé.

La provincia Maroni-Itacaiúnas representa un variado número de asociaciones litológicas fuertemente tectonizadas durante la orogénesis Transamazónica de 2.2.-1.95 Ga, en la cual se incluyen cinturones de rocas verdes de esa edad, migmatitas y granulitas. Las granulitas de edad Arqueozoico como Imataca y Tumucumaque de Amapá, o aparentemente Paleoproterozoicas como Apiú, Kanukú, Falawatra, etc., son considerados como alóctonos dentro de esa provincia. Para el autor de este trabajo, Apiú, Kanukú, Falawatra, etc., registran edades del Paleoproterozoico, pero que en este caso solo se relacionan con la edad de la granulitización, pero no con la edad del protolito y son remanentes o ventanas del basamento Arqueozoico, típico del modelo de Glikson (1.976) : casi todos los CRV descansan sobre un basamento de anfibolitas y granulitas más antiguas. En el caso de Imataca, al menos, es un bloque de 44.000 Km² o 440.000 Km³, que tiene sobre él remanentes de CRV (como La Esperanza y Real Corona) y gneises tipo Complejo de Supamo, de 2.24 Ga (Sidder y otros, 1.991), o sea el mismo modelo de Glikson: CRV-TTG sobre un basamento granulítico más antiguo.

Uno de los estudios más completos petrológicamente sobre Imataca, pero localizado en la zona de Guri-Cerro Bolívar, lo realizó Dougan (1.965) el cual mostró que las isógradas del ortopiroxeno no solo están en la parte norte de la Falla de Guri sino también inmediatamente al sur de la misma (**Figura 13 y Tabla 3**).

Litológicamente la PI está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas y granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%), y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro (BIF), dolomitas, charnockitas, anortositas y granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales de menos metamorfizados y más jóvenes CRV-TTG gneisicos (El Torno-Real Corona).

El **metamorfismo registrado** en estas rocas decrece desde la Mina de Hierro de El Pao, con granulitas de dos piroxenos en charnockitas, anortositas y granulitas máficas y hasta ultramáficas (que sugieren temperaturas de 750 °C-850 °C y moderadas a elevadas presiones de 8 a 8.5 Kbs, equivalentes a menos de 30 Km de presión de roca), hacia la zona de Guri, con anfibolitas y migmatitas, rocas graníticas, con granate-cordierita-sillimanita (que implican temperaturas de (650-700)° C y presiones de 4 a 7 Kbs, o sea menores de 20 Kms de espesor de rocas). Estas rocas de alto grado metamórfico se interpretan (Mendoza, 1.974) como evolucionados primitivos CRV y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita y sufrir luego parcialmente metamorfismo retrógrado, registrando toda la historia evolutiva del escudo (**Tabla 5**) como se sugiere a continuación :

- a) **Orogénesis Guriense, > 3.4 Ga**, formación de primitivos CRV-TTG
- b) **Orogénesis Pre-Tránsamazónica o Aroensis: 2.7 Ga – 2.5 Ga**, anfibolitización y migmatización de a). Aglutinación, collage, de un gran supercontinente que designamos con el nombre de **Guayanesis** hacia los **2.5 Ga**.
- c) **Disrupción o rifting del supercontinente Guayanesis hacia 2.4 Ga-2.3 Ga**; intrusiones de magmas basálticos, anarogénicos, del manto a la corteza Imataca. Estas rocas aún no han sido plenamente identificadas

- d) **Orogénesis Transamazónica:** desarrollo de los océanos Pastora, Barama Mazzaruni etc, formándose los CRV de Pastora, Botanamo y equivalentes y rocas graníticas GGT de Supamo, Bartica y equivalentes ; subducción, cierre de esos océanos; colisión de los CRV-GGT con las rocas migmatíticas y anfibolíticas de Imataca-Kanukú, etc: **de 2.3 Ga-1.95 Ga**, granulitización ζ de a) y b) de rocas de Imataca, formando parte del aglutinamiento y formación de otro gran supercontinente denominada **Atlántica** (Rogers, 1.996). Rocas GGT de Supamo también intrusieron al Complejo de Imataca en 2.22 Ga en La Esperanza.
- e) **Orogénesis post-Transamazónica o Evento Orocaima: 1.98 Ga-1.88 Ga**, FEV rocas NE Estados Bolívar y Amazonas. Evento tectonothermal suave que no afectó casi al Complejo de Imataca, aunque intrusiones de granitos más jóvenes de este evento también cortaron al Complejo de Imataca.
- f) **Sedimentación de facies molasoides del Supergrupo Roraima.** Inicio de fracturamiento del supercontinente Atlántica y emplazamiento de las rocas básicas de la **Asociación Avanavero**. No se conocen sin embargo remanentes de Roraima sobre Imataca, aunque si existen rocas básicas intrusivas equivalentes de Avanavero en Imataca.
- g) **Disrupción** y rifting mayor del gran **supercontinente Atlántica hacia 1.55 Ga-1.45 Ga** con el emplazamiento de material del manto a la corteza, su mezcla o contaminación con material basal costal granulítico-charnoquitico del tipo Complejo de Imataca y la diferenciación de ese magma híbrido o contaminado para dar origen a los granitos rapakivis de El Parguaza, Surucú y equivalentes.
- h) Desarrollo de pequeños mares, **sedimentación de rocas carbonático-dolomíticas** y algunas sedimentarias samíticas y pelíticas clásticas, con pocas y escasas volcánicas dacítico-andesíticas intercaladas. Gran parte de esta secuencia fue erosionada después de la orogénesis siguiente Nickeriana o Grenvilliana. Emplazamiento de algunos complejos máficos-ultramáficos y alcalinos en áreas continentales hacia 1.4 Ga-1.3 Ga. Algunas dolomitas, de edad no establecida aún, aparecen en el tope del Complejo de Imataca. Las Dolomitas de edad Grenville o Nickeriana fueron totalmente erosionadas en el Escudo de Guayana.
- i) **Orogénesis Nickeriana:** cierre de los mares, nueva colisión de placas y aglutinamiento de bloques hacia **1.2-1.0 Ga**, milonitización y reactivación de Fallas como la de Guri, FEV, metamorfismo retrógrado de b) y d). Esta orogénesis equivale en tiempo a la Orogénesis Grenville cuya fase final de **colisiones múltiples y aglutinamientos** condujo a la formación del supercontinente **Rodinia (1.0 Ga)**.
- j) **Disrupción** o rifting del **superecontinente Rodinia**, reactivación de grandes fallas y cruces de fallas, a través de las cuales se emplazaron complejos carbonatíticos (Cerro Impacto), lamprófiro (0.85 Ga) y **kimberlitas eclogíticas (0.71 Ga)** de Quebrada Grande, Guaniamo. Al final de este evento, mejor desarrollado al SE de Brasil, Cratón San Francisco y Africa Occidente, conocido como **Brasiliano-Pan Africano**, se forma otro nuevo supercontinente, **Gondwana**, hacia **0.55 Ga,-0.45 Ga** como la parte sur del supercontinente Pangea. Gran cantidad de pegmatitas y aplitas intrusivas en Imataca podrían ser de edades de las orogénesis Nickeriana y Brasiliana.

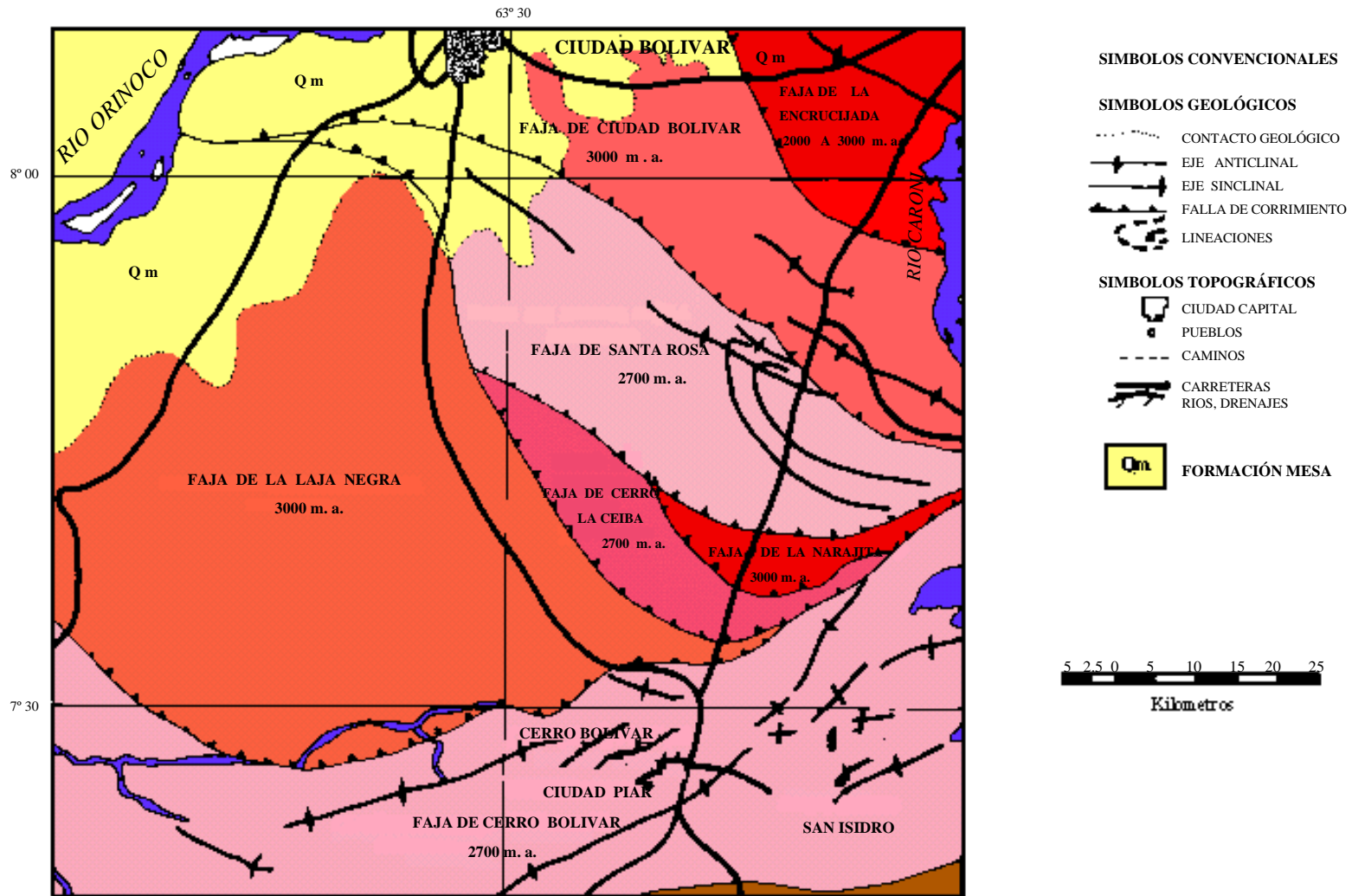


FIGURA 14. COMPLEJO DE IMATACA EN LOS ALREDEDORES DE CERRO BOLIVAR
(simplificado de Ascanio, 1.975)

- k) Durante la **Orogenésis Herciniana** con CW de unos 200 Ma se separa el supercontinente **Pangea** en bloques continentales y comienza a formarse el **Océano Atlántico**. De lo cual tenemos algunos diques de rocas gabroides a norítico-diabásicas intrusivos en el Complejo de Imataca . La Falla de Guri actúa como una falla de transformación en la parte oceánica y como una falla transcurrente en la parte continental.

La PI registra seis o más dominios tectónicos, separados entre si por grandes fallas tipo corrimientos. Internamente el plegamiento es isoclinal con replegamiento más abierto. En la parte Norte, los pliegues tienen rumbo NW mientras que en la parte Sur la tendencia dominante de los pliegues es N 60-70 E que es la que predomina regionalmente, es decir aproximadamente paralelas a la Falla de Guri.

Ascanio (1.975) postuló que parte, al menos, del Complejo de Imataca está formado por varias **fajas tectónicas** que representan microcontinentes que por deriva chocaron unos con otros con obducción y subducción, quedando separados entre si por grandes corrimientos. Ascanio denominó a estas fajas (**Figura 14**) como de **La Encrucijada, Ciudad Bolívar, Santa Rosa, La Naranjita, La Ceiba y Laja Negra**. Rodríguez (1.997) destacó los tipos de rocas graníticas , charnockíticas y migmatíticas asociadas a cada una de estas fajas tectónicas y su importancia en usos ornamentales e industriales.

Imataca es la provincia del hierro y en ella Ascanio (1.985) distinguió, según el tamaño del grano, tres grandes tipos de depósitos de hierro, que son los siguientes

- 1, Depósitos de hierro de grano grueso (> 1 mm): El Pao, Las Grullas, Piacoa.
2. “ “ “ “ “ medio (= 1 mm): Cerro María Luisa.
3. “ “ “ “ “ fino (< 1 mm): Cerros Bolívar, San Isidro, Los Barrancos, El Trueno, Altamira, Redondo, Toribio, Arimagua, etc.

Los depósitos de hierro de **grano grueso tipo El Pao, asociados a granulitas**, charnockitas y anortositas; son tipo grueso o pellas naturales que están formados por hematita especular por reemplazo de martita-magnetita, seguidos de finos negros generalmente silíceos y cangas. Las protomenas son cuarcitas de grano grueso a muy grueso, altamente magnéticas. Depósitos similares al de hierro tipo El Pao son Las Grullas. Estos depósitos se caracterizan por mostrar foliaciones bien desarrolladas indicadas por fenocristales orientados de plagioclasa caolinitizados. Los depósitos de hierro tipo El Pao están asociados con pequeños lentes manganesíferos y se interpretaron como, equivalentes metamorfizados, tipo Algoma de Canadá.

Los depósitos de hierro tipo Cerro Bolivar (con los siguientes tipos de menas de tope a base: cangas y ripios, costras, finos marrones, finos negros, finos negros silíceos y cuarcitas parcialmente lixiviadas) se formaron por lixiviación de sílice (son tipo óxidos), a 600-750 m.s.n.m., nivel Imataca, desde hace unos 20 o más millones de años (Rockmick, 1963) a partir de “itabiritas” o cherts ferruginosos, de **grano fino a muy fino**.

**A) RESERVAS GEOLOGICAS DE MINERAL DE HIERRO
ALTO TENOR (>=55% Fe Seco) (Millones De Toneladas Métricas)**

YACIMIENTOS	M	%Fe
CERRO BOLIVAR	181,8 –	64,4
SAN ISIDRO	235,7 –	66,1
LOS BARRANCOS	464,6 –	64,6
LAS PAILAS	65,3 –	54,2
ALTAMIRA	182,9 –	64,1
SAN JOAQUIN	88,6 –	65,0
GRUPO REDONDO	165,0 –	62,0
TORIBIO	18,0 -	64,0
ARIMAGUA	136,0 –	63,0
PUNTA DE CERRO	50,0 –	63,0
MARIA LUISA	93,0 –	58,1
GURI	10,0 –	62,0
EL PAO	0,3 –	67,2
LAS GRULLAS	21,4 –	59,0
PIACOA	11,0 –	57,3
LA IMPERIAL	6,0 –	58,0
EL TRUENO	110,0 –	62,0
TOTAL.....	1839,6	83,7

**B) RESERVAS GEOLOGICAS DE MINERAL DE HIERRO MINAS
PRINCIPALES ALTO TENOR (>=55% Fe)**

	MILLONES DE TONELADAS	ANÁLISIS QUÍMICO PROMEDIO				
		%Fe	%SiO ₂	%Al ₂ O ₃	%PPR	%P
Cerro Bolívar	181,8	64,44	2,10	1,02	4,72	0,099
San Isidro	235,7	66,07	2,51	0,59	2,47	0,050
Los Barrancos	464,0	64,0	2,54	0,77	4,33	0,081
Las Pailas	65,2	64,17	3,49	0,75	4,01	0,070
Altamira	182,9	64,8	4,48	0,66	3,25	0,067
San Joaquín	88,6	65,02	2,76	0,95	3,33	0,066
Total	1218,2	64,79	2,83	0,77	3,78	0,074

C) MINAS PRINCIPALES BAJO TENOR (<55% Fe)

	TIPO DE MENA	MILLONES DE TONELADAS	ANÁLISIS QUÍMICO PROMEDIO				
			Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	LOI	P
Altamira	Cuarcita Friable	132,5	46,91	30,50	0,44	2,00	0,042
Altamira	Cuarcita Dura	277,9	38,82	42,90	0,18	1,42	0,048
San Isidro	Cuarcita Friable	53,1	48,94	27,53	0,69	1,82	0,045
San Isidro	Cuarcita Dura	89,6	39,59	41,09	0,70	1,62	0,040
C. Bolívar	Cuarcita Friable	10,0	48,13	29,50	0,20	1,50	0,050
C. Bolívar	Cuarcita Dura	1000,0	39,57	42,00	0,22	1,20	0,045
Las Pailas	Cuarcita Friable	24,9	49,52	27,00	0,39	1,76	0,047
Las Pailas	Cuarcita Dura	32,2	41,60	38,26	0,51	1,75	0,050
Los Barrancos	Cuarcita Friable	84,1	49,73	36,32	0,36	2,23	0,049
Los Barrancos	Cuarcita Dura	309,1	39,77	41,01	0,29	1,84	0,050
San Joaquín	Cuarcita Friable	23,9	49,03	27,50	0,90	1,50	0,052
San Joaquín	Cuarcita Dura	58,4	41,20	39,00	0,80	1,30	0,047
Total	Cuarcita Friable	328,5	48,35	28,44	0,48	1,96	0,046
Total	Cuarcita Dura	1767,2	39,58	41,75	0,27	1,38	0,045

TABLA 4. a) Reservas Geológicas de Mineral de Hierro de Alto Tenor, FMO.
b) Reservas Geológicas de Mineral de Hierro de Alto Tenor, Principales Depósitos.
c) Reservas Geológicas de Mineral de Hierro de Bajo Tenor.

SECUENCIA LITOTECTONICA DEL ESCUDO DE GUAYANA

Eventos Mundiales**EVENTOS GEOLOGICOS SECUENCIALES**

	Fm.	Mesa	<	IM.A	
Planación	Cenozoico: Levantamiento / Erosión / Planación				
Nuevo Océano	210 - 200 MA: APERTURA O. ATLANTICO				Dique Laguna Magmas toleíticos.
“Collage” Kimberlitas	500 - 350 MA: SUPERCONTINENTE GONDWANA-LAURASIA (PANGEA) 850 - 550 MA: OROGENESIS BRASILIANA - PAN AFRICANA 850 - 750 MA: RIFTING SUPERCONTINENTE RODINIA: LAMPROFIROS-KIMBERLITAS GUANIAMO				
“Collage”	1100 ± 100 MA: OROGENESIS NICKERIANA/GRANVILLIANA=			COLISION CONTINENTAL	SUPER-CONTINENTE RODINIA
G. Rapakivis	1500 ± 50 MA: PARGUAZENSIS:: GRANITO Rapakivi Parguaza				
Rift Continental	1750 - 1650 MA: Asociación Avanavero = Diabasas/ Gabros Toleíticos 1750 - 1450 MA: FACIES MOLASA POST -TECTONICA RORAIMA 1860 - 1730 MA: OROGENESIS POST - TRANSAMAZONICA				
	1860 - 1730 MA: Rocas Graníticas sin diferenciar de Amazonas				1.9-1.7 Evento uatuma
	1860 - 1880 MA: Final Magmatismo cuchivero/ Final Evento Orocaima				
	1930 - 1790 MA: Rocas Graníticas volcánico- plutónico calco-alcalino Cuchivero				
	1980 Comienzo Magmatismo Cuchivero / Evento Orocaima				
“Collage” Cambio Atmósfera	Granulitización Imataca? 2150 - 1960 MA: Orogenesis Transamazónica: Colisión Continental				
	< 2000 MA: Rocas Graníticas Intrusivas ricas en K ₂ O				
	2050 - 2230 MA : Rocas Graníticas Intrusivas sódicas Complejo Supamo				
	2100 - 2000 MA : Cinturón rocas verdes (CRV) más jóvenes, CA.				
	2250 - 2300 MA : Cinturón rocas verdes (CVR) más viejos, TK				
“Collage”	2600 - 2500 MA : Aglutinación, Supercontinente Guayanesis				
Granulitas	2700 - 2800 : Orogenesis Pre- Transamazónica				= Mig. La Ceiba
Antiguas	3400- 3700 MA : Protolito Complejo de Imataca				
	4700 ± 200 MA : Primitivo Planeta Tierra				

TABLA 5. Secuencia Litotectónica del Escudo de Guayana (Tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)

Vicente Mendoza S

Venezuela ha producido en la PI desde el año 1.950 hasta 1.999 unos 800 M.t. de mineral de hierro de alto tenor. Las reservas probadas de alto tenor son cercanas a 1.800 M.t. (**Tablas 4**), pero económicamente de bajo fósforo (<0.06%) quedan menos de 400 M.t. Las reservas de bajo tenor con < 44% Fe superan los 11.700 Mt y suelen contener bajo fósforo (< 0.05%).

BIF tipo Lago Superior son las protomenas (itabiritas, taconitas, etc.) para la mayoría de los grandes depósitos de enriquecimiento secundario por lixiviación en explotación en Australia, Brasil, India, Sur Africa, Ucrania y Venezuela, según Gross (1.995). Sin embargo, los depósitos tipo Cerro Bolívar, además de estar incluidos en terrenos Arqueozoicos, fueron correlacionados con el tipo Algoma (Dorr, 1.973). A similar conclusión llegó Sidder y Mendoza (1.995) y Sidder (1.995) en base a que Dougan (1.965) postuló rocas metavolcánicas, cuarcitas, cuarcitas con silicatos, ortopiroxeno, intercaladas con taconitas o itabiritas del Cerro Bolívar. Los depósitos de hierro de Dos Carajás, Brasil, son considerados por algunos autores algo diferentes a los tipo Lago Superior y diferentes a los del tipo Algoma, aunque también, como los tipo Cerro Bolívar, están asociados a rocas volcánicas y forman un nuevo tipo denominado **Dos Carajás** (Dardenne y Schobbenhaus, 2.000). El Distrito San Isidro tiene como basamento de las BIF anfíbolitas, gneises piroxénicos y gneises tonalíticos

Las BIF representan menos del 1% del volumen total del CI y su espesor varía entre pocos centímetros hasta 200 metros por plegamiento apretado y fallamiento inverso. Capitas de cherts o jaspilitas alternan con capas ricas en hematita y magnetita. Los minerales principales son hematita, magnetita y cuarzo o chert, los minerales accesorios son silicatos de Fe, anfíbol sódico y piroxeno.

Las BIF tipo Algoma del Arqueozoico son buenas guías exploratorias mundialmente para oro singenético, como en Homestake (Sur Dakota, USA) y Lupin (NW Territories, Canadá), a lo largo de zonas de cizallas y vetas de relleno. Un muestreo al azar en los BIF tipo Algoma de Canadá dió un contenido promedio de 0.40 ppm de oro (Gross, 1.995). Sin embargo, las rocas de Imataca alcanzaron alto grado metamórfico. En este caso el oro, en gran parte como depósitos hipo y mesotermales, contenidos en estos primitivos CRV, fué llevado a niveles más superiores, en fluidos hidrotermales metamórficos, por desgasificación (pérdida de CO₂ y H₂O) de las granulitas, y/o magmáticos, durante la migmatización y anfíbolitización, siendo precipitado y removilizado una o más veces en los más jóvenes y suprayacentes CRV tipo Pastora; y más tarde durante la granulitización de Imataca, llegando, incluso, parte de ese oro a precipitar en los CRV más superiores, tipo Botanamo. Incluso la reactivación de zonas de cizallas originadas en el Transamazónico y la formación de nuevas fracturas, NNW-SSE a NS, durante el Orinoquense o Nickeriano, el oro fue removilizado y reprecipitado, por última vez en el EG, en las zonas de cizallas y nuevas fracturas.

FALLA DE GURI

La Falla de Guri, que es el rasgo megatectónico más relevante del Escudo de Guayana, separa las provincias de Imataca, al Norte de Guri, de Pastora, al Sur. Esta es una falla muy antigua, cuya evolución se postula como sigue (**Tabla 5**) :

1. >2.400 M.a. **Rift continental de Guri**

Comienzan a separarse Imataca y Kanukú y entre ellos se va formando y desarrollando un océano donde se originaron los CRV de Pastora y Barama-Mazaruni.

2. 2.150-1.960 M.a. **Orogénesis Transamazónica**

Cierre del océano Pastora. Choque de placas de Pastora versus Imataca. Guri actúa como una zona de sutura. Se produce la granulitización de las rocas de Imataca y metamorfismo FEV a Anfibolita en los CRV más antiguos de Pastora.

3. 1.900-1.700 M.a **Orogénesis post-Transamazónica**

Choque de tres o más placas continentales (Imataca, Pastora, Cuchivero). La zona del triple choque de placas origina el Frente Tectónico Caura y fracturas paralelas (Caroní, Cuhivero, Parguaza, Cabruta, etc.) que desplazan a la Falla de Guri, siendo la parte Sur, en Amazonas, de rocas tipo Cuchivero, metamorfizada al nivel de la FEV.

4. 1.200±200 M.a. **Orogénesis Nickeriana**

Choque del megabloque Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza-Roraima con el megabloque Maroni-Itacaiuna-Rio Negro-Jurena (Brasil), Miti-Garzón (Colombia). Se produce la intensa removilización, cizalla y cataclasis (seudotakilitas) de la Falla de Guri, metamorfismo retrogrado bajo FEV, algunas intrusiones de aplitas y pegmatitas.

5. 800-300 M.a. **Cruce de fallas Cabruta-Guri se emplazan Carbonatitas**

En el cruce de fallas Cabruta y prolongación de Guri se emplazaron carbonatitas y cerca de esa intersección en la falla Cabruta se emplazan kimberlitas diamantíferas intrusivas en la Provincia Cuchivero en 711 Ma y lámprofiros de 850 Ma.

6. 210-190 M.a. **Apertura Océano Atlántico**

Guri se comporta como una falla de transformación en la parte oceánica y como falla inversa de ángulo alto (Imataca sobre Pastora) en la parte continental. La Falla de Guri se continúa o está alineada con la Falla Sassandra-Trou del Escudo Leo en Africa Occidental. A su vez Sassandra-Trou se continúa o es equivalente con la Falla Zednes en el Escudo Reguibat de Africa Occidental. A lo largo de esta gran falla se emplazaron diabasas, rocas gabroides y posiblemente rocas ultramáficas del manto superior.

7. < 100 M.a. **Levantamiento, erosión, quietud tectónica**

Guri se ha comportado desde entonces como una falla pasiva, inactiva.

EDAD Y CORRELACION DEL COMPLEJO DE IMATAKA

Algunos gneises, considerados sin evidencia alguna como metasedimentarios, fueron dateados en roca total por Rb/Sr y Pb/Pb como en 3.7-3.4 Ga (Montgomery, 1.979). Como se ha referido antes rocas del Complejo de Imataka fueron tectonizadas y deformadas, intrusionadas y metamorfizadas alrededor de los 2.8-2.7 Ga (Migmatita de La Ceiba) y luego durante la orogénesis Transamazónica cuando fueron metamorfizadas de nuevo hasta alcanzar la parte superior de la Facies Anfibolita y la Facies Granulita de dos piroxenos.

Circones recogidos en las arenas del Río Orinoco al Oeste inmediato de Ciudad Bolívar arrojaron dos poblaciones de edad U/Pb en esos circones: una próxima a los 2.8 Ga y otra mayoritaria y dominante de alrededor de los 2.1-2.0 Ga; pero circones de > 3.4 Ga no fueron encontrados en esa zona (Sidder y Mendoza, 1.995). Obviamente que se requieren nuevas y más representativas dataciones en rocas del Complejo de Imataka para aclarar y complementar la información existente, que permitan soportar con mejores bases una interpretación de la historia evolutiva de Imataka

Aunque en el Escudo Guayano-Brasileño y en el Oeste de África existen muchos complejos y asociaciones que incluyen rocas de alto grado metamórfico, anfibolita superior y granulitas, pocas de ellas han sido dateadas con edades más antiguas de 2.4 Ga (Gibbs y Barron, 1.993).

Kenema-Man del Escudo Leo, de África Occidental; charnockitas y granulitas del Complejo Apiaú de Brasil; granulitas y anfibolitas del Complejo Kanukú de Guyana; parte de Falawatra en Suriname y la Isla Cayena de la Guayana Francesa, pueden ser correlacionados con anfibolitas, charnockitas, granulitas, BIF, del Complejo de Imataka aunque sus dataciones no arrojan edades anteriores a los 2.3 Ga. Esto se debe a la muy fuerte recristalización sufrida por esas rocas durante la orogénesis Transamazónica. Por ello la edad del protolito, hasta que no se refinan aún más las técnicas radiométricas, será muy difícil de obtener y de sustentar lo aquí propuesto, basado en correlaciones de asociaciones de rocas, grados metamórficos, geoquímica y trends tectónicos.

Las rocas más antiguas de Sur América por el método Sm-Nd, modelo Tdm, son gneises graníticos de Sete Voltas y Boa Vista del bloque Gaviao en el Cratón San Francisco de Brasil con 3.7 Ga y la edad del metamorfismo de las rocas granulíticas del CSF por Rb-Sr y Pb-Pb son de 2.96-2.85 Ga. En Dos Carajás el CRV-TTG de Río María indica crecimiento del manto a la corteza entre 3.0 y 2.8 Ga. CRV-TTG del Arqueozoico se reportan además en el Bloque Gaviao del Cratón San Francisco, en el Cuadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, en Crixas. En Amapá TTG dan edades de Sm/Nd de 3.1-2.94 Ga mientras que las granulitas son de 3.35 Ga. Las granulitas del Complejo Xingú registran edades Sm/Nd de 2.85 Ga o más antiguas.

El Complejo de Imataka (Teixeira y otros, 1.999), por Sm-Nd, modelo Tdm, dio un intervalo de incorporación de material del manto a la corteza de 3.23-3.0 Ga y otro intervalo de 2.9 a 2.8 Ga, mientras que la migmatización y metamorfismo de alto grado de granulitas y anfibolitas, contrario a lo postulado por Sidder y Mendoza (1.995) que lo proponen durante 2.2-1.95 Ga de la Orogénesis Transamazónica, ocurrió según Teixeira y otros (1.999) entre 2.96 y 2.85 Ga y la edad Sm-Nd extrema más antigua es 3.41 Ga en un gneis charnockítico y la más joven de 2.6 Ga en rocas graníticas del Complejo de Imataka.

En Dos Carajas, Sial y otros (1.999) distinguieron cinco tipos de rocas graníticas que van desde 2.96 Ga a 2.55 Ga.

Las BIF de Imataca y Dos Carajás se formaron en márgenes continentales pasivas, mientras que las granulitas de ambos implican ambientes convergentes, con márgenes continentales muy activas. Ambas provincias se formaron por colisión y agregación de pre-existentes microcontinentes, que para Imataca lo postulamos hacia 2.5 Ga formando parte del supercontinente Guayanensis. Tassinari y Macambira (1.999) propusieron que el protocratón Amazónico se formó por colisión y aglutinamiento de cratones menores independientes (Carajás, Imataca, basamento de la Provincia Roraima equivalente a Kanukú y Congo Occidental) durante la orogénesis Transamazónica, entre 2.2-1.95 Ga.

Las granulitas y anortositas, de edad Grenville, enriquecidas en Fe-Ti, de 1000-1200 M.a. de Garzón y Santa Marta, Colombia son mucho más jóvenes y evolucionadas rocas (alto Fe-Ti) que las granulitas ultramáficas y anortositas (alto Cr-Mg) de Imacaca y pertenecen a la orogénesis Nickeriana.

CAPITULO II

PROTEROZOICO

INTRODUCCIÓN

En el Proterozoico la mayoría de la corteza se formó en tres ambientes de tectónica de placas:

1. Formación de orogénesis acreacionales en arcos de islas y magmatismo de surcos oceánicos (komatitas) como en el Birrimian de Africa Occidental y el Transamazónico del Cratón Amazónico (2.1 Ga), SW de USA, Yavapai (1.8-1.6 Ga), Escudo Nubian de Arabia (1.0-0.5 Ga), Cadominan NW Europa (0.6-0.5 Ga), Temprano Altaides (0.75-0.54 Ga).
2. Formación de supercontinentes a 2.5 Ga, 1.95 Ga, 1.6-1.5 Ga y 1.0 Ga (Rodinia).
3. Ruptura o rifting de supercontinentes como resultado de convección del manto superior a 2.4- 2.2 Ga, 1.5-1.3 Ga y 1.0-0.8 Ga, cuyos productos fueron: a) basaltos tipo plateaux como los de la Provincia Superior de 1.96 Ga y Coopermine River de Canadá de 1.27 Ga; b) rift del medio del continente USA, de 1.1 Ga; c) enjambre gigante de diques a nivel mundial de 2.4-2.0 Ga, Gardar Groenlandia, de 1.2 Ga, diques de Sudbury de 1.2 Ga y diques intrusivos en Grenville de 0.59 Ga; d) magmatismo anarogénico de rifts continentales con el emplazamiento de carbonatitas y complejos alcalinos de Gardar de 1.3-1.0 Ga, Península de Kola 0.6 Ga, etc.

El Escudo de Sur América durante el Proterozoico registra el máximo de crecimiento de la corteza, de toda la historia del Planeta Tierra, a través de tres procesos denominados “collage” o sea el desarrollo de diversos orogénesis o bloques continentales en diferentes partes y tiempos en el Planeta Tierra que en cierto período de tiempo chocaron, se aglutinaron y formaron todos unidos un supercontinente. Los supercontinentes formados son los de **Atlántica a 2.2-1.9 Ga**, al final de la orogénesis Transamazónica, el **Rodinia, al final y post Orogénesis de Grenville, a 1.0 –0.9 Ga** y **Gondwana**, después de la orogénesis Brasiliano-Pan Africano, que en Africa comenzó hacia 1.0 –0.95 y en Brasil hacia 0.75-0.6 Ga. Así por ejemplo el grado de convergencia en intensidad y tiempo del Brasiliano-Pan Africano, se define como un período de “collage” tectónico de acreación continental con colisión y aglutinamiento de

bloques continentales, que va desde los **850 Ga a los 0.49 Ga** para formar la parte occidental del Supercontinente Gondwana.

La actividad volcánico-plutónica generada post-colisión de 0.41 Ga (evento Caparoensis del Paleozoico Andino) se identifica con cinturones móviles del Brasiliano-Pan Africano. En el tardío Paleozoico y el Triásico, con la orogénesis Herciniana, se origina la disrupción o rifting del Supercontinente Gondwana-Laurentia, vale decir Pangea, en fragmentos continentales con el inicio de la formación de nuevos océanos como el Atlántico. Al Norte de la Megasutura Transbrasiana, que incluye al Cratón Amazónico y en él a nuestro Escudo de Guayana en Venezuela, no parece haberse registrado mayormente, excepto quizás en Guaniamo-Impacto, el “collage” tectónico Brasiliano- Pan-Africano, que al Sur de esa gran falla se reconoce en cuatro provincias geocronológicas del Sur de Brasil-Argentina (Borborema, Tocantins, Pampean y Mantiqueira, según Neves y otros, 1.999, con los cinturones Brasilia, Araguaí, Ribeira, Dom Feliciano, Parguai, Seridú).

La **transición entre el Arqueozoico y el Proterozoico** se caracteriza a nivel mundial por un decremento progresivo del grado geotérmico, de la presencia de komatitas, de los altos contenidos de Mg, Cr, Ni y de un incremento en Sr87/Sr86 inicial en carbonatos marinos, por el mayor aporte de material erosionado de los continentes a los océanos y regresado por subducción al manto, con reciclamiento de corteza continental y litósfera al manto; coeficientes más acelerados de reciclamiento de sedimentos, mayor importancia de los rifts en los cratones y la formación de aulacógenos

El **Proterozoico** se identifica por la abundancia de rocas sedimentarias (60% de las superficies del Proterozoico) de la asociación cuarcitas-pelitas-carbonatos, de ambientes diversos, marinos poco profundos, como márgenes continentales, cuencas intracratónicas y cuencas detrás del arco; por volcánicas bimodales (basaltos y riolitas) asociadas a arcosas y conglomerados \pm BIF; carbonatos en aulacógenos o rifts cratónicos. Asociados a arcos de islas, cuencas detrás del arco, se originaron nuevos y más evolucionados CRV, sin komatitas, con basandesitas almohadilladas, grauvacas, lutitas/limolitas, escasas BIF con intrusiones o reactivaciones de tonalitas y trondjemitas seguidas por más tardías granodioritas (GGT),

También en cuencas detrás del arco se iniciaron **las más antiguas ofiolitas conocidas (2.000 M.a.)**. **Hacia este intervalo cercano a los 2.000 M.a. se produce el cambio de una atmósfera rica en CO₂ y depósitos detríticos de conglomerados de uranio como los de Blind River de Canadá a una atmósfera más rica en oxígeno, con conglomerados de oro pero sin uranio como los de Jacobina en Brasil**. Estos cambios no fueron bruscos sino más bien graduales y se pasa de capas verdes con pirita a capas rojas sin pirita, en casi todas las secuencias volcanoclásticas y sedimentarias de ese tiempo en todos los escudos mundiales.

En ambientes continentales y de bordes continentales, con tendencias shonshoníticas de muy alto contenido de potasio, encima de una zona de subducción en el área continental se originaron rocas volcánicas riolíticas y granitos, poco fraccionados, calco-alcalinos, más evolucionados que sus fuentes tonalíticas y trondjemíticas, con edades < 2.000 M.a. Las rocas graníticas, sin sedimentos asociados y con muy poco de andesitas, evolucionan aún más y hacia el **Mesoproterozoico**, se producen en arcos magmáticos, en rift continentales o sobre zonas de subducción, del lado bien continental, pre-choque de placas, **granitos rapakivis anarogénicos**, toleíticos, bien fraccionados, derivados de material del manto, tipo basaltos altos en alúmina. Estos granitos rapakivis están relacionados a grandes depósitos de estaño, columbita-tantalita, etc y aún a depósitos con múltiple brechamiento hidrotermal de Fe-Cu-REEs-Ag-Au-U como en Olympic Dam, Australia y San Francisco Mountains, USA, entre otros.

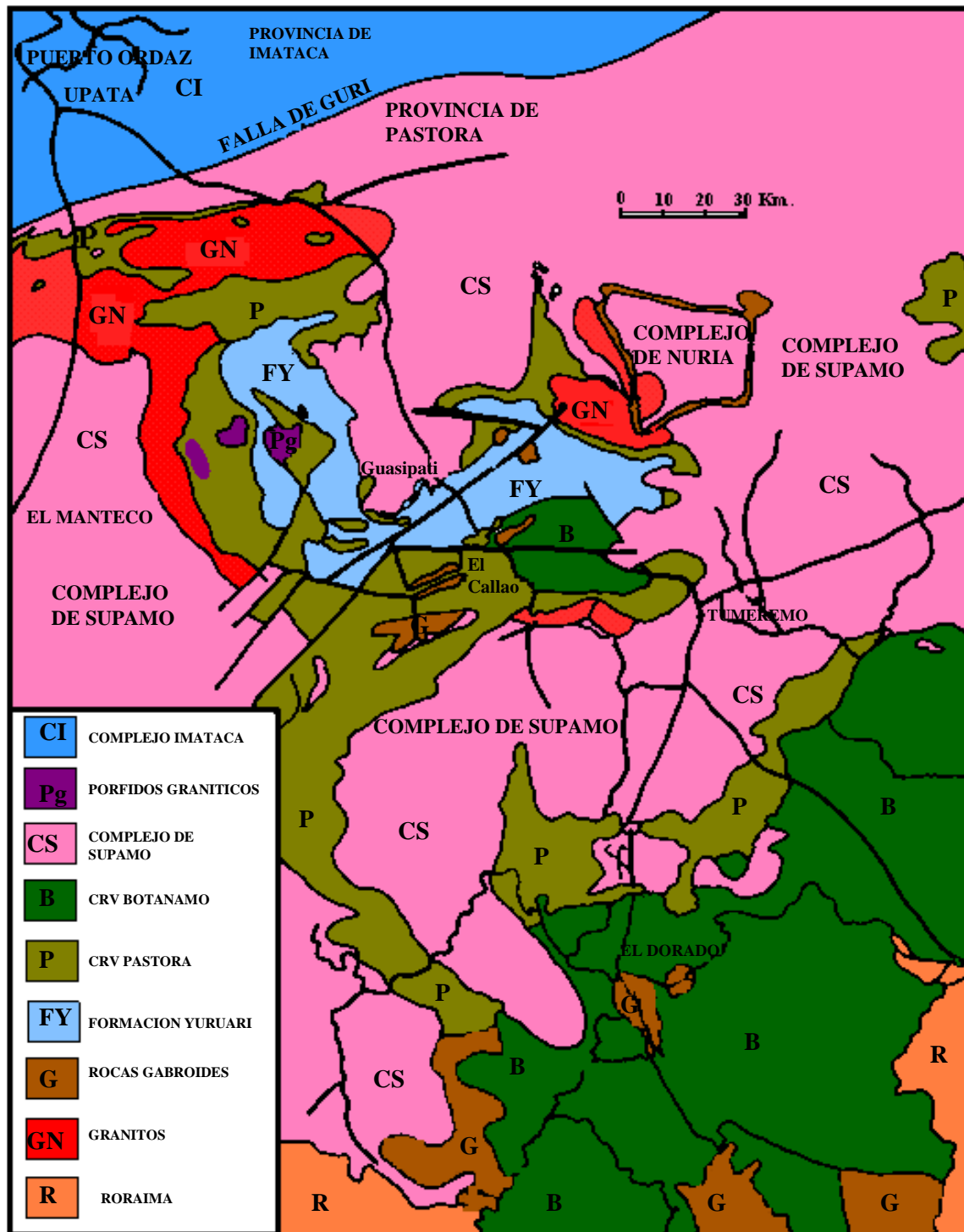


Figura 15. EXTENSIÓN DE LA PROVINCIA PASTORA EN LA PARTE ORIENTAL DEL ESCUDO DE GUAYANA (tomado de Guilloux, 1997)

También en zonas de rifts continentales, a nivel mundial, se emplaza material del manto a la corteza cristalizando muy productivos y estratificados **complejos máficos-ultramáficos, como el Bushveld Complex (2.000 M.a.) mayor depósito de PGEs y Cr mundial; el Sudbury Complex (1.850 M.a.) con el mayor depósito de sulfuros de níquel mundial.**

Además en ambientes continentales, fluviales, a marinos costaneros, se produce extensa sedimentación de areniscas y conglomerados, con escasas lutitas y limolitas que son intrusionados por enjambre de diques y sills de diabasas a cuarzo noritas y aún cuarzo dioritas de la Asociación Avanavero, con contenidos más bajos en Fe y TiO₂, menos diferenciados y evolucionados que sus equivalentes mesozoicos y cenozoicos, oceánicos. A estas extensas cubiertas sedimentarias, como Athabasca en Canadá, Roraima en Guayana, sirvieron de basamento los CRV-GGT con sus intrusiones gabroides a granodioríticas y granitos jóvenes.

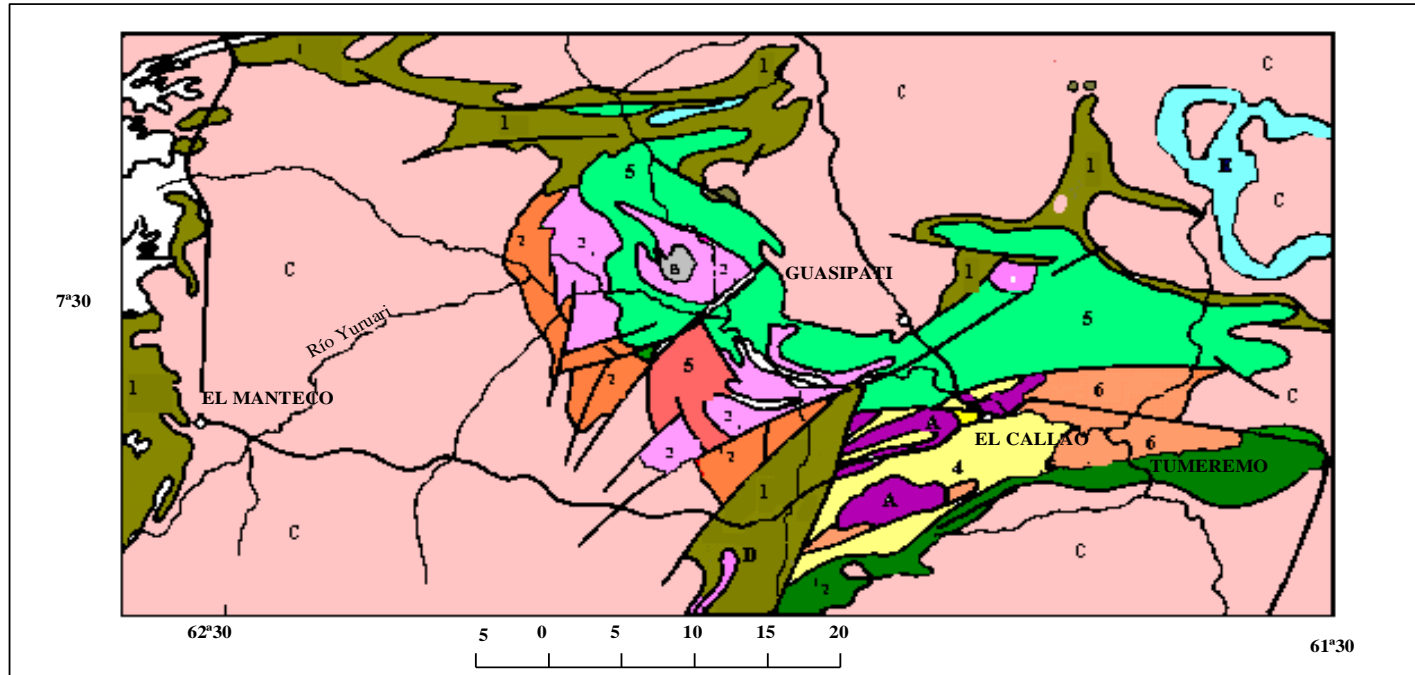
Hacia el límite del **Mesoproterozoico-Neoproterozoico (1200 ± 200 M.a.)** los continentes siguen creciendo a expensas de grandes colisiones entre bloques continentales, entre continentes y arcos de islas, etc., produciéndose nuevas y más jóvenes y evolucionadas granulitas y anortositas, con rocas gabroides asociadas, que en lugar de Cr, van a contener importantes depósitos de ilmenita y magnetita titanífera, como en Grenville, y por supuesto reactivando fallas antiguas y cruces de fallas, que van a facilitar el emplazamiento posterior de material del manto a la corteza (lámpirofiro, carbonatitas y kimberlitas) con/sin diamantes como la Carbonatita de Palabora, la Kimberlita de Premier Mine en Sur Africa y lamproitas de Argyle en Australia.

Durante el Proterozoico se registran en Guayana, CRV con lavas basandesitas toleíticas tipo Pastora con escasas komatitas, aunque parecen ser comunes los basaltos komatíticos, escasas BIF, con oro ± Cu-Ni-Pt; y CRV más evolucionados con menos rocas volcánicas máficas, más turbiditas y tobas o volcanoclásticas intermedias y félsicas tipo Formación Caballape; sedimentos aulacógenos con la transición rocas verdes-rocas rojas de las formaciones Los Caribes, Urico, Quebrada Pacheco o Perfetti y Maracapra, entre otras. A las rocas granitoides TTG (tonalitas, trondjemitas y granodioritas) del Complejo de Supamo, asociados a los CRV (2.15-2.25 Ga), sucedieron rocas volcánicas y granitos comagmáticos, ricos en potasio, calco-alcalinos de Cuchivero (1.96Ga-1.88 Ga).

Posiblemente, aunque aún no bien establecidos, post-Pastora y pre-Cuchivero, es decir alrededor de los 2.0 Ga se emplazaron complejos máficos-ultramáficos parcialmente aflorantes y escasamente estudiados como los de Yuruan-Uroy y Las Flores, entre otros, favorables para la mineralización de sulfuros de níquel-cobre ± platinoides ± oro y óxidos de cromo. No se descarta que tales complejos máficos-ultramáficos sean remanentes ofiolíticos oceánicos que intrusieron primitivos, no evolucionados, arcos de islas oceánicos.

En el Mesoproterozoico, en ambientes de rifts continentales, se emplazaron granitos rapakivis tipo Parguaza (1.55-1.45 Ga) y equivalentes y complejos alcalinos (1.35-1.30 Ga) como el de La Churuata en el Estado Amazonas.

En el Neoproterozoico se recrystalizaron las rocas del Escudo, sufrieron metamorfismo retrógrado las granulitas y anfibolitas, se reactivaron fallas y en algunas se desarrollaron milonitas y seudotakilitas. Se emplazaron gran número de diques de pegmatitas y aplitas graníticas, algunos granitos, lámpirofiro, carbonatitas como la de Cerro Impacto y kimberlitas eclogíticas diamantíferas como las de Quebrada Grande en Guaniamo.



SUPERGRUPO PASTORA	GRUPO CARICHAPO	6	FM. CABALLAPE: "Flysh" y roca volcánica andesítica y riódacítica
		5	FM. YURUARI. Toba, brecha, lavas dacíticas, esquistos cloríticos y areniscas feldespáticas.
		4	FM. EL CALLAO: Lava andesítico-basáltica, toleítico ferruginosa
		3	FM. CICIPRA: Toba, brecha y lava basáltica, comatíticas, grauvaca volcánica
		2	FM. FLORINDA: basalto toleítico magnesiano, basalto comatítico y comatita
		1	ANFIBOLITA DE CARIPACHO anfíbolita (metalava y metatoba)

ROCAS INCORPORADAS	I	GABRO Y DIABASA
	D	GRANITO Y CUARZO MONZONITA
	C	COMPLEJO DE SUPAMO: Tonalita granodiorita y gneis trondjemítico
	B	PROFIDO DE CUARZO (Sub-volcánico)
	A	META GABRO (Sub-volcánico)

Contacto entre Formaciones
 Fallas y Zona de Falla

FIGURA 16. GEOLOGÍA DE LOS CINTURONES DE ROCAS VERDES (CRV) DE LA REGIÓN DE GUASIPATI- EL CALLAO (Tomado de Menendez, 1972)

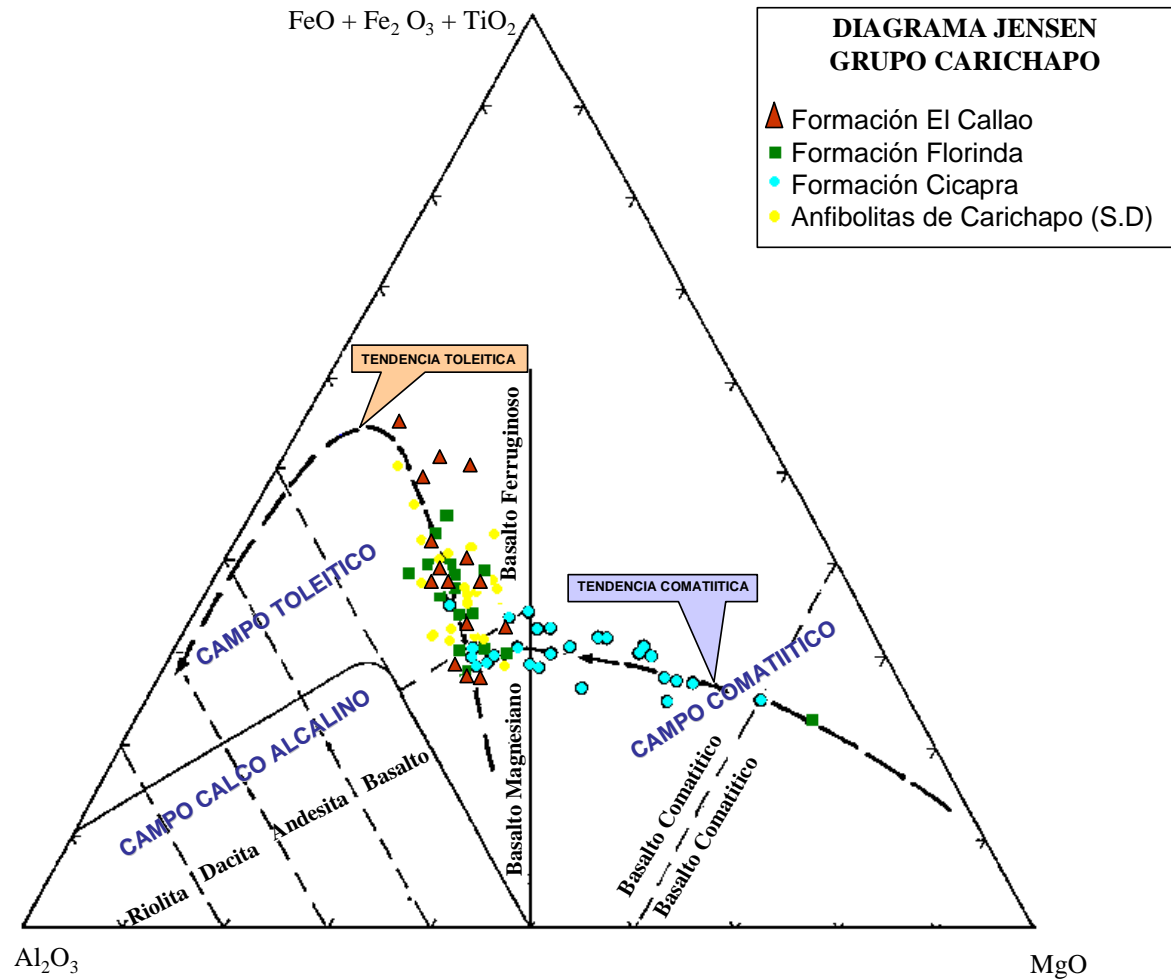


FIGURA 17. DIAGRAMA DE JENSEN MOSTRANDO TENDENCIAS MAGMATICAS QUIMICAS DE LAS ROCAS DE LAS FORMACIONES EL CALLAO, CICAPRA Y FLORINDA (Tomado de Menéndez, 1.994)

PROVINCIA PASTORA: CRV-TTG

La Provincia Pastora (PP) se extiende (**Figura 15**) desde la Falla de Gurí al Norte hasta las proximidades del Parque Nacional Canaima al Sur (Km 95 carretera El Dorado-Santa Elena), por el Este hasta los límites con la Zona en Reclamación del Esequivo y al Oeste hasta el Río Caura. Los mismos comentarios sobre su posible extensión al Oeste del Caura que se hicieron sobre la Provincia Imataca son válidos para la PP.

