



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO  
DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLOGICAS



“RELACIONES TECTONO - ESTRATIGRAFICAS ENTRE LAS FAJAS  
TECTONICAS DE LA REGION SAN CASIMIRO - ALTAGRACIA DE ORITUCO –  
SAN JUAN DE LOS MORROS  
(ESTADOS ARAGUA, GUARICO Y MIRANDA).”

Trabajo Especial de Grado presentado ante la  
Ilustre Universidad Central de Venezuela como  
requisito parcial para la obtención del Título de  
Doctor en Ciencias Geológicas.

TUTOR: Dr. Franklin Yoris  
COTUTOR: Dr. Enrique Navarro

TESISTA: MSc Ana T. Izturiz Moreau

Certifico que he leído este Trabajo de Grado  
y que lo encuentro apropiado tanto en su  
contenido como en su formato y apariencia  
externa.

Dr. Franklin Yoris V.

Fecha:

Trabajo de Grado aprobado en nombre  
de la Universidad Central de Venezuela  
por el siguiente Jurado:

Dr: Franklin Yoris V.  
Coordinador.

Dr: Enrique Navarro F.

Dr: Carlos Giraldo

Dr: Ramón Sifontes

Dr: Manuel Martínez

**"Sólo el esfuerzo tenaz en busca de la verdad, justifica el vivir"  
José Ortega y Gasset.**

*A mis Padres y familiares, en quienes  
he encontrado un incondicional apoyo  
siempre.*

*A mis compañeros y amigos con quienes  
compartí momentos difíciles y de alegría  
hasta lograr esta meta.*

## Agradecimientos:

En primer término quiero expresar mi agradecimiento a los Doctores Enrique Navarro y Franklin Yoris por ser mis guías durante el desarrollo de este trabajo.

En segundo lugar debo dar las gracias a los compañeros Sebastián Grande, Aniuska Albertos, Berta Chachati y Jaime Pérez por su valiosa y desinteresada colaboración en el desarrollo de muchas de las actividades que conllevaron al logro de los objetivos propuestos en el presente proyecto; así como también a la Doctora Celia Bejarano, al Doctor Max Furrer, Dr. Virgil Winkler, Dr. Saúl Osuna y a los técnicos del Intevep Jesús Arcadio Duque, Arturo Espinoza, Alberto Campos, Jesús Alberto Nieto, Gabriele Canale, Clevis, Freddy y Lorena.

En tercer término, agradezco al Doctor Maximiliano Bezada (Vicerrector de la UPEL), al Profesor Cristian Sánchez (Director del IPC), al Profesor Arcángel Becerra (Subdirector de Investigación y Postgrado del IPC), a los colegas del Departamento de Ciencias de la Tierra del IPC y a los Profesores Ernesto Ortiz, Ana Gisela Graterón, Maury Guzman, José Gómez, Elio Itriago, Lourdes Tovar, Felipe Valero, Nancy y Jorge, por su oportuno apoyo.

En Cuarto lugar a las siguientes persona; Manuel E. Peraza I., Luis Manuel Peraza I., George Mylonas, Mijail Mylonas, Virginia Behn, Juan C. Cruz, Larry Rivas, Nelson Ascanio, Yessenia Mujica y Yoconda Rangel por ser soportes en los diferentes momentos del desarrollo del informe final.

Finalmente, más que un agradecimiento quiero hacer un reconocimiento al Profesor José Manuel Centeno N., cuya participación en el levantamiento de las diferentes secciones geológicas fue invaluable; de igual forma al Conductor Andrés Ramón Salas quién prestó un excelente apoyo logístico en la realización de las actividades de campo necesarias en este trabajo.

## Resumen:

La síntesis geológica del área de estudio muestra la compleja interacción entre los procesos tectónicos y el movimiento relativo de las placas involucradas, lo cual se refleja en las relaciones tectono-estratigráficas de las diferentes unidades y secuencias localizadas en ella y, por ende, en el modelo geológico .

La apertura o “rifting” del borde norte de Sudamérica ocurrió entre el Triásico y el Jurásico Medio; posteriormente se desarrolló un margen pasivo a lo largo del límite septentrional suramericano en el cual continuó la sedimentación de secuencias de sedimentos arenosos fluviales/parálidos al sur y de lagunas litorales a carbonatos marinos y lutitas transgresivas más al norte, conjuntamente con cherts y rocas volcánicas en las partes superiores de la sección, reflejando la existencia de un arco de islas cercano, y la ocurrencia de una subsidencia térmicamente controlada durante el Cretácico y hasta prácticamente finales del Eoceno. La historia Cretácico-Cenozoica de la Serranía del Interior, y por ende del norte de Sudamérica, ha sido regida por el desarrollo y evolución de la zona limítrofe al sur de la placa caribeña, que se extiende desde el noreste de Colombia hasta Trinidad.

La convergencia norte-sur entre las placas comenzó en el Cretácico, luego de una fase de tectónica expansiva que permitió la generación del proto-Caribe y la formación de un arco de islas entre el orógeno del norte (Cordillera de la Costa) y el cratón de Guayana. La placa Caribe, se introdujo entre los bloques continentales norte y suramericano y, junto con la zona limítrofe de deformación principal, ha sido movida relativamente hacia el este respecto a Sudamérica desde el Paleoceno y aún se encuentra activa. Esto permitió la formación de plegamientos, cabalgamientos y la depositación de las secuencias que conforman la Serranía del Interior culminando con el emplazamiento de napas con materiales del arco volcánico, meta-sedimentos y sedimentos, durante el Mioceno.

Los resultados obtenidos permiten establecer las siguientes relaciones tectono-sedimentarias:

Sector o ambiente	Secuencias	Unidad(es) litológica(s)
Fosa y Prisma de acreción (cuenca ante-arco)	Ofiolitas y sedimentos Turbiditas y materiales hemipelágicos	Paracotos, Tucutunemo Villa de Cura (Meta-tobas, Meta-lavas)
Arco volcánico	Flujos de lava y volcanoclásticas	Villa de Cura Las Hermanas / Tiara
Cuenca detrás del arco	Flysch y molasa	Las Colonias, Mucaria Escorzonera, Garrapata Guárico, Quebradón, Quiamare

Indice General	Página
Página	
I) INTRODUCCION:	
• Generalidades.	1
• Justificación.	1
• Objetivos:	
Objetivo General.	2
Objetivos Específicos.	2
• Localización.	3
• Marco Físico.	4
II) METODOLOGIA	12
III) EL PROBLEMA Y SUS ANTECEDENTES:	14
• Propuesta.	20
• Geología Histórica y estructural.	23
• Geología Regional,	28
• Geología Local.	32
IV) RESULTADOS	48
V) DISCUSION Y MODELO	83-105
VI) CONCLUSIONES	135
VII) BIBLIOGRAFIA	136
VIII) ANEXOS:	
▪ Fotomicrografías de secciones finas de rocas.	155
▪ Geoquímica: FRX, microscopía electrónica y datación isotópica.	171
▪ Tabla resumen de Tesis de Grado. U.C.V.	183
▪ Mapas geológicos y columnas estratigráficas.	191
Lista de Tablas:	Página
Tabla I: Resultados por Fluorescencia de Rayos X. (Porcentajes)	56
Tabla II: Fósiles reportados en las unidades litológicas estudiadas.	81
Tabla III: Resumen de ejemplos de colisión arco-continente.	128-134

Lista de Figuras	Página
Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de interés.	3
Figura 2. Mapa de las fajas Tectónicas según Bell (1968).	7
Figura 3. Mapa de los tipos climáticos según Köeppen.	8
Figura 4. Mapa Fito-geográfico de Venezuela.	9
Figura 5. Mapa de suelos.	11
Figura 6A. Modelo Evolutivo	19
Figura 6B. Propuesta de trabajo.	22
Figura 7. Mapa de terrenos alóctonos (Yoris y Ostos, 1.997)	28
Figura 8. Mapa geológico del norte-centro de Venezuela.	32
Figura 9. Mapa de Unidades litológicas de Villa de Cura,	36
Figura 10. Mapa de zonas metamórficas de Villa de Cura.	36
Figura 11. Mapa de las secciones levantadas en campo.	48
Figura 12. Mapa de localización y afloramientos de Villa de Cura.	50
Figura 13. Fotomicrografías de rocas epiclásticas de Villa de Cura.	50
Figura 14. Fotomicrografías de tobas andesíticas de Villa de Cura.	51
Figura 15. Fotomicrografías de lavas andesíticas de Villa de Cura.	51
Figura 16. Fotomicrografías de dioritas de Villa de Cura.	53
Figura 17. Fotomicrografías de dioritas (detalles) de Villa de Cura.	53
Figura 18. Fotomicrografías de trondhjemitas (Pariapán).	54
Figura 19. Triángulo APQ. Composición modal de las trondhjemitas.	54
Figura 20. Difractograma de las trondhjemitas.	55
Figura 21. Edad de las trondhjemitas.	56
Figura 22. Fotomicrografía de serpentinita alterada.	57
Figura 23. Afloramientos de la Caliza de Macaira.	59
Figura 24. Fotomicrografía de la Caliza de Macaira.	60
Figura 25. Mapa y afloramiento de la caliza de Las Colonias.	61
Figura 26. Fotomicrografías de la Caliza de Las Colonias.	61
Figura 27. Columna estratigráfica de la Caliza de Las Colonias.	62
Figura 28. Mapa de afloramiento de la Formación Mucaria.	63
Figura 29. Fotomicrografía de areniscas de F. Mucaria.	64
Figura 30. Fotomicrografías de arenisca y ftanita de F. Mucaria.	64
Figura 31. Columna estratigráfica de F. Mucaria.	65
Figura 32. Mapa y afloramiento de la Formación Escorzonera.	66
Figura 33. Fotomicrografía de calizas de la F. Escorzonera.	66
Figura 34. Fotomicrografías de rocas epiclásticas de F. Escorzonera.	67

Figura 35. Columna estratigráfica de la F. Escorzonera.	67
Figura 36. Mapa y afloramiento de la Formación Garrapata.	68
Figura 37. Fotomicrografías de conglomerado de Formación Garrapata.	69
Figura 38. Fotomicrografías de conglomerado (detalle).	69
Figura 39. Fotomicrografías de arenisca de Formación Garrapata.	70
Figura 40. Columna estratigráfica de la Formación Garrapata (A).	70
Figura 41. Columna estratigráfica de la Formación Garrapata (B).	71
Figura 42. Mapa y afloramiento de la Formación Guárico.	72
Figura 43. Afloramientos de la Formación Guárico.	72
Figura 44. Fotomicrografía de grawaca de F. Guárico.	75
Figura 45. Fotomicrografías de areniscas de F. Guárico.	75
Figura 46. Fotomicrografías de grawacas de F. Guárico.	76
Figura 47. Columna estratigráfica de F. Guárico.	76
Figura 48. Mapa y afloramientos de Quebradón y Quiamare.	78
Figura 49. Fotomicrografías de areniscas de Formación Quebradón.	79
Figura 50. Fotomicrografía de arenisca de Formación Quebradón.	79
Figura 51. Fotomicrografías de areniscas de Formación Quiamare.	79
Figura 52. Sección ideal de un arco volcánico según Dickinson, 1971.	86
Figura 53. Distribución de terrenos alóctonos Mz/Pz.	92
Figura 54. Distribución de facies sedimentarias en el K. Inferior.	93
Figura 55. Distribución de facies sedimentarias en el K, Superior.	95
Figura 56. Distribución de facies en el Maestrichtiense.	97
Figura 57. Marco tectono-sedimentario del Oligoceno.	100
Figura 58. Marco sedimentario del Mio-Plioceno.	102
Figura 59. Modelo y cuadro comparativo del área de estudio.	107-108
Figura 60. Fotomicrografías de volcaniclásticas de F. Tucutunemo.	111
Figura 61. Fotomicrografías de calizas de F. Tucutunemo.	111
Figura 62. Fotomicrografías de muestras de meta-lavas.	112
Figura 63. Fotomicrografías de muestras de meta-tobas.	112
Figura 64. Fotomicrografías de muestras de la Formación Mucaria.	114
Figura 65. Fotomicrografías de muestras de rocas epiclásticas.	114
Figura 66. Fotomicrografías de muestras de F. Garrapata.	115
Figura 67A y 67B. Modelo evolutivo del área de estudio.	116-121
Figura 68. Mapa de unidades tectono-estratigráficas.	125
Figura 69A y 69B. Perfiles geológicos comparativos.	126-127

**Glosario o Terminología:**

En este trabajo es necesario hacer referencia a los sistemas de arcos de islas volcánicas; los cuales están ligados inexorablemente al hundimiento o subducción de placas en márgenes de colisión y pueden contener litósfera, oceánica. Continental y transicional. Así, en el marco geológico de un sistema de arcos de islas - fosa oceánica se distinguen los siguientes elementos morfotectónicos relevantes:

1)-Fosa: (*trench*)

Es por lo regular, una depresión alargada sustentada por corteza oceánica y la cantidad de sedimentos que contienen estas cuencas es variable: desde prácticamente nada hasta su total relleno (Friedman & Sanders, 1978). Su piso de fondo oceánico posee generalmente materiales pelágicos y tobas sobre el basalto toleítico de la corteza; en algunos casos detritos continentales alcanzan estas zonas. La depositación de todos estos materiales y su deformación ha sido tema controversial por mucho tiempo entre los investigadores (Reading, 1981). Al comienzo, los geólogos siguieron las ideas de Dutch (1930) considerando a las fosas como lugares de antiguos geosinclinales. No obstante, estudios sísmicos posteriores (Scholli & Marlow, 1974) mostraron que los depósitos pertenecientes a estos medios principalmente turbiditas tobas y sedimentos pelágicos están poco deformados y en fosas relativamente someras o profundas el máximo espesor es normalmente de unos cientos de metros salvo que se hallan relleno luego de que el proceso de subducción cesa (Fiedmad & Sanders 1978 y Reading 1981). Existe también el problema de calcular cuanta cantidad de la

columna de sedimentos es llevada por la placa subductante hasta la zona de Benioff y que porción es trasladada hacia arriba e incorporada al futuro cinturón orogénico (Reading, 1981). Esta fosa o surco profundo (*deep trough*) está limitada en el sector hacia el océano por un alto externo (*outer rise*) sobre la placa oceánica subductante en el plano abisal. Esta elevación se conoce como la combadura frontal por flexura (*flexure forebulge*) (Allen & Allen, 1990). Hacia el otro sector; es decir hacia la cuenca ante-arco, la fosa se halla bordeada por la elevación externa del arco (*outer-ridge*) o quiebre de pendiente de la fosa (*trench-slope break*). La fosa puede alcanzar hasta más de 10 kilómetros de profundidad, y se halla del lado oceánico del arco. Los sedimentos de esta depresión como se mencionó antes, son predominantemente turbiditas de grano fino y depósitos pelágicos. La batimetría de la fosa depende de la cantidad de sedimentos que estén dentro de ella y, además, de la tasa de acercamiento del arco a la cuña acrecionaria. De hecho, la fosa es la expresión batimétrica de la placa oceánica deflectada (Allen & Allen, 1990). En algunos casos se desarrollan cuencas en la parte interna de la fosa y son rellenadas por sedimentos hemipelágicos provenientes de los altos topográficos adyacentes, por turbiditas y por otros flujos de masa de sedimentos asociados a diferentes zonas elevadas vecina o fuentes de aguas someras a terrígenas (Reading, 1981). Se llega a un equilibrio dinámico cuando la tasa promedio y el ángulo de subducción, el espesor de los sedimentos sobre la placa oceánica, la tasa de depositación y la distribución de los sedimentos dentro de la fosa son constantes (Ingersoll, 1988). El trabajo sísmico detallado muestra que el envío progresivo de los materiales en una zona de subducción

(pelágicos, plataformales y asociados al arco volcánico) ocurre en la pared deformada de la fosa. Estos datos sugieren que la franja de una cuña turbidítica espesa es empujada hacia el océano por cizallamiento (*shearing off*) de la pila de turbiditas suprayacente a través de los sedimentos pelágicos frágiles subyacentes. Por otra parte, las lonjas delgadas de sedimentos pelágicos y corteza oceánica basáltica son empujadas hacia el océano donde las irregularidades topográficas producen cizalladuras cuando ellas se introducen en la fosa. En ambos casos, el material de la franja o lonja empujada es acrecionado sobre el margen continental. Las lonjas más antiguas son rotadas hacia arriba como una consecuencia de que las sucesivas napas son apretujadas secuencialmente bajo el borde sobresaliente. A gran escala esta acreción de material en la fosa es sólo una parte de la amplia zona de deformación y magmatismo en el margen convergente entre océano y continente. El intervalo arco-fosa rodea al cinturón (*belt*) totalmente entre la zona de la fosa y el frente del arco volcánico. (Hyndman, 1985).

## 2) Complejo de subducción (subducción complex):

El prisma acrecionario, también denominado complejo de subducción, está típicamente limitado hacia el continente por una cuenca de ante-arco (*fore-arc basin*); la cual colecta sedimentos vertidos desde el arco volcánico activo y cubre parte del prisma acrecionario. (Hyndman, 1985). Este elemento morfotectónico está compuesto de abundantes fragmentos de corteza oceánica. Su cobertura pelágica sedimentos turbidítico, junto con cuencas acreccionarias o montadas

(*perche or accretionary basins*), cubren el tope de la cuña sedimentaria de sedimentos. Donde la tasa de acreción es alta, el complejo de subducción puede llegar a profundidades de plataforma o, incluso, estar emergido (Allen & Allen, 1990). Es conocido que la actividad geológica es intensa en zonas de subducción donde el borde ascendente de la litósfera continental cabalga o "flota" sobre la litósfera oceánica descendente. La deformación ocurre en la corteza oceánica superior y por decenas o cientos de kilómetros dentro del margen continental. La banda pelágica de chert, arcilla y barro calcáreo que se acumula lentamente sobre el piso oceánico, ya que es movida desde la cresta (*ridge*) hacia la fosa (*trench*), es amontonada sobre el margen continental. Como los dos ambientes son llevados juntos al margen continental, estas rocas se incorporan, de manera compleja, en pilas de arenas de plataforma continental, arenas volcanogénicas de fosas (*grawakas*) y un "*melange*" sedimentario. Las secciones de basalto y gabro de la corteza oceánica se incorporan, en muchos casos, al margen continental localmente con "rebanadas" de peridotitas del manto infrayacente. Al mismo tiempo los arcos volcánicos pueden ser depositados sobre cualquiera de estos materiales, antes o después de su incorporación al margen continental. Como el proceso de subducción es continuo en el tiempo, el complejo completo es "apretujado" progresivamente debajo y contra las rocas más antiguas, más hacia el continente. Los resultados varían ampliamente: así, en algunas áreas, secciones parciales de la corteza oceánica pueden ser reconocidas y conservarse esencialmente intactas; en otras, todo el complejo está tan deformado por fallas de corrimiento (*thrust*) y pliegues que las secciones originales se reconstruyen

sólo a partir de características más o menos distintivas de su litología utilizando inferencias basadas sobre su probable origen y edad. De este modo, las bandas o franjas de chert pelágico de aguas profundas, las arenas de plataforma continental, los arcos volcánicos y el basalto de la corteza oceánica se pueden mezclar para formar un margen continental. También algunos pedazos de corteza oceánica, en ciertos casos, son empujados sobre (obductados) o dentro del margen continental. Quizás el estilo más común de incorporación de materiales dentro del borde del continental es por el apiñamiento de franjas de roca, por debajo y contra el borde sobresaliente del continente. Con el tiempo las lonjas más antiguas son progresivamente enviadas contra aquellas aún más viejas y rígidas partes del continente. La subducción del margen que acarrea y su corteza continental pueden continuar hasta que la fluctuación (*buoyancy*) de la corteza subductada, para que la placa descendente, logre el final de la colisión continente-continente. El borde sobresaliente de la placa que pasa por encima puede aflorar hasta exponer (*rise upward*) parte de las secciones profundas, a través de la corteza continental. Por ejemplo, los márgenes continentales activos, como los del Mesozoico-Cenozoico de Norte América y el sur de Asia, muestran los efectos no sólo de la colisión océano-continente sino también del choque continente-continente. La subducción del piso oceánico, de más de 50 millones de años, se asocia comúnmente con la formación de ambientes de apertura o de expansión inter-arco (*inter-arc spread environment*). La expansión puede resultar cuando la subducción altera la composición de la astenósfera superior (*upper asthenosphere*), produciendo un diapiro ascendente (*rising diapir*) o cuando la

"circulación reversa" ocurre en la cuña más profunda de la astenósfera. Alternativamente la expansión en este medio puede ser causada especialmente por el rápido hundimiento de la litósfera oceánica fría y pesada, por el resquebrajamiento (*splitting*) del arco volcánico, por la migración hacia el océano del intervalo arco-fosa y por la formación de nueva corteza oceánica detrás del arco. Se infieren dos modos distintos de subducción a partir del análisis de los mecanismos que originan terremotos:

- a) Tipo Chileno: Involucra esfuerzos compresionales (*compressional stress*) en las regiones de arco y retro-arco.
- b) Tipo Mariana: Involucra esfuerzos tensionales (*tensional stress*) en esas mismas regiones. (Hyndman, 1985).

### 3)-Cuencas de ante-arco (*Fore-arc basins or outer arc troughs*):

En el sector entre la fosa y el arco volcánico (*arc-trench gap*), el cual puede tener una extensión aproximada de 50 a 400 kilómetros, se deposita un prisma sedimentario (Reading, 1981). La cuenca en sí por lo regular posee un ancho que varía entre 50 y 150 kilómetros, puede extenderse por miles de kilómetros y recibir hasta 8 kilómetros de espesor de sedimentos. Estos materiales, en algunos casos, suprayacen a las rocas emplazadas tectónicamente de la zona de arco afuera (*outer arc rocks*) y en otros, estas últimas pueden hallarse sobrecorridas encima de los sedimentos de la cuenca de ante-arco (*fore-arc basin*) (Friedman & Sanders, 1978).

Estas cuencas se ubican entre el montículo (*ridge*) o terraza formada por el complejo de subducción y el arco volcánico. (Allen & Allen, 1990). En el lado del arco magmático los sedimentos se interdigitan a menudo con rocas volcánicas. En estas cuencas se reconocen tres fuentes distintas de sedimentos:

- El arco externo (*outer arc*)
- El arco magmático (*magmatic arc*) y
- La fuente longitudinal del continente adyacente.

En este tipo de cuencas predomina la sedimentación clástica, la cual puede variar desde turbiditas hasta depósitos fluvio-deltaicos (Friedman & Sanders, 1978 y Reading, 1981). La naturaleza del substrato de las cuencas ante-arco no está bien conocido excepto a lo largo de bordes delgados de las cuencas o donde éste es expuesto localmente por levantamiento o erosión. Donde la cuenca oceánica se angosta y es destruida por consumo de una placa oceánica, la cuenca remanente es bordeada por una fosa y un prisma acrecionario, sobre un lado, y una amplia plataforma continental, o prisma de sedimentos del margen levantado, sobre el otro. Con el cierre de una parte del océano, las turbiditas se depositan característicamente a lo largo de la cuenca que se estrecha. Estas, por último, se convierten en parte de la zona de cierre. Cuando la cuenca oceánica remanente finalmente se cierra, el margen pasivo acarreado (*trailing*) es movido contra y parcialmente debajo del prisma acrecionario del margen activo de subducción. (Hyndman, 1985).

La región de ante-arco está controlada por el ambiente geológico inicial, el espesor de los sedimentos en la placa subductante, la tasa de suministro de

sedimentos a la fosa y a la región de ante-arco, la tasa y orientación de la subducción y, finalmente, el tiempo desde el inicio del proceso de subducción.

Además puede ser clasificada en:

- Intramacizo (*Intramassif*): un tipo especial de intra-arco.
- Acrecionaria: posee una fosa con talud.
- Residual: yace sobre corteza oceánica o transicional atrapada detrás e la fosa cuando la subducción comienza.
- Construida: yace en el límite entre el macizo del arco y el complejo de subducción.
- Compuesta: diferentes combinaciones de los tipos anteriores. (Ingersoll, 1988).

#### 4) -El arco magmático (*magmatic arc*):

Es causado por la fusión parcial de la placa suprayacente y, posiblemente, de la placa subductada cuando esta última alcanza profundidades de 100 a 150 kilómetros. El vulcanismo es variable y depende de la "edad" o madurez del arco (Allen & Allen, 1990). El ancho del intervalo arco-fosa, desde la fosa hasta el arco volcánico, varía entre 50 y 250 kilómetros y parece ser proporcional a la edad de las rocas ígneas más antiguas en el arco. Esto sugiere un crecimiento progresivo del intervalo arco-fosa con el tiempo (Dickinson, 1973 en Hyndman, 1985).

Los arcos volcánicos son cadenas simples de volcanes en zonas extensas de unos cientos de kilómetros con volcanes dispersos que pueden estar activos o inactivos. Existen dos tipos según su ubicación:

a) Arcos intra-oceánicos (*Intra-oceanic arcs*): situados entre áreas de corteza oceánica solamente y

b) Arcos de márgenes continentales (*continental margin arcs*): localizados en un borde continental cerca del límite cortical continente-océano.

La naturaleza y espesor de la corteza de los arcos varía ampliamente desde: sólo corteza oceánica, pasando por corteza oceánica con fragmentos de corteza continental para arcos intra-oceánicos, hasta corteza continental delgada, corteza continental normal o corteza continental espesa para arcos de márgenes continentales (Reading, 1981).

Por lo general, los arcos están contruidos sobre corteza típicamente continental antigua o sobre la parte más vieja de la más reciente corteza acrecionada. Por ejemplo, se estima que una cadena de volcanes andesíticos yace entre 100 y 200 kilómetros por encima de la placa subductada (*slab*). Se pensaba antiguamente que el magma de los volcanes se originaba a partir de la fusión parcial en la zona de subducción; pero ahora parece que está relacionado a procesos de deshidratación en la zona de subducción y la fusión parcial del manto suprayacente (Hyndman, 1985).

Dewey, (1980), análogamente a Dickinson & Seely (1979), clasifican a los sistemas arco-fosa como ambientes convergentes. Estos autores destacan que hay tres tipos de arcos volcánicos, tomando en cuenta una litósfera oceánica normal y con un moderado ángulo de inclinación, respecto a la relación entre la tasa de convergencia y la velocidad de subducción de la placa que se hunde (efecto de retroceso o *roll-back*):

- i) Extensionales: caracterizados por rápida subducción de corteza oceánica vieja (efecto *roll-back* alto), donde el eje de la fosa migra hacia el océano.
- ii) Neutros: existe un equilibrio entre la subducción y el movimiento del complejo hacia el océano.
- iii) Compresionales: presentan una tasa relativamente lenta de subducción (*roll-back* bajo), lo cual causa acortamiento cortical, por compresión, desde la región de ante-arco originando cabalgamiento tanto en la corteza oceánica como en la corteza continental. Subducción de corteza oceánica joven. (Ingersoll, 1988; Allen & Allen, 1990 y Charvet & Ogawa en Hancock, 1.994).

Si el arco volcánico yace sobre o está inmediatamente adyacente al material acrecionado, el envío de lonjas en el prisma acrecionario puede incrementarse hacia el arco dentro del área frontal del mismo. Donde el arco se halla sobre antigua corteza continental de un primer margen que arrastra (*trailing*), el frente del arco (*frontal arc*) puede representar vieja corteza continental rodeada o limitada, en el lado del oceánico, por fallas normales abajo hacia la cuenca (*down to basin normal faults*), las cuales se forman durante la apertura anterior o precedente (*former rifting*). (Hyndman, 1985)

Muchos arcos volcánicos intra-oceánicos tienen volcanes subaéreos y submarinos, además poseen sedimentos asociados que suprayacen a una columna de 20 Kilómetros de espesor formada por corteza oceánica que subyace a las antiguas rocas volcánicas o sucesiones de arco afuera (*outer arc sucesions*).

Las lavas y las tobas son comunes; así como, en algunos casos, barreras de arrecifes que se desarrollan alrededor de las islas.

Durante el estado inicial del desarrollo de un arco de islas se generan lavas almohadilladas, las cuales experimentan localmente derrumbes subacuáticos por gravedad y forman espesos abanicos submarinos de talud.

La rápida erosión de los complejos de arcos de islas-arrecifes circundantes permite la deposición de flujos de masa extensos compuestos por brechas, conglomerados, areniscas, fragmentos volcanogénicos y rocas carbonáticas comúnmente carentes de cuarzo.

Las rocas piroclásticas y los flujos submarinos autoclásticos están interbebidos con materiales epiclásticos. Las turbiditas volcanogénicas pueden confundirse con flujos de lava y tobas. En general, en estos ambientes existen cambios laterales de facies desde abundantes rocas epiclásticas-piroclásticas y flujos de lava cerca de las islas a través de cuñas espesas de conglomerados con estos materiales, hasta turbiditas, sedimentos pelágicos y depósitos de cenizas llevadas por el viento.

Los arcos intra-oceánicos subyacidos por fragmentos de corteza continental-corteza oceánica muestran facies sedimentarias semejantes a la de los arcos de márgenes continentales, pero la composición del material clástico refleja la naturaleza sumamente variable de las rocas volcánicas (lavas toleíticas, andesíticas y calco-alcaninas, dacitas y riolitas) controladas por los cambios en el tipo de magmatismo en un marco tectónico de subducción.

Los arcos magmáticos asociados a márgenes continentales ocurren en ambientes tectónicos y geomorfológicos muy variados, lo cual trae como consecuencia una gran diversidad de facies sedimentarias (Reading, 1981)

Las cuencas intra-arco y su morfología determinan la distribución de los sedimentos; de hecho, tefras y fragmentos de rocas volcánicas dentro de la zona intra-arco pueden ser dispersados por procesos fluviales, deltaicos y marinos, tanto costeros como marino profundos (Friedman & Sanders, 1978).

Así las zonas intra-arco son elongadas y siguen las líneas del arco o se acoplan a los lineamientos tectónicos. Se rellenan principalmente con sedimentos fluviales y lacustrinos (depósitos no marinos) dominados por constituyentes volcánicos. (Allen & Allen, 1990).

##### 5) La región de retro-arco o post-arco (*back-arc región*):

Es conveniente mencionar que el término previo a la aparición de la tectónica de placas utilizado para describir una cuenca entre un cinturón orogénico y un cratón era "*foreland*" (Allen *et al.*, 1986 en Ingersoll, 1988). Dickinson propone el vocablo "retro-arco" para describir cuencas *foreland* formadas detrás de arcos compresionales, en contraste a cuencas *foreland* formadas durante una colisión continental. El término post-arco (*back-arc*) está asociado a los arcos extensionales y neutros y el vocablo retro-arco (retro-arc) para los arcos compresionales y son prácticamente sinónimos. La actividad tectónica en el complejo "*foreland fold-thrust belt*" es la causa primaria de subsidencia en sus cuencas *foreland* asociadas. La redistribución de sedimentos, los procesos

sedimentarios autocíclicos y los cambios eustáticos del nivel del mar son factores modificadores importantes en términos de secuencias regresivas-transgresivas; pero la tectónica compresiva detrás del sistema arco-fosa es la fuerza motora para su evolución (Ingersoll, 1988 y Ulicny 1999).

Detrás del arco volcánico está la cuenca de retro-arco (*back-arc basin*) o cuenca marginal. Si el ambiente de retro-arco se está cerrando por compresión una cuenca tipo retro-arco puede formarse delante del continente (*retro-arc foreland basin*); si se está abriendo o separando bajo tensión, una región de expansión inter-arco puede ser desarrollada (*inter-arc spreading environment*). Delante del continente, una cuenca retro-arco puede ser forzada por el empuje (*underthrusting*) de la litósfera continental estable a colocarse debajo del flanco del arco volcánico, debido a que el foco del empuje activo migra progresivamente fuera del arco. Así, el cinturón plegado y cabalgado (*fold-and-thrust belt*) del ambiente de retro-arco se abre hacia el continente (*spread continentward*), ya que este último está siendo empujado debajo de él. (Hyndman, 1985).

Su zócalo puede estar formado por litosfera oceánica o continental. En los casos en que la litosfera es oceánica la región de retro-arco sufre típicamente extensión. Las cuencas ubicadas allí (*back-arc basins*) son algunas de las zonas de extensión más rápidas sobre la corteza terrestre actual. Donde la litosfera es continental esta región es una zona caracterizada por subsidencia relacionada con tectónica de plegamiento y cabalgadura a lo largo del límite del arco (Allen & Allen, 1990).

Las zonas asociadas a arcos de islas volcánicas desarrollan un complejo patrón de elevaciones y cuencas; frecuentemente, detrás de los arcos intra-oceánicos hay un arco remanente (*remnant arc, also called dead arc or third arc*) el cual se separa del arco magmático propiamente dicho por cuencas intra-arco (*intra-arc basins*). También se generan hacia el continente, entre el arco remanente y la corteza continental, cuencas marginales.

En algunos arcos, principalmente aquellos subyacidos por fragmentos de corteza continental, no hay arcos remanentes y la cuenca de retro-arco marginal (*marginal back-arc basin*) se extiende desde el borde continental hasta el arco magmático. Las cuencas ensiálicas (*back-arc ensialic basins*) se forman detrás de los arcos de márgenes continentales y se les denomina cuencas de retro-arco (*retro-arc basins*).

Las cuencas inter-arco, según Karig y Moore (1975) poseen un modelo en sedimentación carente de entrada de terrígenos, a diferencia de las cuencas marginales, y en cual se presentan los siguientes tipos predominantes de materiales:

- I. Detritos volcanoclásticos derivados del arco magmático, los cuales volumétricamente son los más importantes.
- II. Arcillas montmorilloníticas provenientes de la cadena volcánica.
- III. Materiales biogénicos (*oozes*).
- IV. Polvos (finos) acarreados por el viento desde el continente (*wind blown-continently derived dust*).

Adyacente al arco volcánico se desarrolla un manto o "delantal" (*apron*) volcaniclástico posiblemente como un complejo de abanicos submarinos. Hacia la parte distal de este delantal se depositan arcillas pelágicas marrones (*pelagic brown clays*) distinguibles de aquellas de cuencas oceánicas profundas (*deep ocean basins*) por su alto contenido de montmorillonita, vidrio y fenocristales. Los materiales biogénicos (*oozes*) con un elevado índice de carbonato de calcio se depositan en las zonas externas o distales hasta que alcanzan el límite de compensación de carbonatos, donde se acumulan arcillas marrones y/o material biogénico silíceo (*oozes silíceos*) (Reading, 1981).

En contraste con las cuencas intra-arco, las cuencas marginales de retro-arco son extremadamente variadas y complejas. No existe para este caso un patrón simple de sedimentación debido a la múltiple y enorme entrada de terrígenos. El rango de facies es tan grande como el que se encuentra en los principales océanos. Se hallan sedimentos pelágicos suprayaciendo a corteza oceánica recientemente generada, varios cientos de metros de turbiditas en planos abisales, plataformas continentales someras y relativamente profundas.

La única diferencia factible entre las facies de cuencas marginales de retro-arco y océanos verdaderos, es que las primeras carecen, posiblemente, de depósitos de corrientes de fondo oceánico significativos; en cambio poseen una abundante proporción de sedimentos volcaniclásticos y de ceniza volcánica (Friedman & Sanders, 1978 y Reading, 1981).

Es un proceso de colisión arco de islas-continente pueden hallarse los siguientes ambientes tectónicos:

1. Cuencas antepaís (*foreland basins*) delante y detrás de la placa suprayacente o sobrecorrida.
2. Cuencas inter-montanas dentro de la megasutura.
3. Cuencas extesionales y rumbo-deslizantes (transcurrentes) localizadas en zonas de cizalla producidas por el "escape" tectónico de la colisión.

Cuando ocurre la colisión, las columnas sedimentarias correspondientes a los ambientes anteriores, expresadas por los sedimentos más característicos de cada uno de los medios depositacionales del complejo, se mezclan y se superponen. Así los materiales de la fosa (*trench*) se unen y solapan a los del área de ante-arco (*fore-arc*) y a los que las cuencas intra-arco. Todos ellos, a su vez, se superponen a los que se ubican en la región de retro-arco (*back-arc*) y, finalmente, al continente.

Una variedad de terrenos corticales, fragmentos de corteza continental, corteza oceánica o arcos de islas, algunos de los cuales han viajado varios miles de kilómetros desde su sitio de origen, han sido acrecionados para formar nuevos márgenes continentales. La acreción de terrenos pre-existentes se conoce como tectónica de micro-placas. Es posible reconocer tales terrenos "exóticos" y estimar cuán lejos han viajado. (Hyndman, 1985).

Estadísticamente, la apertura de cuencas de retro-arco comienza con una separación que divide al arco, quedando un arco remanente fuera de la zona del arco activo. El origen de estas cuencas es tema de debate. Si se omite, por un lado, el proceso de entrampamiento de corteza oceánica antigua, la cual pre-data el ambiente retro-arco, y por otra parte el abandonado concepto de oceanización-

basificación *in situ*, es posible establecer dos mecanismos principales para explicar la apertura de la zona de retro-arco: separación activa y separación pasiva. La primera de ellas se induce desde el interior por un flujo astenosférico; esto incluye a los modelos del levantamiento diapírico del manto, la inyección astenosférica, la cuña de flujo inducido y la influencia de una región caliente y profunda hipotética. La separación pasiva resulta de fuerzas tensionales que actúan sobre las placas; esto ocurre a nivel litosférico y puede resultar de la interacción global de dos placas principales a través de:

- a)- Retracción absoluta de la placa hacia tierra con respecto a la placa estable anclada al manto estacionario.
- b)- Retracción de la fosa debido al retardo gravitacional (*roll back*) de la placa que colapsa.
- c)- Anclaje de una placa en un flujo de manto hacia el océano.
- d)- Revestimiento en concha esférica. (*Spherical shell buckling*).

Para arcos de islas basados en áreas continentales, existe al menos un mecanismo adicional sustitutivo de apertura de mares marginales: la acción de esfuerzos que se propagan dentro del continente y que genera movimientos rumbo-deslizantes. De forma similar, el movimiento transcurrente funciona para el modelo de cuencas *pull-apart*. Recientemente, el adelgazamiento post-colisional de una corteza continental previamente engrosada se ha propuesto como un posible factor asociado a las cuencas de retro-arco o marginales intracontinentales. En la mayoría de los casos ocurre una combinación de distintos mecanismos. Los mares marginales parecen tener un tiempo limitado de apertura,

luego del cual comienza el proceso de cierre. (Charvet & Ogawa, en Hancock, 1.994).

## **INTRODUCCION:**

### **Generalidades:**

El presente trabajo, aparte de ser uno de los requisitos exigidos para obtener el grado, tiene como objetivo fundamental realizar una interpretación paleo-ambiental y tectono-sedimentaria de los medios depositacionales de las unidades litológicas que afloran en las distintas fajas tectónicas presentes en el área de estudio, al sur de los Estados Aragua y Miranda y en el sector nor-oriental del Estado Guárico; la cual está localizada en la Cordillera de la Costa. Y ha representado una zona de especial interés en muchos investigadores debido a que su ubicación geográfica le permitió experimentar una evolución geológica complicada.

### **Justificación:**

Debido a la situación geo-astronómica de Venezuela y la complicada historia geológica de su sector nor-central, es necesario que se realicen estudios cada vez más detallados a cerca de la secuencia cronológica de eventos para ayudar a una mejor y mayor comprensión de la evolución geológico-geomorfológica de la zona septentrional del país.

**Objetivos:**

## Objetivo General:

- Discutir un modelo de evolución geológica para el área de estudio en relación a las evidencias de campo y laboratorio.

## Objetivos Específicos:

- Establecer las características de los diferentes ambientes depositacionales con base en las distintas asociaciones litológicas presentes en la zona de interés.
- Analizar las facies y secuencias de las columnas estratigráficas levantadas en el campo para hacer correlaciones.
- Determinar las edades de las unidades litológicas existentes en los cinturones tectono-estratigráficos, a través de micropaleontología y geocronología.
- Elaborar mapas geológicos y perfiles para cada sección levantada en el campo.

### Localización:

El área de estudio se encuentra enmarcada entre los paralelos  $9^{\circ} 40'$  y  $10^{\circ} 15'$  de latitud norte y los meridianos  $66^{\circ} 20'$  y  $67^{\circ} 05'$  de longitud oeste. Limita con las poblaciones de Ocumare del Tuy (Estado Miranda), al norte, Taguay (Estado Aragua), al sur, Altigracia de Orituco (Estado Guárico), al este y San Sebastián (Estado Aragua) al oeste. Tiene una extensión geográfica aproximada de unos 4.592 kilómetros cuadrados. (Figura 1).



Figura 1. Mapa de ubicación relativa de la zona donde se encuentran las secciones estudiadas.

### **Marco Físico:**

La zona de interés está ubicada en la provincia geomorfológica denominada Cordillera de la Costa, la cual es una gran unidad orográfica situada en las regiones nor-central y nor-oriental del país y se divide en dos cadenas de relieve: Serranía del Litoral y Serranía del Interior, siendo esta última, en su sector nor-septentrional, la de particular interés.

Geomorfológicamente la Serranía del Interior es muy variada. En ella afloran exclusivamente rocas del Mesozoico y del Cenozoico Temprano con un sistema poco simple de pliegues y fracturas; lo cual influye sobre sus caracteres topográficos más resaltantes. El flanco sur de la Serranía, en sus tramos central y oriental (desde Portuguesa hasta Monagas), presenta una pre-cordillera relativamente bien desarrollada formada por cerros y lomas alargadas en el sentido del rumbo de la orografía, con alturas generalmente decrecientes hacia el sur y soportadas por rocas sedimentarias de edades variables entre el Cretáceo y el Mioceno (González de Juana *et al.*, 1.980).

Desde el punto de vista geológico general, Venezuela en su región nor-central presenta una gran complejidad por lo que la geografía de esta zona ha sido dividida en diferentes franjas o cinturones tectono-estratigráficos que exhiben un rumbo casi E-W y, desde el norte hacia el sur, son los siguientes:

### 1) Islas Holandesas y Venezolanas:

Están constituidas por rocas ígneas de origen oceánico, de edad Cretácico Temprano, que coexisten con rocas de arcos de islas de edad Cretácico Tardío.

### 2) Cordillera de la Costa-Serranía del Litoral:

Este terreno consiste de un basamento granítico de edad Precámbrica (?) y una cobertura meta-sedimentaria Mesozoica (?). Las rocas más antiguas fueron sometidas a un evento metamórfico de alta relación P/T, al que se superimpuso luego un metamorfismo de P/T intermedia que afectó a todo el conjunto litológico.

### 3) Cinturón tectónico Cuacagua-El Tinaco:

Está conformado por un basamento de edad Paleozoica, una cobertura meta-sedimentaria Pérmica y por una asociación Cretácica de meta-volcánicas no orogénicas (?), meta-sedimentos y meta-volcánicas. Las rocas del basamento fueron afectadas por un metamorfismo de baja relación P/T correspondiente a la facies de la anfibolita. Las secuencias Paleozoicas y Mesozoicas exhiben las evidencias de haber sido sometidas a las condiciones metamórficas de los esquistos verdes.

#### 4) Cinturón tectónico de Paracotos:

Está constituido por secuencias sedimentarias tipo flysch y wildflysch acompañadas por mega-lentes de serpentinitas y ofiolitas desmembradas de edad Cretácico Tardío (Campaniense-Maastrichtiense) a Paleoceno (?) que fueron afectadas localmente por un metamorfismo de muy bajo grado.