La PP o provincia del oro, está formada por **CRV, delgados, más antiguos**, tectonizados, **tipo Carichapo y CRV, más anchos, jóvenes** y menos tectonizados y menos metamorfizados, **tipo Botanamo** y complejos graníticos sódicos, como el Complejo de Supamo, siendo toda la secuencia intrusionada por granitos potásicos o “sensu estricto”, dioritas y rocas gabroides con escasos y no bien definidos complejos máficos-ultramáficos, ofiolíticos o no, tipo Yuruan-Uroy, Nuria e intrusiones de diques y sills de diabasas y rocas asociadas norítico-gabroides con algo de cuarzo. Los CRV más antiguos muestran tendencias estructurales próximas a NS (N 10° E a N 20° W), mientras que los CRV más jóvenes casi siempre muestran tendencias en ángulo recto con las anteriores, próximas a E-W (N 70°-80° E). El choque de estas dos tendencias y de ambos tipos de CRV puede observarse claramente en imágenes de radar que cubren la zona del río Marwani, quedando más detallado en los estudios de CVG Tecmin CA-USGS (Salazar y otros, 1.989).

En la región de Guasipati-El Callao (Figura 16) aflora una buena sección del Supergrupo Pastora (Menéndez, 1968, 1.989), CRV antiguo, compuesto del Grupo Carichapo y la Formación Yuruari (**Tabla 6**). El Grupo Carichapo está constituido de las formaciones **Cicapra**, predominantemente komatítica, **Florinda**, basáltico tholeítica a komatítica y **El Callao**, típicamente basáltico-andesítica (“basandesitas”) toleíticas (**Figura 17**). Rocas metasedimentarias y metavolcánicas de El Torno-Real Corona, al Oeste del Río Aro fueron correlacionadas por Kalliokoski (1.965) con el Grupo Carichapo.

Rocas del Supergrupo Pastora más el Grupo Botanamo son correlacionadas con aquellos CRV del Supergrupo Barama-Mazaruni de Guyana, el Grupo Marowijne y el Grupo Coeroni de Suriname, la Serie Paramaca (Grupos Orapú y Bonidoro) de la Guayana Francesa y el Grupo Vila Nova de Brasil (Sidder y Mendoza, 1.995) y el CRV de Parima-Caurame del Alto Orinoco-Surucucú de Brasil (Tassinari y otros, 2.000). Estos CRV y rocas graníticas asociadas forman parte de la gran provincia Maroni-Itacaiuna, un cinturón móvil que forma gran parte de rocas supracrastrales del gran Cratón Amazónico (Cordani y Brito Neves, 1.982; Goodwin, 1.991). Los CRV más antiguos de Pastora son posiblemente correlacionables con CRV del Birrimian de Africa Occidental.

Basaltos komatíticos, komatítico-toleíticos y toleíticos espilitizados con estructuras de almohadillas predominan en la parte basal o inferior de los CRV de Guayana, seguidos en la parte intermedia por mayor predominio de rocas andesíticas y dacíticas (pórfidos andesíticos, dacitas, riocacitas y volcanoclásticas y piroclásticas equivalentes) sobre basálticas intercaladas con sedimentos mayormente pelíticos volcanogénicos y la parte superior está dominada por rocas turbidíticas (grauvacas, limolitas y lodolitas volcanogénicas), pelitas, tobas, cherts y volcanoclásticas, cerrando con areniscas cuarcíticas, filitas y conglomerados polimicticos, transicionales entre piriticos de color verdoso a no piriticos de colores rojizos.

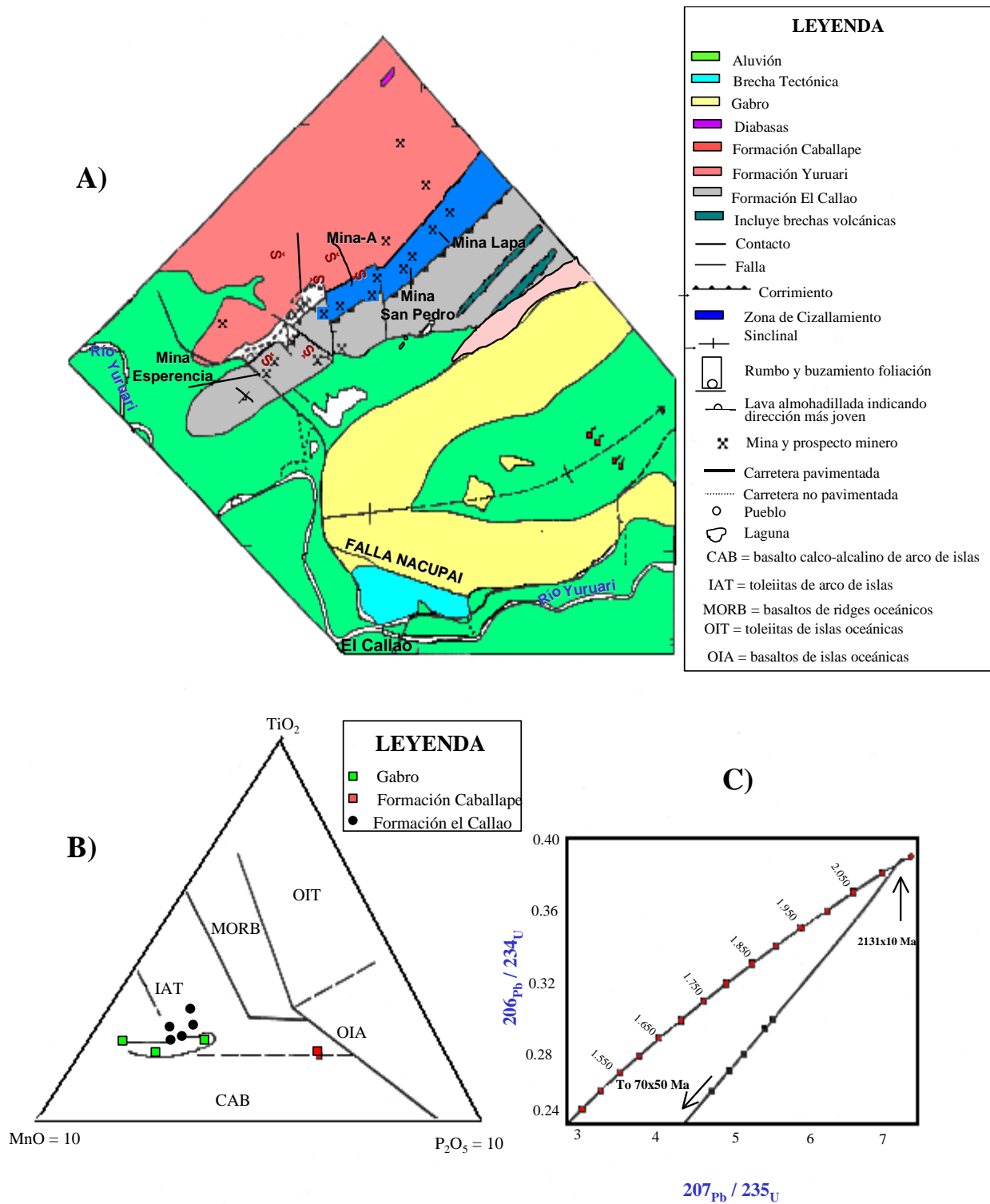


Figura 18: A) GEOLOGÍA GENERAL DE LA ZONA LO INCREÍBLE.
 B) PLOTEO EN TRIÁNGULO Ti-P Mn
 C) EDAD U/PB EN CIRCONES DE TOBAS DACITICAS DE LA FORMACIÓN YURUARI (tomado de Gray y otros, 1.995)

La secuencia total supera los 11.000 m. de espesor. Rocas ultramáficas ocupan 1-2% de los antiguos CRV de Guayana, basaltos y rocas gabroides hasta un 75%, basandesitas y flujos de lavas andesíticas alrededor de un 15-17% y rocas volcánicas félsicas y piroclásticas un 8% (Renner y Gibbs, 1.987).

Rocas máficas-ultramáficas aparecen como intrusivas en la secuencia de los CRV, generalmente son complejos estratificados, que incluyen cúmulos de piroxenos y peridotitas asociadas a rocas gabroides con menores a ausentes anortositas, dioritas y cuarzo-dioritas. Estos complejos suelen estar tectonizados y metamorfizados y son pre-Transamazónicos, pero otros no muestran casi tectonismo ni metamorfismo y son post-Transamazónicos de la Suite Avanavero. Más adelante se describirán brevemente los complejos máficos-ultramáficos de Yuruan o Sierra Verdún y del Pistón de Uroy.

Supergrupo Pastora

El Supergrupo Pastora en la región de Guasipati-El Callao se compone del Grupo Carichapo (Formaciones Cicapra, Florinda y El Callao) y de la Formación Yuruari (Menéndez, 1.968, 1.994). Para Menéndez la Formación El Callao es la más baja en la secuencia, su base se desconoce y aparece siempre como un contacto intrusivo con rocas graníticas del Complejo de Supamo y su contacto superior es de falla a transicional (ζ) con la Formación Yuruari. El Callao según Méndez (1.968) aparece parcialmente equivalente a Cicapra y parcialmente cubierta por ella.

La Formación El Callao tiene más de 3.000 m de espesor y está litológicamente formada por casi exclusivamente lavas basálticas, bajas en potasio y altas en hierro, a flujos de lavas andesíticas con un predominio transicional entre ambas, basandesitas, con estructuras almohadilladas altamente espilitizadas, con cantidades menores de brechas de flujo al tope, levemente metamorfizadas, BIF o cuarcitas y cherts ferruginosos y manganesíferos; y esquistos talcosos o basaltos komatíticos-toleíticos aparecen en pequeños volúmenes en algunas localidades. Cerca del contacto de las rocas de El Callao con las rocas graníticas del Complejo de Supamo, presentan hornblenda color azul-verdosa y plagioclasa andesina de facies Anfíbolita y a medida que nos alejamos del contacto observamos esquistos de color verde más claro, con clorita y albita, de la Facies Esquistos Verdes. Geomorfológicamente, la Formación El Callao ocupa las colinas y montes más altos (300 a 800 m.s.n.m.) que meteorizan a suelos lateríticos muy arcillosos de color rojo intenso.

La Formación Cicapra, presenta un espesor de unos 2.000 m de paquetes alternantes rítmicamente compuesto cada uno de tobas básicas submarinas, grauvacas turbidíticas y limolitas volcanogénicas, tobas líticas, tobas brechoides, aglomerados volcánicos y en el tope cherts hematítico-manganesíferos (BIF ζ). Estas rocas están metamorfizadas a la facies de esquistos verdes, con esquistos porfirobásticos formados de actinolita-epidota-biotita-albita, con poco cuarzo. De hecho muchas de estas rocas tienen composición química komatítica y basalto komatítica (**Figura 17**). Geomorfológicamente ocupan áreas bajas planas y sus suelos son lateritas arcillosas color vino tinto. El contacto de Cicapra y El Callao es de cuña de falla, pero el contacto de Cicapra solo con Yuruari parece ser gradacional.

La Formación Florinda fué inicialmente prospectada para oro por CVG Tecmin C.A. y redefinida por Menéndez (1.994), como equivalente a la parte inferior de la Formación El Callao y cuando ésta última está ausente se localiza infrayacente a la Formación Cicapra. Litológicamente la FF está compuesta de metabasaltos almohadillados, toleíticos-komatíticos o magnesianos, intercalados con rocas ígneas posiblemente intrusivas alteradas con abundante talco y carbonatos, de composición komatítica y que se describieron originalmente (Menéndez, 1968) como serpentinitas de Currupia. Según Menéndez (1.994) algunas de las lavas komatíticas muestran textura espinefex, preservada localmente hasta en zonas

Cinturones de Rocas Verdes de la Guayana Venezolana							
Unidad Tipo	Provincia de Pastora				Provincia de Imataca		Provincia Cuchivero Amazonas
	Guasipati	Introducción	Caroní	El Dorado	La Esperanza	El Torno/Rio Claro	
<i>Complejo de Supamo (Granito y Ortogneises Sódicos) y Granitos Potásicos</i>							
Molasa	-----	Grupo Botanamo F.Los Caribes	F.Maracapra	Grupo Botanamo F.Los Caribes	-----	-----	CRV Parima-Caurame
Flysh (+Cal-Coalcalinas)	F. Caballape	F. Caballape	F. Chara And. El Caruto	F. Caballape	-----	-----	
2,100 M.A.	Discordancia (Emplazamiento de Granitos Sódicos)						
Felsica (-Mafica)	F.Yuruari	F.Yuruari	La Cuaima Grupo Caroni	-----	F. Taipana	-----	
Mafica (- Ultramafica 2,300 M.A.)	Grupo Carichapo F. El Callao F.Cicapra F.Florinda And Carichapo	G.Carichapo S.D	Anfibolita de Carichapo	G.Carichapo o S.D	Cuarc. Mapares/ Anfibolita de Danta	F. El Torno / Anfibolita de Rio Claro	
Basamento	Desconocido				Gneises de Imataca		

TABLA 6. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE LOS CINTURONES DE ROCAS VERDES (CRV) DE GUAYANA (MODIFICADO DE MENÉNDEZ, 1.994)

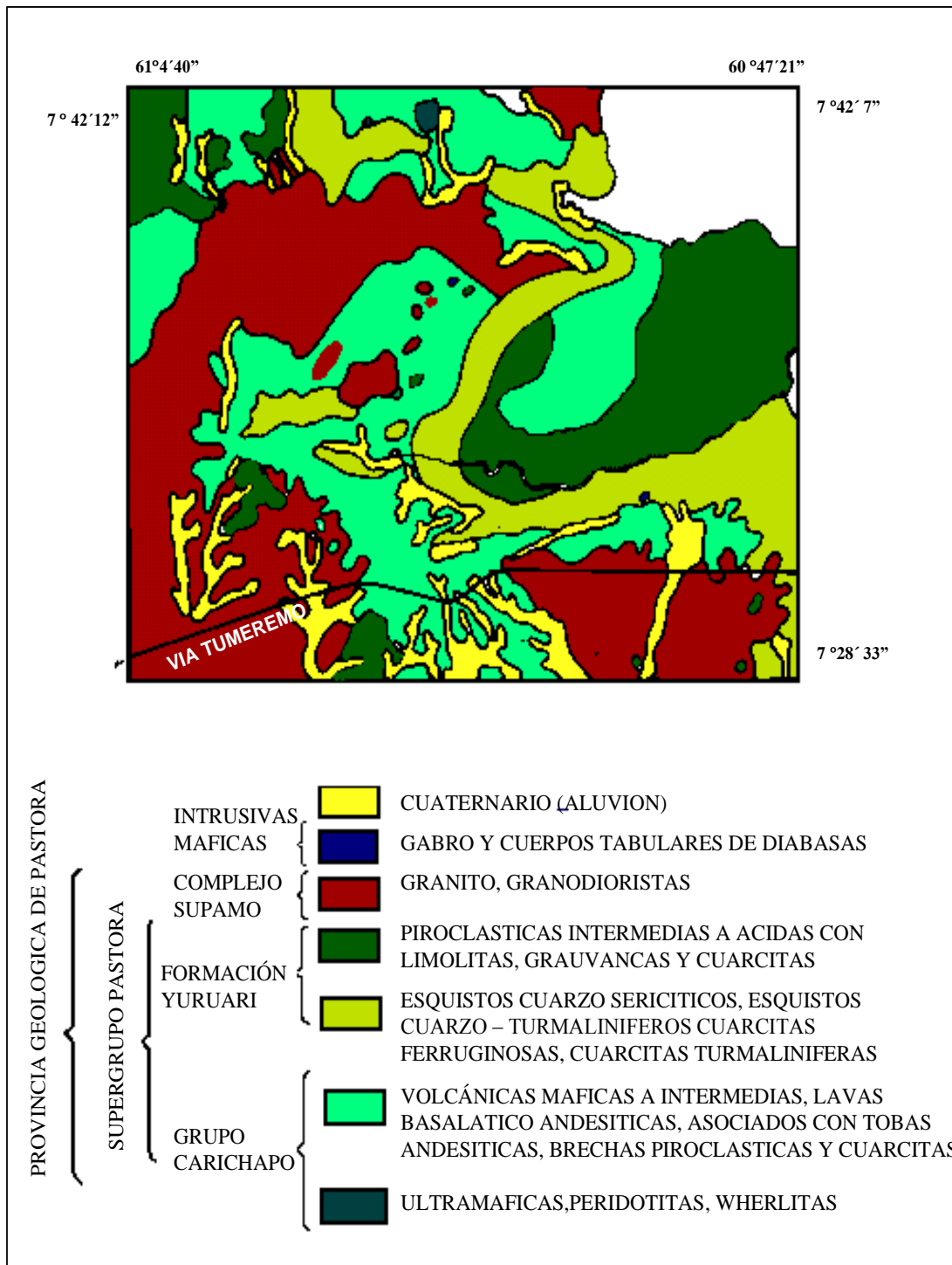


FIGURA 19. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE BOCHINCHE
(Tomado de Salazar y Franco, 1998)

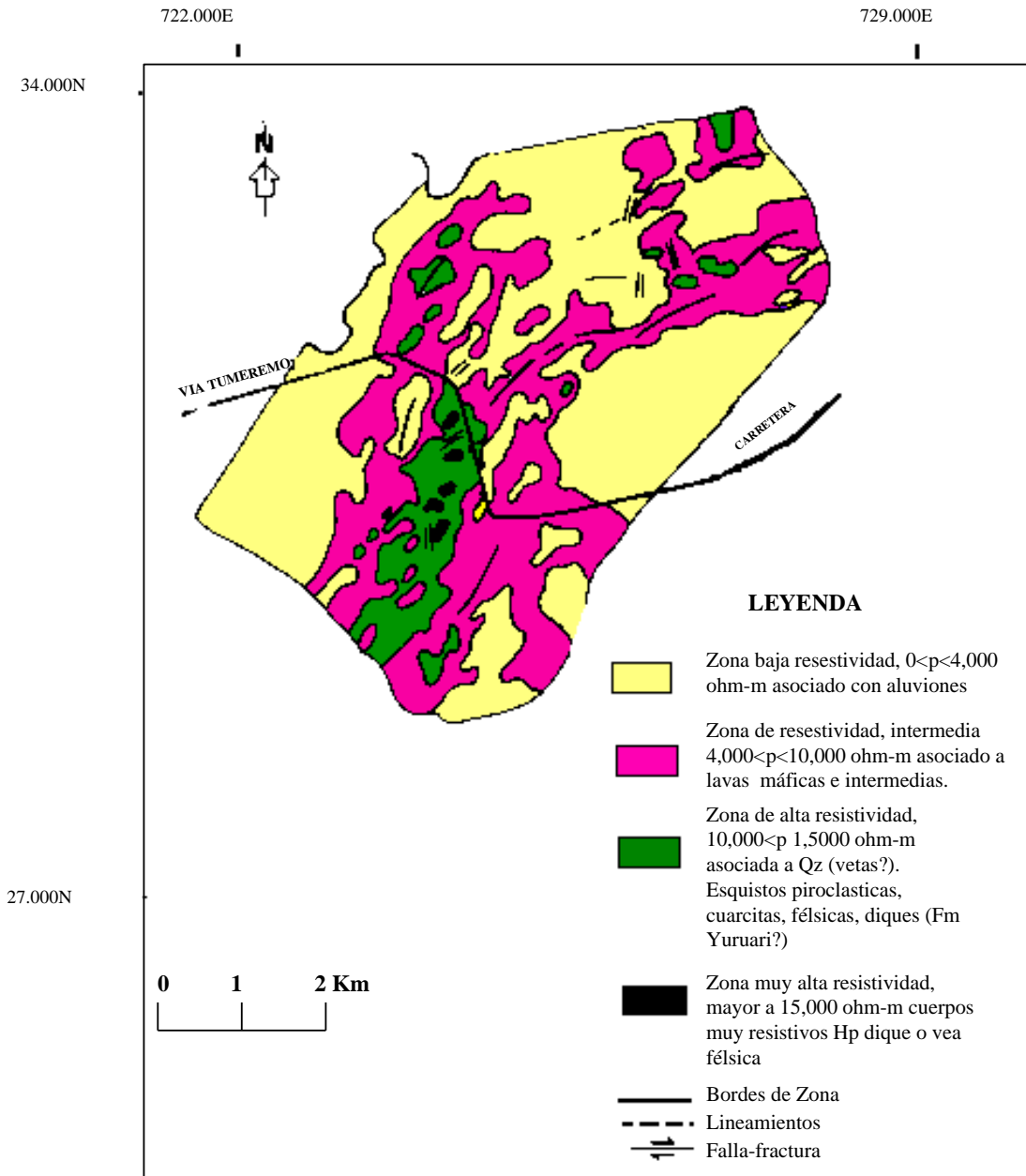


Figura 20 INTERPRETACION ELECTRICO-ESTRUTURAL DE LOS CRV DE BOCHINCHITO (Tomado de Fernández, 1995)

Anfibolíticas. Estudios posteriores de Tecmin-USGS no confirmaron la presencia de texturas espinefex en las rocas ultramáficas.

En opinión del autor **los contactos entre las formaciones El Callao y Yuruari son de falla inversa tipo corrimiento** y también este parece ser el caso entre El Callao, competente y Cicapra menos competente y entre El Callao y Florinda. Desde el punto de vista geoquímico evolutivo las rocas de Cicapra de composición komatitica deben ser las más antiguas o inferiores en la secuencia del CRV y estar seguidas e interestratificadas en parte por las rocas komatitico-toleiticas de la Formación Florinda y ésta última está interestratificada con la formación más joven, toleitica, que es la Formación El Callao.

La Formación Yuruari según Menéndez (1.968, 1994) suprayace concordantemente a las formaciones El Callao y Cicapra; sin embargo, al menos en Lo Increíble, la Formación El Callao está por encima de la Formación Yuruari en contacto de falla inversa de ángulo bajo a intermedio. Litológicamente se compone de filitas, esquistos y metatobas félsicas, metalutitas negras de hasta 50 m de espesor. Los esquistos y filitas parecen no ser metasedimentarios sino más bien tobas y lavas félsicas (dacíticas y riódacíticas) metamorfizadas. Cerca del contacto Yuruari-El Callao se observan pequeñas intrusiones pórfidicas félsicas en las lavas de El Callao (**Figura 18**). Se ha interpretado que tales felsitas intrusivas en El Callao son comagmáticas y coevales con las felsitas de Yuruari. El espesor de la Formación Yuruari es de por lo menos 1.000 m y geomorfológicamente ocupa bajas colinas y sabanas, con vegetación pobre tipo chaparros con suelos lateríticos de colores amarillentos a rojizos.

En la Región de Bochinche, el Grupo Carichapo se puede dividir en tres unidades litotectónicas, que al parecer de más joven a más antigua (Salazar y Franco, 1.994) son las siguientes (**Figura 19**):

- 1) Formación Yuruari, o su equivalente de la parte superior de la zona El Callao, que yace en contacto de falla sobre la Formación El Callao y que se compone de filitas y esquistos grafitico-sericitico-cloríticos, meta-tobas, meta-arcosas y esquistos feldespáticos. La parte basal de la Formación Yuruari, formada de lavas y tobas dacíticas, está ausente en Bochinche. La formación Caballape, con grauvacas, limolitas y tobas, suprayace discordantemente a la Formación Yuruari.
- 2) Formación El Callao, formada por basandesitas, brechas y jaspes, intrusionadas por un dique de diabasa que es la prolongación del dique Laguna de El Callao y que en Bochinche se bifurca en dos diques,
- 3) Unidad Informal N 1 de Tecmin (1.994) que subyace concordantemente a la secuencia anterior y se compone de basaltos komatíticos alterados con fuschita (como se puede observar en la quebrada El Manguito) con algunas rocas meta-piroclásticas máficas-ultramáficas de grano fino y lavas y tobas máficas.

En Bochincho Salazar (1.988) observó (**Figura 20**) que afloraban tres unidades del Supergrupo Pastora:

- 1) unidad de lavas máficas a intermedia del Grupo Carichapo sin diferenciar,
- 2) asociación de rocas piroclásticas de composición intermedia, esquistos cuarzo-sericiticos y cuarcitas ferruginosas carbonáticas-sulfurosas (BIF) de la formación Yuruari, y

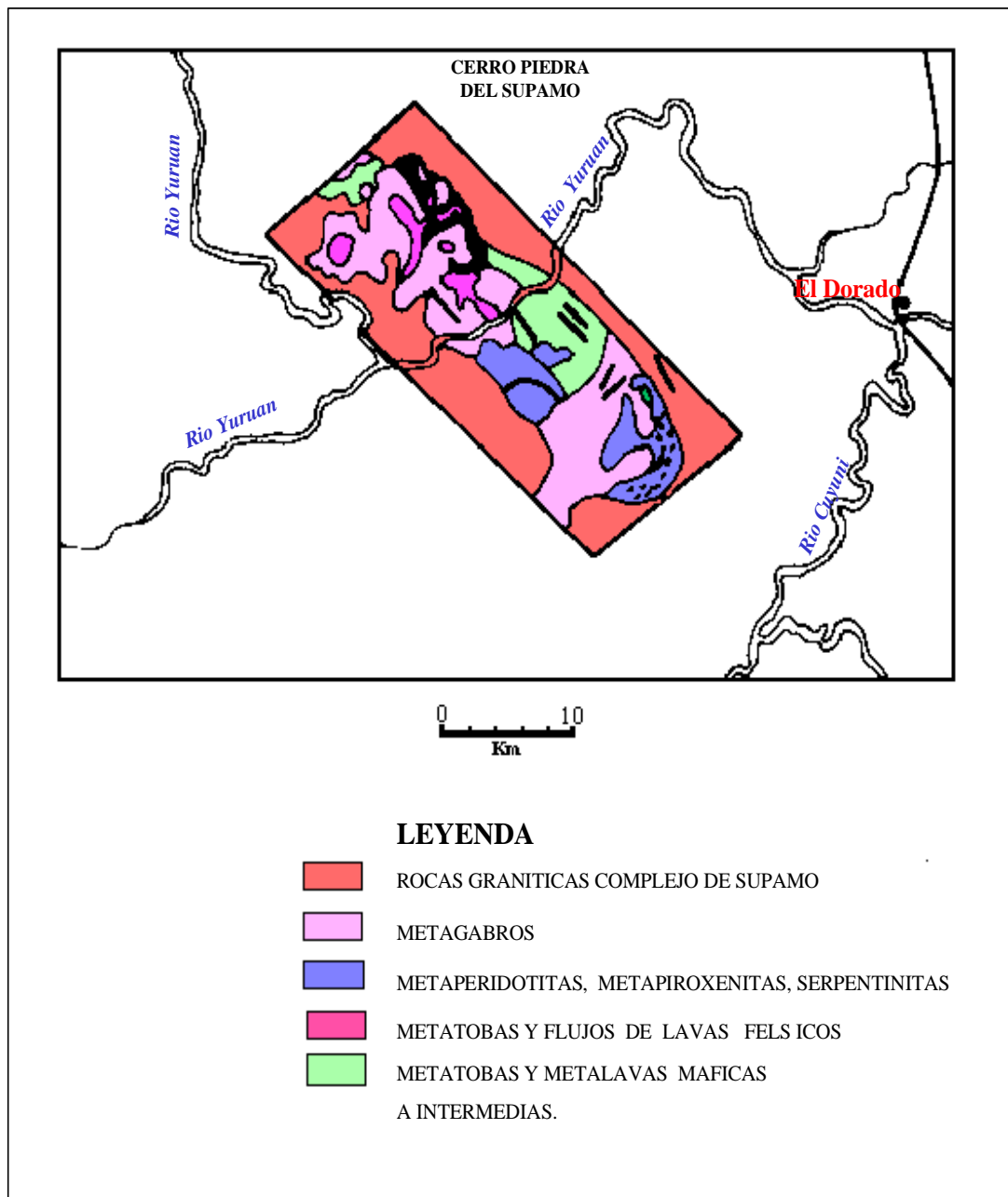


Figura 21. SINTEXIS DE LA GEOLOGIA DE LA SERRANIA DE VERDUM
(Tomado de Gray y otros, 1995)

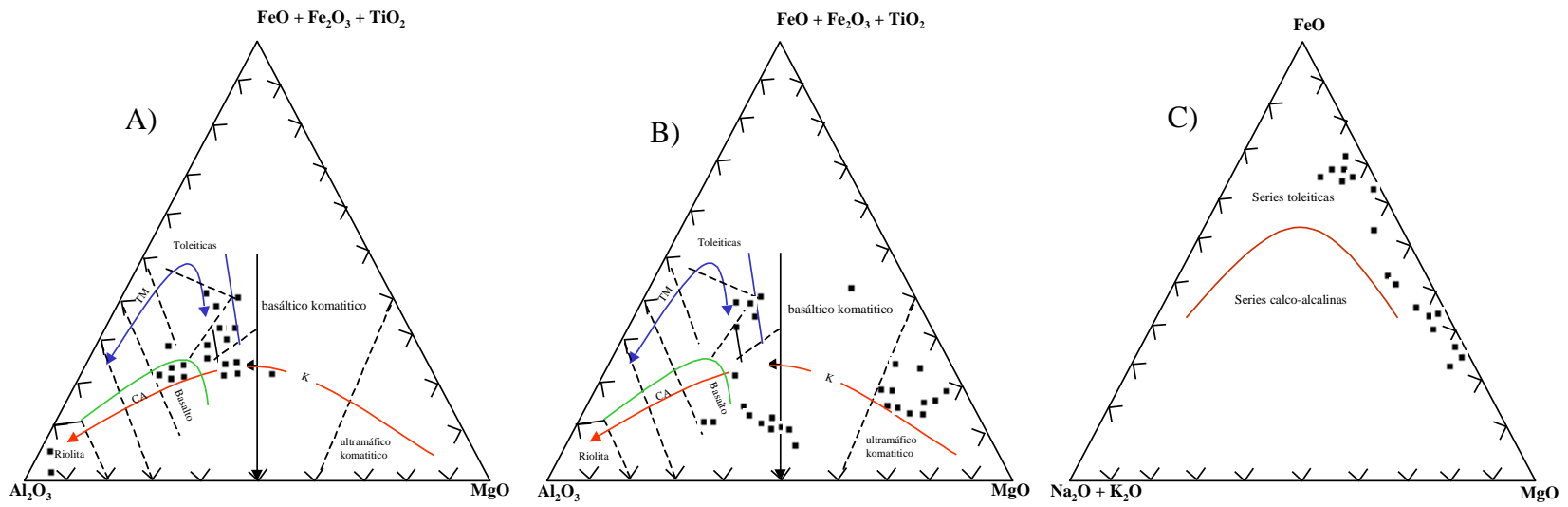


Figura 22. A) DIAGRAMA JENSEN PARA ROCAS VOLCÁNICAS MÁFICAS.
B) DIAGRAMA JENSEN PARA ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS.
C) DIAGRAMA FMA MOSTRANDO LAS CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DE LA SERRANÍA DE VERDÚN (tomado de Gray y otros, 1.995).

- 3) rocas graníticas del Complejo de Supamo. En esa misma zona de Bonchinchito, Fernández (1.995) prospectó geofísicamente importantes anomalías magnéticas relacionadas con cuerpos máficos-ultramáficos de rumbo E-NE de forma tabular o sills, poco profundos (sin raíz), hasta 5 Kms o más de largo, en los cuales se localizan vetas de cuarzo y rocas silicificadas, con carbonatos, sulfuros y oro que constituyen un objetivo exploratorio de detalle. Esta secuencia es algo similar a la observada en Las Flores y en la Serranía de Verdúm.

Como una extensión del CRV de El Callao, cerca de la confluencia del río Yuruari con el río Supamo, **Cerro de Piedra de la Serranía Verdúm (Figura 21)** Gray y otros (1.995) describen un **complejo estratificado máfico-ultramáfico, intrusivo en rocas máficas, basandesitas**, del tipo **Grupo Carichapo**. En este complejo, los gabros son las rocas más abundantes y varían de cúmulos piroxénicos a plagioclásicos. Los gabros y las rocas ultramáficas ocupan la cresta y las partes más elevadas de la Serranía de Verdúm, mientras que las basandesitas afloran hacia las partes bajas (geomorfología reversa a lo observado en la Región de El Callao). Este complejo máfico-ultramáfico de Verdúm presenta abundantes contenidos en sulfuros (15%-20%), como piritita, pirrotita y calcopiritita y representan con buen potencial para localizar concentraciones importantes de níquel-cobre, cromita-platinoide, oro y otros metales. Geoquímicamente las rocas volcánicas de Verdúm son basandesitas toleiticas, posiblemente formadas en un arco de islas intraoceánico y ploteadas en diagramas AFM y MgO-óxidos, muestran vacíos o gaps, con las rocas plutónicas máficas-ultramáficas, indicando claramente que no son comagmáticas con ellas (**Figura 22**).

Por otra parte, **Tosíani y Sifontes (1.989)** estudiaron el mismo **Complejo de Verdúm (Figura 23)**, para el cual postulan la siguiente secuencia y proponen el término de Formación Yuruan:

- a) Núcleo de rocas gabroides, de unos 750 m de espesor, ricas en clinopiroxenos, localmente anfibolitizados,
- b) flancos del antiforme de piroxenitas de unos 250 m de espesor, intercaladas con gabros, y
- c) hacia el tope y sobre todo en el flanco Oeste, encima de las piroxenitas, afloran horizontes de hasta 5-10 m de espesor de flujos de lavas ultramáficas (komatitas) con textura de cúmulo de olivino. Según estos autores, en algunos cantos rodados se observó textura espinefex (agujas de olivino \pm radiales en piroxeno). Sobre estos flujos, por meteorización tropical lluviosa se han desarrollado suelos de color rojo púrpura con abundante magnetita y valores anómalos altos de Cr, Ni, Co. Dentro de las komatitas y piroxenitas se localizan vetas de cuarzo con abundante turmalina. Para Tosíani y Sifontes (1.989) la Formación Yuruan es más antigua que la formación El Callao y en general que el Supergrupo Pastora.

Contrariamente, para Gray y otros (1.995) este Complejo de Verdúm, denominado por Tosíani y Sifontes (1.989) como **Formación Yuruan**, son intrusivas, más jóvenes, en las rocas volcánicas basandesitas del tipo Grupo Carichapo (Formación El Callao y relacionadas) y además las rocas ultramáficas no son volcánicas ni presentan textura espinefex, sino que son plutónicas, pero altas en MgO, o sea peridotíticas.

En la visión del autor, estos complejos máficos-ultramáficos no son del tipo de Sudbury ni mucho menos del de Bushveld, tanto en su dimensión y ambiente intrusivo como por la cantidad de rocas ultramáficas

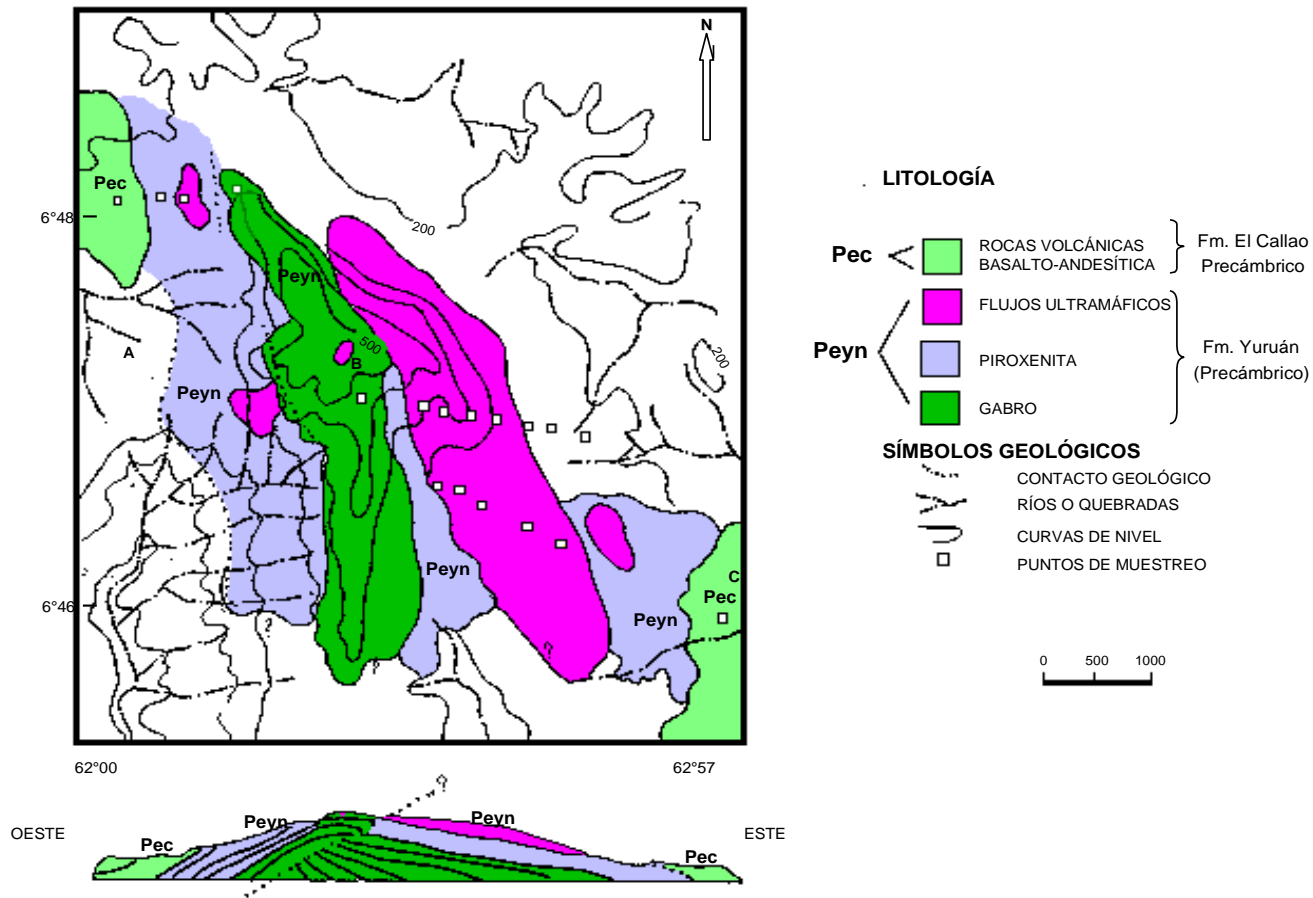


Figura 23. GEOLOGÍA DE LA ZONA PRÓXIMA A LA CONFLUENCIA DEL RÍO YURUAN EN EL RÍO SUPAMO
(Tomado de Tosiani y Sifontes 1989)

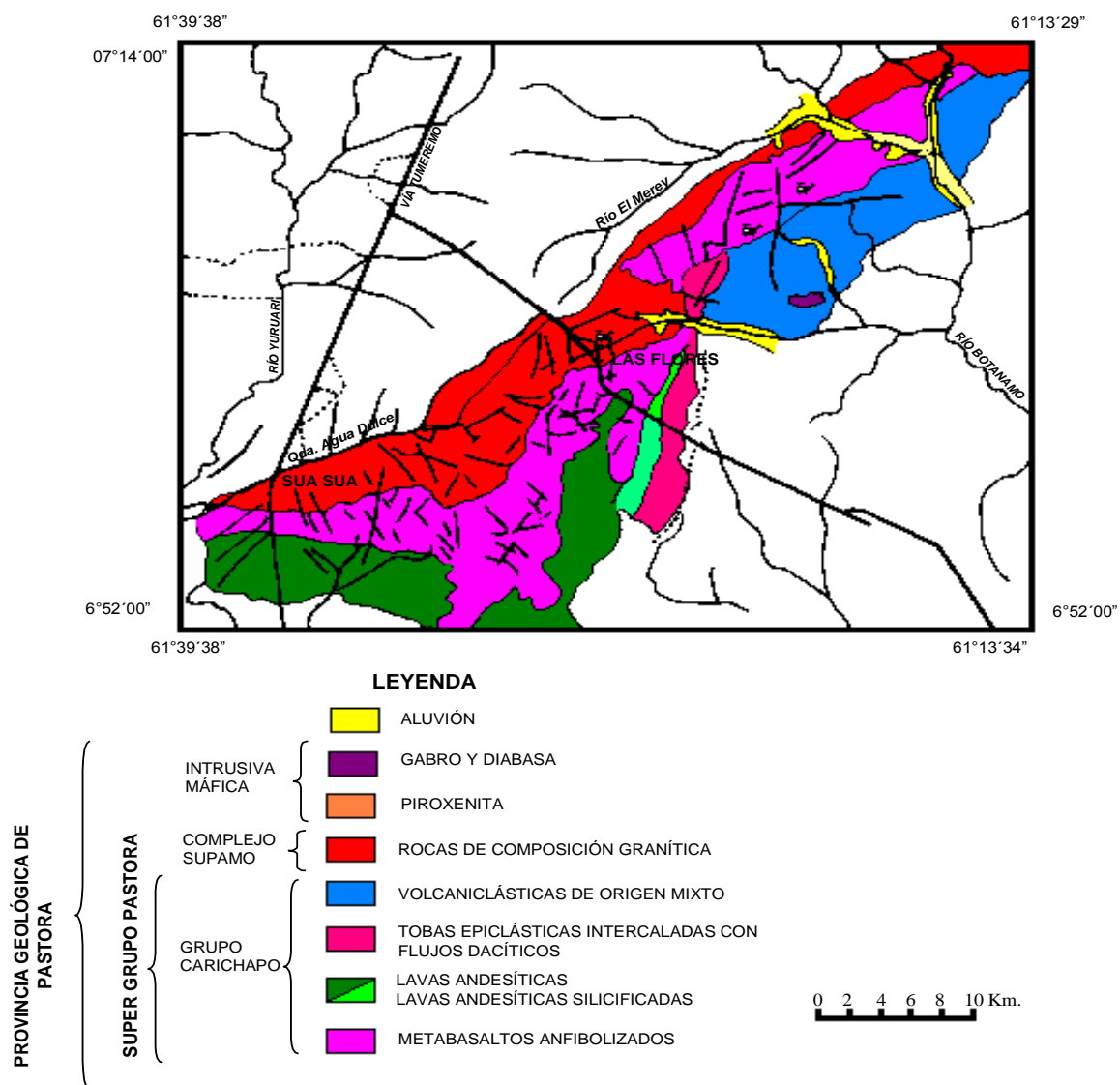


Figura 24. GEOLOGÍA GENERAL DEL ÁREA DE LAS FLORES
(Tomado de Salazar y Franco, 1989)

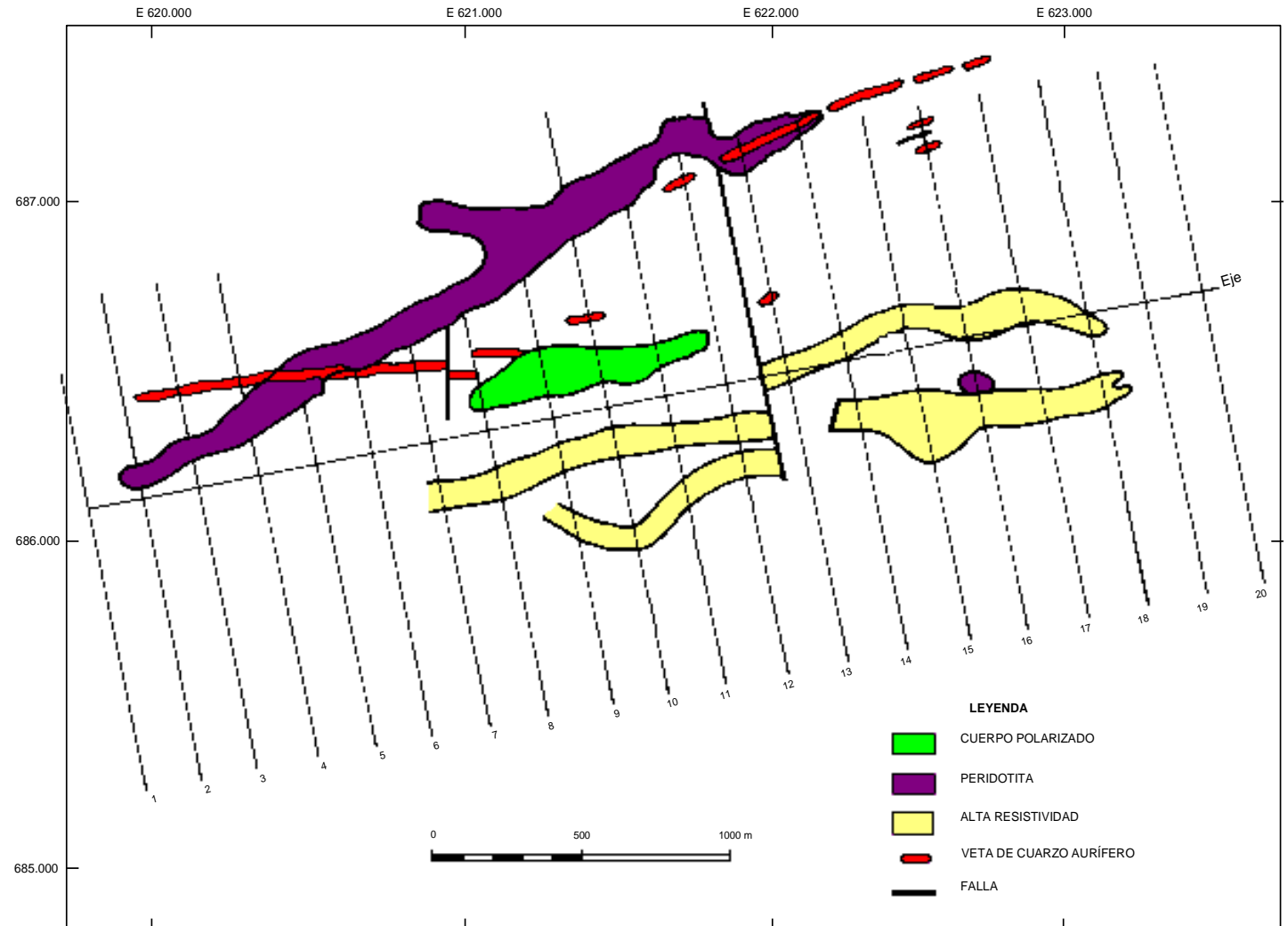


Figura 25. VETA DE CUARZO-AURÍFERO CERCANO AL PISTON DE UROY
(Tomado de Page y otros, 1995)

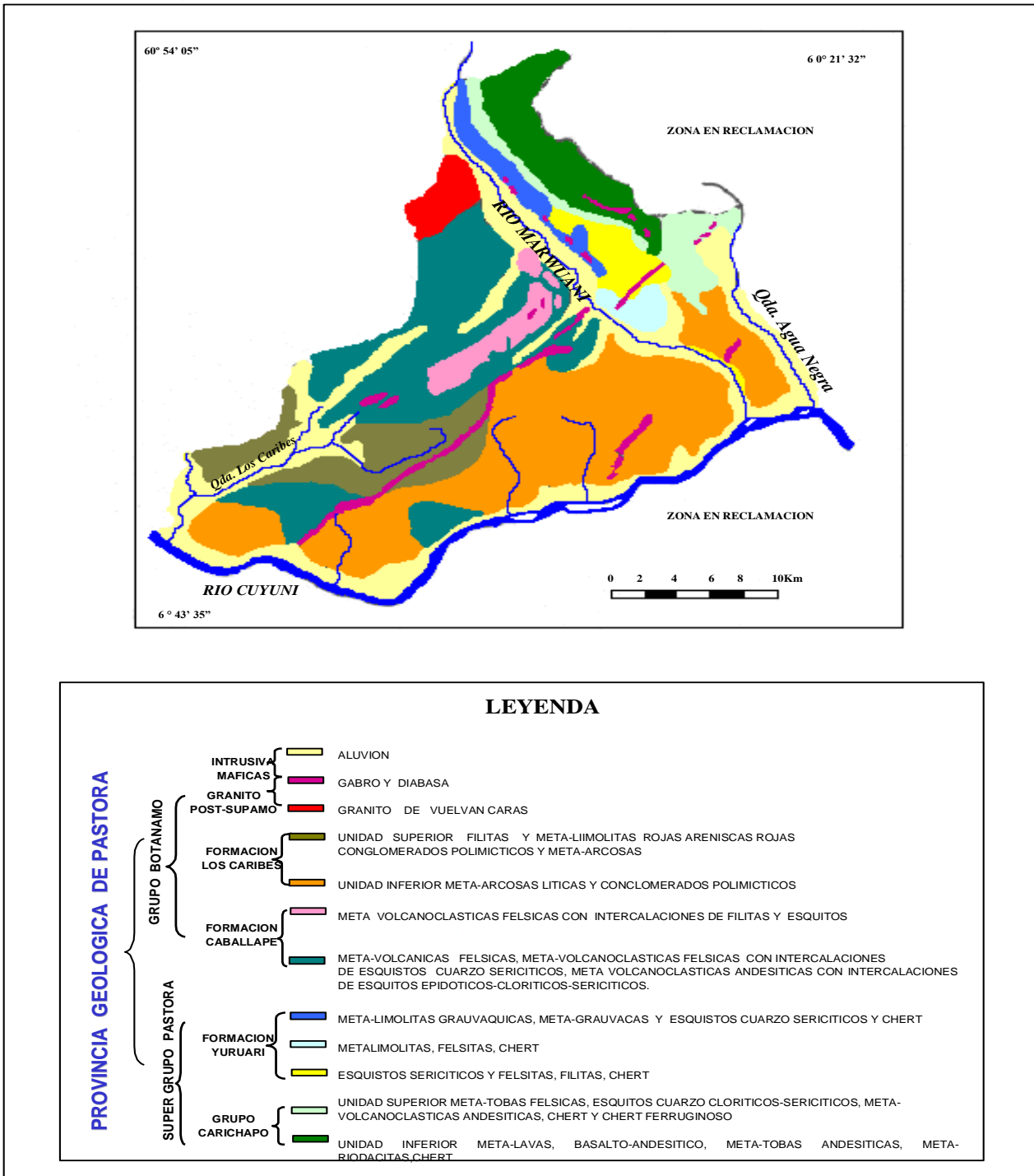


Figura 26 GEOLOGIA SIMPLIFICADA DEL AREA DE MARWANI (tomado de Salazar y Franco, 1.994)

y máficas con altos contenidos de olivino (y consecuente de MgO), versus el alto contenido de Fe de los anteriores. Esta secuencia de Yuruan parece similar a la del CRV de Kambdala, Australia. Por otra parte rocas komatíticas, post-Pastora son escasas, en cambio pre-Pastora son más abundantes y por lo tanto el complejo máfico-ultramáfico podría ser pre-Callao en edad. Finalmente, ofiolitas primitivas cercanas a los 2.000 Ma en edad, intrusivos en CRV primitivos, no evolucionados, tipo Pastora, de arcos de islas oceánicas, explicaría la interpretación de Gray y otros (1.995).

En cualquier caso se recomienda efectuar una revisión detallada de campo que soporten la postulación de Tosíani y Sifontes (1.989) o la de Gray y otros (1.995) o la visión ofiolítica del presente autor para las rocas máficas-ultramáficas de Yuruan.

En **Las Flores**, Tumeremo via Anacoco (**Figura 24**), Mendoza y Graterol (Tecmin, 1.985 informe inédito) describieron y perforaron dos complejos máficos-ultramáficos con valores anómalos de Cr, Ni y Cu: uno basal, tectonizado y metamorfizado, asociado a rocas basálticas tipo Formación El Callao; y otro complejo máfico-ultramáfico, más joven, intrusivo en basandesitas tipo Formación El Callao y hasta en granitos de Supamo. Lo anterior sugiere que en la provincia Pastora no solo existen CRV y CRV distintos en edad (Pastora y Botanamo no deben ser los únicos CRV de la PP), composición y evolución y lo propio respecto a granitos y granitos, sino que también es aplicable a que hay varios tipos de complejos máficos-ultramáficos de diferentes edades, evolución, composición y potencial económico. **Hasta el momento presente es mucho más lo que ignoramos que lo que creemos conocer de la Geología de este gran Escudo Guayanés. Falta muchísimo por investigar y descubrir en Guayana.**

Al SE de Verdúm, en el **Pistón de Uroy**, Wynn y otros (1.995) estudiaron una veta de cuarzo aurífero de 1 a 8 m de ancho por 3000 m de longitud, de rumbo E-W, buzamiento alto N/S, con fallamiento NW. Emplazada en una zona de cizalla, intrusiva en un complejo máfico-ultramáfico, con abundantes piroxenitas (**Figura 25**). La veta presenta un promedio bajo en oro de 300 ppb y se identificaron minerales de platino (esperralita, PtAs₂, moncheitas, Pt, Fe, Ir, worthita Pt, Ir, Rh, As, S) y minerales de cobre y zinc. Al Sur de Uroy, en la quebrada la Franela, sobre este complejo de rocas máficas-ultramáficas se depositaron rocas sedimentarias y tobáceas, de colores verdosos con piritas en las partes inferior y media de la sección a areniscas cuarcíticas rojizas sin piritas, que Alberdi y Contreras (1.995) denominaron Formación Urico y sobre éstas se depositaron conglomerados y areniscas cuarcíticas denominadas por esas autoras como Capas de Abaren, correlacionadas con la parte inferior del Grupo Roraima. Sobre este punto volveremos luego al referirnos a la propuesta de Briceño y otros (1.989) de definir el Supergrupo Roraima.

En la Región de El Dorado-Km 88 el Grupo Carichapo, compuesto de metabasaltos y andesitas anfibolitizadas, aparece sin diferenciar en la parte Norte y está prácticamente ausente al Sur de El Dorado. Por el contrario, el Grupo Botanamo cubre una gran extensión y se diferencia en varios cinturones ciclicos o similares, globalizados como Formación Caballape, formada por abundantes brechas de flujo de composición dacítico-andesíticas, lavas y tobas intermedias a félsicas, intrusiones de rocas gabroides a dioríticas, siendo las grauvacas y limolitas bastante escasas, es decir que se trata de una secuencia bastante diferente de la Formación Caballape cercana a El Callao. **Entre Anacoco y Marwani** afloran varios diques de diabasas, cuarzo-noritas y rocas asociadas, de tendencia NE similares al Dique Laguna, aunque en la zona de choque Pastora versus Botanamo del Río Marwani los diques (**Figura 26**) tienen también la tendencia NW, siguiendo la dirección de la evolucionada **sutura a graben tectónico del Marwani**.

Al Oeste del Río Caroní afloran metabasandesitas anfibolitizadas de la **Formación Carapo (Martín, 1.974, 1.979)**, equivalentes al Grupo Carichapo, discordantes **sobre gneises de El Cedral (gneises de**

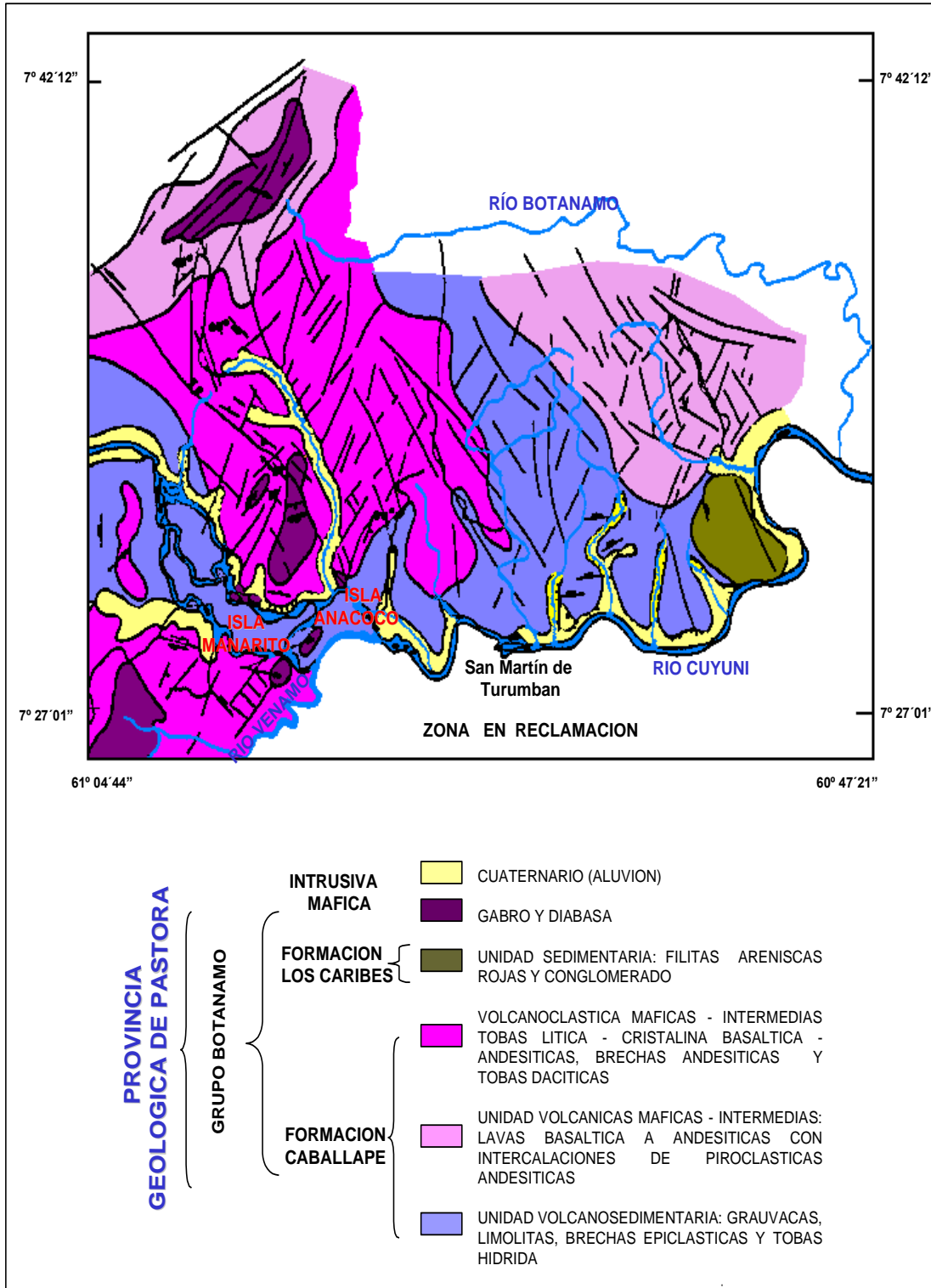
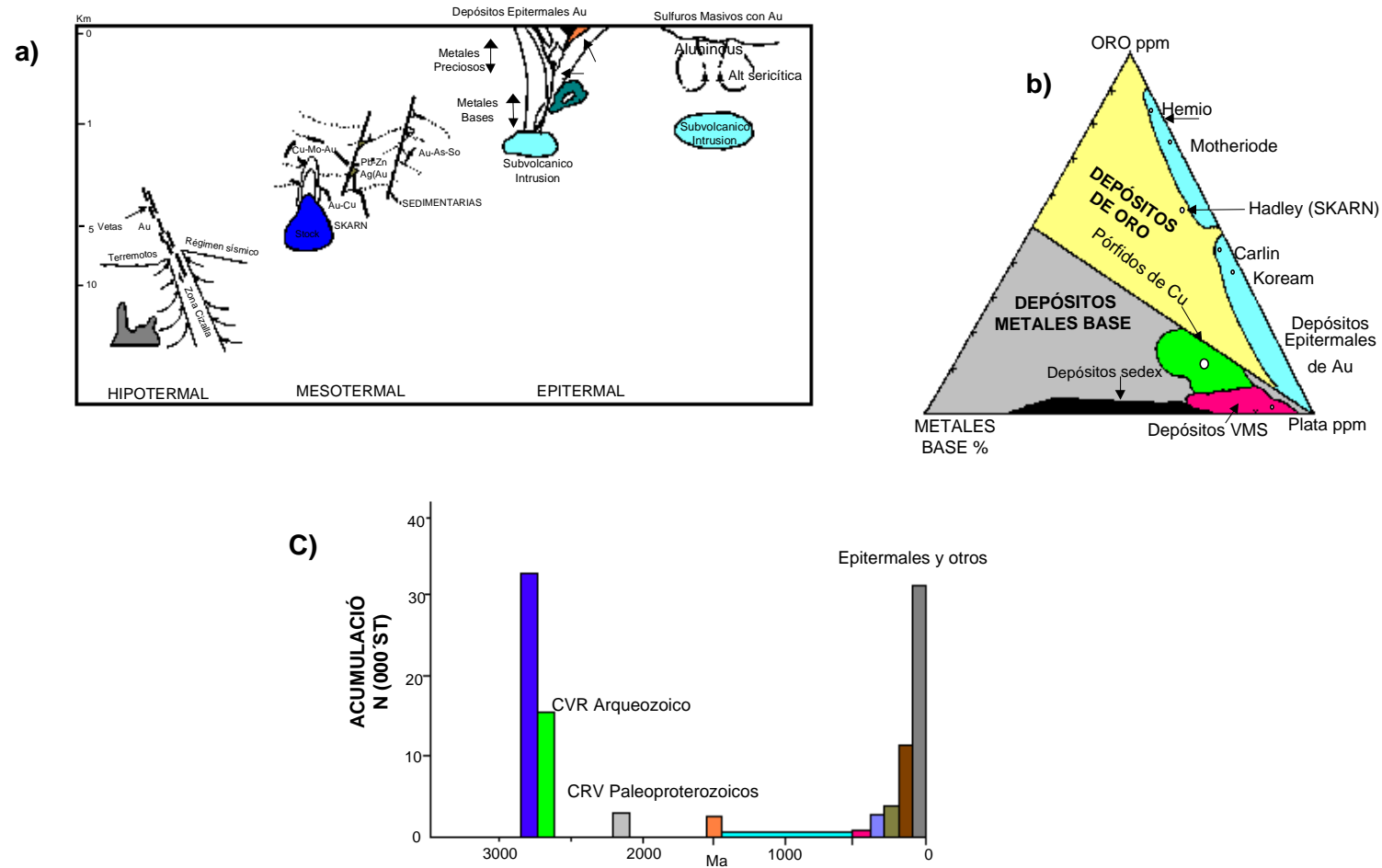


Figura 27 GEOLOGÍA SIMPLIFICADA DEL ÁREA DE ANACOCO (tomado de Salazar y Franco, 1.994)

Figura 28 A) AMBIENTES GEOLÓGICOS DE FORMACIÓN DE DEPÓSITOS DE ORO (Tomado de Pulsen, 1995)
 B) DIAGRAMA TERNARIO ORO-PLATA-METALES BASES Y TIPOS DE DEPÓSITOS DE ORO.
 C) DISTRIBUCIÓN DE ORO PRODUCIDO (MILES DE TONELADAS) CON RESPECTO AL TIEMPO GEOLÓGICO (MILLONES DE AÑOS)



Manamundo y gneises de Las Yeguas), todos ellos correlacionables con los gneises del Complejo de Supamo. Las **Formaciones Cachimbo y Aza (Grupo Caroní)** con dacitas, filitas feldespáticas, turbiditas dacítico-andesíticas y volcanoclásticas equivalentes, respectivamente, descansan concordantemente sobre rocas de la Formación Carapo y son correlacionables con la Formación Yuruari al Este del Caroní. Espejo (1.974) observó cerca de El Manteco, al Este del Caroní, una serie de basaltos anfibolíticos, denominados según su textura A,B,C, (granos fino, medio y grueso respectivamente), por encima de la Formación Yuruari, pero idénticos a rocas del Grupo Carichapo, en particular a la Formación El Callao, que denominó **Formación La Cuaima**. Martín (1.974) llamó a rocas similares aflorantes al Oeste del Caroní como **Andesitas de El Caruto**. Rocas del tipo Grupo Botanamo no afloran en el área de El Manteco, Este del Caroni, pero si parecen aflorar al Oeste de Caroni, donde Martín las designó como **Grupo Chiguao**, constituido por la **Formación Chara** (grauvacas y limolitas de composición dacítico-.andesítica) y la **Formación Maracapra** (areniscas y conglomerados rojos) posibles correlativas de las formaciones Caballape y Los Caribes, respectivamente.

Sobre el Complejo de Imataca se observan remanentes erosionales de CRV similares y correlacionados con los de la región de El Callao (Kalliakoski, 1.965). **El CRV de La Esperanza lo representa el Grupo Real Corona** con basandesitas tipo El Callao aquí denominadas Formación El Peñón y por anfibolitas similares a las anfibolitas del Grupo Carichapo bajo el nombre de Anfibolita de Danta, que pasan concordantemente a niveles superior a cuarcitas de Mapares y conglomerados de Zárate. Los niveles más superiores culminan con grauvacas y conglomerados grauváquicos de la Formación Taipana, similar a la Formación Caballape aflorante cerca de El Callao. En El Torno, río Orinoco, afloran lavas basálticas almohadilladas y anfibolitas, también nombradas como Anfibolitas de Danta, muy similares a las rocas de la Formación El Callao. La Anfibolita de Danta, con tendencia NE, paralela a la Falla de Guri, se extiende hasta Río Claro en el Río Caroni, donde se le da el nombre de Anfibolita de Río Claro. Menéndez (1.994) resume la estratigrafía de los CRV de Guayana en la **Tabla 6**.

Grupo Botanamo

Benaim (1.972) definió al Grupo Botanamo al Sur de la Región de Guasipati en el CRV de El Dorado-Marwani, como constituido por las formaciones Caballape y Los Caribes.

Las rocas de la **Formación Caballape** yacen discordantemente sobre rocas del Supergrupo Pastora y no son intrusionadas por los granitos del Complejo de Supamo, es decir que claramente son de edad post-Pastora y post-Supamo. En la zona de El Callao-Tumeremo, quebrada Caballape, aflora una buena sección de grauvacas gradadas, limolitas y conglomerados (80%) con cantidades menores de tobas, brechas y flujos piroclásticos de composición andesítica a riodacítica que según Benaim (1.972) corresponde a la parte inferior o basal de la Formación Caballape. Esta secuencia fue intrusionada por sills de gabros y fueron conjuntamente plegados, replegados y metamorfizados con ella, como se observa en los desarrollos mineros de McKenzie y Charles Richard de la mina aurífera Tomi, explotada a cielo abierto y localizada a unos 12 Kms al NE de El Callao y próxima a la quebrada Caballape.

Day y otros (1.989) y Salazar y Franco (1.994) establecieron que en el área de **Anacoco (Figura 27)** la formación Caballape consiste de un 80% de flujos volcánicos basálticos a dacíticos, algunos con desarrollo de almohadillas, asociados a rocas piroclásticas y un 20% de brechas y grauvacas con intercalaciones de capitas delgadas (1-5 cm de espesor) de argilitas o lutitas. Sea o no esta la parte media y superior de Caballape, los referidos autores sugieren restringir el uso de Formación Caballape a su localidad tipo cerca de El Callao. El espesor mínimo de esta formación es de 5.000 m en la zona de El Callao (Menéndez, 1.968).

En el río Botanamo, a pocos Kms de su confluencia con la Quebrada Los Caribes, se observa una mayor abundancia de filitas de la Formación Caballape que gradan de colores verdosos, algo piriticas, de ambientes reductores, a rojizas, sin pirita, de ambientes oxidantes y de allí en adelante al resto de la litología típica de la **Formación Los Caribes** que consiste de una intercalación de filitas grises y verdosas que gradan a rojas, que son las más abundantes y se interestratifican con areniscas rojas, con conglomerados polimíticos, limolitas y algunas tobas félsicas. El paso de la Formación Caballape a la Formación Los Caribes fué transicional y gradacional y así parece ser también el cambio de una atmósfera cada vez menos reductora a una atmósfera cada vez más oxidante en la medida que nos acercamos a rocas con edades cercanas a los 2.0 Ga como es el caso referido.

Las rocas de Caballape están carentes de intrusiones graníticas del Complejo de Supamo y registran, por el contrario, intrusiones gabroides, sin y postectónicas e intrusiones de rocas graníticas más jóvenes, ricas en potasio; presentando muy bajo grado metamórfico, subesquistos verdes (clorita, lawsonita-prenita, epidoto, sericita, cuarzo, calcita, biotita) con plegamiento sinforme amplio y suave, en contraste con el estilo apretado, isoclinal de plegamiento de Pastora. De allí que Menéndez (1.968) distinguió originalmente, no una discordancia sedimentaria, sino tectónica o de estilo de deformación entre Pastora y Botanamo.

Para el autor del presente trabajo, existe una **discordancia y disconformidad entre Pastora y Botanamo** no solo en el estilo de deformación, sino que también en los ambientes de formación de cada uno, composición litológica, edad y evolución: arcos de islas primitivos oceánicos, más antiguos, con pocos sedimentos, de carácter komatítico a toleitico de Pastora; a arcos de islas más evolucionados, más jóvenes, con rocas calcoalcalinas y abundancia de sedimentos que van desde zonas de surcos adelante del arco (Caballape) en la base, hasta cercanos a la línea de costa, muy someros, próximo a continentales (Los Caribes) en el tope. La zona de choque tectónico o sutura de ambos CRV de Pastora y Botanamo se observa con toda nitidez en las imágenes de radar correspondientes a la zona del Río Marwani, como ya fue referido y se denomina aquí **Sutura Marwani**, que se produjo durante el "Collage" de fines del Transamazonico que dio origen al Supercontinete Atlantica.

Aunque la Formación Los Caribes es transicional sobre la Formación Caballape, algunos autores como Ghosh (1.985) la excluyen de la secuencia de CRV y la colocan como una formación más similar a Roraima pero más antigua y metamorfizada que ella, es decir pre-Roraima. Sidder y Mendoza (1.995) si la consideran como parte de los CRV por estar interdigitada y ser transicional con la Formación Caballape, pero solo restringida al área del río Botanamo-Quebrada Los Caribes, descrita originalmente por Benaim (1.972).

La formación Los Caribes es posible equivalente de las Formaciones Urico, de los Conglomerados Polimíticos de la Quebrada Pacheco, de Maracapa, Cinaruco, Guapuchí y La Esmeralda, entre otras formaciones pre-Roraima y post-Cuchivero (¿). Los conglomerados de estas formaciones son muy parecidos a los conglomerados auríferos de Tarwa (Ghana) y Jacobina (Brasil) y se correlacionan también con las facies molasoides de las formaciones Ston y Murawa de Guyana y Suriname. La mineralización aurífera registrada en los conglomerados de Jacobina tiene influencia hidrotermal y minerales asociados al oro como rutilo cromífero dan edades de 2.040 Ma, de fines del Transamazónico que finalizó con múltiples colisiones, cierres de océanos y depositación de sedimentos molasoides de las formaciones de Los Caribes y equivalentes ya citadas.

ANALISIS QUIMICO DE GNEISES TRONJEMITICOS						
SiO₂	67,30	70,90	72,20	72,10	69,30	73,35
Al₂O₃	15,40	15,80	16,60	16,90	16,81	13,97
Fe₂O₃	2,31	0,30	0,00	0,00	0,28	0,15
FeO	2,60	0,75	0,41	0,41	1,26	0,56
TiO₂	0,66	0,10	0,12	0,02	0,23	Tr.
CaO	4,48	2,68	3,17	3,34	3,34	1,87
MgO	1,48	0,50	0,65	0,20	1,08	0,11
MnO	0,09	0,02	0,01	0,01	Tr	Tr.
Na₂O	3,65	4,46	4,18	4,83	6,00	6,00
K₂O	1,23	1,33	1,95	1,96	1,39	1,28
P₂O₅	0,17	0,09	0,09	0,02	0,03	Tr.
BaO						0,01
CO₂					0,15	
H₂ O⁺					0,50	0,90
H₂ O⁻						0,06
	99,37	96,96	99,31	99,59	100,37	100,29

TABLA 7. COMPOSICION QUIMICA DE GNEISES TRONDJEMITICOS DEL COMPLEJO DE SUPAMO (Tomado de Espejo, 1.974)

COMPLEJO DE SUPAMO

El **Complejo de Supamo** fué considerado por Moreno y Mendoza (1.972, 1.974) como un conjunto de rocas graníticas, intrusivas, y/o reactivadas, en rocas del Supergrupo Pastora, con alto contenido de Na₂O (**Tabla 7**), tales como tonalitas, trondjemitas, granodioritas (TTG) cuarzo-monzonitas, gneises y migmatitas equivalentes. Las rocas graníticas con normal a alto contenido de K₂O y bajo a normal de Na₂O, o granitos “sensus estricto”, fueron consideradas por esos autores, como granitos más jóvenes, evolucionados e inclusive intrusivos en el Complejo de Supamo y hasta en los CRV más jóvenes como el de Botanamo. Estas rocas generalmente forman domos expandidos y arqueados contra los apretados y replegados sinformes de CRV, como los domos de El Manteco, Santa Justa y otros. Asociados a estas rocas existen una serie de plutones pequeños y pórfidos ricos en cuarzo. Geomorfológicamente forman áreas bajas y planas, sabanas, con escasa vegetación y suelos muy arenosos, ricos en cuarzo y en vetas de cuarzo estériles, que desarrollan suelos arenosos de color blanco grisáceo a amarillento.

EDAD DE LOS CRV Y DEL COMPLEJO DE SUPAMO

Rocas graníticas del Complejo de Supamo, como las de Pueblito, intrusivas en CRV tipo Grupo Carichapo dieron edades por U-Pb en circones entre 2.8 Ga a 2.6 Ga (Gaudette y Olsewski, 1.978), pero fueron reinterpretadas por Gibbs y Olsewski (1.982) de 2.25 a 2.10 Ga. Gneises de Bartica, equivalentes del Complejo de Supamo, arrojaron una edad de 2.22 Ga por U/Pb en circones. Actualmente la edad más antigua estimada para las rocas del Complejo de Supamo es 2.30 Ga (Klar, 1979).

Rocas volcánicas máficas, en Sm/Nd, arrojaron edades similares de 2.16 a 2.08 Ga (Grao y otros, 1.985) para el emplazamiento de lavas de algunos CRV y los pórfidos intrusivos de Mandigal y Cerro Pelón. Tobas dacíticas de la Formación Yuruari, en circones dieron una edad de 2.131 ± 10 Ma (**Figura 18**).

Edades similares en el rango 2.18-2.07 Ga presentan algunos CRV del Birrimian de Africa Occidental (Taylor y otros, 1.984) en Regui Bat y Leo. Day y otros (1.991) concluyen que **la probable edad del “rifting” o apertura del océano donde se formaron los CRV de Pastora y Barama-Mazaruni es cercana a los 2.3 Ga.**

CRV de Guyana (Barama-Mazaruni) dan edades U-Pb circones de 2.24 Ga (Gibbs y Olsewski, 1.982), de Suriname (Grupos Marowijne y Correón) de edades Rb-Sr 1.95 (Priem y otros, 1.980), Guayana Francesa (Grupo Paramaca) de edad Sm-Nd 2.1 Ga y trondjemitas intrusivas de 2.21 Ga, del Norte de Brasil, Amapá (Grupo Vila Nova) CRV Ipitinga de 2.26 Ga y Parima-Cauarane del Estado Amazonas de 2.24 Ga (Gaudette y otros, 1.996)

El basamento de los CRV de La Esperanza y El Torno fueron gneises de Imataca, es decir de edad Arqueozoico. Sin embargo la cuenca, de 45 Km de largo por 16 Kms de ancho, donde se depositaron estos CRV muestra rocas basales gneisicas del tipo Complejo de Supamo de 2.24 Ga por U/Pb. (Day y otros, 1.991) lo cual implicaría que la apertura del océano La Esperanza-El Torno es de por lo menos esa edad o más joven y de que rocas graníticas de edad Complejo de Supamo también son intrusivas en el Complejo de Imataca.

El Paleoproterozoico se caracteriza a nivel mundial y también en Guayana y Africa occidental por un tiempo de gran actividad magmática y crecimiento continental por la incorporación de material del

manto a la corteza y su adhesión en cada cierre de cuencas u océanos a los viejos núcleos continentales. Las rocas volcánicas de los CRV, al menos los más antiguos tipo Pastora, presentan características geoquímicas de material derivado de fundidos o magmas del manto sin ninguna reliquia continental o de reciclaje: Sr 87/Sr86 inicial (=0.7019), Nd143/Nd144 inicial (= 0.51002) y otros (Grau y otros, 1.985).

OROGENESIS TRANSAMAZONICA

La Orogénesis Transamazónica en el Escudo de Guayana se define (Sidder y Mendoza, 1.995) como una sucesión de eventos que originaron la deformación, metamorfismo y actividad magmática ocurrida **entre 2.15Ga y 1.96 Ga**, aunque pudo iniciarse incluso antes de los **2.3 Ga**.

Las rocas del Supergrupo Pastora fueron deformadas en dos fases o episodios de actividad tectónica durante este intervalo, mientras que las rocas del CRV de Botanamo, más joven, solo fueron afectadas por el segundo evento de deformación. Su equivalente en Africa Occidental es la Orogénesis Eburnean ocurrida entre 2.20 Ga-1.98 Ga (Cohen y Gibbs, 1.989).

La deformación D1 está representada por corrimientos, la foliación S1 es subparalela a la estratificación (So), la lineación L1 es la intersección de la estratificación y la foliación, plegamiento isoclinal P1 y metamorfismo de bajo a medio grado (FEV-FA). La deformación D1 es atribuida a tectónica colisional. Volcanismo calco-alcalino y depositación de material turbidítico en el Birrimian superior y de los conglomerados de Tarkwaian, equivalentes a las Formaciones Caballape y Los Caribes, respectivamente, siguieron a la deformación que afectó los CRV del Transamazónico, equivalente en parte al Birrimian Inferior y de su equivalente de Pastora, D1. La deformación D2 fue un evento de fallamiento transcurrente sinistral que está, solo localmente, asociada a corrimientos, plegamiento recumbente tipo P2, clivaje de crenulación S2, foliación de crénulos S1, lineación L2 y bajo a muy bajo grado metamórfico. D 2 afectó a los CRV tipo Botanamo.

Rocas del Grupo Cuchivero, de 1.98-1.79 Ga son consideradas por el presente autor como muy tardías tectónicas a **post-Transamazónicas**. En efecto, hacia el final y después del cierre de los océanos Pastora y Botanamo, de la colisión y amalgamación de los CRV, equivalentes a arcos de islas y granitos relacionados, contra el Complejo de Imataca, como parte occidental del nuevo supercontinente (**Atlántica**), se inició un arco magmático postcolisional intracontinental, calco-alcalino, tal como hoy se observa en la Gran Cordillera de Colombia-Perú-Chile y Centro América. Similar, pero menos voluminoso, ocurrió un magmatismo postcolisional, post-Eburnean, en el Escudo Reguibat de Africa Occidental, entre los 1.97 Ga y los 1.75 Ga.

DEPOSITOS MINERALES DE LOS CRV

Crecimiento rápido y estabilización de la corteza continental con un régimen de alto flujo de calor durante el Neoproterozoico y Paleoproterozoico resultó en acumulación abundante de oro en rocas del CRV, acompañados o no de sulfuros masivos volcanogénicos y komatitas ricas en níquel hacia la base de los CRV. La asociación litológica que componen los CRV es similar a la observada en rocas verdes de márgenes convergentes modernos de la cuenca del Pacífico que contienen depósitos de oro y de sulfuros masivos. En contraste, los depósitos minerales que se asocian a ambientes más cercanos al continente e intracontinentales, asociados frecuentemente a magmatismo anarogénico, fueron excepcionalmente importantes y abundantes durante el Mesoproterozoico, cuando se va formando el gran supercontinente Rodinia.

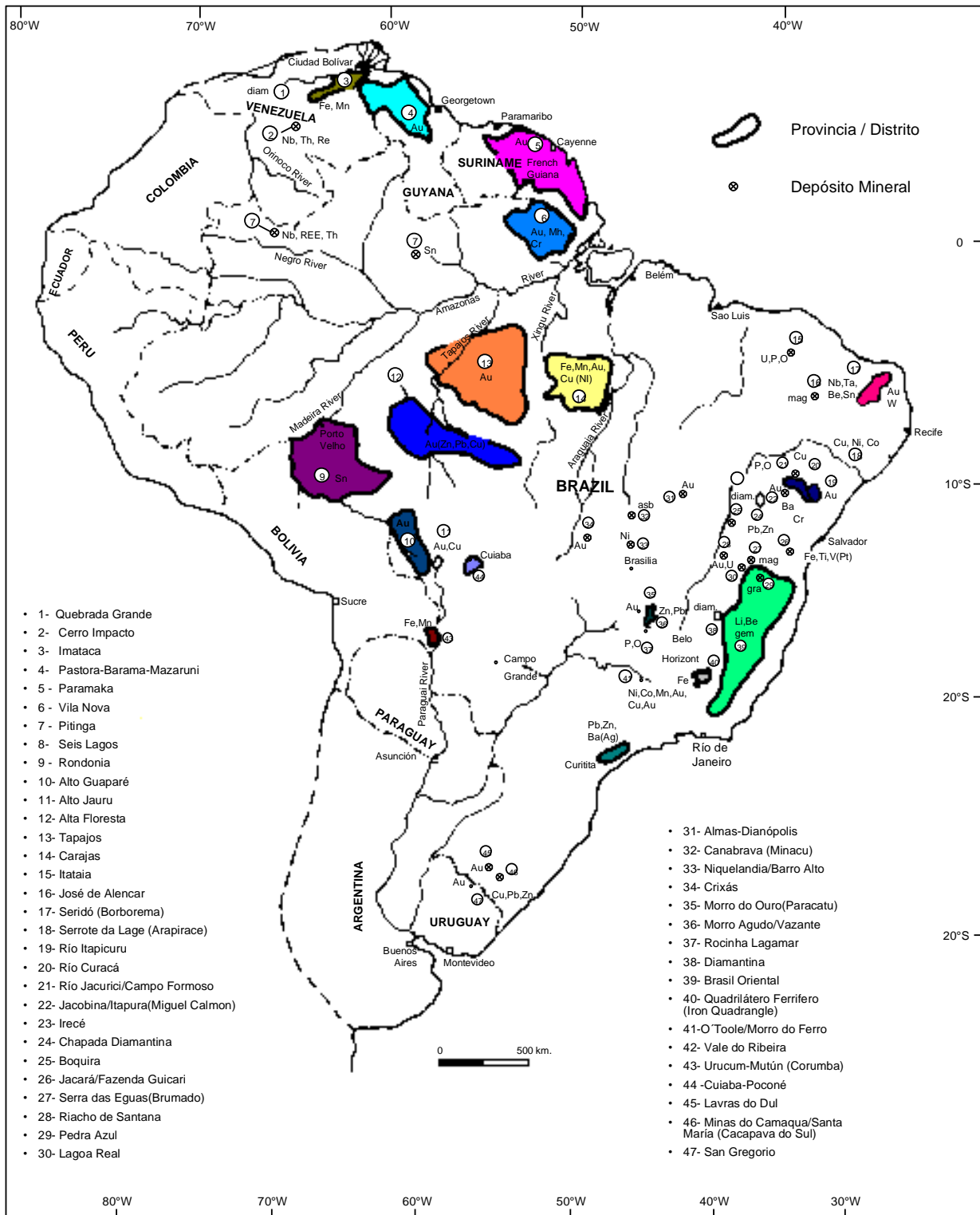


Figura 29. DISTRIBUCIÓN DE LOS PRINCIPALES DEPÓSITOS MINERALES DEL PRECÁMBRICO DE SUR AMÉRICA
(Tomado de Dardenne y Schobbenhaus, 2.000)

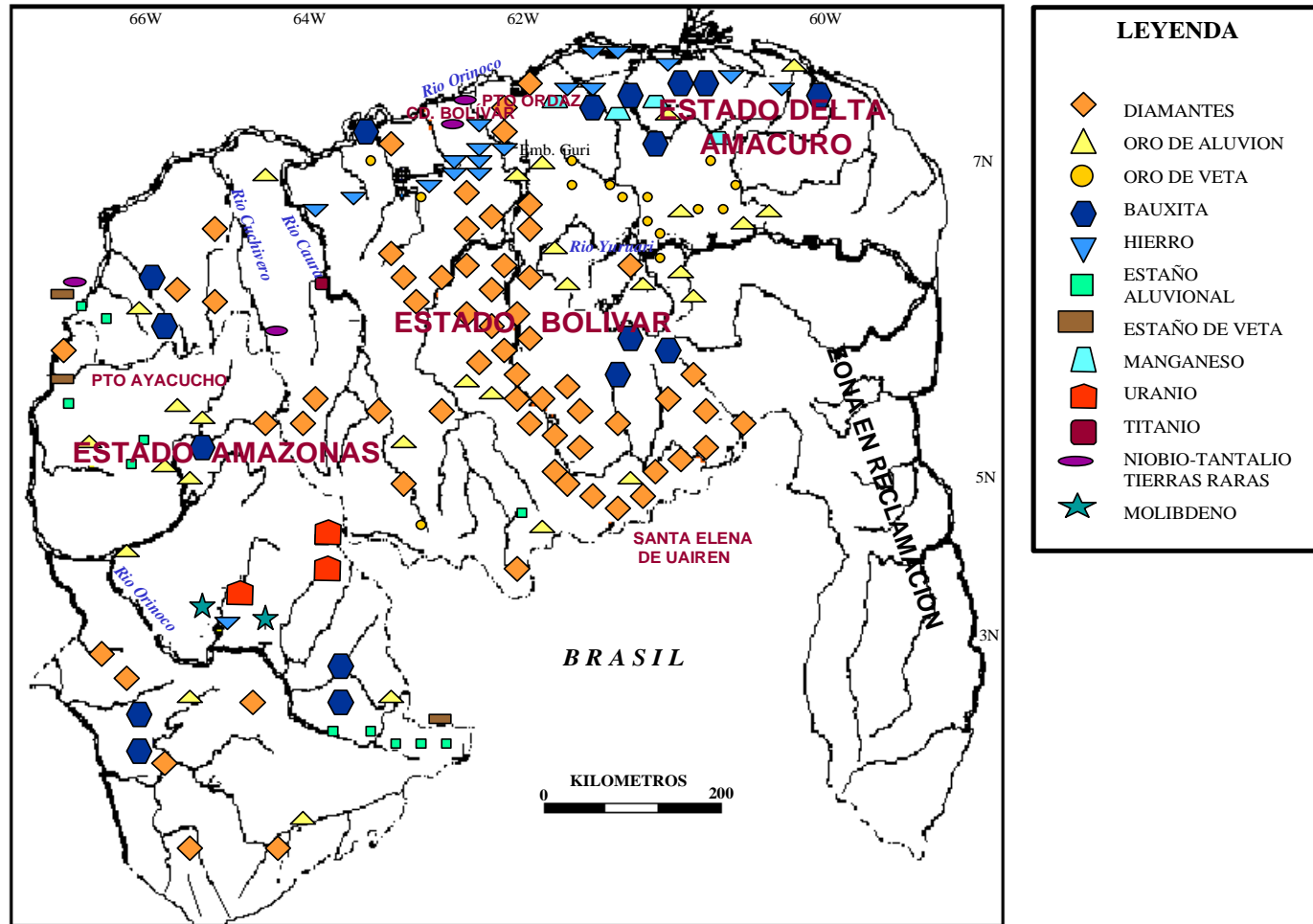


Figura 30. MAPA DE LOCALIZACION DE OCURRENCIAS DE MINERALES EN GUAYANA
(Tomado de CVG TECMIN,C.A., 1995)

DEPOSITOS DE ORO

En orden decreciente de abundancia, los principales tipos de depósitos de oro en los CRV son vetas de cuarzo y carbonatos, bajas en sulfuros, con oro; depósitos de sulfuros diseminados, asociados a sulfuros masivos o a pórfidos de Cu-Au; stockworks; sulfuros masivos con oro; y vetas de cuarzo muy ricas en carbonatos. La mayoría de los depósitos de vetas de cuarzo-carbonatos-oro se originaron hacia el final de la historia evolutiva de los CRV, aunque algunas pueden mostrar evidencias de multideformación y metamorfismo, que pueden alcanzar hasta las etapas tempranas de los CRV. Los modelos propuestos de formación de los depósitos de oro van desde orogénicos (hipo y mesotermales) para las vetas de cuarzo-carbonatos-oro, hasta tipos tales como los de sulfuros masivos con oro, epitermales marinos muy superficiales e intrusiones tipo pórfidos de Cu-Au.

Más del 70% del oro producido en el mundo (**Figura 28**) se ha extraído directa e indirectamente de CRV del Neoarqueozoico y del Paleoproterozoico. La distribución de oro expresada en Kg de Au/Km² de CRV es muy variable de un escudo a otro, pero en cierto modo es proporcional al área ocupada por los CRV. El CRV de Zimbabwe es el más productivo con 59 Kg de Au/Km² de CRV, seguido por el de Barbeton, Sur Africa, con 50 Kg de Au/Km² de CRV; el de Abitibi con 43 Kg de Au/Km² de CRV y el de Yilgarn, Australia, de menos concentración con 25 Kg de Au/km² de CRV. En Timmins (Canadá), el CRV de Abitibi ha producido más de 1.600 t de oro.

La distribución temporal de los más importantes depósitos, excluyendo a la controversial Witwatersrand, ocurrieron en los lapsos 3.1-2.9 Ga, 2.7-2.5 Ga, 2.1-1.7 Ga y 0.6-0.0 Ga. Los depósitos del Neoarqueozoico y Paleoproterozoico reflejan los períodos de crecimiento juvenil de la corteza por adición de material del manto vía magmatismo de surcos oceánicos y vía fusión y diferenciación del material vía subducción, relacionados al extremo calentamiento en la base de la litósfera. Los modelos a partir de 1.7 Ga reflejan el continuo decrecimientos de las plumas de calor y el incremento en el estilo más dinámico de la moderna tectónica de placas, de los Ciclos de Wilson más cortos, con zonas de subducción más pendientes, con la aparición de ofiolitas y eclogitas, en otro estilo de evolución de la corteza y consecuentemente de los tipos de depósitos minerales. La ausencia de depósitos de oro en el lapso 1.7-0.6 Ga se debe al retrabajamiento y reciclamiento que se produjo durante las orogenesis tipo Grenville y Brasiliano-Pan Africano, con la procesos de colisión, aglutinamiento y **erosión** de gran parte de esos depósitos de oro. Las **Figuras 29, 30 y 31** muestran las localizaciones de los principales recursos minerales de Sur América, del Escudo de Guayana y del Distrito Aurífero El Callao respectivamente.

El **Distrito aurífero de El Callao** es muy similar al CRV de Abitibi y para El Callao, Mendoza (CVG 1.992, informe inédito) estimó unas 2.000 t de oro. Guilloux (Minerven, 1.994 informe inédito) calculó un potencial de 740 t de oro en solo 12 concesiones (6.000 Has) de Minerven en El Callao, habiendo más de 100.000 Has en todo el Distrito Aurífero de El Callao. Las provincias de Pastora (98%) e Imataca contienen unos 90.000 Km² de CRV para un potencial mínimo de unas 5.000 t de oro. Mendoza (1.988) estimó ese potencial promedio en unas 8.000 t de oro y Sarmenteros (1.991) en 10.000 t de oro. Tecmin (1.993) con el USGS determinó 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 Cuyuni y Las Cristinas se han probado unos 18 millones de onzas de oro, pero su potencial final de

extracción, dependiendo mayormente de los precios del oro, podrían ser mayores al doble de esa cantidad presente, es decir que sólo dos depósitos contarían con unas 1.000 t de oro.

Los CRV del Escudo de Guayana contienen importantes depósitos de vetas hipotermales 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 **tres tendencias estructurales: 1) NE tipo Colombia-América de Minerven, Lo Increíble, Bochínche, Las Cristinas y otras, 2) NS tipo Croacia-Chocó, Fosforito, Day, etc., 3) NW como Laguna, Camorra y otras.**

Sidder (1.995) concluye que el cambio de facies de la Formación Cicapra con la Formación El Callao y el contacto de falla de la Formación El Callao con la Formación Yuruari en Lo Increíble, entre otros muchos casos, representa una gran zona de debilidad y fractura tipo Larder Lake del CRV de Abitibi, Canadá.

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 las del CRV del Birrimian inferior de Africa Occidental, en particular a las de Mali (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.

En particular, las minas de oro de Ashanti (Mccuaig, y otros, 2.000) entre lo extraído y las reservas existentes totalizan unas 900 t de Au, siendo quizás la mina de oro más grande en operación en el mundo. El oro ocurre como oro libre en las vetas de cuarzo y como refractario asociado a arsenopirita en las zonas de alteración, formado en y alrededor de las zonas de cizallas, en particular relacionadas a fallas transcurrentes sinistralas y a fallas inversas tipo corrimiento, más antiguas, pero reactivadas durante las cizallas sinistralas. Las bonanzas u “oreshoots” ocurren en las zonas de mayor dilatación. Las zonas de cizallas se caracterizan por la abundancia de material carbonáceo-grafitoso de la secuencia metasedimentaria interestratificada con rocas volcánicas y felsitas intrusivas. La edad de mineralización de Ashanti es de 2.09 Ga, es decir Birrimian o su equivalente Transamazónico del Escudo de Guayana.

Los distritos auríferos más importantes de la Provincia Pastora son El Callao, Lo Increíble-Tomi, Las Cristinas, Uroy-El Foco, El Dorado-Camorra, Bochínche-Introducción, Marwani y El Manteco. Al Oeste del Caroní también existe mineralización aurífera en los CRV y algo en los CRV de La Esperanza-El Torno sobre Imataca, pero son mucho menos importantes que los localizados al Este del Caroní. La tendencia estructural más dominante e importante es la NE, subparalela a la Falla de Guri N70° E, con fallas y sills de diabasas emplazadas a lo largo de ellas, como la Falla de Guasipati, la de Laguna, El Dorado y otras también NE pero que forman un ángulo mayor con la Falla de Guri, como Las Cristinas, Quebrada Amarilla (N 50° E).

Las rocas graníticas, del Complejo de Supamo y de granitos más jóvenes, suelen contener poco (2-3% del oro total) o nada de oro, aunque los depósitos auríferos están genéticamente relacionados con ellos, en especial los pórfidos graníticos ricos en potasio o más jóvenes de formas redondeadas o dómicas, como fuentes de calor, cizallamiento, alteración, aporte de fluidos mágnaticos que se añaden a los metamórficos.

El Callao es el distrito aurífero más rico y famoso, con más de 300 vetas (de 1 a 10 m de ancho, 100 a 3.000 m de largo) de cuarzo aurífero que han producido más de 250 toneladas de oro entre los años












MINERALIZACIÓN (AU)	LITOLOGIA	ESTRATIGRAFIA	PRINCIPALES TIPOS DE MOCAS	ESTRUCTURAS MINERALIZADAS	ALTERACION
MINA UNION SOSA MENDEZ	Secuencia de lavas y Tobas félsicas.		Nivel de Tobas (lapillis)	Vetas de cuarzo	Carbonatos difusos. Sílice (difusa) Vetas y vetillas de cuarzo, carbonato, pirita, óxidos de hierro
	Secuencia de lavas máficas, basaltos, andesíticas.		Nivel de Chert. Lentes de Tobas Zonas de "shear zone" con vetas de cuarzo.		
	Sedimentación exhalativos.		Nivel de conglomerados Argilitas. Chert. Vetas de cuarzo.		
	Secuencia de lavas Basalto - andesíticas con diques o sills de diabasa - gabro.		Basalto. Andesitas con horblenda. Andesitas con carbonatos	Vetillas de cuarzo	Carbonatos Calcita Epidota Esfena.
	Lavas ultramáficas a máficas. Dique o sills de Diabasa.		Basaltos Komatíticos. Tobas Andesíticas.		
	Lavas máficas Basaltos Andesitas		Tobas con cristales. Tobas con carbonatos. Tobas variolíticas.	Vetillas de cuarzo	Pirita gruesa o fina Carbonatos Calcita Dolomita Askerita-Siderita
Dique de Porfido		Lavas almohadilladas. Andesitas alteradas. Vetas de cuarzo.	Vetillas de cuarzo		
Andesitas		Andesitas alteradas. Vetas de cuarzo.	Vetas de cuarzo		
Sedimentación Exhalativos		Andesitas alteradas			
MINA COLOMBIA	Dique Laguna				
	Andesita				

TABLA 8. COLUMNA GENERALIZADA DE LAS ESTRUCTURAS DE LAS MINAS SOSA MENDEZ Y COLOMBIA (tomado de Guilloux, 1997)

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA	VETA COLOMBIA	VETA AMÉRICA	VETA AMÉRICA	VETA AMÉRICA
	Nivel 2	Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3
Cuarzo	55	38	47	32
Ankerita	20,3	20,3	21	26,5
Pirita	2	4,6	4,8	7,1
Albita+Clorita+Feldespato	18	32	23	30
Galena	<,01	<,01	<,01	<,01
Arsenopirita	<,18	<,18	<,18	<,18
Esfalerita	0,01	0,04	0,02	0,04
Monacita+Esfena+Circonita+Cobaltita	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Calcopirita	0,02	<,01	0,01	<,01
Propiedades Físicas				
Densidad Real (gr/cm ³)	2,76	3,04	2,97	3,14
Área Específica (cm ² /gr)x 1x10 ⁴	2,21	1,94	0,9	2,06
Porosidad	0,6	0,5	0,6	0,5
Dureza (Mohs)	6,5 - 7,0	5,5 - 6,0	6,0 - 6,5	6,0 - 6,5

TABLA 9. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS Y FÍSICAS DE LAS VETAS COLOMBIA Y AMERICA (Tomado de Aray, 1.998)

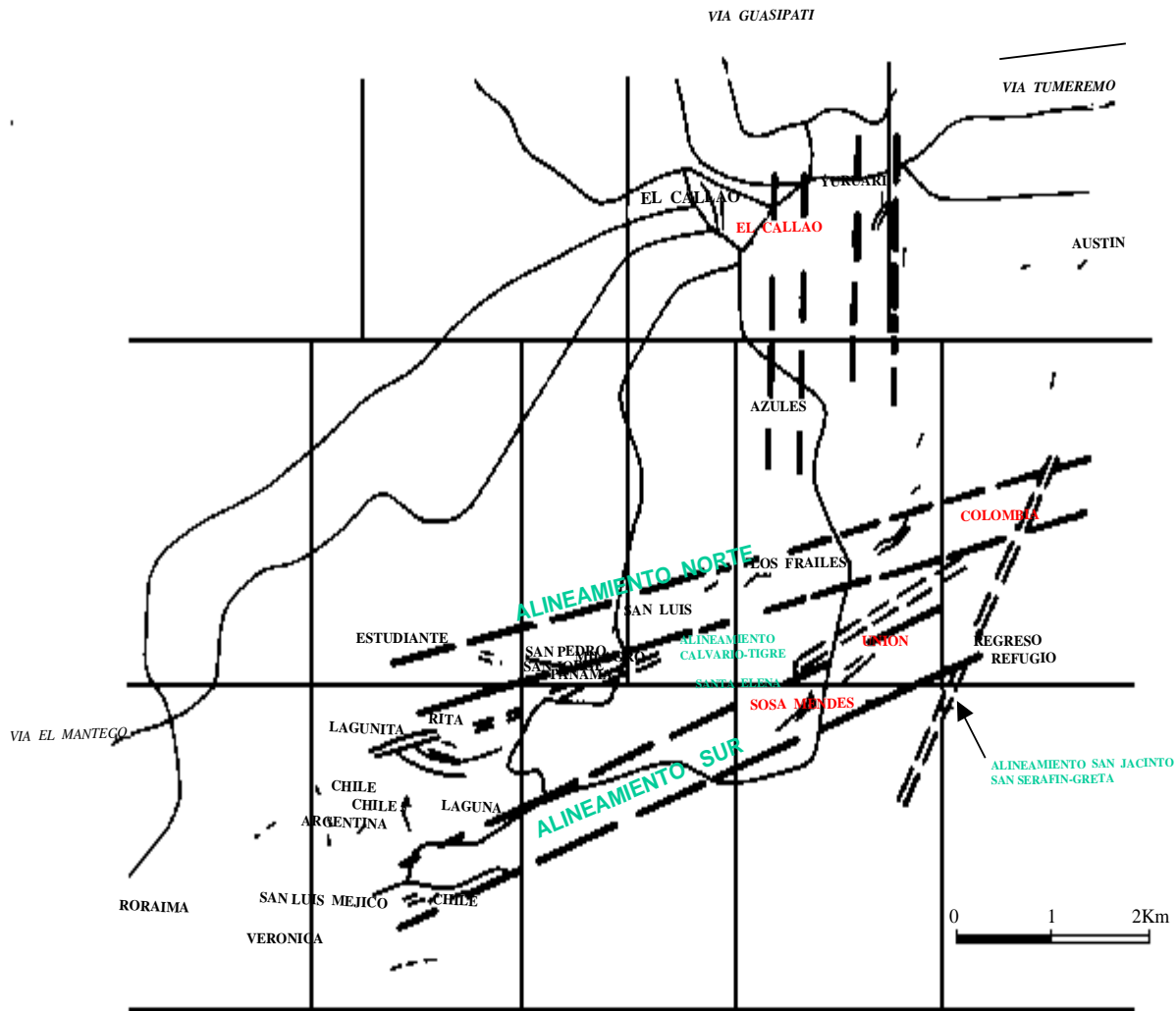


FIGURA 31. PRINCIPALES ALINEACIONES ESTRUCTURALES DE LOS YACIMIENTOS AURÍFEROS DE EL CALLAO. (Tomado de Guilloux, 1.997)

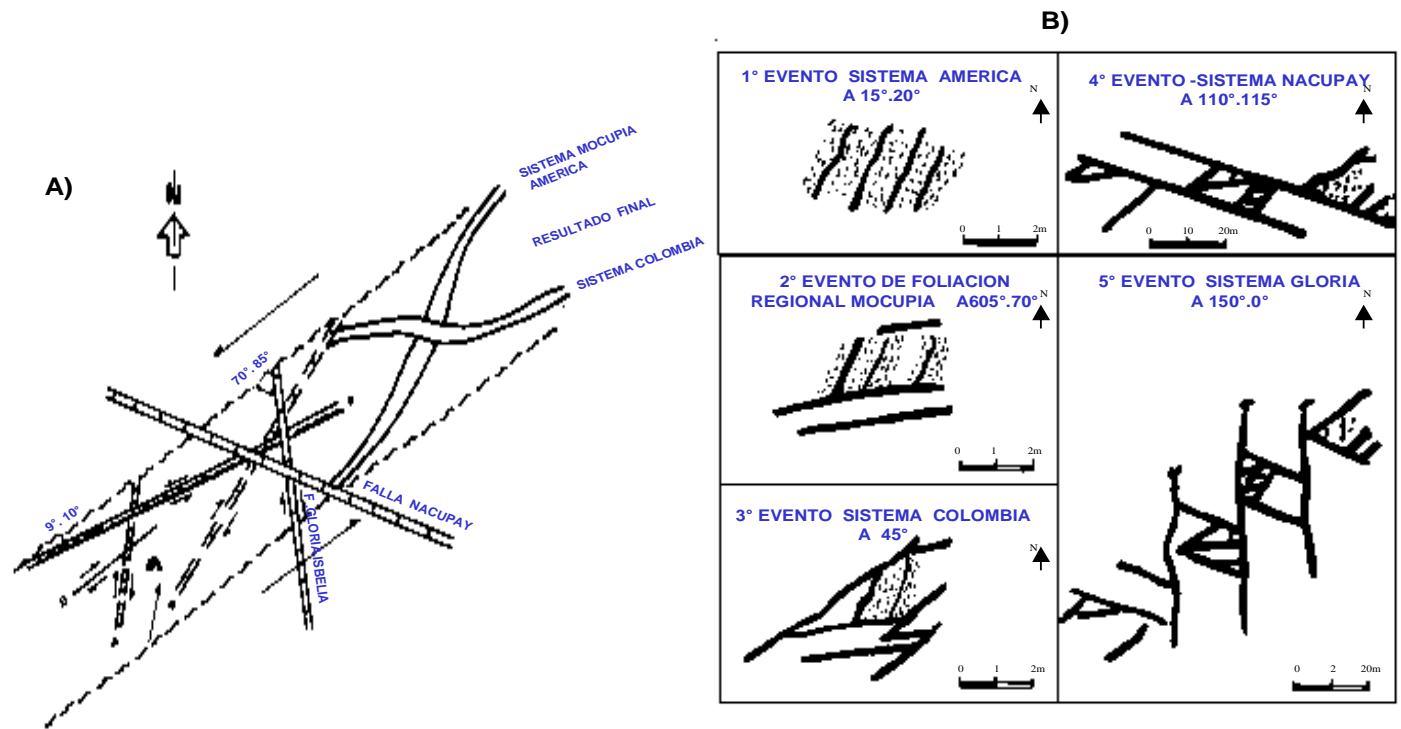


FIGURA 32.

A) MODELO DE RIEDEL APLICADO A LAS VETAS DE LA MINA COLOMBIA
 B) REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LA EVOLUCION TECTONICA DE EL CALLAO
 (Tomado de Guilloux, 1.997)

1.829 a 1.999, con una producción pico, aun no igualada, de 8.194 Kgs de oro de la mina El Callao en el año 1.885 (Locher, 1.969, 1.972) procesada con mercurio (para entonces aún no se usaba en gran escala el cianuro para la recuperación de oro). Minerven produce actualmente algo más de 3.000 Kgs de oro al año con unas reservas probadas de 1.6 Mt con 9.2 g/t de Au.

Guilloux (1.997) resume que la mineralización (**Tablas 8 y 9**) se localiza en El Callao en zonas de cizallas con diferentes direcciones (**Figura 31**): 1) Alineamiento norte, N70°-80° E, de 8-10 Kms de longitud por 200-300 m de ancho que es el más importante e incluye a la Mina Colombia (con la veta Mocupia-América de rumbo N 70°-80° E y la veta Colombia de rumbo N 45° E), San Luis, Hansa y Panamá; 2) Alineamiento Sur con las minas Sosa Mendez-Unión y Chile; 3) Alineamientos próximos a N-S, con fallas mineralizadas denominadas Gloria, Isbelia y Santa María y minas como Corina, Remington y otras. Además existen estructuras casi circulares, próximas a una gran falla inversa con desarrollo de brechas y milonitas, como la Falla Nacupay (N70-80W, 80° SW) que dieron origen a la veta más productiva con más de 60 g/t de oro como la veta El Callao. La veta Laguna también tiene forma semicircular que cambia de rumbo NW a EW y NE.

Zonas de cizallas paralelas a subparalelas a las fallas de Guri y Nacupay, y en especial a su intersección, controlaron los principales tipos de depósitos de vetas auríferas de la Provincia Pastora. Similarmente en el Norte de la Guayana Francesa la gran zona de cizalla que se denomina Sillon Nord Guyanais asociada al evento Transamazónico, se extiende al Oeste por Regina, Tortue, Camp Caimán, Changement, Boulanger, St. Elie, St. Pierre, Paúl Isnard y Guyanais y pasa a Suriname, Guyana (Omai) y posiblemente hasta Venezuela, con los depósitos de Yaou, Dorlin, Sophie, Repentir, Antino, Benzdorp, Omai, Salamangone y Labourrie Siboa. Durante el Orinoquense o Nickeriano o K´Mudku, se produjo la removilización de tales cizallas.

La mayoría de las vetas más ricas muestran cizallamiento y brechamiento de las rocas cajas, basandesitas altas en Fe, almohadilladas o no, proximas al Dique Laguna, paralela a la fractura mayor del Escudo de Guayana como es la Falla de Guri, formando unos 10° a 30° con él, con fuerte alteración de carbonatos ankeríticos, con niveles exalativos de argilitas y cherts.

Desde el punto de vista evolutivo, **Guilloux (1.997) distinguió las siguientes fases:**

- a) emplazamiento de la secuencia volcánica (80-90%)-sedimentaria de los CRV de Pastora,
- b) intrusiones félsicas (pórfidos cuarzo-feldespáticos) y máficas (gabroides a noríticas),
- c) deformación regional (N 15°-20° E) y cizallamiento con cloritización de la zona cizallada;
 - c1) aumento de la deformación a frágil-ductil, metamorfismo regional,
 - c2) alteración y cizallamiento en varias direcciones (N 70°-80° E de Mocupia, N 40° E de Sosa Mendez, N 70°-80° W de Nacupay y N 10° W de Gloria; (**Figura 32**);
 - c3) desarrollo y circulación de fluidos hidrotermales metamórficos con fluidos magmáticos (presencia de turmalina) emplazándose las vetas y brechas de vetas en esas direcciones y
 - c4) cierre tectónico de los CRV-granitos sódicos contra las granulitas de Imataca, reactivación de fallas y cizallas, nuevas intrusiones, nuevas removilizaciones hidrotermales, brechamiento y enriquecimiento en algunas vetas y en particular tramos donde el brechamiento y cizallamiento fué más eficiente.