#### 5) Cinturón tectónico de Villa de Cura:

Este terreno consiste de meta-sedimentos con abundantes meta-volcanoclásticas; asociados a meta-volcánicas, volcánicas de arcos de islas y plutones máficos a ultramáficos, de posible edad Cretácico Temprano, que fueron afectados por un evento metamórfico de alta relación P/T, al que se superimpuso un metamorfismo de P/T intermedia. (Navarro, 1.983 y Ostos, 1990)

#### 6) Frente de Montañas de Guárico:

Esta unidad está conformada por las siguientes fajas: piemontina, zona de fallas de corrimiento, volcada y de buzamientos suaves. En ellas se encuentran secuencias sedimentarias no metamorfizadas cuyas edades oscilan entre el Cretácico Tardío y el Oligoceno. Las rocas más antiguas representan ambientes marinos de aguas relativamente profundas, suprayacidas por una secuencia tipo flysch-wildflysch sobre la cual se depositan materiales de ambientes que se hacen más someros (parálidos),

hasta llegar a medios transicionales y continentales (González de Juana et al., 1.980). (Figura 2)

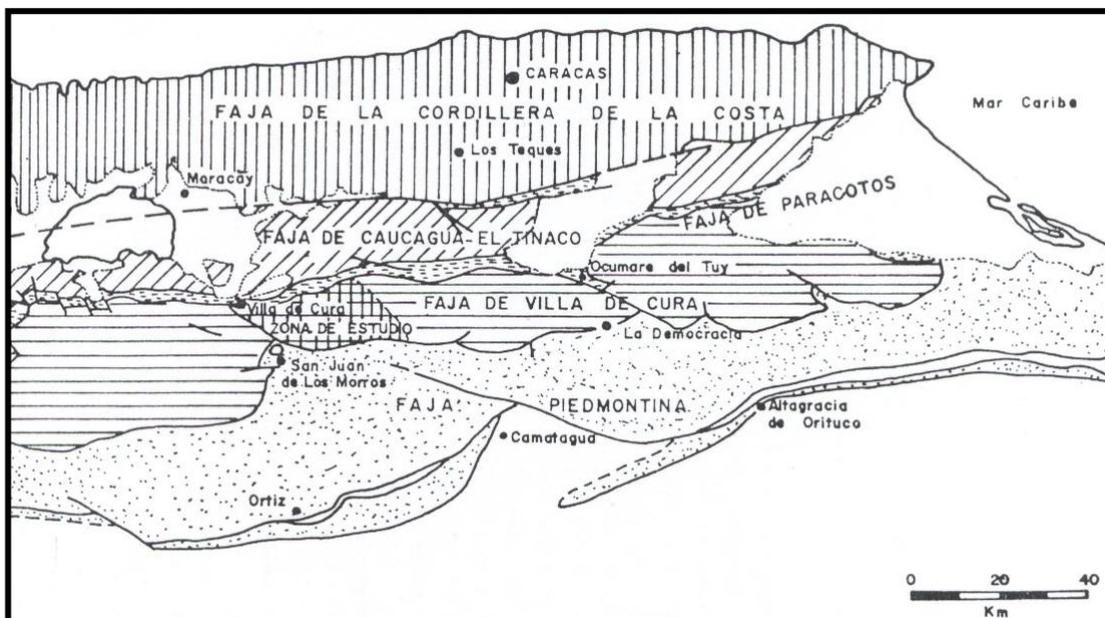
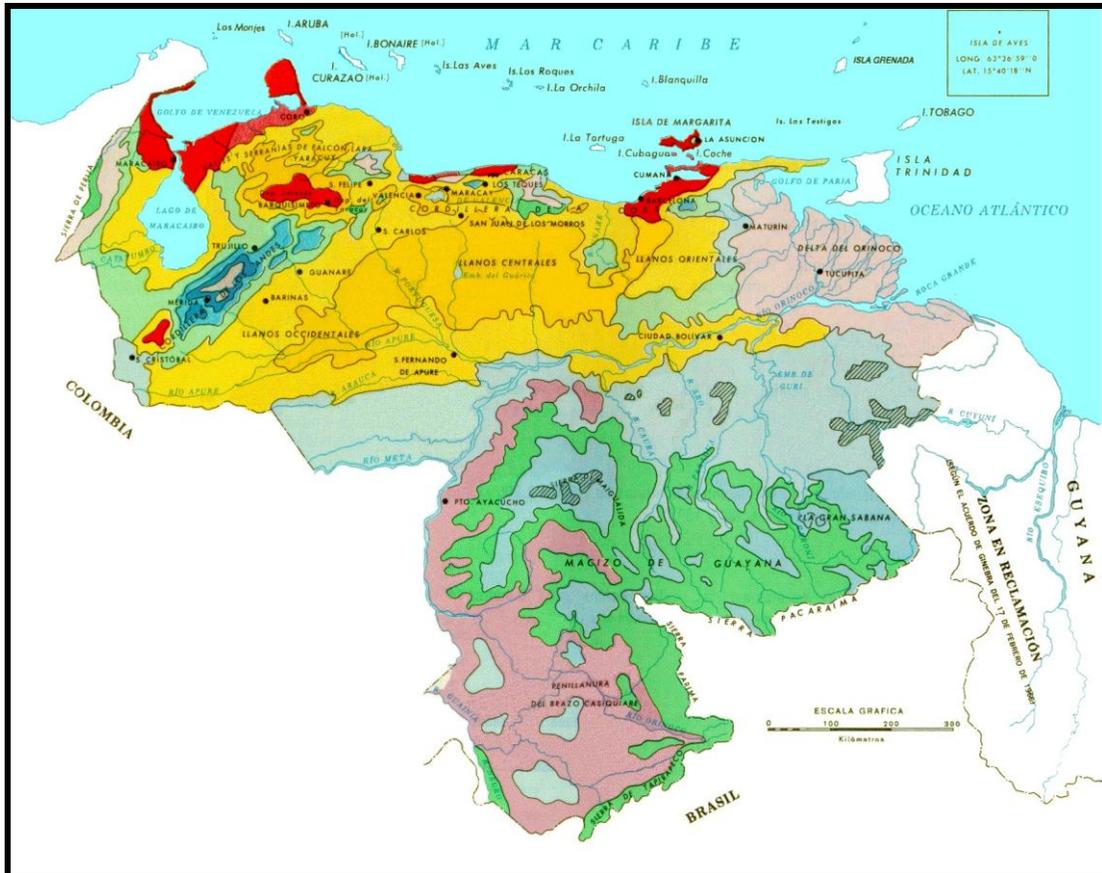


Figura 2. Fajas Tectónicas según Bell, 1.968.

En la zona hay predominancia de los tipos climáticos “Af” y “Aw”, tropical lluvioso y tropical de sabana respectivamente según la clasificación de Köeppen, caracterizados por una temperatura media anual entre los 25°C y 28°C y cantidades variables de precipitación (750 mm y hasta 2.000 mm.) dependientes de la altitud, de la orientación del relieve respecto a la dirección prevaleciente de los vientos y distribuidas de distintas maneras a lo largo del año.

La vegetación, reflejo del clima, actualmente se caracteriza porque los elementos mayoritarios que la integran pertenecen principalmente

a las formaciones vegetales tipo matorral, de sabana, bosques de galería y, en menor proporción al bosque medio deciduo y a las tierras agropecuarias. (Figuras 3 y 4).



#### TIPOS CLIMATICOS SEGÚN KÖEPPEN

**Afi**

**BShi**

A= Tropical

**Ami**

**BWi**

B= Seco

**Am'i**

**Gwi**

G= Montañoso o de Alturas

**Aw''i**

**Gmi**

H= De Hielo

**Aw'i**

**Gw''(s'')i**

f= Húmedo

**Aw'i**

**Hi**

m= Lluvioso

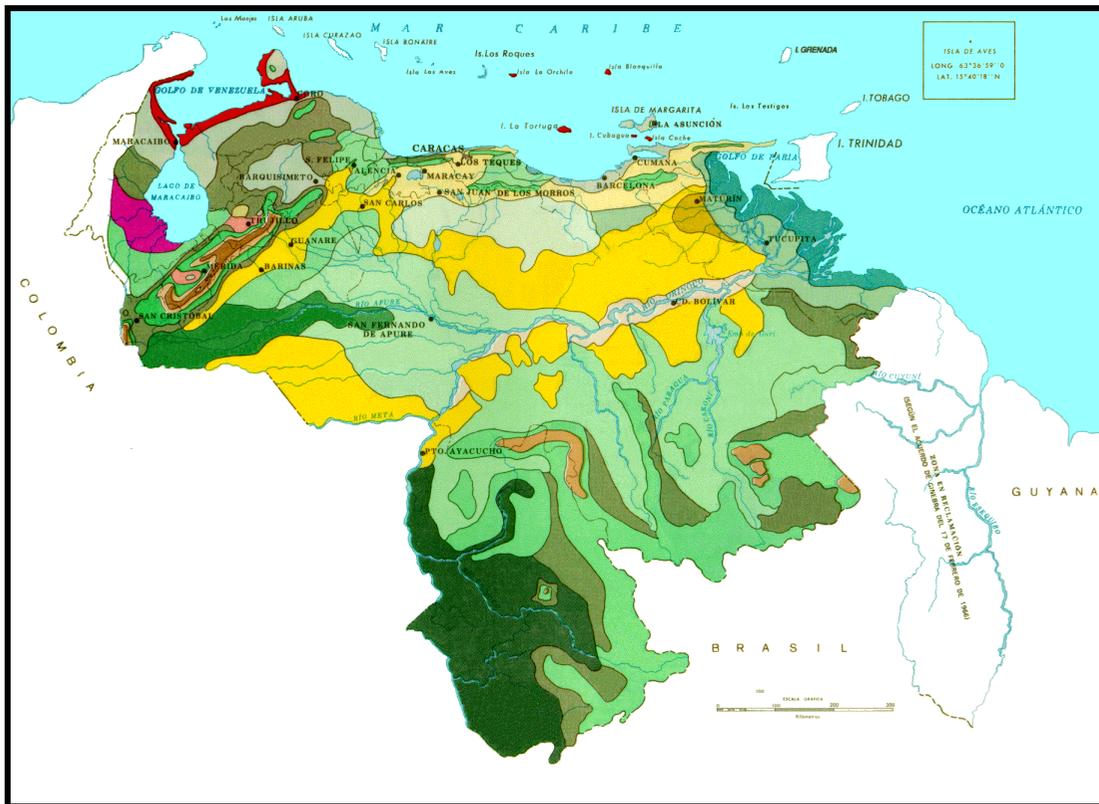
**Aw''(s'')i**

w= Estacional

s= Semi-àrido

Fuente: MARNR. ATLAS 1.979

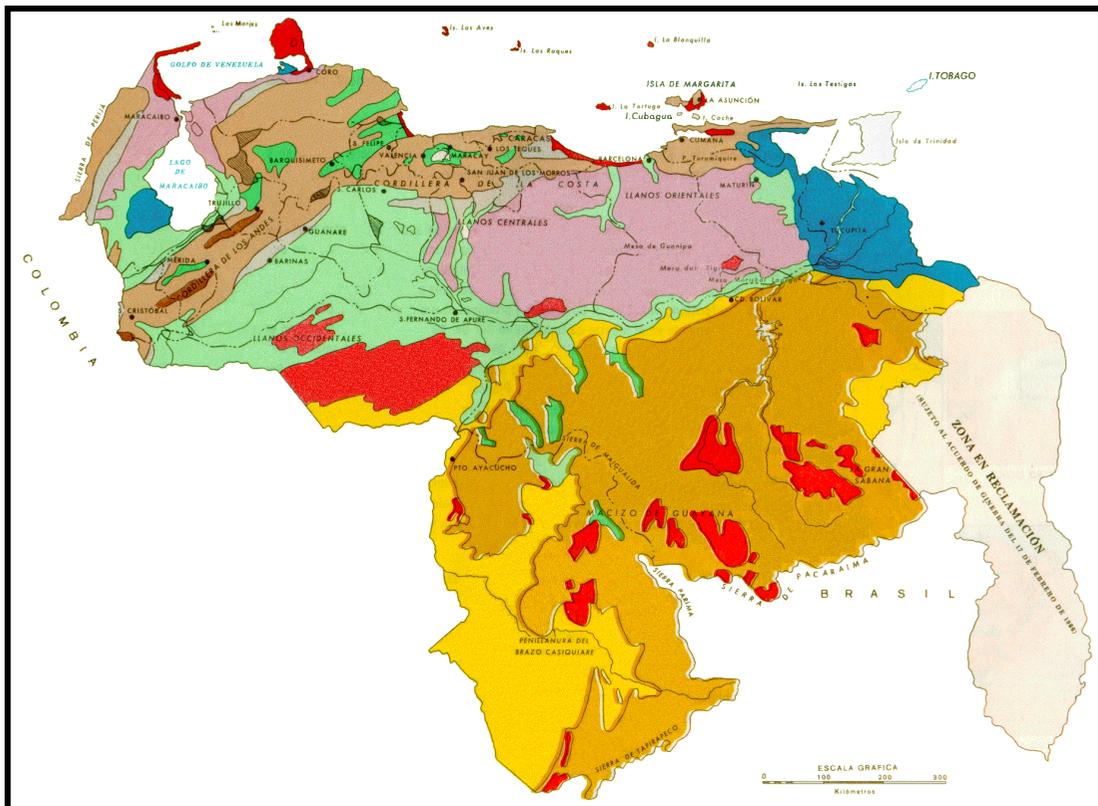
Figura 3. Mapa Climático de Venezuela

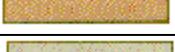


TIPOS DE VEGETACIÓN		
	Selva Higrófila Megatérmica Amazónica	Matorral Andino
	Selva Higrófila Megatérmica	Matorral del Orinoco
	Selva Higrófila Mesotérmica	Zona Esteparia
	Selva Tropófila	Zona Tropofítica
	Selva Higrófila del Alto Apure	Zona Estuarina Lacustre
	Selva Tropical Montana	Zona de Cultivo
	Selva Tropical Inundable	Manglares
	Bosque Deciduo Montano	Páramo
	Fuente: MARNR-ATLAS 1.979	Nevado

Figura 4. Mapa Fitogeográfico de Venezuela según Tamayo.

Con relación a los suelos se puede mencionar que existe una marcada predominancia de los alfisoles; los cuales son moderadamente desarrollados, con acumulación de arcillas en el perfil y con una moderada a alta reserva o saturación de bases. Los sub-órdenes más comúnmente encontrados son los aqualfs y los ultalfs. Los primeros, con drenaje imperfecto o malo, ocurren generalmente en antiguos bancos de sabanas; mientras que los segundos, mejor drenados, son comunes en antiguas terrazas aluviales, conos terrazas, glacís y en colinas de moderada a baja erosión. También se encuentran suelos entisoles que son muy recientes, usualmente aluviones de ríos, con texturas y reservas minerales variables. (MARNR, 1.985). (Figura 5).



TIPOS DE SUELOS			
	Altiplanicies		Valles Intramontanos
	Montañas		Llanos Antiguos
	Llanuras Antiguas		Llanos Eólicos
	Páramos		Llanos Recientes
	Sierras y Montañas		Deltas
	Piedemontes y Colinas		Llanuras Marinas

Fuente: MARNR-ATLAS 1.979. Según Michell Pouyllaut T.

Figura 5. Mapa de Suelos de Venezuela.

**METODOLOGIA:**

El trabajo consistió de las siguientes fases:

- 1) Revisión bibliográfica, cartográfica y aerofotográfica del área de interés.
- 2) Campo: Levantamiento cartográfico y geológico detallado de las secciones que se mencionan a continuación:
  - a) Agua Blanca (Guatopo)-Altagracia de Orituco-Lezama: Sector en el que se hallan rocas de Villa de Cura, la Caliza de Las Colonias y las Formaciones Mucaria, Garrapata, Guárico y Quiamare.
  - b) Ipere-San Francisco de Macaira-Cerro Pelón: Área en la que aflora principalmente el Miembro Flysch de la Formación Guárico y la Caliza de Macaira.
  - c) Embalse de Guanapito-Camino de Las Bestias:
  - d) Alrededores de Altagracia de Orituco: Donde se encuentran aflorando las rocas de las Formaciones Mucaria y Guárico.
  - e) Río Memo-Río Taguay: Sección en la que se encuentran parte de las Formaciones Mucaria, Guárico (Wildflysch, bloques de calizas y ftanitas mezclados y/o embutidos en otros materiales) y Quebradón.

- f) Camatagua-Valle Morín- Los Manires: Donde se hallan rocas pertenecientes a Villa de Cura y las Formaciones Mucaria, Garrapata, Guárico (Miembros Los Cajones y Flysch) y Quebradón.
- g) San Sebastián-San Juan de Los Morros.Tiznados: Sección en la que afloran rocas de Villa de Cura y las Formaciones Escorzonera, Guárico (Miembros Flysch y Morro del Faro) y Quebradón.

2-ii)Laboratorio:

- a) Análisis de secuencias y de facies de las columnas levantadas en campo.
- b) Análisis petrográfico y micropaleontológico de las secuencias sedimentarias.
- c) Análisis petrográfico y geoquímico (DRX, FRX y microscopía electrónica) y determinación de edades por datación isotópica U/Pb de las roca de Villa de Cura y Las Hermanas.

3)Oficina:

- a) Confección de mapas, perfiles y columnas.
- b) Elaboración del informe final.

## **EL PROBLEMA Y SUS ANTECEDENTES:**

La evolución geológica del sector nor-central venezolano durante el intervalo Mesozoico comprendido entre el Jurásico-Cretácico y, luego, en el transcurso del Terciario no es simple. Su ocurrencia está asociada íntimamente con la naturaleza e historia de la interacción entre los complejos márgenes litosféricos existentes en el sur de la placa del Caribe y el norte de la placa Suramericana.

El presente trabajo tiene como propósito fundamental el estudio de un área de la Cordillera de la Costa, en especial el cinturón tectónico de Villa de Cura y el frente de montañas de Guárico, para tratar de obtener información que permita corroborar y/o descartar las diferentes proposiciones que intentan explicar la historia geo-tectónica de la región de interés y determinar, dentro de lo posible, cual de ellas es la más conveniente para proponer un modelo evolutivo para la geología del norte de Venezuela. A este respecto, cabe mencionar que, en relación al origen de la Placa del Caribe y el desarrollo geológico de la región más septentrional del continente suramericano, los modelos de tectónica pueden agruparse en dos grandes tendencias:

1- En el primer grupo se encuentran los trabajos que consideran a la placa del Caribe como un producto de la separación (expansión) que ocurrió entre Norte y Suramérica durante el Jurásico y hasta el Cretácico Temprano. (Maresch, 1.974 y Beets et al., 1.984).

2- Al segundo conjunto pertenecen los modelos que proponen que la placa del Caribe se formó en el Pacífico (placa de Farallón) y luego migró, relativamente, en dirección este desde finales del Cretácico hasta el presente, ubicándose entre Norte y Suramérica. (Pindell et al., 1.988 y Ross & Scotese, 1.988).

Hess y colaboradores a comienzo de la década de los sesenta realizaron trabajos para establecer la secuencia cronológica de eventos geológicos ocurridos al norte de Suramérica. Luego, en el transcurso de los años '70 aparecen publicaciones que reportan datos para tratar de explicar la existencia las de fajas o cinturones tectónicos que conforman el complicado mosaico geológico de la Cordillera de la Costa, soportando la idea de la aloctonía de algunos bloques como el caso concreto de Villa de Cura. Así, Menéndez en 1.965 consideró al grupo Villa de Cura como alóctono por presentar rasgos geológicos anormales dentro de las montañas del Caribe, rebatiendo de esta forma a Oxburgh (1.965) quién sugirió que este conjunto de rocas representaba parte del basamento pre-Cretácico. Posteriormente, Jarvis en 1.966 utilizó el argumento de la aloctonía para dar una posible explicación al origen de la Formación Paracotos, la cual está localizada al norte de la referida faja (Villa de Cura). Otros autores que más tarde comparten esta tesis, asumiendo el deslizamiento gravitacional de bloques como una probable explicación válida, son: Menéndez (1.966), Piburn (1.968) y Bell (1.968) . Sin embargo, estos trabajos no aportan

datos concretos que puedan ser utilizados como evidencias que sustenten a la hipótesis propuesta.

Cabe mencionar que González y Picard (1.972) consideran que el proceso de un deslizamiento gravitacional hacia el sur, como el descrito por los autores previamente citados, de haber ocurrido fue de menor magnitud; ya que ellos manejan la idea de la existencia de una cuenca oceánica, entre dos placas continentales, al sur de la Cordillera de la Costa y, en consecuencia, las rocas de Villa de Cura no se tendrían que haber formado al norte de dicha orografía. También Murray en 1.972, coincidiendo con González y Picard, menciona que el deslizamiento hacia el sur a gran escala de bloques como el de Villa de Cura es difícil de sustentar.

Por otra parte, Skerlec & Hargraves (1.980) muestran una posición diferente en torno a la ubicación geográfica del bloque que contiene las rocas del Grupo Villa de Cura antes de su emplazamiento; pues todos los autores antes mencionados asumen un orógeno con orientación este-oeste (E-W), es decir, prácticamente paralelo al margen continental suramericano, mientras que ellos señalan un límite de placas localizado perpendicularmente al referido margen continental que sufrió una rotación megatectónica de 90° y chocó con Suramérica.

Posteriormente, a partir de 1.982, aparece un grupo de publicaciones con ideas distintas a las anteriores. De hecho proponen la existencia de una cuenca marginal al norte de Suramérica (Venezuela) para el Cretácico, la

cual evolucionó a un borde de tipo convergente en su sector meridional. En este borde se desarrolló un arco de islas que luego fue emplazado en el cinturón de la Cordillera de la Costa. (Talukdar y Loureiro, 1.982; Navarro, 1.983; Ostos y Navarro, 1.985; Navarro et al., 1.987; Ostos et al., 1.987; Yoris, 1.987 y Ostos, 1.990). Este conjunto de autores asocia la génesis de las rocas de Villa de Cura a la presencia de una cuenca oceánica que posiblemente se formó entre el cratón de Guayana y una masa continental relativamente pequeña (micro-continente Sebastopol) que se derivó del referido cratón. Los datos geocronológicos obtenidos para las rocas que conforman el núcleo de la Cordillera de la Costa (402 m.a; Urbani 1983 en Ostos y Navarro, 1985)), en el subsuelo de la cuenca del Guárico (160 m.a.; Motiscka *et al.*, 1985 y 150 m-a- Gosh *et al.*, 1984) y en rocas asociadas a todo este sistema orogénico (119 y 112 m.a. Loubet, 1985 en Ostos y Navarro, 1985) parecen confirmar esta hipótesis.

Así, la formación de esta cuenca se debió iniciar en el Jurásico Medio (Oxfordiense) y su apertura se aceleró a comienzos del Cretácico (Neocomiense-Albiense Temprano) por la ocurrencia de un proceso de subducción entre la placa al norte de Suramérica y el borde continental suramericano. Esto originó el desarrollo de un arco de islas volcánico que concluye a finales del Cretácico (Turonense-Campaniense) cuando el arco colide con el micro-continente. (Navarro, 1.989). En síntesis la historia

geológica del área en cuestión según estas ideas contendría los siguientes eventos:

1- Formación de un arco de islas, al noroeste de Suramérica.

2- Aproximación de dicho arco al borde continental suramericano (en estos dos aspectos coinciden todos los autores antes citados).

3- Previo a la colisión del arco volcánico mencionado con suramérica, se origina una cuenca entre el micro-continente Sebastopol y el cratón de Guayana.

4- Choque entre el arco de islas y el micro-continente Sebastopol (colisión oblicua).

5- Expansión máxima de la cuenca retro-arco e inicio de un proceso convergente que produce una subducción con polaridad sur y su correspondiente arco de islas volcánico entre el micro-continente Sebastopol y el cratón de Guayana.

6- Cierre de la referida cuenca conjuntamente con la colisión entre el micro-continente y el arco de islas más joven. Ver Figura 6A

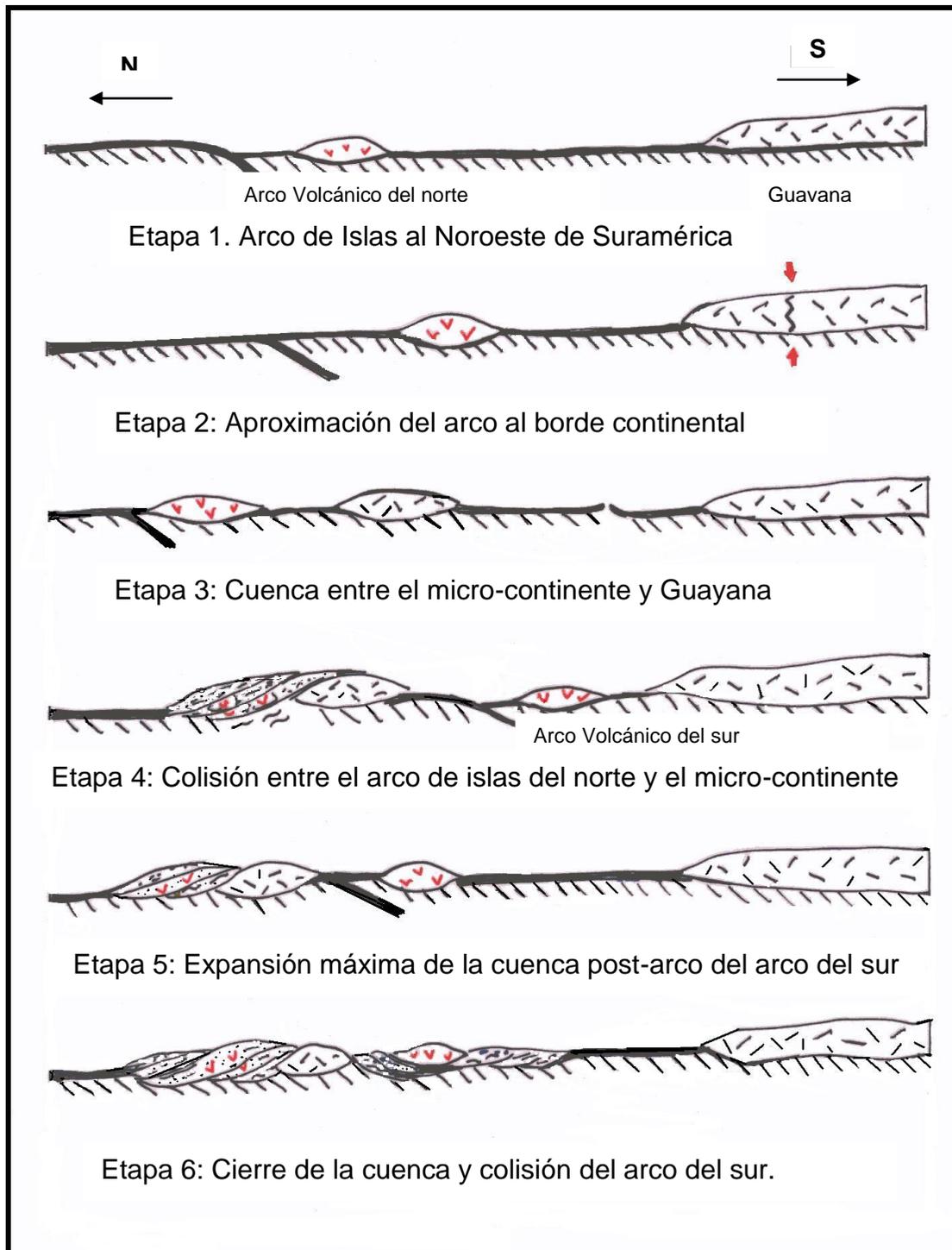
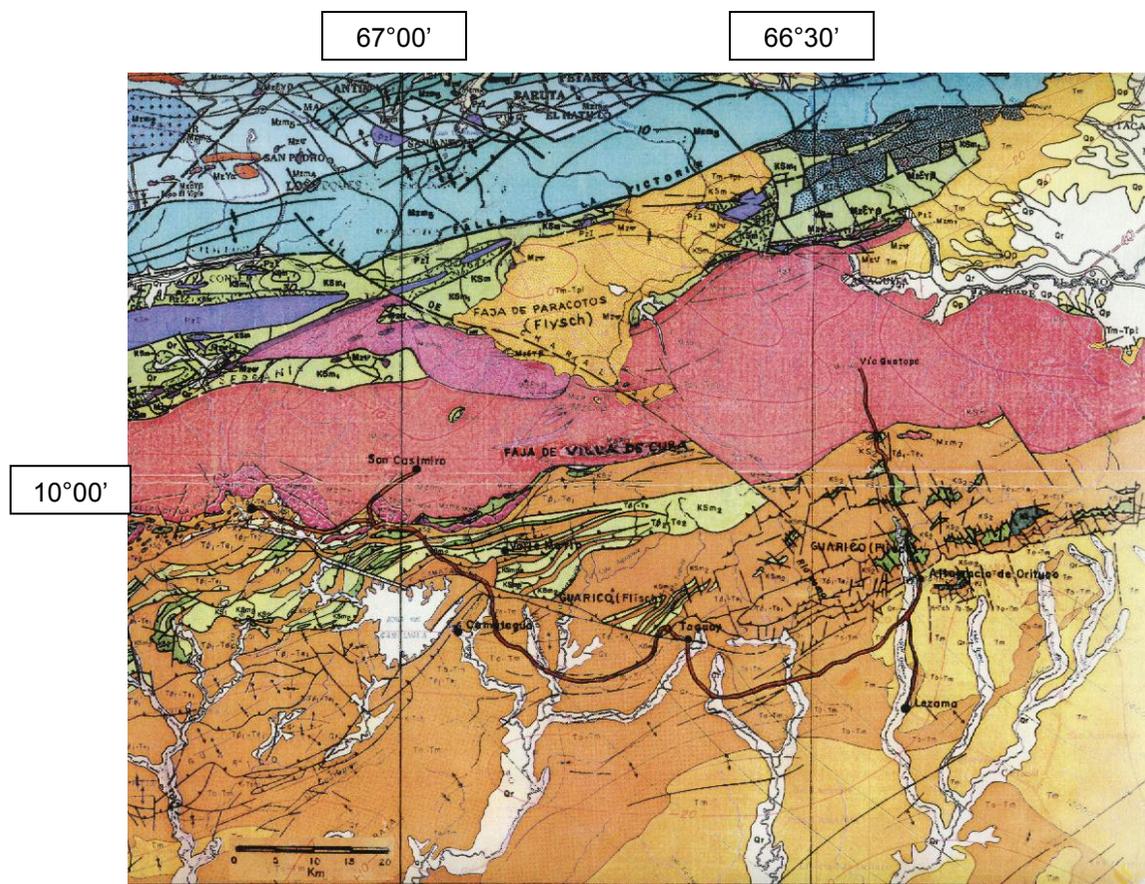


Figura 6A. Modelo tomado de Lugo (1982); Ostos y Navarro (1985) y Yoris (1992)

Este modelo permite explicar la generación de ambientes sedimentarios apropiados para la depositación de unidades litológicas como Paracotos y Tucutunemo (al norte del bloque de Villa de Cura), así como Escorzonera y Garrapata (al sur del bloque de Villa de Cura) y la presencia de la faja de Villa de Cura, pues todas ellas durante la génesis, desarrollo y cierre de la cuenca marginal y la colisión del arco de islas volcánico interior con el micro-continente de Sebastopol fueron deformadas y emplazadas tectónicamente hasta llegar a conformar su situación geológica actual. (Navarro, 1.989). De hecho, la existencia, al norte del cratón de Guayana, para el Cretácico, de la mencionada cuenca marginal que evolucionó a un borde convergente en el sur y el consecuente desarrollo de un arco de islas volcánico interno emplazado en el cinturón tectónico de la Cordillera de la Costa junto con otros bloques, permite considerar un punto de vista distinto a los propuestos en los otros modelos con relación a la supuesta aloctonía de la faja de Villa de Cura para tratar de explicar: a) el (los) ambiente(s) depositacional(es) de las unidades litológicas que forman parte de este complicado marco geológico, b) las posibles similitudes entre la Formación Paracotos y la Formación Mucaria, c) la ocurrencia de una fase de plegamiento pre-Paleoceno visible solamente en la faja de Paracotos y en el sector meridional del bloque de Villa de Cura y d) la existencia de una probable fuente granítica, ubicada al sur, para las unidades que conforman el "Grupo" Caracas.

**PROPUESTA:**

Como se mencionó anteriormente, el presente trabajo se llevó a cabo en un sector de la Cordillera de la Costa para tratar de proponer un modelo geológico-tectónico que contribuya a elucidar la evolución geológica de la región norte-centro del país. Las secciones escogidas atraviesan las fajas tectónicas más meridionales de la Cordillera de la Costa, en particular las que se hallan al sur de la faja de Paracotos. Así, se pretende que la información recabada permita definir a la región de interés, dentro del contexto geológico de este cinturón orogénico, como un conjunto litológico desmembrado, y metamorfozado en algunos sectores de las fajas tectónicas, de unidades pre-existentes asociadas a eventos tectónicos de colisión, tanto al norte como al sur, de posible edad Paleozoico-Mesozoico. En general, el área muestra aproximadamente los siguientes rasgos geológicos que se destacan a continuación (Figura 6), en donde se resaltan los rasgos tectono-estratigráficos en marcadas en la zona de interés comprendida entre las secciones realizadas en el área San Juan de Los Morros- San Sebastián, al oeste, y las que se encuentran en el sector de Guatopo- Lezama-Altigracia de Orituco-Ipare-San Francisco de Macaira, al este:



LEYENDA: SIMBOLOGÍA GEOLÓGICA		
Contacto Geológico		Aluviones
Falla		Mioceno
Falla Normal		Eoceno-Oligoceno
Falla Transcurrente		Paleoceno
Falla de Corrimiento		Cretácico Superior
Anticlinal		Cretácico Medio
Sinclinal		Cretácico sin Diferenciar
Ofiolitas		Villa de Cura
Igneas Básicas		Fuente: Mapa Geológico MEM 1976

Figura 6B. Propuesta de Trabajo.

Esto concuerda con el modelo que propone un mecanismo diferente al del emplazamiento gravitacional y al de rotación megatectónica, ya que estos últimos muestran inconsistencias principalmente en cuanto a:

- a) La zonación del gradiente metamórfico exhibido por las unidades litológicas que componen al bloque de Villa de Cura.
- b) La relación geométrica (paralelismo) existente entre los rasgos estructurales como la foliación de la Formación Paracotos y las rocas de Villa de Cura.
- c) La confiabilidad de los datos paleomagnéticos en los que se apoya la hipótesis de la rotación megatectónica.

Para ello se efectuó un levantamiento cartográfico, geológico y estratigráfico detallado y, por medio de los distintos análisis de laboratorio (petrografía, paleontología, geoquímica, geocronología, entre otros) se obtuvieron las edades de las diferentes unidades litológicas presentes en la zona de interés; así como también se realizó la determinación de los posibles ambientes depositacionales de las secuencias sedimentarias y el lugar y naturaleza de su fuente de proveniencia. Esto con el objeto de realizar una reconstrucción de la evolución geológica del borde norte de Venezuela basada en los datos obtenidos y comparándolos con la información existente en la literatura.

### **Geología Histórica y Estructural:**

Durante el Paleozoico se registra sedimentación marina y continental sobre un basamento ígneo-metamórfico en el borde de la plataforma del Escudo de Guayana (Cuenca Oriental), representada por secuencias que alcanzaron grandes espesores. Cabe mencionar que en subsuelo de la Cuenca Oriental venezolana se reconocen rocas graníticas Carboníferas, producto de la colisión ocurrida en el Paleozoico Superior, asociadas a un proceso de acreción contra materiales del Paleozoico Inferior adosados en una zona de "sutura" previa. También en la Cordillera de La Costa se reconocen rocas de edad Paleozoica (Devónico a Pérmico). (Slumberger, 1.997)

La historia geológica de esta provincia geosinclinal comienza en el Mesozoico (?) con el desarrollo de facies sedimentarias que fueron afectadas por tectonismo, metamorfismo y magmatismo. Se sostiene que en el Triásico hubo erosión; ya que no hay evidencias concretas de depositación, y la sedimentación ocurre en el Jurásico en cuencas alargadas de distensión con depósitos de capas rojas intercaladas con materiales lacustres y productos de vulcanismo efusivo. Se han localizado rocas volcánicas basálticas tanto en la región andina como en el subsuelo de las cuencas sedimentarias. La edad de estos eventos se ha establecido en el Jurásico Medio a Tardío y se asume que están relacionados con la tectónica extensiva (*rifting*) como resultado de la ruptura de Pangea hace

aproximadamente 200 millones de años. También se reconocen rocas sedimentarias metamorfizadas en la Cordillera de La Costa del Jurásico. En el Cretácico continúa el proceso de separación de Pangea y los mares transgreden a partir del Valanginiense (135 m.a.) el borde continental en el oriente del país. Durante el Aptiense, la transgresión invade a Venezuela septentrional con facies de aguas someras y costero-litorales, restringidas y con pocos clásticos; esta avanza en ambientes marinos someros de libre circulación hasta finales del Albiense (100 m.a.). Del Cenomaniense al Campaniense al invadir los mares, es posible diferenciar los siguientes ambientes de norte a sur: a) pelágico con sedimentación de calizas, ftanitas y lutitas negras; b) nerítico con depositación de arenas y calizas y c) costero-continental conformando una franja con predominio de arenas. Así, en el centro-norte y oriente de Venezuela, de forma análoga al occidente del país, la transgresión Cretácica se produce como un efecto tardío que resulta de una serie de fenómenos más relevantes asociados a la ruptura de Pangea en el transcurso del Jurásico y, probablemente de forma más directa, con la apertura del Atlántico sur.

La transgresión procede del norte, específicamente del mar abierto formado entre Norte y Sur América (Proto-Caribe?) durante el Jurásico, e invade el margen continental soportado principalmente por la sedimentación Paleozoica incorporada a las masas cratónicas por efecto de la orogénesis Permo-Triásica. Las zonas epicontinentales se caracterizaron por su relativa

estabilidad tectónica durante el Cretácico. No obstante, más al norte en ambientes marinos más profundos, existieron condiciones de actividad geológica incluyendo tectogénesis, metamorfismo y magmatismo, entre otras, típicas de la Cordillera de La Costa.

A comienzos del Cenozoico (Paleoceno-Eoceno Temprano) se retiran los mares ocasionando un lapso de no sedimentación y erosión en las zonas meridionales de Guárico, Anzoátegui y Monagas. Los mares vuelven a invadir la parte central de Guárico en el Eoceno Tardío. Sin embargo, en la provincia oriental continúa la sedimentación ininterrumpida en la Serranía del Interior con calizas de aguas llanas y una región más marina hacia el este y sureste. Desde comienzos del Terciario, la zona externa meridional de la Cordillera de La Costa (Guárico: el sector Nor-central de Venezuela) experimenta sedimentación tipo flysch con olistolitos y olistostromos, en cuencas ubicadas entre la zona activa y el borde continental pasivo, formadas durante el Paleoceno-Eoceno (?) y luego tectónicamente deformadas. El levantamiento generalizado a finales del Eoceno Medio se manifiesta en los contrafuertes por la elevación del surco del Guárico y su incorporación como área positiva a las masas metamórficas de los orógenos elevados por ese evento. Es posible pensar en la existencia de grabens y semi-grabens en los inicios de la cuenca oriental venezolana. Estas fosas sufrieron una tectónica de grandes corrimientos y ellos, a su vez, fueron desplazados y sobre-corridos hacia el sur contra el borde continental

relativamente pasivo durante el Terciario Superior. La sedimentación del Eoceno Superior probablemente estaba limitada en sus comienzos a la sub-cuenca de Guárico. Durante el Oligoceno y Mioceno Inferior la invasión marina primitiva se extendió progresiva y diacrónicamente hacia el este y sureste por la parte centro-meridional de los Estados Guárico, Anzoátegui y Monagas; además ocupó prácticamente toda la zona de los deltas del Orinoco y San Juan, siguiendo el proceso de desarrollo de la cuenca oriental cuando su zona distal fue desplazada hacia el sur. La cuenca tenía forma de "U" abierta hacia el este; su flanco norte estuvo formado por una cordillera en proceso de levantamiento y el sur se desarrolló sobre una plataforma de aguas someras apoyada sobre el estable cratón de Guayana. La cuenca, como resultado de las diferencias notables entre sus bordes norte y sur, se inició asimétrica con la zona axial situada en su sector septentrional, donde se acumularon la mayor cantidad de sedimentos. En el intervalo Oligoceno-Mioceno su zona de bisagra se individualiza hacia el norte del área de oficina y las aguas avanzan hacia el sur y sureste hasta la posición actual del río Orinoco. Ello trae como consecuencia cambios sedimentarios importantes. A finales del Mioceno y durante el Plioceno la cuenca oriental se fue rellenando gradualmente con materiales cada vez más continentales (molasa).

Sobre la base de datos estructurales en afloramientos y la reconstrucción geográfica pre-deformacional, es posible inferir que la Serranía del Interior

presenta valores de acortamiento cortical estimados en  $80 \pm 5$  kilómetros en sentido norte-sur ( Erickson & Pindell, 1998).

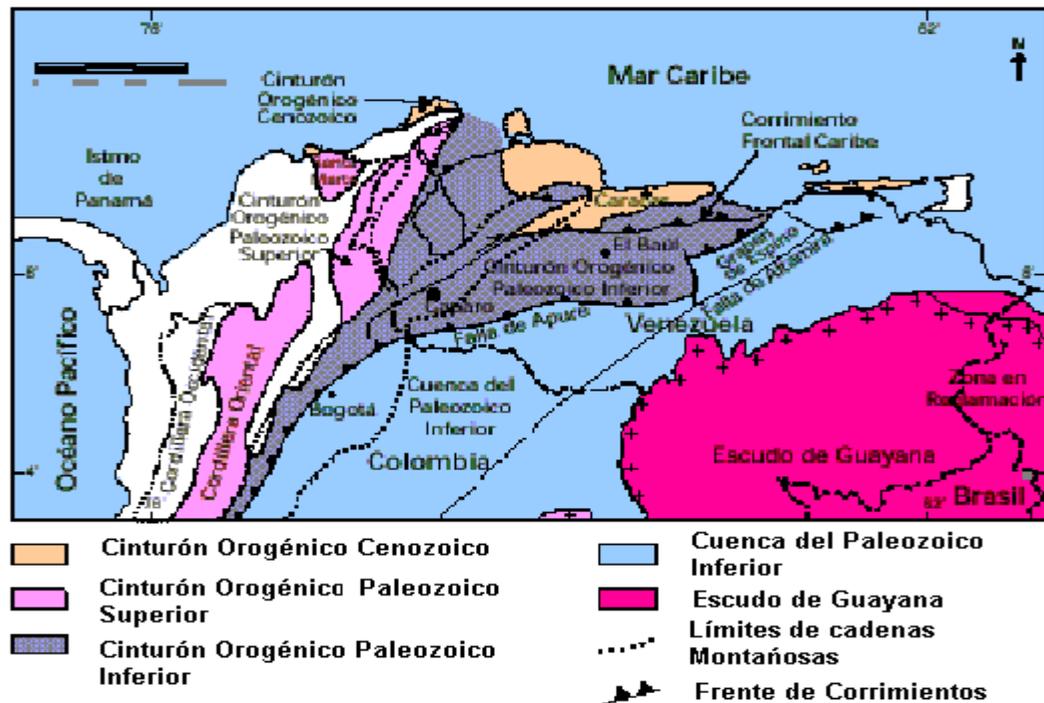


Figura 7. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Sudamérica, en los cuales hay rocas paleozoicas. Dichos terrenos fueron suturados secuencialmente a la cuenca autóctona del paleozoico Inferior, durante el Ordovícico-Silúrico, durante el Carbonífero y desde finales del Mesozoico hasta el presente. (Tomado de YORIS & OSTOS 1997).

**Geología Regional:**

En el sector de estudio, abarcando el sureste de Miranda, centro y sur de Aragua y norte-centro de Guárico, se hallan afloramientos de las rocas metamórficas de la Serranía del Interior (Villa de Cura), de rocas Cretácicas que representan asociaciones litológicas similares a las de este Período en Venezuela oriental y de secuencias sedimentarias más jóvenes.

En la evolución geológica de la Faja Piemontina, como en toda el área de interés, el desarrollo sedimentario remonta sus comienzos al Cretácico Tardío- Paleoceno y están involucrados tres ciclos separables en el tiempo:

- El primero de ellos se caracteriza por ser un intervalo sedimentario similar al de la cuenca oriental (Paleozoico-Mesozoico Inferior).
- El segundo ciclo, tiene lugar hacia finales del Cretácico e inicios del Terciario dentro de una depresión profunda denominada surco de Guárico, en la cual se produjo una sedimentación flysch normal y caótica (wild-flysch) con emplazamientos gravitacionales y tectónicos de bloques de rocas de distintas edades tales como Mesozoicas (metamórficas), Cretácicas y Paleocenas.
- El tercer y último ciclo ocurre durante el Terciario Superior y ha sido explicado como un gigantesco desprendimiento ("decollement") en el subsuelo de la faja Piemontina conectado con una serie de corrimientos sub-paralelos imbricados, entre los que aparecen cuñas, napas o

"lonjas" tectónicas sucesivas, que culmina con el gran corrimiento frontal de la Cordillera de La Costa. Dentro de cada cuña pueden identificarse las unidades litológicas pertenecientes al primer y segundo ciclo. Como resultado de los dos últimos ciclos los afloramientos Cretácicos están fuera de su posición original; unas veces a causa de deslizamientos por gravedad durante el desarrollo del surco del Guárico y otras por el transporte tectónico, con dirección de norte a sur, ocurrido en el Terciario. Ambos eventos están super-impuestos y esto ocasiona dificultades en la correlación de intervalos litológicos, no sólo porque los enormes bloques deslizados pueden adoptar cualquier posición espacial no estratigráfica, sino también debido a que en los bloques tectónicamente transportados las secuencias no están completas y porque cuando los dos tipos coexisten, pueden encontrarse elementos deslizados dentro de secuencias aparentemente normales.

A partir de la máxima cobertura de los mares en tiempos de la depositación de la Formación Querecual. Se observan en Venezuela oriental características de relleno de cuenca; al comienzo de manera gradual, como se ha definido al analizar la Formación San Antonio, y luego de forma más rápida con las arenas de la Formación San Juan. Esta unidad es un lente arenoso limitado al sur por un biselamiento sobre el Grupo Temblador y al norte por la aparición de los ambientes profundos que no dejaron de existir en la parte central de la cuenca. La Formación San Juan

es de ambiente nerítico-costero; sus arenas son limpias y de grano fino, bien escogidas y de gran extensión lateral. Hacia el final del Cratácico las aguas se han retirado de las zonas meridionales que quedan expuestas a un largo período de erosión; mientras que en la zona de la Serranía continúa la sedimentación de las lutitas de cuenca (Formación Vidoño), la cual se mantiene durante el Terciario Inferior.

En la faja Piemontina se pueden reconocer varias asociaciones lito-estratigráficas que corresponden al Campaniense- Maastrichtiense. En las cuñas tectónicas es posible observar localmente la transición de los ambientes euxínicos de la formación Querecual a los Miembros más oxigenados y con mayor aporte de clásticos de la Formación Mucaria, considerada como equivalente de la Formación San Antonio del Grupo Guayuta en Venezuela oriental. Análogamente, se puede notar el paso de las facies limo-arcillosas de la Formación Mucaria a las facies turbidíticas de la Formación Guárico, en algunas de esas lonjas tectónicas. Es importante destacar que en esta faja existen otras asociaciones lito-estratigráficas (Formaciones Garrapata y Escorzonera) que representan en la zona de olistostromos (depósitos sedimentarios caóticos cementados por una masa arcillosa que se produce como consecuencia de la génesis de un manto de corrimiento, el cual actúa como una pala y arrastra a los materiales a distancias considerables) y bloques. De estas unidades no se reconocen equivalentes en la provincia epicontinental. La parte septentrional de la sub-



### **Geología Local:**

Descripción de las unidades litológicas:

Complejo de Villa de Cura:

La referencia original de este conjunto litológico se debe a Aguerrevere y Zuloaga (1.937), quienes utilizaron en primer lugar el término Serie de Villa de Cura para designar a una complicada asociación de rocas en los alrededores del poblado de Villa de Cura (Estado Aragua). Luego estos mismos autores las consideraron como a un Grupo, desde el punto de vista litoestratigráfico. Posteriormente, otros autores que se citan a continuación: Smith, 1.952; Shagam, 1.960; Feo Codecido, 1.962; Konigsmark, 1.965; Oxburg, 1.965; Seiders, 1.965; Menéndez, 1.965-1.966; Jarvis, 1.966; Beck, 1.968; Piburn, 1.968; González y Picard, 1.972; Sherlec & Hargraves, 1.980; Talukdar y Loureiro, 1.982, Navarro, 1.983; Ostos y Navarro, 1.986; Navarro et al, 1.987; Ostos et al; 1.987; Yoris, 1.987; ostos, 1.990, han redefinido y reconsiderado este conjunto de rocas limitadas al norte y al sur por una serie de fallas de corrimiento; el cual ha sido dividido en unidades atendiendo a la abundancia relativa de tipos litológicos.

Esta unidad puede considerarse como un cinturón de unos 250 kilómetros de longitud por un ancho promedio de 23 kilómetros y con una orientación prácticamente este-oeste. Se extiende desde el Estado Cojedes, al norte de la población de El Pao, hasta la región de Barlovento (Estado Miranda). Tiene un espesor estimado en 10 kilómetros y se compone

principalmente de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de granulometría variable y de edad Jurásico-Cretácico. Los contactos, con las unidades adyacentes, son tectónicos y se interpretan como fallas de corrimiento.

De norte a sur las sub-divisiones son las siguientes:

- El Caño: Está constituida por metatobas afaníticas finamente laminadas con cantidades menores de metalavas basálticas y andesíticas.
- El Chino: Consiste en metatobas estratificadas de grano fino con proporciones menores de metabasaltos, metaftanitas, filitas grafitosas, esquistos cuarzo-albíticos y granofels cuarzo-albíticos.
- El Carmen: Contiene una serie de metalavas basálticas de un espesor considerable, con fenocristales de augita, intercaladas con metatobas, granofels, metaftanitas y filitas grafitosas.
- Santa Isabel: Presenta granofels cuarzo-feldespático-epidóticos con intercalaciones de esquistos cloríticos y cantidades menores de metalavas piroxénicas y metaftanitas.
- Las Hermanas: Consiste en metatobas, metalavas y aglomerados volcánicos.

Navarro (1.983) hace una diferencia de estas sub-divisiones, de sur a norte, atendiendo a la siguiente zonación metamórfica:

- Prehnita-Pumpellita
- Barroisita-Zoisita/Clinozoisita-Albita
- Glaucofano-Hornblenda barroisítica
- Epidoto (Zoisita/Clinozoisita)-Glaucofano
- Lawsonita-Glaucofano
- Lawsonita-Albita
- Pumpellita-Actinolita y
- Prehnita-Pumpellita.

Navarro (1.983) y Navarro *et al.* (1.988), basándose en análisis geoquímicos, concluyen que los basaltos de El Carmen son de afinidad MORB (basaltos de cadena centro oceánica) y los de Las Hermanas (Tiara sur) de arco de islas volcánicas. Ostos (1.990) interpreta, a través de un estudio geoquímico de elementos mayoritarios, que El Caño, El Carmen y Santa Isabel son de afinidad toleítica (zona de San Sebastián), así como también Las Hermanas (zona de Guatopo). Sin embargo, la gran cantidad de metalavas soportan un origen de arco de islas. Léxico Estratigráfico de Venezuela (1.997).

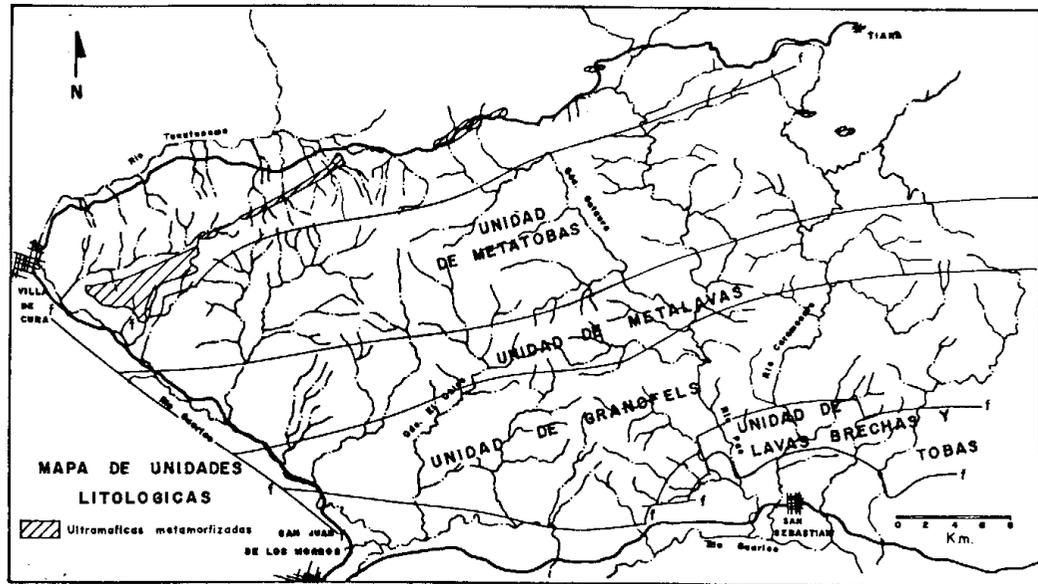


Figura 9. Mapa de unidades litológicas. Tomado de Navarro, 1.983.

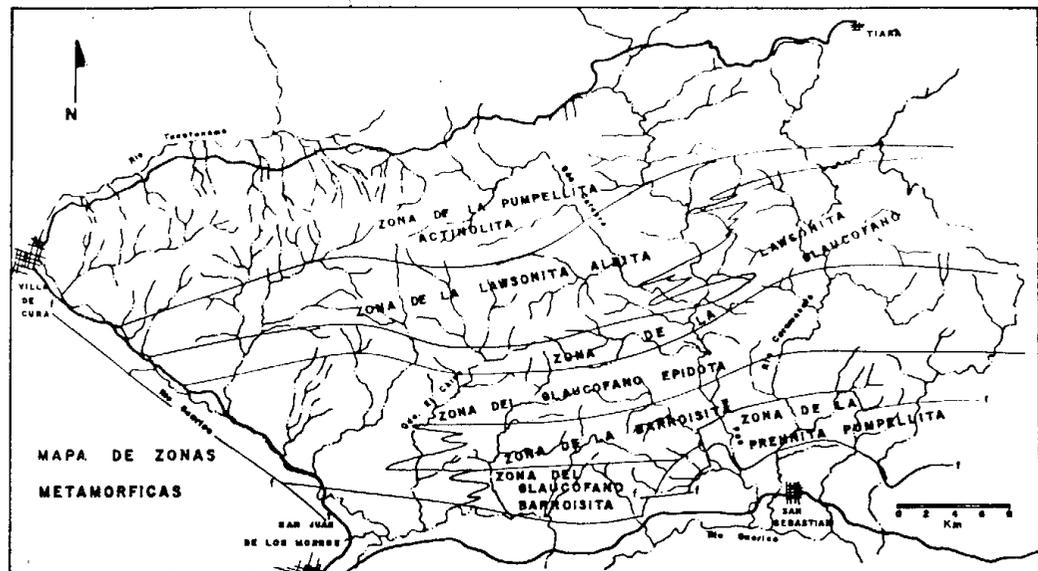


Figura 10. Mapa de zonas metamórficas. Tomado de Navarro, 1.983

### Caliza de Las Colonias:

Beck (1.986) introduce este nombre informal para designar un conjunto litológico en el que predominan las calizas que afloran en el frente de montañas de Guárico. Esta unidad se halla en contacto con las rocas metavolcánicas de Las Hermanas (Villa de Cura) y se le asigna una edad Cretácico Tardío. Es descrita por el mismo autor como una caliza masiva de color gris claro con pequeños lentes de ftanita gris y presenta foraminíferos planctónicos.

Albertos *et al.* (1.989) señalan que estas calizas de aspecto recristalizado, muestran laminación paralela incipiente y se intercalan con limolitas y areniscas de grano muy fino calcáreas y de color gris. La presencia de radiolarios y foraminíferos planctónicos (*Globotruncana sp.*, *Heterohelix sp.* y *Globigerinelloides sp.*) sugiere que estas rocas fueron depositadas en un ambiente hemipelágico. Esta unidad, cuyo espesor total original se desconoce, se encuentra sobrecorrida al norte por las rocas de Las Hermanas (Villa de Cura) y su contacto meridional, con Garrapata y otras Formaciones, es también de falla. Léxico Estratigráfico de Venezuela (1.997).

### Formación Mucaria:

La referencia original de esta unidad se debe a Renz y Short, 1.960. La Formación es una secuencia monótona de lutitas silíceas con bandas de chert o ftanitas y capas ocasionales de micro-conglomerados calcáreos de forma lenticular, con feldespatos, granos de cuarzo y fragmentos de rocas ígneas básicas. También se presentan, en tres niveles diferentes, lentes de calizas micro-cristalinas laminadas con abundantes foraminíferos pelágicos que, ocasionalmente, se inter-estratifican con dolomitas. Las calizas, en parte conglomeráticas, presentan fragmentos de gneisses, esquistos micáceos y ftanitas negras. El espesor de aproximado de esta Formación se calcula entre 1.000 y 1.500 metros. Entre los fósiles identificados se hallan foraminíferos como *Gümbelina*, *Globotruncana* y *Rugoglobiderina*, además se mencionan especies de *Surcoperculina* y *Sulcorbitoides*. Los contactos establecidos para la Formación Mucaria presentes en la literatura son los siguientes: a) Inferior: Concordante y transicional con la Formación Garrapata, b) Superior: Concordante y transicional con la Formación Guárico. Por su posición estratigráfica se estima que esta unidad es de edad Cretácica (Campaniense-Maastrichtiense) - Terciaria (Mioceno). Se extiende desde el Estado Portuguesa hasta el Estado Aragua a lo largo del frente de montañas, dentro de la denominada Faja Piemontina. Léxico Estratigráfico de Venezuela, (1.997).

Formación Escorzonera:

Esta unidad, con características muy parecidas a las de las meta-volcánicas de Tiara, está conformada por olistolitos y olistostromos que posteriormente son incorporados al “*wild flysch*” de la Formación Guárico. (González de Juana *et al.*, 1.980), Su litología consta principalmente de lutitas endurecidas con colores entre verde y negro; las cuales se intercalan con: a) areniscas fosilíferas gris-verdosas localmente conglomeráticas, b) calizas arenosas con concreciones, a veces bioclásticas con microfósiles, c) lavas andesíticas y basálticas y d) lavas almohadilladas.

Sobre la base de los fósiles presentes, su edad se estima en el Cretácico Tardío (Maastrichtiense) o equivalente a la Formación Paracotos. Se han reportado foraminíferos bénticos y planctónicos, así como también microfósiles e icnofósiles. (Macsoy, 1990).

Es importante señalar que las relaciones estratigráficas de esta unidad no son muy claras. Se ha considerado a la Formación Escorzonera como facies arrecifales antecesoras a las de los arrecifes del Miembro Morro del Faro de la Formación Guárico que se halla discordantemente debajo de los depósitos del Paleoceno. (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1.997). Por otra parte, se le considera de origen batial en un área sobre el talud de un arco volcánico insular donde se retrabajó el material carbonático de la plataforma penecontemporánea y se generaron los olistones (olistolitos y

olistostromos) carbonáticos y las brechas calcáreas sedimentarias. (Léxico Estratigráfico de Venezuela Pdvsa, 1997).

#### Formación Garrapata:

La referencia original de esta unidad fue realizada por Renz en 1.955, la cual es una secuencia de turbiditas cíclicas, perfectamente gradadas de espesor irregular desde los diez centímetros hasta los diez metros. Cada ciclo referido comienza con un conglomerado grueso seguido por una sucesión de turbiditas y lutitas, por lo que exhibe gradación ascendente (fining upward). Las calizas o lutitas calcáreas duras son un constituyente menor que se hace más frecuente hacia el tope de la unidad. Las capas volcánicas son conspicuas y algunos cuerpos ígneos pudieron ser identificados como de diorita piroxénica y brechas de explosión asociadas. El análisis de los guijarros para determinar la procedencia de los mismos, sugiere que los cantos rodados de rocas sedimentarias hallados en el flysch de Garrapata comprenden calizas micro-cristalinas negras y laminadas posiblemente pertenecientes a la Formación Querecual y ftanitas probablemente derivadas de la Formación Mucaria (?). En la literatura se menciona que el espesor mínimo de esta unidad litológica es de unos 1.000 metros y que puede llegar hasta los 3.000 metros. En relación a su contenido fosilífero, se reportan amonites (*Peroniceras* c.f. *P. moureti*), el pelecípodo *Inoceramus labiatus*. Los foraminíferos plactónicos abundantes

en las lentes de caliza no han sido identificados. La Formación Garrapata suprayace concordantemente a la Formación Querecual e infrayace de manera transicional a la Formación Mucaria. Las estimaciones de edad no han sido muy precisas debido al escaso contenido fósil diagnóstico, no obstante se propone como perteneciente al Cretácico (Turoniense-Coniaciense-Santoniense). Esta Formación aflora en la Faja Piemontina de la Cordillera de la Costa formando una serie de cuerpos alargados cuyos sedimentos fueron controlados por efectos gravitacionales y depositados en un ambiente de talud submarino pronunciado. Léxico Estratigráfico de Venezuela (1.997).

#### Formación Guárico:

La referencia original de esta Formación la hizo Meléndez en 1.950 para describir a una unidad que consiste, en su mayor parte, de capas delgadas de areniscas turbidíticas de composición grauváquica y limolitas de grano fino impuras en estratos marcadamente definidos en alternancia monótona con capas delgadas de lutitas y lodolitas fósiles, Es posible observar marcas de carga, estratificación gradada, marcas de flujo y rastros fósiles. La Formación Guárico es una secuencia flysch que muestra todos los tipos sedimentológicos de facies y una de sus características es la de presentar olistostromos y bloques alóctonos tanto gravitacionales como tectónicos Por su extensión y variedad litológica se ha dividido en Miembros:

- a) Miembro Los Cajones: Contiene secuencias litológicas diferenciadas del flysch normal, que en este caso se denomina flysch salvaje (wildflysch), caracterizadas por enormes peñones y grandes masas deslizadas de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas dentro de una matriz arcillosa. Cerca del 60% consiste en turbiditas parecidas a las de la fascie flysch y el resto está constituido por olistostromos y olistolitos.
- b) Miembro Morro del Faro: Está formado por grandes masas de calizas arrecifales de color gris, densas y con vetas de calcita, masas de turbiditas y algunas rocas volcánicas embebidas en forma caótica en una matriz limo-arcillosa calcárea.
- c) Miembro Caramacate: Caracteriza a una facies peri-arrecifal constituida por capas calcáreas que rodean a los “morros”; las cuales pudieran ser estratos de flysch calcáreo y flysch salvaje con bloques de calizas de facies arrecifales. Básicamente está compuesto por bloques de guijarros de calizas y fósiles sueltos acompañados con fragmentos volcánicos embutidos como olistolitos dentro de una matriz arcillo-limo-arenosa de poco a muy calcárea en cada olistostromo. Se reportan ftanita, cuarzo, lutitas negras y calizas como tipos litológicos que se interdigitan tanto con la facies peri-arrecifal como con la facies flysch.

d) Miembro Mamonal: Está constituido fundamentalmente por conglomerados basales lenticulares con cantos de areniscas, lutitas, calizas (Formación Querecual), dioritas, lavas, filitas, ftanitas, serpentinitas y meta-volcánicas.

La Formación Guárico tiene un espesor considerable, pero las complicaciones estructurales impiden una determinación exacta. Se estima que las capas que conforman el flysch tienen un espesor de 1.000 metros como mínimo y que pueden llegar hasta los 4.000 metros. Las capas arrecifales y peri-arrecifales tienen espesores variables entre los 300 y 1.000 metros. Dentro del contenido fósil de esta unidad se han reportado foraminíferos bentónicos como *Rzehakina epigona*, *Spiroplectamina grzybowskii* y *Trochammina globigeriniformis*; foraminíferos plactónicos: *Globotruncana-Guembelina*, *Globorotalia velascoensis* y *Globorotalia rex* y el molusco *Turritela aff. Mortoni*, entre otros. Dentro de los bloques de rocas sedimentarias sin metamorfizar embebidos dentro de la sedimentación flysch de esta unidad se hallaron tintínidos de edad Neocomiense (Beck y Furrer en González de Juana *et al.*, 1980). Estos últimos fósiles caracterizan las facies pelágicas del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior (Meléndez, 1982). El contacto superior de la Formación Guárico se halla mayormente truncado por la erosión o en contacto de falla; mientras que en su parte basal esta unidad suprayace concordantemente a la Formación Mucaria, o a

su equivalente Formación san Antonio. La edad estimada es Maastrichtiense a Paleoceno-Eoceno Inferior.

Esta unidad constituye una franja casi continua de unos 350 kilómetros de largo por unos 80 kilómetros de ancho desde los alrededores de San Carlos (Cojedes) hasta la laguna de Unare (Anzoátegui) y su edad se estima entre el Paleoceno y el Eoceno Temprano.

El ambiente en el cual se depositaron los materiales que conforman a esta unidad es interpretado como un surco cuyo flanco norte era inestable y su límite sur una plataforma emergente bordeada de fallas. Se supone que la secuencia flysch resultó de numerosas corrientes de turbidez que bajaron por el sector septentrional; mientras que las calizas arrecifales y sus estratos asociados se generaron en orilla angosta del flanco norte. Su fuente de sedimentación estuvo al noreste, representada por el extinto arco volcánico de Tiara. *Léxico Estratigráfico de Venezuela, (1.997)*

### Formación Quebradón:

La referencia original de esta unidad lito-estratigráfica pertenece a Evanoff en 1.951 y la misma consiste principalmente de lutitas de color variable, mal estratificadas y poco resistentes a la erosión, con lignitos delgados intercalados, lutitas carbonosas acompañadas de jarosita, yeso y areniscas inter-estratificadas, usualmente impuras, de grano fino con estratificación cruzada y rizaduras. En la parte media de la secuencia es posible observar algunas capas gruesas de conglomerados. El término Miembro Galera, dentro de la Formación Quebradón, se emplea para definir a un conjunto de areniscas cuarcíferas puras, macizas, potentes, típicamente friables y sacaroideas, localmente endurecidas por cementación secundaria con hematita y silice. Su espesor, en la sección tipo, se estima en unos 1.000 metros, pero puede variar entre 800 y 2.000 metros. La referida Formación es pobre en fósiles; habiendo sido reportados los siguientes foraminíferos bentónicos: *Haplophragmoides sp*, *Psammosiphonella sp.*, *Ammonia beccari*, *Ammonia cf. Tepida* y *Miliammina fusca*. En algunos intervalos se han reportado faunas salobres sin edad diagnóstica. Algunas de sus características como la presencia de moluscos marinos de aguas someras y arenas finas con fragmentos de hojas y tallos, estratificación cruzada, rizaduras, etc..., sugieren que los sedimentos se depositaron en un ambiente marino marginal, probablemente un medio estuarino-nerítico cercano a la costa. La unidad descansa sobre los depósitos de la Formación

Naricual y está por debajo de la Formación Quiamare. Su posición estratigráfica permite inferir que su edad corresponde al intervalo Oligoceno a Mioceno Inferior. Aflora a lo largo del borde norte de la sub-cuenca de Guárico desde los alrededores de El Pao (Cojedes) hasta las cercanías de Píritu (Anzoátegui). Léxico Estratigráfico de Venezuela (1.997).

Formación Quiamare:

La referencia original de esta unidad se le debe a Hedberg y Pyre en 1.944, quienes describieron desarrollos extensos de argilitas multicolores abigarradas con las que se inter-estratifican conglomerados, areniscas, lutitas carbonáceas y lignitos. La secuencia, fundamentalmente de origen no marino, puede mostrar notables variaciones laterales en las que se mezclan paquetes de arcillas macizas con intervalos conglomeráticos, algunas areniscas y capas carbonosas. Se reconocen tres Miembros de carácter local, por lo que ninguno tiene relevancia en la estratigrafía regional; los cuales de base a tope son:

- a) Miembro Revoltijo: Está formado principalmente por lutitas y lignitos y tiene un espesor de 600 metros aproximadamente.
- b) Miembro Salomón: Este consiste básicamente de argilitas abigarradas oscuras acompañadas por capas duras de areniscas y conglomerados de guijarros ftaníticos. Su espesor estimado es de unos 130 metros.

- c) Miembro San Mateo (Dividive): Está compuesto en su mayor parte por limolitas calcáreas, areniscas, areniscas calcáreas y conglomerados. Presenta fósiles en algunos niveles margosos.

El espesor promedio de la Formación Quiamare es de 3.000 metros, no obstante se calcula en unos 4.000 metros como promedio y un máximo de 6.000 metros, por las evidencias de erosión intensa. Se mencionan algunos dentro de su contenido fosilífero, en especial los macrofósiles que indican ambientes de planos costeros. Esta unidad suprayace concordantemente a las Formaciones Quebradón y Capiricual y no presenta contacto superior definido en la zona de estudio. La edad sugerida, de esta Formación, debido a su ubicación estratigráfica corresponde al Mioceno Inferior. Esta unidad se extiende a través del frente de montañas en los Estados Guárico y Anzoátegui.

**Modelo:**

En síntesis, puede decirse que la complicada historia geológica del sector norte-central de Venezuela en el área de interés, comenzó con la apertura de un graben (Proto-Caribe) que se originó como producto de la ruptura de Pangea y la consecuente separación de los continentes americanos a finales del Triásico; así, el margen septentrional de Suramérica fue de tipo pasivo y recibió una espesa secuencia de sedimentos durante el lapso Jurásico-Terciario.

En el Cretácico, período en el que suceden varias transgresiones, se deposita, en los bordes de un complejo de arcos de islas, una secuencia de series epicontinentales con calizas entre el orógeno activo del norte y el cratón de Guayana. Posteriormente, a mediados del Cretáceo, se generan depocentros marinos euxínicos de aguas profundas, debido a una transgresión diacrónica. Durante el fini-Cretácico, y hasta el presente, el arco volcánico de Las Antillas Menores, construido sobre la placa del Caribe, migró hacia el sureste y colidió oblicuamente con América del Sur; lo cual produjo la acreción diacrónica de terrenos, la formación sucesiva de cinturones plegados/fallados y de cuencas que se iniciaron en el oeste (Colombia) durante el Cretácico y continuaron hacia el este (Trinidad) en el Mioceno. De hecho, este proceso generó napas tectónicas con vergencia sur-sureste y controló la sedimentación turbidítica (detrítica); así como también la migración gradual hacia el oriente de depocentros sucesivos en dirección este, debido a la movilización del frente de deformación.

En el Paleoceno se registra una fase de compresión responsable de transgresiones discretas y del emplazamiento de cuerpos ofiolíticos. Desde el Eoceno Tardío hasta el Reciente, la interacción transpresiva entre el norte del

continente Suramericano y las partes vecinas del Caribe y del Pacífico, produjo la inversión de los sistemas extensionales Mesozoicos bajo el margen pasivo remanente (James, 2000). El lapso Oligo-Mioceno se caracteriza por ser un intervalo de sedimentación de carácter más continental.

La tabla III muestra una recopilación de varios ejemplos de diferentes lugares del mundo relacionados con procesos de colisión arco-continente y el desarrollo de cuencas generadas en marcos tectónicos diversos; los cuales permitieron la elaboración del modelo presentado en la Figura 59.

Dentro de este marco referencial se inscribe la zona de interés en la que se generó, particularmente, el arco de islas entre la Cordillera de la Costa (micro-continente Sebastopol) y el Cratón de Guayana con la conformación que muestra la figura antes señalada:

a) En el sector de ante-arco:

Se pueden reconocer las siguientes unidades litológicas:

- Formación Paracotos: Esta unidad exhibe tipos de facies como las que se señalan a continuación:

- 1) Hemipelágica, la cual está representada en meta-pelitas y calizas recristalizadas y
- 2) Abanicos submarinos con distintas asociaciones alternas entre meta-areniscas/meta-pelitas e inclusive meta-conglomerados, con lo cual reúne las características depositacionales relacionadas a una sedimentación de talud en la que pudieron desarrollarse abanicos submarinos. (Navarro *et al.* 1987 y 1988 en Yoris 1992).

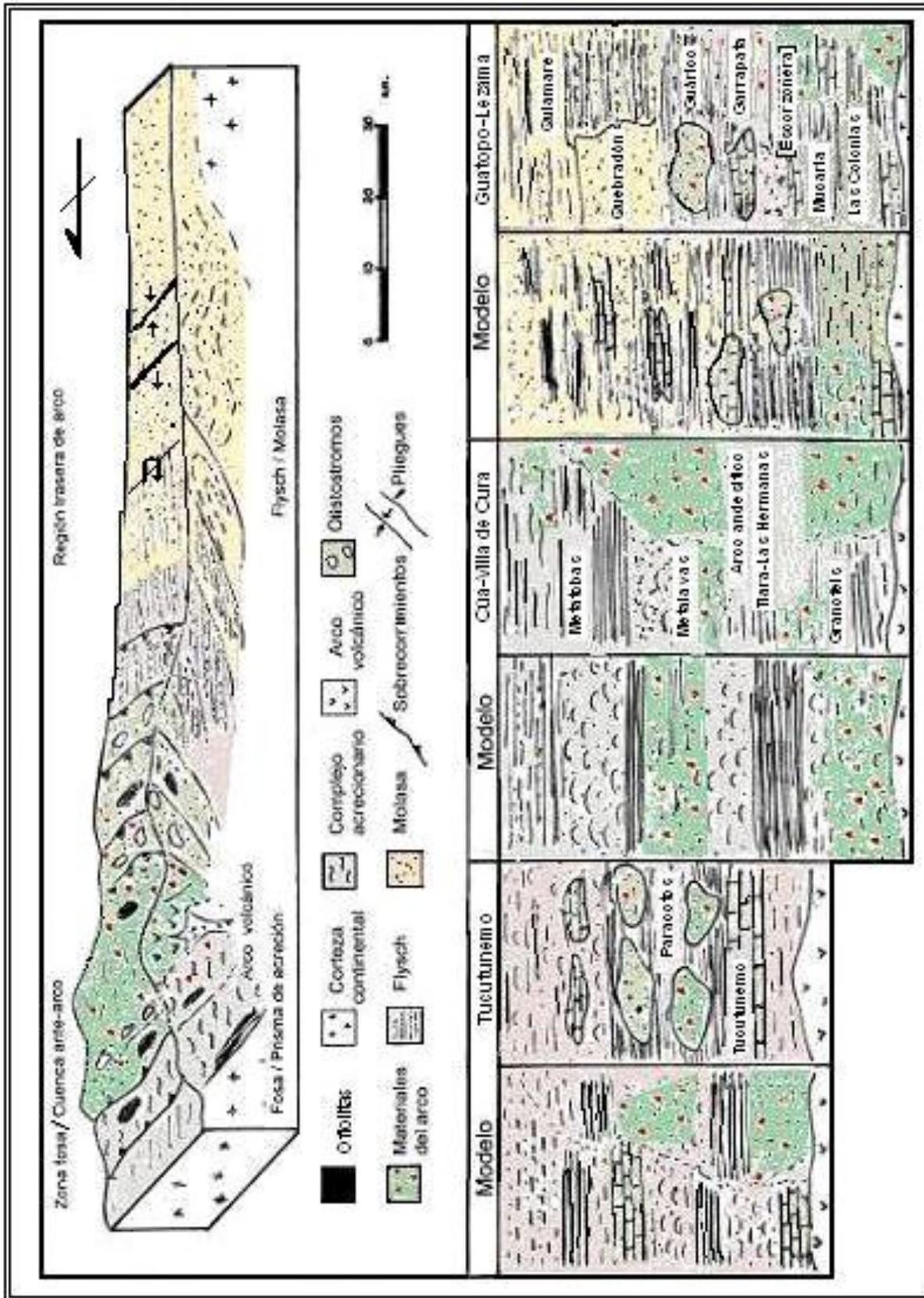


Figura 59. Modelo geotectónico ideal comparativo (Ver cuadro explicativo)

Area ante-arco (Fosa)	Arco-Prisma de acreción	Zona trasera de arco
<p>Los rasgos litológicos de Tucutunemo y Paracotos, depositadas en ambientes marinos, concuerda con una secuencia idealizada para estas zonas: "wildflysch", facies de talud, hemipelágicas (pelitas) y calizas; las cuales sufrieron metamorfismo. Paracotos se reporta como un conjunto de litologías de edades diferentes constituida principalmente por filitas, conglomerados líticos, calizas metamorizadas y rocas volcánicas como bloques (olistostromos) dentro de una matriz filítica. Constituye una posible mezcla de sedimentos de fosa y cuenca ante-arco. Su edad se estima equivalente a la de la Formación Mucaria con base a su contenido fósil. Asimismo, la Formación Tucutunemo, con la predominancia de filitas, mármoles cuarzosos, metaconglomerados y meta-lavas, concuerda con el ambiente mencionado antes; e incluso complementa la secuencia. El espesor total es de unos 1.500 metros que, comparado con los reportados para este ambiente tectónico puede alcanzar hasta los 8 kilómetros,</p>	<p>Las características litológicas y petrográficas de Villa de Cura y Tiara / Las Hermanas coinciden con las de un arco volcánico (centros volcánicos) y zonas adyacentes a éste (prisma acrecionario/complejo de subducción) en las que abundan los materiales volcanoclásticos.</p> <p>a) Prisma de acreción:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Unidad de metatobas (El Chino y El Caño): meta-sedimentarias, aglomerados volcánicos, meta-lavas basálticas y andesíticas.</li> <li>-Unidad de meta-lavas (El Carmen): lavas con almohadillas, volcanoclásticas, epiclásticas, radiolaritas, meta-ftanitas y filitas grafitosas.</li> <li>-Unidad de granofels (Santa Isabel): granofels, esquistos, meta-lavas y meta-tobas.</li> </ul> <p>b) Arco volcánico:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Unidad de lavas y brechas (Tiara / Las Hermanas): Volcánicas y volcanoclásticas. Dioritas y trondhjemitas.</li> </ul> <p>El espesor total se calcula en aproximadamente 10 kilómetros: En el modelo, se estiman entre 8 y 10 kilómetros para este sector.</p>	<p>Aquí la sedimentación es compatible con la del modelo para cuencas traseras de arco (back-arc basins); que en este caso, sufrió la típica evolución de una cuenca donde se comienza su proceso de relleno con depósitos marinos (hemipelágicos/pelágicos). Luego, turbiditas ("flysch") que se encuentran en las zonas de corrimientos; posteriormente con materiales de medios cada vez más someros (parálidos) que pasan a transicionales o mixtos hasta llegar a los definitivamente continentales (molasa), los cuales reposan discordantemente sobre el flysch).</p> <p>El espesor total se estima en unos 11 kilómetros. En los modelos hay gran variedad; pues esta región puede contener varios kilómetros de sedimentos.</p>

Yoris (1992) le asigna una edad Cretácico Tardío y menciona que tiene mucha semejanza con la Formación Guárico, aunque esta última es más reciente y fue depositada en una cuenca diferente. Su afinidad petrográfica se relaciona con una tendencia de reciclados transicionales-reciclados líticos-arco transicional lo cual permite asociarla con un ambiente de cuenca delantera de arco, posiblemente el arco volcánico Tiara/Las Hermanas.

- Formación Tucutunemo:

Esta unidad litológica aflora dentro de la faja Caucagua-El Tinaco; sus rocas volcánicas pueden correlacionarse con un ambiente del Cretácico Medio. Otras correlaciones basadas en evidencias indirectas colocan a la Formación Tucutunemo como una secuencia que ocupa el tope del “Grupo Caracas” (Shagam, 1960). Por su parte, Menéndez (1965, 1967) y Seiders (1965) le asignaron un nivel estratigráfico infrayacente a la Formación Paracotos del Maastrichtiense. Benjamín *et al.* (1987) sugieren la correlación entre esta unidad con una parte del Paleozoico Superior andino y consideran que ella puede representar tanto un basamento para-autóctono expuesto como una isla de rocas antiguas rodeada de rocas más jóvenes (*inlier*); como una “ventana tectónica” (*fenster*) o puede constituir un alóctono en un marco de terrenos exóticos. Navarro *et al.* (1988) consideran que esta unidad representa ambientes profundos de depositación y es equivalente lateral de la Formación Paracotos. De hecho complementaría el marco tectónico de sedimentación de la cuenca delantera de arco antes mencionada. De hecho discrimina las siguientes facies:

- 1) Pelágica/Hemipelágica anóxicas actualmente convertidas en filitas, esquistos grafitosos y mármoles de tonos oscuros.
- 2) De sedimentación rápida en ambientes anóxicos hoy en día son filitas y esquistos grafitosos con intercalaciones de “conglomerados polimícticos”, Estos últimos podrían representar rellenos de canal y flujos de detritos gravitacionales provenientes de secuencias volcánicas y carbonáticas. (Navarro *et al.* 1987 y 1988 en Yoris 1992). Van Berkel (1.988) reconoce tres unidades litológicas al norte del bloque de Villa de Cura; las cuales son: El complejo ofiolítico de Loma de Hierro, la Formación Paracotos y el Miembro Los Naranjos de la Formación Tucutunemo. El autor concluye que el complejo

ofiolítico, cuyas características de cizalla permiten inferir un sentido de emplazamiento de sur a norte, es una suite incompleta formada en una cuenca marginal que pudo haberse desmembrado y perder partes durante su emplazamiento, afectada por un metamorfismo de relativo bajo grado (Facies de los esquistos verdes- Zona de la clorita). Considera que Loma de Hierro podría ser el piso oceánico de la cuenca de Altamira, desarrollado como consecuencia de un proceso de divergencia al norte del proto-continente suramericano (Cratón de Guayana) durante el Jurásico Superior. Por otra parte, menciona que la Formación Paracotos muestra muy pocas evidencias de metamorfismo, al igual que el Miembro Los Naranjos de la Formación Tucutunemo, y representa una secuencia de depósitos de aguas profundas asociados a corrientes de turbidez (ambientes de abanico interno y de abanico medio-externo) que podrían haberse acumulado en un prisma de acreción asociado a una zona de subducción desarrollada como consecuencia de un proceso de convergencia en el Cretácico Superior. Estas dos unidades presentan las características de depósitos de facies pelágicas y hemi-pelágicas anóxicas de ambientes profundos relacionados con el cierre de la mencionada cuenca de Altamira, por lo que pueden ser considerados como secuencias de delante del arco.

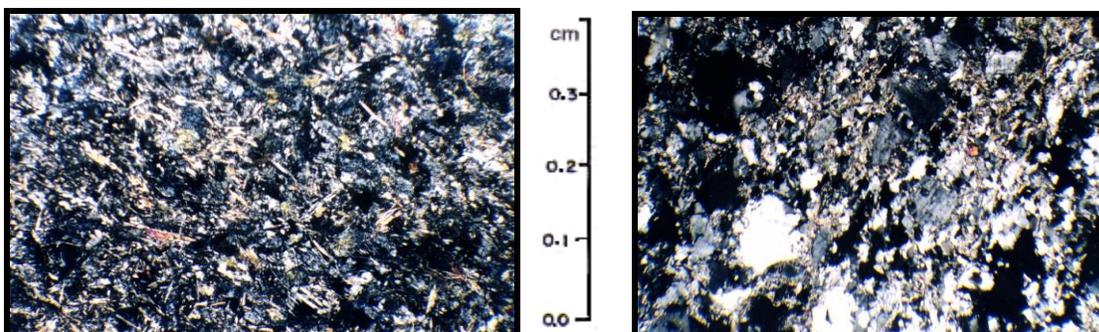


Figura 60. Muestras de materiales volcániclasticos de la Formación Tucutunemo (Tucu-01B-III y Tucu-01A-I)

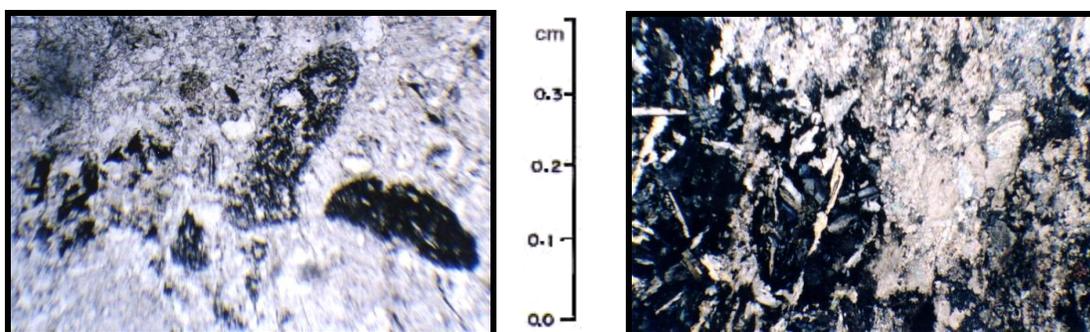


Figura 61. Muestras de caliza metamórfica de la Formación Tucutunemo (Tucu-02C-III y Tucu-02A-2) mostrando la presencia de fósiles deformados y el contacto con materiales volcánicos.

b) En el arco y zonas circundantes:

Las unidades que conforman al bloque de Villa de Cura, cuyo emplazamiento ocurre a través de un sistema de napas, constituyen esta parte del complejo. Los Trabajos de Navarro 1.988 y Van Berkel 1.988 permiten establecer estas relaciones de norte a sur:

- El Chino y El Caño (Unidad de meta-tobas): Rocas volcansedimentarias y volcánicas cercanas al arco y parte de piso oceánico. Pueden formar parte del prisma de acreción.

- El Carmen (Unidad de meta-lavas): Rocas volcanoclásticas alejadas del arco.
- Santa Isabel (Unidad de granofels): Sedimentación inicial con terrígenos y tobas, lo cual implica influencia continental. Posiblemente constituye parte de la fosa.
- Tiara/Las Hermanas: (Unidad de lavas y brechas): Materiales del arco propiamente dicho de carácter calco-alcalino o andesítico.

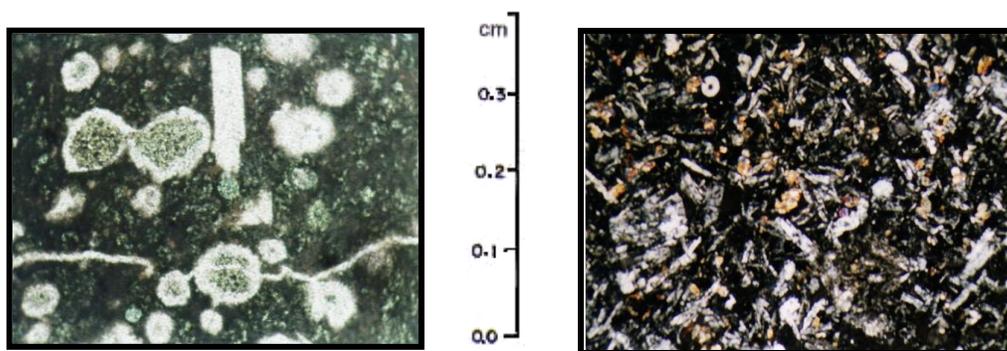


Figura 62. Muestras de metalavas (Abl-01-X y Esc-03-II) de las secciones Guatopo y Cerro Escorzonera respectivamente.

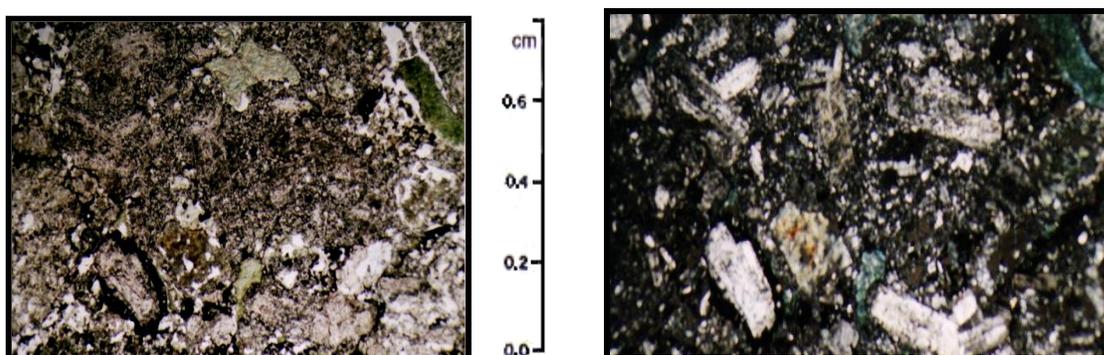


Figura 63. Muestras de meta-tobas andesíticas (Esc-01-I y Esc-01-II) tomadas en el cerro Escorzonera. Vista general sin nicols v con nicols cruzados.

c) En la Zona trasera de arco: Para este sector de especial interés en el presente trabajo, la secuencia de eventos es la siguiente (Ver Figura 67).