Las minas Panamá, Laguna-Santa Rita, Chile, Sosa Mendez-Unión y muchas otras arrancan su historia productiva en la década de los años 1.880 pero no fue hasta fines del siglo XIX (1.897) que la Empresa

Goldfields desarrolló y explotó la mina Laguna por casi 50 años hasta su paralización en el año 1.946. La mina Laguna se explotó por 14 niveles para una extracción de 1.300.000 t con 17 g/t de Au (22.5 t de Au) y le queda un potencial hasta 1.000 m de profundidad de otras 80 t de Au. La veta Chile produjo hasta ese mismo año de 1.946 unas 400.000 t con 46 g/t de Au (18.5 t de Au) y el MEM perforó 44 sondeos entre los años 1.964-1.972 en base a los cuales Reyes (1.994) calculó recursos identificados de oro por el orden de 1.700.000 t con un promedio cercano a los 13 g/t de Au hasta los 300 m de profundidad, pero su potencial hasta los 1.000 m de profundidad puede ser del orden de 150 t de Au. Mowat (1.967) con más de 5.000 m de sondeos probó unas 870.000 t con 14 g/t de Au para la mina Sosa Mendez-Unión.

Sin embargo los geólogos Mowat, Guilloux, expertos de la Compañía de Asesoría Minera RSK y otros, observan y pronostican un decrecimiento del ancho de la zona mineralizada y de su tenor con la profundidad. Aunque esto es cierto para algunos niveles, lo contrario ha sido demostrado en la Mina Chile (nivel 10 y por debajo de él versus niveles 5 y 6), Minas Colombia/América y fuera de El Callao, la mina La Camorra en Guayana, Campbell Red Lake de Canadá, etc.

La aseveración del decrecimiento del tenor con el aumento de la profundidad es válida para ciertos intervalos y sobre todo para depósitos de paleoplaceres como Witatersrand de conglomerados uraníferos-auríferos, pero no es válido para vetas hipo y mesotermales (orogénicas) de los CRV por lo menos hasta 1.500 o más m de profundidad, por dos razones: 1) tectónica, por la intersección de zonas de cizallas cada vez más amplias y pronunciadas, con mayor porosidad-permeabilidad disponibles y 2) por el cambio litogeoquímico con la profundidad de rocas más competentes toleíticas más superficiales o arriba en la secuencia de los CRV a rocas más basáltico-komatíticas, menos competentes, más bajas en la secuencia de los CRV, haciéndose la zona de cizalla y de intersección de cizallas mucho más amplia, pudiendo albergar mayor volumen de fluidos mineralizantes en vías de cristalización en ambientes reductores con alto contenido de carbonatos ferríferos y alto contenido de arsenopiritas nucleadoras de la precipitación aurífera.

La mineralización de las vetas Colombia/América aumenta con la profundidad a partir del nivel 5 hacia abajo, en la zona de intersección o próxima a ella de cizallas y vetas y posiblemente también lo haga a mayor profundidad, adicionalmente, por cambio de competencia de basandesitas toleíticas a rocas basáltico-komatitas, más ricas en MgO, menos competentes, con lo cual los espacios a recibir mineralizaciones son más amplios, bien en forma de vetas y vetillas muy delgadas que ocupan un gran ancho con muy alto a altísimo tenor, bien como una zona de veta más ancha varias veces reabiertas y rellenadas con nuevas acumulaciones de cuarzo-carbonatos-sulfuros y oro.

Los depósitos de oro de **Lo Increíble** son de veta y diseminados, encajados en zonas de fallas y cizalla dúctil con desarrollo de importantes milonitas tipo S-C, boudinages y pequeños pliegues y micropliegues de arrastre. Corrimientos dextrales, en zonas de cizalla han colocado basandesitas toleíticas de la Formación El Callao (más antigua) sobre esquistos cuarzo-biotítico-muscovíticos de la Formación Yuruari (más joven). Day y otros (1.995) reportaron una edad de **2.131 ± 10 M.a en circones por U-Pb, de tobas dacíticas de la Formación Yuruari**. Sin embargo, el contacto de la Formación Yuruari con la Formación El Callao es de falla y la edad de ésta última permanece indeterminada pero con seguridad más antigua de 2.130 Ma

Los depósitos de oro de Lo Increíble están restringidos a una zona de mélange (esquistos sericiticos de la Formación Yuruari mezclados con esquistos biotítico-anfibolíticos de la Formación El Callao) con vetas de cuarzo. El cuarzo puede ser de dos generaciones o más, uno color gris oscuro con pirita, turmalina y oro y otro color gris blancuzco, sin pirita y sin oro,. La producción registrada promedia un tenor próximo

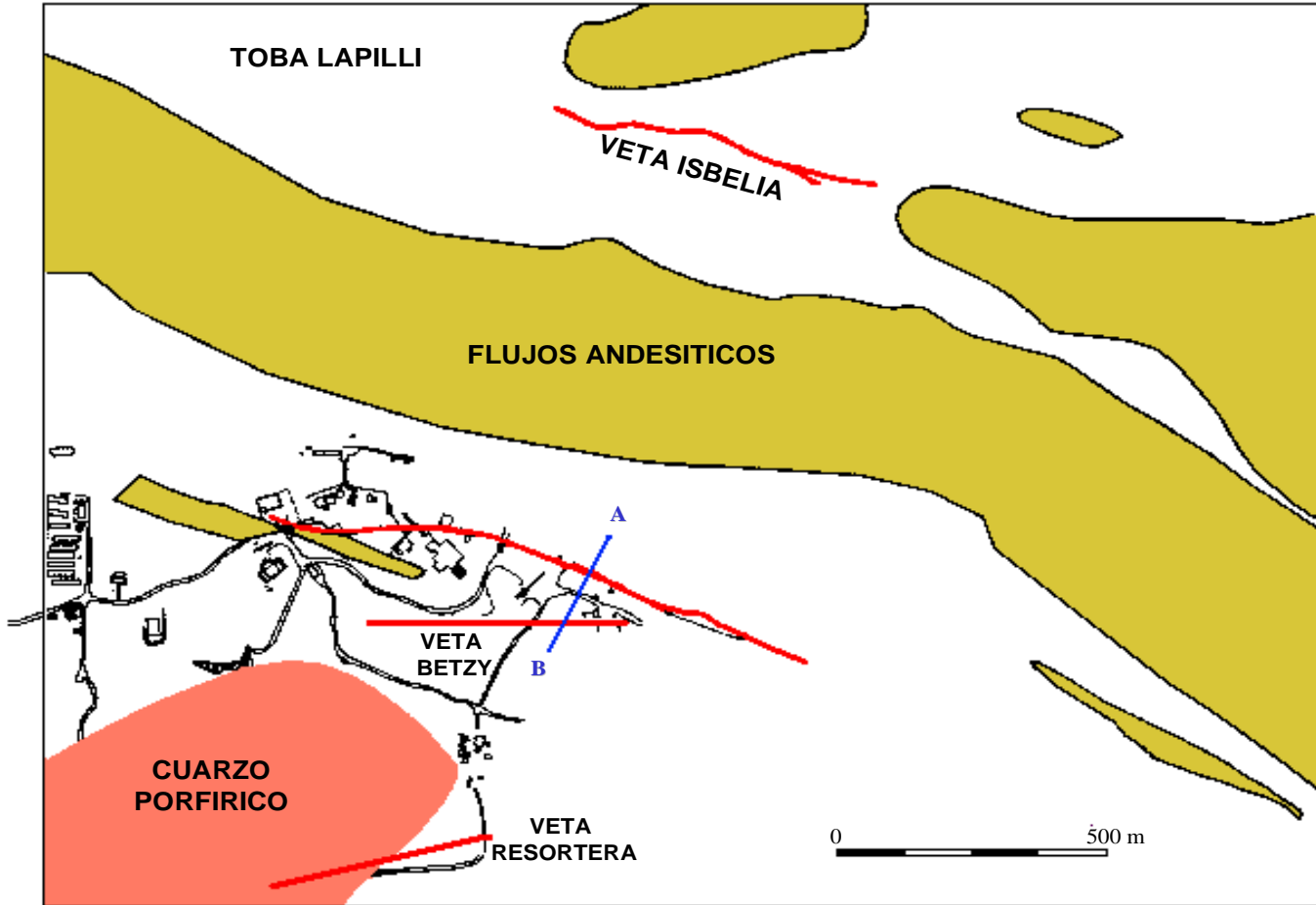


Figura 33. MAPA GEOLOGICO GENERALIZADO DE LA MINA CAMORRA
(Cortesía de Dave Howe 2.000, Minera Hecla Venezolana, C.A.)

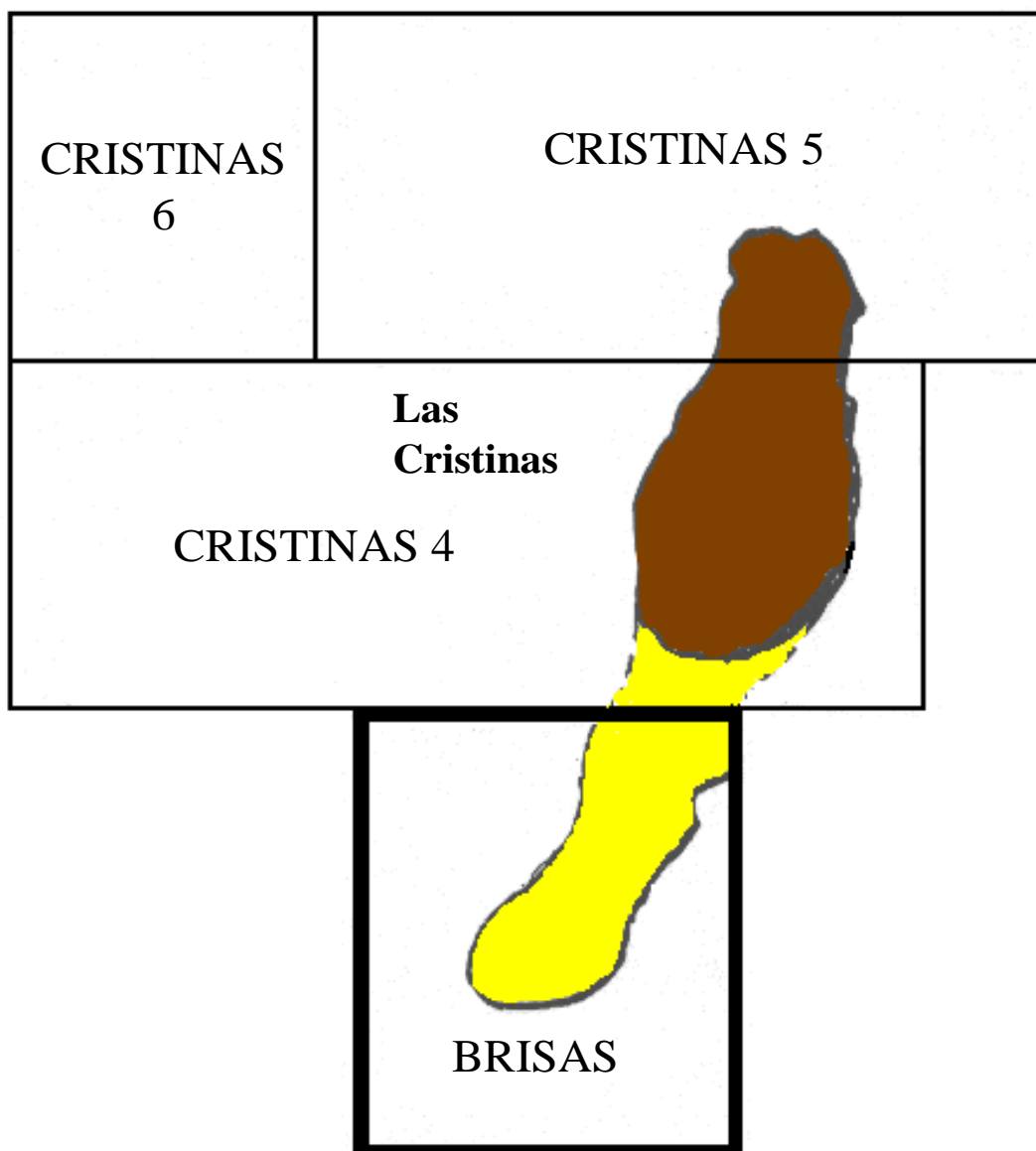


Figura 34. DEPÓSITOS DE PÓRFIDOS DE CU-AU DE BRISAS DEL CUYUNI - LAS CRISTINAS

a los 12 g/t de Au pero al explotarse sufre una gran dilución difícil de reducir y controlar (Mina La Esperanza 10 g/t, Garrapata, 6 g/t, Lo Increíble 14 g/t, Talismán 11 g/t, etc.).

La veta **La Camorra**, localizada a unos 10 Kms al NE de la población El Dorado, según Howe y otros (1.994) sigue una zona de cizalla de dirección N 65° W con buzamientos altos al SSW, en rocas piroclásticas latítico-andesíticas (aglomerados, tobas lapilli y brechas de flujo) que están asociadas a traquitas y andesitas de la Formación Caballape, que está a su vez intrusionada por diabasas y porfidos de cuarzo (**Figura 33**). La principal zona mineralizada se compone de cuatro sistemas aproximadamente paralelos que se denominan zonas A, B, C1 y C2 y la Veta Betzy (de rumbo E-W) aumentando el espesor de la zona mineralizada del Oeste hacia el Este, siendo las vetas de cuarzo piriticas auríferas más espesas en la zona B, con abundante alteración (cloritización, carbonatización y silicificación).

La mineralización parece aumentar tanto en espesor de las vetas, en especial C2 y Betzy, y tenor con el aumento de profundidad. Vetas menores de dirección NE cortan la zona mayor de cizalla NW-SE. El tenor, que en promedio es de más de 20 g/t, incluso con dilución, generalmente aumenta con la profundidad, se relaciona al contenido de pirita en las zonas de alta carbonatización y en flexuras a lo largo del rumbo de las vetas. Esta zona de cizalla de La Camorra pasa por San Rafael con dirección NW y se bifurca hacia hasta La Emilia con dirección NW, con componente NS como la veta Day, y hasta Canaima, de trend casi E-W, paralelo al trend de la veta Betzy, en el Río Cuyuni al SE.

En Canaima se distinguen una zona superior compuesta de rocas volcanoclásticas latíticas a andesíticas, intercaladas con ignimbritas de la misma composición; seguida por una zona principal compuesta de rocas sedimentarias waquicas con algunas intercalaciones de rocas volcanoclásticas intermedias y la zona inferior y basamento está constituida por areniscas volcanogénicas, tobas de lapilli, limolitas y argillitas que localmente resultan carbonosas. Entre la zona principal y la inferior se localiza una importante zona de cizalla a la cual se relaciona la mineralización, que pudo ser promovida también por actividad hidrotermal generada por porfidos de latitas tectonizadas, que intrusionaron las zonas de mineralización de Canaima. Este puede ser un interesante e importante distrito aurífero si es explorado en cierto detalle con abundantes perforaciones con recursos y técnicas adecuados.

El Km 88 es uno de los distritos auríferos más importantes del Escudo de Guayana, explotado irracionalmente en su parte superior saprolítica, oxidada y de aluviones relacionados, con una producción estimada anual superior a las 6 t de oro durante los años 1.983 a 1.988. Bernasconi (1.997) resume que en **Las Cristinas** se han evaluado dos depósitos mayores, a decir: 1) Conductora-Cuatro Muertos con 256 Mt con 1.16 g/t de Au y 0.12% de Cu y 2) Mezones-Sofía con 28 Mt con 1.22 g/t de oro y 0.36% de Cu.

En Las Cristinas afloran: a) CRV, formado por una secuencia superior volcánico-sedimentaria tipo Formación Caballape (meta-lavas y piroclásticas intermedias, andesitas, pórfidos andesíticos, tobas de cenizas y cristalinas, metasedimentos y esquistos sericiticos) metamorfizados a muy bajo grado, subesquistos verdes, con intrusiones de diques y pórfidos dioríticos; 2) intrusiones graníticas, granodioritas y cuarzo-monzonitas tipo Complejo de Supamo y 3) intrusiones de diques y sills de diabasas, gabros y dioritas. Los CRV han sido plegados con ejes antiformes NE-SW y fracturas de cizallas NNE, paralelas a la Falla de la Quebrada Amarilla y fracturas NW. La mineralización de Cu-Au ocurre en forma diseminada, en vetas y vetillas y las menas se componen mayormente de piritas y calcopiritas con cantidades subordinadas de calcocita, covellita, molibdenita y oro visible.

En resumen se **distinguieron unos cuatro tipos de mineralización**, que son; 1) brechas turmaliníferas rica en Cu-Au, 2) vetas y vetillas con cuarzo-pirita y oro, 3) vetillas y mineralización diseminada con

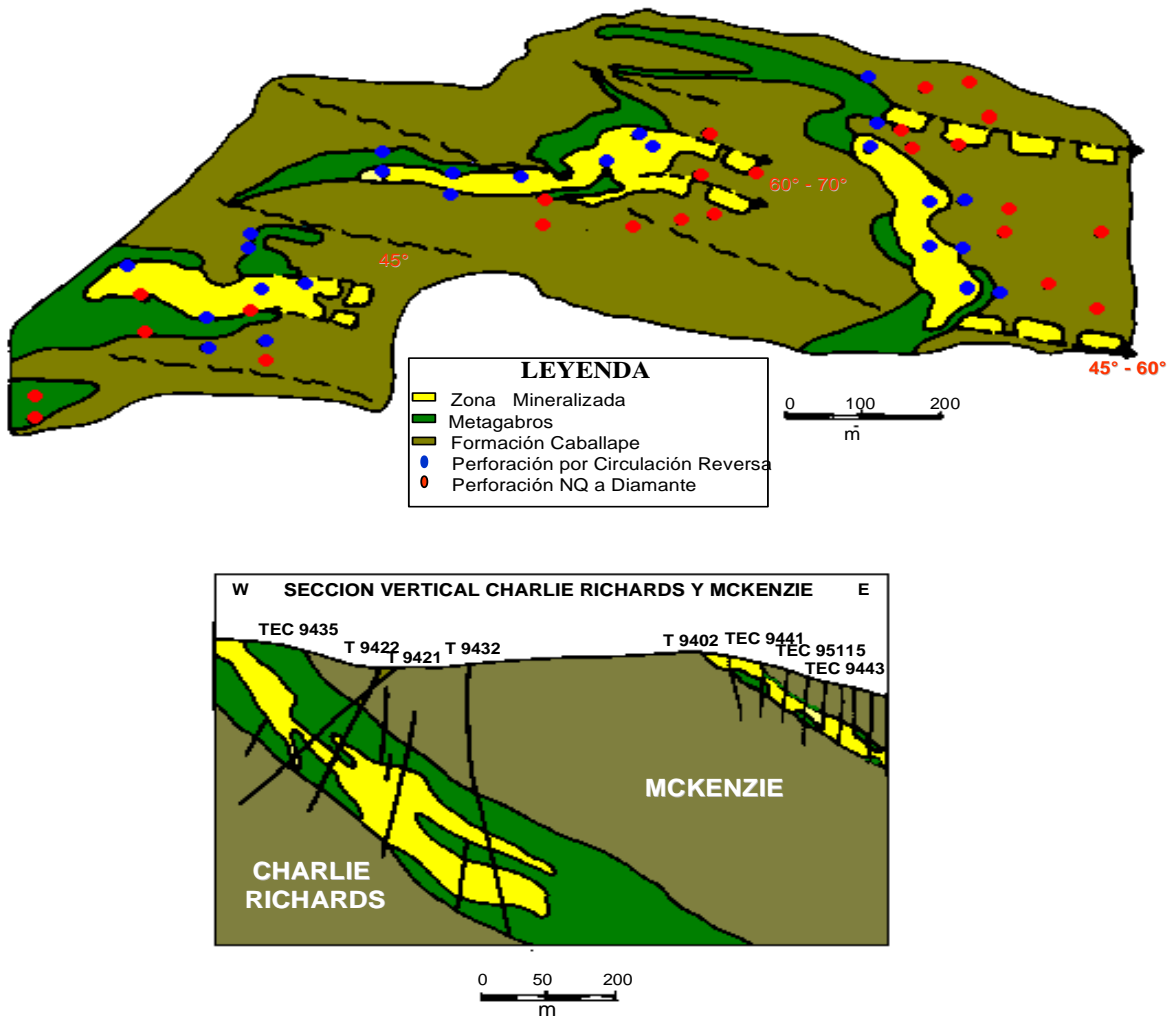


Figura 35. DEPÓSITOS DE ORO TIPO “SADDLE REEF” CHARLIE RICHARDS Y MCKENZIE DE LA MINA TOMI, DISTRITO AURÍFERO EL CALLAO (Tomado de Canovas y Mendoza, 1.997)

calcopirita con Cu-Au, 4) vetas de cuarzo con sulfuros y oro. La zona de alteración hidrotermal se caracteriza por carbonatización, silicificación y propilitización sobreimpuestas al metamorfismo regional. El centro de calor se localiza en Mezones con pipas de brechas intrusivas ricas en turmalina y decrece desde allí hacia afuera con la destrucción de micas (digestión de clorita y sericita) con la neoformación de pertita, turmalina, topacio, esfena y ankerita. El proceso de mineralización se produjo en varias y superimpuestas fases, de las cuales se identifican: turmalinización seguida de soluciones ricas en Cu-Au, nueva turmalinización, piritización con Au. Como en el resto del Escudo, el proceso de concentración de Au parece estar asociado a uno, o varios frentes superpuestos, ricos en carbonatos en zonas deformadas dúctil-frágiles.

Brisas del Cuyuni se localiza también en el Km 88 como una continuación de Las Cristinas (**Figura 34**). Es un depósito de oro diseminado asociado a sulfuros (diseminados en un 90%, masivos en forma tabular de dique o gran veta conocido como “Pozo Azul”, en un 10%). Las rocas huésped son tobas andesíticas, submarinas poco profundas, tipo Formación Caballape, de edad Paleoproterozoico. Brisas del Cuyuni cubre unos 200 m de profundidad por 1.900 m de largo por 500 m o más de ancho, en una zona de intensa cizalla de dirección N 30°-45° E. Los recursos evaluados por más de 700 perforaciones son de por lo menos 250 Mt con 0.70 g/t de oro y 0.14% de cobre para 0.90 g/t de oro equivalente.

Las reservas probadas en Las Cristinas con las de Brisas del Cuyuni superan los 18 M de onzas. Sin embargo, el autor estimó (1.991 informe inédito de CVG) unos 20 M de onzas económicas para un precio superior a los US\$ 350 por onza. Los recursos geológicos totales en oro de ambos depósitos deben situarse en el orden de unos 60 M de onzas.

En **El Foco** otra brecha en forma de pipa, típica de los depósitos tipo pórfido, con oro, cuarzo, carbonatos y piritita, fué localizado por geólogos de la compañía Homestake, en la intersección de dos estructuras mayores, en una zona estrecha, altamente milonitizada de rocas metavolcánicas máficas y gabroides.

En Tomi, turbiditas epiclásticas, tobas y lavas de la Formación Caballape, plegadas y falladas, fueron intrusionadas y replegadas de nuevo (ESE-WNW, 105°-110°) con sills de gabros. Las cizallas de dirección 105°-110° se intersectan con fallas inversas, de dirección N 80° E, de ángulo alto, repitiendo zonas inferiores. Hacia las narices de los pliegues en el gabro (tipo “saddle reef” de Vitoria, Australia) ocurre la mineralización aurífera, que decrece y finalmente desaparece hacia los flancos de los pliegues (**Figura 35**).

La mineralización se localiza en los gabros y no en las rocas de la Formación Caballape, por el doble efecto, textural-mineralógico, porque los gabros al ser de grano grueso presentan una mayor porosidad y facilidad al cizallamiento y a la formación de fracturas amplias de extensión que son rellenadas por grandes volúmenes de fluidos mineralizados hidrotermales; y porque al ser los gabros ricos en titanomagnetita, al ser atacada por los fluidos hidrotermales mineralizados con sulfuros complejos con oro, reaccionaron y precipitaron piritita, oro y leucoxeno. Los productos de alteración incluyen dolomita, sericita, caolin, calcita, clorita, sílice, turmalina y piritita. Los principales depósitos (Mc Kenzie, Charlie Richards y Milagritos) totalizan unos 3 Mt con 4 g/t que están siendo explotados a cielo abierto y procesados en la Planta Revemin II C.A.

Sulfuros polimetálicos masivos con/sin oro como los de Aremo (Guyana), Perkoa en África Occidental son poco conocidos en la Provincia Pastora. Quizás Marwani y Sur de Anacoco contengan este tipo de depósitos inducidos por la presencia de cherts ferruginosos ricos en polimetales y oro. Hutchison (comunicación personal, 1.994) piensa que Las Cristinas-Brisas del Cuyuni, en parte puedan estar

asociados a sulfuros masivos. El bajo tenor y gran volumen apuntan ambos hacia los dos modelos: pórfidos de Au-Cu y sulfuros masivos y disseminados de Cu-Au. El autor se inclina por el de modelo de pórfidos dado el bajo contenido total de Cu en ambos depósitos y por el bajo volumen de sulfuros masivos (<10%) versus disseminados.

Edades U/Pb de rocas intrusivas en la Provincia Pastora y sus equivalentes (en Guyana formada por los grupos Barama, Cuyuní y Mazaruni; en Suriname la Provincia Paramaca se compone de los Grupos Marowijne y los Grupos Matapi, Paramaka y Arminia; en la Guayana Francesa Paramaka está constituida por el Supergrupo Maroni y los Grupos Paramaka, Bonidoro y Orapú). En Amapá, Brasil, Paramaka está representada por Serra Lombarda y el Grupo Vila Nova y en el Estado Amazonas, frontera de Venezuela con Brasil, los Grupos Parima y Cauarame. Determinaciones radiométricas en algunos de estos depósitos, indican que hubo por lo menos tres eventos intrusivos, a saber:

2.154 Ma rocas intrusivas de Las Cristinas

2.125 Ma “ “ “ St. Elie

2.090 Ma “ “ “ Omai.

Sin embargo la mineralización aurífera ocurrió varias decenas de millones de años después de esas intrusiones, hacia el final del Transamazónico, alrededor de 1.99 Ga. En los conglomerados de Jacobina la mineralización, asociada a minerales hidrotermales como rutilo cromífero dan edades de fines del Transamazónico de 2.090 Ma (Milesi y otros, 2.000). Entre los depósitos y distritos auríferos más importantes del Escudo de Guayana se tienen los siguientes, aunque casi ninguno de ellos resulta económico (ver **Tabla 24**) a los precios actuales cercanos a U.S.\$ 270/onza-troy de oro:

Distrito Aurífero El Callao, con 740 t de oro potenciales (unas 23 M de onzas de Au)

Las Cristinas con más de 12 M oz

Brisas del Cuyuni con más de 7 M oz

Omai, con 4.2 M oz (Guyana)

Gross Rosebel con 2.4 M oz (Paramaka, Suriname)

Paúl Isnard con 2.2 M oz (Guayana Francesa)

Camp Caimán, con 1.1 M oz (Guayana Francesa)

Yaou con 0.8 M oz (Guayana Francesa)

Dorlin con 0.35 M oz (Guayana Francesa)

St. Elie 0.35 M oz (Guayana Francesa)

Salamongone/Laborrie Sibda con 0.35 M oz de Brasil

Depósito aurífero de Amapari, Vila Nova, Brasil

Algunas capas de manganeso, asociadas quizás a remanentes de BIF del cinturón Botanamo han sido localizadas entre filitas grafitosas, en la frontera con la Zona en Reclamación y parecen ser una continuidad del depósito de manganeso, que se explotó comercialmente en Matheus Ridge de la referida zona, donde se evaluaron 1.3 Mt con 37% de MnO₂. En Sierra del Navío, Brasil, se han explotado buenas reservas, con más de 40 Mt y hasta 39% de MnO₂

PROVINCIA CUCHIVERO
Tabla Nº 10 UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS DE LA PROVINCIA
CUCHIVERO (TOMADO DE MENDOZA, 1.974, 1.979)

TECTONISMO	CUCHIVERO /GUANIAMO	RIO SUAPURE	VILLACOA/ PARGUAZA
POSTECTONICO MOLASA	GRUPO RORAIMA	GRUPO RORAIMA	G. RORAIMA/ FM CINARUCO
1450 MA POSTECTONICO	<p style="text-align: center;">METABASITAS</p> <p style="text-align: center;">G R U P O C U C H I V E R O</p> <p style="text-align: center;">G. GUANIAMITO</p> <p style="text-align: center;">G. STA.ROSALIA</p> <p style="text-align: center;">FM CAICARA</p>	<p style="text-align: center;">S U P E R</p> <p style="text-align: center;">GRUPO SUAPURE</p> <p style="text-align: center;">METABASITAS</p> <p style="text-align: center;">G R U P O C U C H I V E R O</p> <p style="text-align: center;">G. SAN PEDRO</p> <p style="text-align: center;">G. STA. ROSALIA</p> <p style="text-align: center;">F.M CAICARA</p>	<p style="text-align: center;">GRUPO SUAPURE</p> <p style="text-align: center;">BAUCHITAS METABASTIAS</p>
1550 - MA		<p style="text-align: center;">G.PARGUAZA</p> <p style="text-align: center;">G. PIJIGUAOS</p>	<p style="text-align: center;">G.PARGUAZA</p> <p style="text-align: center;">G. PIJIGUAOS</p>
1790 - MA			
SINTECTONICO			
TARDIO 1980 - MA			

BASAMENTO SIALICO PRE-CEDENO

MANTO SUPERIOR ?

REFERENCIAS	RIOS Y MENDOZA (1.971)	MENDOZA (1.972)	MENDOZA (1.974)
-------------	------------------------	-----------------	-----------------

CAPITULO III

PROVINCIA GEOLÓGICA DE CUCHIVERO-AMAZONAS

INTRODUCCIÓN

Durante el Paleoproterozoico tardío a Mesoproterozoico rocas intrusivas a volcánicas félsicas calcoalcalinas y rocas sedimentarias intrusionaron y se depositaron, respectivamente, sobre un basamento de CRV-granitos sódicos asociados, en las partes sur, centro y occidente; y probablemente del Complejo de Imataca,(¿) en la parte norte-noreste del Escudo de Guayana en Venezuela, después de la orogénesis Transamazónica. Esta provincia Cuchivero incluye rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmaticas con granitos **calcoalcalinos del Grupo Cuhivero**; areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y lutitas del **Grupo Roraima**; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas-gabronoríticas cuarcíferas de la **Asociación Avanavero y el Granito Rapakivi de El Parguaza** y rocas y complejos alcalinos como el de **La Churuata** asociadas, así como intrusiones de **Carbonatita de Cerro Impacto**, lámprofiros y **kimberlitas eclogíticas de Guaniamo**. La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el Sur-Sureste en el Estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico según Sidder y Mendoza (1.995).

Las provincias Imataca y Pastora, aflorantes al Este del Río Caura, estan en contacto discordante y de falla, denominado **Frente Tectónico Caura**, con la provincia Cuchivero, aflorante al oeste del Río Caura. Este Río Caura, en parte, es la zona de encuentro o choques de estas tres provincias, con rocas, metamorfismos, tendencias estructurales, recursos minerales y edades completamente diferentes y de ambientes geotectónicos contrastantes.

Mendoza (1.974) en el área del Río Suapure (**Tabla N 10**) definió la sección más completa de la provincia Cuchivero con el nombre **de Supergrupo Cedeño (SC)** formado por el Grupo Cuchivero (Formación Caicara, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro y Granito de Guaniamito), metabasitas y el Grupo Suapure (Granito de Pijiguao y Granito Rapakivi de El Parguaza). Discordantemente sobre el Supergrupo Cedeño yacen rocas sedimentarias del Grupo Roraima.

SUPERGRUPO CEDEÑO

GRUPO CUHIVERO

El **Grupo Cuchivero** fue definido por Ríos (1.972) como compuesto de rocas volcánicas riolíticas de la **Formación Caicara**, de **granitos**, comagmaticos, biotíticos **de Santa Rosalía**, hornabléndicos **de Guaniamito** y Mendoza (1.974) añadió los granitos alaskíticos **de San Pedro**.

Levantamiento, inclinación y erosión del escudo puso al descubierto en la zona noroeste la parte inferior de la Formación Caicara, mientras que en el Sur, Amazonas, sólo puso al descubierto las partes media y

superior. Estas rocas se correlacionan con la **Formación El Viejo, las Volcánicas de Parucito y Asita, el Supergrupo Uatumá (Formaciones Surumú e Iricoumé, Granodiorita del Cerro de la Miel) de Brasil, los grupos Burro-Burro y Kuyubini de Guyana y la Formación Dalbana de Suriname** (Mendoza y otros, 1975, 1977). En la Guayana Francesa las rocas tipo Grupo Cuchivero son escasas y lo propio se observan en el Cratón de Africa Occidental (Gibbs, 1987).

En general, la Provincia Cuchivero equivale o forma parte de la **Provincia Ventuari-Tapajós** que ocupa una porción occidental del Cratón Amazónico y está formada por una serie de arcos magmáticos de edad 1.98-1.88 Ga y que se caracteriza por un marcado trend tectónico NW-SE desde los Ríos Cuchivero-Ventuari hacia el Río Tapajós y consiste esencialmente de rocas granitoides calcoalcalinas (Tassinari y otros, 2000) y su basamento en el sur del Escudo de Guayana en Venezuela son gneises tonalíticos y migmatíticos similares a las de los Complejos de Supamo y Bártica, pero recrystalizados y que dan edades de solo 1.75 Ga a 1.83 Ga para los Gneises de Minicia - Macabana y cuarzo-dioritas de Atabapo, respectivamente.

El basamento en Brasil, incluye el Complejo Cuiú-Cuiú y la Asociación Paraguari, similar a las rocas GGT de Venezuela y a restos de CRV respectivamente, pero con edades U-Pb en circones y Rb-Sr roca total, entre 2.0 a 1.85 Ga por lo que Tassinari y otros (2000) afirman que la parte sur de la Provincia Ventuari-Tapajós es más antigua que la parte norte, lo cual sugiere una evolución de arcos magmáticos y generación de nueva corteza juvenil en esa provincia, del sur hacia el norte. Sin embargo, edades Sm-Nd (Sato y Tassinari, 1997) arrojan valores para este basamento muy similares a las obtenidas para el Complejo de Supamo en la Provincia Pastora, de 2.1 a 2.0 Ga, con Nd de + 2.1 a -1.6, es decir una mezcla de material del manto con material de la corteza.

En Tapajós la mineralización aurífera parece estar relacionada a los granitos Paraguari y a las volcánicas del Grupo Uatumá. En el Estado Roraima, Reis y otros (2000) reconocieron el Evento Uatumá (1.9-1.7 Ga) en el que se desarrollaron dos asociaciones volcano-plutónicas calcoalcalinas: Grupo Surumú al Norte, limitando con Venezuela (Gran Sabana-Ventuari) y Grupo Iricoumé al Sur. Rocas sedimentarias de ambientes marinos muy poco profundos se observan concordantemente debajo de las rocas volcánicas del Grupo Uatumá y a veces se interstratifican con las primeras manifestaciones volcánicas. Estas rocas sedimentarias se correlacionan con las correspondientes a las de la Formación Los Caribes y sus equivalentes en Venezuela, la Formación Murawa de Guyana y la Formación Ston de Suriname y apuntan hacia una sedimentación tipo molasa, en parte contemporánea al volcanismo y plutonismo ácido del Paleoproterozoico y posiblemente indican el final de la orogénesis Transamazónica, sedimentadas en el tope de cinturones fallados, inactivos, o rifts fallados.

En Suriname rocas similares se conocen también con el nombre de Formación Dalbana y en el resto de Guyana la formación Iwokrama del Grupo Burro Burro al Norte y el Grupo Cuyubiní al Sur. Al igual que las volcánicas de la Formación Caicara son comagmáticas con los granitos de Santa Rosalía, San Pedro y Guaniamito, que forman el Grupo Cuchivero, así las volcánicas de Surumú e Iricoumé son comagmáticas con los granitos de Pedra Pintada y Agua Branca, rocas graníticas tipo I, con una edad en circones U-Pb de 1.962 ± 42 Ma, formadas post-colisión, al final o ligeramente después de la Orogénesis Transamazónica según Reis y otros (2000). Sin embargo, aunque Mendoza y otros (1977) también las habían considerado tectónico-tardías a post-tectónicas, Sidder y Mendoza (1995) las reinterpretaron como post-Transamazónicas. Además el Grupo Surumú presenta metamorfismo en la parte baja de la Facies de los Esquistos Verdes con foliación bien marcada NW-SE con buzamiento alto y pliegues abiertos, al igual que lo habían postulado Mendoza y otros (1977) para rocas del Grupo Cuchivero. Las rocas del Grupo Surumú representan una asociación similar a la observada en modernos arcos magmáticos.

**EDADES DE LOS GRUPOS IRICOUMÉ Y SURUMU Y GRANITO AGUA
BRANCA Y PEDRA PINTADA**

Localidad	Métodos	Edad (Ma)	Unidades Litológicas	Referencias
Km 164/BR -174	U-Pb (SHRIMP)	1896 ± 7	Grupo Iricoume	Santos (1999)
NW Pará State	Rb – Sr	1910 ± 47	Agua Blanca Suite	Jorge João et al (1985)
Anaua Mine	Pb – Pb	1938 ± 37	Granito Igarape Azul	Almeida et. al (1977)
Rb – Sr (Isochrom)	Rb – Sr (Isochrom)	1951	Agua Branca Suite	Santo & Reis Neto (1982)
Orocaima Mt	U – Pb (SHRIMP)	1958 ± 11	Pedra Pintada Suite	Santos (1999)
Rorainópolis	Pb – Pb	1960 ± 21	Granito Igarape Azul	Almeida et. al (1977)
Tabaco Mt	U – Pb	1962 ± 42	Grupo Surumu	Schobbenhaus et. al. (1994)
Saracura Mt	U – Pb (SHRIMP)	1977 ± 8	Grupo Surumu	Santos (1999)
Urucaá River	U – Pb (SHRIMP)	1984 ± 7	Grupo Surumu	Santos (1999)
Pedra Pintada	Pb - Pb	2005 ± 45	Pedra Pintada Suite	Almeida et. al (1977)

**EDADES DE ROCAS VOLCÁNICAS Y PLUTÓNICAS DEL GRUPO CUCHIVERO
Y EQUIVALENTE**

Países	Unidades	Edades (Ma)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)o	MSWD	Referencias
Venezuela	Formación Caicara	1,700±220(n=3)	0,709	1,72	Gaudette and others (1978)
Venezuela	Granitos Sta Rosalía y San Pedro	1,880±88(n=7)	0,698	24,3	Gaudette and others (1978)
Guyana	Grupo Kuyuwini	1,800±420(n=4)	0,705	20,9	Berrange (1977)
Suriname	Volcánicas Felsicas (Fm. Dalbana)	1,930±48(n=18)	0,705	2,25	Priem and others (1971)
Suriname	Rocas Gnitoides	1,850±40(n=14)	0,707	2,58	Priem and others (1971)
Suriname	Rocas Volcánicas y Graníticas juntas	1,880±31(n=32)	0,706	2,64	Priem and others (1971)
Brasil	Formación Surumú	1,800±94(n=6)	0,721	60,9	Basei and Teixeira (1975)
Brasil	Formación Surumú	1,640±55(n=6)	0,714	18,2	Amaral and Halpem (1975)
Brasil	Formación Surumú	1,820±55(n=10)	0,712	45,7	Basei and Teixeira (1975)
Brasil	Granito Sierra de la Miel	1,790±62(n=4)	0,706	4,63	Basei and Teixeira (1975)

TABLA 11. a) Edades de rocas volcánicas Calco-alcálicas de los grupos Iricoume y Surumú y graníticas comagmáticas de Agua Branca y Pedra Pintada y equivalentes del estado Roraima, Brasil. (Tomado de Reis y otros 2000)

b) Edades Rb/Sr Roca total de las Rocas Volcánicas y Plutónicas del Grupo Cuchivero y sus equivalentes en el Escudo de Guayana. (Tomado de Sidder y Mendoza 1995).

Las rocas volcánicas y plutónicas de Surumú-Pedra Pinta e Iricoumé-Agua Branca y facies molasoides constituyen el Evento Orocaima (1.98-1.88 Ga) que sobrelapa en parte al evento Uatumá (1.9-1.7 Ga). El evento Uatumá representa un episodio mayor volcánico-plutónico calcoalcalino así como las rocas sedimentarias de Los Caribes, Murawa y Ston del final del Transamazónico, seguido del magmatismo básico anarogénico de Urupi que afectó una amplia área del Norte del Brasil. En Suriname, Bosma y otros (1.983) estimaron que la Orogénesis Transamazónica se desglosaba en dos partes, una de deformación y metamorfismo alrededor de 2.0 Ga y otra segunda fase esencialmente magmática alrededor de 1.87 Ga. **De cualquiera forma, las verdaderas rocas post-tectónicas son las pertenecientes al Grupo Roraima, cuya edad mínima de inicios de sedimentación estuvieron alrededor de 1.77 Ga, edad establecida en base a diques y sills de la Asociación Avanavero, intrusivos en la parte más inferior de Roraima (Santos, 1.999).** La **Tabla 11** muestra edades de rocas volcánicas y graníticas del Estado de Roraima de la Provincia Ventuari-Tapajós.

Intrusivos en la Provincia Ventuari-Tapajós son muy notorios los **granitos rapakivis, del Mesoproterozoico, de alrededor de 1.55 Ga, de Parguaza-Surucucú, al norte y Mucajaí, Serra da Prata, al sur.** Estas rocas se formaron por fusión parcial con fuerte fraccionamiento de la parte basal de material de la corteza mezclado con material del manto superior, en un ambiente de rift intracontinental, pero próximo y relacionado al evento tectónico, dateado en 1.80 Ga-1.55 Ga, Río Negro-Juruena debido a que los procesos convergentes o de subducción en esa próxima región, localizada más al oeste, originaron cambios químicos en el manto superior que pueden haber inducido a fusión costral y al magmatismo de los rapakivis (Haapala y Ramo, 1.995). De la forma que fuere, lo cierto es que dado los grandes volúmenes que representan los rapakivis, la acreación de nueva corteza continental al Cratón Amazónico fue muy significativa, a la ya añadida por los arcos magmáticos tipo Cuchivero, en el Mesoproterozoico.

La **Formación Caicara** fue definida por Ríos (1.972) en una sección transversal a la serranía o "fila" de Morichal Negro a unos 30 Kms al Sur de Caicara del Orinoco, Distrito Cedeño del Estado Bolívar. Litológicamente se compone de ignimbritas, tobas de cenizas, brechas y cantidades menores de lavas, obsidias y domos riolíticos, con cantidades muy subordinadas de otras rocas volcánicas de composición dacítica, andesítica y aún basálticas, todas ellas de afinidad calcoalcalinas. Las rocas exhiben texturas vitroclásticas y eutaxíticas incluyendo esqueletos desvitrificados de vidrio y fragmentos colapsados de pumitas. La mayoría de estas rocas muestran composición química de riolitas (**Tabla 12**).

En el área de Chivapure, Río Suapure. Mendoza (1.974) reconoció una paleocaldera con falla de borde circular conteniendo toda una secuencia que va desde lavas y pumitas con texturas esferulíticas a brechas ignimbriticas. Estas rocas muestran cizallamiento, enriquecimiento en sílice y cierta mineralización menor de piritas ± oro. En la divisoria de aguas Ventuari (area Kakuri)-Erebato se localizaron rocas volcánicas félsicas tipo Formación Caicara, muy cizalladas y mineralizadas (10% -15% de sulfuros, principalmente piritas), según Mendoza y otros (1.977), representando un área a prospectar para depósitos epitermales de oro y otros metales.

En Amazonas, parte inferior de la cuenca del Río Ventuari, afloran metasedimentos pelíticos y volcanoclásticos con clara deformación, tectonismo y metamorfismo (Mendoza y otros, 1.977) de muy bajo grado, intercalados con las rocas volcánicas de la Formación Caicara.

En y cercano a Ichún, Briceño y otros (1.989) observaron una secuencia similar a la del río Ventuari, que denominó Formación Ichún, compuesta de tres miembros con rocas volcanoclásticas félsicas y flujos de lavas andesíticas en las partes inferior y media y la intercalación de volcanoclásticas con cuarzo-arenitas

Roca Mineral	VM222	VM226	VM235	VM256	VM305	VM313	VM329	VM591	VM598	VM614
Cuarzo	40,8	18,0	31,4	39,5	28,0	34,8	16,2	42,8	24,3	31,3
Feldespato-K	31,8	46,0	22,5	31,4	33,0	32,0	33,8	44,3	32,8	27,8
Plagioclasa	19,9	31,0	34,8	27,9	28,8	31,8	42,2	8,3	37,3	37,1
Biotita	0,3	0,5	1,1	1,4	2,8	0,1	2,5	2,4	2,3	0,3
Epidoto	2,6	2,8	0,2	2,5	2,8	0,3	0,8	0,6	1,7	0,5
Apatito	2,0	0,5	1,3	0,1	1,2	0,5	-	1,0	0,4	0,9
Esfena	-	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-
Opacos	2,2	0,3	2,7	1,6	1,9	0,3	1,9	0,4	1,2	1,6
Hornablenda	0,1	0,6	-	0,5	-	-	-	0,2	-	-
Otros	0,3	0,2	6,0	-	1,3	-	2,0	-	0,7	0,5
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Puntos Contados	2160	2151	1670	2043	2043	1696	2369	1964	2142	2176

Roca Mineral	H 16	H 18	H 22	H 58	H 63	H 95	H 164	H 185c	H 190b	H 211
Cuarzo	16,9	31,4	20,3	25,8	27,3	27,1	39,0	24,4	46,7	41,0
Feldespato-K	39,9	56,7	33,9	35,0	46,2	40,9	23,4	47,3	31,9	13,6
Plagioclasa	36,2	7,6	32,3	33,1	20,8	22,8	28,6	22,2	17,0	35,2
Biotita	0,1	2,6	7,6	0,3	0,5	0,7	1,7	0,4	0,1	5,5
Epidoto	1,7	4,4	0,1	2,2	2,2	4,4	0,6	1,8	0,2	0,2
Apatito	0,6	1,3	-	1,1	0,2	1,3	5,8	1,6	1,0	0,2
Esfena	-	-	1,7	-	0,2	-	0,1	0,1	-	-
Opacos	4,1	2,1	3,7	1,3	1,2	2,1	1,4	1,3	0,2	2,3
Hornablenda	4,4	0,1	0,1	1,0	0,9	0,1	0,2	-	-	0,2
Otros	0,5	0,3	0,3	1,0	0,5	0,3	1,4	0,9	2,6	1,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Puntos Contados	2193	1984	2124	2172	2223	1984	2190	1986	1903	1639

Espaciamientos en 0.50 mm: 1/3 x 2/3 para todas las rocas.

TABLA 13. MODO (VOLUMEN POR CIENTO) RECALCULADOS A 100% DE LOS GRANITOS DE SANTA ROSALÍA DEL GRUPO CUCHIVERO (Tomado de Mendoza, 1.975)

del tipo Roraima en la parte más superior, por lo que decidieron incluirla en la parte más inferior de Roraima, proponiendo ampliar la estratigrafía a la categoría de Supergrupo Roraima. Sidder y Mendoza (1.995) la reconsideraron como equivalente a la parte más superior de la Formación Caicara y por consiguiente pre-Roraima en edad, a pesar de que el contacto parezca concordante entre ambas. Lo mismo ha sido observado en el Río Ventuari.

Las rocas de la Formación Caicara están en contacto de falla e intrusivo (aparecen como xenolitos) en rocas comagmáticas de los granitos de San Pedro y Santa Rosalía en la zona del Río Suapure y con el Granito de Guaniamito en el Caño Guaniamito. En la colina Bebederos al sur de Los Pijiguaos, se observan xenolitos de tobas vitreas de la Formación Caicara en el Granito Rapakivi de El Parguaza. Las volcánicas de la Formación Caicara suelen mostrar una moderada foliación y hasta cizalla en y próximas a la Falla de Cabruta (N 10°-30° W) que en la zona de Morichal Negro, en el contacto e intercalación con sedimentos pelíticos, desarrolló modestos depósitos de durmortierita.

El **Granito de San Pedro (GSP)** aflora cerca de San Pedro en el Río Suapure. Es un granito alaskítico, subvolcánico, de grano fino, facies del Granito de Santa Rosalía. Este **Granito de Santa Rosalía** es plutónico, de grano medio a grueso, aproximadamente equigranular, con biotita, escasa a ausente hornblenda y que aflora extensamente desde la Serranía El Mato en El Caura-Pueblo de Santa Rosalía, al Este, hasta El Río Suapure al Oeste y hasta el Río Ventuari al Sur, cubriendo más de 40.000 Km². El **Granito de Guaniamito** aflora en el caño del mismo nombre y en el Río Guaniamo. Es un granito hipoabisal, porfidico, rico en hornblenda, con textura gneisica gruesa bien desarrollada hacia la zona de la Falla de Cabruta.

Todas estas rocas graníticas son masivas a foliadas en particular hacia el contacto con las rocas volcánicas de la Formación Caicara y en la proximidad a la Falla de Cabruta. Mineralógicamente se componen (**Tabla 13**) de feldespato potásico (mayormente ortosa y pertita, 40%-60%), plagioclasa albíta a oligoclasa (10%-40%), con texturas euhedrales de rectángulos de plagioclasa alrededor de núcleos de ortosa o pertita, similar a seudorapakivis; cuarzo (10%-40%), biotita (1%-10%), hornblenda (<0.5% a 8%); los minerales accesorios de esfena, apatito, circón, muscovita, magnetita, ilmenita y los minerales secundarios epidoto, clinozoisita, clorita de alteración de biotita y hematita derivada de magnetita.

Sidder y Mendoza (1.995) consideraron estos minerales secundarios como de alteración deutérica, no debidos al metamorfismo regional sino productos del metamorfismo de contacto y/o alteración hidrotermal en la zona cercana a las fallas, intrusiones de plutones, diques, etc. aunque fueron interpretados originalmente por Mendoza (1.974), dada su distribución regional, como debidos a plutonometamorfismo, tectónico muy tardío, relacionado al constante y marcado trend de foliación N10°-30° W, de la Facies de Esquistos Verdes (clorita-epidoto-cuarzo-zoicita-sericita). En Brasil, las rocas granitoides de la Provincia Ventuari-Tapajós, equivalentes de Cuchivero, también exhiben bajo metamorfismo a la Facies de los Esquistos Verdes

Las metabasitas son rocas volcánicas de composición máfica (basáltica a andesítica) alteradas deutéricamente o metamorfizadas levemente. Son rocas de grano muy fino que unas veces aparecen intercaladas con las volcánicas de Caicara, producto del volcanismo bimodal que caracteriza los terrenos del Pale-Mesoproterozoico a nivel mundial, y otras veces aparecen como diques y sills intrusivos en la Formación Caicara y pueden alcanzar también a los granitos del Grupo Cuchivero, pero no llegan a intrusonar a los granitos rapakivis de El Parguaza, porque estos últimos son mucho más jóvenes, anorogénicos, sin metamorfismo.

Oxidos peso %	VM 463b	VM 463c	VM 440	VM 459	VM 471	VM 501	VM 517	VM 669	H 74	H 77	H 81	H 100	H 105	H 111	H 168a
SiO ₂	68,4	67	71,6	69,4	67,5	66	68,9	70,7	72,5	73,5	66,6	69	68,6	65,8	72,5
TiO ₂	0,091	0,91	0,47	0,59	0,73	0,77	0,5	0,6	0,38	0,46	0,82	0,57	0,62	0,84	0,41
Al ₂ O ₃	13,7	13,9	14,3	15,1	14,9	15,5	15,3	14	13,7	13,5	14,5	14,6	14,3	15,2	12,9
Fe ₂ O ₃	2,17	2,39	1,85	0,78	1,39	1,22	1,01	0,93	0,47	1,01	2,07	1,11	1,49	1,36	1,14
FeO	4,14	4,18	1,2	2,6	3,69	3,84	2,52	2,52	1,8	1,91	4,14	2,48	2,92	3,6	2,04
MnO	0,12	0,1	0,07	0,07	0,13	0,13	0,06	0,08	0,07	0,06	0,16	0,11	0,1	0,13	0,04
MgO	0,57	0,6	0,26	0,43	0,53	0,55	0,27	0,39	0,22	0,18	0,58	0,46	0,43	0,67	0,2
CaO	2,22	2,28	1,8	2,03	2,99	2,65	1,61	1,47	0,91	1,03	2,56	1,86	2,04	3,07	1,4
Na ₂ O	3,01	3,11	3,93	3,71	3,79	3,84	3,55	3,57	2,92	2,93	3,14	3,16	3,08	3,04	3,74
K ₂ O	4,56	4,56	3,98	5,39	4,53	4,74	5,5	6,01	6,32	6,26	4,85	5,31	4,62	4,52	5,34
P ₂ O ₅	0,26	0,29	0,11	0,17	0,24	0,26	0,12	0,19	0,08	0,06	0,26	0,19	0,19	0,29	0,25
TOTALES	100,06	99,32	99,57	100,27	100,04	99,5	99,34	100,5	99,37	100,9	99,68	98,85	98,39	98,52	99,96
Fe. Tot	6,06	7,23	3,18	3,67	5,49	5,49	3,61	3,72	2,57	3,12	6,67	3,86	4,74	5,36	3,24
In.Féls	77,32	77,08	81,46	81,76	73,56	76,4	84,89	86,89	91,03	89,82	75,73	81,99	79,05	71,11	86,64
In.Máfic.	92,23	92,33	92,44	89,51	91,19	90,9	93,04	90,53	92,11	94,56	92	89,35	91,68	88,88	89,69
MESONORMAS (en peso por ciento)															
	28,6	27,8	28,5	22,2	21,5	20,00	23,0	23,1	28,2	29,3	24,4	25,1	28,5	24,7	27,0
Ortosa	17,3	17,6	19,4	26,1	21,5	20,00	25,4	31,4	32,2	32,1	20,1	31,7	18,7	17,3	29,0
Albita	27,7	27,5	35,8	33,5	34,2	35,9	32,4	32,3	26,7	25,6	28,8	27	28,6	28,2	34,0
Anortita	6,0	6,7	6,6	6,7	10,4	8,6	5,4	3,9	2,6	3,0	8,1	8,0	6,7	10,4	2,7
Biotita	9,1	9,2	2,0	6,4	8,6	9,2	5,4	6,0	4,3	3,9	9,3	5,0	6,7	9,2	4,0
Muscovita	6,5	6,0	4,5	2,7		3,8	5,8	0,8	4,4	3,1	4,8	1,2	7,4	6,3	-
Apatito	0,7	0,7	0,3	0,4	0,6	0,6	0,3	0,5	0,2	0,2	0,7	0,1	0,5	0,7	0,6
Esfena	2,0	2,0	1,0	1,2	1,5	1,6	1,0	1,3	0,8	1,0	1,8	0,1	1,3	1,8	0,9
Magnetita	2,3	2,6	2,0	0,8	1,4	1,3	1,0	1,0	0,5	1,1	2,2	1,0	1,6	1,4	1,2

**TABLA 14. ANÁLISIS QUÍMICO, ROCA TOTAL ELEMENTOS MAYORES
MESONORMAS DE GRANITOS RAPAKIVIS DE EL PARGUAZA.
(Tomado de Mendoza, 1.975.)**

Las volcánicas de Surumú y sus granitos comagmáticos como Piedra Pintada y las volcánicas de Iricoumé con sus granitos comagmáticos como Agua Branca se correlacionan con las volcánicas de la Formación Caicara y sus granitos comagmáticos tipo Santa Rosalía del Grupo Cuchivero. La **Tabla 11** muestra las edades de estas rocas del Estado de Roraima de Brasil. Las rocas del Grupo Surumú están metamorfizadas a la Facies de los Esquistos Verdes, foliadas con buzamiento alto a vertical y plegamiento abierto, similar a las volcánicas y granitos del Grupo Cuchivero.