- Construcción de una plataforma carbonática donde se depositó una secuencia inicial compuesta por carbonatos (Caliza de Macaira, Caliza de Las Colonias y parte de la Formación Mucaria) y volcanoclásticas (Villa de Cura) que se hace de aguas más profundas hacia el tope, como se refleja en las calizas de aguas relativamente someras sucedidas por depósitos de chert espiculares.
- Exposición de la mencionada plataforma carbonática y, luego, su subsecuente hundimiento como resultado de la subsidencia tectónica, la cual se mantiene y produce la acumulación de materiales pelágicos y volcanoclásticos por corrientes de turbidez acompañados por los olistostromos de rocas carbonáticas y volcanoclásticas. (Ver microfotografías de la Figuras 65 y 66).
- Incremento de la actividad volcánica y acumulación de una secuencia que se hace más somera hacia el tope, como se muestra en el influjo acrecentado de volcanoclásticas y la depositación de turbiditas de grano grueso (Formaciones Escorzonera, Garrapata y Guárico); lo cual sugiere el desarrollo y emergencia de un arco de islas volcánico en las cercanías (Villa de Cura: Tiara/Las Hermanas) que podría representar el cierre de una cuenca marginal trasera rellena con una sucesión de sedimentos marinos de aguas profundas, marinos someros, deltaicos y continentales; además, el inicio de una fase temprana de sutura al norte de Suramérica.

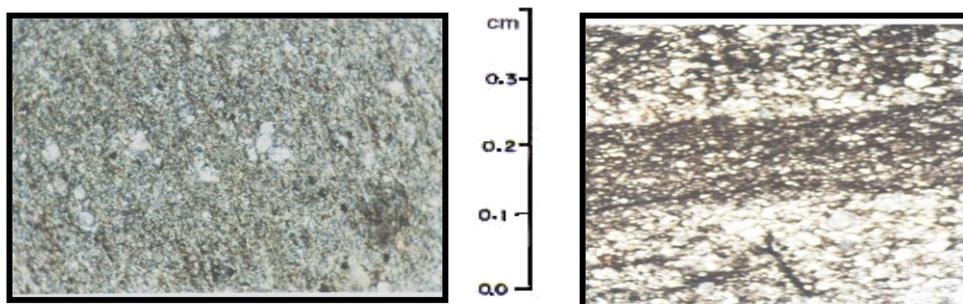


Figura 64. Muestras de la Formación Mucaria que representan los sedimentos de aguas profundas (Gao-125 y Vam-01B-I).

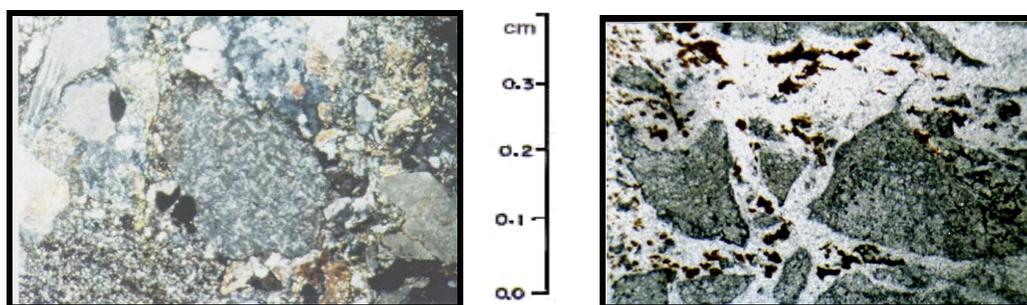


Figura 65. Muestras de rocas epiclásticas (Mar-01B-III y Par-04) tomadas en las secciones de Guatopo y el Cerro Pariapán, respectivamente.

El estudio petrológico de las meta-lavas, meta-tobas y rocas volcanoclásticas presentes en las secciones de Guatopo, al este, Valle Morín y San Sebastián (Escorzonera)-San Juan de Los Morros (Pariapán), al oeste, permiten establecer la correlación geológica de afloramientos; reforzándose esta información con los datos obtenidos a través de los análisis de laboratorio (difracción de Rayos X, fluorescencia de Rayos X, microscopía electrónica y geocronología por geoquímica isotópica) y el reconocimiento paleontológico en las diferentes unidades litológicas.

Ver en Anexos las figuras de las microfotografías de secciones finas de rocas destacando detalles importantes para las muestras de meta-lavas, metatobas, dioritas, trondhjemitas, epiclásticas y sedimentarias tomadas en las diferentes

secciones geológicas, así como los resultados geo-químicos que ayudan a establecer las correlaciones. (Figuras 70 a la 100)

Es importante destacar que, la edad de las trondhjemitas halladas en el cerro Pariapán (San Juan de Los Morros) datadas en aproximadamente 120 millones de años, representan la edad del arco de islas volcánico; ya que las rocas de la Formación Garrapata se depositaron a finales del Maastrichtiense al Paleoceno y no es posible que sean intrusionadas por las primeras. (Ver en Anexos resultados de la muestra 23903)

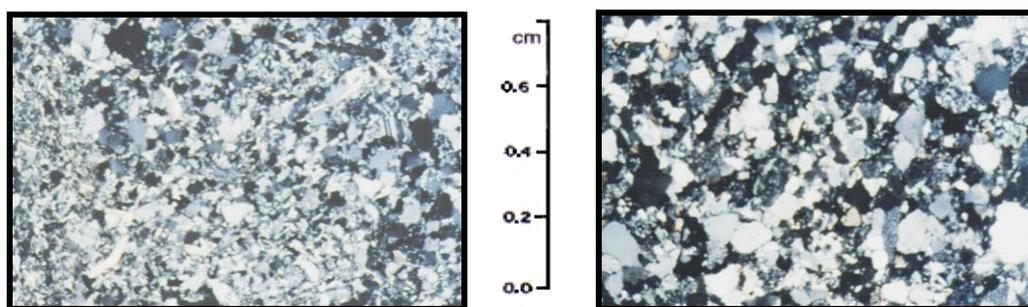
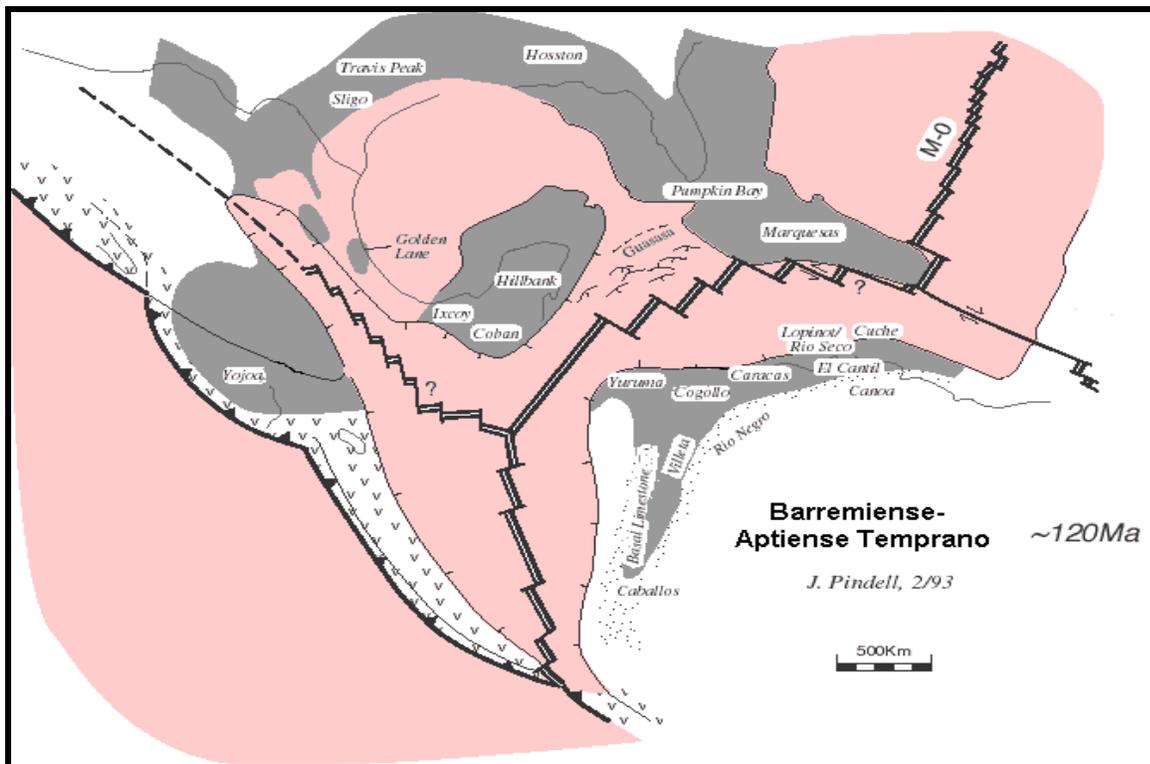
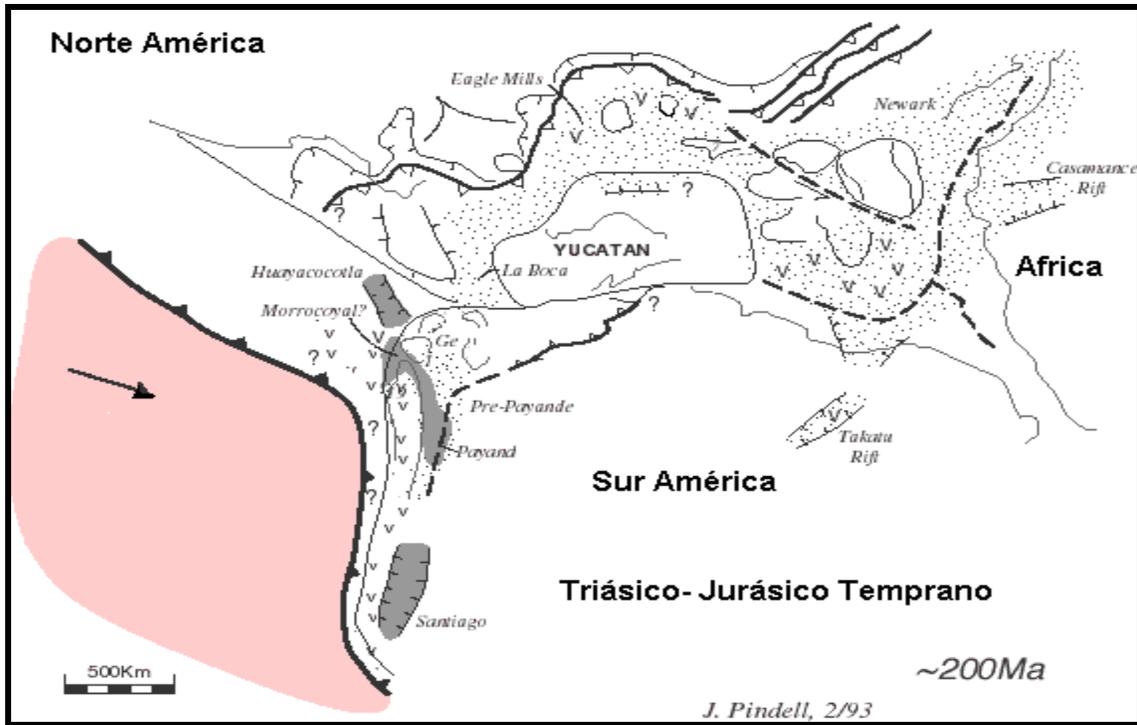
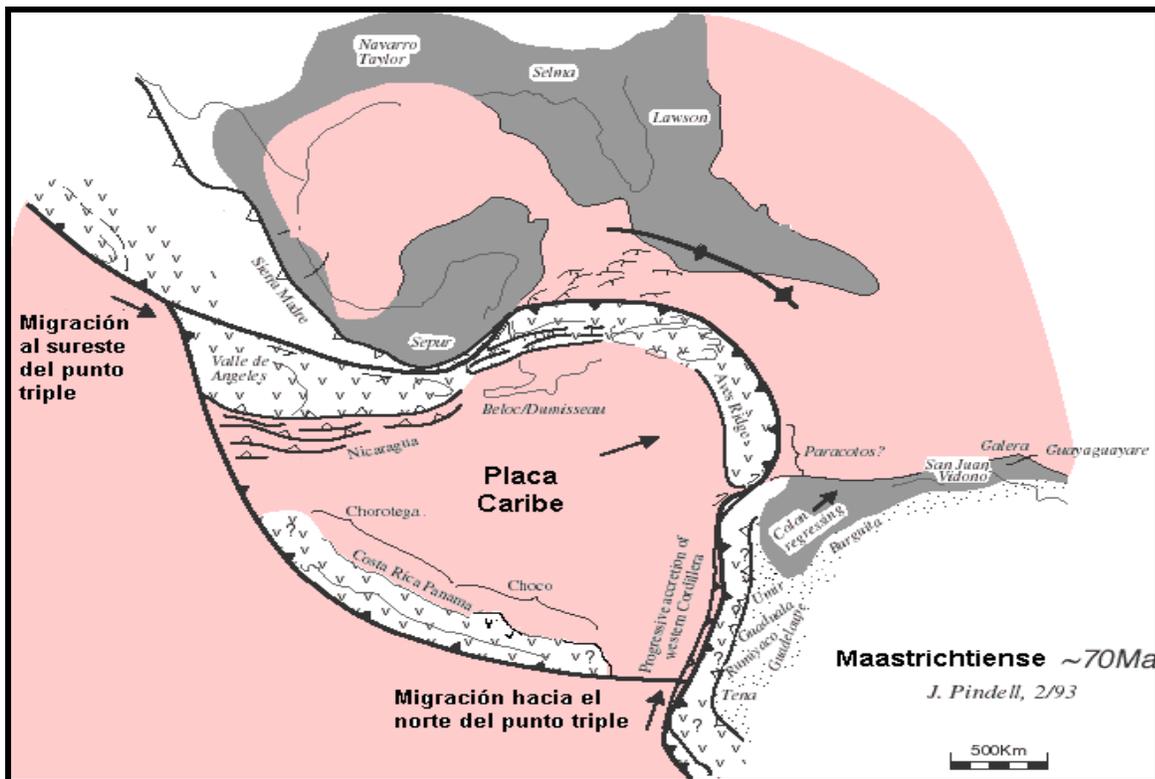
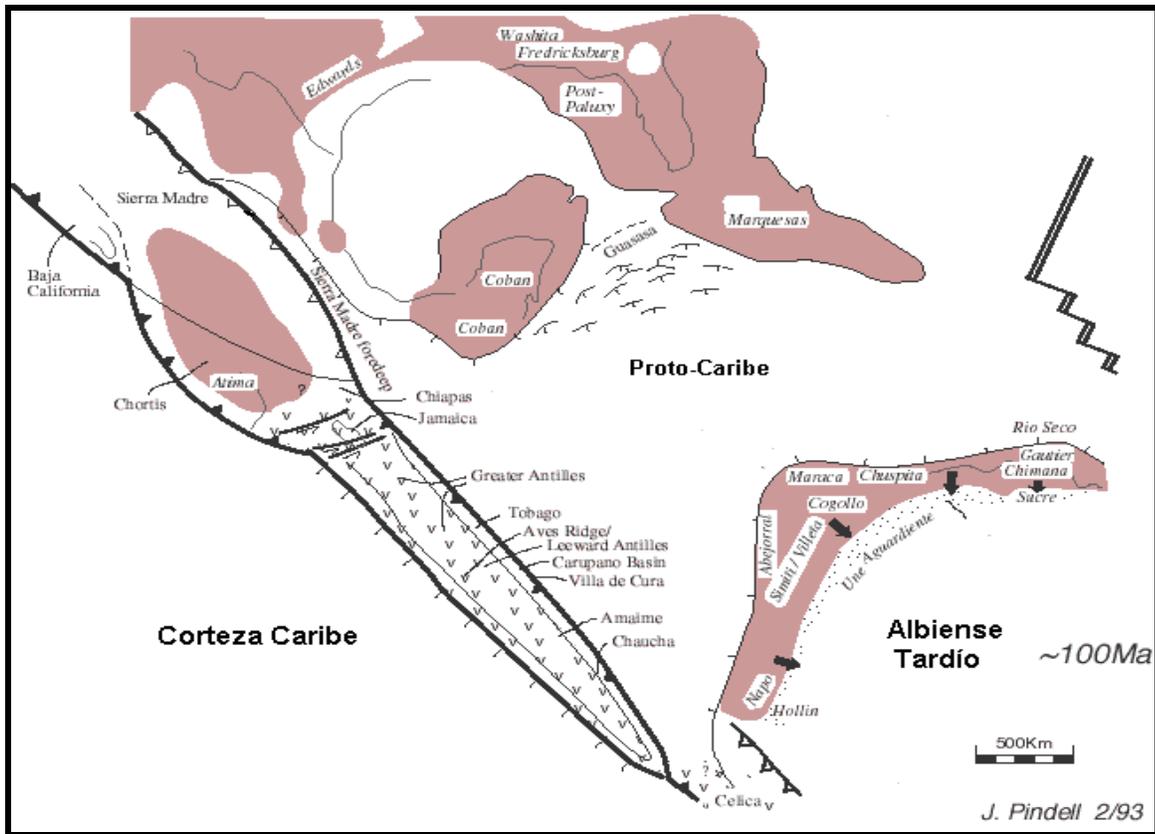
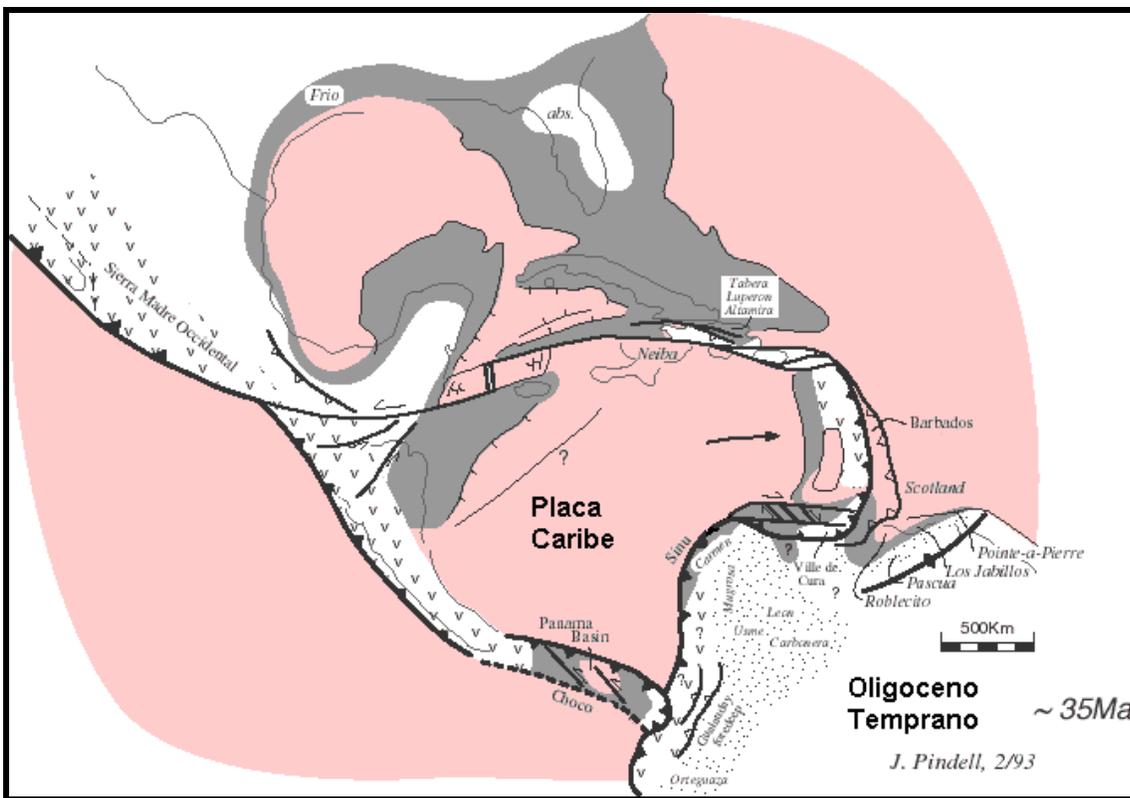
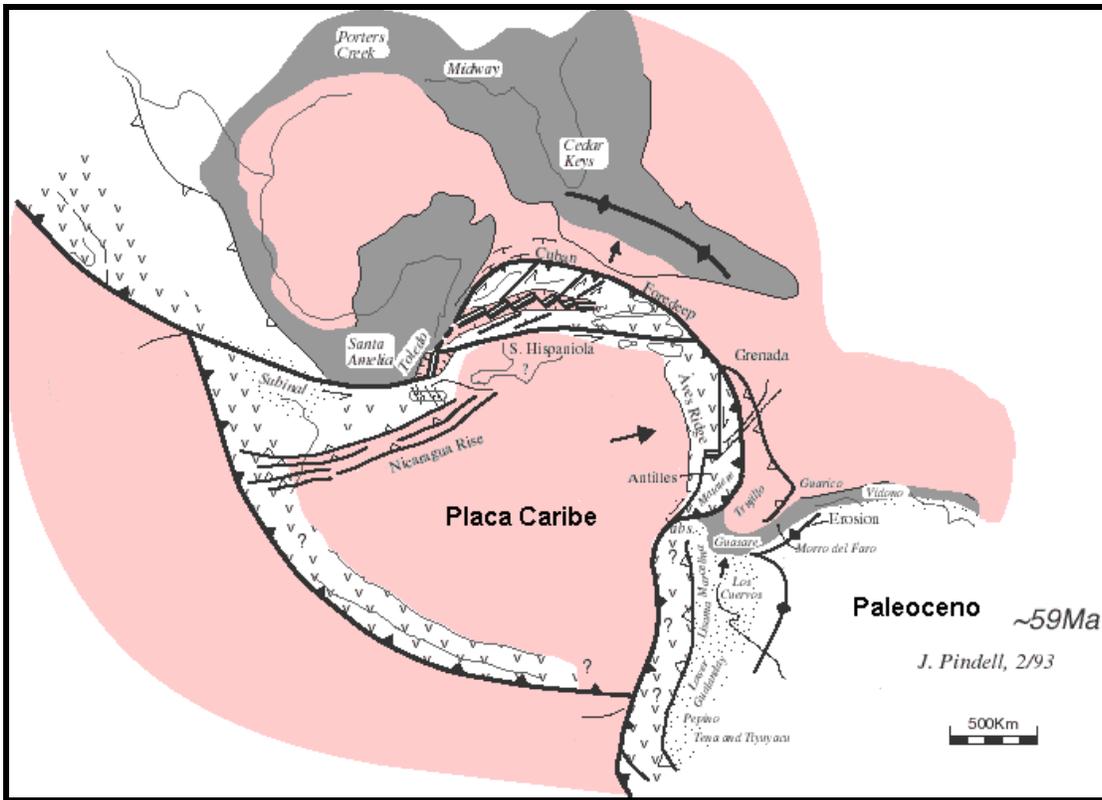


Figura 66. Muestras de la Formación Garrapata (Gao-11 y Gao-17) tomadas en la sección de Guatopo.

La Figura 66 exhibe materiales pertenecientes a la Formación Garrapata, representando las secuencias derivadas luego de la generación del arco volcánico, que contienen materiales de diversa naturaleza (ftanitas, calizas, volcánicas, etc.,) y que se pueden relacionar directamente con su fuente de sedimentos.









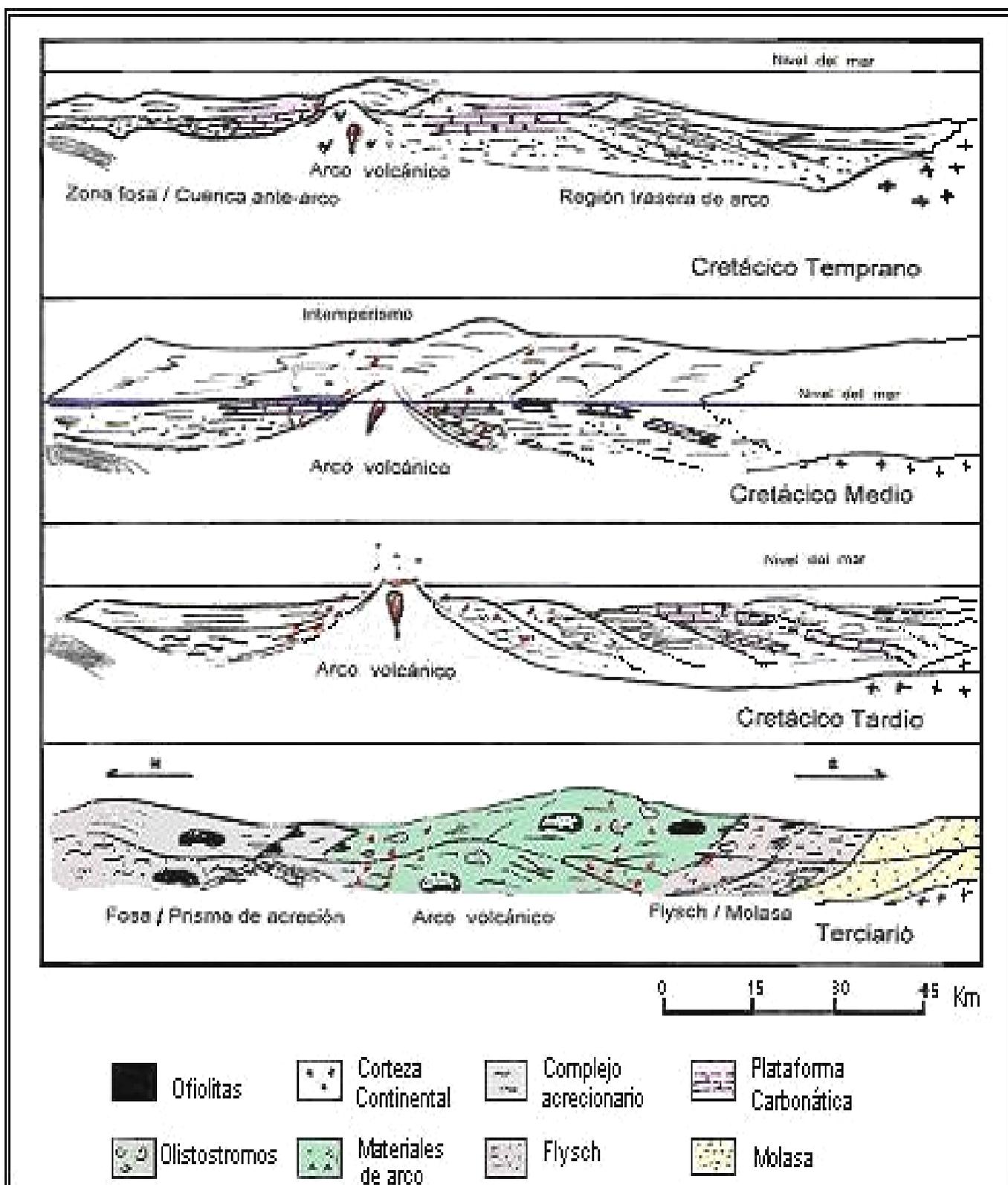


Figura 67 B. Modelo y cuadro evolutivo del área de estudio.

<b>Tiempo geológico</b>	<b>Evento</b>
Jurásico Tardío (160 m.a.) Oxfordiense	Apertura de la cuenca de Altamira, estimada a partir de la geocronología de la Formación Ipire (Motiscka <i>et al</i> , 1985). Este proceso de expansión se calcula que duró 50 m.a., a una tasa de aproximadamente 2 cm /año tomando en cuenta a posición del arco respecto al cratón de Guayana.
Cretácico Temprano Barremiense-Albiense (120 m.a.)	Inicio de la subducción producto de un límite convergente que generó un arco de islas (Tiara/Las Hermanas) dentro de la cuenca. Se infiere por las edades obtenidas en esquistos glaucofánicos (Loubet, 1985) y en las Trondhjemitas de Pariapán en este trabajo.
Cretácico Temprano	Se considera que el arco debió evolucionar en forma submarina en esta época.
Cretácico Temprano a Medio	Desarrollo de una plataforma carbonática al norte y al sur del arco (Calizas de Macaira y Las Colonias). Depositación de materiales pelágicos y hemipelágicos (Formación Mucaria). Evolución sub-aérea del arco evidenciada por las rocas de Villa de Cura: El Chino: unidad más cercana al arco constituida por volcanoclásticas (meta-lavas con tendencia de arco de islas, tobas y meta-sedimentos de arco), influenciada directamente por la actividad extrusiva. El Caño: unidad más alejada del arco, es una secuencia muy parecida a la anterior, pero con una proporción mayor de tobas laminadas (sedimentación sub-aérea) y de sedimentos retrabajados de arco con intercalaciones de materiales finos de origen marino. Ambas definidas por Navarro (1983) como la unidad de metatobas.
Cretácico Tardío Campaniense	El arco alcanza su mayor madurez produciendo un aumento del influjo de materiales volcanoclásticos representado por la unidad de meta-tobas propuesta por Navarro (1983)
Cretácico Maastrichtiense	Es posible inferir que el vulcanismo pudo haberse prolongado hasta finales del Cretácico por la presencia de materiales derivados del arco (lavas, tobas y rocas epiclásticas) en las zonas de ante-arco (Formación Tucutunemo) y de post-arco (Escorzonera-Garrapata).
Cretácico-Terciario Maastrichtiense-Mioceno	Colisión del arco, relleno y cierre de las cuencas. La presencia de pedazos de secuencias ofiolíticas (lavas almohadilladas con tendencia MORB intercaladas con meta-sedimentos pelágicos de El Carmen o inidad de meta-lavas; Navarro, 1983) y las secuencias clásticas interdigitadas con lavas almohadilladas de piso oceánico (Santa Isabel o unidad de granofels; Navarro, 1983) pueden ser considerados como fragmentos de piso oceánico emplazados por la colisión junto con el prisma de acreción (fallamiento sintético) en el sector de ante-arco. Probablemente dentro de los afloramientos actuales presentes en los alrededores del arco de Tiara/Las Hermanas existe sólo una parte representativa de estas unidades. La cuenca trasera de arco presenta una secuencia de relleno típica representada por las facies de flysch (Formaciones Garrapata y Guárico) y molasa (Formaciones Quebradón y Quiamare)

Referente al proceso metamórfico de alta P/T que afectó a toda las secuencias cretácicas puede decirse que las rocas asociadas a éste son basaltos tipo MORB (piso oceánico), rocas relacionadas con el arco propiamente dicho y partes de la secuencia típica de piso oceánico (ofiolitas). Las secuencias turbidíticas localizadas al norte (Formación Paracotos) y al sur (Formaciones Garrapata y Guárico) del arco volcánico experimentaron un incremento al comenzar el período regresivo que expuso, al intemperismo, a las unidades previamente depositadas conjuntamente con las rocas del basamento. (Navarro 1983, 1985).

Las calizas de Las Colonias, Macaira y Morro del Faro deben pertenecer a la plataforma carbonática (Plataforma de Escorzonera mencionada por Navarro, 1987), dicha plataforma experimenta un período de crecimiento desde el Albiense hasta probablemente comienzos del Cretácico Tardío debido a las edades determinadas por el contenido fósil y a la interstratificación de estos cuerpos carbonáticos con formados por calizas masivas grises de carácter turbidídico con las facies de lodolitas silíceas y calizas negras (Formación Mucaria).

Yoris (1992) establece una posible relación de la denominada “plataforma de Escorzonera” mencionada por Navarro (1987/1988) con los Miembros Caramacate y la Caliza de Morro del Faro, de la Formación Guárico, que los ubica en las asociaciones de plataforma y talud hemipelágico localizadas en el margen pasivo del arco magmático propuesto comparable a otros desarrollos carbonáticos que rodean a los arcos de islas.

La asociación litológica de una columna generalizada compuestas por calizas (Macaira, Las Colonias) y lododitas silíceas, cherts, calizas bioclásticas, conglomerados con fragmentos volcánicos (epiclásticas) y lutitas hemipelágicas

infrayacentes (Formación Mucaria) a facies turbidídicas tipo flysch (Formaciones Garrapata y Guárico) son muy semejantes a las descritas por Wang *et al.* (1981) en la región trasera de un arco magmático en Puale Bay, Alaska (Yoris, 1992). Así como también hay coincidencias con las características de los depósitos de la Formación Cerro Negro del Cretácico, al norte de la península Antártica (Hathway & Kelley, 2000) y los ejemplos de áreas de ante-arco y post-arco referidas por Savelli, 2001.

Se coincide plenamente con lo mencionado por Yoris 1992, en que la presencia de olistolitos (gneises y serpentinitas) y la deformación tipo dúplex que envuelve a las rocas del Cinturón de Villa de Cura (Gabros/dioritas y capas asignadas a la Caliza de Las Colonias interestratificadas con el flysch en la sección de Guatopo) parecen indicar que el surco Maastrichtiense-Paleoceno avanzó hacia el sur con despegues sobre corteza tipo oceánico-transicional. Esto ubicaría a las facies sedimentarias bastante alejadas de la influencia del cratón de Guayana como fuente de sedimentos; lo cual también se corrobora en la composición petrográfica de las rocas epiclásticas (secciones de Guatopo, Valle Morín y Cerro Escorzonera), las calizas arenosas con clastos de diferentes tamaños de fragmentos de rocas verdes (sección del río Taguay), los conglomerados de la Formación Garrapata (secciones Guatopo, Valle Morín y Cerro Escorzonera) y las areniscas sucias de la Formación Guárico (secciones de Guatopo, río memo, río Taguay, Valle Morín, Camatagua, San Sebastián-San Juan). Ello está en concordancia con lo descrito por Yoris y Albertos (1989) en que la fuente de proveniencia de sedimentos para estas unidades estaba al norte, representada por el flanco sur del arco de islas volcánico (Tiara/Las Hermanas); el cual formó una plataforma terrígena carbonática desde comienzos del cretácico que pasó a formar parte de los corrimientos antitécticos hacia el sur generados al colidir el conjunto

prisma de acreción-arco volcánico con el micro-continente Sebastopol. Este frente de corrimientos también alimentó al surco Paleoceno; lo cual explica la tendencia de erógeno reciclado de la facies flysch de la formación Guárico. El emplazamiento hacia el sector meridional de tales corrimientos, a escala regional, hace pensar que el Cretácico Tardío presente en el frente de montañas de Guárico no debe ser considerado estrictamente como alóctono; ya que, por los datos presentados por otros autores y los obtenidos en este trabajo, puede decirse que los terrenos fueron emplazados dentro de su misma cuenca (para-autoctonía). De hecho, las tendencias estructurales presentes en las zonas de ante-arco y región trasera de arco revelan patrones concordantes entre si y un proceso de convergencia de placas.

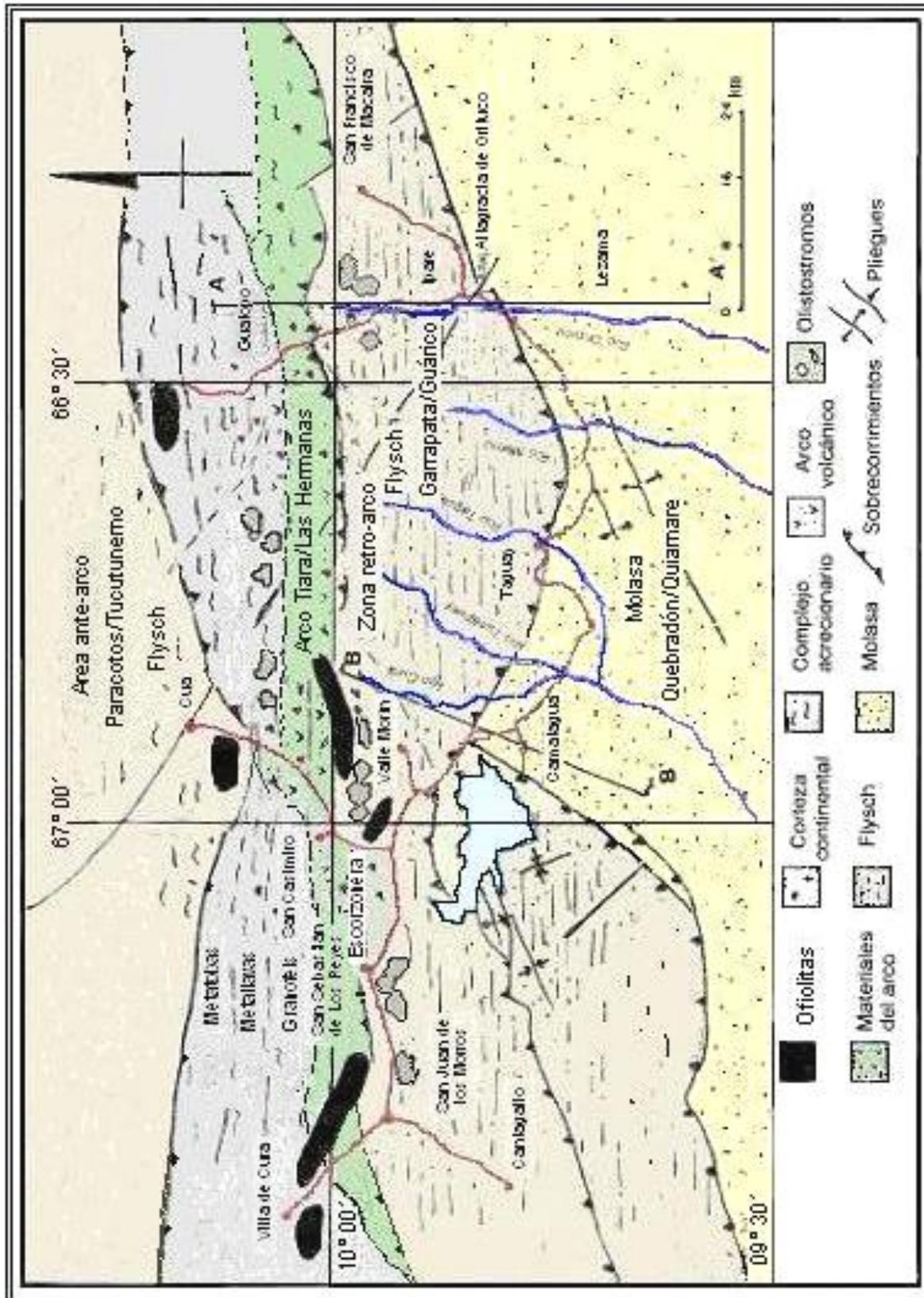


Figura 68. Mapa de unidades tectonoestratigráficas.