GRUPO SUAPURE

El Grupo Suapure fué definido por Mendoza (1.974) como compuesto por el **Granito de Pijiguaos** y el **Granito Rapakivi de El Parguaza**, excelentemente expuestos en los domos de los Pijiguaos, a pocos kilómetros al Oeste del Río Suapure, paso de San Pedro. Estudios posteriores del M.E.M. (Mendoza y otros, 1.977) indicaron que el Grupo Suapure lo constituyen el Granito Rapakivi de El Parguaza y todas sus facies, subvolcánicas como el Granito de Pijiguaos, los pórfidos **riodacíticos del Guayapo**, hipabisal o de profundidad intermedia como la **Granodiorita del Sipapo**, plutónicas como cuarzo-sienitas y anortositas (ζ) a rocas muy cercanas al manto como bauchitas, en la base de la corteza.

El Granito de Pijiguaos aflora en la mitad inferior de los domos del mismo nombre, en contacto no transicional con el GRP. Es un granito de grano fino, equigranular, aspecto algo recrystalizado “parcialmente horneado por el GRP”, muy rico en cuarzo y microclino, con textura moteada en la que se observan dos o más generaciones de cuarzo, posiblemente correspondientes con las pulsaciones o intrusiones inmediatas posteriores del GRP.

GRANITO RAPAKIVI DE EL PARGUAZA (GRP) Y RELACIONADOS EN EL CRATÓN AMAZONICO

El GRP es una roca masiva, colores grises, de grano muy grueso, **textura inequigranular wiborgita rapakivi** con bajo a moderado contenido (**Tabla 14**) de cuarzo (5%-20%) alto de microclino-peritita (25%-55%), moderado de oligoclasa (15%-30%) y notorio de minerales máficos enriquecidos en FeO (biotita 3%-17%, hornblenda 1-24% \pm clinopiroxeno) con cantidades menores de magnetita, ilmenita, circón, fayalita. Son rocas metaluminosas a peraluminosas, de afinidad toleítica, ricas en Fe, K, Rb, Ni, Th, F, REEs, muy bien fraccionados. La composición química en elementos mayores y trazas del GRP es similar a los granitos tipo A tales como los granófiros del Skaergaard, charnockitas de Nigeria, granitos rapakivis de Finlandia y de San Francisco Mountains (1480Ma), Surucucú y Mucajai, en Brasil. Estos GRP ocupan una gran superficie desde los Pijiguaos hasta Puerto Ayacucho y desde el Río Orinoco al Norte hasta la confluencia del Río Ventuari en el Orinoco en Amazonas, con forma elipsoide de 250 Kms de eje NS por 120 Kms de eje EW (**Figura 11**).

Dall’ Agnol y otros (1.999) redefinen a los granitos rapakivis en un amplio sentido que incluye a todos los **granitos anorogénicos o post-tectónicos, tipo A**, los cuales muestran, al menos localmente **textura rapakivi (wiborgita, pyterlita y otros)**. Siguiendo a estos autores y esta definición los granitos rapakivis, que ocupan importantes áreas en el Cratón Amazónico, pueden ser correlacionados con los rapakivis del Escudo Báltico-Laurencia, aunque en éste son más abundantes los tipos o asociaciones AMCG (= Anortosita, Manguerita, Charnockita, Granito Rapakivi) que solo están presentes al Sur de Boa Vista, Estado de Roraima. Muchos de los granitos rapakivis de Brasil no muestran notorias y regionalmente textura rapakivi, excepto los de Rondonia y del Estado de Boa Vista, similares a los de Parguaza, Surucucú y otros.

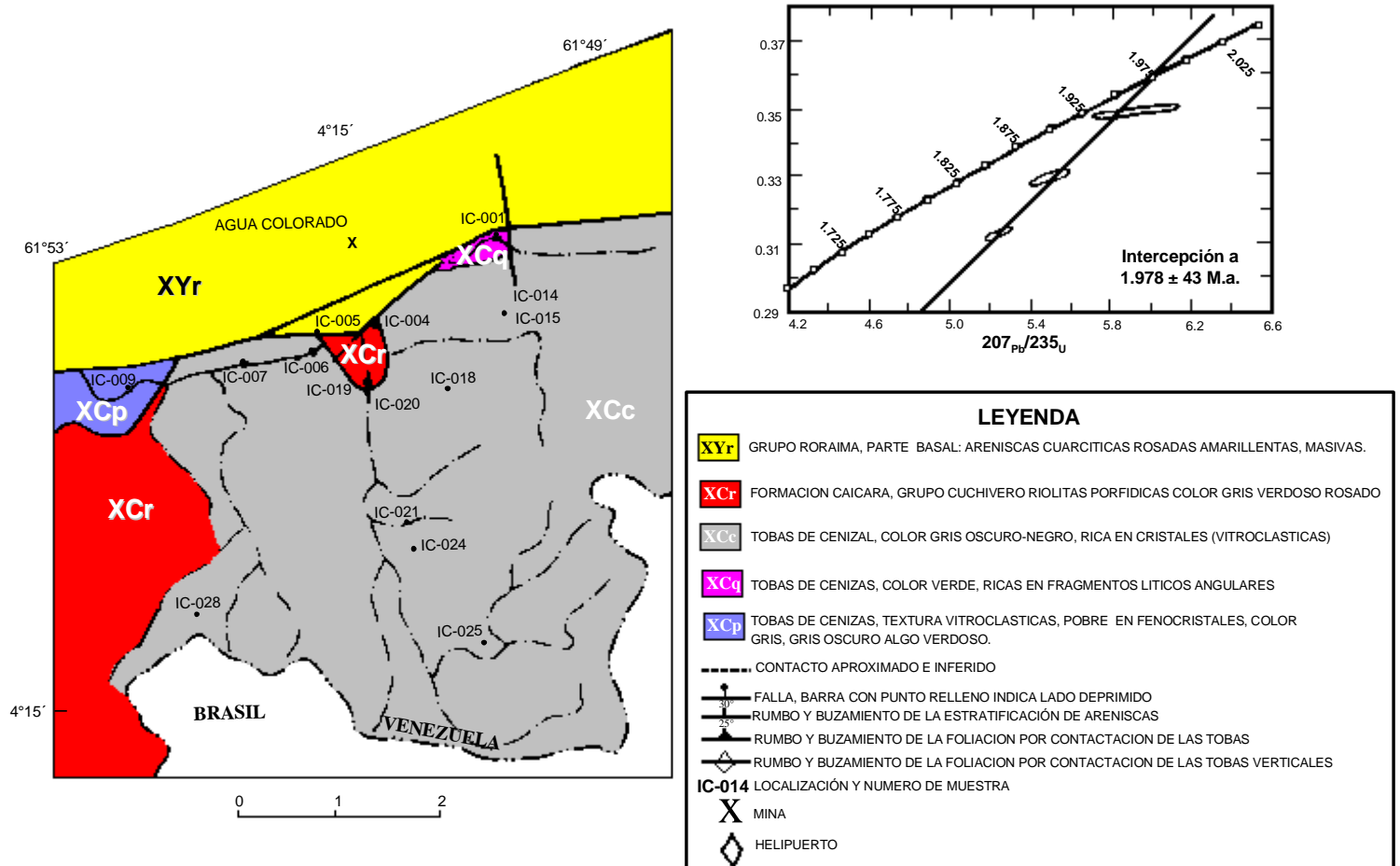


Figura 36. GEOLOGÍA DEL ÁREA ICABARÚ (tomado de Brooks y Núñez, 1988) Y CONCORDIA PB/U DE ROCAS TOBÁCEAS RIOLÍTICAS DE LA FORMACIÓN CAICARA O PACARAIMA (tomado de Brooks y otros 1.995)

El **Cratón San Francisco**, fuertemente afectado por la orogénesis Brasiliano-Pan Africano **no registra granitos rapakivis**. Esto concuerda con la correlación del **Cratón Amazónico con el Escudo Báltico-Laurentia**, ambos con abundantes volúmenes de granitos rapakivis; mientras que el **Cratón San Francisco se correlaciona con el Cratón Congo-Kasai** de Africa, que prácticamente **no registran granitos rapakivis** en este cratón africano. Los voluminosos rapakivis en el supercontinente Laurentia-Báltico que incluye también al Cratón Amazónico implican amplios procesos de fusión parcial de material de la base de la corteza con/sin aporte de material del manto y posiblemente otros continentes con menos, a sin rapakavis, han sido afectados por menos extensos procesos de fusión parcial.

Algunos rapakivis son granitos post-colisión como el granito rapakivi Itu del Neoproterozoico en ambientes muchos más jóvenes; otros muchos más antiguos, Mesoproterozoicos, son también granitos post-colisión; pero una gran mayoría de granitos rapakivis se formaron en ambientes cratónicos distensionados como los rapakivis intrusivos en el Arqueozoico Brasileiro del bloque este del Cratón Amazónico y de El Parguaza. En la parte central del CA los rapakivis son anorogénicos, pero sin texturas rapakivis tipo St Francisco Mountains de Missouri (Estados Unidos). Los rapakivis de Parguaza, Surucucú y Mucajai (AMGC) de Roraima son anorogénicos formados por procesos de fusión parcial de material basal de la corteza, con/sin aporte de material del manto superior, en ambientes de distensión o rifts continentales, es decir, ambientes intracratónicos. Los granitos rapakivis de Rondonia son muy variables en tipos y orígenes e implican cierta conexión entre los magmas rapakivis y los ambientes de espesamiento de la corteza durante eventos sucesivos más jóvenes pudiendo implicar ser tectónicos tardíos o incluso, aunque más raro, estar relacionados a procesos de colisión continental y engrosamiento de la corteza como es el caso de los gneises de 1.45 Ga del Río Uaupés, de la región del Río Negro.

La principal diferencia entre los rapakivis del CA y los del Báltico es que los rapakivis de Sur América presentan muchos de ellos una fuerte mineralización, vía granitos evolucionados (Tipo I, Figura 40) o especializados, granitos albiticos, topácicos leucocráticos, de Sn asociados a Y, REEs, Th, F (criolita), Zr, In, alta relación F/Cl, anomalía negativa de Eu, así como potenciales depósitos tipo Olympic Dam (Fe,Cu, U, REEs, Au, Ag) mientras que los granitos del Laurentia-Báltico no están mineralizados, probablemente porque estos últimos representan facies más profundas y/o menos diferenciadas (Tipo II, Figura 40). Así se tienen los siguientes parámetros prospectivos para estos granitos rapakivis con su coeficiente de diferenciación $Fe/(Fe+Mg)$ y la susceptibilidad magnética (MS)

$Fe/(Fe + Mg)$: moderado-alto	MS: alto	Son estériles en Sn, pero mineralizados en W
“ : muy alto	“ : moderado	“ “ “ “ “ “ “ “ Cu y Mo
“ : muy alto	“ : muy bajo	Mineralizado en Sn

Los granitos rapakivis evolucionados enriquecidos en Sn muestran enriquecimiento en F, HREE, Y, Sn, y U y están agotados en Cl, LREE, Sr, Ba, Zr y Th. **F y Sn muestran buena correlación positiva, mientras que Cl y Sn dan correlación negativa.**

EDAD Y ORIGEN DEL SUPERGRUPO CEDEÑO

La **Formación Caicara del Grupo Cuchivero** fue dateada en 1.760 Ma por Rb-Sr roca total (Gaudette y otros, 1.974) en unos xenolitos de ignimbritas riolíticas de FC contenidos en GRP en la colina de Bebederos, localizada al Sur de Los Pijiguaos. Brooks y otros (1.995) reportan **una edad de 1.978± 43 Ma** por U-Pb en circones (**Figura 37**) procedentes de tobas de flujo, riolíticas, de la FC, aflorantes cerca

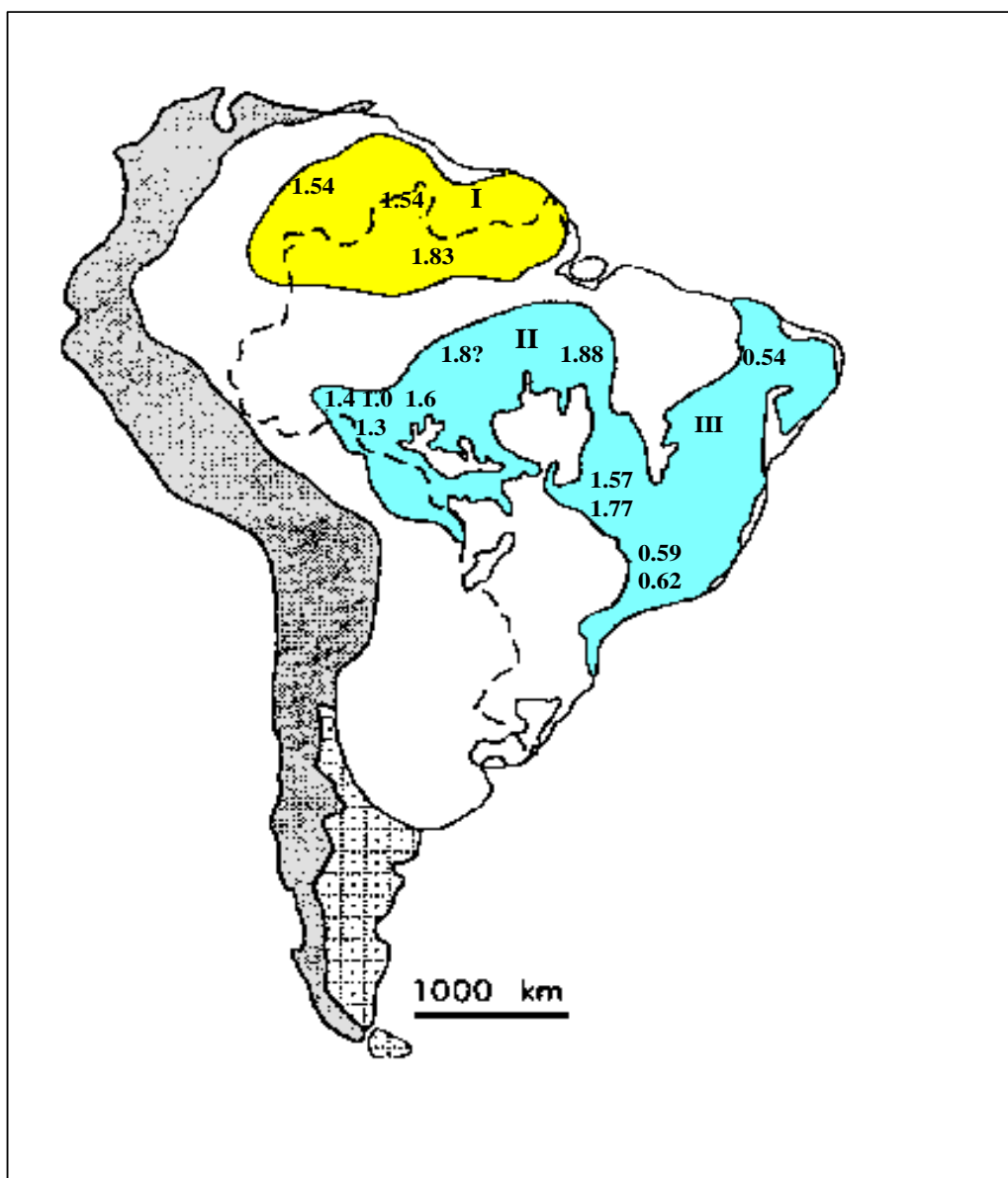
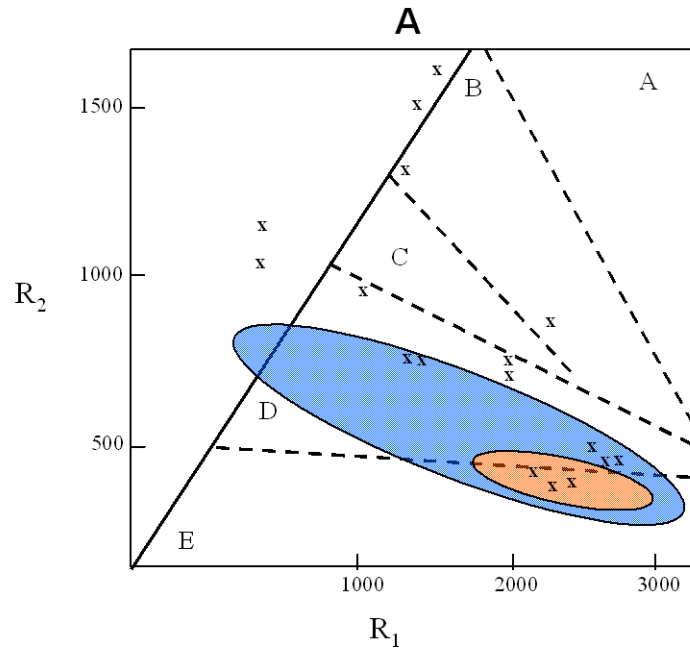


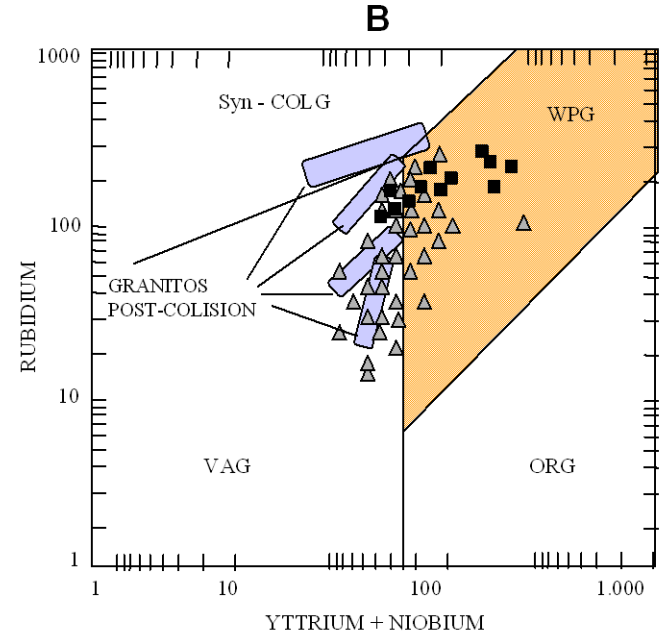
Figura 37 LOCALIZACIONES DE EDADES U-Pb EN CINTURONES DE GRANITOS RAPAUVIS EN EL ESCUDO DE SUR AMÉRICA. COMO REFERENCIAS EL GRANITO RAPAUVI DE EL PARGUAZA Y EL DE SURUCUCÚ MUESTRAN UNA EDAD DE 1.54 Ga (tomado de Dall Agnol y otros 1.999)



LEYENDA

$R_1 = 4 \text{ Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$
 $R_2 = 6 (\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al})$

A Rocas derivadas por fraccionamiento del manto
 B Rocas precolisión de placas
 C Rocas levantamiento postcolisional
 D Rocas orogénicas tardías
 E Rocas anorogénicas



LEYENDA

ORG Rocas graníticas cerca ridges oceánicos
 WPG Rocas graníticas entre placas, continentales
 Syn - COLG Rocas graníticas sin colisión
 VAG Rocas graníticas cercanas a arcos de islas

Figura 38.

A) DIAGRAMA DE ROCHE PARA ROCAS DE LA FORMACIÓN ICHUN (X) MOSTRANDO LOS CAMPOS OCUPADOS POR ROCAS DE LAS FORMACIÓN CAICARA (color naranja) Y EL VIEJO (color azul), (tomado de Briceño y otros, 1.989).

B) DIAGRAMA RB VERSUS Y + NB APLICADO A ROCAS VOLCÁNICAS RIOLITICAS (triángulos abiertos) Y GRANÍTOS DE CUCHIVERO (cuadrados rellenos), (tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)

del contacto con rocas del Grupo Roraima, en Icabarú. Edades de rocas equivalentes a la Formación Caicara y de granitos de Cuchivero se presentan en la **Tabla 11b**, recopilada por Sidder y Mendoza (1.995) y en **Tabla 11a**, de rocas equivalentes de Surumú e Iroucoumé del Estado Roraima del Norte de Brasil (según Reis y otros, 2.000). Edades cercanas a los **1.98-1.88 Ga** se obtuvieron para los equivalentes de la Formación Caicara, como son la **Formación Dalbana de Suriname y la Formación Surumú de Brasil**.

La **edad de los granitos de Santa Rosalía y de San Pedro es de 1.888±88 Ma** y tomada una mezcla para granitos y volcánicas de Suriname equivalentes al Grupo Cuchivero dió una edad, Rb-Sr roca total, de 1.880±31 con una relación de Sr87/Sr86 inicial de .706, (**Tabla 11b**), siendo la misma para rocas del manto de esa edad 0.7045 y de la corteza >.708. Podría concluirse que las rocas más antiguas del Grupo Cuchivero o sea la Formación Caicara debió emplazarse cercano a los 1.950 Ma y los granitos comagmaticos con ellas no más tarde de otros 10-20 Ma.

El ploteo de multicationes R1 versus R2 (siendo $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $R2 = 6(Ca + 2Mg + Al)$) indica según Briceño y otros (1.989) que las rocas volcánicas de la FC estudiada por Mendoza y otros (1.977) son calcoalcalinas anorogénicas o postorogénicas, mientras que las volcánicas equivalentes del Amazonas (Talukdar y Colvee, 1.977) son postorogénicas a orogénicas tardías. Las rocas volcánicas de la Formación Ichún caen también (**Figura 38a**) en el orogénico tardío y no están asociadas al tipo orogénico de los arcos volcánicos andinos del Fanerozoico. Rocas graníticas equivalentes al Grupo Cuchivero, del Oeste de Africa, postectónicas, post-Eburnean no son tampoco de arcos sino de zonas intracontinentales.

Briceño y otros (1.989) proponen el modelo de cámara magmática zonada para las rocas volcánicas de la FC, implicando cristalización fraccionada, presentando del tope hacia la base un enriquecimiento en Fe, Ti, Al, Mg, Ca, Sr y P y un empobrecimiento en Si, K, Na, Rb y Zr, es decir más básica hacia el fondo y más félsica y explosiva hacia el tope o cuello volcánico de la cámara magmática.

El **ploteo de Rb versus Y + Nb** de las rocas de Cuchivero (**Figura 38b**) según Sidder y Mendoza (1.995) muestra que los granitos del Grupo Cuchivero caen en zonas intracontinentales, como en Africa Occidental, y las volcánicas de Caicara entre la zona de granitos post-colisión y la zona intracratónica.

Sin embargo Mendoza (1.974. 1.977) mostró que las volcánicas riolíticas de la FC son comagmaticas con granitos hipoabisales a subvolcánicos de San Pedro y con granitos plutónicos de Santa Rosalía y epizonales de Guaniamito y que todas las rocas del Grupo Cuchivero son calcoalcalinas, tectónicas muy tardías a postectónicas, y que muestran, en un diagrama de variación o diferenciación de $FeO / FeO + MgO$ versus SiO_2 (**Figura 39**) muy poco fraccionamiento. Como estas rocas muestran una relación de Sr isotópico inicial relativamente alta (.706) y presentan muy bajos contenidos en Ni (< 5 ppm) debieron en consecuencia derivarse, en gran parte, de rocas de la corteza, muy próximas a graníticas, como son las tonalitas, trondejemitas, granodioritas y cuarzo-monzonitas (TTG). del Complejo de Supamo, que por procesos de fusión parcial con muy poco fraccionamiento produjeron las volcánicas y granitos calcoalcalinos del Grupo Cuchivero.

Sidder (1.991) interpretó estos granitos del Grupo Cuchivero como de postcolisión, postdeformación y tectonismo, es decir post-Transamazónicos. Cualquier deformación observada en ellos debió ser post-Transamazónica y el bajo grado metamórfico en las volcánicas es atribuido a metamorfismo regional de contacto con las intrusiones comagmaticas graníticas. Se ha estimado que los granitos postectónicos generalmente ocurren unos 25-75 Ma después del climax de los eventos de la colisión (Silvestre, 1.989), cuyo intervalo es el lapso aproximado entre la terminación del levantamiento del Complejo de Imataca

**TABLA 15. EDADES RB/SR ROCA TOTAL DE GRANITOS RAPAIVIS DE EL PARGUAZA Y SUS EQUIVALENTES EN EL ESCUDO DE GUAYANA (TOMADO DE SIDDER Y MENDOZA, 1.995)
B) EDADES RB/SR ROCA TOTAL Y U/PB DE GRANITOS RAPAIVIS DE BRASIL (TOMADO DE DALL' AGNOL Y OTROS, 2.000)**

Países	Unidades	Edades (Ma)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	MSWD	Referencias
Venezuela	Granito Rapakivi de El Parguaza	1,490±120 (n=4) ¹	0,701	2,09	Gaudette and others (1978)
Venezuela	Granito de San Carlos	1,567±25 (n=4)	0,704	0,93	Gaudette and Olszewski (1985)
Colombia	Granitos de Río Inírida y Río Guaviare	1,485±35 (n=8)	0,706	1,6	Priem and others (1982)
Brasil	Granito de Surucucú	1,520±140 (n=6) ¹	0,696	22,2	Basei and Teixeira (1975) Dall'Agnol and others (1975)
Brasil	Granitos de la cuenca Alto Amazonas Brasil	1,530±25 (n=3) ²	0,706	0,29	Kovach and others (1976)
Brasil	Granitos Agua Boa-Madeira, Pitinga	1,700±34 (n=9) ³	0,701	5,98	Macambira and others (1987)

MSWD= desviación media cuadrada ponderada.

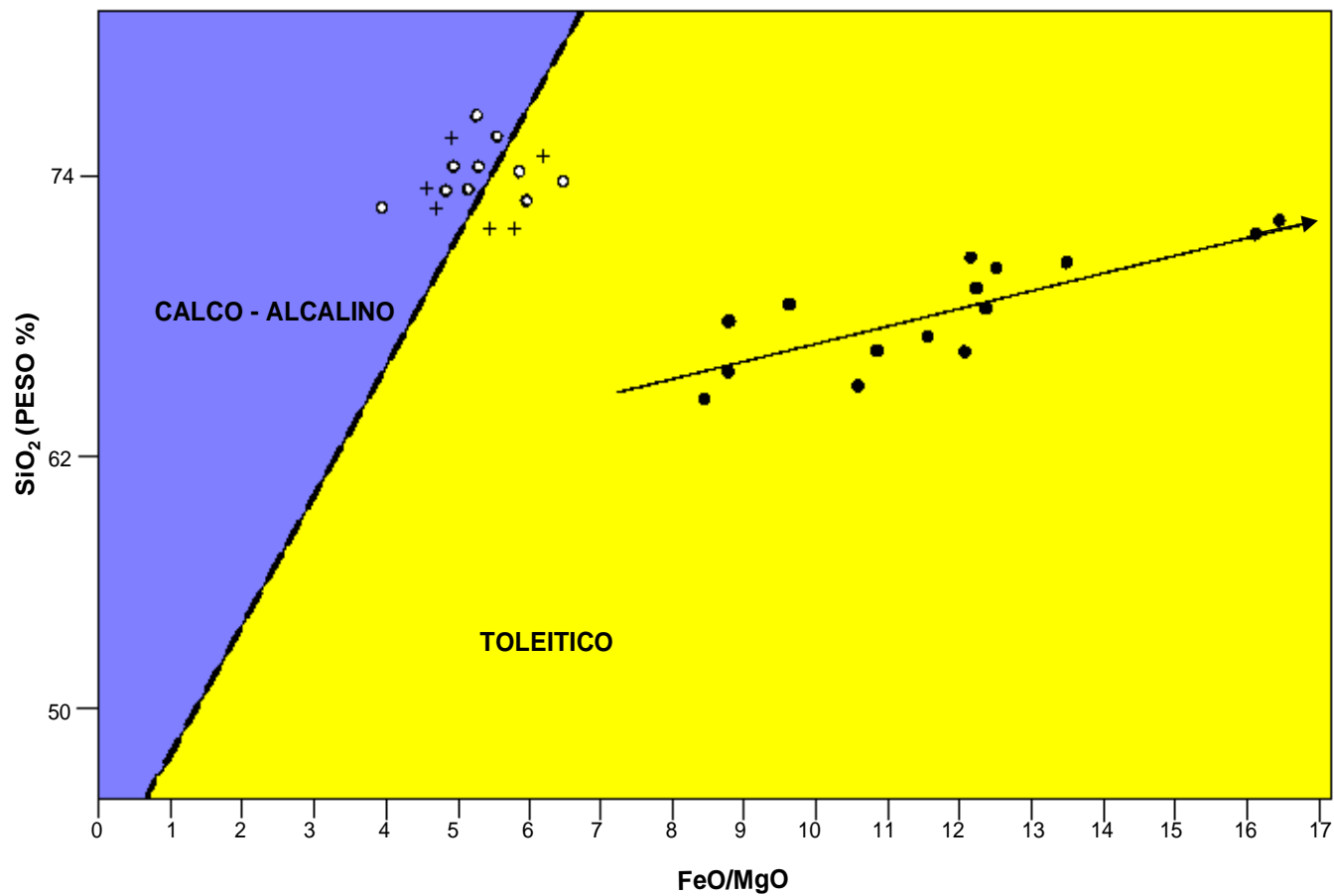


FIGURA 39. DIAGRAMA DE VARIACIÓN DE FeO / MgO VERSUS SiO₂ DE ROCAS VOLCÁNICAS (+) Y GRANÍTICAS (o) DEL GRUPO CUCHIVERO Y DEL GRANITO RAPAKIVI DE EL PARGUAZA (•) CAMPOS CALCO-ALCALINO Y TOLEITICO SEGÚN MIYASHIRO (1.974, Tomado de Mendoza,1.975)

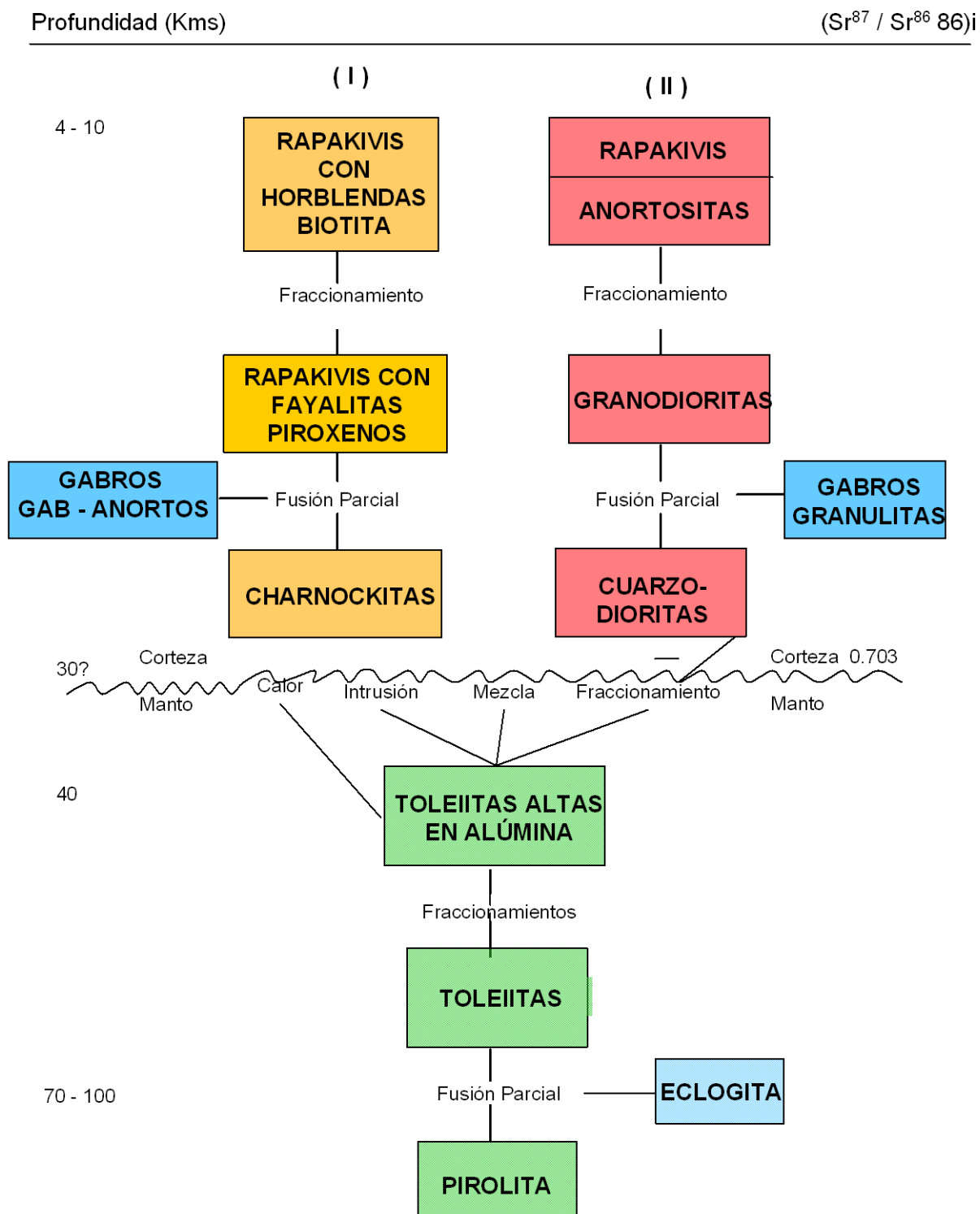


Figura 40. EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE GRANITOS RAPAKIVI DE EL PARGUAZA (tomado de Mendoza, 1.975)

que colidió con los CRV y granitos asociados de la Provincia Pastora y el magmatismo del Grupo Cuchivero. Sin embargo, al igual que en la Provincia Ventuari-Tapajós, de la cual forman parte el Grupo Cuchivero, estas rocas muestran metamorfismo de muy bajo grado y trend de foliación marcado NW-SE con alto buzamientos, post-Transamazónicos, pero pertenecientes al Evento Orocaima propuesto por Reis y otros (2.000) para la parte Norte del Brasil. Las rocas volcánicas y los granitos se originaron en ambientes transicionales entreplacas (anorogénicos) y granitos de arcos volcánicos, muy cercanos al campo de granitos postcolisión. Los granitos postcolisión a entreplacas sugieren magmatismo costral seguido y renovado por subducción y magmatismo manto-corteza de arcos.

El Granito Rapakivi de El Parguaza es anorogénico, de edad 1.450-1.550 Ma por Rb-Sr roca total y U-Pb en circones (Gaudette y otros, 1.974, 1.978), emplazado en un rift continental, acompañado de alto gradiente geotérmico, inducido por magmas basálticos del manto superior, en un borde de corteza continental pasivo similar en edad y características al modelo de los granitos rapakivis anorogénicos con riolitas asociadas de los Montes San Francisco, de Missouri, USA (1.480-1.450 Ma, Windley, 1.989); o asociado a procesos de subducción de baja pendiente; o a procesos muy tempranos orogénicos acreacionales del cinturón granulítico de edad Grenville, de anortositas y granulitas jóvenes, 1.3-1.1 Ga de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia.

Los GRP son tipo A, anorogénicos, cuyas edades en Brasil van desde 1.88 Ga en Tapajós a 1.83 Ga en Pitinga a edades intermedias y muy abundantes de 1.55 Ga en Parguaza, Surucucú y Mucujai. Los granitos de Mucujai, que afloran al SW de la Ciudad de Boa Vista, forman un complejo de charnockitas, mangueritas, anortositas y granitos rapakivis (asociación AMCG, Emslie, 1.991) que tienen una edad para mangueritas y charnockitas de 1.53 Ga, granitos rapakivis de 1.54 Ga y anortositas de 1.56 Ga, y son intrusivos en anfibolitas y granulitas en la Sierra Prata. Tales anfibolitas y granulitas de Sierra Prata son correlacionadas con las granulitas del Complejo de Kanukú, de edad 1.96 Ga, en la del Cinturón Central de Guyana, de tendencia NE, que es la misma tendencia estructural del Complejo de Imataca. Las relaciones correlativas de Kanukú e Imataca ya fueron consideradas en la presentación de la Provincia Imataca. La asociación AMCG fue afectada por la Orogénesis K' Mudku y se parece a las clásicas asociaciones AMCG de Finlandia, reforzando la correlación de este Cratón Amazónico con Laurentia-Báltica (Fraga y otros, 2.000) al menos en tiempos de Grenville

Los granitos de Rondonia, van en edad desde 1.6 Ga a 0.9 Ga. Los granitos de 0.9-1.1 Ga incluyen charnockitas, mangueritas y rapakivis pero sin macizos anortosíticos. En el SW se encuentran granitos rapakivis de edad 1.6 a 1.0 Ga. Granitos rapakivis de solo 0.60 Ga son reportados en el Estado de Sao Paulo con alto La/Nb, REE pesados modelo fraccionado que se derivaron del manto superior, modificado por corteza oceánica en subducción, relacionado a arco magmático, post-colisional, tardío tectónico, asociado con la orogénesis Caledoniana (Wernick, 2.000) contrario a casi todos los rapakivis clásicos, que son anorogénicos y se formaron varias decenas a centenas de millones de años después de los arcos magmáticos, zonas de subducción y colisión. En este último caso los rapakivis resultaron de fusión parcial incongruente de más antiguos GGT calcoalcalinos, baja presión y alta temperatura (4 Kbs y 900-950 C) por fuerte pluma de calor con magma básico del manto convectivo que se mezcló con GGT calcoalcalinos de la corteza inferior.

Rocas similares y equivalentes en edad al GRP en la Guayana Venezolana y en sus fronteras con Colombia y Brasil son: Granito de San Carlos de Río Negro y Granito de Cucuy con 1.567 Ma por Rb-Sr roca total, Granito de Puerto Inirida en Colombia de 1.485 Ma por Rb-Sr roca total, Granito de Surucucú y Parima de 1.520 Ma por Rb-Sr roca total (**Tabla 15**). La **Tabla 16** (tomado de Dall'Agnol y otros 1.999) muestra las edades radimétricas de los granitos rapakivis de Brasil y de los países circunvecinos.

UNIDADES LITROESTRATIGRAFICAS Y COMPLEJOS	EDADES	METODOS	REFERENCIAS
Bloque Este del Cratón Amazónico			
Cigano Granite	1883 ± 2 Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991)
Sierra dos Carajás Granite	1880 ± 2 Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991)
Pojuca Granite	1874 ± 2 Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991)
Musa Granite	1883+5/-2Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991)
Jamon Granite	1885 ± 32 Ma	Pb-Pb Zr	Macambira and Dall'Agnol (1997)
Seringa Granite	1892 ± 30 Ma	Pb-Pb Zr	Avelar et al. (1994)
Velho Guilherme Granite	1873 ± 13 Ma	Pb-Pb wr	Rodríguez et al. (1992)
Redenção Granite	1870 ± 68 Ma	Pb-Pb wr	Barboza et al. (1992)
Antonio Vicente Granite	1896 ± 9 Ma	Pb-Pb wr	N.P. Teixeira (unpublished data)
Bloque Central del Cratón Amazónico			
Madeira Granite	1834 ± 6 Ma	U-Pb-Zr	Fuck et al. (1993)
Madeira and Agua Boa Granite	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr wr	Mancambira et al. (1987)
Serra do Acari Granite	1750 ± 30 Ma	Rb-Sr wr	Jorge João et al. (1985b)
Iricoumé (Uatumã) volcanites	1962 ± 42/-33 Ma	U-Pb-Zr	Schobbenhaus et al. (1994)
ISurumu (Uatumã) volcanites	1966 ± 9 Ma	U-Pb-Zr	Schobbenhaus et al. (1994)
Bloque Norocidental del Cratón Amazónico			
Parguaza Granite	1545 ± 20 Ma	U-Pb-Zr	Gaudette et al. (1978)
Suecucu Granite	1583 Ma	Rb-Sr-RI	Dall'Agnol et al. (1975)
Mucajaí Granite	1544 ± 42 Ma	U-Pb Zr	Gaudette et al. (1996)
Serra da Prata Charnockite	1564 ± 21 Ma	Pb-Pb Zr	Fraga et al. (1997 ^a)
Bloque Surocidental del Cratón Amazónico			
Felsic volcanites of Jurueña region	1645 ± 38 Ma	Rb-Sr RI	Silva et al (1980)
Teles Pires Granite	1602 ± 30 Ma	Rb-Sr RI	Silva et al (1980)
Canamá Syenite	1216 ± 30 Ma	Rb-Sr wr	Silva et al (1980)
Roosevelt volcanites	ca 1650 Ma	RB-Sr RI	Leal et al. (1978)
Serra da Providência Granite	1606 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Tosdal et al. (1996)
	1573 ± 15 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
	1566 ± 5 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
	1554 ± 47 Ma	U-Pb Zr	Tosdal et al. (1996)
	1588 ± 16 Ma	U-Pb Zr	Tassinari et al. (1996)
Ouro Preto Charnockite	ca 1560 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Santo Antonio Granite	1406 ± 32 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Teotônio Syenite Granite	1387 ± 16 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Jaru Charnockite	1351 ± 8 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
São Lourenço Granite	1314 ± 13 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Caripunas Granite	1309 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Caripunas felsic volcanites	1312 ± 3 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Oriente Novo Granite	1080 ± 27 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Santa Clara Granite	1081 ± 50 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Pedra Branca Granite	998 ± 5 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
União Charnockite	1048 ± 8 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Provincia Goiás Central de Brasil con Sn			
Arai Rhyolite	1771 ± 2 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
Soledade Granite	1769 ± 2 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
Sucuri Granite	1767 ± 10 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
Serra da Mesa Granite	1574 –1614 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
	1578 ± 20 Ma	Pb-Pb Zr	Rossi et al. (1992)
Complejo Niquelandia			
	1560 - 1600 Ma?	U-Pb Zr	Ferreira Filho et al. (1994)
	1991 ± 49 Ma	U-Pb Zr ^a	Correira et al. (1996)
	1600 – 1880 Ma?	U-Pb Zr ^a	Correira et al. (1996)
	Ca 2070Ma	Re-Os wr	Correira et al. (1996)
	1729 ±21 Ma	U-Pb Zr ^a	Suita (1996)
Complejo Barro Alto			
Provincia Antiqueira y Borborema			
Itu Rapakivi Suite	590 ± 10 Ma	Rb-Sr wr	Wernick et al. (1991)
S. José Río Pardo Manger. Suite	ca 620 –640 Ma	U-Pb Zr	Janasi (1995)
Umarizal Charnockite	545 ± 7 Ma	Rb-Sr wr	Galindo et al. (1995)

Tabla 16 EDADES DE GRANITOS RPAKIVIS EN EL ESCUDO DE SUR AMERICA (tomado de Dall'Agnoll y otros, 1999).

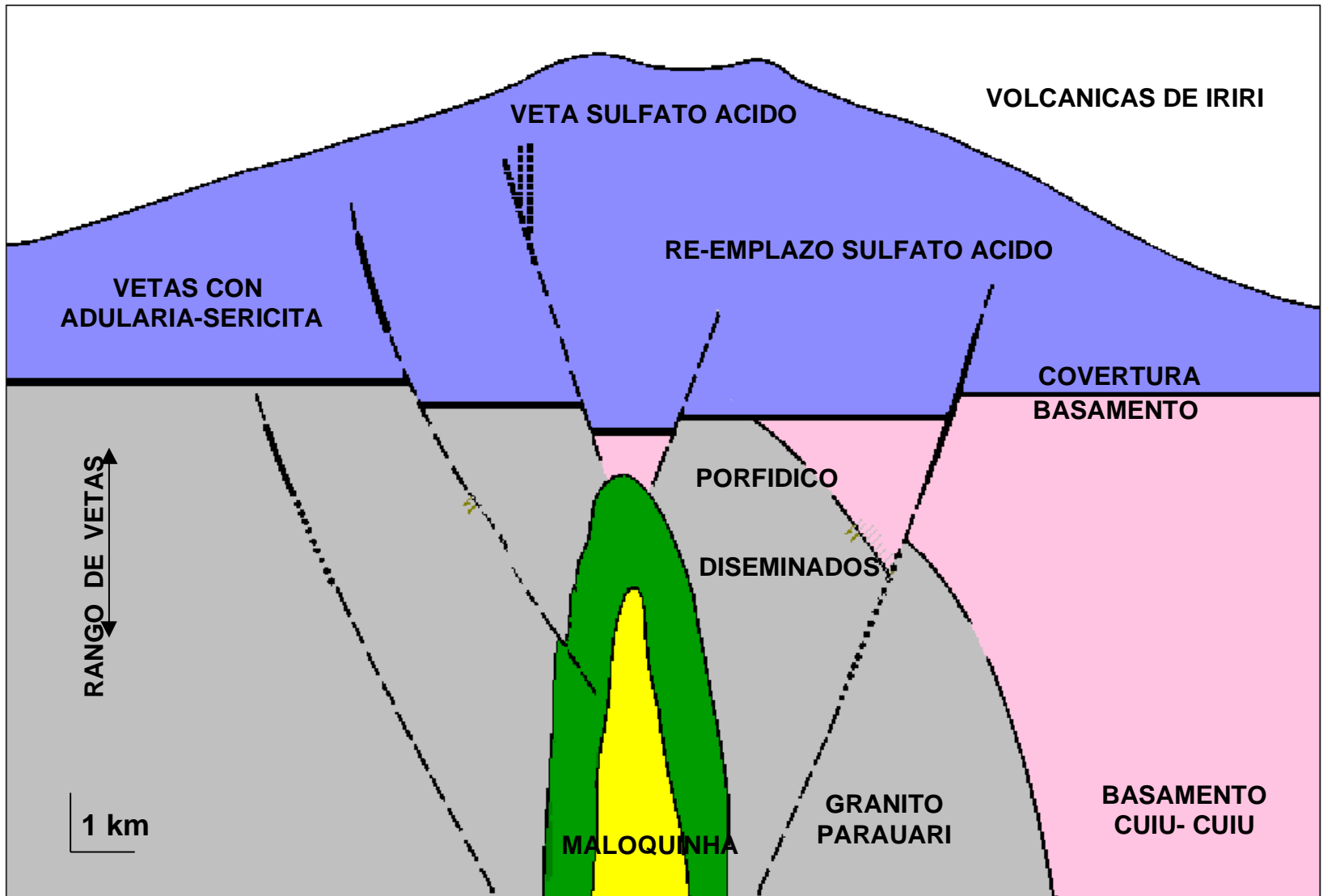


Figura 41. MODELO GEOLOGICO DE UNA INTRUSION PORFIRITICA CENTRADA (GRANITO DE MALOQUINHA) DE DEPOSITOS EPITERMALES DE LA PROVINCIA DE TAPAJOS, BRASIL (Tomado de Dardenne y Schobbenhaus, 2000)

Bajas a moderadas relaciones de Na/K, Ba/Sr, K/Rb y relación de SiO₂ versus Fe₀/Fe₀ + Mg₀, indican un fuerte fraccionamiento como un importante proceso en la cristalización de los GRP. Baja relación Sr 87/Sr 86 inicial (=0.701), Nd 143/Nd144 inicial (=0.51160) y alto contenido de Ni (promedio 12 ppm con valores puntuales hasta de 710 ppm, Sidder y Mendoza, 1995) implican que los GRP se derivaron del material del manto superior, con alguna incorporación menor de material de la corteza inferior, granulitas y charnockitas del tipo Complejo de Imataca, siguiendo aproximadamente la evolución magmática propuesta por Mendoza (1.974) como se indica en la **Figura 40**.

RECURSOS MINERALES DE LA PROVINCIA CUCHIVERO

Los principales recursos minerales explotados en la Provincia Cuchivero son las minas de bauxita de Los Pijiguaos y los diamantes de Quebrada Grande en Guaniamo, además del potencial en REEs, zirconio, niobio, fósforo de la Carbonatita de Cerro Impacto, y de otros complejos alcalinos como La Churuata; y casiterita, columbita-tantalita aluvionales de Agua Mena, derivadas de pegmatitas y rocas sieníticas asociadas al GRP.

Depósitos de Oro

Las vetas de cuarzo, abundantes en la Formación Caicara, suelen contener trazas de Ag y Au (Sidder, 1.995) y algo de oro aluvional ha sido explotado irregularmente por pequeños mineros en el Alto Suapure, donde una estructura silicificada de paleocaldera aún se puede inferir sin mucha especulación. Allí las piroclásticas y volcánicas están silicificadas y muestran piritas (1%-2%) y en la divisoria de aguas Ventuari-Erebato, Serranía de la Maigualida, tales volcánicas están muy piritizadas y silicificadas.

Algo similar es observado en Asita, en El Viejo, en las rocas sedimentarias intercaladas con volcanoclasticas del Bajo Ventuari, etc., aunque depósitos epitermales y bonanzas de oro y plata, como ocurre en rocas similares de la Cordillera Americana de edad Terciario Superior, son muy infrecuentes en rocas del Precámbrico (Hutchinson, 1.987). Las anomalías geoquímicas en Ag, Au, Mo, Bi en vetas de cuarzo con algo de sulfuros así como las pintas de oro en batea en estos terrenos de la FC, sugieren, no obstante, la presencia de depósitos epitermales de metales preciosos en tales rocas volcánicas félsicas del Paleoproterozoico a Mesoproterozoico.

Tapajós, es la provincia aurífera más grande del Brasil y se localiza entre el río Tapajós y los ríos Crepori y Jamanxin, Sierra del Cachimbo y el Río Irirí. El basamento de esta provincia está formado por el Grupo Cuiú-Cuiú y la asociación Jacareacanga del Paleoproterozoico que fueron intrusionados por granodioritas y cuarzo-monzonitas de Paraguarí, tardío Transamazónico (2.0-1.9 Ga). Sobre ambas, se depositaron tobas volcánicas félsicas del Grupo Irirí (1.89-1.87 Ga). El granito anorogénico de Maloquinha, comagmático con las volcánicas de Irirí, intrusionó toda la secuencia. Rocas sedimentarias clásticas de la Formación Castelo dos Sonhos subyacen a las rocas de Irirí. Toda la secuencia fue cubierta por el Grupo Beneficente e intrusionada por diques y sills gabroides de 1.69 Ga y de rocas máficas y ultramáficas de Cacheira Seca de 1.2-1.1 Ga. Los granitos de Maloquinha se emplazaron a niveles epizonales y están enriquecidos en F, Zr, REE, Y, Sn, Au, Cu, Fe y jugaron un papel muy importante en la mineralización de Tapajós

El oro se presenta tanto en vetas de cuarzo-aurífero, como diseminado y en stockworks, aunque 90% del oro extraído desde 1.959 al 1.996, estimado en unas 159 t de oro, ha sido aluvional de los garimpos Cuiú-Cuiú, Canta Galo, Abacaxi y Patrocinio. Las vetas de cuarzo aurífero tienen afinidades epitermales (alteración sericita-clorita-sulfuros, hematita-adularia; los sulfuros son esfalerita, calcopirita, galena),



63°

Figura Nro 42 HOJA DE RADAR NB20-6 (ESCALA 1:250000) MOSTRANDO CIZALLA N20-25E SALTO AURAIMA RIO PARAGUA, MINA MANAIMA CON MINERALIZACION AURIFERA EPITERMAL HOSPEDADA EN ARENISCAS ORTO-CUARCITICAS DEL GRUPO RORAIMA

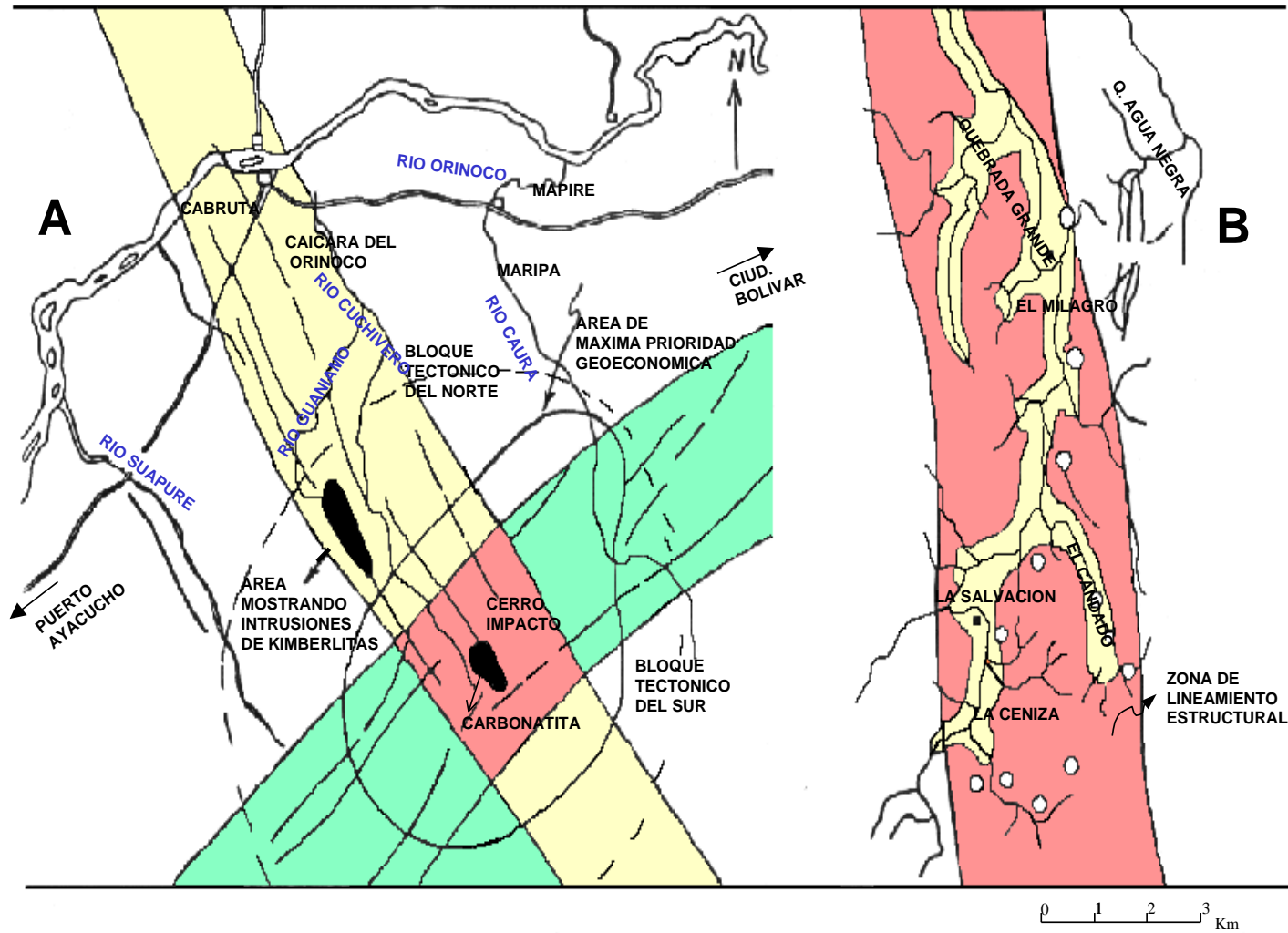


Figura 43. A) MEGAFRACTURAS QUE CONTROLARON EL EMPLAZAMIENTO DE CARBONATITAS Y KIMBERLITAS EN LA PROVINCIA GEOLÓGICA CUCHIVERO (TOMADO DE RODRÍGUEZ, 1.997). B) LOCALIZACIÓN ESTRUCTURAL O CONTROLADA DE KIMBERLITAS EN EL ÁREA DE QUEBRADA GRANDE, GUANIAMO, DISTRITO CEDEÑO DEL ESTADO BOLÍVAR (tomada de Rodríguez,1.997)

pero no ocurren en las rocas volcánicas ni volcanoclásticas sino de las rocas cajas del basamento. La **Figura 41** muestra un modelo para los depósitos auríferos de Tapajós.