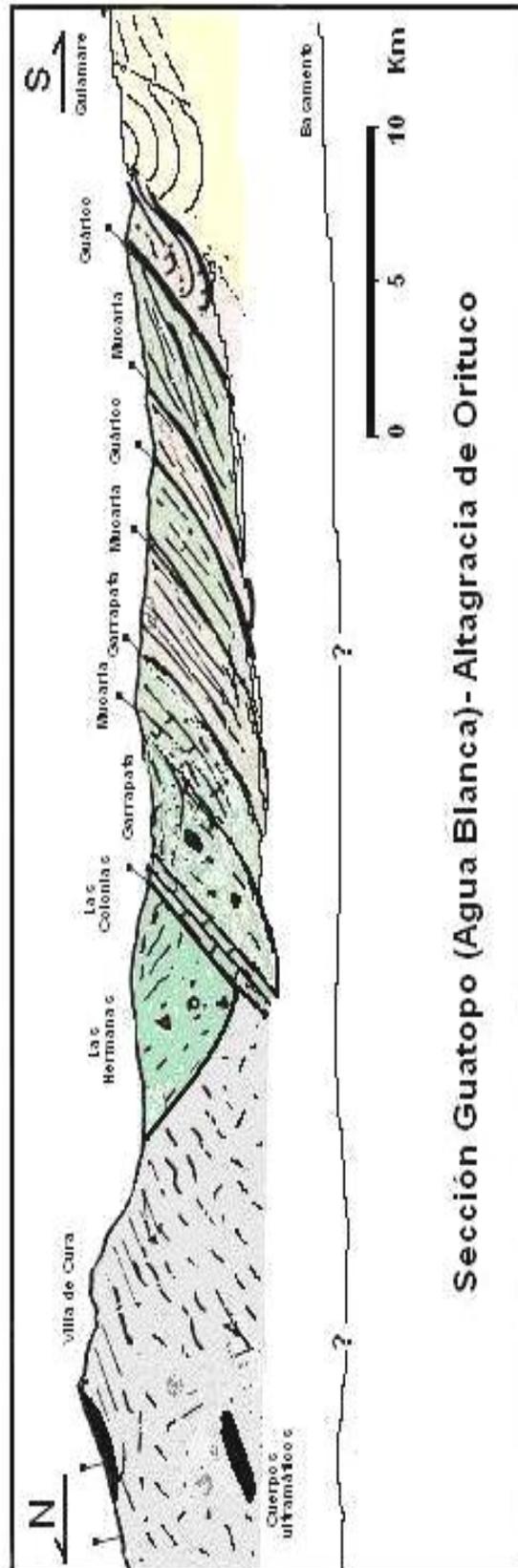


Figura 69 A. Perfil geológico A-A'. (Ver mapa de unidades tectonoestratigráficas)

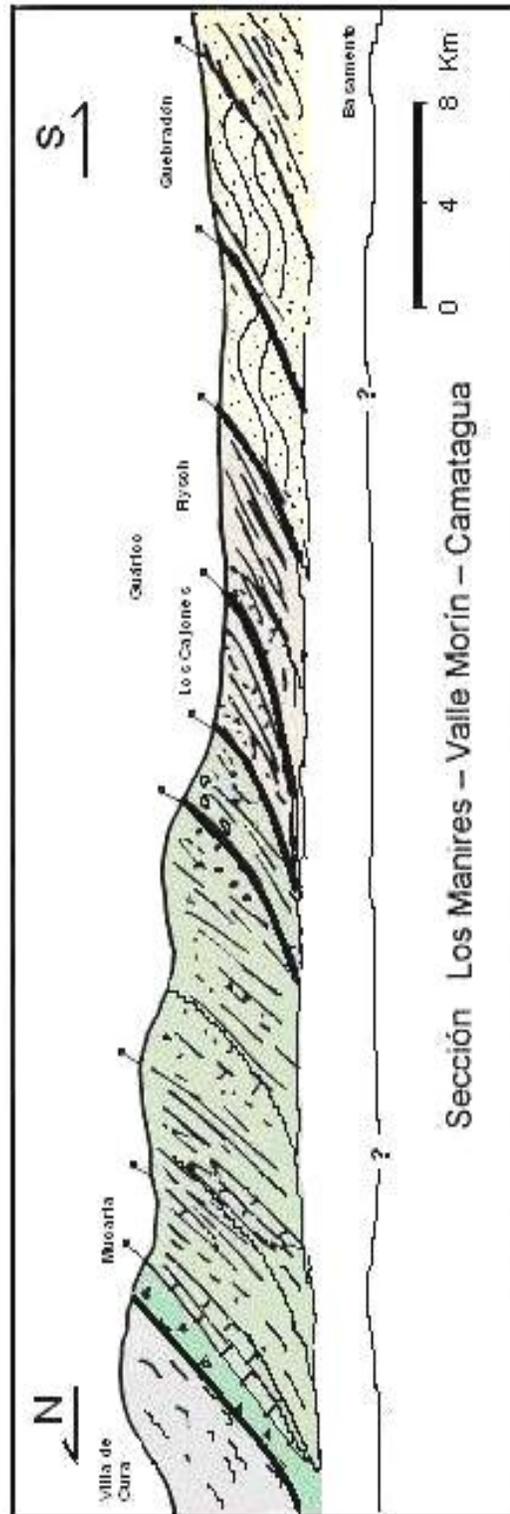


Figura 69 B. Perfil geológico B-B'. (Ver mapa de unidades tectonoestratigráficas)

Autor(es)	Ejemplo de:	Observaciones
Abbott <i>et al</i> (1994)	Cinturón plegado y sobrecorrido. (Fold and thrust belt)	Las Montañas Finisterre, en Papua Nueva Guinea, contienen una secuencia Terciaria que comienza con areniscas volcanolíticas (capas de Sarawaget) depositadas en el abanico de un arco volcánico, seguidas por turbiditas (Complejo Erap: Unidades Sukurum y Nariawan) y finalmente por depósitos marino marginales a fluvio-lacustrinos (Formación Leron), acompañados por pedazos de piso oceánico (Unidad Gorambampan), la cual representa un ejemplo de colisión arco-continente.
Royse (1993)	Fosa (Fore-deep)	Una cuenca sedimentaria asimétrica "fantasma" del Cretácico Temprano ubicada en el centro-occidente de Utah (USA) que permite la reconstrucción de probablemente unos 6.000 metros de espesor de sedimentos, ahora erodados, formados sobre el área foreland como producto del emplazamiento y erosión de napas tectónicas.
Aitchinson <i>et al</i> (1995)	Fosa (Fore-deep)	Se refiere a una zona en Nueva Caledonia, al sur del Pacífico, que geológicamente muestra las siguientes fases dentro de su evolución: - Desarrollo en el Mesozoico Temprano de terrenos relacionados con subducción y su acreción al margen de Gondwana. - Formación de un margen pasivo Cretácico y expansión del fondo oceánico durante la ruptura de Gondwana. - Generación de una cuenca oceánica y choque, en el Eoceno, con un margen de corteza continental (Gondwana) resultando una orogénesis colisional, la obducción de una napa ofiolítica, la separación de terrenos durante el colapso extensional y la exposición de los mismos. Nueva caledonia posee evidencias para suponer un evento colisional Cenozoico de mayor magnitud ocurrido a lo largo del margen de la placa Australia-India y que posiblemente se extendió desde el sur de Papua, Nueva Guinea, a través de Nueva caledonia, hasta Nueva Zelanda. De hecho, se han registrado secuencias similares en cada una de estas áreas, aunque difieren las edades de las distintas unidades litológicas presentes en ellas.
Kamola & Huntoon (1995)	Antepaís (Foreland)	La Formación Blackhawk, en la región de Book Cliffs de Utah (USA), contiene un registro en sus patrones de estratos de hemiciclos repetitivos de facies no marinas a marino-someras que definen cambios relativos del nivel medio del mar dentro de una cuenca Cretácica que caracteriza un emplazamiento por colisión arco-continente.
Huang <i>et al</i> (1997)	Antepaís (Foreland)	Hengchun Ridge, en Taiwan, es un prisma de acreción moderno que representa una colisión oblicua activa arco-continente, entre el continente euroasiático y la

		<p>placa oceánica filipina, que comenzó hace 6.5 m.a. evidenciada por secuencias foreland y de margen pasivo que se incorporaron progresivamente a la zona de sutura por una serie de corrimientos. Su historia está principalmente resumida en un prisma de acreción desarrollado durante la subducción intra-oceánica y la colisión arco-continente. Su geología se compone de tres unidades tectónicas distinguibles:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- El prisma o cuña acrecionaria, conformada por rocas sedimentarias y meta-sedimentarias, incluye una cuña de subducción y turbiditas que yacen discordantemente sobre secuencias Eoceno-Paleozoicas metamorizadas.</li> <li>- El continente euroasiático sobre-corrido</li> <li>-El arco de Luzón.</li> </ul>
Ulicny (1999)	Antepaís (Foreland)	La Formación Dakota, al sur de Utah en la región de Kaiparowits Plateu (USA), es una sucesión de facies fluviales a marino-someras generadas durante la etapa inicial de relleno de una cuenca del orógeno Sevier. Esta Formación, que ha sido dividida en seis unidades, registra fluctuaciones relativas del nivel medio del mar de diferentes frecuencias y magnitudes controladas por procesos eustáticos y tectónicos a principios del Cenomaniense Tardío.
Mars & Thomas (1999)	Antepaís (Foreland)	La cuenca Black Warrior del Paleozoico localizada en el cinturón de corrimientos de Ouachita (USA), que representa un sistema foreland-thrust belt, se rellenoó como una cuña clástica sinorogénica cuya parte inferior se interdigita con facies carbonáticas cratónicas en la parte distal de la cuenca. La geometría de una "lengua" de facies carbonáticas (Caliza Bangor) define una rampa que gradúa hacia la cuenca a lutitas negras. Una cuña clástica sinorogénica (Formación Parkwood) consiste en depósitos cíclicos deltaicos y de frente deltaico en una sucesión que se hace más somera y de grano más grueso hacia el tope. Las secuencias estratigráficas definen el progreso del relleno y dan un marco temporal para interpretar la evolución de la cuenca a través de la subsidencia tectónica diferencial en tiempo y geometría; así como de la interacción de la tasa de suministro de sedimentos clásticos con facies carbonáticas cratónicas circundantes.
Dickinson & Seely (1979)	Ante-arco (Fore-arc)	Los estratos depositados en áreas ante-arco son principalmente sedimentos clásticos típicamente inmaduros derivados de la rápida erosión de terrenos volcánicos o de rocas plutónicas/metamórficas dentro del denominado macizo. En regiones ecuatoriales las asociaciones de arrecifes carbonáticos son frecuentes; así como patrones de facies de turbiditas, secuencias plataformales y complejos fluvio deltaicos. Dentro de este tipo de cuencas, los procesos son controlados por la geometría de la misma, la tasa de suministro de sedimentos y la tasa de subsidencia del substrato.

Brown <i>et al</i> (1998)	Ante-arco (Fore-arc)	El orógenos de Los Urales, en Rusia, ofrece expuesto un ejemplo de colisión arco-continente bien preservado. El arco Magnitogorsk, del Ordovícico-Devónico, chocó con el cratón de Europa oriental a finales del Devónico ocasionando imbricación plataformal, obducción, emplazamiento de ofiolitos y cabalgamiento de materiales derivados del arco/ sedimentos de aguas profundas. Las estructuras post-colisionales se relacionan con el desarrollo de un complejo "foreland thrust and fold belt" con basamento involucrado durante el Carbonífero Tardío- Triásico Temprano con napas estructuralmente alóctonas de volcanoclásticos, ofiolitas y eclogitas que han sufrido metamorfismo. Este complejo registra unos 17 kilómetros de acortamiento cortical, presenta estructuras dúplex que indican el emplazamiento y el desarrollo de boninitas (lavas) características de las regiones de ante-arco.
Lallemant <i>et al</i> (1999)	Ante-arco (Fore-arc)	La cuenca de ante-arco Ryukyus, en el área este de Taiwan, muestra como el efecto de un proceso de convergencia oblicua causó el fracturamiento deslizante a lo largo de una falla transcurrente principal. Los sedimentos depositados en ella parecen estar suavemente cizallados entre el basamento rígido del arco y el prisma acrecionario móvil.
Brown & Spadea (1999)	Ante-arco (Fore-arc)	La cuenca antearco de Magnitogorsk, localizada en los Montes Urales rusos, posee unidades volcánicas de 5.000 metros de espesor con lavas (boninitas) y turbiditas volcanoclásticas que han sufrido metamorfismo de alta relación P/T. Estos materiales, cuya secuencia termina con carbonatos de aguas someras depositados discordantemente y que marcan el final de la colisión y el colapso del arco volcánico asociado, constituyen un prisma o cuña de acreción bien expuesta (zona de melange).
Huang <i>et al</i> (2000)	Ante-arco (Fore-arc)	Estudio comparativo de Taiwan con áreas producto de un proceso de colisión arco-continente presentando las siguientes fases: - Subducción intra-oceánica - Colisión inicial arco-continente (Timor) - Colisión avanzada arco-continente (Papua, Nueva Guinea y Urales) y - Colapso del arco/subducción. Taiwan se encuentra en una etapa más madura que Timor y Papua
Brown <i>et al</i> (2001)	Ante-arco (Fore-arc)	El sector sureste de los Urales, en Rusia, representa un ejemplo bien preservado de una colisión arco-continente ocurrida en el Paleozoico. El arco volcánico Magnotogorsk y su cuenca ante-arco se acretaron al cratón europeo. Esta última se halla afectada por cabalgamientos menores que involucran al basamento volcánico. La deformación sin-sedimentaria, los desprendimientos y el desarrollo de olistostromos fueron procesos comunes durante su historia de sutura.

Wang <i>et al</i> (1988)	Post-arco (Back-arc)	La cuenca sedimentaria de Puale Bay, en la península de Alaska, expone una secuencia del Triásico Tardío de carbonatos, cherts y volcáni-clásticas relacionada con la sedimentación en una cuenca trasera de arco de unos 700 metros de espesor. Dicha secuencia exhibe dos estadios: - uno inicial de carbonatos de aguas someras suprayacidos por cherts y - una etapa de incremento de actividad del arco magmático representada por el aumento del influjo de volcaniclásticas y la depositación de turbiditas espesas de grano grueso, la cual puede estar relacionada con el proceso de “amalgamiento” en el sur de Alaska.
Jolinet <i>et al.</i> (1994)	Post-arco (Back-arc)	El mar de Japón, considerado como una cuenca marginal, experimentó un proceso de apertura que comienza en el Mioceno temprano en una amplia región pull-apart controlada por dos zonas de cizalla rumbo-deslizantes dextrales. La primera se extiende desde el norte de Sakhalin hasta Japón Central a través de unos 2.000 kilómetros y la de formación, a lo largo de ella, varía desde una transgresión dextral, en el norte, hasta una transtensión dextral en el sur. La segunda está entre Corea y Japón Suroccidental. Así, en la región trasera de arco predominan los esfuerzos tensionales en las fosas de Japón y Sunda. El estiramiento distribuido de la corteza del arco Izu-Bonin produjo al mar de Japón en gran parte; mientras que en un centro de expansión oceánica ubicado en el límite meridional de la zona de cizalla transpresional oriental se formaba la cuenca de Japón. Esta primera corteza oceánica generada en un pequeño triángulo se propagó hacia el oeste dentro de la región pull-apart. La historia de apertura es reconstruida tomando en cuenta el tiempo de creación de corteza oceánica, la formación de zonas de cizallas dextrales, la rotación de bloques, la estructura interna de las cuencas y la geometría de la deformación principalmente controlada por el efecto roll-back de la subducción. Se considera que la colisión de La India puede tener consecuencias tectónicas lejanas, incluso en Japón y Sakhalin.
Hathway & Kelley (2000)	Post-arco (Back-arc)	Los estratos conglomeráticos del Cretácico Temprano que se encuentran en la península Sobral, al norte de la península Antártica, fueron depositados en un abanico marino profundo localizado en una cuenca trasera de arco (Cuenca Larsen). La secuencia está constituida principalmente por capas amalgamadas de conglomerados soportados por clastos, con intercalaciones menores de areniscas, con materiales volcánicos basálticos y andesíticos y clastos derivados del basamento meta-sedimentario del arco Paleozoico-Triásico.
Rolland <i>et al</i> (2000)	Ambientes de arco y post-arco	Shyok, al norte de Ladakh en los Himalayas noroccidentales, representa una zona de sutura. La secuencia setá conformada por dos Grupos : -Grupo del Norte (Northern Group) que contiene olistolitos de bloques de

	(Arc and back-arc environments)	<p>basaltos y tobas, cuya geoquímica sugiere un origen asociado a una cuenca trasera de arco. La cuenca comenzó su proceso de apertura hacia el noroeste del arco Ladakh y se fue cerrando progresivamente hacia el este; y</p> <p>-Grupo del Sur (Southern Group) compuesto por andesitas. Estas rocas volcánicas parecen tener una afinidad de arco con magmas toleíticos a calcoalcalinos. El arco está constituido por unidades volcano-sedimentarias Cretácicas intrusionadas por plutones de granodioritas.</p> <p>La presencia de calizas con orbitolinas interestratificadas con basaltos y andesinas sugieren una edad Albéense-Cenomaniense.</p>
Savelli (2001)	Post-arco y antepaís (Backarc/Foreland)	<p>Debido a la convergencia de las placas africana y europea la subducción, como principal mecanismo responsable de la actividad volcánica y de la formación de zonas de ante-arco y post-arco, genera un magmatismo que afecta el dominio de una cuenca trasera de arco en el Mar Tirreno y su correspondiente sector foreland, al oriente de Sicilia, desde finales del Plioceno al Presente. La erupción de lavas tipo E-MORB predatan el vulcanismo de afinidad calcoalcalina localizado en el arco y en el margen pasivo de la cuenca. En el mismo lapso (entre 8 y 2 m.a.) el foreland siciliano fue afectado por actividad magmática sub-alcalina (toleítica) y Na-alcalina con carácter intraplaca. Estos estadios de actividad ígnea reflejan la evolución geodinámica convergente en el Mediterráneo central.</p>
Scheuber & Gonzalez (1999)	Colisión arco-continente	<p>Los márgenes continentales activos son áreas de deformación cortical que, por lo general, se relacionan con procesos de convergencia de placas. Un ejemplo lo constituye la evolución de un arco magmático continental en la cordillera de la Costa chilena que estuvo activo durante el intervalo Jurásico-Cretácico Temprano. El hecho de que en esta zona, el arco, interpretado como una mega zona de cizalla y la región trasera de arco tengan la misma tendencia N-S, permite establecer el patrón cinemático de las placas convergentes a partir de las estructuras tectónicas presentes en la zona del arco y el movimiento relativo del área de antearco respecto a las dos primeras. Se establecen, en este caso, seis fases o estadios:</p> <p>1)- Entre 195 y 155 m.a. se generaron estructuras desde niveles corticales profundos a someros que señalan los movimientos transcurrentes sinestrales más antiguos, paralelos al arco. En primer lugar, la formación de un cinturón de rocas plutónicas posteriormente metamorfozadas a las facies de la granulito-anfibolita (Complejo Bolfin) y luego, cizallamiento, metamorfismo y sobrecorrimiento que indican la dirección de acortamiento horizontal de la corteza. En este mismo tiempo se generan patrones compatibles de pliegues y cabalgamientos en zonas discretas de cizalla en rocas no metamorfozadas.</p>

		<p>II)- Entre 160 y 150 m.a En este lapso de extensión cortical y crecimiento magmático del arco, el fallamiento frágil normal de bajo ángulo a niveles someros de la corteza permite inferir un período de fuerte extensión normal al arco; así como el callamiento dúctil normal y la intrusión de extensos plutones aniveles más profundos.</p> <p>III) Entre 155 y 147 m.a. Durante este intervalo ocurren dos inversiones en el régimen de esfuerzos, las cuales son indicadas por las dos generaciones de diques presentes en el área. La más antigus con tendencia NE-SW y la más reciente con tendencia NW-SE.</p> <p>IV) ≈125 ma. Prevalecen, en este momento, los movimientos transcurrentes sinestrales más recientes cuando la zona de fallas de Atacama se generó como una falla-fosa rumbo-deslizante sinistral.</p> <p>Las estructuras derivadas de las fases I y IV sugieren que la transmisión del esfuerzo debido al acoplamiento sísmico fue probablemente el responsable de estas deformaciones. No obstante, el desacoplamiento de las placas ocurrió posiblemente debido al descenso en la tasa de convergencia resultando en una extensión y los estadios reversos II y III.</p>
Tang & Chemenda (2000)	Colisión arco-continente	<p>El modelaje numérico muestra que la subducción del margen continental produce un incremento de la compresión y fracturamiento de la placa cabalgante; lo cual ocurre, bajo el arco, en dos direcciones posibles y está controlado principalmente por la rigidez de la placa subductante y el espesor de la corteza continental subductada. La rigidez favorece la formación de fallas con vergencia al océano; mientras que un espesor considerable propicia la generación de fracturas en el sentido opuesto. En el primer caso la situación es seguida por un proceso de inversión en la subducción y en el segundo ocurre que el bloque que conforma la región ante-arco es empujado bajo el arco propiamente dicho. Ambos escenarios se presentan en la realidad. El caso específico de Taiwan es compatible con el segundo de ellos, en el que la zona de ante-arco es sobrecorrida por el arco.</p>

Tabla III. Resumen de ejemplos de colisión arco-continente y sus diferentes marcos tectónicos.

El choque arco-continente es un hecho relevante en eventos de colisión mostrados en orógenos fósiles. No existe un modelo evolutivo único que caracterice a todas las zonas de colisión recientes o antiguas. En estas últimas es frecuente que los procesos estén enmascarados por eventos post-colisionales como: intrusión, deformación, fragmentación, metamorfismo y erosión; haciendo difícil la determinación, en detalle, de la historia geológica a partir de unidades tectonofísicas que se hayan preservado.

Para la elaboración de esta tabla se hizo una compilación de artículos con el propósito de ensamblar un modelo geológico representativo para establecer comparaciones con la zona de interés:

- a) En la parte concerniente a cuencas antepaís y sectores ante-arco (foreland basins and fore-arc regions) se tomaron en cuenta los trabajos de: Dickinson & Seely, 1979; Huang *et al.*, 1997; Brown *et al.*, 1998; Lallemand *et al.*, 1999; Brown & Spadea, 1999; Huang *et al.*, 2000 y Brown *et al.*, 2001.
- b) En lo que corresponde a las zonas de arco y post-arco (arc and back-arc regions) se consideraron las publicaciones de: Wang *et al.*, 1988; Scheuber & González, 1999; Hathway & Keely, 2000 y Rolland *et al.*, 2000.

## Conclusiones:

- El paralelismo estructural y los gradientes metamórficos del bloque de Villa de Cura y los cinturones tectónicos aledaños (Navarro, 1989), así como la información paleomagnética reportada en la literatura (Skerlec & Hargraves, 1980), la petrología y la geocronología de este trabajo, respaldan en un alto porcentaje a la propuesta presentada de localización de las zonas de ante-arco, complejo de subducción, arco volcánico y región de retro-arco.
- El modelo tectónico que parece corresponderse con la evolución geológica de la zona de interés, a partir de los resultados obtenidos, es el de un sistema en el que se produjo una cuenca marginal entre un orógeno colisional al norte (Cordillera de la Costa) y un cratón al sur (Escudo de Guayana); dentro de la cual se generó un arco de islas volcánico.
- Las edades de las secuencias sedimentarias fueron establecidas con base en el contenido fosilífero reportado por otros autores y corroborado en el presente trabajo (Furrer, 2002).
- El estudio petrológico de las meta-lavas, meta-tobas y rocas volcanoclásticas presentes en las secciones de Guatopo, al este, Valle Morín y San Sebastián (Escorzonera)-San Juan de Los Morros (Pariapán), al oeste, permitieron establecer la relación genética entre la fuente de procedencia y las formaciones Escorzonera y Garrapata. Ambas unidades debieron sedimentarse en la parte trasera de un arco volcánico (cuenca retro-arco); siendo posteriormente involucradas en la deformación y canibalizadas durante la evolución de lo que se llamó posteriormente el surco de Guárico.
- Es importante destacar que, las trondhjemitas halladas en el cerro Pariapán (San Juan de Los Morros) datadas en aproximadamente 120 millones representan la edad mínima del arco volcánico. Además, No se encontraron cuerpos intrusivos en las formaciones Escorzonera y Garraparata.
- Los resultados obtenidos en el presente trabajo respaldan la propuesta de un origen para-autóctono para el arco Tiara-Las Hermanas, las unidades que conforman al Grupo Villa de Cura y las secuencias sedimentarias localizadas en la Faja Piemontina. La evolución del referido arco y su posterior colisión en algún punto al noroeste de la Placa Suramericana y su emplazamiento hacia el sur al evolucionar la entrada de la Placa caribe al norte de Suramérica, constituyen el marco geotectónico principal para estas unidades litológicas. En consecuencia, no debe asignarse un origen genéticamente diferente entre las formaciones Mucaria (San Antonio) y sus olistolitos, Escorzonera, Garrapata y Guárico. Además, una fuente importante de suministro para las unidades clásticas conglomeráticas y arenosas antes citadas es el propio bloque de Villa de Cura.

### Discusión:

Los terrenos de arcos volcánicos son relativamente frecuentes en cinturones montañosos fósiles y la colisión arco-continente parece un evento importante en los procesos orogénicos; así como un mecanismo relevante en el crecimiento de la corteza continental a través del tiempo geológico, cuando existe la posibilidad de preservación del complejo zona antearco- arco.región trasera de arco (Brown *et al.*, 2001).

A continuación se resumen algunas de las principales propuestas relacionadas con el sector de interés: y las posiciones de diferentes autores en torno a los modelos geológicos evolutivos para esta región.

<p><b>Aloctonía:</b>  a) Para la Cordillera de la Costa:  Bellizia 1972 : Postuló la aloctonía del denominado Macizo Central.  Burke 1988, Ostos 1990 y Ave-Lallemant 1991: proponen la inclusión de terrenos transpresivos.  Ostos, 1990 en Yoris, 1.992: El microcontinente Sebastopol (alóctono) migró desde unos 2000 kilómetros al noroeste de su posición actual.</p> <p>b) Para Villa de Cura:  Menéndez 1965 y 1966  Jarvis 1966  Piburn 1.968  Bell 1968  Bellizia 1972  Maresh 1974  Stephan <i>et al.</i> 1980  Beets <i>et al.</i> 1984  Beck 1985  Burke 1988  Pindell <i>et al.</i> 1988  Ostos 1990</p>	<p><b>Origen menos lejano (para-autoctonía):</b>  a) Para la Cordillera de la Costa:  Navarro 1983, 1987 y 1988 menciona en sus trabajos la apertura de la cuenca de Altamira.  Ostos y Navarro 1985, Navarro <i>et al.</i> 1987 y 1988 proponen el denominado microcontinente Sebastopol.</p> <p>b) Para Villa de Cura:  Navarro 1983 y 1985  Navarro <i>et al.</i> 1987 y 1988  Navarro 1989  O que sustentan esa posibilidad:  Ostos y Navarro 1985  Van Berkel 1988  Van Berkel <i>et al.</i> 1989  Albertos y Yoris 1989  Urbani1989  Yoris 1992</p>
--	---

<p>El modelo de aloctonía propuesto por Jarvis en 1966 considera que:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1)- Las rocas de Villa de Cura se depositaron al norte de la Cordillera de la Costa, su basamento es el Complejo de Sebastopol y son contemporáneas a las unidades Las Mercedes y Tucutunemo.</li> <li>2)- El lapso Turoniense-Cenomaniense se caracterizó por un evento metamórfico (facies de los esquistos verdes) seguido por vulcanismo cuyo producto son las rocas de Tiara.</li> <li>3)- En el Maastrichtiense basculó la cuenca, Villa de Cura alcanzó una posición topográfica elevada y ocurrió la depositación de la Formación Paracotos, la cual es parcialmente contemporánea con Mucaria y Guárico.</li> <li>4)- A finales del Maastrichtiense, el bloque de Villa de Cura se desliza gravitacionalmente hacia el sur y logra su posición final dentro del surco de la Formación Paracotos; la cual sufrió leve deformación como producto del deslizamiento.</li> </ol> <p>Luego Maresh en 1974 introduce cambios relevantes al asociar el origen de Villa de Cura a un arco volcánico localizado en el Caribe en el lapso Jurásico-Cretácico y al considerar que el tipo de metamorfismo que afectó a las rocas de esta unidad litológica fue de alta relación P/T (facies de los esquistos azules) tomando en cuenta lo expuesto por Piburn en 1968.</p> <p>Beets <i>et al.</i> 1984 asumen la propuesta de Maresch agregando el probable parentesco geológico entre Villa de Cura y la Formación Washikemba de Bonaire; lo cual fue mencionado por Jarvis en 1966.</p>	<p>El modelo de Ostos y Navarro 1985 presenta las siguientes etapas:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) Al inicio del Jurásico (<math>\approx 200</math> m.a.) el marco geológico más resaltante era la mega-sutura Paleozoica.</li> <li>2) Durante el Cretácico Inferior a Medio hay una fase expansiva en el Caribe y en la cuenca entre el orógeno del norte (micro-continente Sebastopol) y el cratón de Guayana.</li> <li>3) En el Cretácico medio, la región evoluciona a zonas litosféricas compresionales con el consecuente desarrollo de un arco de islas, debido a la apertura del Atlántico sur.</li> <li>4) Continúa el metamorfismo de alta P/T en el sector cortical al norte del arco de Tiara/Las Hermanas. Se experimenta un período regresivo que puede ser relacionado con la apertura del Atlántico y del Caribe; lo cual trajo como consecuencia un ajuste eustático luego de ser alcanzado el máximo del período transgresivo.</li> <li>5) Durante el intervalo Cretácico Tardío –Paleoceno hubo un desplazamiento hacia el sur de los terrenos conformados por rocas del arco, materiales de piso oceánico y la cuña de sedimentos depositada sobre un margen pasivo,. El metamorfismo de alta P/T continúa en el arco de la cuenca oceánica marginal; así como la erosión en sus márgenes septentrional y meridional.</li> <li>6) En el lapso Eoceno-Oligoceno ocurre la colisión de todos los terrenos involucrados en el complejo área antearco- complejo de subducción-arco volcánico- zona trasera de arco o post-arco</li> </ol>
--	---

Los resultados obtenidos en el presente trabajo respaldan la propuesta de un origen para-autóctono para Villa de Cura y los cinturones tectónicos aledaños; ya que a las consideraciones sobre la aloctonía de estos terrenos se le encuentran las siguientes inconsistencias, coincidiendo con Navarro 1989

I) Se hace difícil soportar que unidades litológicas generadas en lugares, momentos y ambientes tectónicos diferentes como Villa de Cura y Paracotos (Shagam, 1960; Menéndez, 1965 y Jarvis 1966) tengan una coincidencia en el paralelismo de la foliación. Esto no es congruente con el grado de metamorfismo ni con el sitio donde este proceso tuvo lugar según lo propone la hipótesis de la aloctonía; ya que el gradiente metamórfico señalado por Seiders en 1965 y por Navarro en 1983 es inverso al expresado por Shagam.

II) La hipótesis de la rotación mega-tectónica señalada por Skerlec & Hargraves (1980) fue empleada posteriormente por Beets *et al.* (1984), para sustentar la propuesta de Maresch (1974). La información paleo-magnética en la cual se basa no es del todo confiable debido al alto grado de deformación que exhiben las rocas máficas Mesozoicas en las que fueron obtenidos. Por otra parte, es conveniente mencionar que Skerlec & Hargraves (1980) señalan la existencia de datos que parecen contradecir esta mega-rotación.

III) Priem *et al.* (1985) concluyen que las rocas conglomeráticas de Soebi Blanco, en Bonaire, son de edad Paleoceno Tardío a Eoceno contienen bloques de rocas precámbricas y suprayacen, de manera discordante, a las rocas volcánicas de la Formación Washikemba; lo cual le hace proponer como posible fuente de sedimentos a la Península de La Goajira. Esto contradice la posible relación entre

las rocas volcánicas de la mencionada Formación Washikemba y las de Villa de Cura propuesta por Beets *et al.* en 1984.

Así, el modelo tectónico idealizado que parece corresponderse con la evolución geológica de la zona de interés a partir del conjunto de resultados obtenidos es el de un sistema en el que se produjo una cuenca marginal entre un orógeno activo al norte (Cordillera de la Costa) y un cratón al sur (Escudo de Guayana), debido a una tectónica extensiva. Dentro de esta área se genera un arco de islas volcánico con una conformación como la siguiente:

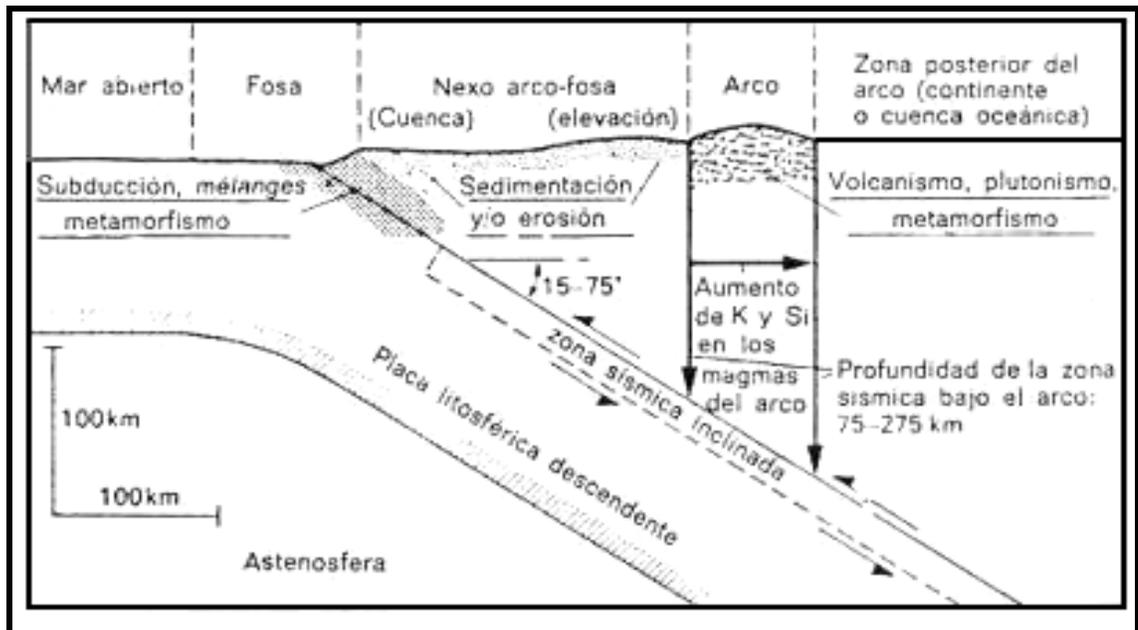


Figura 52: Tomado de Dickinson, 1971 en Hallam, 1976. Sección transversal de un sistema de arco volcánico y cuencas asociadas el que se puede ver la relación de magmatismo y metamorfismo en la zona de subducción.

De hecho, la localización de las áreas de magmatismo y metamorfismo respecto a la zona de subducción coinciden en un alto porcentaje con la información recolectada en campo y laboratorio; así como también a ubicación relativa de la “fosa” y de las regiones de “ante-arco” y “retro-arco” o “post-arco”.

Los modelos de arcos de islas volcánicas que mejor se adaptan a la situación geológica de interés, ignorando el efecto “*roll-back*”, son los arcos compresivos en los cuales la placa cabalgante se sobrecorre a la posición de la fosa y se caracterizan por una topografía alta que genera un área positiva de fuente de sedimentos, un magmatismo explosivo, ocurrencia de “*back-thrusting*” y desarrollo de cuencas post-arco y ante-arco (*foredeep*), una fosa relativamente somera y un bajo ángulo de inclinación de la zona de Benioff. Por otra parte, este tipo de modelo puede ayudar a determinar la extensión de la interacción tectónica de la zona entre placas; además de generar y desarrollar un arco de islas volcánico, de crear la posibilidad de acoplamiento de la litósfera de la placa cabalgante y de controlar el comportamiento y levantamiento del basamento y de las cuencas asociadas. (Pindell *et al.*, 1.998).

Tomando lo anteriormente expuesto como punto de partida, cabe mencionar que la complejidad geológica de la región septentrional de Venezuela ha representado especial interés en muchos investigadores. El hecho de ser un límite tectónico relevante y, además de importancia económica por los recursos naturales minerales y energéticos que contiene, atrae la atención. Por ello, se han propuesto diversos modelos de la evolución geológica que incorporan la relación cronológica de los eventos allí ocurridos. Hess y colaboradores (1.960) retoman el concepto de que un arco de islas representa el estadio temprano de la formación de montañas tipo alpino, como las que conforman el Sistema Montañoso del Caribe. Así mismo, se han elaborado modelos evolutivos para el sector norte de Suramérica-Sur del Caribe, involucrando a Venezuela septentrional por su

ubicación geográfica. Otros, más específicos, intentan explicar la situación geológica que se observa actualmente en el área en cuestión. Entre éstos se destacan los siguientes:

- Maresch (1974)
- Talukdar y Loureiro (1982)
- Navarro (1983)
- Ostos y Navarro (1985)
- Beck (1985)
- Navarro, Ostos y Yoris (1988)
- Pindell *et al* (1998)

Todos ellos coinciden en considerar la colisión de un arco de islas con la parte continental del norte de Venezuela que se comportaba como un área receptora de sedimentos adosada a la plataforma estable de un cratón. La evolución tectónica de las cadenas montañosas, los sistemas estructurales de fallas y cuencas cenozoicas que se hallan en la zona limítrofe en dirección este-oeste de las placas Caribeña y Suramericana, desde Colombia hasta Trinidad, fue controlada principalmente por la convergencia dextral oblicua entre las dos placas previamente mencionadas. La placa Suramericana es la que se mueve relativamente hacia el oeste, puesto que la caribeña, de procedencia pacífica, se encuentra estacionaria anclada al manto, confinada entre las zonas de subducción Centroamericana y de Las Antillas Menores y ha invadido el espacio entre Norte y Suramérica. La reconstrucción tectónica evolutiva de la zona límite Caribe-Suramérica es críticamente dependiente de una restauración precisa de la geometría del noroeste suramericano inmediatamente previa a la migración

relativa del caribe hacia el este (Pindell *et al.*, 1.998). La colisión debió ocurrir en el Cretácico Tardío; causando, inexorablemente, el levantamiento en el sector norte y generando una migración de los depósitos de la cuenca hacia el sur. Esto también explica la presencia de cuerpos de "greenstones" con carácter ofiolítico en el Sistema Montañoso del Caribe (Cordillera de la Costa) por procesos de obducción al norte-centro del país; es decir, bloques de serpentinitas transportados tectónicamente. Al respecto se han llevado a cabo estudios de diversas índoles en los cuerpos de peridotitas y serpentinitas que conducen a considerar que ellos pueden ser corteza basáltica oceánica y/o rocas alteradas del manto expuestas en superficie. De hecho, Maclahlan *et al* (1960) reportó que en la zona "fosa de Paracotos" se hallan peridotitas serpentinizadas. Graterol (1972) refirió un origen alóctono para el complejo ofiolítico de Loma de Hierro y que las rocas muestran evidencias de metamorfismo de alta presión-baja temperatura (alta P/T). Luego, Beck (1980) señaló, en la misma zona, la presencia de ofiolitas que sufrieron metamorfismo dinámico ocasionado por obducción.

También cabe destacar que McDonald y Ellwood (1985) indicaron que la petrofábrica de la peridotita de Tinaquillo se relaciona con la tendencia estructural Este-Oeste de las Montañosas del Caribe. Ostos (1985), por su parte, señala que la peridotita de Tinaquillo, de edad Paleozoica, exhibe un emplazamiento con dirección noroeste. Mattson (1985) sostiene que la deformación características de estas rocas (serpentinitas y peridotitas) indican su naturaleza ofiolítica o proveniencia de corteza oceánica. Rojas Angela *et al* (1989) reportan bloques de serpentinitas con dirección de emplazamiento NW-SE, siendo NW la componente principal durante el Cretáceo superior, derivadas de un proceso de colisión de un

arco de islas con Suramérica. Retomando los modelos antes mencionados, es importante mencionar que Navarro (1983) y Navarro y Ostos (1985) propusieron además del arco de islas proveniente del norte, en relación a Venezuela, el cual chocó con el continente, otro arco de islas "interno" generado entre el cinturón montañoso deformado y el cratón de Guayana. Esto modifica la consideración de aloctonía de diversos bloques que se encuentran en el Sistema Montañoso del Caribe, como Villa de Cura, que ya no vendrían desde muchos Kilómetros al norte, sino que fueron emplazados tectónicamente sin recorrer grandes distancias; involucrando otro proceso de colisión (sutura) y obducción.

Así, la apertura del Atlántico central en el Jurásico temprano y del Atlántico sur en el Jurásico tardío-Cretácico temprano, produjo el desplazamiento relativo NE-SW de Sur América respecto a Norte América, el origen del Caribe (muy debatido todavía, ya que el modelo más difundido es que la placa Caribeña penetró entre Norte y Sur-América desde el pacífico. No obstante, otros autores consideran que posiblemente El Caribe se formó como parte de la placa Nor-Atlántica cuando América del norte derivó desde Gondwana, en el Jurásico) y la apertura de la cuenca de Venezuela, mediante sistemas de fosas tectónicas (tipo graben) en el flanco norte de la placa Suramericana como consecuencia de procesos tensionales. (James, 2000).

Luego un arco de islas colide, oblicuamente, desde el oeste hacia el este durante el Cretácico tardío; lo cual produce un levantamiento en el norte de Venezuela y un desplazamiento al sur de los depósitos flysch Cretácico-Eocenos, así como también ocasiona obducción en la Cordillera de la Costa. La compresión ejercida por el arco en el norte migró hacia el oriente a través del tiempo desde el

Eoceno hasta la actualidad (arco de islas de las Antillas Menores) (James, 1990).

Al mismo tiempo pudo haber ocurrido un proceso de apertura y cierre en el interior del continente entre un "micro-continente", al sur del complejo orogénico septentrional (cinturón móvil) y el cratón de Guayana (Navarro, 1983 y Ostos y Navarro, 1985).

Asumiendo como punto de partida lo previamente descrito, y haciendo una síntesis de la historia geológica del norte de Venezuela, es posible mencionar que: La cuenca oriental venezolana, en general, y en consecuencia la zona de particular interés, presenta una evolución geológica que comienza en el Paleozoico formándose a partir del último de los terrenos alóctonos suturados al norte de Suramérica y en cual se han reconocido rocas de esta edad (Devónico al Pérmico) que se encuentran ahora en el Sistema Montañoso del Caribe. (Yoris y Ostos, 1997).

La figura 53 muestra la distribución de estos mencionados terrenos (bloques alóctonos) a lo largo de la historia geológica del continente Suramericano y, en consecuencia, del territorio venezolano; y más específicamente, al norte del país.

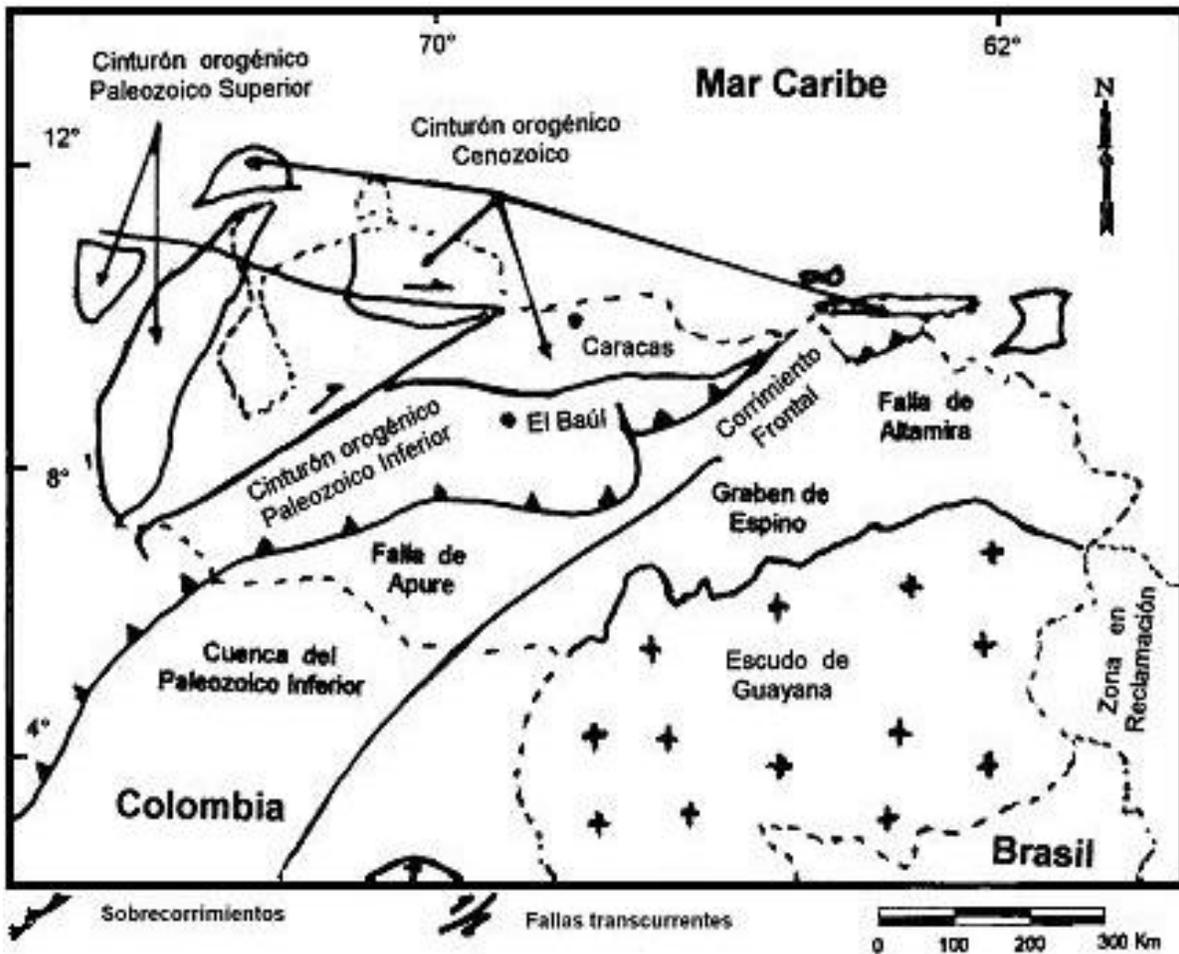


Figura 53. Distribución de terrenos alóctonos del norte de Suramérica que contienen rocas Paleozoicas, los cuales fueron suturados de manera secuencial durante el Ordovícico, el Silúrico, el Carbonífero y finalmente en el Mesozoico Tardío hasta el Reciente (Tomado de Ostos *et al.*, 2001).

Durante el Paleozoico ocurre un proceso de depositación en el borde septentrional del cratón de Guayana. Pertencientes a este intervalo temporal se reconoce en el área de El Baúl filitas carbonáceas fosilíferas, metalimolitas e intervalos de cuarcitas de grano fino de edad Cambro-Ordovícico; así como también en el sub-suelo sur-occidental de la cuenca oriental (PDVSA, 1991). Ello corresponde a una sedimentación continental y marino somera en el borde norte

de la plataforma del Escudo de Guayana, la cual alcanzó cierto espesor (Schlumberger, 1980).

Posteriormente se experimenta una colisión durante el Mesozoico y en esta misma era (Cretácico temprano) se genera una plataforma carbonática en una especie de “graben” entre el borde activo septentrional y el borde pasivo meridional, actualmente desmembrada, cuyas evidencias se encuentran al norte de Guárico.

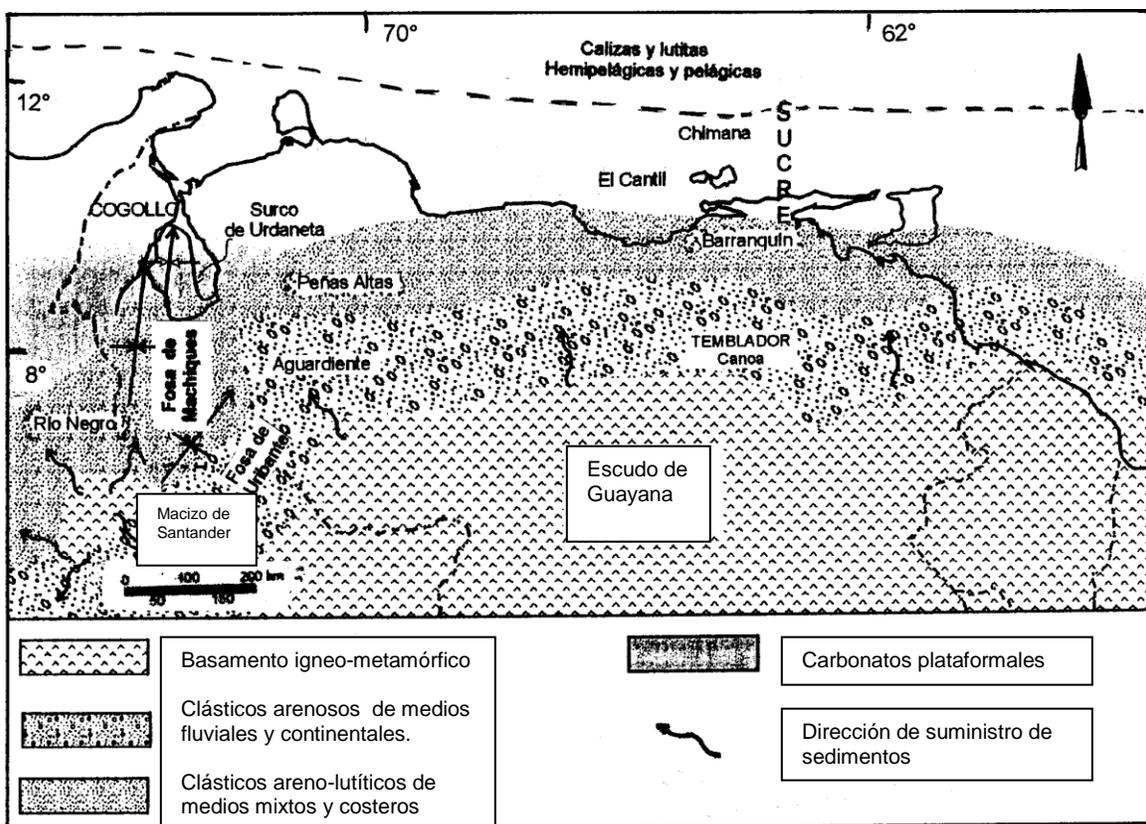


Figura 54: Distribución de las facies sedimentarias dominantes, Cretácico Temprano. (Tomado de Ostos *et al.*, 2001).

A finales del Albiense se inicia, desde el este venezolano y de manera diacrónica hacia el oeste, una invasión marina que llega a cubrir extensas zonas hasta el sur del país en áreas que se mantenían como positivas (expuestas a la

erosión) desde finales del Jurásico e incluso desde el Paleozoico Superior. Esta invasión coincide con el “pulso” mundial transgresivo del Cretácico Medio-Tardío responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y fñanitas ricas en materia orgánica en América y Europa (Formaciones Querecual, San Antonio/Mucaria, Navay y La Luna). Se estima que el máximo de este evento transgresivo y del carácter anóxico de los medios depositacionales se alcanzó entre el Turoniense y el Campaniense. El Cretácico Tardío (Maastrichtiense) finaliza con unidades de naturaleza regresiva respecto a los ambientes previos más profundos. (Yoris y Ostos, 1997).

Para el Triásico-Jurásico no se tienen registros de fauna definitivos. Existen dudas al respecto, inclusive si estos períodos están presentes o no en el sub-suelo (PDVSA, 1991). Sin embargo, Kiser y Bass (1985) señalan al arco de El Baúl como centro de vulcanismo durante este intervalo (Grupo Guacamayas). En el Cretácico inferior (Neocomiense-Barremiense) se depositan las Formaciones Borracha y Chimana, de caracteres marinos, al norte de la cuenca.

La región septentrional de Venezuela no fue afectada por la placa Caribe hasta finales del Cretácico; a excepción de la zona occidental del lago de Maracaibo que, en el Cretácico Tardío, recibieron de parte de los terrenos caribeños una carga tectónica suficientemente fuerte (Villamil & Pindell , 1998).

La transgresión Cretácica, particularmente en la zona interés, se origina en el mar de dominio geosinclinal al norte del cratón de Guayana (sistema *Fold and Thrust- belt*) e invade por el oriente y por el surco de Barquisimeto. Esta invasión marina, considerada en conjunto, comienza en el Barremiense y es consecuencia

del hundimiento registrado en el borde septentrional del Escudo, cuya lenta subsidencia continuó hasta el Santoniense.

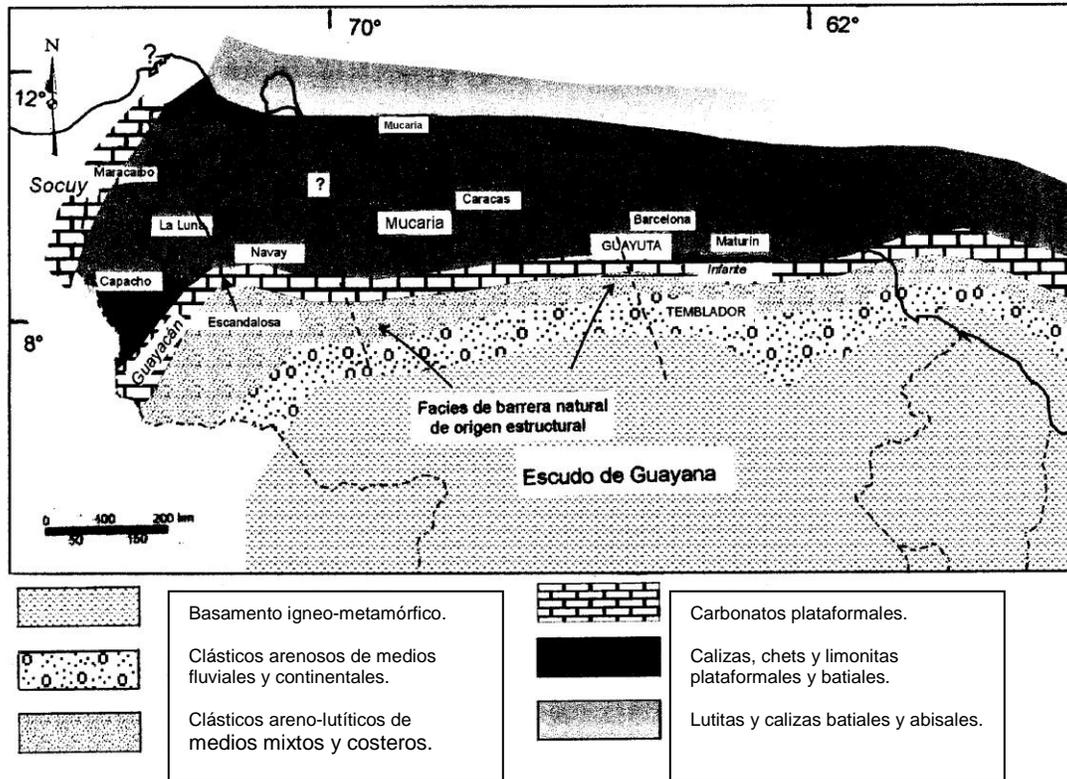


Figura 55: Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Tardío. (Tomado de Ostos *et al.*, 2001).

La morfología del sustrato sobre el cual la mencionada transgresión se desarrolló había sido afectada por largos períodos erosivos; lo cual, unido a pequeñas oscilaciones verticales ocurridas durante el largo período de subsidencia, produjo avances y retrocesos en las aguas que ocasionaron, a su vez, cambios de ambientes, modificaciones en la naturaleza de los detritos procedentes de las distintas provincias distributivas y repetición de litotipos. La convergencia norte-sur entre los continentes Norte y Suramericano comenzó en el Maastrichtiense; no obstante, el margen Cretácico del norte de Suramérica fue

pasivo y cualquier otro proceso relativo a la tectónica de placas ocurrido fue a largo plazo: como subsidencia termal o paso de un “punto caliente” (Villamil & Pindell, 1.998). Así, la Formación Garrapata es una secuencia flysch cíclica, probablemente acumulada en un abanico submarino no muy lejos de una zona inestable. Esta unidad se acumuló durante el Cretácico Superior, contiene olistostromos y olistolitos que representan ambientes calcáreos neríticos muy parecidos a los reportados por Ulicny (1.999) en la Formación Dakota, al sur de Utah, Estados Unidos de Norteamérica.

En la Venezuela oriental la transgresión estuvo controlada por la tasa de subsidencia del borde norte del cratón de Guayana; en la parte meridional, el sustrato estaba compuesto por rocas precámbricas y/o paleozoicas peneplanadas. Es posible postular que la ausencia de una barrera sedimentaria, como el arco de Mérida, durante el lapso Aptiense-Albiense permitió la formación de un sustrato mucho más plano y uniforme, que ha permitido la interpretación de los fenómenos causados por las pequeñas oscilaciones del borde cratónico caracterizados en los sedimentos del Grupo Sucre. De hecho, en el oriente del país el Período Cretácico comienza con una trasgresión generalizada hacia el sur que alcanza su máxima extensión en el curso actual del río Orinoco durante el intervalo Turoniense-Coniaciense. La sedimentación en el Cretácico Tardío hacia el final del ciclo correspondiente al Terciario Temprano en la Faja Piemontina indica una profundización progresiva de la cuenca desde la secuencia de lutitas silíceas de la Formación Mucaria, hasta la secuencia flysch normal de la Formación Guárico; lo cual tuvo lugar en el lapso comprendido entre finales del Maastrichtiense y el Paleoceno. Al avanzar la profundización del surco, la cuenca oriental recibió

sedimentos del tipo flysch salvaje. El Miembro Los Cajones de la Formación Guárico se ha interpretado como una unidad tectono-sedimentaria relacionada con el emplazamiento de Villa de Cura.

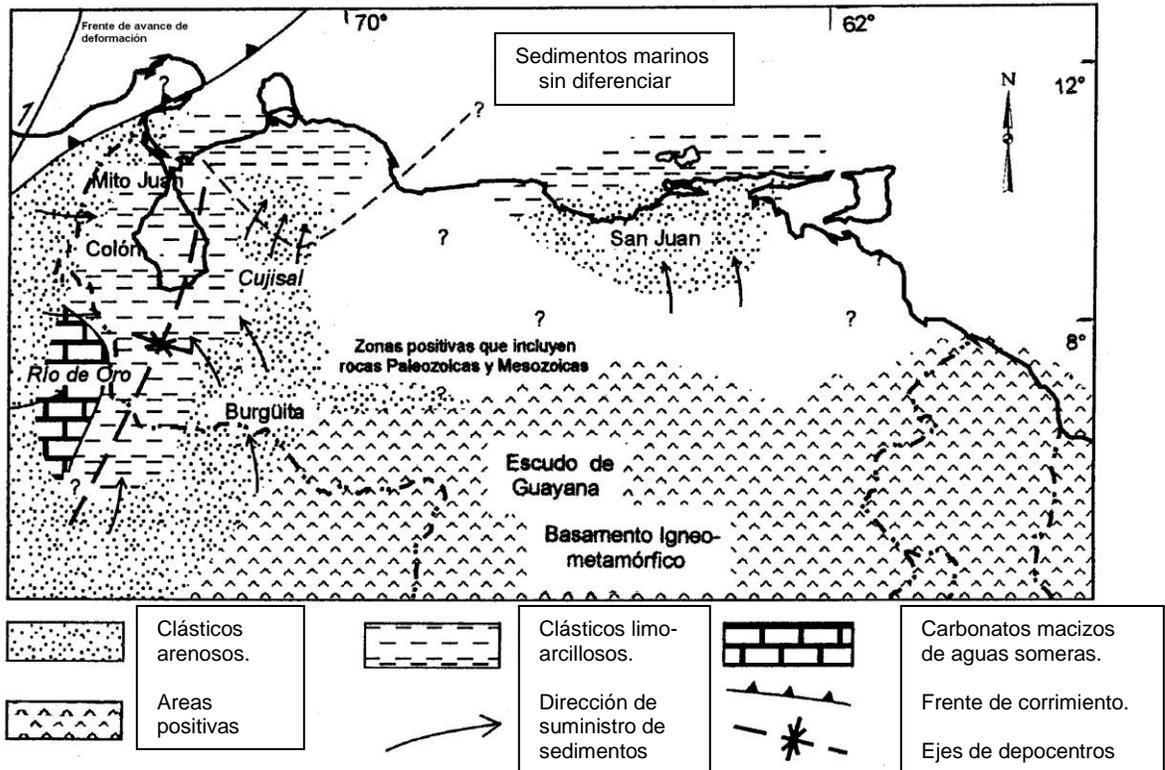


Figura 56: Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío). (Tomado de Ostos *et al.*, 2001).

Hacia el centro de la misma se ubican los depósitos de las Formaciones Barranquín y El Cantil, con rasgos marino-somero a continentales, y hacia el sur, el Grupo Temblador (Formación Canoa) bajo condiciones más continentales. Ocurren intermitencias debidas a levantamientos y hundimientos del fondo marino (PDVSA, 1991). Luego, en el oriente del país comienza a ser depositados los sedimentos del Grupo Guayuta, en particular la Formación Querecual, con abundancia de materia orgánica y presumiblemente roca madre de combustibles

fósiles (hidrocarburos) en la cuenca oriental y la formación San Antonio, ambas unidades gradan hacia el sur a la Formación Tigre- (PDVSA, 1991). El cierre de este ciclo sedimentario pre-orogénico ocurre en forma diacrónica con la Formación San Juan y la parte basal de la Formación Vidoño, desde el Maastrichtiense al Terciario inferior (Zozaya, 1977). Es importante destacar que este intervalo geológico que va desde finales del Cretácico a comienzos del Terciario contiene, quizás, el último evento tecto-termal relevante; en el cual los procesos de orogénesis implican un período prolongado de inestabilidad tectónica y traen como consecuencia la redistribución de mares y tierras Cretácicas tardías en cuyas depresiones se desarrollarán las cuencas, genéticamente relacionadas, del Terciario (PDVSA, 1991).

En la transición Cretácico-Cenozoico se distinguen tiempos de convergencia a tasa moderada (~ 20 mm por año): a) Maastrichtiense- Eoceno Medio y b) Oligoceno Tardío-Reciente que corresponden a fases orogénicas o de deformación: Incaica y Andina respectivamente; las cuales están separadas por un período de convergencia a una tasa menor (~ 10 mm por año) durante el lapso Eoceno-Oligoceno Medio caracterizado por una subsidencia regional. En el Paleoceno Temprano el proceso erosivo removió gran parte de las secuencias sedimentarias que se estima se depositaron en la región central de Venezuela y a principios del Eoceno, se incrementó dicho proceso erosivo combinado con los efectos orogénicos posteriores del emplazamiento de napas que oscurecen los detalles de la depositación Eocena temprana. A finales del Eoceno-Medio Eoceno Tardío las turbiditas depositadas fueron acretadas al frente de corrimientos (Pindell *et al.*, 1.998); el cual fue definido por Peirson en 1.965, se localiza en el

piedemonte de los Estados Cojedes, Guárico, Aragua y Anzoátegui nor-occidental y se caracteriza porque el buzamiento de los cabalgamientos, esencialmente asociados a la estratificación, disminuye a profundidad hasta hacerse casi horizontal. Los pliegues asociados son anticlinales de ejes paralelos a sub-paralelos a la dirección de la Serranía del Interior, generalmente tiene doble declive y flancos suaves como lo exhiben las Formaciones Quebradón y Quiamare (Gonzalez de Juana *et al.*, 1.980). También se depositaron olistostromos y olistolitos durante estos tiempos. Estos últimos provenientes de carbonatos pelágicos de edad Coniaciense (Pindell *et al.*, 1.998)

En el Paleógeno los conjuntos formacionales, genéticamente asociados al proceso de sedimentación paulatina en el área de deformación, reflejan su relación con la entrada de la placa del caribe en Suramérica en el transcurso del lapso Paleoceno-Eoceno. Intervalo durante el cual en la zona nor-central del país, y en particular en los frentes de corrimiento que caracterizan a esta zona, se halla una asociación sedimentaria relacionada con un arco volcánico, formada por la secuencia de la Formación Guárico que a su vez contiene pedazos de las unidades más antiguas (Villa de Cura, Mucaria, Escorzonera y Garrapata como olistostromos) que precedieron a los surcos migrados diacrónicamente hacia el sur y el este del borde septentrional de la placa suramericana entre el Paleógeno y el Neógeno. (Yoris y Ostos, 1997).

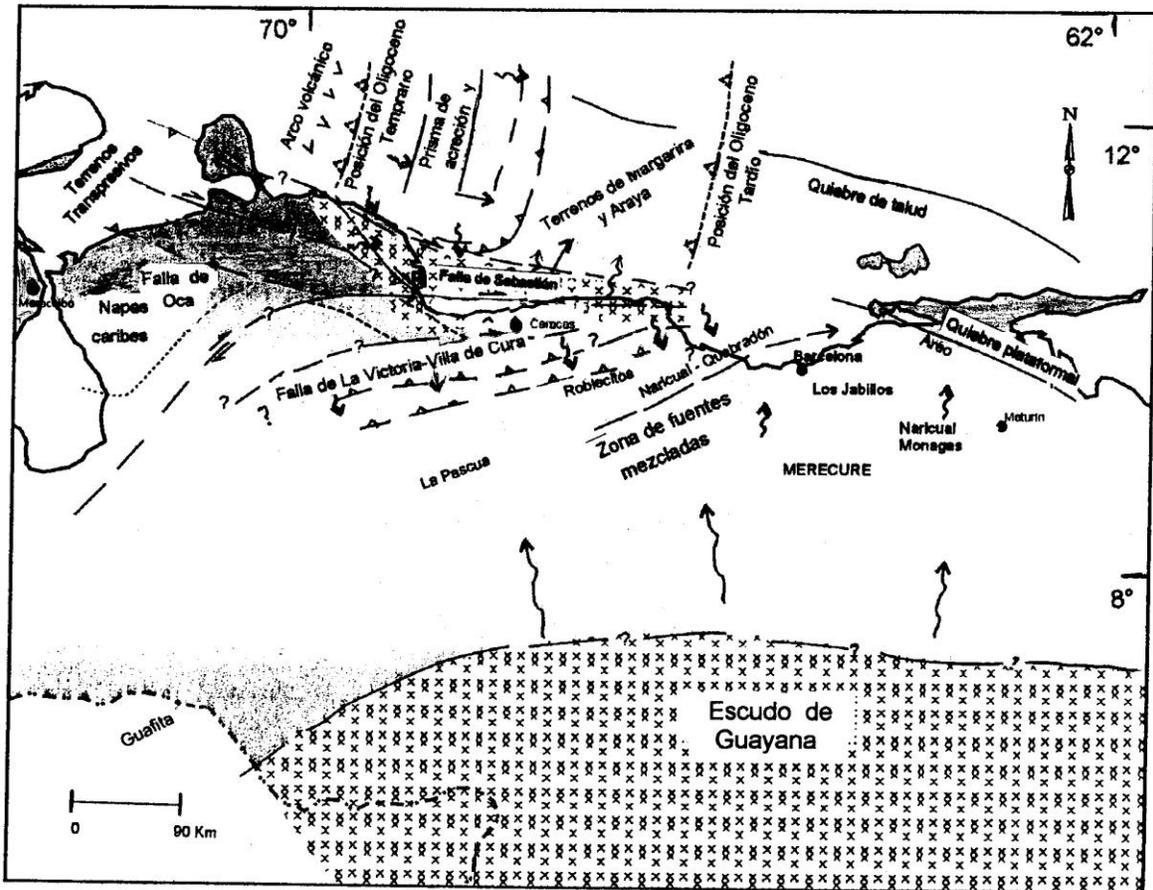


Figura 57: Marco tectónico y sedimentación en Venezuela central y occidental, durante el Oligoceno. (Tomado de Ostos *et al.*, 2001)

Así en el Cenozoico se registran dos ciclos importantes:

- Uno inferior que involucra los procesos comprendidos desde la orogénesis Cretácica hasta la pulsación orogénica del Eoceno medio a superior.
- Otro superior relacionado con la génesis de las cuencas sedimentarias venezolanas (PDVSA, 1991).

La región de la Serranía del Interior estuvo cubierta por mares abiertos que recibieron grandes cantidades de clásticos finos (lutitas). En general, la paleogeografía varió poco durante el Paleoceno y el Eoceno inferior. A finales del Eoceno las aguas rebasan, desde el occidente, al Macizo de El Baúl e invaden la zona oriental permitiendo la depositación de la Formación La Pascua - caracterizada por arenas de ambientes marinos- y, diacrónicamente desde el este al suroeste, de la Formación Los Jabillos (PDVSA, 1991). Las áreas positivas o levantadas en el Oligo-Mioceno volvieron a ser invadidas por los mares y se desarrollaron "surcos" extensos en los que se depositaron bloques alóctonos (?) y sedimentos tipo wildflysch y flysch normal en secuencias turbidíticas surco de Guárico en el caso de interés (PDVSA, 1991), donde se depositaron los materiales de la Formación Guárico en forma sin-orogénica (Zozaya, 1977). En el Oligo-Mioceno la cuenca oriental tenía forma de "U" abierta e inclinada hacia el este, ubicada entre el borde norte activo con una cordillera en proceso de levantamiento y el límite sur, estable, representado por la plataforma cratónica (PDVSA, 1991). Su asimetría hacia el norte produjo la mayor acumulación de sedimentos en ese sector. Ahora bien, tomando en cuenta la naturaleza y características de las unidades litológicas depositadas durante el Terciario superior, es posible considerar que predominaron ambientes continentales a salobres-fluvio-deltaicos con grandes extensiones paludales e invasiones marinas (PDVSA, 1991).

El Neógeno se caracteriza por relevantes períodos orogénicos que son el resultado de la interacción de las placas suramericana y caribeña. En su transcurso se desarrollaron ambientes principalmente continentales (Formaciones

Quebradón y Quiamare) que incrementaron su espesor de manera considerable hacia el este y sur. (Yoris y Ostos, 1997).

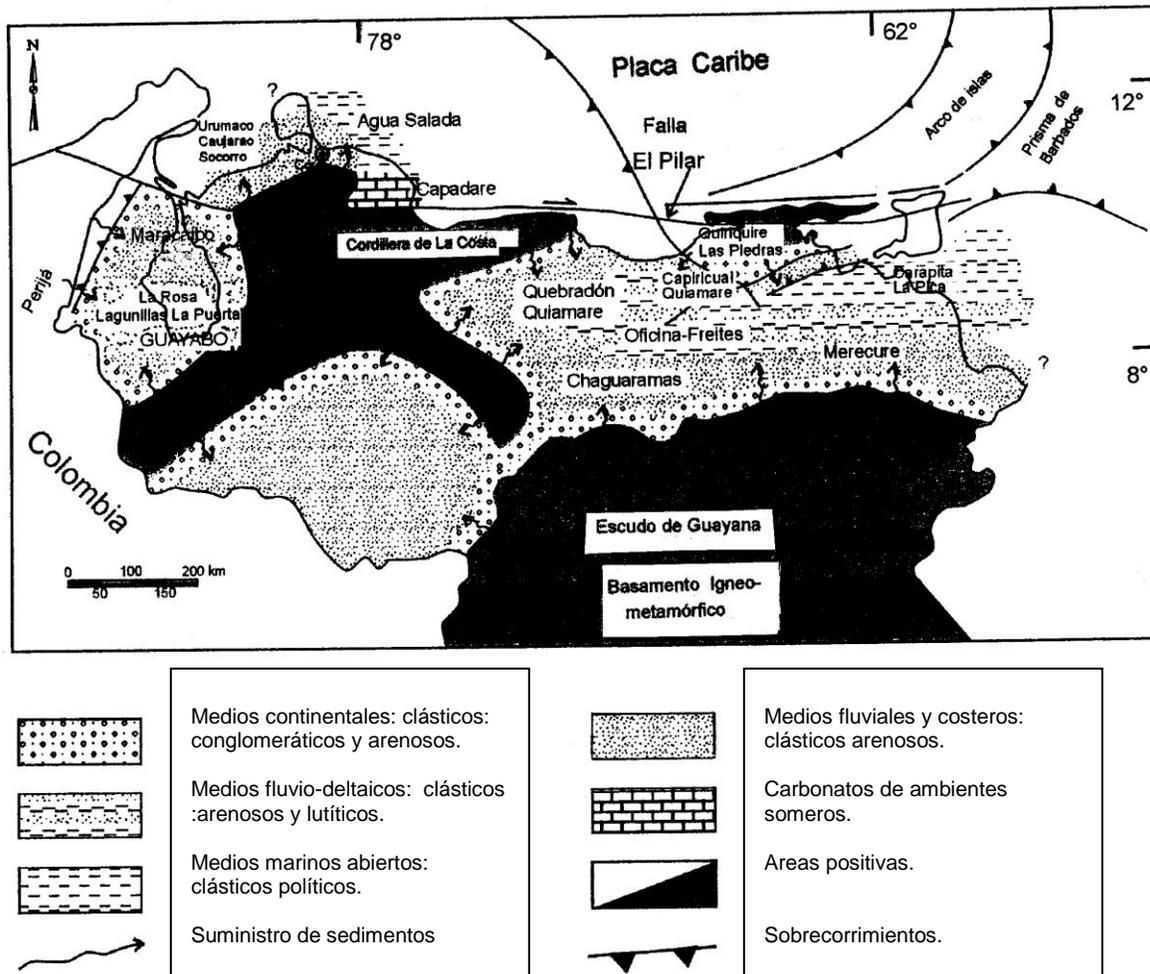


Figura 58: Marco geológico regional de la sedimentación en toda Venezuela durante el Mio-Plioceno. (Tomado Ostos *et al.*, 2001).

Estos eventos están representados por las Formaciones Roblecito, Chaguaramas, Quebradón y la secuencia: Merecure-Oficina-Freites (PDVSA, 1991). Los intervalos lutíticos de ambientes marinos relativamente profundos se evidencia en las Formaciones Areo y Carapita, mientras que las facies marginales

de aguas someras y pantanos litorales locales; así como los ambientes continentales se muestran en las Formaciones Naricual, Capiricual, Quiamare, Capaya y Uchirito, al noroeste (PDVSA, 1991). Durante el Oligo-Mioceno las aguas someras cubrieron la cuenca y se depositó la Formación Merecure, sobre la cual se sedimentó la Formación Oficina, de ambientes marino-someros, salobres, deltaicos y fluviales. Suprayaciendo a esta última unidad está la Formación Freites, posiblemente como un resultado del desplazamiento del eje de la cuenca hacia el sur. Esta Formación presenta evidencias de medios salobres pasando lateralmente a los ambientes más marinos de la parte basal de la Formación La Pica, la cual yace discordantemente sobre la Formación Carapita representando un nuevo intervalo de ambientes marinos poco profundos durante el Mioceno superior (PDVSA, 1991). Durante el Mioceno Temprano, la cuenca marginal sigue migrando hacia el este y ocurre un levantamiento hace aproximadamente 18 millones de años que favoreció a los procesos erosivos. (Pindell *et al.*, 1.998)

Resulta interesante destacar que en este intervalo Oligo-Mioceno la cuenca fue presionada contra el cráter meridional estrechándose para luego sufrir una incursión marina que precedió al relleno deltaico (PDVSA, 1991). Sobre las Formaciones La Pica, Carapita y otras unidades del Terciario inferior y Cretácico, en el flanco norte de la cuenca, así como la Formación Freites, en el flanco sur de la misma, se depositó la Formación Las Piedras con materiales correspondientes a medios deltaicos, durante el Mioceno superior-Plioceno. Finalmente, la historia de la sedimentación de este sector culmina con la depositación de la Formación La Mesa y aluviones (PDVSA, 1991). En trabajos recientes se han reconocido regiones en las que se han preservado secuencias estratigráficas distinguibles:

- a) El área nor-oriental de la cuenca presenta una secuencia Cretácico-Terciario ininterrumpida.
- b) La parte septentrional del Estado Anzoategui incluye unidades del Oligo-Mioceno que descansan en forma discordante sobre el Cretáceo.
- c) El sector de la cuenca está caracterizado por la ausencia de rocas del Oligoceno y Mioceno inferior. Allí, la secuencia terciaria remanente es discordante sobre los depósitos Cretácicos y Paleozoicos. (Arstein *et al*, 1985).

En síntesis, la cuenca oriental generada entre el borde activo al norte y otro pasivo al sur, comienza su historia geológica hace 350 millones de años en el lapso Devono- carbonífero y presenta tres ciclos sedimentarios:

- 1) Paleozoico Medio- Superior
- 2) Cretácico Medio- Terciario Inferior
- 3) Terciario Superior (relleno).

Adquiere una forma similar a la actual en el Eoceno Superior y su configuración definitiva en el Mioceno Inferior (aproximadamente 20 millones de años).

(Yoris y Ostos, 1997).

## BIBLIOGRAFIA

A.A.P.G.-S.V.G. (1.993). International Congress: Abstracts. A.A.P.G. Bulletin. Vol. 77. N° 42. Caracas - Venezuela. pp: 300-356.

ABBOTT, Lon D.; SILVER, Eli A.; THOMPSON, Peter R.; FILEWICZ, Mark V.; SCHNEIDER, Cindy and ABDOERRIAS (1994). Stratigraphic constraints on the development and timing of arc-continent collision in northern Papua New Guinea. Journal of Sedimentary Research. Vol. B64. N° 2. pp: 169-183.

AITCHISON, J.C.; CLARKE, G.L.; MEFFRE, S. and CLUZEL, D. (1.995). Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southern Pacific tectonics evolution. Geology. Vol. 23. N° 2. pp: 161-164.

ALBERTOS de Y. A.; YORIS, F. y URBANI, F. (1.989). Estudio geológico y análisis petrográfico- estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en las secciones: Altagracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira. Estados Guárico y Miranda. VII Congreso Geológico Venezolano. Barquisimeto. Venezuela. pp: 289-314.

ALLEN, Phillip A. & ALLEN John R. (1.990). Basin analysis: Principles and applications. Blackwell Scientific Publications. Great Britain 450 p.

AQUINO H. Rosa C. (1.983). Geología de una zona ubicada al sur de Tiara y este de San Sebastián. Estado Aragua. Tesis de Grado Facultad de Ingeniería. U.C.V 227 p.

ARSTEIN, Roberto; CABRERA, Emira; RUSSOMANO, Federico y SANCHEZ, Humberto (1.985). Revisión estratigráfica de la cuenca de Venezuela Oriental. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas. pp: 41-69

ATHERTON, M.P. & WEBB, S. (1989). Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of Central Peru. Journal of South America Earth Sciences. Vol 2. N° 3. pp: 241-261

AVE-LLALEMANT, Hans G. & GUTH, Lawrence R. (1.990). Role of extensional Tectonics in exhumation of eclogites and blue-schists in an oblique subduction setting: Northeastern Venezuela. Geology. V 18. pp: 950-953.

BADUHIN Z., Patrice M. (1.983). Estudio geológico de la cuenca del río Taguaza. Parque Nacional Guatopo. Estado Miranda. Tesis de Grado. Facultad de Ingeniería U.C.V. 303 p.

BALLY, A.W. (1.980) Basins and subsidence: A summary. Shell Oil Company. U.S.A. 18 p.

- BARKER, Daniel. (1.983) Igneous rocks. Prentice Hall Inc. Usa. 417 p.
- BARTOK, Peter (1.993). Pre-breakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. Tectonics. Vol 12. Nº 2. pp: 441-459.
- BATHURST Robin G. (1.987). Diagenetically enhanced bedding in argillaceous Platform limestone: stratified cementation and selective compaction. Sedimentology. Vol 34. pp: 749-778.
- BECK, C.M. y FURRER, M.A. (1.977). Sobre la existencia de sedimentos marinos no metamorfozados del Neocomiense en el norte del Estado Guárico. Venezuela Septentrional. Implicaciones paleogeográficas. V Congreso Geológico Venezolano. Caracas. pp: 135-139.
- BECK, Christian (1.985). Caribbean collision, andean drifting and the Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of The Caribbean. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas. pp: 6.575-6.614.
- BEETS, D.; MARESCH, W.; KLAVER, G.; MOTTANA, A.; BOCCHIO, R., BEUNK, F. & HENDRIK, P. (1.984). Magmatic rocks series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean. Geological Society of America. Memoir 162. pp: 95-130.
- BELL, D. (1.968). Geología del área de Camatagua. Estado Aragua. Venezuela. M.E.M. Boletín de Geología. Caracas. Vol. 9. Nº 18 pp: 291-440.
- BELL, J. L. y PEIRSON, A.L. (1.971). Guía de excursión geológica al Frente de Montañas de Guárico. (San Juan de Los Morros-Camatagua-Altigracia de Orituco). IV Congreso Geológico Venezolano. Caracas. pp: 329-351.
- BELLIZIA G., Alirio (1.972). Sistema Montañoso del Caribe. Borde sur de la placa del Caribe. ¿Es una Cordillera alóctona?. VI Conferencia Geológica del Caribe. Margarita. Venezuela. pp: 247-258.
- BELLIZIA G., Alirio (1.985). Sistema Montañoso del Caribe. Una cordillera alóctona en la parte norte de América del sur?. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas. pp: 6.657-6.836.
- BENJAMINI, C.; SHAGAM, R. and MENÉNDEZ V., A. (1.987). (Late?) Paleozoic age for the "Cretaceous" Tucutunemo Formation, northern Venezuela: Stratigraphic and tectonic implications. Geology. Vol. 25. pp: 922-926.
- BERROTERAN v., Angel A. (1.986). Geología de una zona al este de San Casimiro. Estado Aragua. Tesis de Grado. Facultad de Ingeniería. U.C.V. 290 P.

BHATTACHARYA, Asokkumar (1.993). Back-wash and swash oriented current crescents: Indicators of beach slope current direction and environment. *Sedimentary Geology*. (84). pp: 139-148

BIJU-DUVAL, B.; MASCLE, A.; ROSALES, H. & YOUNG, G. (1.981). Episutural Oligo- Miocene basin along the north venezuelan margin. *A.A.P.G. Memoir* 34. U.S.A. pp: 347-358.

BLANCO, Beatriz; GOMEZ, Edith y SANCHEZ, José Humberto (1.988). Evolución tectono-sedimentaria del norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa. *IV Congreso Venezolano de Geofísica*. pp: 151-159.

BLANCO, Beatriz y SANCHEZ, José Humberto (1.990). Prospectividad en el frente de montañas entre Acarigua y Boca de Uchire. *V Congreso Geológico Venezolano de Geofísica*. pp: 210-218.

BLIN, Bruno; CABRERA, Emira; STEPHAN, Jean-Francois y BECK, Christian (1.990). Estructura del frente de montañas de la Cadena Caribe Occidental al este de Guarumen. Venezuela. *IV Congreso Venezolano de Geofísica*. pp: 457-466.

BONINI, W.G.; HARGRAVES, R.B. and SHAGAM, R. (1.984). The Caribbean-South America plate boundary and regional tectonics. *Geological Society of America. Memoir* 162 421 p.

BROWN, D.; JUHLIN, C.; ALVAREZ-MARRÓN, J.; PEREZ-ESTAÚN, A. and OSLIANSKI, A. (1.998). Crustal-scale structure and evolution of fan arc-continent collision zone in the southern Urals, Russia. *Tectonics*. Vol. 17. N° 2. pp: 158-171.

BROWN, D. and SPADEA, P. (1.999) Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continent collision in the southern Ural Mountains. *Geology*. Vol. 27 N° 7. pp:649-652.

BROWN, D.; SPADEA, P. and ANMA, Ryo. (2.000). Processes of arc-continent collision.: Preface. *Tectonophysics*. 325. pp: vii-viii.

BROWN, D.; ALVAREZ-MARRÓN, J; PEREZ-ESTAUN, A.; PUCHKOV, V.; GOROZHANINA, Y. and AYARZA, P. (2.001). Structure and evolution of the Magnitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the southern Urals. *Tectonics*. Vol. 20. N° 3. pp: 364-375.

BURKE, K.; FOX, P.J. & SENGÖR, A.M.C. (1.978) Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 83. N° 8. pp: 3.949-3.954.

BURKE, K.; COOPER, C.; DEWEY, J. F.; MANN, P. & PINDELL, J. (1.984). Caribbean tectonics and relative plate motions. Geological Society of America. Memoir 162. pp: 31-57.

BYRNE, D.; WANG, W. & DAVIS, D.M. (1.993). Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. Tectonics. Vol 12. Nº1 pp: 123-144.

CHRISTOFFERSON, Eric. (1.976). Colombian basin magnetism and Caribbean plate tectonics. Geological Society of America Bulletin. Vol. 87 pp: 1.255-1.258.

COLEMAN, P.G. (1.977) Ophiolites. Springer-Verlag. New York. U.S.A. 229 p.

CONDIE K.C. (1.982) Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press. 2<sup>th</sup>. Editon. New York. U.S.A. 310 p.

CONYBEARY, C.E.B. (1.979). Lithostratigraphic analysis of sedimentary basins. Academic Press. New York. U.S.A. pp: 1-129.

CORRALES, I. ; ROSSEL, S.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; VERA, T. J.A. y VILAS, M.L, (1.977). Estratigrafía. Editorial Rueda. Madrid. España 718 p.

CORREÁ C., José, (1.982). Geología una zona ubicada al norte de San Sebastián de los Reyes. Estado Aragua. Tesis de Grado. Facultad de Ingeniería U.C.V 317 p.

CHIRINOS, Alfredo y MARQUINA, Miguel (1.987). Estudio geológico de la región de la faja de Villa de Cura. Estado Miranda. Tesis de Grado. Facultad de Ingeniería. U.C.V. 149 p.

CHRISTIE-BLICK, Nicholas (1.991). Onlap, offlap and the origin of unconformity - bounded depositional sequences. Marine Geology. Vol. 97. pp: 35-56.

CVET. Comisión Venezolana de Estratigrafía y Terminología (1.970). Léxico Estratigráfico de Venezuela. Boletín de Geología. Publicación Especial. Nº 4. 456 p.

DELAKO-WITZ, B.; HALL, R.; HACK, M.; De BRODTKOKB, M.K. & STARK, H. (1.991). Geological geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): Meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. Journal of South America Earth Science. Vol 4. Nº 3. pp: 189-200.

DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. (1.970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*. N° 75. pp: 2.625-2.647.

DICKINSON, W. R. and SEELY, D.R. (1.979). Structure and stratigraphy of forearc regions. *A.A.P.G. Bulletin*. Vol. 63. N° 1. pp: 2-31.

DICKINSON, William & SUCZEK, Christopher (1.979). Plate tectonics and sandstones compositions. *A.A.P.G. Bulletin*. Vol 63. N° 12. pp: 2.164-2.182.

DICKINSON, W. R.; BEARD, L. S.; BRAKENRIDGE, G. R.; ERJAVEC, J. L.; FERGUNSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R. A.; LINBERG, R.A. & RYBERG, P.T. (1.983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*. Vol 94. pp: 222-235.

DOCKAL, James & HUNTSMAN, John (1.990). Application of turbidite sedimentology to determination of thrust fault displacements in the Carolina Slate Belt. *Journal of Structural Geology*. Vol 12. N° 3 pp: 285-296.

DONNELLY, Thomas & ROGERS, Jhon (1.978). The distribution of igneous rock suites throughout the Caribbean. *Geologie en Munbouw*. Vol 59. N° 2. pp: 151-162.

DRAPER, Grenville. (1.995). The Caribbean perspectives on a plate's progress. *Bulletin of The Geological Society of America. Annual Meeting. U.S.A.*

DREWES, H.; TORGE, W.; RÖDER, R.H.; BADELL, C.; BRAVO, D. & CHOURIO, O. (1.991). Absolute and relative gravimetric surveys of national and geodynamic networks in Venezuela. *Journal of South America Earth Sciences*. Vol 4. N° 3. pp: 273-286.

DRURY, M.R. & HUMPHREYS, F.J. (1.988). Micro-structural shear criteria associated with grain-boundary sliding during ductile deformation. *Journal of Structural Geology*. Vol. 10. N° 1. pp: 83-89.

EDGAR, N.T.; EWING, J. & HENNION, J. (1.971). Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *A.A.P.G. Bulletin*. Vol. 55. N° 6. pp: 833-870.

EHLERS, Ernest G. & BLATT, Harvey. (1.980). *Petrology. Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. W.H. Freeman and Company U.S.A. 732 p.

EINSELE, Gerhard. (1.990). Deep-reaching liquefaction potential of Marine slope sediments as a prerequisite for gravity mass flows? (Results from the D.S.D.P.) *Marine Geology* (91) pp: 267-279

EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (1.991). Cycles and events in Stratigraphy. Springer-Verlag. Germany. 955 p.

EMERY; K.O. (1.963). Characteristics of continental shelves and slopes. A.A.P.G. Woods hole Oceanographic Institution. pp: 1.379-1.384

EMERY. K.O. (1.968). Relict sediments on continental shelves of world. A.A.P.G. Vol 52 N°3. pp. 445-464.

ERICKSON, Johan P. and PINDELL, James L. (1.998) Cretaceous through Eocene sedimentation and paleogeography of a passive margin in northeastern Venezuela. S.E.P.M. Special Publication N° 58. pp: 217-259.

ERNEST, W.G. (1.984). Californian blueschist, subduction and the significance of tectono-stratigraphic terranes. *Geology*. V. 12. pp: 436-440.

ERNST, N.G. (1.972). Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *American Journal of Science*. Vol. 272. pp: 657-668.

ERNST, W.G. (1.988). Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist. P-T paths. *Geology* V.16. pp: 1.081-1.084.

ERTAN, I.; SISSON, V. & AVE LALLEMANT, H. (1.995). Metamorphic and age constraints for the Cordillera de la Costa belt. Venezuela. *Bulletin of The Geological Society of America*. Annual Meeting. U.S.A. BTH 73.

ETCHECOPAR, A. & MALAVIELE, J. (1.987). Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *Journal of Structural Geology*. Vol 9. N 5/6. pp: 667-677.

FASOLA, Armando; GIFFUNI, Genaro, CRESPO DE C. Sandra; PAREDES DE R. Iraida Y EURIBE, Alejandro. (1.985). Estudios Bio-estratigráficos del intervalo Cretácico Superior (Maestrichtiense) a Mioceno Inferior en el Norte del Estado Guárico. Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano-Caracas. Venezuela. pp: 588-645.

FOURNIER, Herbert (1.999). Estudio de los minerales de arcilla en la sección: Agua Blanca- Altagracia de Orituco. Estados Guárico y Miranda. Trabajo Especial de Grado. U.C.V. Facultad de Ingeniería. Caracas. 182 p.

GALAVIS S., José & LOUDER, Lestern. (1.971). Preliminary studies on geomorphology, geology and geophysics on the continental shelf and slope of Northern South America. Reprinted from the proceeding of the Eight World Petroleum Congress Moscow- U.S.R.R. pp:107-120.

GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K. (1.983). Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag. New York. U.S.A. 423 p.

GARCIA, MICHAEL O. (1.978). Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. Earth Science Review. Vol. 14. pp: 147-165.

GHOSH, N.; HALL, S.A. & CASEY, J.F. (1.984). Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin. Geological Society of America. Memoir 162. pp: 65-79.

GONZALEZ, Angel y LANDER, Rafael (1.990). Regímenes tectónicos desde el Triásico hasta el Neógeno en el área occidental de la cuenca oriental de Venezuela. V Congreso Venezolano de Geofísica. pp: 210-218.

GONZALEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE DE AROZENA, J y PICARD, X. (1.980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Foninves. Volúmenes I y II. Caracas, Venezuela. 1.031 p.

GONZALEZ SILVA, Luis A. (1.971). Geología de la Cordillera de la Costa, Zona centro-occidental. IV Congreso geológico Venezolano. Caracas. pp: 1.589-1.618.

GONZALEZ S., G. S. y PICARD, X. (1.972). Sedimentación alóctona en el frente de montañas de Guárico. Memorias de la VI Conferencia Geológica del Caribe. Cromotip. Caracas. pp: 83-88.

GRATEROL, Magaly. (1.972). Petrogénesis de la peridotita de Loma de Hierro. Memorias de la VI Conferencia Geológica del Caribe. Cromotip. Caracas. pp: 320-337.

HALLAM, A. (1.976). De la deriva de los continentes a la tectónica de placas. Editorial Labor. Barcelona. España. 175 p.

HANCKOC, Paul (1994). Continental Deformation. Editor. Chapter 9. Arc-Trench tectonics by CHARVET & OGAWA, Pergamon Press. England. pp: 180-196

HAQ, Bilal U.; HARDENBOL, Jan & VOIL, Peter R. (1.987). Chronology of Fluctuating sea level since the Triassic. Science. Vol. 235. pp: 1.156-1.167.

HATCH, F.H.; WELLS, A.K. & WELLS, M.K. (1.979) petrology of igneous rocks. Thomas Murby & Co. London. U.K. 551 p.

HATHWAY, B. and KELLEY, S.P. (2.000). Sedimentary record of explosive silicic volcanism in a Cretaceous deep-marine conglomerate succession, northern Antarctic Peninsula. *Sedimentology*. Vol. 47, pp: 451-470.