Los depósitos de oro de Tapajós son, en suma, de vetas polimetálicos con hasta 5% contenido de sulfuros y al parecer según datos radimétricos isótopos de plomo (Countinho y otros, 2.000) ocurrieron en dos épocas, en 1.96 Ga al final del Transamazónico y a 1.88 Ga final del evento Uatumá del Mesoproterozoico.

Similar a los depósitos de Tapajós son los de la Alta Floresta, localizada entre el límite de las Provincias Ventuari-Tapajós (1.9 Ga-1.8 Ga) al Norte, y la Río Negro-Juruena (1.80 Ga-1.55 Ga), al Sur, a través de la línea que pasa por los pueblos Matupá-Alta Floresta-Paranaita-Apiacás. Estas dos provincias fueron interpretadas por Tassinari (1.996) como arcos magmáticos que colidieron contra un bloque continental localizado al NE (Cratón Amazónico Central). Los tipos de depósitos de Alta Floresta son vetas de cuarzo relacionadas a zona de cizalla como los depósitos de Paraíba, depósitos diseminados relacionados a pórfidos, como los de Matupá y depósitos tipo stockworks como los de Nova Planeta.

El único depósito de oro epitermal identificado por el autor de este resumen académico, en la Guayana Venezolana, se localiza a unos 12 Kms aguas arriba del Salto Auraima, en la pequeña mina Manaima, asociado a una zona intensa de cizalla de dirección N 20° E, en ortocuarcitas y areniscas feldespáticas del Grupo Roraima. Son depósitos epitermales en forma de vetas y vetillas muy delgadas, y disminuido, del tipo de alto contenido de sulfuros, mostrando cuarzo con cavidades, alunita, caolinitización, sericitización y abundante azufre. Estos depósitos son de edad post-Roraima y posiblemente están relacionados a la Orogenia Nickeriana o Grenvilliana, de edades de 1.2 Ga o más joven aun, como la mayoría de las vetas de rumbo cercano a N-S en El Callao, Tomi, La Emilia y otras localidades. El cuerpo volcánico o subvolcánico causante de tal mineralización no se observó en superficie. Los depósitos epitermales de alto contenido de sulfuros se originan mayormente encima de zonas de subducción, arcos volcánico-plutónicos y márgenes continentales activas. En efecto, al final de la orogénesis Nickeriana o Grenvilliana se producen por colisión las granulitas y anortositas de Garzón y Santa Marta del lado Oeste, de Colombia y del lado Este se originan una serie de fisuras, reactivación de fallas y emplazamiento de múltiples cuerpos graníticos aplíticos subvolcánicos y pegmatíticos asociados, a los cuales puede estar asociada esta aparentemente pequeña mineralización epitermal.

En algunos contactos de las rocas volcánicas de la Formación Caicara-granitos de Santa Rosalía se observó molibdenita (Mendoza y otros 1.987). En Brasil, Montalvao y otros (1.975) reportaron casiterita, derivada de biotita, en granitos tipo Cuchivero, en inmediato contactos con las volcánicas de la Formación Surumú. Casiterita ha sido observada en concentrados de batea en el Alto Paragua cerca del límite de Venezuela con Brasil (Sidder, 1.995). En Brasil, granitos alaskíticos, granodioritas y tonalitas del Supergrupo Uatumá, que están asociados con rocas volcánicas equivalentes a las de la Formación Caicara, contienen casiterita diseminada y stockworks, estando alteradas (tipo greisen) las rocas graníticas, mostrando muscovita, fluorita, topacio y turmalina (Damasceno, 1.988).

Carbonatitas de Cerro Impacto y Seis Lagos

Elevadas anomalías aéreas radimétricas y magnéticas de trabajos contratado por Codesur en 1.970 permitieron identificar **el Cerro Campana**, cuerpo alargado elipsoidal dentro de una gran estructura circular, tipo impacto meteórico, en el límite del Distrito Cedeño con el Estado Amazonas, como una **carbonatita** que fué nombrada desde entonces **como Cerro Impacto**. Esta carbonatita se emplazó en la intersección de dos grandes zonas de falla (N 70° E de Guri con N 20° W de la Falla de Cabruta, **Figura 43**) después de la colisión continental que produjo hasta granulitas y anortositas en Santa Marta

TABLA 17. RANGOS DE COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS LATERITAS DE LA CARBONATITA DE CERRO IMPACTO
(Tomado de Bellizzia y Pimentel, 1.981)

ELEMENTO	MÁXIMOS %	MINIMOS%
Fe	60	4
Mn	35	0,2
Ba	55	0,1
Ce	7	0,01
La	3	0,02
Al	20	0
Si	4	0,5
Ti	7	0,5
Nb	1,5	0,01
Y	0,2	0,005
Zn	0,8	0,01
Pb	0,5	0,001

Colombia y se conoce como **orogénesis Nickeriana, Orinoquense o K'Madkú (equivalente a la Grenvilliana)**.

La Carbonatita de Cerro Impacto, en particular Cerro Norte, presenta algún interés para Nb, Th y Ce a lo largo de unos 3 Kms por 1 Km de ancho, también con valores importantes de Ba, P, Zn, Pb y cantidades menores de Mo, Bi, Sn, Ag, Au y Be (**Tabla 17**).

De acuerdo con Mariano (1.989) las condiciones óptimas para la acumulación de REEs en carbonatitas se logra por lixiviación meteórica bajo condiciones climáticas tropicales. Los REEs se originan por la descalcificación de carbonatos primarios, apatito y perouskita, en presencia de oxígeno e iones de P y F, a partir de minerales residuales con REEs supergénicos estables bajo condiciones de meteorización laterítica tropical lluviosa. La Carbonatita de Cerro Impacto, sufrió intensa meteorización en condiciones de climas tropicales lluviosos desde hacen por lo menos unos 20 Ma, es intrusiva en un basamento de rocas de Cuchivero y del tipo Complejo de Supamo y se correlaciona con la Carbonatita de Seis Lagos. Las carbonatitas de Araxa y Catalao en Brasil son fuentes importantes de fosfatos y niobio.

Sidder (1.995) basado en una posible asociación de la Carbonatita de Cerro Impacto con las kimberlitas de Guaniamo, y en una datación inadecuada en kimberlitas meteorizadas de Guaniamo que daban una edad de 1.732 ± 82 Ma (Nixon y otros, 1.992) concluyó que la edad de la Carbonatita de Cerro Impacto debería estar entre 1.800 y 1.650 Ma.

Ni una cosa ni la otra hoy son convalidadas por el presente autor. En efecto, por una parte las carbonatitas pueden ser de cualquier edad aunque las más abundantes son menores a los 200 Ma, es decir después de la disrupción de la Pangea y el inicio del Océano Atlántico, seguidas de las carbonatitas relacionadas al evento mundial de la orogénesis Grenville (1.200-900 Ma) que es equivalente a nuestra Orogénesis Nickeriana, y finalmente al Proterozoico Medio Hudsoniano (1.800-1.600 Ma) y solo la carbonatita de Lac Shortt NW Abitibi, Canadá alcanza a ser Arqueozoico (2.692 ± 5 Ma). De acuerdo con lo referido la Carbonatita de Cerro Impacto se emplazó desde el manto superior hasta la corteza, nivel Grupo Cuchivero, una vez que el cruce de grandes fallas fueron reactivadas re-cizalladas y ampliadas durante y después de la Orogénesis Nickeriana, es decir desde Brasiliano-Pan Africana a Herciniana, de edad Mesozoico como la postuló Mendoza y otros (1.977) coincidiendo con la edad Mesozoica para la Carbonatita de Seis Lagos (González y otros, 2.000).

La Carbonatita de Seis Lagos se localiza cerca de la frontera norte de Brasil con Venezuela y del Pico Neblina. La CSL es muy similar y se correlaciona con la Carbonatita de Cerro Impacto, presenta más de 200 m de espesor de lateritas con tres pipas intrusivas altamente mineralizadas por niobio (reservas o recursos por 2.898 millones de t con 2.81 % de Nb₂O₅). El pirocloro fue erosionado y destruido y los minerales de niobio fueron cambiados a rutilo y brookita.

Así pues la edad de la Carbonatita de Cerro Impacto es post-Nickeriana y puede estar relacionada con las kimberlitas de Quebrada Grande en Guaniamo, **la última edad aceptada de ésta es 711 Ma, o a la disrupción de Pangea en el Mesozoico**. A una conclusión similar llegó Dardenne y Schobbenhaus (2.000) De no estar relacionada con las kimberlitas de Guaniamo podría ser incluso mucho más joven y estar conectada a la última reactivación de la Falla de Guri durante la formación del Atlántico, o sea como la mayoría de las carbonatitas mundiales, como las carbonatitas del Cretácico Superior de Anitapólis y Jacupiranga con importantes depósitos de apatito del S-SE de Brasil y del Cretácico Medio-Superior, 70-80 Ma, de las carbonatitas, ricas en apatito, niobio, titanio, níquel, barita, uranio, fluorita, REEs, y kimberlitas diamantíferas de Alto Paranaíba, como lo propusieron Mendoza y otros (1.977).

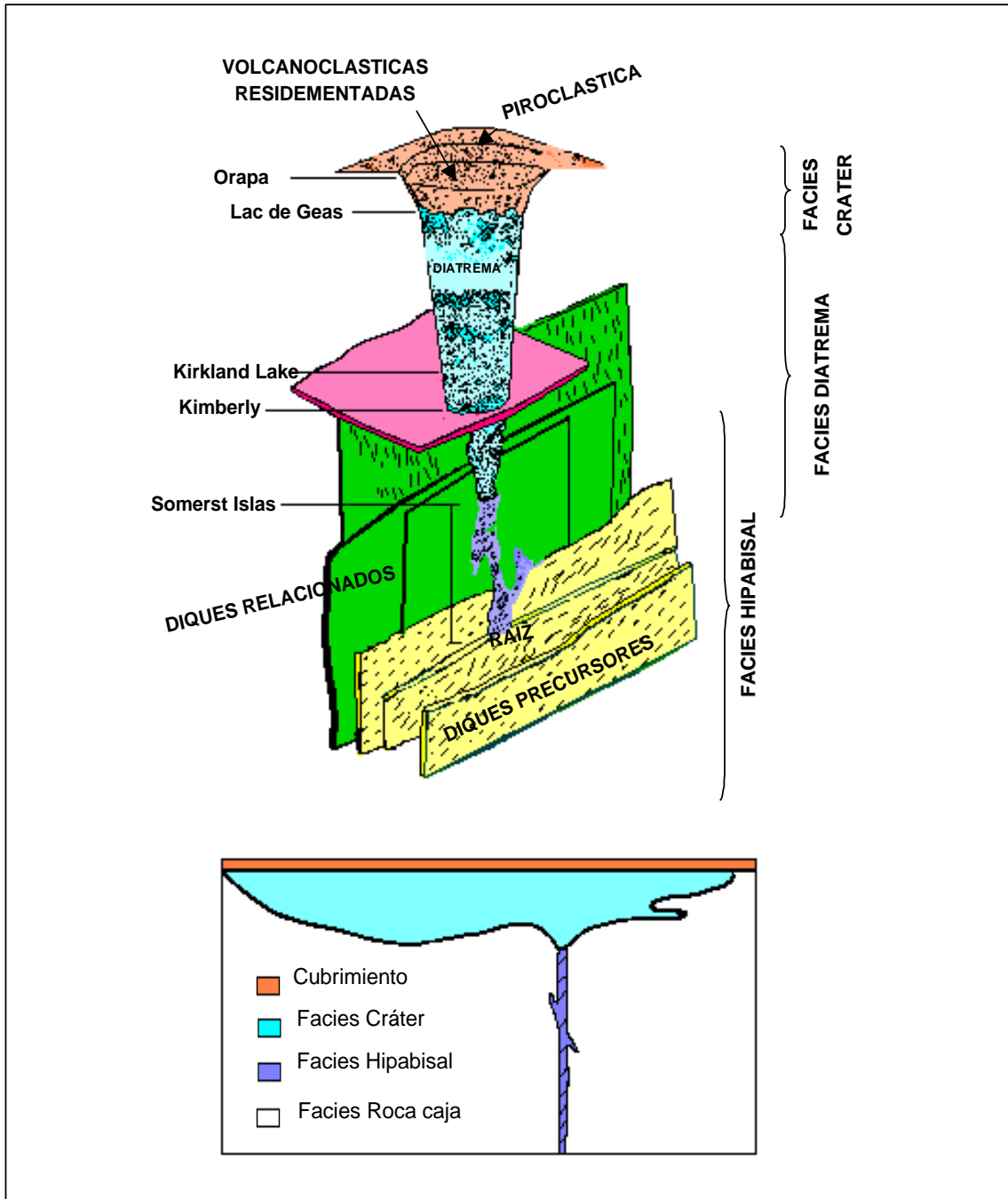


Figura 44. MODELO GENERALIZADO DE UNA PIPA KIMBERLITICA MOSTRANDO SUS PARTES (CRÁTER, DIATREMA Y RAIZ) E INDICANDO LAS MÁS FAMOSAS MINAS DIAMANTIFERAS PRODUCTIVAS MUNDIALES EN SUS RESPECTIVAS FACIES DE AFLORAMIENTOS (tomado de Mitchell, 1.986)

TABLA 18. COMPOSICION QUIMICA, ELEMENTOS MAYORES, DE DOS MUESTRAS DE KIMBERLITAS DE GUANIAMO (Cortesía de Guaniamo Mining CO., ABRIL 2.000)

MUESTRA	1	2
SiO ₂	36.41	28.62
Al ₂ O ₃	2.48	1.53
Fe ₂ O ₃	8.78	1.2
FeO		7.6
MgO	32.19	22.23
CaO	6.30	14.02
Na ₂ O	0,46	0.21
K ₂ O	1.22	0,71
P ₂ O ₅	0,42	0,764
TiO ₂	0.38	0.59
MnO	0.18	0.19
BaO	0,06	0,142
Cr ₂ O ₃	0,014	0,191
SrO	0,07	0,165
Loi	10,7	22
TOTAL	99,8	100,2
Na ₂ O/K ₂ O	0,38	0,3
k ₂ O/Na ₂ O	2,62	3,38

Diamantes en el Escudo de Guayana

En el Escudo de Guayana se producen tres zonas y épocas productivas de diamantes:

- a) En Dachine, Guayana Francesa, en rocas komatíticas del CRV Inini de la Provincia Paramaka del Transamazónico. Son microdiamantes y de poco valor.
- b) En aluviones próximos a los conglomerados de Roraima (San Salvador de Paúl con más de 2 M de carates producidos; Ikabarú con los diamantes de mayor tamaño, pureza y valor, Los Frijoles y otras localidades) atribuidos a estar contenidos originalmente en los conglomerados basales del Grupo Roraima (Reid, 1.972) por la erosión de kimberlitas diamantíferas de edad pre-Roraima, localizadas al S-SE, Brasil y Ghana, Africa. No se ha encontrado un solo diamante en tales conglomerados y en opinión del autor, Roraima representa una sección de corteza, con todas las rocas subyacentes del Grupo Cuchivero, Complejo de Supamo-CRV y otras, de gran espesor con alto gradiente geotérmico, que al ser disruptada en las orogenias Nickeriana e incluso Brasileña, representó un ambiente muy favorable para que se emplazaran kimberlitas similares en edad a las de Quebrada Grande de Guaniamo de 710 Ma, o más jóvenes del Cretácico como las de Alto Paranaíba de Brasil de 70-80 Ma, asociadas o no a carbonatitas (Briceño consiguió un canto de carbonatita cuya fuente primaria no pudo localizar cercano a Ikabarú, com. personal, 1.990).
- c) En kimberlitas diamantíferas de Quebrada Grande, Guaniamo a la que nos referiremos en algún detalle más abajo.

Anualmente a nivel mundial se producen cerca de 110 Mc (millones de quilates) de diamantes (**Tabla 19**), de los cuales Australia (40%), Zaire (15%) y Boswana (15%) aportan un 70%. Venezuela, según lo declarado al MEM alcanza escasamente a 0.5 Mc, menos del 0.25% de la producción mundial (World Mineral Statistics, 1.991-1.995). Sin embargo en los primeros años (1.972-1975) de iniciada la explotación en Quebrada Grande en Guaniamo, Venezuela llegó a producir anualmente más de 5 Mc en diamantes y hasta el presente desde su descubrimiento en el año 1.968 se han extraído más de 25 Mc (Dardenne y Schobbenhaus, 2.000).

En Quebrada Grande, pequeños mineros exploradores de Caicara del Orinoco, descubrieron en 1.968 los primeros diamantes aluvionales y en 1.982 por la acción hidráulica de los monitores de pequeños mineros se hizo aflorar la primera kimberlita en la zona. Hoy se conocen más de 30 diques y sills de bajo buzamiento, 30° – 50°, con rumbo NW (siguiendo el trend Cuchivero), intrusivos en rocas graníticas y granodioríticas. El área ocupada por las kimberlitas en forma de diques y sills es de unos 10 Kms de largo por unos 5 Kms de ancho aproximadamente.

Las kimberlitas cortan todas las rocas del área, inclusive lámprofiros con una edad aproximada de 850 Ma (Nixon y otros, 1.992). Edades Rb-Sr en flogopitas de una kimberlita lixiviada arrojó 1.732±82 Ma (Nixon y otros, 1.992) incompatible con lo observado en campo de que no podía ser más antigua que el lámprofito que estaba atravesando. Recientes determinaciones Rb-Sr en flogopitas de kimberlitas algo más frescas arrojan una edad más joven que la de los lámprofiros, de 711±27 Ma (Channer y otros, 1.997).

Las kimberlitas de Guaniamo no contienen nódulos o xenolitos del manto, aunque su mineralogía incluye minerales de alta presión (olivino, granate piropo, diópsido cromífero, espinela cromífera, etc.),

TABLA 19. PRODUCCIÓN ANUAL DE DIAMANTES EN EL MUNDO
(BGS WORLD MIN STATITICS, 1.996)
(Millones de Quilates)

Continentes y Países	1991	1992	1993	1994	1995	1996
América del Sur	1,89	1,78	1,41	0,86	0,99	0,96
Brasil	1,55	1,29	1,00	0,30	0,70	0,80
Venezuela	0,34	0,49	0,41	0,56	0,29	0,16
Europa	0,00	18,00	16,00	17,20	12,00	9,75
Rusia		18,00	16,00	17,20	12,00	9,75
Africa	46,80	43,84	43,24	45,57	46,45	47,41
Angola	1,00	1,22	0,15	0,13		
Africa del Sur	8,43	10,18	10,32	10,85	9,68	9,57
Botswana	16,51	15,95	14,73	15,54	16,80	17,00
Ghana	0,69	0,69	0,59	0,74	0,63	0,59
Namibia	1,19	1,55	1,14	1,31	1,38	1,41
R.C. Africa	0,43	0,41	0,49	0,49	0,60	0,66
Sierra Leona	0,25	0,34	0,20	0,26	0,06	0,14
Zaire	18,30	13,50	15,62	16,25	17,30	18,04
Oceanía	35,96	40,17	41,88	43,79	40,69	39,51
Australia	35,96	40,17	41,88	43,79	40,69	39,51
Otros	20,35	1,61	1,97	2,08	7,47	6,89
Total Mundial	105	105,4	104,5	109,5	107,6	104,52

a/ Cifras Estimadas

1/ Incluye Países de Europa, Africa y Oceanía

FUENTE. BRITISH GEOLOGICAL SURVEY, WORLD MINERAL, STATISTICS, 1.991 - 1.996.

TABLA 20. PRINCIPALES MINAS PRODUCTORAS DE DIAMANTES EN EL MUNDO (Tomado de Mining Jour. Abril 1.998)

PAISES	MINAS	METAL		DIAMANTE		VALOR (US\$/ct 000)	OPERADOR
		(000 T)	(000 T)	(000 T)	US\$/ct		
Botswana	Jwaneng	9,266	12,688	90,000	1,141,920	Debswana (De Beers)	
	Orapa	8,389	6,300	56,000	346,500	Debswana (De Beers)	
	Lethakane	3,419	785,000	110,000	86,350	Debswana (De Beers)	
	Twapong	149,000	25,000	75,000	1,875	De Beers/Botswana	
	Total	21,223	19,798	80,000	1,576,615		
Russia	Udachnaya	8,000	10.200,000	95,000	969.000,000	Alrosa	
	Jubile	7,000	4.200,000	60,000	252.000,000	Alrosa	
	Otras	1,000	700,000	90,000	63.000,000	Alrosa-Other State	
	Total	16,000	15.100,000	245,000	1.284.000,000		
South Africa	Venetia	3,326	4,495	90,000	404,550	De Beers	
	Namaqualand	6,069	768,000	180,000	138,240	De Beers	
	Finsch	3,969	2,165	55,000	119,075	De Beers	
	Premier	3,058	1,392	80,000	111,360	De Beers	
	Kimberley	4,170	683,000	120,000	81,960	De Beers	
	Marsfontein	116,000	532,000	150,000	79,800	De Beers/ Southern Era	
	Baken	4,750	180,000	220,000	39,500	Transhex	
	Alexco	1,200	10,000	260,000	33,800	State, to be Privatised	
	Koetfontein	2,302	158,000	160,000	25,280	De Beers	
	Bellsbank-Ardo	240,000	36,000	220,000	7,920	Rex	
	Klipspringer	50,000	35,000	120,000	4,200	SouthernEra	
	Benco	60,000	25,000	140,000	3,500	Benguela Concessions	
	Otras	300,000	50,000	175,000	8,750	Varios	
	Total	29,610	10,619	99,000	1,058,036		
Angola	Artisans	Variours	1,200	248,000	298,000	Varios	
	UNITA	Variours	2,500	102,000	255,000	Varios	
	Catoca	1,700	1,020	68,000	69,360	Alrosa/Odebrecht/Endiama	
	Luzamba	500,000	100,000	190,000	19,000	Ashton/Odebrecht/Endiama	
	Luo	375,000	75,000	200,000	45,000	Diamond/ Works	
	Pequeñas Minas	900,000	200,000	180,000	36,000	Endiama + varios	
	Total						
DR Congo	Artesanos	Various	14,862	40,000	592,800	Varios	
	Mbuyi-Maji	5,000	6.500,000	10,000	65,000	MIBA	
	Total		21,362	31,000	660,800		
Australia	Argyle	17,000	40,900	10,000	398,000	Rio Tinto/Ashton	
	Merlin	55,000	20,000	80,000	1,600	Ashton	
	Total	17,055	40,920	10,000	399,600		
Namibia	Namdeb	25,862	705,000	325,000	229,125	Namdeb (De Beers)	
	Onshore						
	De Beers	2,000	497,000	220,000	109,340	Namdeb (De Beers)	
	Marine						
	Namdeb	1,050	73,000	325,000	23,725		
	Contrators						
	ODM	90,000	57,000	150,000	8,550	ODM	
Namco	150,000	128,000	145,000	18,560	Namco		
Total	29,152	1,150	267,000	289,300			

además de flogopita, yimengita producto de alteración de cromita titanífero-potásica. Químicamente contienen baja sílice (<37%), muy baja alúmina (<5.2%) y Na₂O (.050%) y la relación K₂O/Na₂O puede estar entre 1.5 a algo más de 3 (**Tabla 17**). En un diagrama TiO₂ versus K₂O caen en el lado de bajo TiO₂, grupo 1 A y de kimberlitas micáceas, pero no claramente de lamproitas. Las relaciones Zr/Hf (29-409) y U/Th (0.22 a 0.56) son altas.

Los diamantes, pequeños, en su mayoría < 0.5 c, son abundantes en estas kimberlitas de Guaniamo, aunque se han encontrado diamantes de 40 y hasta 60 carates (Dardenne y Schobbenhu, 2.000). Guaniamo se debe localizar entre las primeras 10 provincias kimberlíticas diamantíferas más ricas del mundo. Sus diamantes son primordialmente dodecaédricos, incoloros a ahumados, grises a grises verdosos (10%-20%) de luminiscencia azul, con impurezas, I a B tipo nitrógeno (de más altas temperaturas que los diamantes rusos). Lo más importante de estos diamantes es que son isotópicamente ligeros, mostrando S₁₃C < 10%.

Este tipo de diamantes generalmente se derivan de **kimberlitas eclogíticas** más bien que de **kimberlitas peridotíticas o del manto**. Así de 40 granates estudiados, unos 36 son eclogíticos y solo 4 del manto, es decir que los diamantes de Guaniamo son 90% E y 10% P. En Orapa los diamantes son 85% tipo E y 15% tipo P, mientras que en Wesselton los diamantes son 98% tipo P y solo 2% tipo E. En general las kimberlitas con altos contenidos de diamantes tipo E producen depósitos de más altos tenores, aunque de pequeños tamaños, que las kimberlitas con predominio de diamantes tipo P. Los tenores para los tipo P oscilan entre 0.5 a 650 c/100 t y los tipo E varían entre 17 hasta 37.000 c/100 t. En Orapa, donde la pipa kimberlítica estuvo completa (**Figura 44**), en su facies más superior o cráter dio 132 c/100 t, luego en la facies diatrema comenzó en 64 c/100 t y hoy está, 15 años más tarde, en 32 c/100 t y aún deberá bajar más a la facies final hipabisal de diques y sills.

Es muy temprano para concluir sobre el potencial de los diamantes de Guaniamo, pero en base al conocimiento accesible, se podría pensar que parecen ser llevados por kimberlitas eclogíticas con diamante 90% E, 10%P, es decir de altos tenores y calidades variables.

Potenciales depósitos de Estaño, Columbita-Tantalita y asociados.

Aluviones, eluviones y pegmatitas intrusivas en el granito rapakivi del Parguaza, en la zona de Agua Mena, entre Los Pijiguaos y Puerto Ayacucho, a lo largo de zonas de cizallas y fallas N-NW (Pérez y otros, 1.985) contienen Sn y fragmentos de columbita-tantalita. El granito rapakivi de Surucucú fue explotado por Valle do Rio Doce y presenta un potencial de 20.000 t de Sn (Schobbenhaus y otros, 1.984). No se han detectado ni alteración hidrotermal ni greisenización de granitos en el Caño Agua mena. Las pegmatitas y vetas contienen minerales como casiterita, struverita o rutilo rico en tantalio, tantalita-columbita, ixiolita o tantalita stannífera. No hay reservas estimadas en Aguamena, pero las concentraciones en 11-13 kilogramos de minerales pesados contienen 0.01 a 0.77 % de estaño, 0.01 a 0.13% niobio, 1.8 a 29 % titanio y 0.5 a 11.1% de zirconio (Pérez y otros, 1.985). En el Alto Paragua, Sidder y otros (1.991) reportaron casiterita en riolitas muy silicificadas de la Formación Caicara del Grupo Cuchivero. La casiterita va acompañada de barita, apatito, pirita cuprífera, en granos diseminadas de tobas riolíticas. Rocas graníticas y volcánicas riolíticas del Grupo Uatumá, como Mapuera y Maloquinha de Brasil que se correlacionan con rocas del Grupo Cuchivero, contienen también estaño.

Intrusiones graníticas porfiríticas en rocas volcánicas de la Formación Caicara en la zona de Cuchivero-Ventuari tienen moderado potencial de depósitos y vetas de cuarzo con molibdeno, como se observa cerca de Kakuri. En el NE de Brasil se observa molibdenita diseminada en granitos biotíticos en

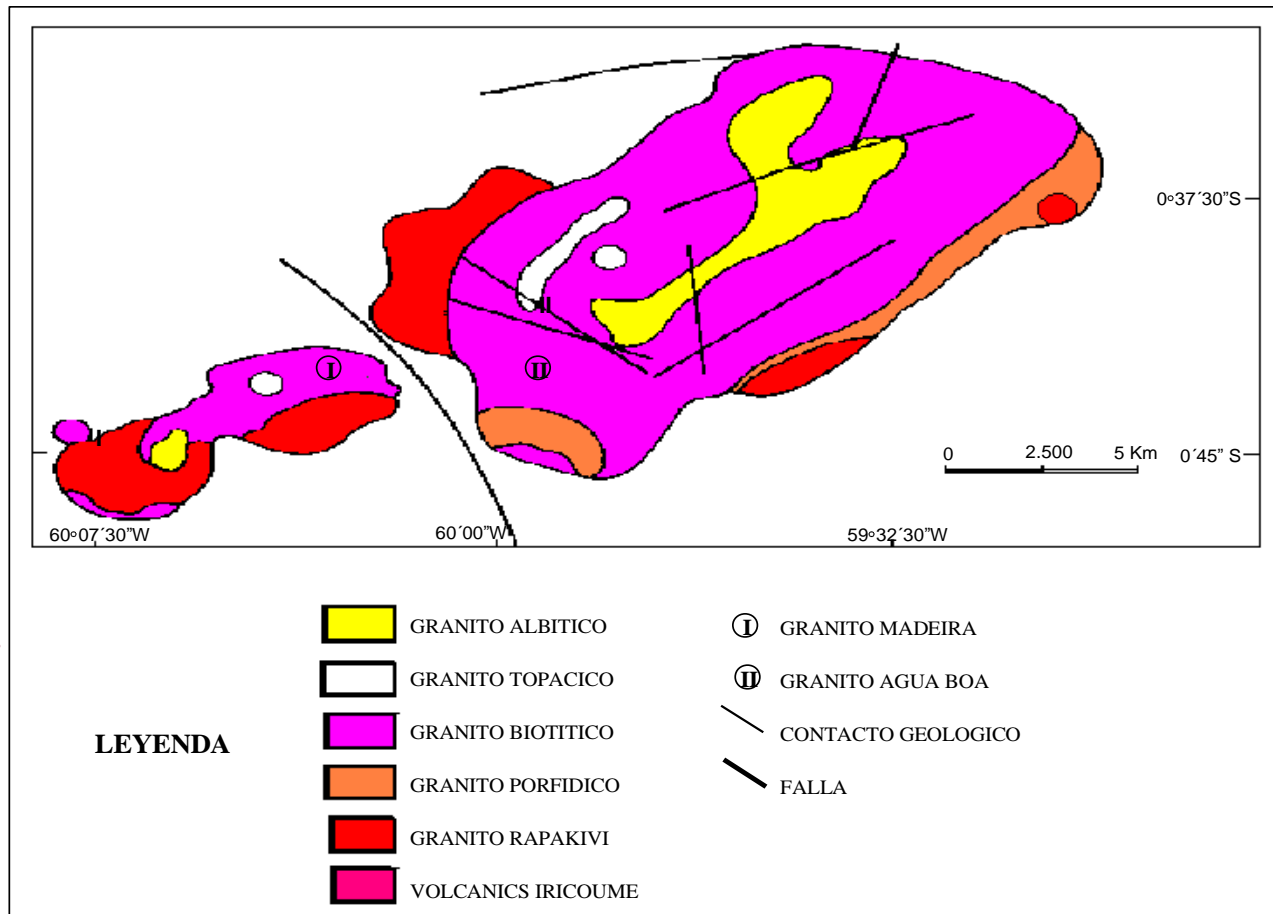


FIGURA 45. MAPA GEOLÓGICO DE LA MINA DE Sn PITINGA, BRASIL
(tomado de Lenharo, 1.998)

pequeñas vetas de cuarzo en contactos fallados entre granitos y rocas volcánicas de la Formación Surmú, similar a lo referido en Kakurí del Rio Ventuari en la Amazonas Venezolana.

Los depósitos de estaño de Pitinga (**Figura 45**), al norte de Manaus, Brasil, contienen además REEs, Zr, Ta, Y y criolita (Na_3AlF_6) asociado con los granitos anorogénicos, intraplacas, de Agua Boa y Madeira. Allí se reconocen dos tipos de mineralización: 1) asociados a greisen del Granito de Agua Boa, y 2) asociado con granitos especializados o evolucionados ricos en albíta del macizo de Madeira. El Granito de Agua Boa contiene tres facies (rapakivi, biotítico y rico en potasio) y la mineralización por estaño se relaciona con procesos hidrotermales post-magmáticos en la forma de vetas, vetillas y stockworks de greisens cuarzo-micáceos-topácicos conteniendo casiterita, minerales opacos y turmalinas que rellenan fracturas N 50 W. Los minerales asociados son allanita, minerales opacos, circón, fluorita, siderita, berilio y sulfuros (esfalerita, piritita, calcopiritita).

El granito Madeira también muestra tres facies (granito rapakivi, granito biotítico y granito albitico). El granito albitico es tipo A, peralcalino ($A/\text{CNK} = 0.836$), con 6.3 peso % de Na_2O , 6.3 peso % de F y con alta relación $\text{Fe}_{2\text{O}_3}/\text{FeO} (=2.893)$, perteneciendo a la serie magnetita, también muy ricas o potenciales de pórfidos de Cu-Au. La mineralización, tipo diseminada, de Sn ocurre en el granito albitico que contiene 0.176% de Sn, 0.223% de Nb_2O_5 , 0.028% de Ta_2O_5 , 0.03% de U_3O_8 , 0.80% ZrO_2 que se traduce en los minerales reportados (casiterita, circón, columbita-tantalita, pirocloro, xenotima y criolita). La criolita a 150 m de profundidad aparece como dos vetas o cuerpos masivos en el núcleo del granito albitico. La producción del año 1.997 fue de 11.693 t de Sn a partir de 21.700 t de concentrados de casiterita con 53.86% de Sn. Las perspectivas de explotación para los próximos 15 años son de 13.000 t de casiterita al año y adicionalmente unas 800 t de columbita con 35% Nb_2O_5 y 3.5% de Ta_2O_5 .

Complejo Alcalino de La Churuata

El complejo de diques o estructuras anulares de La Churuata en el Estado Amazonas, intrusieron rocas del Grupo Roraima, yacente sobre granitos tipo GRP y se componen de sienita cuarcíferas, sienitas, sienitas nefelínicas y granitos aplitico-alaskíticos con edades de **1.318±41 Ma** (granito) a **1.274±34 Ma** (sienita) por Rb-Sr en roca total. Sidder y Mendoza (1.995) reinterpretaron esa edad como de re-equilibrio o recristalización y bien pudiera ser relacionada al GRP reequilibrado durante la Orogénesis Nickeriana (1.200±200 Ma). De hecho Mendoza (1.974) reportó cuarzo-sienitas en análisis modales del GRP del área de Los Pijiguaos y allí también los rapakivis son altos en U (1-10 ppm), pero mucho menores al contenido en las rocas del Complejo de la Churuata con 1-165 ppm de U, 8-560 ppm de Th, y cantidades anómalas de Sn, La, Y, As, Pb, Zn, W, Zr, Ti, Rb, Nb (Soares, 1.985).

Depósitos potenciales de Cu, Fe, U, REEs, Au, Ag tipo Olympic Dam

Áreas de alto magnetismo coincidente con alta radioactividad, registrada en prospección aérea contratada por Codesur, sobre el GRP, como la anomalía doble localizada en 5° 10' N de latitud y 64° 20' de Longitud W, es una área de primera prioridad o "target" para prospectar y localizar depósitos tipo Olympic Dam de Australia y San Francisco Mountains de Missouri, USA (Sidder y Mendoza, 1.995).

Los depósitos tipo Olympic Dam (Figura 46) se caracterizan por presentar altos contenidos de hematita/magnetita, emplazados en forma de brecha, relacionados a intrusiones volcano-plutónicas, epizonales, anorogénicas, meta a peraluminosos, ligeramente alcalinos, de edad promedio cercana a los 1.450 Ma y no más antiguos de 1.900 Ma ni más jóvenes de 1.300 Ma. Cobre, hierro, oro, plata, uranio y tierras raras ocurren en cantidades variables asociadas a hematita/magnetita y constituye por sí sólo en el Olympic Dam el 10% de las reservas mundial de U y tiene 2.000 Mt con 1.6% de Cu, 0.05% de U, 3.5

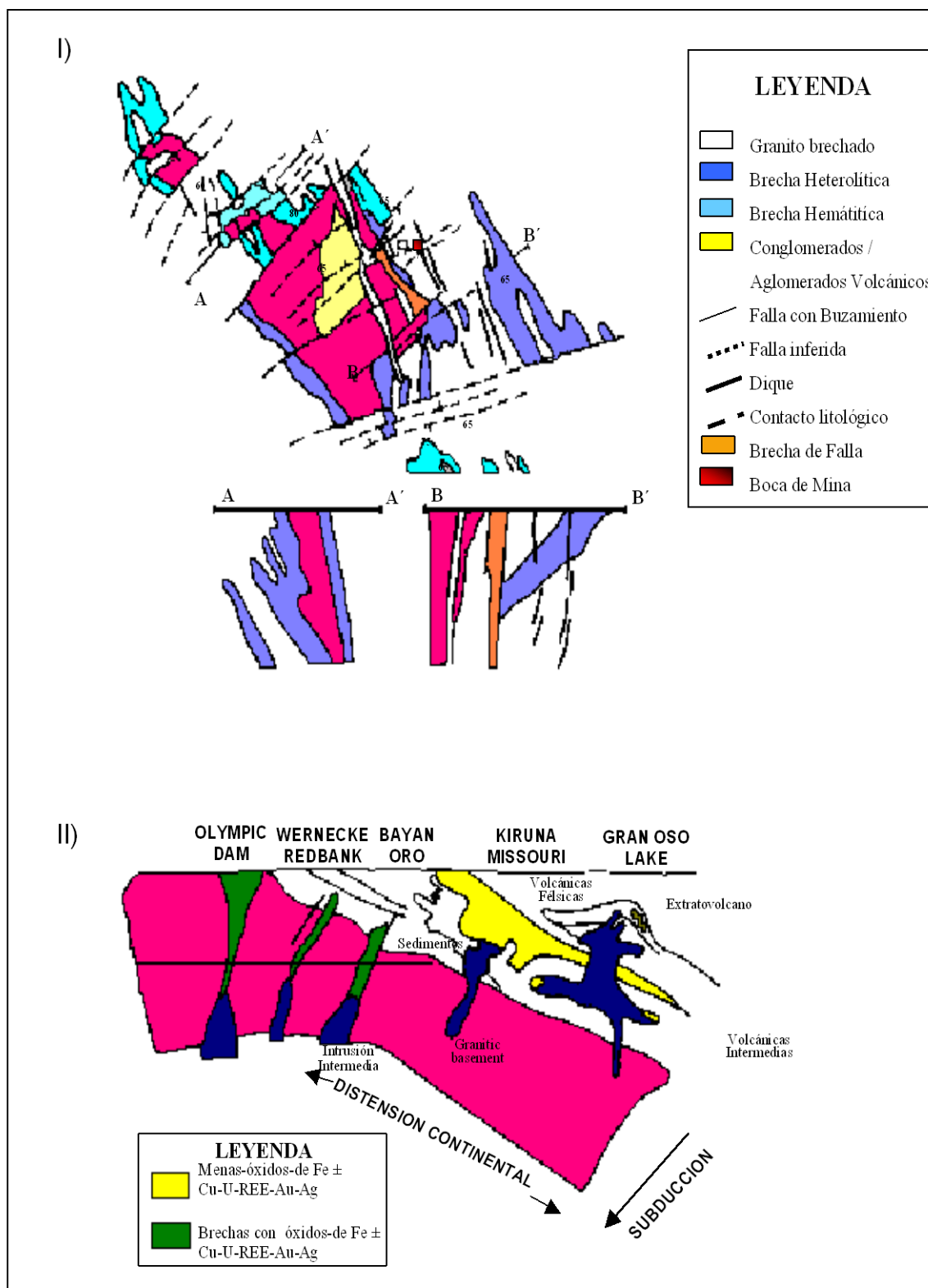


Figura 46. MODELO GENERALIZADO DE LOS AMBIENTES GEOTECTÓNICOS DE LOS DEPOSITOS TIPO OLYMPIC DAM DE AUSTRALIA, RICOS EN Fe, P, REE, Cu-Au (tomado de Oreskes y Einaudi, 1990).

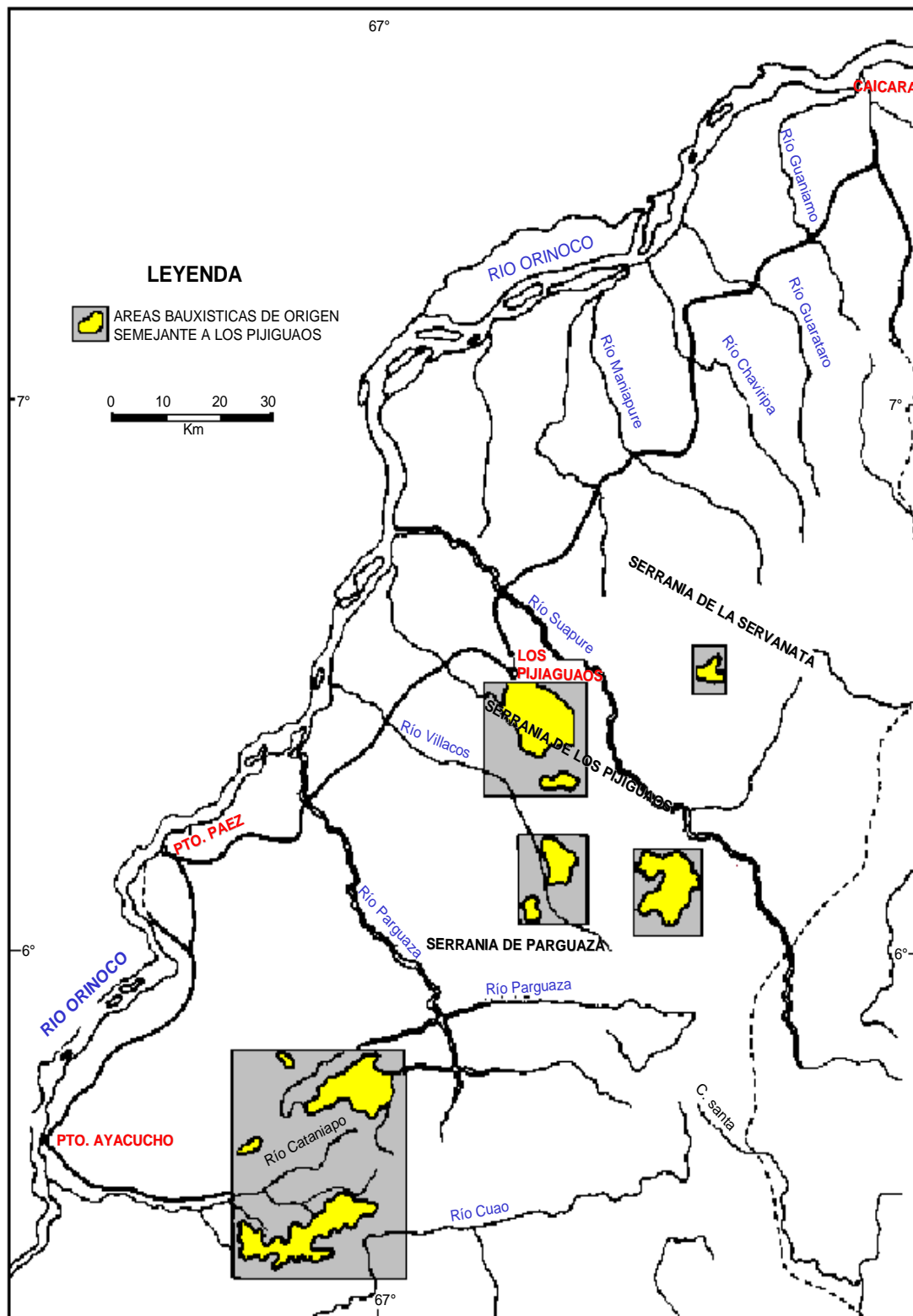


Figura 47. MAPA DE LOCALIZACION DE BAUXITAS DE LOS PIJIGUAOS Y OTRAS AREAS BAUXISTICAS (tomado de Yáñez, 1.995).

g/t Ag, 0.60 g/t Au, 0.2% REEs La y 0.3% Ce amén de más de 800 Mt de menas hematíticas. Las aureolas de alteración se caracterizan por mostrar de afuera hacia adentro, aunque puede ser muy irregular, borrada y sobrepuesta por las múltiples pulsaciones y explosiones freaticomagmáticas, de carbonatización, metasomatismo sódico y hematización asociada a la mena.

Adicionalmente, Rodríguez (1.987) reporta una nueva provincia rica en aluviones con platino en el Río Guapuchi, en zonas del GRP a unos 30 Kms al Este de la zona doble anómala referida como prospectable para depósitos tipo Olympic Dam. Recordemos que los GRP se derivan en gran parte de material del manto con gran diferenciación, emplazados en rifts continentales, es decir favorables para dejar residuos noríticos a piroxeníticos, anarogénicos, normalmente ricos en platinoides, o de Cu-Ni±Pt.

Depósitos de bauxitas y caolines

Por procesos de lixiviación a partir del Granito Rapakivi de El Parguaza en climas tropicales lluviosos, en el planalto o “plateau” de El Parguaza, al nivel de planación de Imataca, Nuria, Cerro Bolívar, etc. (600-700 m.s.n.m.) se produjo en Nivel Pijiguaos un desarrollo de lateritas aluminicas (**Figura 47**), cuyo perfil de unos 5 a 10 m de espesor (7,6 m promedio para las menas) muestra de tope a base (**Figura 48**) 4 categorías: costras (muy alta alúmina, >50% Al₂O₃ y bajas en SiO₂) con 1-3 m de espesor, seguido de bauxitas pisolíticas o pseudopisolíticas (alta alumina >47% Al₂O₃, moderada sílice 5-10%) con 1 a 4 m de espesor, a veces una duricostra intercalada delgada y bauxita terrosa (con baja alumina, 44% a 47% de Al₂O₃ y alta sílice 10%-20%) y finalmente el piso del depósito con bauxita caolinitica de 1 a 4 m de espesor con alta sílice (> 22%) y baja alúmina (<44% Al₂O₃). Las reservas de bauxitas (> 44% Al₂O₃) de Los Pijiguaos en el estudio de factibilidad eran cercanas a los 200 Mt. Programas exploratorios y de evaluación de reservas han aumentado las mismas por encima de los 300 Mt.

Tecmin (1.992) descubrió y verificó nuevos y potenciales depósitos como los de Chivapure y Cataniapo derivados de los GRP y La Cerbatana que se formó por lixiviación de granitos del tipo Santa Rosalía del Grupo Cuchivero. El potencial mínimo de lateritas aluminicas de las mencionadas zonas supera los 1.000 Mt (Yáñez, 1.995) y podría alcanzar los 4.000 Mt.

TABLA 21. RESERVAS MUNDIALES DE BAUXITAS
(MILES TONELADAS METRICAS, U.S.BUR.MINES
MIN.COMMODITIES,SUM 1.996)

CONTINENTES Y PAISES	RESERVAS mt.	RESERVAS BASE mt.
América del Norte	20.000	40.000
Estados Unidos	20.000	40.000
América Centro - Sur	6.288.000	6.805.000
Brasil	2.800.000	2.900.000
Guyana	700.000	900.000
Haiti	10.000	15.000
Jamaica	2.000.000	2.000.000
República Dominicana	30.000	45.000
Surinam	580.000	600.000
Venezuela	168.000	345.000
Europa	1.662.000	1.752.000
Alemania	52.000	52.000
Ex Unión Soviética	300.000	300.000
España	5.000	5.000
Francia	30.000	40.000
Grecia	600.000	650.000
Hungría	300.000	300.000
Italia	5.000	5.000
Ex Yugoslavia	350.000	400.000
Africa	6.874.000	7.424.000
Camerún	800.000	800.000
Ghana	50.000	560.000
Guinea	5.900.000	5.900.000
Mozambique	2.000	2.000
Sierra Leona	140.000	160.000
Zimbabwe	2.000	2.000
Asia	2.960.000	2.090.000
China	150.000	30.000
India	1.000.000	1.200.000
Indonesia	750.000	805.000
Malasia	15.000	20.000
Pakistán	20.000	15.000
Turquia	25.000	20.000
Oceanía	6.600.000	7.900.000
Australia	5.600.000	7.900.000
Otros	211.000	354.000
TOTAL	44.795.000	62.365.000


ZONAS	SUBZONAS (ESPESOR)	CAPA (ESPESOR)	PROF. (m)	PERFIL	DESCRIPCION		
ZONA DE ACUMULACION	SUELO (0-0,3)	ALUVIAL	0		Suelo con Guijarros de Laterita.		
	LATERITA (2-12m)	LATERITA BAUXITICA (MENA PRINCIPAL DE ESPESOR PROMEDIO 7,6 m)	1		Costra dura rica en Alúmina y baja en Cuarzo y Sílice reactivo.		
		CAPA DURA (0-5,5 M)	2		Bauxita Pseudopisolitica, rica en Cuarzo diseminado, con capas duras ocasionales ricas en Gipsita y capa suave de Caolinita en la parte inferior.		
	CAPA RICA EN MAT. ARCILLOSO (0 0,8)	3					
		4					
	ZONA DE LAVADO	SAPROLITO	CAPA MOTEADA		5		Material Arcilloso rico en Cuarzo ("Tigrito")
			SAPROLITA		6		
ROCA SAPROLITICA		PROTO SAPROLITICO	7		Granito Meteorizado y Fracturado		
			8			Granito Fresco.	
ZONA DE ROCA	ROCA FRESCA	"ROCA MADRE"	17				
			20				

FIGURA 48. PERFIL DE LATERITAS ALUMINICAS DE LOS PIJIGUAOS (tomado de Mariño, 1.997)

ROCAS GRANÍTICAS DEL ESTADO AMAZONAS

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

- 1) Gneises y Migmatitas tipo Minicia, Macabana, Maroa, etc
- 2) Metasedimentos de alto grado metamórfico del Siapa.
- 3) Rocas graníticas y relacionadas, foliadas y levemente metamorfizadas: Granitos > volcánicas ácidas > andesitas > basaltos.
- 4) Metasedimentos pre-Roraima tipo Formación Unturán, La Esmeralada, etc
- 5) Granitos anorogénicos, postectónicos tipo Atabapo, Inirida, San Carlos, Cucuy, Parima, etc.
- 6) Complejos alcalinos y relacionados tales como La Churuata.
- 7) Sedimentos Grupo Roraima
- 8) Carbonatitas de Seis Lagos y equivalentes del lado Venezolano, kimberlitas(¿)

Las edades disminuyen del NE hacia el SSW y , por el contrario, el metamorfismo aumenta en esa dirección,. Las rocas volcánicas y plutónicas graníticas similares a las de la Formación Caicara y granitos del tipo Grupo Cuchivero, pero ahora de las cuencas de los ríos Asita y Parucito, es decir con poco o nada de metamorfismo, presentan una edad de Cuchivero, o sea 1.860-1730 Ma (Gaudette y Olsewsky, 1.985) mientras que los gneises tonalíticos de Minica y Macabana al SSW de Asita y Parucito, idénticos a los gneises del Complejo de Supamo y Bártica y considerados como el núcleo Pakaraima de edad Paleoproterozoico e incluso Neoarqueozoico, aquí solo dieron edades en U-Pb en circones de 1600-1.750 Ma. Sin embargo Tassinari y Macambira (1.999) incluyen a los gneises de Minicia y Macabana en la Provincia Ventuari-Tapajos y reportan una edad U/Pb en circones de 1.85 Ga y 1.83 Ga e incluyen incluso a los granitos rapakivis de El Parguaza y Surucucú, anorogénicos, con edades U/Pb en circones de 1.55 Ga, en esta Provincia Ventuari-Tapajós.