HELLMAN, P.L. & HENDERSON P. (1.977). Are rare earth elements mobile during spilitisation?. *Nature*. Vol. 267. pp: 38-40.

HEESTAND, R. L. & CROUGH S.T. (1.981). The effect of hot spots on the oceanic age-depth relation. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 86. Nº 87. pp: 6.107-6.114.

HESS, H.H. (1.960). Caribbean research project. *Bulletin of The Geological Society of America*. Vol. 71. pp: 235-240.

HOWARD; James P. & REINECK Hans-E. (1.981). Depositional facies of high energy beach to off-shore sequence: comparison with low energy sequence. *A.A.P.G.* Vol. 65. pp: 807-830.

HUANG, Chi-Yue; WU, Wei-Yu; CHANG, Chung-Pai; TSAO, S.; YUAN, Peter B.; LIN, Ching-Weei and KUAN-YUAN, Xia (1.997). Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*. 281. pp: 31-51.

HUANG, Chi-Yue; YUAN, Peter B.; LIN, Ching-Weei; WANG, Tan K. and CHANG, Chung-Pai (2.000). Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. *Tectonophysics*. 325. pp: 1-21.

HUMPHRIS, Susan and THOMPSON, Geoffrey (1.978). Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 42. pp: 127-136

INGERSOLL, Raymond V. (1.988). Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of American Bulletin*. Vol. 100. pp: 1704-1719.

IZTURIZ M., Ana T. (1991). Caracterización de los carbones de la faja oriental como principio de correlación geológica de afloramientos. Trabajo Especial de Grado. Maestría en Ciencias geológicas. Facultad de Ingeniería. U.C.V. Caracas. 110 p.

IZTURIZ M., Ana T. (1997) Caracterización petrográfica, geoquímica y palinológica de los carbones de Taguay. Estado Aragua. Venezuela. Trabajo de Ascenso. UPEL. Instituto Pedagógico de Caracas. Departamento de Ciencias de la Tierra. Caracas. 125 p.

JAKES, P. & WHITE, A. J. R. (1.972). Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geological Society of America Bulletin. Vol. 83.pp: 29-40

JAMES, K.H. (2.000). The Venezuelan hydrocarbon habitat, Part 1: Tectonics, structure, palaeogeography and source rocks. Journal of Petroleum Geology. Vol. 23. N° 1. pp: 5-53.

JARVIS, H.A. (1.966). Geología del área del río Pao - río Tiznados. Estados Cojedes y Guárico. Venezuela. M.E.M. Boletín de Geología. Caracas. Vol. 8. N° 15 pp: 73-115.

JOHNSON J.G. (1.987). Unconformity-bounded stratigraphic units: Discussion and reply. Geological Society of America Bulletin. Vol. 99. pp: 443-444.

JOLIVET, Laurent; TAMAKI, Kensaku and FOURNIER, Marc (1.994). Japan sea, opening history and mechanisms: A síntesis. Journal of Geophysical Research. Vol. 99. N° B11. pp: 22.237-22.259.

KAFKA, Alan & WEIDNER, Donald J. (1.981). Earthquake focal mechanisms and tectonic processes along the southern boundary of the Caribbean plate. Journal of Geophysical Research. Vol. 86. pp: 2.877-2.888.

KAMOLA, Diane L. ( 1.995). Repetitive stratal patterns in a foreland basin sandstone and their possible tectonic significance. Geology. Vol. 25. N° 2. pp: 177-180.

KAY, R. HUBBARD, N.J. & GAST P. W. (1.970). Chemical characteristics of oceanic ridge volcanic rocks. Journal of Geophysical Research. Vol. 75. N°. 8. pp: 1585-1613.

KENNETT, James P. (1.982). Marine Geology. Prentice-Hall Inc. U.S.A. 813 p.

KENTER, Jeroen A.M. (1.990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. Sedimentology. Vol. 37. pp: 777-794.

KLUGE, R.; BAUMANN, A.; MARESCH, W.V. and KRÜCKHANS, G. (1.992). U-Pb zircon ages of leucocratic plutons on the Island of Margarita (Venezuela). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Actas. Tomo 4. pp: 184-188.

KRÖNER, A.; ZHANG G. W. & SUNY (1.993). Granulites in the Tonbai area, Qinling Belt, China: Geochemistry, petrology, single zircon geochronology and implications for the tectonic evolution of eastern Asia. *Tectonics*. Vol. 12 No. 11 pp: 245-255.

LALLEMANT, Serge, LIU, Char-Shine; DOMÍNGUEZ, Stéphane ; SCHNÜRLE, Jacques M. and the ACT Scientific Crew (1.999). Trench- parallel stretching and folding of forearc basins and migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partition caused by oblique convergence. *Tectonics*. Vol. 18. N° 2. pp: 231-247.

LAVENU, A.; NOBLET C.; BONHOMME M.G. EGÜEZ A. DUGAS F. & VIVIER G. (1.992). New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South America Earth Sciences*. Vol. 5. N° 3-4. pp: 309-320.

LEVI, B. NYSTRÖM J.O.; THIELE R. and BERG G. (1.988). Geochemical trends in the Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from The Andes in Central Chile and tectonic implications. *Journal of South America Earth Science*. Vol. 1. No. 1 pp: 63-74.

LINARES E.; CAGNONI, M.C. DO CAMPO M. & OSTERA, H.A.(1.988). Geochronology metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquen and northwestern Rio Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South America Earth Sciences*. Vol. 1 No. 1 pp: 53-61.

LISITZIN, Alexander P. (1.972). Sedimentation in the world ocean. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 17 Tulsa, U.S.A. 218 p.

LOWE, DONALD R. (1.976). Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 46.o. 1. pp: 188-199.

LUGO L., Jairo M. (1.982). Geología de una zona ubicada al norte de San Sebastián de los Reyes. Estado Aragua. Tesis de Grado U.C.V. Facultad de Ingeniería 234 p.

MACDONALD, W. D. & OPDYKE, N. D. (1.974). Triassic paleomagnetism of Northern South America". *A.A.P.G. Bulletin*. Vol. 58. No. 2 pp: 208-215

MACKENZIE, D. B. ( 1.960). High-temperature Alpine-type peridotite from Venezuela. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 71. pp: 249-302.

MCKINNEY, Michael. (1.986). How biostratigraphic gaps form?. *Journal of Geology*. Vol. 94 pp: 875-884.

MACLACHLAN J. C., SHAGAM R. & HESS., H.H. (1.960) Geology the La Victoria area. Aragua, Venezuela. Bulletin of the Geological Society of America. Vol. 71. pp: 241-248.

MALFAIT, Bruce T. & DINKELMAN, Menno G. (1.972). Circum-Caribbean tectonic and igneus activity and the evolution of the Caribbean plate. Geological Society of America Bulletin. Vol. 3. pp: 251-272.

MARGUREGUI S., Jesús A. (1.982). Geología de, una, zona ubicada al este de Villa de Cura. Estado Aragua. Tesis de Grado. U.C.V. Facultad de Ingeniería. 211 p.

MARESCH, Walter V. (1.974).Plate tectonics origin of the Caribbean Mountain System of Northern South America: Discussion and Proposal. Geological Society of America Bulletin. Vol. 85. pp: 669-682.

MARS, Jonh C. and THOMAS, William A. (1.999) Sequential filling of a Late Paleozoic foreland basin. Journal of Sedimentary Research. Vol. 69. N° 6. pp: 1.191-1.208

MATTSON, P.H. (1.985) Ultramafic and gabbroic rocs of Venezuela as posible ophiolites, Tinaquillo peridotite complex. VI Congreso Geológico Venezolano Tomo 6. pp: 2.514-2.540.

MEM. Ministerio de Energía y Minas. (1.997). Léxico Estratigráfico de Venezuela. en Servigeomin, M.J. Editores. Caracas. Boletín de geología. Boletín Especial. Vol. 12 (4). 828 p.

MENENDEZ, A. (1.965). Geología del área del Tinaco. Centro-norte del Estado Cojedes. Venezuela. M EM. Boletín de Geología.Caracas. Vol. 6. (12). pp: 17-453.

MENENDEZ, A. (1.966). Geotécnica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe. Venezuela. M. E. M. Boletín de Geología. Caracas. Vol. 8 N° 15. pp: 116-136.

MENENZDEZ, A y OSUNA, S. (1.985). Sistema Montañoso del Caribe - Región Central. Revisión general de la geología del Sistema Montañoso del Caribe (Región Central). VI Congreso Geológico Venezolano. Barquisimeto. pp: 7001-7042.

MIALL, A. D. (1.984). Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag Germany. pp: 367-465.

MIALL, A. D. (1.990). Principles of Sediemntary basin analysis. Springer-Verlag Germany . 688 p.

MIYASHIRO, Akiho. (1.961). Evolution of metamorphic belts. Oxford University Press. Repinted fom Journal of Petrology. Vol. 2. N° 3. pp: 277-311.

MIYASHIRO, Akiho. (s/f). Classification, characteristics and origin of ophiolites.

MIYASHIRO, Akiho. (1.972). Metamorphism and realted magnetism in plate tectonic. American Journal of Science. Vol. 272. No° 7. pp: .629-656.

MIYASHIRO, Akiho. (1.974). Volcanic rock series in island arcs active continental margins. American Journal of Science. Vol 274. pp: 321-355.

MORLNAR, Peter & SYKES, Lynn R. (1.969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal Mechanisms and seismicity. Geological Society of American Bulletin. Vol. 80. pp: 1639-1984.

MRESAH, Mohamed H. (1.993). Facies patterns and stratal geometries: clues to the nature of the platform margin during the Paleocene, northeast Sirte Basin, Libya. Sedimentary Geology (84). pp:149-167

MURPHY, M.A. (1.988). Unconformity-bounded stratigraphic Units: Discussion and reply. Geological Society of America Bulletin V. 100. pp: 155-156.

MURRAY, C.G. (1.972). Significance of possible Cretaceous island-arc volcanism in The Venezuelan Coast Range. Memorias de la VI Conferencia Geológica del Caribe. Cromotip. Caracas. pp:303

NAVARRO, Enrique (1.983). Petrología y Petrogénesis de las rocas meta-volcánicas del Grupo Villa de Cura. GEOS N° 28. U.C.V. Caracas. Venezuela. pp: 170-317.

NAVARRO F. Enrique. (1.985). Geoquímica de las meta-lavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. VI Congreso Geológico Venezolano. pp: 6.615-6.637.

NAVARRO, E.; OSTOS, M. y YORIS, F. (1.987). Revisión y redefinición de las Formaciones: El Carmen, Santa Isabel, Tiara, El Chino, El Caño, Escorzonera y Garrapata. Venezuela Norte-Central. 1eras Jornadas de Investigación en Ingeniería U.C.V. Caracas-Venezuela. pp: 64-70

NAVARRO, E; OSTOS, M. y YORIS, F. (1.987). Revisión y redefinición de las Formaciones Paracotos y Tucutunemo, Parte Sur-Central de la Cordillera de la Costa. Primeras Jornadas de Investigación de Ingeniería. U.C.V. Caracas-Venezuela. pp: 77-84.

NAVARRO, E.; OSTOS, M. y YORIS, F. (1988). Revisión y redefinición de unidades lito-estratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte nor-central de Venezuela durante el Jurásico Medio-Paleógeno. Acta Científica Venezolana. Vol. 39. pp: 427-436.

NAVARRO F. Enrique. (1.989). Antiguas y Nuevas Teorías sobre el Origen y Emplazamiento de la Faja de Villa de Cura. VII Congreso Geológico Venezolano. Barquisimeto-Venezuela. pp: 99-112.

NYE, C. J. & REID, Mary R. (1.986). Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok Volcano, Central Aleutians: Implications for arc-magma genesis. Journal of Geophysical Research. Vol. 91. 810. pp: 10.271-10.287.

OSTOS R., Marino (1.977) Geología de una zona al norte de Altagracia de Orituco. Estado Guárico. Trabajo Especial de Grado. U.C.V. Facultad de Ingeniería. Caracas. Venezuela. 172 p.

OSTOS, M y NAVARRO, E. (1.985). Faja de Villa de Cura. Realmente un complejo de arco de isla alóctono?. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas. Tomo X. pp: 6.615-6.638

OSTOS R., Marino (1.990). Tectonic evolution of the south-central Caribbean based of Geochemical data. Ph. D: Thesis. Rice University. U.S.A. 400 p.

OSTOS, M.;YORIS, F. and AVE LALLEMANT, H.G. (2.001) Overview of geology in the southeast Caribbean/South America plate boundary zone. G.S.A. Special Paper Caribbean/South America plate interaction, Venezuela. Part I. 51 p.

OWEN, Donald E. (1.987). Commentary : Usage of stratigraphic terminology in papers, illustrations and talks. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 57. pp: 363-372.

OXBURGH, E.R. (1.965). Geología de la región oriental del Estado Carabobo. Venezuela. M.E.M. Boletín Geología. Caracas. Vol. 6. Nº 11. pp: 113-208.

OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. I. (1.970). Thermal structure of Island Aves. Geological Society of America Bulletin. V. 81. pp: 1.665-1.688.

OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. L. (1.971). Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in Island Ave Regions. Journal of Geophysical Research Vol. 76. Nº 5. pp: 1.315-1.327.

PDVSA (1.991). La industria venezolana de los hidrocarburos. Tomo I. CEPET. Editoria ExLibris C.A. Caracas. Venezuela. 624 p.

- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. (1.986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*. Vol. N° 8. pp: 831-843.
- PERAZA M., Juan F. y SANABRIA M., María D. (1.988). Geología del extremo oriental de la Faja de Villa de Cura. (Región de Panaquire-El Guapo). Estado Miranda. Tesis de Grado. U.C.V. Facultad de Ingeniería: 212 p.
- PEREZ, Omar J. & AGGARWAL, Yash P. (1.981). Present-day tectonics of the South-eastern Caribbean and North-eastern Venezuela. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 86. N° 11. pp: 10.791-10.804.
- PETTIJOHN, F. J. (1.980). Rocas Sedimentarias. Editorial Universitaria de Buenos Aires. 4ta. Edición. Argentina. 731 p.
- PIBURN, M.D. (1.968). Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura. Norte de Venezuela. M.E.M. Boletín de Geología. Caracas. Vol. 9. N° 18 pp: 183-290.
- PINDELL, James L. (1.985). Allegherian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*. Vol. 4. N° 1. pp: 1-39
- PINDELL, J. L.; CANDE, S. L. PITMAN, W. C. III; ROWLEY D. B.; DEWEY J. F. LABRECQUE J. & HAXBY W. (1.988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*. Vol. 115. pp: 121-138.
- PINDELL, James; HIGGS, Roger and DEWEY, John F. (1.998). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting on the northern margin of South America. S.E.P.M. Special Publication N° 58. pp: 45-85.
- PITMAN III, Walter, C. & GOLOVCHENKU, Xenia. (1.983). The effect of sea-level change on the shelf-edge and slope of passive margins. S. E. P. M. Special Publication. N° 33. pp: 41-58.
- PLATT, J. P. (1.986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*. V. 97. pp: 1.037-1.053.
- RAMOS, C. Graciela A. (1.987). Petrogénesis e historia estructural de la peridotita de Tinaquillo y su roca caja. Estado Cojedes. Tesis de Grado U.C.V. Facultad de Ingeniería. 150 p.
- READING, H. G. (1.981). Sedimentary environments and facies. Edited by Blackwell Scientific Publications. Great Britain. 615 p.

READING; H. G. (1.987). Fashions and models in sedimentology: A personal perspective. *Sedimentology*. Vol. 34. pp: 3-9.

REINECK, H. E. & SINGH, J. B. (1.975). Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag. Germany. 439 P.

RICCI LUCCHI, Franco & VALMORI, Emidro. (1.980). Basin wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*. Vol. 27. pp: 241-270.

ROBERSTSON, Paul & BURKE, Kevin. (1.989). Evolution of Southern Caribbean plate boundary vicinity of Trinidad and Tobago. *A.A.P.G. Bulletin*. Vol. 75. N° 4. pp: 490-509.

ROD, Emile. (1.983). Some comments on the geology of the Caribbean region. *Geos. U.C.V. Caracas. Venezuela*. 28. pp: 156-169

RODRIGUEZ C., Ingrid C. (1.982). Geoquímica de las Rocas del Grupo Villa de Cura al Norte de San Juan de los Morros. Estado Aragua. Tesis de Grado U.C.V. Facultad de Ingeniería. 81 p.

RODRIGUEZ M., Cecilio E. (1.984). Geología de una Zona ubicada al oeste de San Casimiro. Edo. Aragua. Tesis de Grado U.C.V. Facultad de Ingeniería. 133 p.

ROEDER, D. H. (1.973). Subduction and Orogeny. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 78. N° 23. pp: 5.005-5.023.

ROGERS, Ralph D. (1.989). Use of observational patterns in geology. *Geology*. Vol 17. pp: 131-134.

ROLLAND, Y.; PECHER, A. and PICARD. C. (2.000). Middle Cretaceous back-arc formation and arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NW Himalaya). *Tectonophysics*. 325. pp: 145-173.

ROSS, Malcolm I. & SCOTese, Christopher R. (1.988). A hierarchical Tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*. Vol. 155. pp: 139-168.

ROYSE, Frank (1.993). Case of the phantom foredeep: Early Cretaceous in west-central Utah. *Geology*. Vol. 21. pp: 133-136.

RUSSO, R.M. (1.995). A seismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath NE Venezuela. *Bulletin of The Geological Society of America. Annual Meeting. U.S.A.* BTH 69.

RULL, Valenti y SCHUBERT, Carlos (1.989). Evolución de las hipótesis sobre el origen del Caribe. *Interciencia*. Vol. 14. N° 2. pp: 42-53.

SADLER, Peter M. (1.981). Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*. Vol 89. pp: 569-584.

SANDERS; J. E. & FRIENMAN, G. H. (1.970). *Principles of Sedimentology*. Edited by John Wiley & Sons. 792 p.

SANTAMARIA, F. & SCHUBERT, C. (1.974). Geochemistry and Geochronology of the Southern Caribbean-Northern Venezuela plate Boundary. *Geological Society of America Bulletin*. Vol 7. pp: 1.085-1.098.

SAVELLI, Carlo (2.001) Two-stage progresión of volcanism (8-0 Ma) in the central Mediterranean (sothern Ytaly). *Journal of Geodynamics*. Vol 31. pp: 393-410.

SCHEUBER, Ekkehard and GONZALEZ, Gabriel (1.999). Tectonics of the Jurassic-Early Creatceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26° S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*. Vol. 18. N° 5. pp: 895-910.

SCHELDEGGER, A. E. & SCHUBERT, C. (1.989). Neotectonic provinces and joint orientations of Northern South America. *Journal of South America Earth Sciences* Vol. 2. N° 4. pp: 331-341.

SCHUBERT, Carlos. (1.970). Venezuela y la Nueva Tectónica Global. *Acta Científica Venezolana*. Vol 21. pp: 13-16.

SELLEY, R. C. (1.982). *An introduction to Sedimentology*. Academic Press. London. Second Edition. 417 p.

SERRANO A., Manuel (1.982). Geología de una Zona Ubicada al Norte de San Juan de los Morros. Estado Guarico. Tesis de Grado. U.C.V. Facultad de Ingeniería .257 p.

SHAGAM, Reginald. (1.960). Geology of Central Aragua.Venezuela. *Bulletin of Geological Society of America*. Vol. 71. pp: 249-302.

SHANMUGAN, G. & MOIOLA, R. J. (1.991). Types of submamarine fan lobes: Models and implications. *A.A.P.G.* Vol. 75. N° 1. pp: 156-179.

SIEVER, Raymond. (1.979). Plate tectonics controls on diagenesis. *The Journal of Geology*. Volume 87. N°2 pp: 127-155.

SKERLEC, G. M. & HARGRAVES, R. B. (1.980). Tectonic significance of paleomagnetic data from northern Venezuela. *Journal of Geophysical Research*. Vol 85. N° 10. pp: 5.303-5.315.

SMITH, Chad A. (1.995). Metamorphism and deformation of Cretaceous blueschist, Villa de Cura Belt. Venezuela. *Bulletin of The Geological Society of America*. Annual Meeting. U.S.A. BTH 72.

SOCORRO, Hely (1.978). Geología de una zona al suroeste de San Francisco de Macaira. Estado Guárico. Trabajo Especial de Grado. U.C.V. Facultad de Ingeniería. Caracas. Venezuela. 355 p.

SPEED, R. C. (1.985). Cenozoic collision of the Lesser Antilles Arc and Continental South America and the origin of the El Pilar fault. *Tectonics*. Vol. 4. N° 1 pp: 41-69.

SWIFT, D.J.P; HUDELSON P. M.; BRENNER R. L. & THOMPSON, P. (1.987). Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sand bodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesa Verde Group. *Book Cliffs. UTAH. Sedimentology*. Vol. 34. pp: 423-457.

SYKES, Lynn; McCANN, William & KAFKA, Alan. (1.982). Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 87. N° 13. pp: 10.656-10.676.

TALUKDAR, Suhas y LOUREIRO, Daniel. (1.982). Geología una Zona Ubicada en el segmento nor-central de la Cordillera de la Costa. Venezuela. Metamorfismo y deformación. Evolución del Margen Septentrional de Suramérica en el marco de la Tectónica de Placas. *GEOS*. U.C.V. Caracas-Venezuela, N 27. pp: 15-76.

TANG. J-C and CHEMENDA, A.I. (2.000). Numerical modeling of arc-continent collision: application to Taiwan. *Tectonophysics*. 325. pp: 23-42.

TORRINI, Rudolph; SPEED, Robert C. and MATTIOLI, Glen S. (1.985). Tectonic relationships between forearc-basin strata and the accretionary complex at Bath, Barbados. *Geological Society of Americas Bulletin*. Vol. 96. pp: 861-874.

ULICNY, David (1.999) Sequence stratigraphy of the Dakota Formation (Cenomanian) southern UTA: interplay of eustasy and tectonics in a foreland basin. *Sedimentology*. Vol. 46. pp: 807-836.

URBANI, F; CHIRINOS, A. y MARQUINA, M. (1.989). Reconocimiento geológico de la región de Guatopo. Estado Miranda. VII Congreso Geológico Venezolano. Barquisimeto-Venezuela. pp: 199-222.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. Jr. & THOMPSON, S. III (1.979). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea levels in Payton. CH. E. (Editor). Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration. 3er. Ed. A.A.P.G. Memoir 26. pp: 83-97.

VAN BERKEL H., Diego J. (1.988) Estudio geológico del área Tácata-Altigracia de La Montaña, Estado Miranda. Tesis de Grado. UCV. Facultad de Ingeniería. 160 p.

VELBEL, Michael A. (1.980). Petrography of subduction zone sandstones: A discussion. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 50. pp: 303-304.

VILLAMIL, Tomas and PINDELL, James L. (1.998) Mesozoic paleogeographic evolution of northern South America; Foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times. S.E.P.M. Special Publication. N° 58. pp: 283-318.

VIVAS G. Víctor y CAMPOS C. Víctor. (1.977). Geología del área del Río Batatal. Estado Miranda. V Congreso Geológico Venezolano. Caracas-Venezuela. pp: 349-361.

VIZCARRET V. Patxi L. (1.982). Geología de las cuencas de los ríos Apa y Macaira del Parque Nacional Guatopo. Estado Miranda. Venezuela. Tesis de Grado U.C.V. Facultad de Ingeniería: 202 p.

WANG, Jason; NEWTON, Cathryn and DUNNE, Lorie (1.988). Late Triassic transition from biogenic to arc sedimentation on the peninsular terrane: Puale Bay, Alaska Peninsula. Geological Society of America Bulletin. V. 100. pp: 1.466-1.478.

WHITE, Alan J. R. & CHAPPELL, Bruce W. (1.977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics. Vol. 43. pp: 7-22.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1.977) . Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using mobile elements. Chemical Geology. Vol . 20. pp: 325-343.

WINKLER, H. G. F. (1.979). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag. New York. Fifth Edition. USA. 348 p.

YORIS V., Franklin G. (1.987). Estudio comparativo preliminar sobre las cuencas de las Formaciones Guárico San Juan, Caratas, Punta Carnero y Pampatar. Venezuela Central y Nororiental. Primeras Jornadas de Investigación en Ingeniería. U.C.V. Caracas-Venezuala. pp: 52-57.

YORIS V., Franklin G. y ALBERTOS de Y., ANIUSKA. (1.988). Medidas de paleocorrientes en la secuencia de la Formación y sus equivalentes en las secciones: Altagracia de Orituco-Guatopo y Gamelotal-San Francisco de Macaira. (Estado Guárico y Miranda). GEOS. U.C.V. Caracas Venezuela. Nº 29. pp: 157-159.

YORIS V., Franklin G. (1.992). Estudios de secuencias clásticas por métodos petrográficos y estadísticos. Tesis Doctoral. U.C.V. Tomo II. Facultad de Ingeniería pp: 267-505.

YOUNG, G.A.; BELLIZIA, A.; RENZ, H.H.; JOHNSON, F.W.; ROBIE, R.H. y MASVALL, J. (1.956). Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos. Boletín de Geología. Caracas. Venezuela. Publicación Especial N 2. 140 p.

A N E X O S

#### Anexo 1: Microfotografías de secciones finas de rocas.

A continuación se presenta una serie de fotografías al microscopio petrográfico de secciones finas previamente seleccionadas que indican la petrología diagnóstica de varias muestras representativas de las diferentes unidades litológicas presentes en el área de estudio.

En algunos casos se señalan, en detalle, a través de un sistema de coordenadas combinando letras y números, los rasgos mineralógicos y texturales más resaltantes para la identificación y clasificación de las mencionadas muestras de rocas. Esta información es de suma importancia para la interpretación de los resultados.

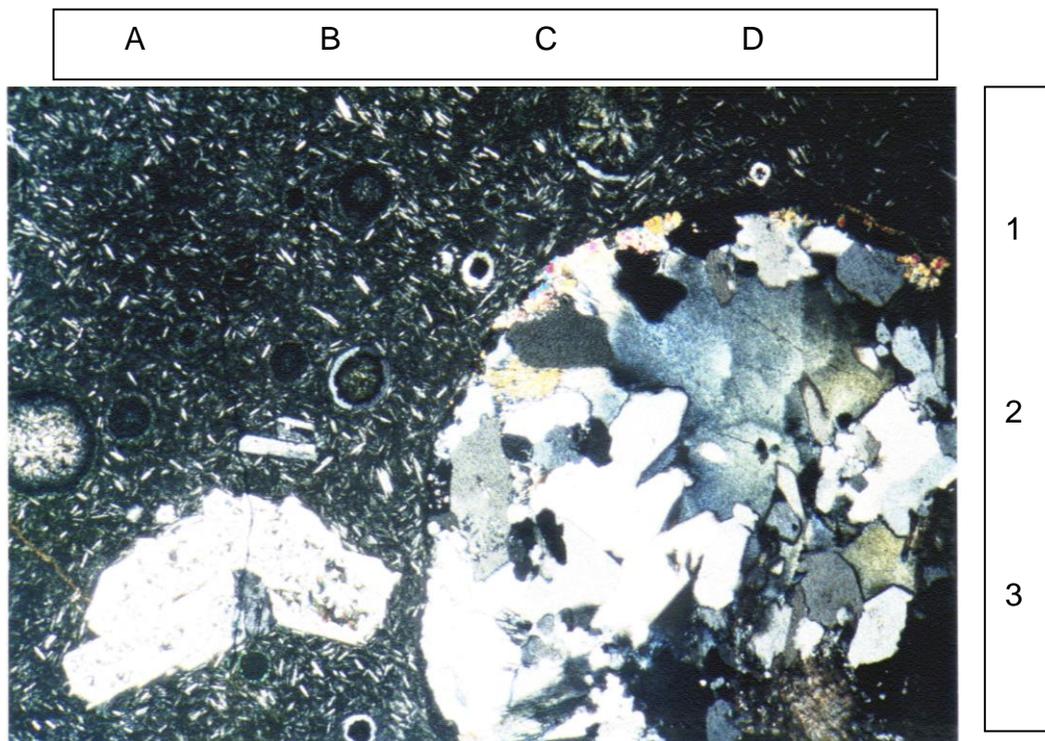


Figura 70. Muestra Abl-01-I. Meta-lava con texturas glomeroporfídica, porfirítica y amigdaloides. Presenta un micro-xenolito (aplita). Nícoles cruzados.

A -1: Matriz compuesta por plagioclasa y vidrio transformado en clorita.

A -2: Amígdala.

B -2: Cristal de plagioclasa.

A -3/ B -3: Plagioclasa alterada.

C -2/ D -2/E -2/C - 3/D - 3/E - 3: Micro-xenolito.

Tomada en Quebrada Agua Blanca del Parque Nacional Guatopo y perteneciente a la unidad litológica Las Hermanas, esta roca extrusiva, de composición andesítica, exhibe las características de un material volcánico que ha experimentado metamorfismo.

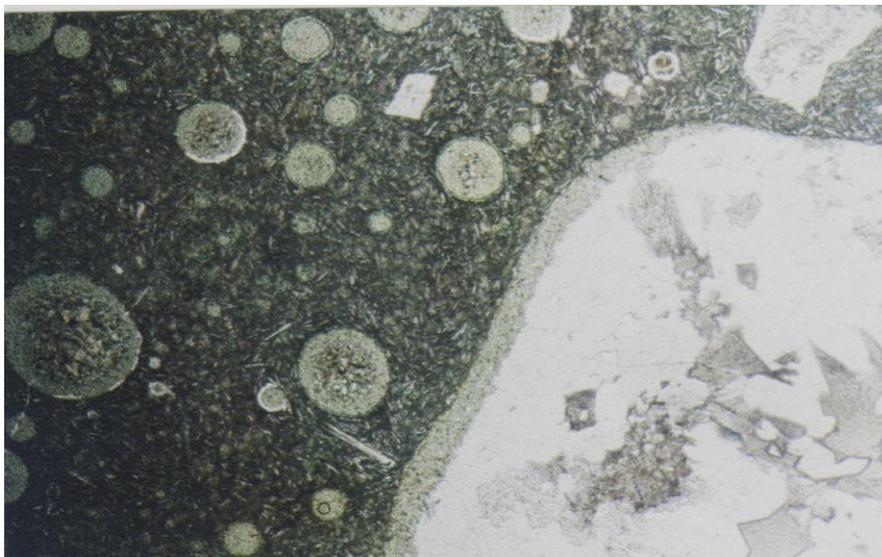


Figura 71. Muestra Abl-01-IV. Meta-lava con amígdalas y micro-xenolitos. Nótese la aureola de contacto entre el micro-xenolito y la matriz de la roca. Sin nicoles.

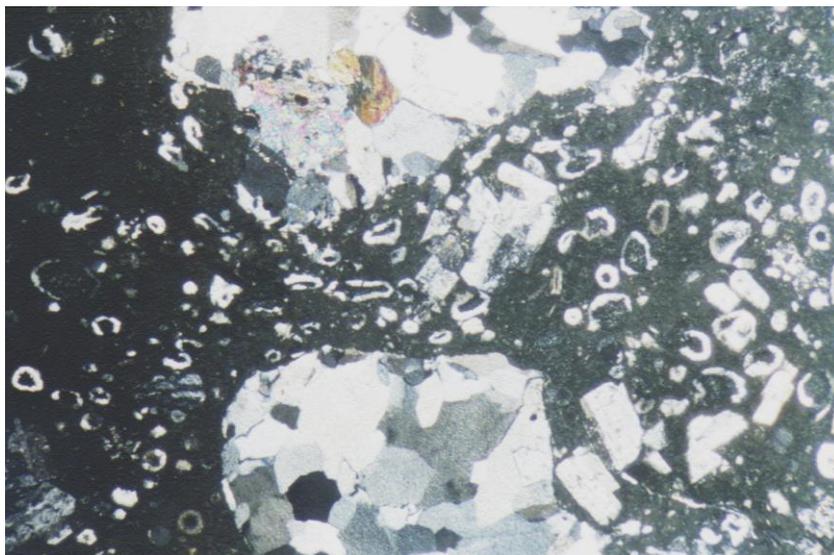


Figura 72. Muestra Abl-01-VIII. Meta- lava.

Al igual que la muestra anterior (Abl-01-I), estas microfotografías pertenecen a rocas recolectadas en la Quebrada Agua Blanca del Parque Nacional Guatopo. Exhiben detalles típicos de materiales derivados de la actividad volcánica. Pertenecen a la unidad litológica Las Hermanas, la cual contiene lavas metamorfozadas de composición andesítica.

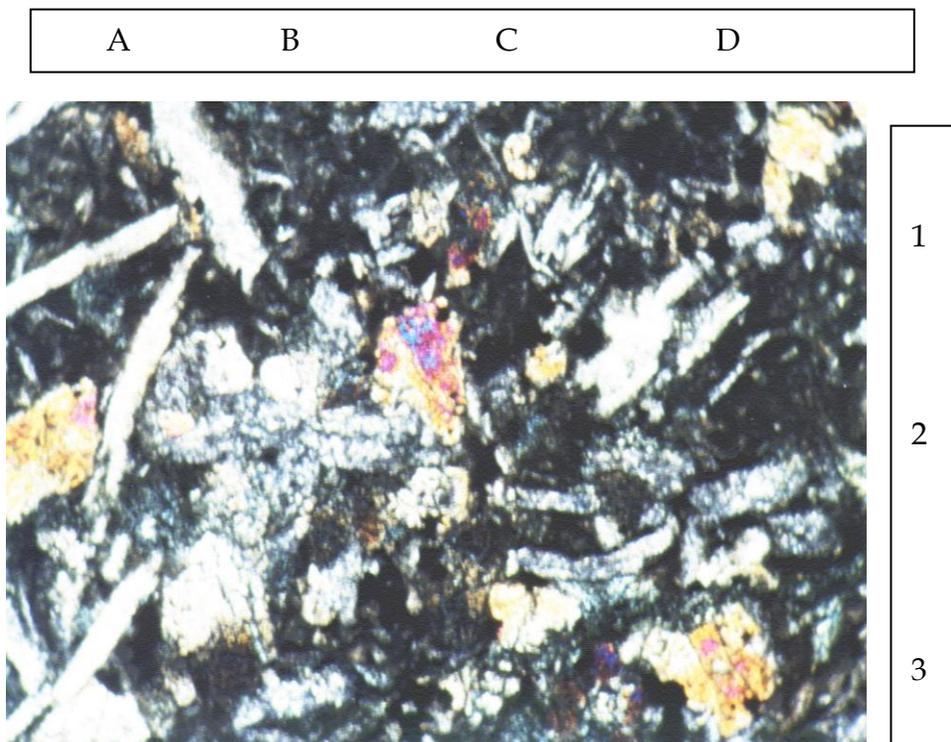


Figura 73. Muestra Mar-02-I Meta-lava melano-andesina o piroxénica. Textura glomeroporfídica. Matriz de vidrio volcánico alterado a clorita. Nícoles cruzados.

A -1: Textura intersticial.

B -2: Textura glomeroporfídica.

Recolectada en la Quebrada La Martinera del Parque Nacional Guatopo, también esta roca pertenece a la unidad litológica Las Hermanas, asociada a un arco volcánico de composición andesítica.



Figura 74. Muestra Vam-II-03-I. Meta-lava con vetas de plagioclasa. Esta muestra recolectada en el sector Los manares de la sección de Valle Morín exhibe las mismas características mineralógicas y texturales que las de un clasto o canto rodado hallado entre la secuencia sedimentaria del Miembro Los Cajones de la Formación Guárico,



Figura 75. Muestra Esc-03-III. Meta lava. Recolectada en el cerro Escorzonera, al nor-oeste de San Sebastián de Los Reyes, esta roca exhibe las características texturales de un material volcánico de composición andesítica.



Figura 76. Muestra Gao-05-II. Metatoba cristalina. De granulometría más gruesa que Gao-04, en esta roca puede verse un detalle de un grano de cuarzo ondulatorio,

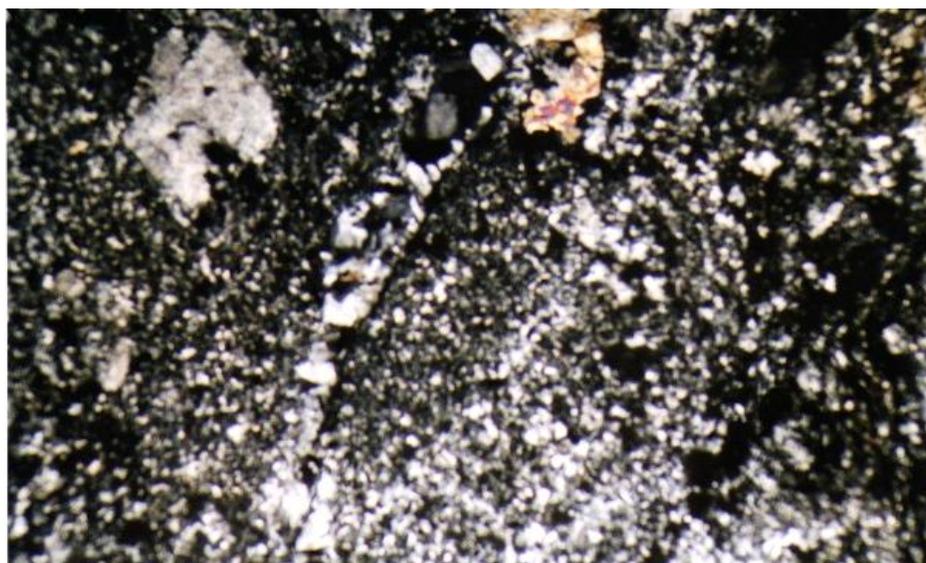


Figura 77. Muestra Vam-09. Metatoba cristalina de ceniza. Detalle de cristal de prehnita.

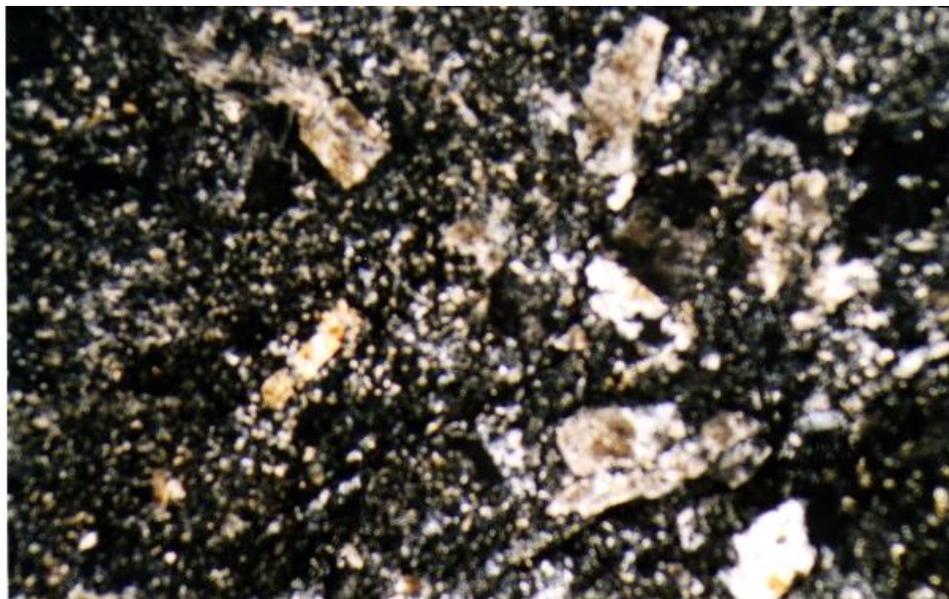
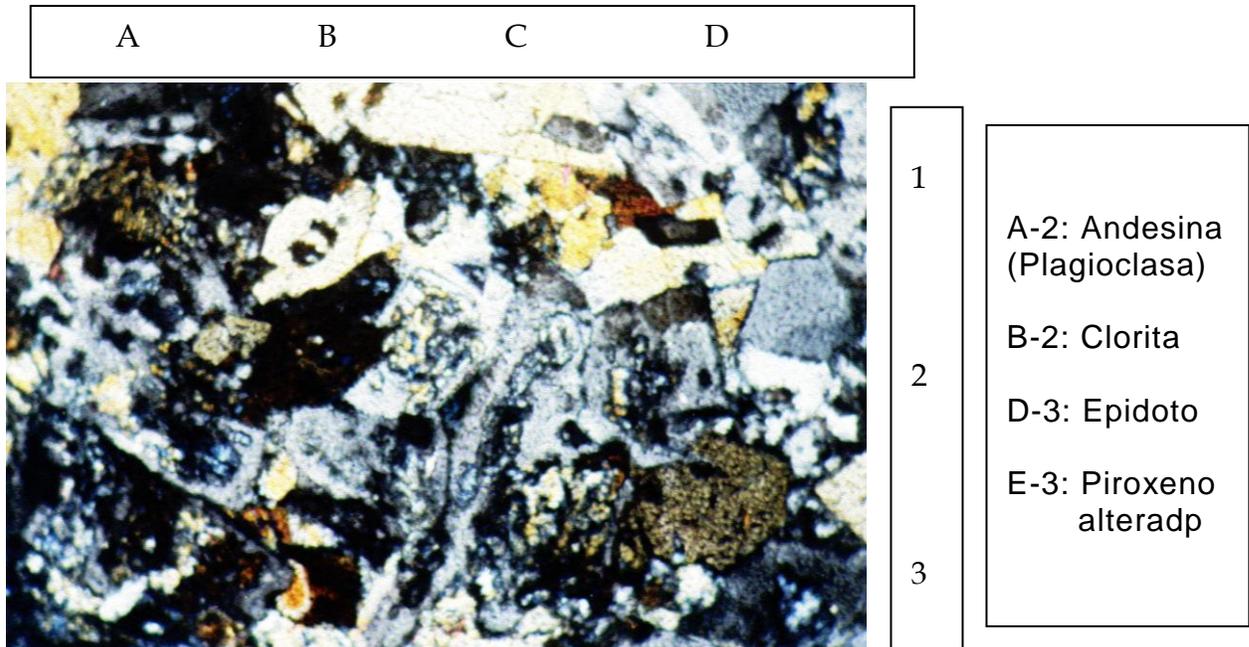
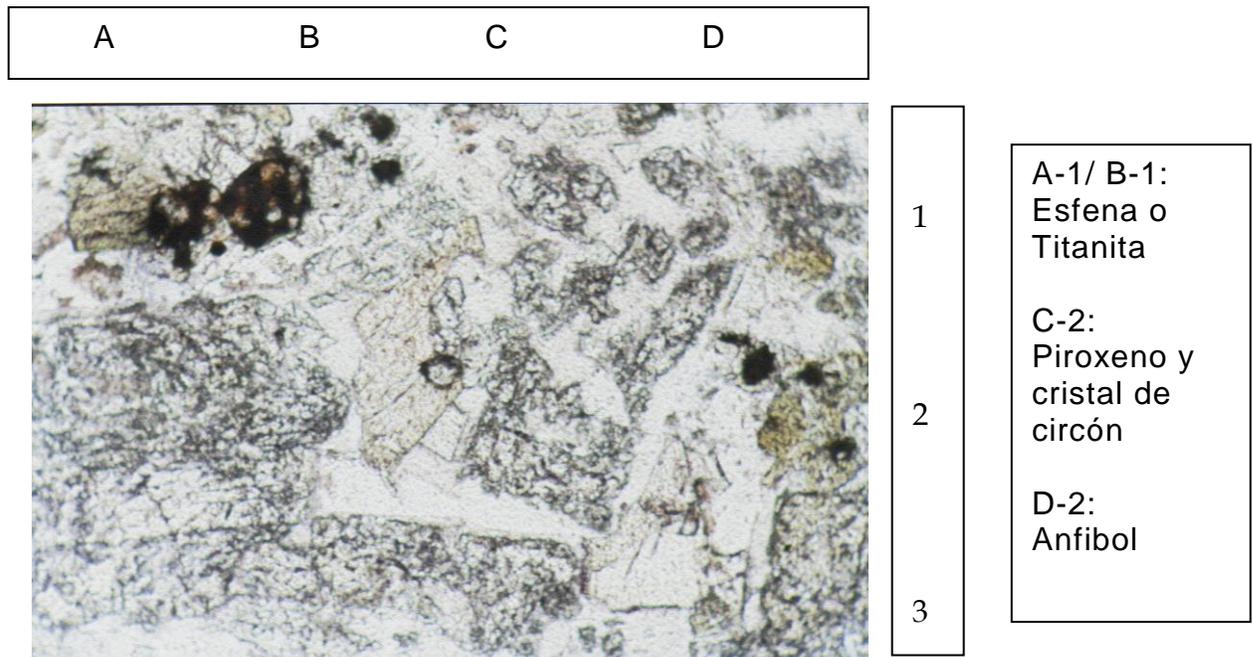


Figura 78. Muestra Esc-02-II. Meta-toba

Estas muestras (Gao-05-II, Vam-09 y Esc-02-II) recolectadas en la Quebrada Casupera del Parque Nacional Guatopo, Sector Los Manires de la sección de Valle Morín y en el cerro Escorzonera respectivamente, están asociadas a las lavas mostradas previamente formando parte de los materiales volcánicos generados por el arco de composición andesítica propuesto en el modelo y mencionado con anterioridad.