En general el Dominio Ventuari presenta rocas graníticas más antiguas que las del Dominio Casiquiare (Barrios y otros, 1.985). Edades del NW de Brasil y del E de Colombia demuestran buena correspondencia con edades de fuerte metamorfismo y magmatismo de la Provincia Casiquiare en el Amazonas Venezolano. Tassinari (1.984) determinó edades Rb/Sr y U/Pb en rocas graníticas, gneisicas y migmatíticas del cinturón Rio Negro-Juruena que trunca al cinturón Maroni-Itacaiunas y al dominio Ventuari en un nuevo un arco magmatico de nueva corteza añadida del manto a la corteza entre 1.75 Ga a 1.60 Ga para la generación de magma del manto superior ($Sr87/Sr86 = 0.7030$).

Más al Oeste, en Colombia el grado metamórfico es mayor como son las migmatitas y anfibolitas de Miti, de 1560 a 1450 Ma y finalmente en Garzón, Santa Marta al extremo Oeste el metamorfismo alcanza la facies granulita y se desarrollan anortositas con ilmenita y titanomagnetita, igual que la Orogénesis Grenville de Canadá y con su misma edad de 1.100 ± 100 Ma.

Esto sugiere la idea de una zona de subducción emigrando del Este hacia el Oeste y cada colisión produciendo rocas de más alto grado metamórfico. La edad de la última colisión, la de Garzón, que parece ser la más intensa, es decir la de la colisión de dos grandes o gigantescos megabloques, el bloque Oeste Colombo-Brasileño con el bloque Este Venezolano-Guayanés-Africano, que no solo originó granulitas en la zona de choque sino que produjo a distancia una recristalización, reactivación de fallas y cruce de fallas y en general un nuevo recalentamiento de las rocas, una nueva puesta en marcha del reloj radiométrico (resetting), es de unos 1.200 Ma., es decir correlativa con la Orogenésis Grenville que también produjo granulitas y anortositas en el Escudo de Norte América y que en suma aglutinó un nuevo supercontinente (Rodinia).

Ideas similares sobre el alto metamorfismo y el “resetting” han sido postuladas para el **Complejo de Miti** durante el **evento Parguaza de 1.560-1.450 Ma** (Priem y otros, 1.982), estimando que tales rocas de Miti eran de edad Grupo Cuchivero de 1.850 Ma., lo cual tiene bastante sentido si consideramos que de regreso del Oeste hacia el Este tenemos los **gneises de Minicia y Macabana**, que eran idénticos a los tipo **Complejo de Supamo y Complejo de Bartica**, que no son menos **de 2.250 Ma.**, y que **por resetting**, quizás evento Cuchivero + el evento Parguaza **bajaron a 1.850 Ma y finalmente a 1.600 – 1.750 Ma**, respectivamente, por recristalización del borde y parte del núcleo de los circones.

La historia al Sur, en **Siapa y Alto Orinoco** no es menos compleja, pero además muy poco conocida para postular fundamentadas sugerencias sobre su formación y evolución, aunque dado el reconocimiento de **remanentes de CRV**, metasedimentos pelíticos y samíticos asociados con metamorfismo facies anfibolitas, granitos tonalíticos y potásicos intrusivos, parecieran ser equivalentes a los CRV del tipo **Pastora-Botanamo**, pero más tectonizados por efectos de fallamiento y cizallamientos intensos predominantes en la dirección NE. CRV de Parima-Cauame dan edades de 2.24 Ga.

Todos estos conjuntos de rocas fueron agrupados como Rocas Proterozoicas sin dividir o sin diferenciar por CVG Tecmin CA-USGS (Sidder y Mendoza, 1.995), aunque pudiese incluso incluir rocas del Arqueozoico, debido al escaso conocimiento que se tenía de las mismas. A tales rocas, Barrios y otros (1.985) las separaron en dos dominios: el **Dominio Ventuari y el Dominio Casiquiare**. El Dominio Ventuari 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 del Grupo Cuchivero, el Granito Rapakivi de El Parguaza o sus equivalentes, rocas sedimentarias del Grupo Roraima, algunas aisladas metasedimentarias, complejos alcalinos e intrusiones máficas. Topográficamente, el relieve del DV es algo irregular y alto y en algunos tepuis puede pasar de los 2.000 m.s.n.m.

El Dominio Casiquiare se localiza al sur del Río Orinoco en el Estado Amazonas y está formado por gneises graníticos, migmatitas, escasos afloramientos de rocas sedimentarias pre- Roraima. Rocas volcánicas tipo Formación Caicara, complejos alcalinos ni intrusiones máficas están presentes en este DC. Las elevaciones topográficas rara vez alcanzan los 500 m.s.n.m.

Rocas similares graníticas y metamórficas en el SE de Colombia cercano al límite con Venezuela fueron denominados como Complejo Migmatítico de Mitú (Priem y otros, 1.982). Las rocas metamorfizadas del dominio Casiquiare presentan de débil a intensa foliación, gneisicas y migmatíticas con textura cataclástica. Los gneises graníticos varían en composición desde granitos a granodioritas, tonalitas y dioritas (típica asociación TTG como las rocas del Complejo de Supamo y Bártaica). El metamorfismo alcanzado es FEV y anfibolita con las asociaciones metamórficas de cuarzo-clorita-muscovita-epidoto-cloritoide y plagioclasa-hornblenda-granate (Mendoza y otros, 1.977).

El pico o máximo del metamorfismo y magmatismo sintectónico de estas rocas ocurrió entre **1.860 a 1.730 Ma** que Gaudette y Olszewski (1.985) correlacionan con el Transamazónico, pero que en realidad corresponde a un evento no bautizado aún que ocurrió después del Transamazónico e incluso después del evento Orocaima (Reiss y otros, 2.000) o como lo designó el autor de este trabajo, de **Orogénesis post-Transamazónica, o Evento Uatumá**, es decir, posterior del cierre de Pastora contra Imataca, e incluyó intrusiones ligeramente postectónicas como el Grupo Cuchivero en la parte Norte y Sureste del Escudo, con rocas sin o con muy poco metamorfismo, a gneises graníticos a tonalíticos y dioríticos, más antiguos que Cuchivero, desarrollando anfibolitas y migmatitas y que esa zona de subducción y choque fué desplazándose hacia el Oeste hasta alcanzar el climax tectónico-metamórfico en la Orogenia Nickerian hace unos 1.200 ± 200 Ma. Por otra parte, hacia el Estado de Roraima en Brasil las rocas posteriores al evento Orocaima con edades similares a las mencionadas del otro extremo, occidental del Escudo, de 1.86-1.77 Ga corresponden a intrusiones anorogénicas intracontinentales. Es decir, que durante ese intervalo 1.86-1.77 Ga el continente suramericano o Cratón Amazónico tenía un borde este pasivo, con intrusiones anorogénicas, ácidas y máficas (Asociación Avanavero) con inicio de la sedimentación de la parte basal del Grupo Roraima, mientras que al otro extremo del CA, el borde oeste era más activo y la zona de subducción estuvo emigrando hacia el oeste hasta quizás el comienzo del Neoproterozoico (1.0 Ga).

En todos estos eventos, vale decir post-Transamazónico, de 1.980 Ma-1.730 Ma, Parguazensis, de 1.450-1.560 Ma y Nickerian 1.200 ± 200 Ma, hubieron intrusiones sincronizadas con la máxima deformación y metamorfismo. Esto es, gneises graníticos con rocas intrusivas volcano-plutónicas de Cuchivero; intrusiones de granitos rapakivis de El Parguaza con migmatitas de Miti; granulitas de Garzón y anortositas de Santa Marta con otros granitos intrusivos rapakivis, respectivamente. Esto podría corresponder a ejemplos similares al citado de Orocaima y Amazonas, de bordes continentales activos con choque de placas y nueva emigración de la zona de subducción y de bordes opuestos continentales pasivos con magmatismo anorogénico.

La zona donde el **Río Orinoco cambia de curso NW** (Santa Bárbara-Alto Orinoco) **a NS** (Atabapo-Puerto Ayacucho) y **que tiene dirección EW (Atabapo-Santa Bárbara)** representa un frente tectónico donde se enfrentan rocas anorogénicas del Granito Rapakivi de El Parguaza, al norte de Atabapo, de 1.450-1.560 Ma, versus migmatitas granítico-tonalíticas tipo Complejo de Supamo aquí designada con los nombres de Gneises y Migmatitas de Minicia, inmediato a Atabapo, y Gneises y Migmatitas de Macabana, próximo a Santa Bárbara de 1.600-1.750 Ma. Esta zona marca el contacto entre los dominios del Ventuari y del Casiquiare (Barrios y otros, 1.985) y entre las provincias Maroni-Itacaiunas y Río Negro-Juruena (Gaudette y Olszewski, 1.985) y fué nombrada por Mendoza y otros (1.977) como **Frente Tectónico Atabapo. Esta zona podría representar una triple sutura (Ventuari-Tapajós al NE, Maroni-Itacaiunas al SE y Río Negro-Juruena al N-SW), desarrollada en un proceso de “collage” tectónico que culminó en el Supercontinente Rodinia.**

La evolución de una zona de subducción de dirección NE entre los 1.9 Ga a 1.45 Ga y el cambio de un régimen tectónico de compresión horizontal a un régimen tectónico de tensión vertical al final de los eventos de subducción puede explicar la complejidad geológica del área y la razón por la cual aún no se haya diferenciado más apropiadamente, amén de la carencia de estudios de detalle en campo y de geoquímica y geocronología en laboratorios.

La complejidad es aún mayor porque hasta el momento no se han citado la presencia de dos dominios importantes que ninguno de los autores mencionados los refiere, excepto Mendoza y otros (1.977) que lo hicieron de una forma muy general. Son ellos la subprovincia o dominio del Alto Orinoco con

Dr. Vicente Mendoza: Precámbrico

asociaciones similares a los CRV del Paleoproterozoico Inferior, con intrusiones graníticas diversas hasta de

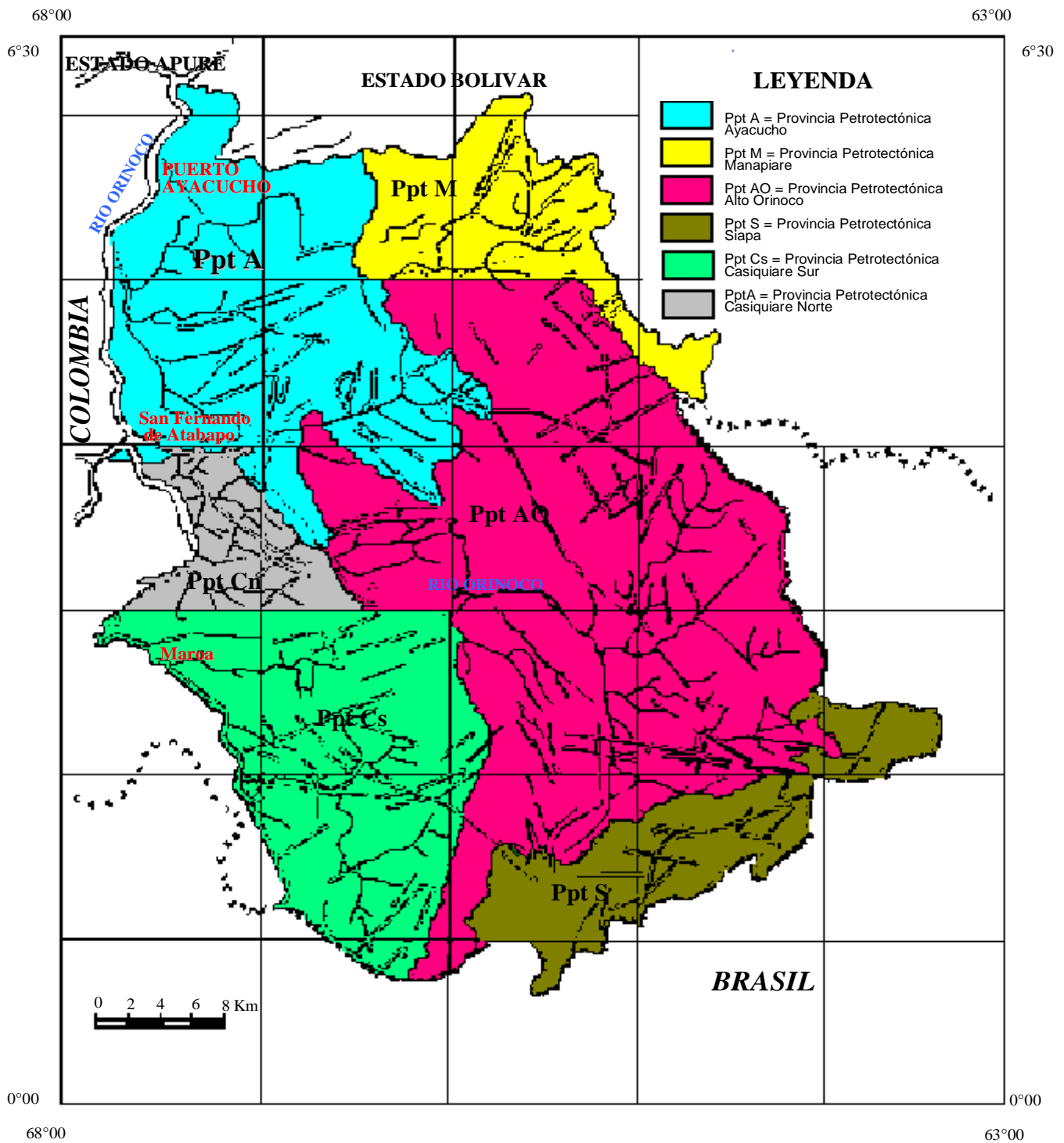


Figura 49. MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DEL ESTADO AMAZONAS (tomado de Mendoza y otros, 1.977).

l tipo rapakivi de Parima-Surucucú y la subprovincia o dominio del Siapa, paralela al trend Imataca, único en Amazonas, con rocas metasedimentarias de medio a alto grado metamórfico con intrusiones gabroides y graníticas diversas.

Así pues es conveniente reagrupar las rocas aflorantes en el **Estado Amazonas en cinco provincias o dominios petrotectónicas** que Mendoza y otros (1.977) denominaron de la siguiente forma (**Figura 49**): **Ayacucho, Manapiare, Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare**. Las subprovincias Ayacucho y Manapiare equivalen al Dominio Ventuari y las del Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare equivalen al Dominio Casiquiare, redimensionado, y se extienden a los cinturones móviles de Maroni-Itacaiunas y Rio Negro-Juruena en Brasil (Priem y otros, 1982; Barrios y otros, 1.985).

Subprovincia Petrotectónica Ayacucho

La SPA incluye granitos anorogénicos o más jóvenes de 1.550 Ma, tipo GRP, Atabapo, Cuao, etc y facies de éstos como la Granodiorita del Sipapo y las Riodacitas Porfídicas del Guayapo, el Granito de Guapuchí, etc., todos ellos intrusivos en un basamento formado por rocas volcánicas tipo Formación Caicara y granitos biotíticos tipo Santa Rosalía del Grupo Cuchivero. Las foliaciones del basamento y fracturas de todas las rocas son N 10°-30° W, estando cortadas por fracturas N 30°-50° E. La intersección de estos sistemas de lineamientos coinciden con la postulada alta doble anomalía aeromagnéticas y radiométricas con posibilidades de localizar depósitos tipo Olympic Dam, en la parte sur-central del Granito Rapakivi del Parguaza.

Toda la subprovincia sufrió reactivaciones tectono-termales durante la Orogénesis Nickeriana, con milonitización y reajustes de fallas y cruces de fallas, emplazamientos de pegmatitas heterogéneas mineralizadas con estaño, columbita-tantalita y otros recursos minerales, de complejos alcalinos, aplitas y granitos especializados ricos en estaño. Los granitos intrusivos son epizonales, mientras que los de Cuchivero 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 dió origen a gigantescos depósitos de lateritas alúminicas o bauxitas.

Discordante encima de toda la secuencia desde los 6 30 hasta los 4 de latitud norte, aparecen tepuis de Roraima, diferentes estratigráficamente unos con otros (Ghosh, 1.977) pero que corresponden a la parte superior del Grupo Roraima con edad cercana a los 1.500 Ma., ya que descansan discordantes sobre el Granito Rapakivi de El Parguaza, como pudo observarse y muestrearse tal contacto en el tepuy del Río Cuao en su curso medio-superior.

Subprovincia Petrotectónica de Manapiare

Esta subprovincia está compuesta de intrusiones de rocas volcánicas de los ríos Asita y Parucito tipo Formación Caicara y de granitos biotíticos, como los de Kakuri y Parú, tipo Granito de Santa Rosalía del Grupo Cuchivero, en un basamento bien expuesto en el Alto Ventuari, en las cercanías de Cerro Impacto y otras localizaciones, de gneises y migmatitas tonalítico-trondjemíticas-granodioríticas (GGT) similares a las del Complejo 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 meta-gabros de Manapiare y de Asita, que representan un target para prospectar depósitos de Ni - Cu±PGEs.

Algunas metasedimentarias pre-Roraima se observan en contacto e intercaladas con las rocas volcánicas riolíticas tipo FC. Las tendencias o trends en las volcánicas siguen fracturas tipo NS como también ocurrió con la Carbonatita de Cerro Impacto. Fracturas más antiguas en la zona son de tendencia NE y NW. Un cuerpo de forma elipsoidal alargado y orientado aproximadamente NS conocido como Carbonatita de Cerro Impacto intrusió toda la secuencia en tiempos post Nickerian y posiblemente post Kimberlitas de Guaniamo más bien relacionados con la disrupción de la Pangea y la formación del Atlántico durante el Mesozoico. La subprovincia muestra relieve elevado y accidentado, pero menos prominente que el de la subprovincia Ayacucho.

Subprovincia Pirotectónica del Casiquiare

Es una subprovincia que se caracteriza por su plano y bajo relieve conocida como “**Penillanura del Casiquiare**” y por su complejidad lito-tectónico-metamórfica. En orden de con mayor grado metamórfico a menor grado metamórfico se distinguen las siguientes asociaciones:

Asociación Atabapo-Maroa: compuesta por gneises y migmatitas tonalíticos y trondjemíticos con intrusiones cuarzo-graboides a tonalíticas, tipo Complejo de Supamo y gneises félsicos y máficos, metamorfizados a la facies anfibolita en cierto modo algo parecidos a los gneises de Imataca en la zona de Guri, o los del Complejo de El Tinaco en Cojedes, es decir de edad Grenvilliana (1200 Ma).

Asociación Caño Casiquiare: compuestos de complejos gabroides intrusivos en rocas graníticas gneisicas tonalíticas, migmatíticas, escasamente trondjemíticas o cuarzo monzoníticas con poco o nada de sedimentos asociados, una especie de Complejo de Supamo con mayores componentes máficos.

Asociación San Carlos-Cucuy: gneises, augeneises 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. Esta asociación forma parte de la Provincia Río Negro-Juruena.

Esta subprovincia se caracteriza por la ausencia total de rocas volcánicas y plutónicas tipo Grupo 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 de Supamo han sido más tectonizados y los CRV han sido parcial a totalmente erosionados. 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 una pobre subprovincia minera si excluimos a Yapacana de la misma pero muy provechosa para la explotación del caucho natural, sobre todo en el primer tercio del siglo XX.

Subprovincia Pirotectónica del Alto Orinoco

Esta subprovincia se extiende desde la confluencia del Río Ventuari en el Río Orinoco hasta las nacientes del gran río y se continúa por Parima y Surucucú en Brasil.

Esta es la 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, intrusivos en gneises tonalíticos y augengneises como los de Macabana, gneises cuarzo-plagioclásicos-

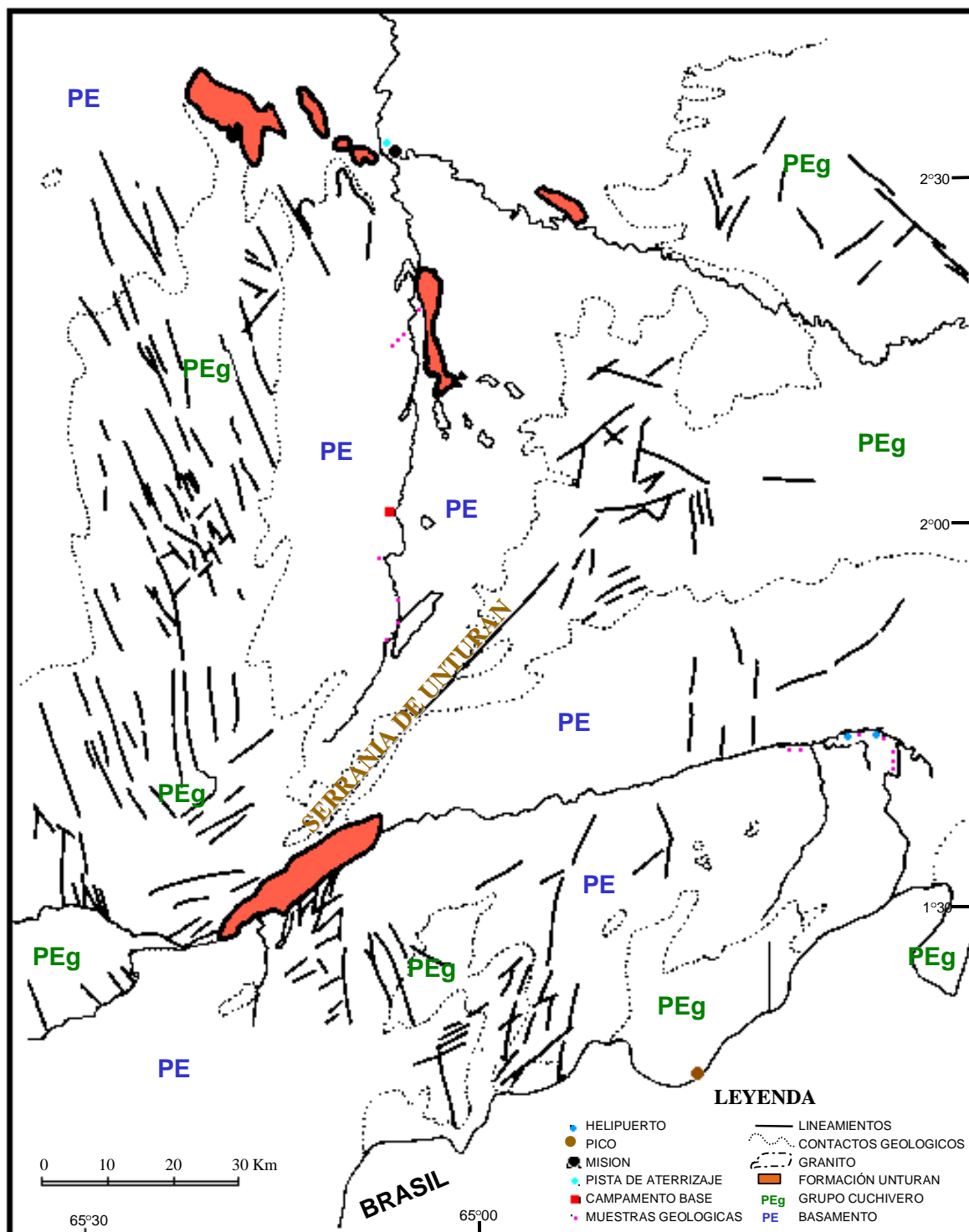


Figura 50. RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DEL AREA DE TAPIRAPECO, ESTADO AMAZONAS, MOSTRANDO LAS ZONAS OCUPADAS POR LA FORMACION UNTURAN (tomado de Ascanio y Scherer, 1.989).

epidótico-biotíticos, granitos trondjemíticos, tonalitas y rocas gabroides, es decir del tipo Complejo de Supamo. Volcánicas riolíticas tipo Formación Caicara y granitos tipo Santa Rosalía del Grupo Cuchivero intrusionan a todas las rocas anteriores.

Otras rocas como los granitos recristalizados del Cunucunuma, de Kiratare y la granodiorita de Jaricheta afloran como cuerpos aparentemente aislados aunque parecen ser en edad post-gneises y migmatias tonalíticas tipo Minicia o 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, explotados sus aluviones para Sn por VRD en la década de los años 70.

Aguas arriba de Platanal en el Alto Orinoco y hacia sus cabeceras afloran lavas andesítico-basálticas, 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 Cauarame de edad 2.24 Ga (Gaudette y Olsewski, 1.994), continuando 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 e irreversible deterioro ecológico de las nacientes de agua del gran río Orinoco.

Todas las rocas mencionadas fueron intrusionadas por los citados granitos rapakivis del Parguaza cuyos stocks redondeados, pequeños, de granitos “especializados” han sido, algunos pocos, explotados, en sus derivados aluviones, 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 y otros elementos como ya se refirió anteriormente.

Las tendencias estructurales de esta subprovincia son muy variables y complejas, aunque predominan las N 30°-50° W, NS, y N 50°-70° E. Las fallas NW son las más jóvenes o se reactivaron en/o después del Nickeriano ya que incluso atraviesan los **grandes tepuis, como el Duida-Marahuaca**, el mayor en altura y en volumen de todos los tepuis del Grupo Roraima. En su base se localizan metasedimentos intercalados con rocas volcánicas, unas veces del tipo Formación Caicara, como cercano a Yapacana y otras veces con tobas intermedias dacítico-andesíticas como en La Esmeralda. Estas formaciones pre-Roraima son parecidas en cierto modo a la Formación Urico de Alberdi y Contreras (1.995) y a la Formación Ichún de Briceño y otros (1.989)

Subprovincia Petroitónica del Siapa

La subprovincia petroitónica del Siapa se extiende desde la divisoria de aguas del Alto Orinoco y las de su afluente Mavaca con las del río Siapa. Tiene la misma tendencia estructural que las provincia Imataca y Kanukú (N 60-70 E) y el trend del Grupo Botanamo, se continúa en Brasil (Cachorro) y Guyana. Litológicamente se compone de metasedimentos tectonizados, cizallados de esquistos cuarzo-micáceos- estaurolíticos-granatíferos y gneises cuarzo-feldespáticos-epidótico-anfibolíticos y anfibolitas o remantes de CRV, similares a las del Grupo Vila Nova de Brasil del Paleoproterozoico pero de trend opuesto en 90° (Vila Nova de tendencia N 3°-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 anarogénicas o postectónicas (< 1.700 Ma). Una cubierta metasedimentaria intercalada con metapiroclásticas riolíticas pre-Roraima, denominada Formación Unturán (Ascanio y Scherer, 1.997) se localiza debajo del Grupo Roraima como en Neblina en el límite de Brasil con Venezuela (**Figura 50**). El basamento de Neblina lo constituyen remanentes de TTG-CRV metamorfizados en la FEV y anfibolita.

CAPITULO IV

PROVINCIA GEOLÓGICA RORAIMA

INTRODUCCIÓN

La provincia geológica de Roraima se extiende desde los límites del **Parque Nacional Canaima**, hacia el Km 95 cerca de la Piedra de la Virgen, hasta Santa Elena del Uairen en dirección NS y desde el río Venamo hasta las proximidades del río Paragua. Esta provincia está compuesta por rocas del Grupo Roraima con diabasas y rocas gabronoríticas cuarcíferas a dioríticas cuarcíferas (Asociación Avanavero).

El Grupo Roraima se extiende desde Tafelberg (Suriname) hasta Neblina en Amazonas, cubriendo actualmente unos 250.000 Kms², aunque originalmente pudo ser del orden de 1.200.000 kms²

En general, Roraima carece de marcado tectonismo (sinclinales suaves muy abiertos y de muy bajo buzamiento) con algún fallamiento, incluso fallas de arrastre como en el Tepuy de Parú, frente a Kakuri, Alto Ventuari en el Estado Amazonas, relacionados a la Orogenia Nickeriana y de levantamientos epirogénicos. Briceño y otros (1.989) concluyen que los tepuis son el producto de inversión topográfica remanentes de sinclinales de ejes con inclinación en ambas direcciones y las áreas bajas alrededor de los tepuis corresponden a erosionados anticlinales.

Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Solo se registra metamorfismo de contacto (andalucita) de rocas de Roraima con granitos intrusivos, post-1450 Ma, y de rocas máficas de la Asociación Avanavero; aunque Urbani (1.975) postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades del Alto Caura posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3.000 m adicionales de sedimentos actualmente erosionados.

GRUPO RORAIMA

Reid (1.974) dividió el **Grupo Roraima en el área de Santa Elena del Uairén en cuatro formaciones**, que de más antigua a más joven, son: **Uairén, Kukenan, Uaimapué y Mataui**. Roraima, en Amazonas, Brasil y Guyana, se divide en tres miembros, inferior (equivalente a la Formación Uairén), medio (corresponde a parte de las formaciones Kukenan y Uaimapué) y superior (a la formación Mataui) que es la más espesa y representa gran parte de la sección de los tepuis (Gibbs y Barron, 1.993; Ghosh, 1.985).

Alberdi y Contreras (1.995) describieron a rocas similares a las de la parte basal de Roraima y las denominaron **Capas de Abaren y Formación Urico**. Briceño y otros (1.989) como se mencionó en

páginas anteriores, correlaciona su **Formación Ichún** con la parte inferior, o inmediata por **debajo de ésta**, del **Grupo Roraima**.

En el Estado Amazonas, Ghosh (1.977) dividió al Grupo Roraima en tres miembros, no correlacionables con la secuencia estratigráfica de la Gran Sabana, ni correlacionables tampoco en Amazonas, de un tepuy a otro tepuy. Ascanio y Scherer (1.989) propusieron utilizar el término **Formación Unturán** para denominar a las areniscas continentales metamorfizadas más antiguas que las areniscas del Grupo Roraima, no descritas con anterioridad, que se encuentran en el valle del Río Mavaca en el alto Amazonas, con una extensión de unos 11.000 Km².

La **Formación Uairén** aflora en y cerca de la ciudad del mismo nombre al final de la Gran Sabana y presenta un espesor de unos 800 a 900 m. Su contacto inferior es discordante sobre tobas meteorizadas del tipo Formación Caicara, pertenecientes a la **Formación Pacaraima** que se extiende hacia Brasil y forma la divisoria de aguas de Venezuela y Brasil en esa región. Dohrenwend y otros (1.995) subdividieron la Formación Uairén en un miembro inferior de unos 600 m de espesor, compuesto de areniscas cuarcíticas de grano grueso, bien escogidas, con estratificación cruzada y festeonada, intercalada con lentes conglomeráticos de matriz silicea y con escasas limolitas arcillosas; y de un miembro superior, de unos 100 m a 300 m de espesor, formada por areniscas cuarcíticas de grano medio, con abundante estratificación cruzada y escasos conglomerados intercalados.

Concordantemente encima de la Formación Uairén, aflora la **Formación Kukenan**, de un espesor máximo de 100 m, bien expuesto en el bajo tepuy del mismo nombre que cruza la carretera transnacional Troncal 10, integrada de paquetes alternantes, compuesto cada uno de tope a base de areniscas feldespáticas, limolitas feldespáticas y lutitas o arcillitas.

Concordantemente y encima de la Formación Kukenan **sigue la Formación Uaimapué**, con un espesor máximo de 250 m, que puede ser separada también en dos miembros, uno inferior similar litológicamente a la Formación Uairén, constituido por areniscas de grano fino a grueso con estratificación cruzada y conglomerados, intercalados con delgadas capas de limolitas y arcillitas; y de un miembro superior, formados por arcosas, jaspes, limolitas y tobas vitreas, de variados colores (rojizos, verdes, crema-amarillentos y grises). Las tobas vitreas han sido tomadas como capas guías dentro de la estratigrafía de Roraima y dateadas extensamente en Suriname, Guyana y Venezuela.

Concordante y suprayacente a la Formación Uaimapué, aflora la **Formación Mataui, la unidad más joven del Grupo Roraima**, que ocupa gran parte de los elevados y verticales **tepuis**, con ortocuarcitas y areniscas cuarzo-feldespáticas con estratificación cruzada, marcas de oleaje, y areniscas masivas, con algunos horizontes muy delgados de areniscas arcillosas o lutáceas. El espesor de esta formación puede ser mayor a los 1.000 m.

En el **Estado Amazonas en el Grupo Roraima** no se observan casi conglomerados y al parecer están totalmente ausentes los jaspes y tobas vitreas. Allí Ghosh (1.977, 1.985) dividió al Grupo Roraima en tres miembros, a decir:

- a) **Miembro Inferior**, de 300 a 500 m de espesor compuesto de areniscas gradadas con estratificación cruzada y rizaduras, wacas y delgados y discontinuos conglomerados;
- b) **Miembro Medio**, de 100 a 200 m de espesor con al menos dos capas de lutitas negras y grises separadas entre sí por ortocuarcitas, y

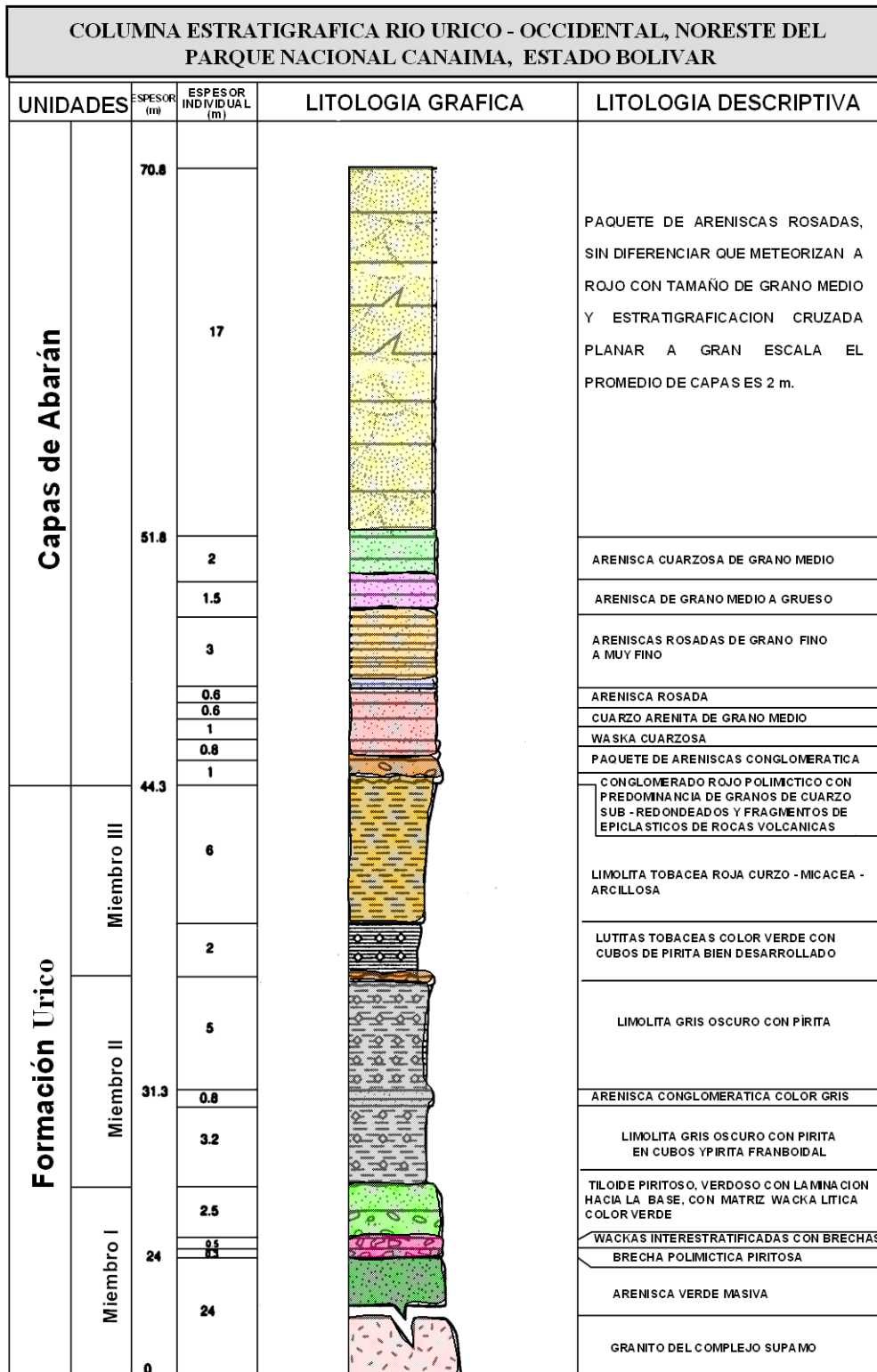


Figura 51 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE RÍO URICO - PARQUE NACIONAL CANAIMA (tomado de Alberdi y Contreras, 1.995)

c) **Miembro Superior**, con unos 500 a 700 m de espesor, formado por ortocuarcitas \pm carbonatos, areniscas feldespáticas y areniscas muy hematíticas en el tope al menos del tepuy Parú que fueron observadas por el autor. Esta sección en gran parte se corresponde a la que levantó Ghosh (1976) desde el tope a la base del tepuy Parú y al estudiar otros tepuis como los del Cuao, Autana, y otros., observó que la sección del Parú tenía carácter local y que no se extendía a otros tepuis, es decir que Roraima se depositó en un largo período de tiempo, en cuencas fluvio-deltaicas a marinas someras, separadas entre si no solo en el tiempo sino también en el espacio como lo propusieron Mendoza y otros (1.975, MEM informe inédito).

En opinión del autor en Amazonas solo se depositó la parte superior de Roraima, más joven de 1.560-1450 Ma, al descansar el tepuy del Cuao sobre el Granito Rapakivi de El Parguaza, que podría ser equivalente a la parte superior, o sea a la Formación Mataui de Reid y por tal motivo los jaspes y especialmente las tobas de la formación inmediata inferior a Mataui, o sea de la Formación Uaimapué, están ausentes en el Amazonas.

En el valle del río Mavaca del alto Orinoco, afloran extensamente areniscas recristalizadas que Ascanio y Scherer (1.989) denominaron **Formación Unturán (Figura 50)** con un espesor de 300 m por lo menos. Son areniscas de facies continental, bien escogidas, de granos redondeados, bien cementadas, recristalizadas y cruzadas por vetas de cuarzo generalmente con algo de oro, muy cizalladas, tectonizadas y metamorfizadas. La Formación Unturan yace discordantemente encima de las rocas volcánicas y graníticas del tipo Grupo Cuchivero en la Serranía de Unturán, o sea que en edad es post-Cuchivero pero pre-Roraima, vale decir 1.700 a 1.800 Ma Sin embargo, falta mucho por detallar la geología del Amazonas y cuando se hayan descrito otros grandes tepuis como el Duida-Marhuaca y Neblina, entre otros, tendremos más clara la estratigrafía e historia geológica de esta parte apasionante de la Geología de Guayana y que por cierto ocupa más del 20% de la superficie del Escudo Guayanés.

Secciones que contienen en parte rocas de Roraima en su porción superior y en parte rocas pre-Roraima, en su partes inferiores han sido identificadas en varias regiones, como cercano a la Serranía de Lema, en Ichún y en el Amazonas, cercano a Yapacana, Moriche-Marqueta, La Esmerada, Mavaca-Siapa, Neblina, y otras localidades. En Lema e Ichún como parte del equivalente de la Formación Uairén y en Amazonas como parte de la Formación Mataui. Las primeras formaciones de Lema e Ichún en la transición del cambio de atmósfera rica en CO₂ a atmósfera rica en O₂, es decir de rocas cercanas o más antiguas de 2.000 Ma y en el segundo caso de Amazonas, de rocas mucho más jóvenes, quizás de menos de 1.800 Ma.

Alberdi y Contreras (1.989; 1.995) al NE del Parque Nacional Canaima concluyen que en la Serranía de Lema (**Figura 51**), los escarpes están formados por una secuencia sedimentaria que consta de areniscas cuarzosas hacia la parte superior y conglomerados polimicticos de color rojo hacia la base, que fueron denominadas por estas autoras como “**Capas de Abaren**”. Aunque en las Capas de Abaren de la Serranía de Lema sus areniscas basales se parecen a las de la Formación Uairén del Grupo Roraima cercano a Santa Elena del Uairén, los conglomerados polimicticos son muy diferentes en su parte composicional y textural de matriz (más maduros los conglomerados de Abaren) por lo cual y por la distancia que los separa le dan un nuevo nombre de “Capas de Abaren”, formados en ambientes continentales, de paleocanales de río entrelazados.

Las Capas de Abaren pueden ser equivalentes a los **conglomerados polimicticos de la Quebrada Pacheco** en la carretera de la Gran Sabana, que pasan gradualmente de color rojo sin o con poca pirita

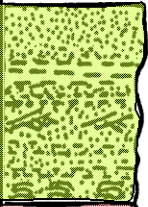
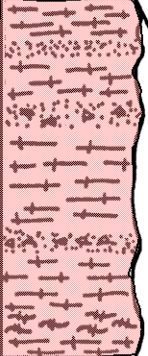

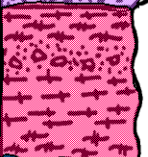

UNIDAD	MIEMBRO	ESPESOR (8)m	LITOLOGIA GRAFICA	LITOLOGIA DESCRIPTIVA	
GRUPO RORAIMA				Areniscas cuarzosas, bien escogidas, de grano medio, subredondeadas, cementadas por sílice, algo feldespáticas. Lutitas rojas.	
	FORMACION ICHUN	MIEMBRO SUPERIOR	1060		Areniscas cuarzosas gradadas (grava de guijarro en la base a areniscas de grano grueso en el tope) Areniscas cuarzosas de grano medio y grueso, moderadamente escogidas, de hasta un metro de espesor, intercaladas con unidades arcóicas mal escogidas, de grano fino a medio y abundantes fragmentos líticos de rocas volcánicas. Areniscas arcóicas, mal escogidas, con abundante matriz, de grano fino a medio.
		MIEMBRO INTERMEDIO	920		Tobas rojiza, con alteración hidrotermal, intensamente cortada por vetas de cuarzo-epidoto. Tobas cristalinas y líticas con intercalaciones de areniscas volcánicas de grano fino; con proporciones menores de areniscas volcánicas de grano medio; también se observan interestratificaciones de flujos faneríticos de composición intermedia.
		MIEMBRO INFERIOR	450		Tobas de cenizas, probablemente depositadas en agua. Areniscas feldespáticas, localmente conglomeráticas. Areniscas volcánicas de grano fino, laminadas y con rizaduras de corriente. Flujos faneríticos intermedios. Areniscas cuarzosas, localmente guijarrosas, granos angulares a subangulares, moderada a pobremente escogidas. Las unidades individuales varían en espesor desde 0,75m a 2,5m
GRUPO CUCHIVERO				Tobas de ceniza, líticas y/o cristalinas. Flujos faneríticos de composición intermedia. Aglomerados y brechas volcánicas. Tobas de ceniza, líticas y/o cristalinas, en menor proporción. Areniscas volcánicas. Flujos faneríticos de composición intermedia.	
				Volcánicas de Cuchivero sin diferenciar.	

Figura 51. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN ICHÚN (tomado de Briceño y otros, 1.989)

a conglomerados de color gris con pirita, pudiendo ser un efecto del movimiento del nivel paleofreático a actual de la mesa de agua. Para el presente autor de este trabajo, los conglomerados polimicticos de Abarén son similares a los de la Quebrada Pacheco (o Perfetti, en honor al insigne profesor de la UDO) y también a los **conglomerados polimicticos de la Formación Los Caribes**, y son de edad pre-Formación Uairén y formarían parte de la base de lo que más adelante definimos como **Supergrupo Roraima**.

Las Capas de Abaren descansan al parecer concordantemente sobre otra secuencia marina no tectonizada que Alberdi y Contreras (1.989) denominaron **Formación Urico (Figura 51)** y que está constituida por tres miembros que de más joven a más antiguo son:

Miembro Superior: lutitas tobáceas verdes, piritosas, limolitas tobáceas rojas.

Miembro Medio: lutitas y limolitas color gris oscuro con pirita cúbica y framboidal interestratificadas con areniscas conglomeráticas con abundantes carbonatos y piritas.

Miembro Inferior: brechas polimicticas, piritosas y un tiloide de matriz grauváquica.

La secuencia litológica de ambientes marinos de plataforma e incluso talud continental, marino reductor, con componentes volcánicos y volcanoclásticos ricos en sulfuros y carbonatos, intercalados con clásticos poco escogidos y de baja madurez, de la Formación Urico no han sido descritos antes para el Grupo Roraima, por lo cual Alberdi y Contreras (1.995) la ubican como la parte basal del Grupo Roraima, depositada discordantemente sobre un basamento de rocas graníticas del Complejo de Supamo y rocas ultramáficas, remanentes de un complejo estratificado máfico-ultramáfico.

Sin embargo en opinión del autor, la Formación **Urico es de ambiente claramente reductor**, de una atmósfera más rica en CO₂, **más antigua de 2.000 Ma pero más joven que la edad del Complejo de Supamo, de 2250 Ma**, es decir de una edad muy similar a la del Grupo Botanamo en su parte más superior. Recordemos la transición de la Formación Caballape con la Formación Los Caribes, cerca de la desembocadura de la Quebrada Los Caribes en el Río Botanamo. Aquí ocurre algo similar con Urico y las Capas de Abaren.

En resumen los dos tercios inferiores de la Formación Urico son equivalentes de la parte superior de la Formación Caballape y su tercio superior es equivalente al tercio inferior de la Formación Los Caribes y el resto de Los Caribes es aproximadamente equivalente a las Capas de Abarén, de edad pre-Grupo Roraima. La Formación **Urico y las Capas de Abaren debieron depositarse en alguna porción del lapso 2.100-1950 Ma**. Determinaciones radiométricas en tobas de ambos ayudaran a clarificar y concretar mejor la idea aquí presentada.

En el Estado Amazonas, entre La Esmeralda-Mavaca y cuenca del Siapa, Ascanio y Scherer (1.989) observaron una serie de metasedimentos, cuarzo-micáceos-feldespáticos, intercalados o no en su parte inferior con rocas volcanoclásticas tipo Formación Caicara y en su parte superior con cuarzo-arenitas, que denominaron Formación Unturán y la ubicaron por encima de Cuchivero y por debajo del Grupo Roraima.

Briceño y otros (1.989) definen la **Formación Ichún**, con 2.500 m de espesor, como formada por tres miembros (**Figura 52**), de rocas volcanoclásticas félsicas y cuarzo-arenitas, que yacen discordantes sobre las rocas volcánicas félsicas del Grupo Cuchivero, a saber:

A) EDADES RB/SR TOTAL EN TOBAS VITREAS INTERESTRATIFICADAS EN LA PARTE MEDIA DEL GRUPO RORAIMA					
PAISES	UNIDADES	EDADES (Ma)	(87Sr/ 86Sr) ó MSWD		REFERENCIAS
Venezuela	Tobas de Canaima	1,730 ±120 (n = 8)1	0,708	11,2	Gaudette and Olszewski (1985)
Venezuela	Tobas de Sta. Elena de Uairén	1,570 ±83 (n = 16)2	0,721	79,8	Pringle and teggin (1985)
Suriname	Tobas de Tafelberg	1,660 ±27(n = 14)	0,708	1,84	Priem and Others (1973)
B) EDADES RB/SR ROCA TOTAL EN DIABASAS Y ROCAS INSTRUSIVAS RELACIONADAS EN EL GRUPO RORAIMA					
PAISES	UNIDADES	EDADES (Ma)	(87Sr/ 86Sr) ó MSWD		REFERENCIAS
Suriname	Doleritas de Asociación Avanavero	1,670±18 (n =228)	0,704	4,24	Hebeda and Others (1973)
Guayana	Doleritas Intrusivas en Roraima	1,640 ±58 (n = 8)	0,704	11,9	McDougall and Others (1963)
Brasil	Areniscas “hornfelsada” por diabasa	1,990 ±170 (n = 3)1	0,696	0,078	Basei and Teixeira (1975)
Guayana	Lutitas “hornfelsadas” por sills de diabasas en Roraima	1,600 ±44 (n =2)1	0,856	N.A.	Snelling and McConnell (1969)

Tabla 22 A). EDADES RB/SR TOTAL EN TOBAS VITREAS INTERESTRATIFICADAS EN LA PARTE MEDIA DEL GRUPO RORAIMA (tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)
 B) EDADES RB/SR ROCA TOTAL EN DIABASAS Y ROCAS INSTRUSIVAS RELACIONADAS EN EL GRUPO RORAIMA (tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)

				ATMOSFERA MUY RICA EN OXIGENO		
SUPER GRUPO RORAIMA	{	Grupo Roraima				
		Fm Capas de Abaran	Formación Cinaruco		Formación Unturán	
		Formación Ichún (Parte Superior)	Formación Los Caribes (Parte Superior)		Formación Urico (Parte Superior)	
		Conglomerados de Pacheco (Parte Superior)	Conglomerados de Moriche (Parte Superior)			
				ATMOSFERA RICA EN OXIGENO		
SUPER GRUPO PRE- RORAIMA	{	Fm La Esmeralda	Formación Maracapra		Formación Nebleina	
		Formación Ichún (Parte media e inferior)	Formación Los Caribes (Parte media e inferior)		Formación Urico (Parte media e inferior)	
		Conglomerados de Pacheco (Parte media e inferior)	Conglomerados de Moriche (Parte media e inferior)			
				ATMOSFERA POBRE EN OXIGENO		

TABLA N 23. PROPUESTA DE CLASIFICACION DE LOS SUPERGRUPOS RORAIMA Y PRE-RORAIMA (Rocas sedimentarias de ambientes más ricos en O₂ y más ricos en CO₂, respectivamente)

Dr. Vicente Mendoza S-

Miembro Superior: cuarzo-arenitas del tipo Grupo Roraima; tobas cristalinas y liticas, intercaladas con areniscas volcanoclásticas.

Miembro Medio: abundantes areniscas cuarzosas con flujos de lavas andesíticas. areniscas volcanoclásticas y tobas de cenizas.

Miembro Inferior: Tobas de lapilli y de cenizas, litico-cristalinas, aglomerados y brechas.

Briceño y otros (1.989) proponen incluir la Formación Ichún y al Grupo Roraima como Supergrupo Roraima.

El presente autor, concuerda con **Briceño y otros (1.989)**, pero considera que la **interpretación** es más amplia. En efecto, las rocas de **Roraima** son de ambientes **oxidantes**, de una atmósfera ya rica en oxígeno y por lo tanto allí tienen cabida rocas pre-Roraima con poco/sin metamorfismo como **las Capas de Abaren, los conglomerados polimicticos de la Quebrada Pacheco, la Formación Cinaruco, la Formación Unturán** y por debajo de ella, concordante a discordante, rocas formadas en ambientes más reductores, más deficientes en oxígeno, como gran parte de la **Formación Urico, de la Formación La Esmeralda, de la Formación Maracapra, de los Conglomerados de Moriche en el Río Ventuari, Conglomerados de Baría y de pre-Neblina, etc., de Amazonas, depositadas pre-Roraima, en gran parte post Caballape y post Formación Caicara.**

Conforme a lo referido se proponen provisionalmente dos supergrupos, **uno oxidante** denominado **Supergrupo Roraima** y **otro más reductor, pre-Roraima.**

Super Grupo Roraima: Grupo Roraima, Formación Capas de Abaran, Formación Cinaruco, Formación Unturán, Parte Superior de las Formaciones Ichún, Los Caribes y Urico Parte Superior de los Conglomerados de Pacheco y Conglomerados de Moriche

Super Grupo pre-Roraima: Formación La Esmeralda, Formación Maracapra, Formaciones Pre-Neblina. Partes Media e Inferior de las Formaciones Ichún, Urico y Los Caribes Partes Media e Inferior de los Conglomerados de Pacheco, Conglomerados de Moriche

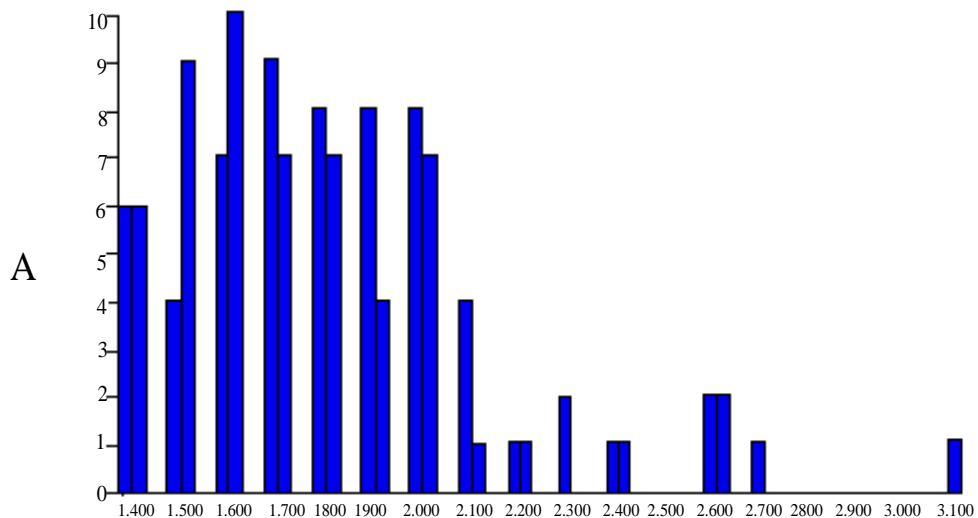
Así actuó el cambio de atmósfera, lento y muy gradual. El incluir una formación completa en uno u otro grupo o supergrupo por seguir normas de clasificación estratigráfica podría desvirtuar el que una misma formación participa de ese cambio y que una parte de ella se sedimentó en un ambiente más rico en oxígeno que otra parte más antigua de esa misma formación que se sedimentó en un ambiente menos rico en oxígeno.

AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN Y EDAD

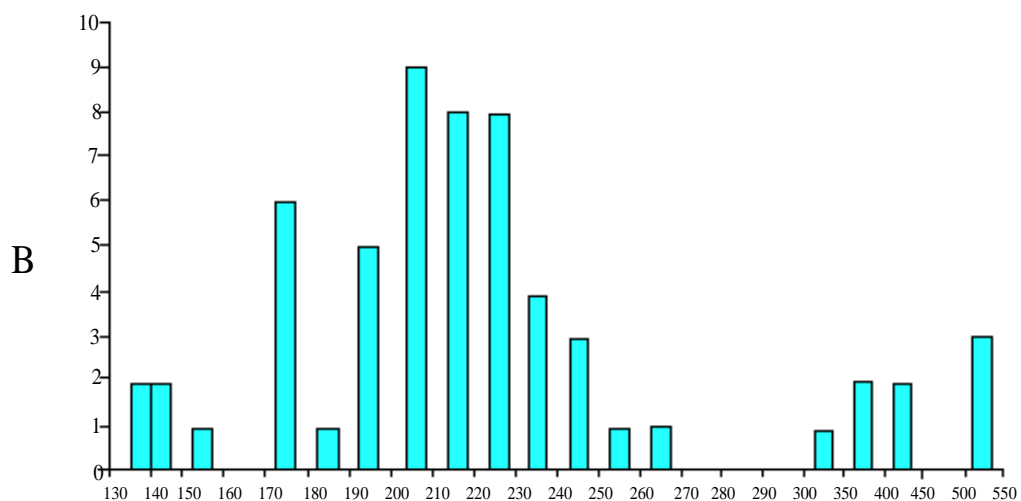
Las rocas de Roraima fueron depositadas en ambientes mayormente fluviales, deltaicos, a localmente marino costeros, lacustrinos, en canales de ríos de baja sinuosidad y llanuras aluviales, distributarios

DIABASAS CON TiO₂ MODERADO A ALTO TiO₂ - DIABASAS ALTAS EN TiO₂										
	Ac 126	Ce 32	5441	5442	V3	V8	A11	Promedio	VI	B6
SiO ₂	46,00	57,49	52,74	52,70	52,32	53,87	46,60	51,96	51,13	43,29
TiO ₂	1,48	1,03	1,47	1,89	1,44	1,47	1,48	1,47	2,72	2,6
Al ₂ O ₃	16,84	15,31	13,67	13,11	15,46	16,89	15,83	15,30	12,81	18,22
Fe ₂ O ₃	9,51	7,25	2,48	0,65	1,42	81,00	1,99	3,44	2,54	2,72
FeO	4,60	2,66	12,30	14,80	10,78	9,56	11,43	9,44	12,10	11,92
MnO	0,18	0,23	0,22	0,23	0,26	0,16	0,12	0,20	0,11	0,19
MgO	5,50	2,65	3,12	2,73	5,12	3,73	7,51	4,33	4,12	6,65
CaO	7,23	6,03	9,07	9,46	9,66	9,48	9,21	8,59	7,48	9,75
Na ₂ O	2,22	3,89	2,64	2,74	2,02	2,19	2,45	2,59	2,58	2,33
K ₂ O	1,15	2,96	0,15	1,24	0,63	1,11	1,14	1,19	1,09	0,83
Fe Total										
(Fe ₂ O ₃)	14,61	10,32	16,16	16,72	13,41	10,62	14,71	13,94	16,00	15,98
K ₂ O/Na ₂ O	0,52	0,76	0,05	0,45	0,31	0,50	0,46	0,45	0,42	0,35
FeO/MgO	0,83	1,00	39,00	5,42	2,10	2,56	1,52	2,18	2,93	1,79
Fe ₂ O ₃ /MgO	1,72	2,73	0,79	0,23	0,27	0,21	0,26	0,79	0,61	0,4
K ₂ O + Na ₂ O	3,37	6,85	2,79	2,98	2,65	3,30	3,59	3,78	3,67	3,16
I.M.	72,00	79,00	74,00	84,00	70,00	74,00	64,00	74,00	78,00	69
I.F.	32,00	53,00	24,00	30,00	22,00	26,00	28,00	31,00	33,00	25

TABLA 22. ANÁLISIS QUÍMICO DE DIABASAS Y ROCAS ASOCIADAS INTRUSIVAS EN EL GRUPO RORAIMA
(Tomado de Moreno y Lira, 1.977)



M.a.



M.a.

Figura 53. A) HISTOGRAMA DE EDADES K/Ar DE LAS DIABASAS DEL PROTEROZOICO DEL ESCUDO DE GUAYANA.

B) EDADES K/Ar DE DIABASAS DEL FANEROZOICO INTRUSIVO EN EL ESCUDO DE GUAYANA

(tomado de Sidder y Mendoza, 1.995).

deltaicos encima de lagos interdelticos, lagunas costaneras a bahias interdelticas, playas sin barras y llanuras intramareas (Sidder y Mendoza, 1.995).

Estratificación cruzada, rizaduras y orientación de guijarros de los conglomerados indican que los sedimentos para la Roraima de la Gran Sabana fueron transportados desde fuentes localizadas al NE, E y SE. Las cuencas de sedimentación fueron varias, limitadas por fallas con basamentos emergentes entre ellas (Ghosh,1.985) simultáneas y también separadas en el tiempo.

Las rocas sedimentarias de Roraima ocurrieron después de la Orogénesis Transamazónica, facies tipo molasa, en una corteza relativamente estable. En efecto, el espesor del escudo no alcanzó su máximo de estabilización y cesación de la deformación y magmatismo, sino que más bien siguió un proceso pasivo de fallamiento y deslizamiento de la corteza continental (intrusiones del Grupo Cuchivero y relacionadas) con una subsecuente subsidencia general y sedimentación que se extendió por varios cientos de millones de años hasta alcanzar su casi estabilización. Las areniscas de Roraima registran este largo período de subsidencia y sedimentación continental a marino costera que comenzó en la parte occidental, Suriname-Caroni, mientras Imataca y Cuchivero permanecían como tierras altas y progresivamente fué migrando del Este hacia el Oeste con sedimentación solo en el Oeste del Caroni-Amazonas de la parte superior de Roraima, la Formación Mataui y sus equivalentes, incluso después del Granito Rapakivo de El Parguaza.

La edad de las rocas de Roraima es tan antigua como casi 1.800 Ma (discordantes sobre tobas tipo Formación Caicara del Grupo Cuchivero) para su parte basal de la Formación Uairén y tan joven como menos de 1.500 Ma para su parte superior o Formación Mataui y equivalentes (que yacen discordantes sobre GRP) siendo su parte media o Formación Uaimapué, alrededor de 1.660 Ma promedio (Tabla 22) como en la tobas de Tafelberg, Suriname, a tan antiguas como como 1.730 Ma (tobas vitreas próximas a Santa Elena del Uairen) a tan jóvenes como 1.570 Ma en la tobas de Canaima (Sidder y Mendoza, 1.995), determinaciones todas en Rb/Sr roca total. Santos (1.999) estableció que la edad mínima de inicio de sedimentación de Roraima fue de 1.77 Ga, obtenida en diques intrusivos de la Asociación Avanavero en la parte basal del Grupo Roraima.

Las diabasas y rocas asociadas, cuarzo gabroides y noritico-gabroides hasta cuarzo dioríticas y granófiros, son intrusivas en Roraima y ocurren como sills y diques en las zonas de debilidad tectónica tales como los contactos inferior (Roraima/Supamo) e intraformacionales (Uairén/Kukenan; Kukenan/Uaimapué; Uaimapué/Mataui) con edades próximas a las edades de las tobas félsicas (¿ volcanismo bimodal típico del Proterozoico), o sea de unos 1.670 ± 14 Ma por Rb/Sr roca total en Suriname, a 1.640 ± 58 Ma,

Estas rocas máficas no metamorfizadas denominadas primeramente como **Asociación Intrusiva en Roraima, hoy se conocen como Asociación Avanavero** y se extienden intrusivas en las partes basal a media de Roraima desde el Río Paragua a la Gran Sabana, Guyana, Suriname, posiblemente Guayana Francesa y en el Escudo Reguibat, con 1.600 Ma, de Africa Occidental.

Químicamente estas diabasas (**Tabla 22**) y rocas asociadas son toleitas continentales, pero son más pobres en Fe total, TiO₂, zirconio, vanadio, volátiles (H₂O, CO₂, FH, ClH) que diabasas toleíticas de edad Mesozoico. Esto puede deberse a que las diabasas intrusivas en Roraima están menos diferenciadas y/o se derivaron de la parte más superior del manto en áreas continentales; mientras que las diabasas de edad Mesozoico son más fraccionadas, presentan más altos contenidos de Fe, TiO₂, etc., y se derivaron de la parte superior del manto y estos magmas están relacionados a puntos de calor ("hot spot") del fondo oceánico del Atlántico, con edades cercanos a los 170 Ma y se emplazaron hasta

en áreas continentales de Imataca, CRV de Pastora, Granitos de Cuchivero, etc. con trends ENE pudiendo estar asociados con la falla de transformación de Guri, paralelas y subparalelas a ella.

RECURSOS MINERALES EN LA PROVINCIA RORAIMA

Aluviones modernos y paleoplaceres en la Gran Sabana han sido explotados intensamente por minería informal. Dohrenwend y otros (1.995) en esa área distinguió tres tipos de placeres o aluviones: 1) aluviones con diamantes en canales de río mayores, 2) aluviones de oro y diamante de depósitos aluvionales-coluvionales en drenajes de menor orden y 3) paleoplaceres de oro y diamante asociados con lentes de conglomerados en la parte más baja de los primeros 500-600 m de la Formación Uairén. Estos paleoplaceres son la fuente del oro de modernos aluviones y de gravas aluvionales y coluvionales. Los conglomerados de la parte inferior del Grupo Roraima han sido propuestos como la fuente de los diamantes de los aluviones y coluviones modernos. Reid (1.974 b) sugirió que kimberlitas del sur de Brasil e incluso de Africa Occidental fueron las fuentes primarias de los diamantes de Roraima. Briceño (1.984) estableció que los conglomerados de la Formación Uairen son en realidad paleoplaceres y fueron la fuente de los diamantes encontrados en las gravas recientes de San Salvador de Paúl.

Las cuencas Mesoproterozoicas uraníferas siliciclásticas de Thelón y Athabasca, Provincia Churchill de Canadá, se correlacionan con la cuenca Roraima (Miller, 2.000). Las tres cuencas se iniciaron de sedimentación continental fluvial con componentes eólicos a deltaicos y finalmente marinos costeros. Con desarrollo de alto grado diagenético que se asocia a la disconformidad polimetálica de depósitos ricos en uranio. Por lo cual el potencial para encontrar este tipo de depósitos en y debajo de Roraima utilizando los modelos de Thelón y Athabasca debe resultar exitoso, aunque ya Pasquali (1.972) realizó una prospección bastante amplia sobre el Grupo Roraima, especialmene en la Gran Sabana, sin resultados de poder localizar un depósito explotable económicamente.

Conglomerados tipo Witwatersrand con pirita, oro y algo de uranio pertenecen a la **Formación Searra do Corrego del Grupo Jacobina (> 2.42 Ga)** y conglomerados diamantíferos se tienen en las formaciones **Tombada y Morro do Chapeau del Grupo Chapada Diamantina (1.2-1.0 Ga)**, **Sopa Bromadinho del Supergrupo Espinahco (1.77-1.71 Ga, equivalente en edad al Supergrupo Roraima)**, todas ellas en el **Cratón San Francisco de Brasil**, y **Abaete (Cretácico Superior)** retrabajada de conglomerados de Espinahaco.

El autor de este trabajo discrepa de Reid (1974 b) sobre el origen de los diamantes en los aluviones de la Gran Sabana y estima que Roraima representa una columna muy espesa y favorable para que durante las orogenias Níkeriana (1.2 ± 200 Ga) y Pan Brasiliana (850-495 Ma) se emplazan Kimberlitas muy erosionadas parcialmente y no encontradas aún sus remanentes, a partir de las cuales se derivaron los aluviones diamantíferos, y no de los conglomerados de Roraima. Intersección de fracturas NE con casi N-S a NE (tred) Guri y Cabrutal son favorables para localizar, como en Guaniamo, tales Kimberlitas que a diferencia de las de Guaniamo no fueron erosionadas, sino xxx con mejor calidad de gemas. Técnicas avanzadas de radar combinado con sensores remotos xxxxxxxx ayuda a localizar Kimberlitas, **intrusivos en Roraima.**

OROGENESIS NICKERIANA

Edades K/Ar, Ar/Ar y Rb/Sr de 1.350-1.100 Ma en micas y feldespatos de rocas Arqueozoicas y Proterozoicas del Escudo de Guayana son indicativas de una nueva puesta en marcha del reloj radiométrico (resetting) y sobreimpuesta debidos a la Orogénesis Nickeriana (Priem y otros, 1.968) que afectó a rocas desde Suriname, Guyana, Venezuela, Colombia y Norte de Brasil. En Venezuela la Orogénesis Nickeriana se conoce como Orogénesis Orinoquense (Mendoza, 1.977), K”Mudku como episodio milonítico de Guyana y Jari-Falsino de Brasil. En escala mundial se correlaciona con la Orogénesis Grenville de USA-Canadá y de la Antártica.

143

En la Guayana Venezolana se produjo una reactivación y cataclasis con desarrollo de pseudotakilitas de la Falla de Guri y que afectó con recristalización y metamorfismo de bajo grado, regresivo en Imataca y Pastora, con desarrollo de minerales como pumpelita, prenilita, epidoto, albita, muscovita, clorita, biotita actinolitas y otros. De allí que este evento Nickeriano haya sido considerado como un evento tectonotermal regional (Mendoza, y otros 1.977) pero a causa del tectonismo o por incremento en el flujo de calor no ha sido identificado sino en la parte Norte del Escudo. En Cuchivero y Parguaza, así como Imataca y el resto del Norte del Escudo, se emplazaron algunas aplitas y pegmatitas.

Estudios en el **Macizo de Garzón de Colombia** indican que una secuencia de arco continental de rocas cuarzo-feldespáticas calcoalcalinas a lo largo del Oeste de la margen del Escudo de Guayana fueron metamorfizados a la **facies granulítica hace unos 1.172 Ma** (Priem y otros, 1.989). Este grado metamórfico y deformación asociada se interpretó como debida a **colisión continental** (Park 1.992) que condujo a la formación de un gran supercontinente (Rodinia) Neoproterozoico durante la Orogénesis Grenviliana o Nickeriana en los 1.200 ± 200 Ma que además reactivó o modificó la edad de muchas rocas del Escudo Guayanés.

CAPITULO V

LEVANTAMIENTOS MESOZOICO-CENOZOICO

Como consecuencias de ajustes isostáticos epirogénicos, a partir de la **disrupción de la Pangea**, con la separación de Africa de Sur America y la formación y desarrollo del Océano Atlántico, aun en progreso, se produjo un levantamiento general del Escudo de Guayana, en especial el Complejo de Imataca, lo más antiguo comenzó a emerger y a inclinarse hacia el Sur. Levantamiento e inclinación original pudo añadirse durante la Orogénesis del Cenozoico Medio, de fines del Cretácico, cuando se produce una retirada general de los mares en Venezuela, alcanzando su máximo en el Eoceno Superior durante la cual no se registra sedimentación en toda Venezuela, excepto en algunos surcos remanentes. Este levantamiento último ocasionó una más acelerada erosión del Escudo y subsecuente depositación en cuencas localizadas al Norte del Río Orinoco (Olmoro y otros, 1.986) y la formación de grabens por reactivación de antiguas fallas al NW del Caura.

Al menos unos seis **niveles de altoplanación** se registran en la Guayana Venezolana, que de más a menos elevados son los siguientes:

Nivel Auyantepui de 2.000 a 2.900 m (Posiblemente el más alto sea el nivel Duida-Marahuca con más de 3.400 m.s.n.m.)

Nivel Kamarata-Pacaraima de 900 a 1.200 m.s.n.m

Nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar- Pijiguaos de 600 a 700 m.s.n.m

Nivel Caroni-El Pao-Aro de 200 a 450 m.s.n.m

Nivel Mesa-Guiria-Llanos de 80 a 150 m.s.n.m

Nivel Delta del Orinoco de 0 a 50 m.s.n.m

La edad de formación de las dos primeras más altas es desconocida, aunque Schubert y otros (1.986) estiman que sea Mesozoico. La edad de los otros cuatro niveles (Imataca a Delta del Orinoco) se comenzaron a formar desde hacen unos 40 Ma en el Terciario y se continúan actualmente. **El Nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar-Pijiguaos**, es el más importante desde el punto de vista económico ya que en él se formaron los depósitos de origen supergénico, por lixiviación de sílice y otros componentes solubles, de hierro tipo Cerro Bolívar y de lateritas aluminicas tipo Pijiguaos.

Similares superficies de altoplanación han sido localizadas en Guyana, Suriname, Brasil, Guayana Francesa, Africa Occidental y la India (Gibbs y Barron, 1.993).

Períodos de levantamiento, seguidos de disección en respuesta a tales levantamientos y pendientes paralelas durante sucesivos intervalos de estabilidad se consideran puedan ser la causa de formación de estas superficies de planación. Control tectónico, tipo de meteorización, cósmico-esferoidal de los GRP por ejemplo y composición litológica original controlaron y facilitaron el desarrollo de tales superficies.

PROYECTO	DUEÑO(S)	PAIS	RESERVAS TONELAJE	LEY DE ORO (oz/tc)	ORO CONTENIDO (oz)
Cerro Casale	Placer 51% / Bema -Arizona 49%	Chile	934.000.000	0,020	18.680.000
Las Cristinas	Placer 70% / Venezolana 30%	Venezuela	359.667.000	0,032	11.509.344
Pascua	Barick 80% / Local 20%	Chile	172.047.000	0,059	10.150.773
Brisas de Cuyuri	Gold Reserve	Venezuela	284.600.000	0,026	7.399.600
Pieriina	Barick Gold	Perú	67.724.000	0,096	6.501.504
Cerro Laste	CVRD	Brasil	20.000	0,240	4.800.000
Minas Conga	Newmont 40% / Buenaventura 2% / CEDEMIN 40%	Perú	132.276.000	0,035	4.629.660
Lobo - Marte	Teck 60% / Mantos Blancos 40%	Chile	88.000.000	0,050	4.400.000
Cerro Vanguardia	Minpro 50% / Pérez 50%	Argentina	10.250.000	0,277	2.839.250
Namija	Placer 60% / Canuc 40%	Ecuador	9.500.000	0,230	2.185.000
Gaby	Ecuadorian Minerals	Ecuador	98.986.000	0,022	2.177.692
Lo Increible	El Callao 70% / Bema 30%	Venezuela	18.298.363	0,115	2.104.312
El Peñón	Meridian Gold	Chile	8.800.000	0,210	1.848.000
Luziana	Eldorado Gold	Brasil	100.000.000	0,017	1.700.000
Passagem	Lysander 80% / passagem 20%	Brasil	5.511.500	0,233	1.284.180
Sao Francisco	Santa Elina Gold	Brasil	49.600.000	0,025	1.240.000
Curupi	Newmont 50% / Cambior 50%	Brasil	35.420.000	0,035	1.239.700
Yacu- Darlin	Guayana 50% / Cambior 50%	Guayana Francesa	21.720	0,053	1.151.160
Valle Hondo	Tombstone Explorations	Venezuela	36.420.000	0,031	1.122.200
Manantial Espejo	Triton Mining	Argentina	4.960.000	0,225	1.116.000
Sabara	Placer 70% / Brasilena 30%	Brasil	13.695.988	0,076	1.040.895
Quicay	Barick Gold	Perú	18.740.000	0,055	1.030.700

Tabla 25. PROYECTOS NO PRODUCTIVOS DE ORO EN SUDAMERICA CON RECURSOS DE MÁS DE UN MILLON DE ONZAS DE ORO (Tomado de Latinominería Publication, Mayo 1998)

Bibliografía

- Alberdi, Margarita, 1.988**, Informe Geológico-Geoquímico de la Zona El Pistón de Uroy-Abaren. En CVG-Tecmin,C.A. Reporte Anual.
- y **Contreras, Gloria, 1.996**. Estratigrafía del Grupo Roraima Interpretación Petrológica en la Región Noreste del Parque Nacional Canaima. Estado Bolívar, Venezuela. En *Geology And Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield*,U.S.Geological Sur. Bull., N 2124, p. 11-119.
- Aray, F y Balcusio, M, 1.997**. Sección Geológica-Minera. Perfil Geológico de la Mina Colombia, El Callao, Estado Bolívar, Venezuela. En VIII Cong. Geol.Venezolano, T I. P. 7-14
- Ascanio, T.,Gustavo, 1.975**. El Complejo de Imataca en los alrededores de Cerro Bolivar, Venezuela. En Conf.Geol.Interguiana. 10th. BelBrasil. Mem. P. 181-197.
- Yacimientos de Mineral de Hierro del Precámbrico de Venezuela. 1 Simp. Amazónico. Caracas, MEM, Pub.V 10, p. 464-473.
- , **Mendoza, V., Candelaria, J., García, A., 1.985**. Sección Geológica La Escalera-Santa Elena, Estado Bolívar, Venezuela VI Cong.Geol.Venezolano, T 3, p. 1.409-1.431.
- , **Scherer,1.989**.Reconocimiento Geológico del Area de Tapirapeco,T.F.Amazonas. VII Cong.Geol.Venezolano, I, p. 42-54.
- Barrios, Fernado, Cordani, H y Kasawachita, K., 1.985**. Caracterización Geocronológica del T.F. Amazonas, Venezuela. En VI Cong. Geol. Venezolano, V 3 p. .1.432-1.480.
- Bellizzia, G. Alirio, Pimentel de Bellizzia, Nelly y Rodríguez, Simón, 1.980**. Mapa Metalogenetico de Venezuela. MEM, Caracas.
- , **1.981**. Recursos Minerales de Venezuela y su relación a la metalogénesis. MEM Bol.Geo.Pub.Esp. N 8, p.244.
- Benaim, Nexin, 1.974**. Geología de la Región El Dorado-Anacoco-Botanamo, Estado Bolívar. Conf.Geol.Interguanas.,1972,MEM Pub.Esp.p. 198-206.
- Bertani, César y Moreno, Luis, 1.989**. Caracterización Mineralógica del Elemento Fósforo en las protomenas y menas del Cerro Bolivar. En Geol. Venezolano VII, T 4, p. 1.746-1.767.

- Bernasconi, Alfredo, 1.997.** The Geology, Geochemistry and Mineralization of Las Cristinas Gold Deposit. Km 88, Venezuela. En: Simp. IV Del Oro en Venezuela, AVO. Resumen.
- Briceño, Henry, Tapia, J, Estanga, Y., 1.989.** Formación Ichúm, volcanismo ácido del Grupo Roraima. VII Cong. Geol. Venezolano T V., p.52-81.
- Brito, M.F.L, Almeida, M.E., Ferreira, A.L and Monteiro, M., 2.000.** Proterzoic acid Plutonism in the Tapajós Province Amazonian Craton Brazil: petrochemistry and ages. En: Ing. Geol. Cong. Rio De Janeiro, Brasil, Agosto 2.000.
- Brooks, William, Guerra, A y Nuñez, F., 1.995,** Gold Resources of the Río Chivao Study area. En: U.S. Geol. Surv. Bull N 2124, p.H1 a H4
- , **Tosdal R y Nuñez, F., 1.995.** Gold and Diamond Resources of the Icabarú Sur, Study Area. En: U.S. Geol. Surv. Bull, N2124 p. 21-29.
- Cordani, U. G y Sato, K., 1.999.** Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. En: Episodes, Jour of Intern Geosc. Vol 22, N 3, p.167-173.
- , **Teixeira, C, Tassinari, C.G. y Basei, M.A., 2.000.** Crustal Evolution of the South America Platform. En: Tectonic Evolution of South America, p. 19-40 Pub. Esp. 31 Int Geol C.
- , **Teixeira, C, Tassinari, C.G., Kawashita K y Sato, K., 1.988.** The Growth of the Brazilian Shield. En: Episode, V.11 (3)p. 163-167.
- Coutingho, M.G., Santos, J.O.S. Fallick, A.E. y Lafon, J.M., 2.000.** Orogenic gold Deposits in Tapajós, Mineral Province, Amazon, Brazil. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasi. Agosto 2.000
- Cox, D., Wynn, J.C., Sidder, G.B., Page, N.J., 1.993.** Geology of the Venezuelan Guayana Shield. En: U.S. Geol. Surv. Bull N 206, p.9-15.
- Channer, D.M., Der y Cooper, R.E.C., 1.997.** The Guaniamo Diamond Region, Bolivar State, Venezuela. A new kimberlite Province. En: VIII Con. Geol. Venezolano, T. 1, p. 143-146.
- Chase. R., 1.965.** Complejo de Imataca, Anfibolita de Panamo y Trondjemita de Guri. En: MEM. Bol. Geol. V 7, N 13, p. 105-215.
- Dall' Agnol, R., Lafón, J.M. y Macambira, M.J.B., 1.994.** Proterozoic anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Cratón. En: Miner. Petrology, V 50, p. 113-138.

- , **Costi, H.T., Leite A.S.S., Magalha, M.S y Teixeira, N.P. 1.990** Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Prec. Research.* V. 95 (1-2), p. 9-39.
- , **Bettencourt, J.S., Botelho, N.F., Klein, E, 2.000.** Granites and related tin and gold deposits in Brazil. *En: Int.Geol.Cong.Brasil.*
- Dall' Agnol, R., Costi, H.T., da S.Leite, A.A., de Magalhaes, M.S., y Teixeira, N.P., 1.999.,** "Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas". *En: Prec. Research, V 95, p. 9-39.*
- Dardenne, M. A and Schobbenhaus, C., 2.000.** The Metallogenesis of the South America Platform. *En 31. Int. Geol. Congr. Rio Janeiro.*
- Day, Warren, Tosdal, R., Acosta J, Arospon, L, Carvajal, E, Cedeño E, Loury, G.Martinez, L.F., Noriega, J.A., Núñez, F, Rojas J y Prieto F,1995** "Geology of The Incredible Mining District and U-Pb Age Of the Early Proterozoic Guayana Shield". *En: U.S.Geol. Survey, Bull N 2124, p.E1 a E13.*
- Del Olo , D, Tapia, J y Sinfontes R., 1.989.** Estudio Geológico-Geoquímico en la Región La Hoyada-Icabarú, Gran Sabana, Estado Bolívar. *En: VII Cong. Geol. Venezolano, T III, p. 1.787-1.812.*
- Delor, C., Rossi, Ph, Cocherie, A.,Capdeville, R, Peucat, JJ and Vidal, M.,1.**The French Guyana Basement Revisited: New Petrostrural and geochronological results and correlations with West African Shield. *En: Gong. Brasileiro de Geol. 4 Belo Horizonte Anais, p. 49.*
- Dohrenwend, J.C., Yanez G.and Lowry, G., 1.995.** Cenozoic Landscape Evolution The Southern Part of the Gran Sabana, Southeastern, Venezuela. Implications for the Occurrence of Gold and Diamond Placers. *En: U.S.Geol.Surv. Bull N 2121-A,p K1 -K17.*
- Dorr, J.V.N., 1.973.** Iron Formation in South America. *En: Precambrian Iron Formation Of the World. Econ. Geology. V 68, N 7, p. 1.005-1.022*
- Dougan, T.W., 1.974.** Cordierite gneisses and associated lithologies of the Guri Area NW Guayana Shield, Venezuela. *En: Cont. To Min and Petrol V 46, p. 169-188.*
- 1.975.** A petrology model for the Imataca Complex in an Area near Cerro Bolívar. Part I. *En: Asoc.Venezolana Geol.Inf V 18, N 2, p. 127-145.*
- 1976.** Origen of the Trondjemitic Biotite-Plagioclase-Quartz Gneiss from the Venezuela Guayana Shield.*En: Prec.R. V3,p.317-342.*
- ,1.977.** The Imataca Complex, near Cerro Bolívar, Venezuela. A calc-alkaline Archean protolite. *En: Prec. R. V4, p. 237-268.*

- Emslie, R.F., 1.991.** Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. En Haapla, I, Condie K.C eds. Precambrian granitoides, petrogenesis, petrochemistry and metallogeny. Prec. Res. 51, p173-192
- Engineerign And Mining Journal, 1.987,** Gold could be a key to Venezuela's Economic Future. Oct. 1.987. V 118,p. 166-167
- Espejo, Anibal, 1.974.** Geología de la Región El Manteco-Guri, Estado Bolivar, Venezuela. En: MEM Bol.Geol. Pub.Esp. N6, p. 207-248.
- Evans, D.A., 1.998.** True polar wander, a supercontinental legacy. En: Earth Plant. Sci.Letter N 157, p. 1-8
- Ferencic, A., 1.969.** Geology of the San Isidro Iron Ore Deposit, Venezuela. En: Min. Deposits. V 4, p. 283-297.
- Fernández, Ali, 1.995.** Exploración Geofísica en el Area de Bochinchito, Venezuela. U.S.Geol.Surv Bull 2124, p. D 1 a D17.
- Fermin, T., N, y Tosiani T., 1.997,** Caracterización Geoquímica del Flanco Noroeste -del Estratiforme Complejo Mafico-Ultramáfico en la región de Cerro Piedra del Supamo, Estado Bolívar. En: VIII Cong.Geol.Venezolano,T.I,p.257-265.
- Fuck, R, Pimentel, M, Brito Neves, B.B. 2.000.** Archean and Proterozoic geology of Brazil: an review. En: 31 Int. Geol. Cong. Brasil. 2.000
- García, V., 1.989,** Delimitación de areas de acumulación de oro, mediante Geoquímica De suelos. El Porvenir, T.F.Amazonas.En: VII Cong. Geol. – Venezolano T. IV, p. 1.813-1.838.
- Gaudette, H., Mendoza V., Hurley, P.M. y Fairbarin, N.W., 1.978.** Geology and AgeOf the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela. En: Geol.Soc.America, Bull V 89, p. 1.335-1.340.
- y **Olszewski, W., 1.985.** Geochronology of the Basement Rock Amazon Territory, Venezuela and Tectonic Evolution of the Western Guiana Shield. En: Geol in Mijnbouw, V 64, p. 131-143.
- y **Santos, J.O.S., 1.996.** Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana Shield, state of Roraima, Brasil.En: Jour of South American Earth Sciences, 9 (3/4), p. 183-194.
- Ghosh, S.K., 1.985.** Geology of the Roraima Group and its implications. En: Simp Am1, Caracas, 1.981.MEM Pub. Esp. V 10, p. 31-50.

- Gibbs, A.K., 1.993.** The Geology of the Guayana Shield. Ed por N.Y.Oxford Universty Monography on Geology and Geophysics, 22, p. 246
- Gibbs, A.K y Olszeski, W.T., 1.982,** Zircon U-Pb Ages of the Guayana Greenstone -Gneiss Terrane. En: Prec. R.esearch V 17, p. 199-214.
- Glikson, A.Y., 1.976.** Earliest Precambrian ultramáfico-mafic volcanic rocks: ancian crust or relic terrestrial maria? En: Geology, V4, p. 201-206
- , **1.980.** Precambrian sial-sima relations. Evidence for Earth expansion. On: Earth Sci. Rev. V 63, p. 193-234.
- Goldfarb, R.J., 2.000.** Tectonic Settings and Temporal Evolution of Orogenic Gold Deposits. En: 31 Int Geol. Cong. Rio de Janeiro,Brasil. 2.000 .
- Gonzalez, S.R., Araujo, J.F.V., Faria, M.M. 2.000.** Regional Geology of the upper Rio Negro River area, Amazon, Brazil. En: 31 Int. Geol.Cong.Brasil
- González de Juana, C., Iturralde, M y Picard, X., 1.980.** **Geología de Venezuela y Sus cuencas Petrolíferas. Ed por Foninves, Caracas. 2 V.**
- Goodwin, A.M., 1.991.** Precambrian Geology – The dinamic Evolution of the Contin-ental Crust. Ed por New York Academikc Press, 655 p.
- Gross, G.A., 1.995.** Stratiform Iron: Lake Superior Type Iron Formation- Algoma Type Iron Formation, and Ironstones. En: Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Geol. Sur. Of Canada, Geology of Canada V 8, p. 41-80.
- Gruau, G., Martin, H., Leveque B., Capdevila, A.R., 1.985.** Rb/Sr and Sm/Nd geochronology of lower Proterozic granite-greenstone tarrains in French Guiana, South America. En: Prec. Researc. V. 30, p. 63-80.
- Haapala, I y Ramo, O.T., 1.992.** Tectonic setting and origin of Proterzoic Rapakivi Granites of Southeastern Fennoscandia. En: Transt. Royal Society Edimburg, Earth Sciences V 83, p. 165-171.
- , **1.995.** Geology of the Rapakivi Granites. A Review. En: Symp. On Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. V. 4.
- Hargraves, R.B., 1.978.** Problems y Paloemagnetic synthesis illustrated by results from Permo-Triassic Dolerites in Guayana Shield. En: Physics of the Earth, and Planetary Interiors, V 16, p. 277-284.
- Hoffman, P. F., 1.991.** Did the breakaout of Laurentia turn Gondwanaland inside out En: Sciences, V 252, p. 1.405-1412.
- , **Kaufman, A., Halverson, G.P. y Schrag,D.P. 1.998.** A Neoproterozoic snowball Earth. En Sciences, V. 281, p. 1.342-1.346.

- Howe, D.J., Swanson, A.E and Rojo, J., 1984.** An overview of the Camorra Mine. Bolivar State, Venezuela. En: Simp. Int. Oro, Caracas, AVO. P.162-183.
- Hurley, P.M., Fairbairns, H.W., Gaudette, H, Mendoza, V. y Espejo, A., 1977.** Progress Report on Rb-Sr age in Dating Northern Guayana Shield. En: Cong. Latinoamericano 2, Caracas. MEM Pub. Esp. 7 ,p 3035-3044.
- Hutchison, R.W., 1987.** Metallogeny of Precambrian Gold Deposits Space and Time Relationships. En: Econ. Geology., V 82, p. 1.993-2.007.
- James, H.L. and Sims., P.K., 1973.** Precambrian Iron Formations on the world. En: Econ. Geol. V. 68, N 7, p. 913-1173.
- Jones, J.P., Yamapa, E., Marques, E.M., Yokui, G.M., y Yamamoto, M.F., 1981.** Some Aspects of the Geology of the newly discovery tin deposits Of Brazil. En: Mining Latin America. Chile, p. 165-182.
- Kalliokoski, Joseph., 1965.** Geology of the North-Central Guayana Shield, Venezuela En: Geol. Soc. of America. Bull. V78, p. 1027-1050.
- Kaminsky, F.V., Zarkhachenko, Channer, O.P. Bunova, C.K. y Bulanova, G 1989** Diamonds from the Guayana Area, Bolivar State, Venezuela. VII Cong. Geol. Venezolano, T. 1, p. 427-430
- Keats, W., 1974.** The Roraima Formation in Guayana. En: 2 Cong. Latinoamericano Geol. , Caracas, 1973. MEM Pub. Esp. N 7, V 2, p. 901-940.
- Klar, W., 1979.** Geochronology of the El Manteco-Guri and Guasipati Area Venezuela Guayana Shield. En: Cleveland and Western Res. Univer. Ph D. -Thesis, 163 p.
- Kroonenberg, S.B., 1982.** A Grenvillian Granulite Belt of the Colombia Andes and Relation to the Guayana Shield. En: Geol. in Mijnbouw V 61, p325-333.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J.P. and Tegery, M., 1994.** Marques of the last stage The Paleoproterozoic Collision-Evidence for a 2 ga. Continent. En Involving Circumsouth Atlantic Provinces, V 69 p. 169-191
- y Melesi, J.P., 1994.** Geology of Guayana and Weste Africa. En: Simp. Oro Caracas. AVO. P.77-85.
- Lira, Pedro, Martinez, J., Rodríguez, B y Sosa, C., 1985.** Reconocimiento Geológico De la Zona de Botanamo-Akarabisi, Estado Bolivar. En: VI Cong Geol. Venezolano, T. 3 , p. 1758-1782.
- Locher, Eugenio, 1974.** Oro en Venezuela. En: Cong. Interguayanas Pto Ordaz, 1972, MEM, Pub. Esp. N 6, p. 558-587.

- Maccuaig, T.C., Allikbone, A.H., Etheridge, M.E., Harris D.,Munroe, S., Amano 2.000.** Geological Controls on the genesis and Geometry of the Giant Ashanti Au Deposit. En: 31 Int.Geol.Cong. Brasil. 2.000.
- Marcano, R., Bertani, C., Moreno, L y Guilarte, A., 1.989.** Geología del Yacimiento Los Barrancos. En: VII Cong.Geol.Venezolano,T.1, p.1859-1876
- Mariño, Noel, Ramírez, Z., Meléndez W., 1.997.** Geología del Yacimiento de Bauxita De Los Pijiguaos y sus alrededores.Proposición para una excursiónGeológica. En: VIII Cong.Geol.Venezolano, T. 1, p. 33-40.
- Martín F., Cecilia, 1.974.** Paleotectónica del Escudo de Guayana. En: Conf.Geol.Inter.-Guayanas, Pto.Ordaz,1.972. MEM Pub.Esp.N 6, p. 251-305.
- Martinez, Felix, Gómez, M.,Villasana C y Funnes M., 1.997.** Potencial Económico Las Rocas Graníticas de la Región de Guayana. En: VIII Cong.Geol. Venezolano, T. 2, p. 69-75.
- Medina, Noris, Vargas, J., Briceño, A, 1.997.** Caracterización Física, Química y Metalúrgica del Mineral de Hierro para ser usado en los procesos de reducción directa.En: VIII Cong.Geol.Venezolano, T. 2, p.85-91.
- Mendoza, S. ,Vicente, 1.972.** Geología del Area del Río Suapure, parte Noroccidental del Escudo de Guayana. En: MEM Bol.Geol.Pub.Esp.N 6, p306-336
- ,1.974. Geology of the Suapure River Area, NW Guiana Shield Venezuela. En: State University of New York, at Binghamton, Ph. Dissertation, 230 p.
- ,1.975. Estudios geoquímicos del no-tectonizado Granito Rapakivi de El Parguaza Noroeste Guayana Venezolana. En: Conf.Geol. Interguayanas , 10 , Belem, Brasil, Memoria, p. 628-656.
- , 1.977 a. Evolución Tectónica del Escudo de Guayana. En: 2 Cong. Latinoamericano Geol.Caracas,1.973.MEM Pub.Esp.N 7, V3,p2237-2270.
- 1.977 b. Petrogénesis de rocas volcánicas (piroclásticas) precámbricas del noroeste del Escudo de Guayana. En: V Cong.Geol.Venezolano. T 2, p. 555-589.
- , 1.985. Potencial Aurífero de Guayana: Trabajo en Progreso. En:VI Cong.Geol.Venezolano, T. 6 p. 4038-4068.
- ,2.000. Geotectonic Evolution of Guayana Shield, Venezuela. En: **31 Int. Geolog. Congress**, Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000.
- , **Moreno, L, Barrios, F., Rivas D., Martínez, J, Lira, P., Sardi, G y Ghosh, S.K.,1.977.** Geología de la parte norte del Territorio Federal

Amazonas, Venezuela (informe en progreso). En: V Cong. Geol. Venezolano, T. 1, p. 363-404.

- Ríos, J.-H., Moreno, L.A., Benaim, N y Tepedino, V., 1975.** Evolucion geoquímica de rocas graníticas de la Guayana Venezolana. En: 10 Cong. Interguianas, Belem, Brasil, 1.975, Mem. P.558-575.
- **y Canova, Eddie, 1997.** Geología y Mineralización del área de Tomi Guayana Venezolana. En: IV Simp del Oro, Caracas, AVO.
- Menéndez, V. de, Alfredo, 1972.** Geología de la Región de Guasipati, Guayana Venezolana. En: IV Cong. Geol. Venezolano, MEM Pub. Esp. N 6, p. 49-67.
- **1994,** Cinturones de Rocas Verdes del Escudo de Guayana en Venezuela, Revisión Estratigráfica. En: III Simposio Internacional del Oro en Venezuela. Libro de Memorias. Asoc. Venez del Oro, Caracas, p. 123-139.
-, **Ríos, J.H., Weingarten, B.Y y Ticona, Y., 1985.** Características Geológicas de la parte Noroeste del Yacimiento de Bauxita de los Pijiguaos, Estado Bolívar, Venezuela. En: 1 Simp. Amazónico Caracas, MEM, Pub. Esp. N 10, p. 548-570.
- Meyer, H.O.A, y Macallum, H.E., 1993,** Diamonds and their sources in the Venezuela portion of the Guiana Shield. En: Econ. Geology, V 88, p. 989-998.
- MacCandless, G.C., 1965.** Reconocimiento Geológico de la Región Noroccidental del Estado Bolívar. En: MEM, Bol. Geol. V 7, N 13, p. 19-28.
- Milesis, J.P., Ledru, P, Fleybess, P., Alain, D y Marcoux, E., 1991.** Early Proterozoic Ore Deposits and Tectonics of the Birrimian Orogenic Belt, West - Africa. En: Prec. R. V 58, p. 305-344.
- , **Ledru, P., Marcoux, E., Mougeot, R. Johan, V., Lerouge, C, Sabeté Bailly, L y Respaut, J.P., 2000.** The Jacobina Paleoproterozoic Au conglomerates (Bahia, Brazil): A hydrothermal shear-reservoir model. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasi. 2.000.
- Miller, A.R., 2000.** Comparaison of the Paleoproterozoic Uraniferous Siliciclastic Basins of the Athabasca Basins, Western Churchill Province, Canada To the Roraima Basin, Amazonian Craton/Guiana Shield, South America. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000.
- Montgomery, C.W., 1976.** Uranium Lead Geochronology of the Archean Imataca Series. Venezuelan Guayana Shield. En: Cont to Min and Pet, V. 69, p. 167-176.

Moreno, L.A y Mendoza, V., 1.975. Petroquímica de Rocas Graníticas del Alto Supamo de la Guayana Venezolana. En: 10 Conf.Interguanas, Belém Brasil, , Mem. P. 430-452.

-----, **Lira, P., Mendoza, V y Ríos, J.H., 1.975.** Análisis de edades radiométricas en la parte Oriental de la Guayana Venezolana y eventos tectonotermiales registrados. En: V Cong. Geol. VenezolanoMEM, V 2, 505-518.

-----, **y Bertani, 1.985 a.** Mineralogía de algunas menas del Cerro San Isidro y sus implicaciones genéticas. En: VI Cong.Geol.Venezolano,T 6, p. 4133-4156.

-----,**1.985 b.** Caracterización química de Yacimientos de Bauxita de los Pijiguaos e influencia de las estructuras y morfologías en el enriquecimiento de las minas con énfasis en el Bloque 3 de dicho yacimiento. En: VI Cong.Geol.Venezolano, T 6, p. 4069-4132.

Mowat, J.R. y Assoc. 1.967. The Sosa Mendez-Unión Mine, EstadoBolívar.Ore reserve Assessment, Phase I. 71 pag. Inf. Int. MEM (MOCCA).

Neves, B.B., Neto, M.C and Fuck, R.A., 2.000. From Rodinia to Western Gondwana:an Approach to the Brasiliano-Pan Africano Cycle and orogenic collage. En: 31 Int Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000.

Nixon, P.H., 1.988. Diamond Source Rocks from Venezuela. En: Ind.Diam.Quat V53/ p. 23-29

-----, **Davis,G.R., Conduffe, E., Baker, N.R. y Baxter, B., 1.989.** Discourse of ancient sources rock of Venezuelan diamonds. En: 28 Int. Geol.Cong. Washington, USA, Workshop on Diamond, p. 73-75.

-----, **Davis, G.R., Rex, D.C. y Gray, A., 1.992.** Venezuelan kimberlites. En Jour. Of Volc and Geoth Res V. 50, p. 101-115.

-----, **P.H. Griffi, W.L., Davies, G.R., Conduffe, 1.995.** Cr Garnet indicators of Venezuela kimberlites and their bearing on the Evolution of the Guayana Craton. En: Kimberlites and related rocks, V 1, Brasilia, p.378-380.

Oberthur, T., Vetter Sc, Schartz,, M.O. Weisser, Amanor, T.H. Gyapong, W.,1.991.Gold Mineralization at the Ashanti Mine, Abuasi. Ghana-Ladeira, E.A. Brazil Gold, 91, p. 533-537.

Olmores, S.O. and García, A., 1.990. Cenozoic Tectonica evolution of the Nortern of The Guayana Shield, Bolivar State, Venezuela. En: Geol.Soc.of America V 22, N 7, p.337-345.

Onstitt, T.C., Hargraves, R.B y York, D., 1.984. Dating of Precambrian diabases, dikes of Venezuela Using Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Methods En: 2 Sim Amazonico Manaus, Brasil., p. 513-518.

- Park, J.K., 1.994.** Paleomagnetic constraints on the position of Laurentia from middle Neoproterozoic to early Cambrian times. En: Prec. Resear. V95,p112
- Pascuali, J.,Salazar, R., Peñalosa, A., Rodríguez,S.E., 1.985.** Evaluación Geoquímica de los Aluviones de Ti, Sn y Ta en el area de Boquerones y Agua –Mena, Distrito Cedeño de Estado Bolívar. En: 1 Simp. Amazónico.MEM, Pub.Esp.N 10. p. 587-602.
- Pinto, C.P., and Pedrosa-Soares, A.C. 2.000.** Brazilian gems provinces. En: Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil, Agosto 2.000.
- Priem, NHA, Boeinst, NA, Hebeda, E.M, Verdumend, E.A. y Vershure R.H.1.973.** Age of the Precambrian Roraima Formation in NE South America Evidence from isotopic dating of Roraima Piroclastic Volcanic Rock in Suriname. En: Geo. Soc. America V 84. p. 1677-1664.
- , **1.971.** Isotopic ages of the Trans-Amazonian Acidic Magmatism and Nickerie Metamorphic Episode in the Precambrian basement of Suriname, South America. En: Geol.Soc. of America,V. 82, p. 1667-**1680**.
- , **and others, 1.978.** How old are the Supposedly Archean Charnockitic Granulites in the Guayana Shield Basement of Western Suriname South America. En: U.S.Geol.Surv. Open Report 78-701, p.341-343
- , **and others, 1.982.** Geochronology of the Precambrian in the Amazonas Region of Southern Colombia. En: Geol in Mijnow. V. 61, p221-242
- Pingle, I.R., and Teggins, D.,1.985.** La edad de Rocas Piroclásticas intercaladas en el Grupo Roraima. En_ VI Cong.Geol.Venezolano.T 3,p. 1915-2008
- Reid, A.R. 1.974.** A Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela.En: Conf. Geol.Interguayanas, MEM, Pub.Esp.N 6, p.343-353
- , **B.** Proposed Origins of the Guianan Diamond. Geology, V.2, p 67-68
- Reis, N.J and Fraga, L.M.,2.000.** The Kanuku concept review in the brazilian portion of Guyana belt, Guiana Shield.En: 31 Int. Geol. Cong. Brasil 2.000.
- , **Gomez, M.S., Fraga, L.M. and Hadad R.C., 2.000.** Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the Northern Amazonian craton, Eastern Roraima State, Brazil. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000
- Reyes, A y Mayerling, R., 1.994.** Consideraciones teórico-prácticas para la consideración de Anteproyectos Auríferos Subterráneos, tomando como referencia la Mina Chile, El Callao, Estado Bolivar. En: tesis de grado, UDO Bolívar, Ing. Minas.

- Rios, J.H., 1.972.** Geología de la Región de Caicara, Estado Bolívar. En: IV Cong.Geol.Venezolano, MEM Pub.Esp.V 5, N3, p.1759-1782.
- Rodríguez. S.E., 1.985.** Recursos Minerales de Venezuela. En: MEM Bol. Geol. V 1 N 27, p. 228
- , **1.997.** Ubicación Tectónica de los cuerpos de kimberlitas de Bolivar Occidental, Venezuela. En: VII Cong.Geol.Venezolan,T 2, p. 335-338.
- , **1.997.** Fajas Comerciales de Granitos Ornamentales en Bolivar norcentral, Venezuela. En: VIII Cong.Geol.Venezolano, T. 2, p331-334
- , **Moya, E., Batista, G.L., Vasquez, J.C., Martín, F.C., Vasquez,, E, Marcano, F y Voger, S., 1.976.** Mapa Metalogenético de Venezuela. En: MEM, escala 1: 1.000.000.
- y **Perez, H.G., 1.982.** Ta and Nb Mineralization Related to Granitic Magmatism in Western Bolivar State, Venezuela. En: Asos on the Genesis of oro deposits Simp. 6 Tbilisi USSR 1.982, P. 10.
- Rogers, J.J.W.,1.996.** A history of the continents in the past three billions years. En: Jour.Geology V 104, p. 91-107.
- Rosiere, C.A. and Chemale F., 2.000.** Brazilian Iron Formation and their geological setting. En: Int. Geol. Congress. Rio de Janeiro, Brasil. 2.0 Caracas, p.90-110.
- Rogers, JJ., Dabbagh, M.E.,Olszewski, W.J., Gaudette, H.E., Gremeg, J.K ,Brown B. A., 1.984.** Early Poststabilization, Sedimentation and later Growth of - Shields. En: Geology, V 12, p. 607-609.
- Ruckmick, J.C., 1.963.** The Iron Ores of Cerro Bolívar, Venezuela. En: Econ.Geol. V 58, p. 218-236.
- Santos, J.O.S., 1.999.**New Understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. En: New Development in Economy Geology. Univ. Western Australia, Perth, 10 p
- , **Reis, N.J., Hartman, L.A. MacNaughton , N.J and Fletcher, I.R.,1.999.** Associacao anortosito-charnockito-rapakivi do Calimiano do Norte do Craton Amazonico, Estado de Roraima: Evidencias obtidas por geocronología U-Pb (SHRIMP) em zircao e baddeleyta. En : VI Simposio de Geología da Amazonia. Ext. Abst.Bull p502-505
- Schobdenhaus, C., Campos, D, Darze, G.R. y Asumes, H.E., 1.984.** Geología do Brazil. TextoExplicativo do Mapa Geológico do Brazil Adyacente, Incluídos Depósitos Minerais, escala 1: 2.500.000 Brazilia, Dpto. Prou.Nac.Da Minerais, p. 419.

- Schwartz, D and Guiliani, G.,2.000.** Emerald Deposits. A review. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. 2.000
- Salazar, E. y Franco, L.,1.994.** Geología del Estado Bolívar, zonas Bochinchito, Marwani-Anacoco y Las Flores-Suasua. En: III Simp. Int.Oro, AVO
- Santaella, Teofilo, 1.991.** CVG Minerven ganó 328 millones de Bolívares en 1.990.En: Diario El Guayanés, Domingo 28 de Abril de 1.991, p. 7.
- Sarmenteros, A., 1.992.** Gold in Venezuelan Investments Opportunities.Handbook 1.992. En: G.P.O. Salt Lake City, 246 p.
- Sial, A.N., Dall'Agnol, R.,Ferreira, V.P.,Nardi, L.V.S., Pimentl, M.M. and Wiedemann, 1.999.** Precambrian Granite Magmatism in Brazil. En: Episodes, 22(3),p191-198.
- Short, K.C. and Steenken, W.F.,1.962.** Air reconaissance of the Guayana Shiedl from Guasipati to the Río Aro, Venezuela. En: Asoc.Venezolana de Geología, Min y Petroleo. Bol. Inf. V 5, N 7 p. 189-221.
- Sidder, G.B., 1.990.** Mineral Occurrence of the Guayana Shield, Venezuela. En: U.S. Geol.Survey Open File Rep. N 90-10, p 28.
- 1.995.** Mineral Deposits of the Venezuela Guayana Shields. En: U.S.Geol. Surv. Bull N 2124 A, 01-020.
- Day, W.C., Tosdal, R.M.,Olmores, S.d, Guzman,L y Prieto, F., 1.991.** Evolution on an Early Proterozoic Rif Basin in the La Esmeralda Area. Guayana Shield, Venezuela. En: U.S.Geol.Surv. Res on Min. Resources, U.S.Geol.Surv.Circular, 1062, p. 69-70.
- **and Martinez, F., 1.990.** Geology, Geochemistry and Mineral Resources of the Upper Caura River area, Bolívar State, Venezuela. En: U.S. Geol.Survey Open-File Rep. N 90-231, p.29.
- **and Mendoza, V., 1.995.** Geology of the Venezuela Guayana Shield and its Relation to the Geology of the entire Guayana Shield. En: U.S. Geol. Survey, Bull N 2124, p. B1-B41.
- Soares, M.A., 1.985.** Estudio Petrográfico de la estructura circular la Churuata, T.F. Amazonas, En: V Cong.Geol. Venezolano, T. 4,p. 2117-2158.
- Swapp, S.M. and Onstuff, T.C., 1.989.** P-T Time Characterizationof the Trans Amazonian Orogeny in the Imataca Complex Venezuela. En: Precam. Research V 42, p. 293-314.
- Talukdar, S.C. and Colvee, G.P. 1.975.** Nuevos Datos Petrológicos sobre las Rocas Volcánicas Precambricas de la Meseta El Viejo, T.F.Amazonas,Venezuela. En: Asoc.Venezolana Geol. Min y Met. V 18. p.201-220.

- , Implicaciones de Estudios Petrográficos de las Rocas Volcánicas del Valle del Parucito, T.F.Amazonas. En V Cong.Geol.Venezolano, V 2, p. 591-610.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, J.B., 2.000.** Geochronological Provinces of the Amazonian Craton: En: Episode. Jour. Int. Geosc. V.22,N3,p174-182.
- Tassinari C.C.G, Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C. Macambira, M.J.B and Lafon,J.M.2.000.** The Amazonian Craton. En:Tectonic Evolution of South America. 31 Int. Geol. Cong. Pub. Espec. Brasil, p.41-95.
- Teixeira, W., Tassinari, CC.G., Szabó, G.A.L., Mondin, M., Sato, K, Santos, A.P. Siso, C.S., 2.000.** Nd isotopic constraints on the protolith age of The Archean Imataca Complex, Venezuela. En: 31 Int. Geol. Congress, Rio de Janeiro, Brasil Agosto 2.000.
- Tosiani, T y Sifontes, R., 1.989,** Asociación de rocas máficas-ultramáficas en la región Cerro de Piedra del Supamo, sur el El Callao. En: VII Cong. Geol. Venezolano, Soc. Venezolana de Geol. Caracas, T. I, p. 163-174
- Unrug, R., 1.977.** Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assambly. En GSA Today, 7 (1), p. 1-5.
- U.S. Geological Survey and CVG Tecmin, C.A.1.993.** Geology and Mineral Resources Assessment of the Venezuelan Guayana Shield. En: U.S.Geol. Bull N 2.062.Washington, USA, 1.993, p121.
- , **1.995.** Geology and Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield. En: U.S.Geol. Bull N 2.124-A.
- Zhao, G.C., Wilde, S.A. and Cawood, P.A., 2.000.** Two pre-Rodinia supercontinent Evidence from reconstruction of global 2.1-1.8 Orogens and associated cratons. En: Int.Geol.Cong. Rio de Janeiro, Brasil.2.000.