Figuras 79 y 80. Muestra Mar-01-IV y Mar-01-I. Diorita hornbledo-piroxénica. Con Nicles y sin nicles respectivamente.



Tomadas en la Quebrada Agua Blanca del Parque Nacional Guatopo, acompañando a los materiales volcánicos y volcanoclásticos, se encontraron estas rocas intrusivas (dioritas), cuya composición mineralógica es consistente con la de las lavas y tobas metamorfizadas.



Figura 81. Muestra Par-01-III. Trondhjemita. Presenta un 68% de plagioclasa tipo albita; un 30% de cuarzo; entre 1-2% de feldespato potásico y minerales accesorios como esfena, clorita, epidoto y circón. Muestra una fábrica anisotrópica (planar a lineal) y textura deformada (protomillonita) con un porcentaje de matriz entre 10-50 %. Nícoles cruzados.

Esta roca, recolectada en el cerro Pariapán (San Juan de Los Morros), se encuentra asociada a las meta-lavas.

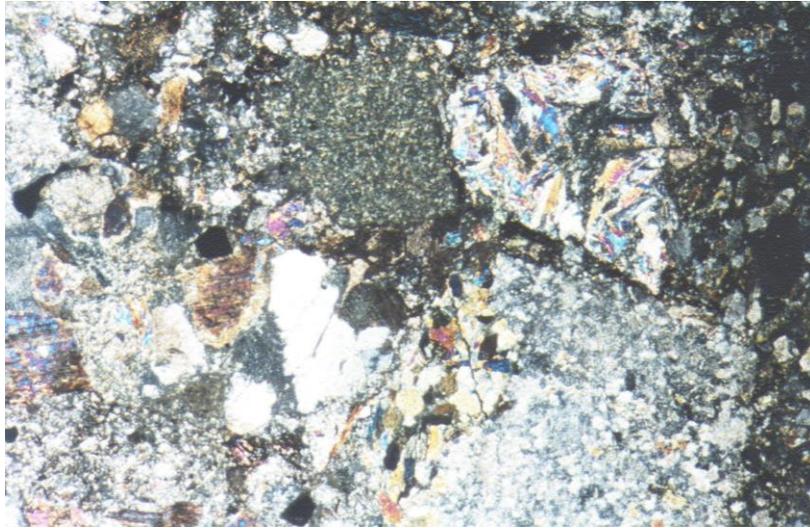


Figura 82. Muestra Mar-01B-II. Epiclástica. Roca con fragmentos de vidrio volcánico, caliza bioclástica, lava, matriz, epidoto y plagioclasa. Indicativos de arco volcánico andesítico: serpentinitas, ignimbritas, basaltos, diabasas, dioritas, meta-lavas y meta-tobas. Nicoles cruzados.

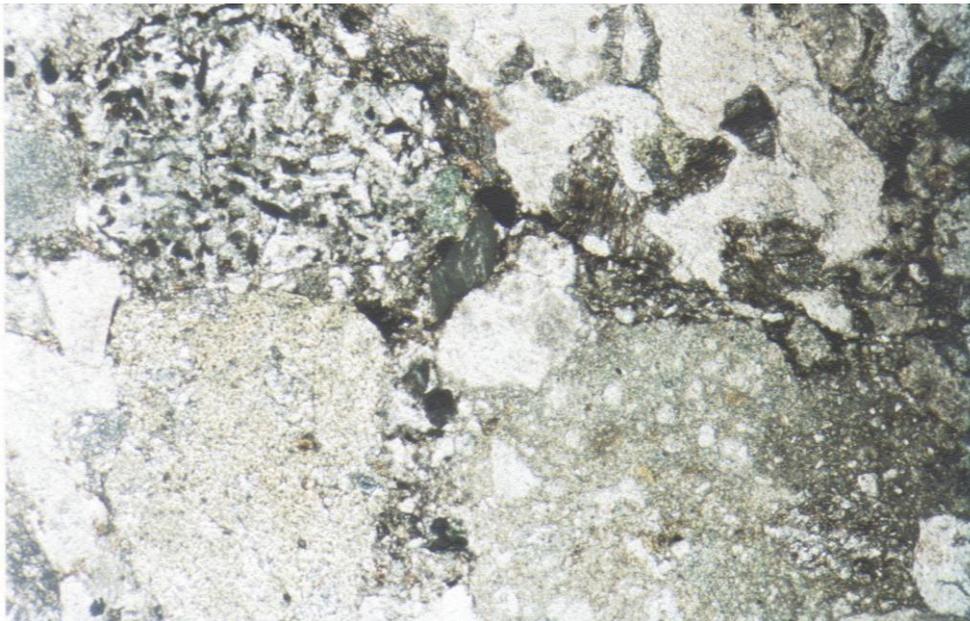


Figura 83. Muestra Mar-01B-IV. Epiclástica. Sin nicoles.

A -1/B -1: Fragmento de lava.

D -3: Caliza bioclástica.

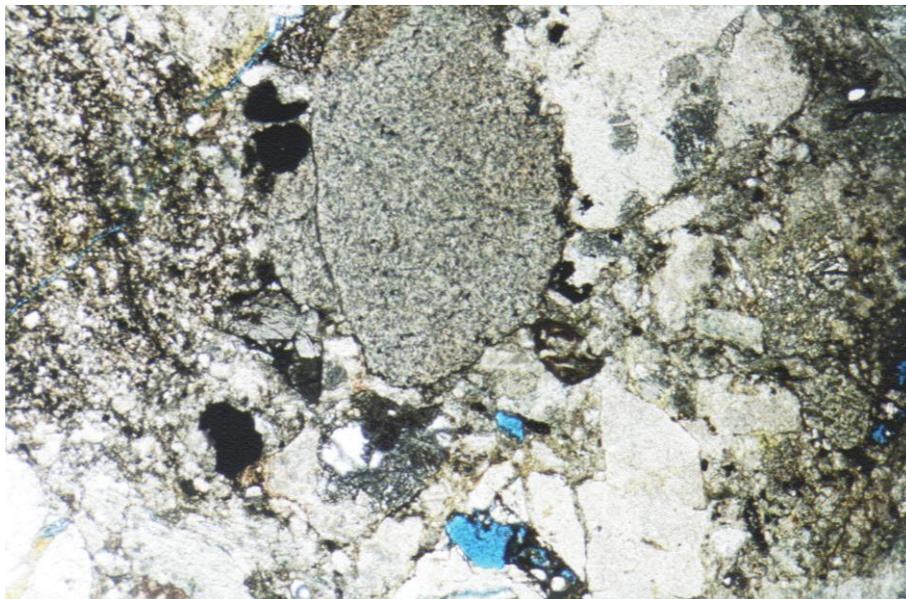


Figura 84. Muestra Mar-01B-VI. Roca epiclástica con el detalle de minerales opacos. Sin nicoles.



Figura 85. Muestra Vam-II-02A. Roca en la que se observan fragmentos de materiales volcánicos y cristales de plagioclasa.

Tomadas en la Quebrada Martinera del Parque Nacional Guatopo (Mar-01B-II, Mar-01B-IV y Mar-01B-VI) y en la sección de Valle Morín (Vam-II-02A), estas rocas exhiben una variedad de litologías, en su componente de fragmentos líticos, indicativa de un origen en las proximidades de un arco de islas volcánico de composición intermedia o andesítica.

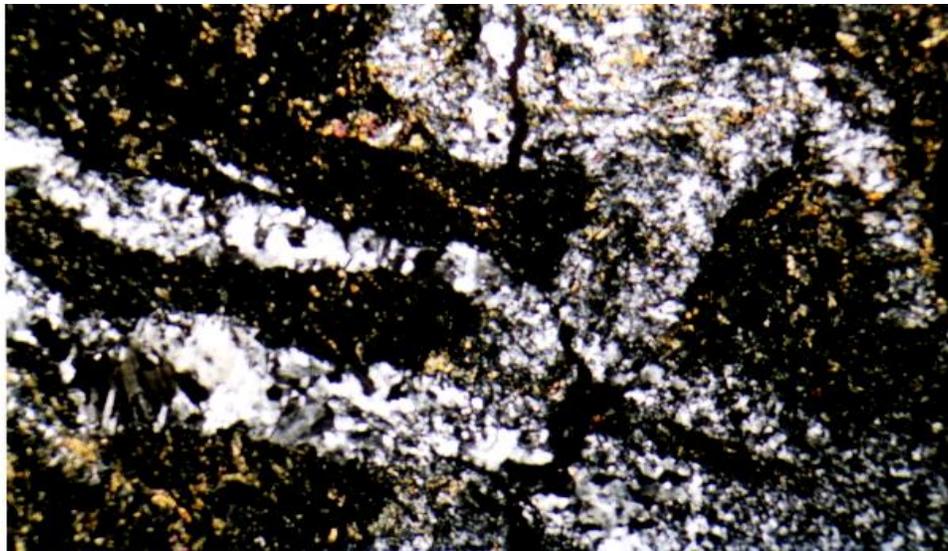


Figura 86. Muestra Esc-05-I. Roca epiclástica. Panorama general con nicoles cruzados.

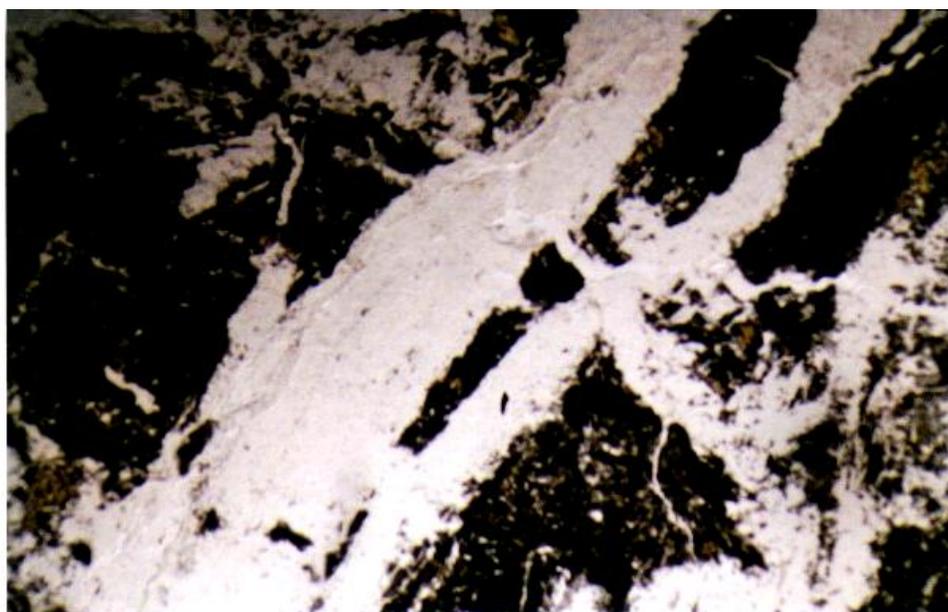


Figura 87. Muestra Esc-05-II. Roca epiclástica. Panorama general sin nicoles.

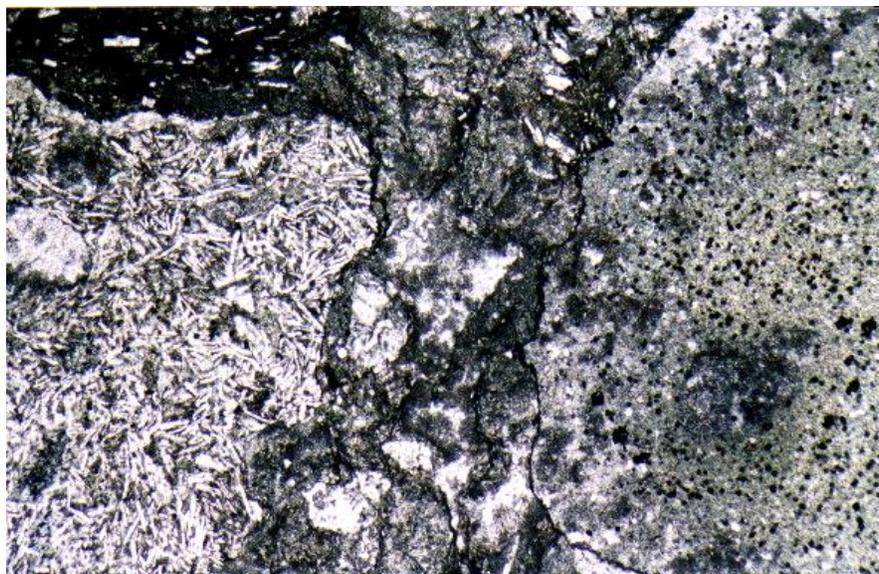


Figura 88. Muestra Par-02-I. Roca epiclástica. Sin nicoles

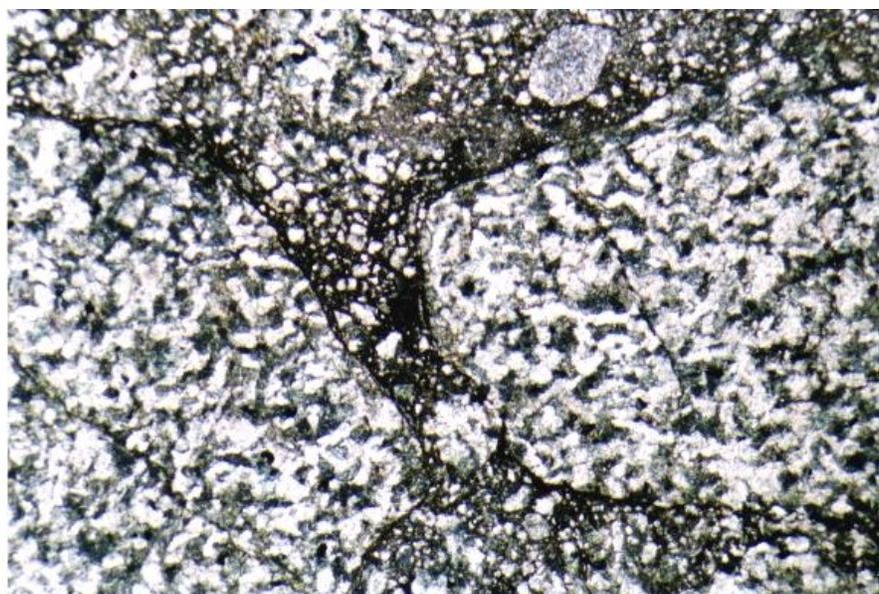


Figura 89. Muestra Par-03-I. Roca epiclástica. Nótese los fragmentos de dioritas. Sin nicoles.

Recolectadas en los Cerros Escorzonera (San Sebastián) y Pariapán (San Juan de Los Morros) respectivamente, estas rocas, indican la existencia de un arco volcánico de composición andesítica, al igual que en el caso de las meta-lavas y met-tobas. Ello permite establecer la correlación desde el este (Parque Nacional Guatopo) hasta el oeste (San Juan de Los Morros), para la delimitación de su sector meridional en contacto con materiales volcanoclásticos y las secuencias sedimentarias más recientes.

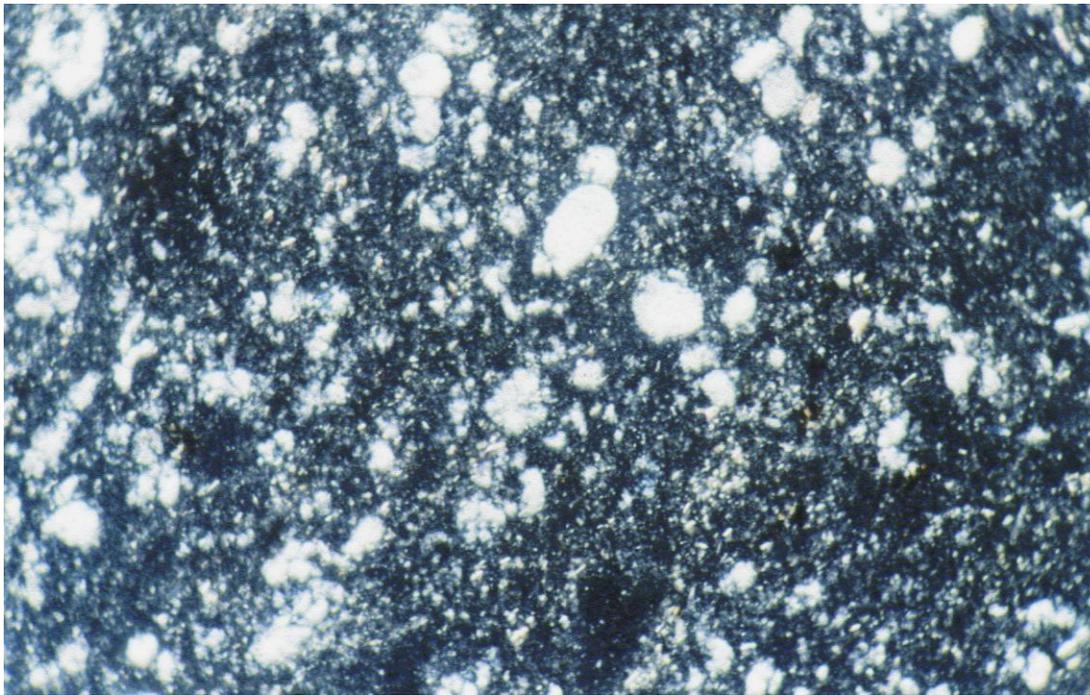


Figura 90. Muestra Gao-03. Chert o ftanita con presencia de fósiles tipo radiolarios.

Recolectada en la Quebrada Martinera del Parque Nacional Guatopo, esta roca pertenece a la Formación Mucaria.

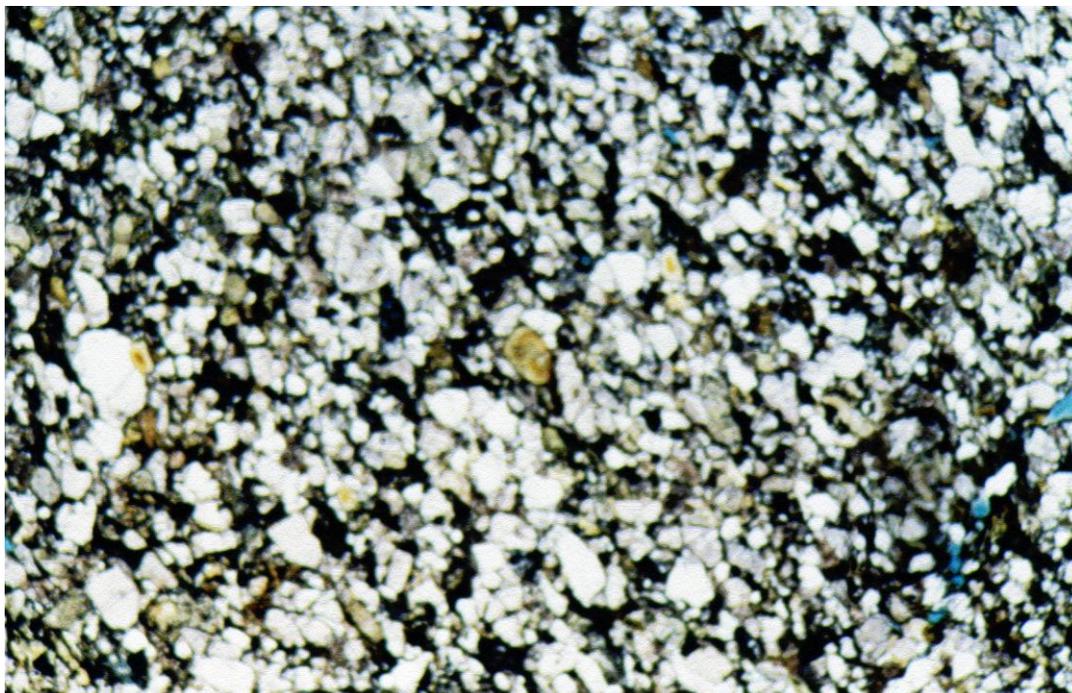


Figura 91. Muestra Gao-09. Arenisca lítica en la que se destaca un cristal de glauconita. Sin nicoles.

Tomada en la Quebrada Martinera (Gao-09) y Juaquinera (Gao-12) del Parque Nacional Guatopo, estas rocas corresponden a la Formación Garrapata. Las características mineralógicas y texturales coinciden con las de materiales depositados en aguas relativamente poco profundas (glauconita) y en las cercanías de una fuente de sedimentos variada y compleja con un arco de islas volcánico y bloques asociados (calizas, cherts, epiclásicas, etc...)



Figura 92. Muestra Gao-12. Arenisca conglomerática con fragmentos de diorita y cristales de prehnita. Nícoles cruzados.

## Anexo 2: Resultados geoquímicos.

Seguidamente se muestran los resultados obtenidos por fluorescencia de rayos x (FRX), microscopía electrónica y geología isotópica con el propósito de determinar la naturaleza química de las unidades de procedencia ígnea de las unidades litológicas que las contienen y, por ende, de suma utilidad en el diagnóstico y análisis de los resultados.

Estos resultados, además de permitir la correlación geológica de los afloramientos entre las secciones Guatopo- Valle Morín- San Sebastián- San Juan de Los Morros por medio de las muestras de lavas tomadas en cada una de ellas, corroboran la composición andesítica de los materiales asociados al arco de islas volcánico propuesto en el modelo.

Por otra parte, cabe mencionar que, se procedió a realizar un análisis de fluorescencia de Rayos X (FRX), en particular para las trondhjemitas, con el propósito de determinar la posibilidad de presencia de uranio en los circones observados en el microscopio petrográfico; para luego a llevar a cabo geocronología por datación isotópica (U/Pb).

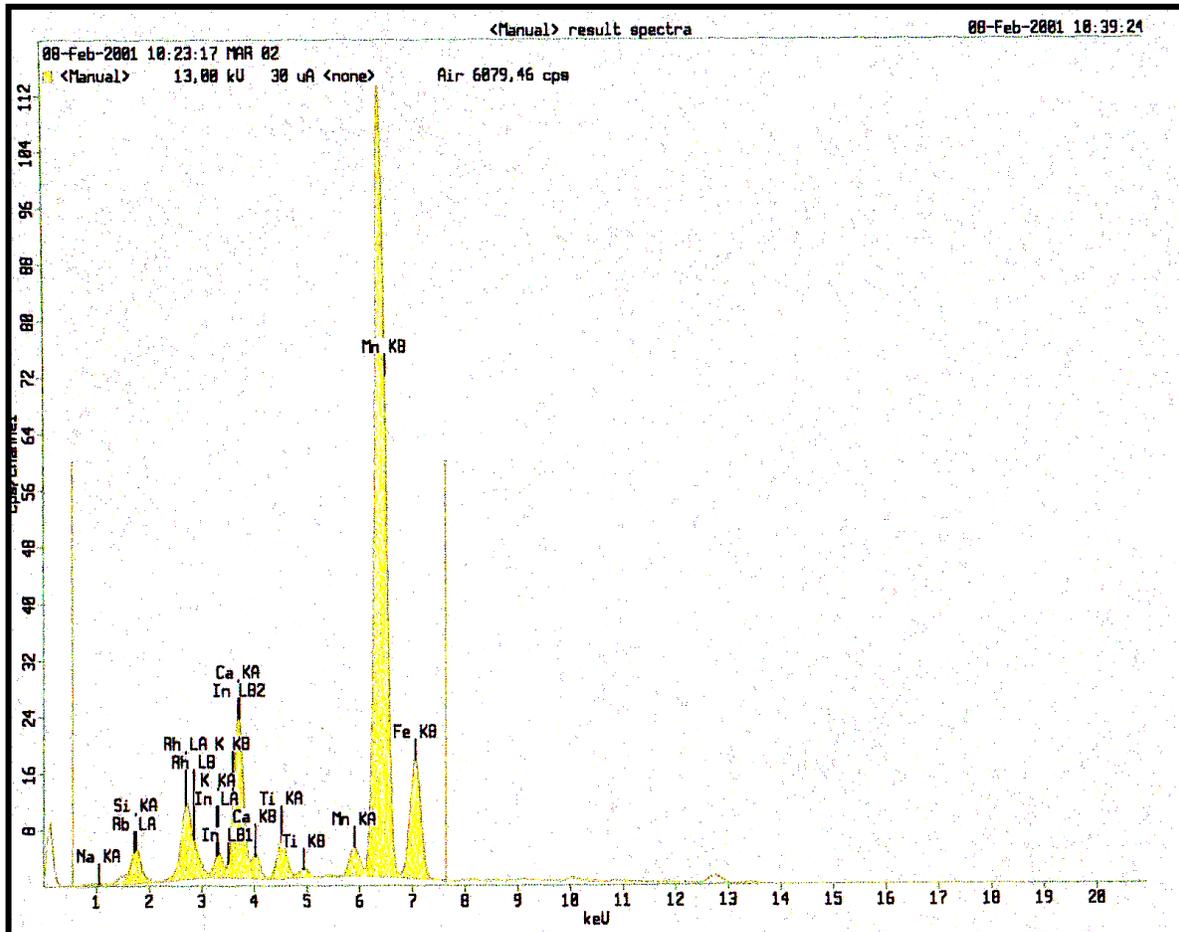


Figura 93. FRX meta-lavas. Muestra Mar-02

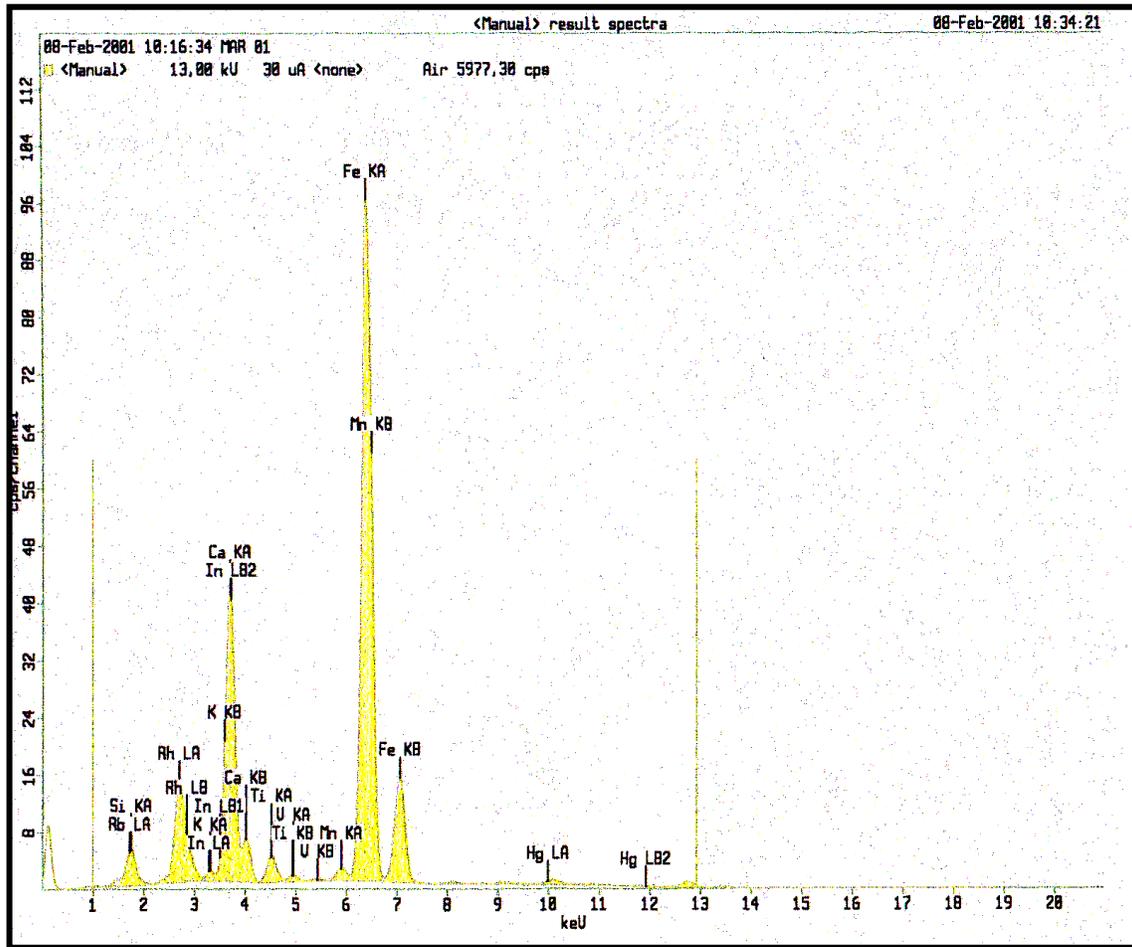


Figura 94. FRX. Dioritas. Muestra Mar-01

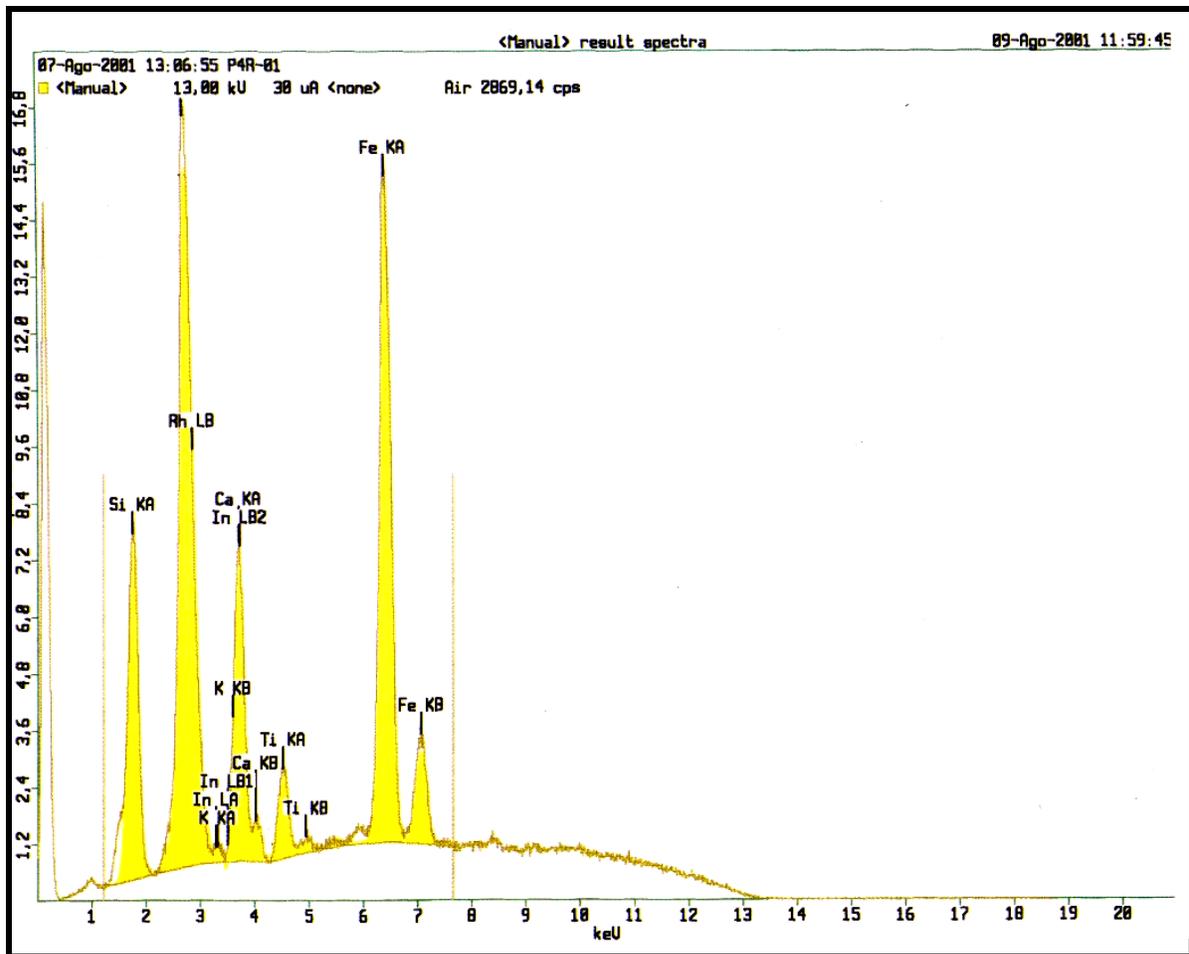


Figura 95. FRX Trondhjemitas Muestra Par-01

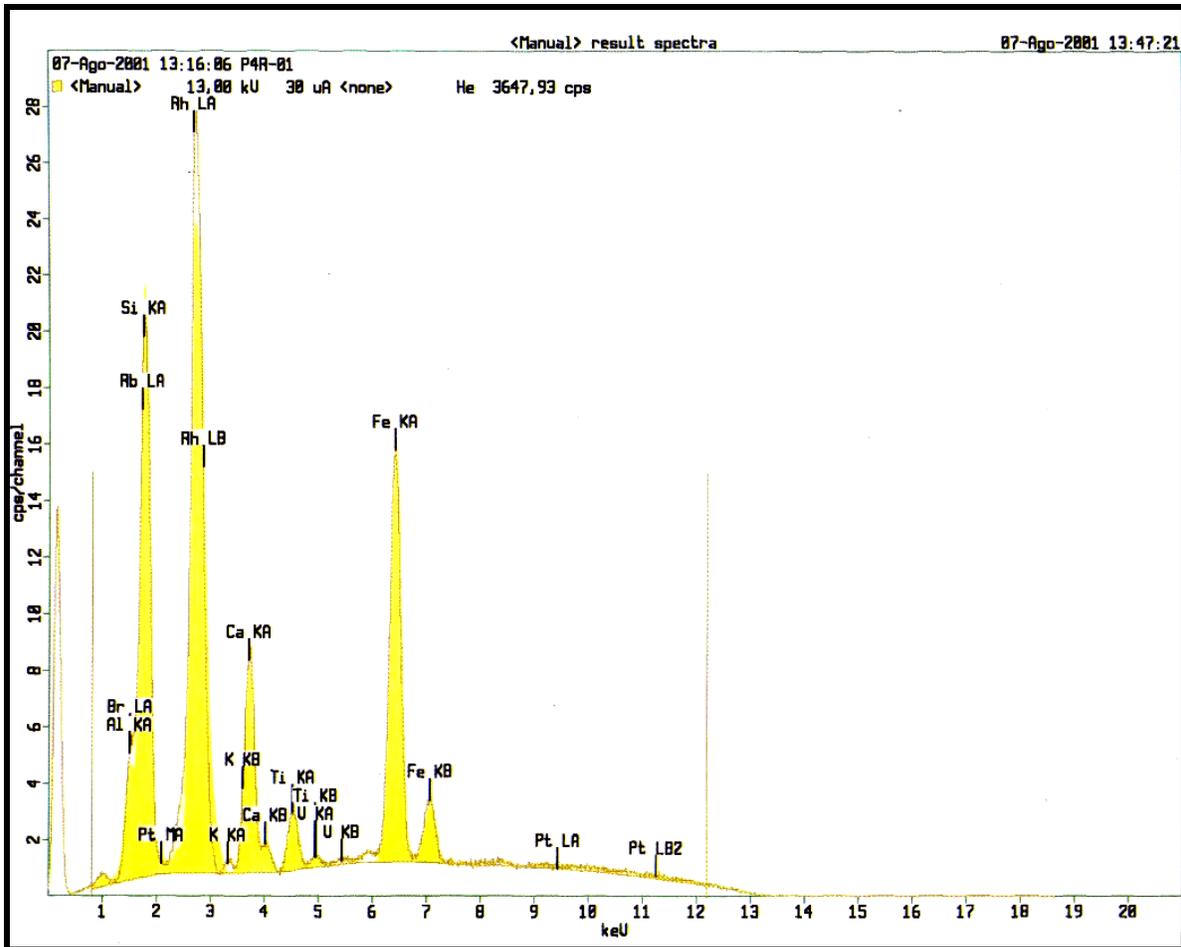


Figura 96. FRX. Trondhjemitas. Muestra Par-01

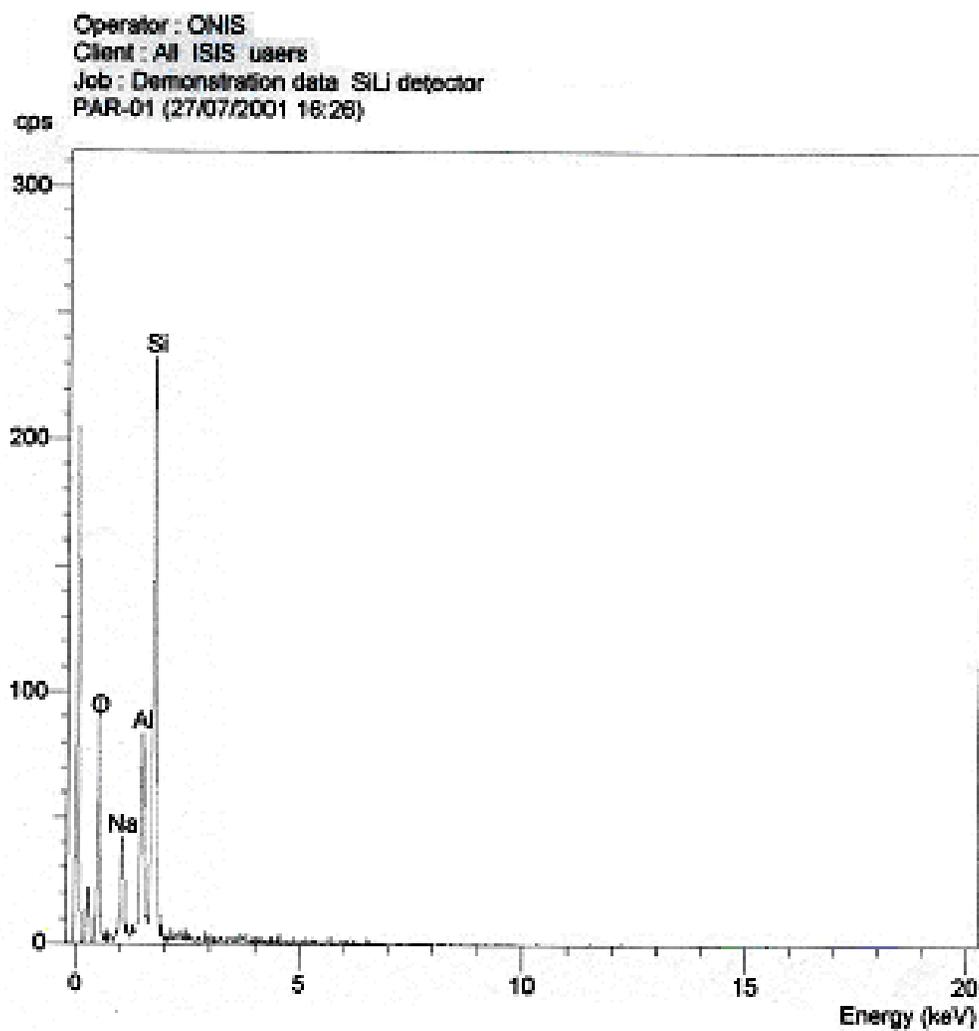


Figura 97. Microscopía electrónica Trondhjemitas. Muestra Par-01

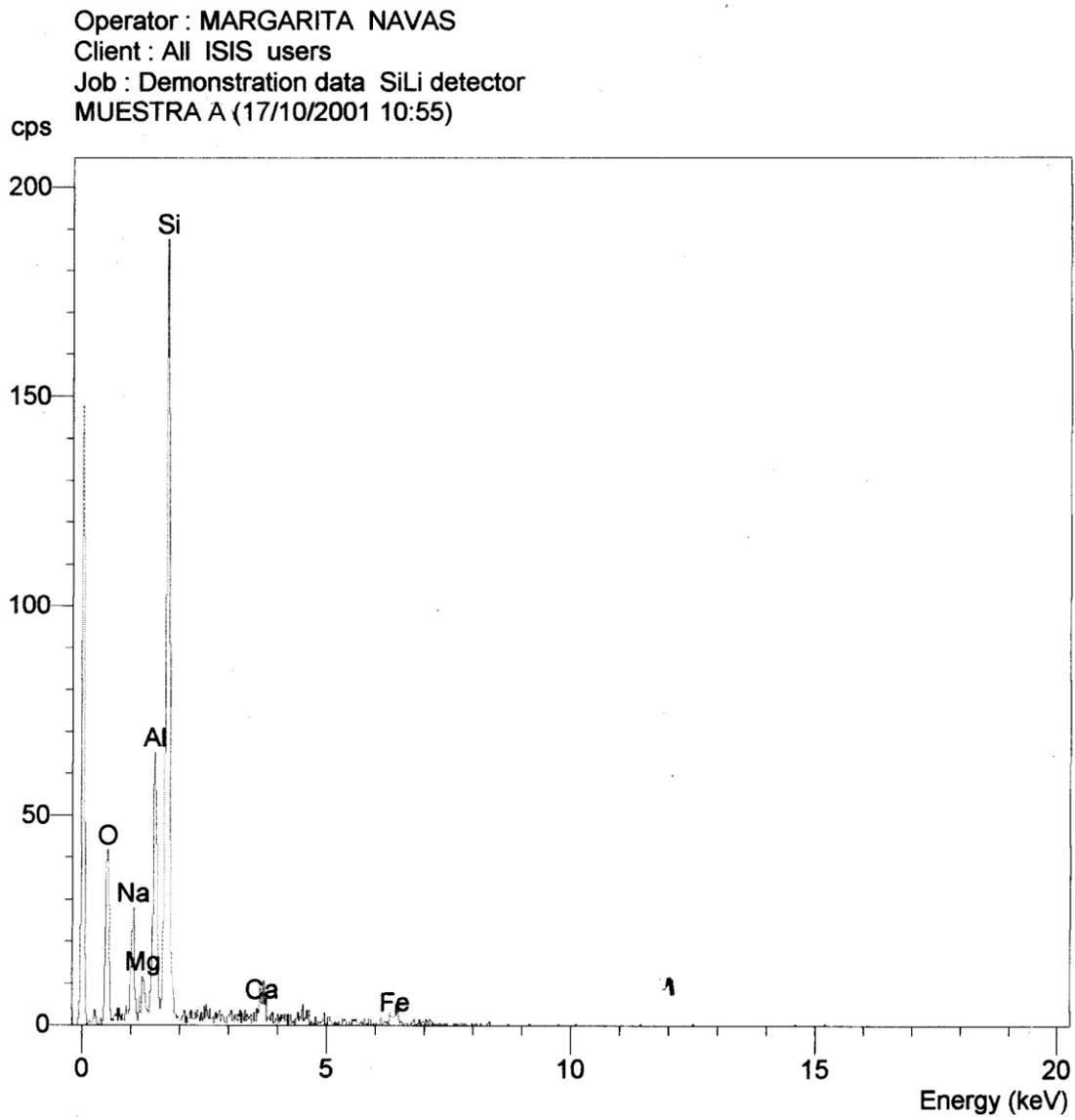


Figura 98. Microscopía electrónica Meta-lava. Muestra Abl-01.

Operator : MARGARITA NAVAS  
Client : All ISIS users  
Job : Demonstration data SiLi detector  
MUESTRA B (17/10/2001 11:16)

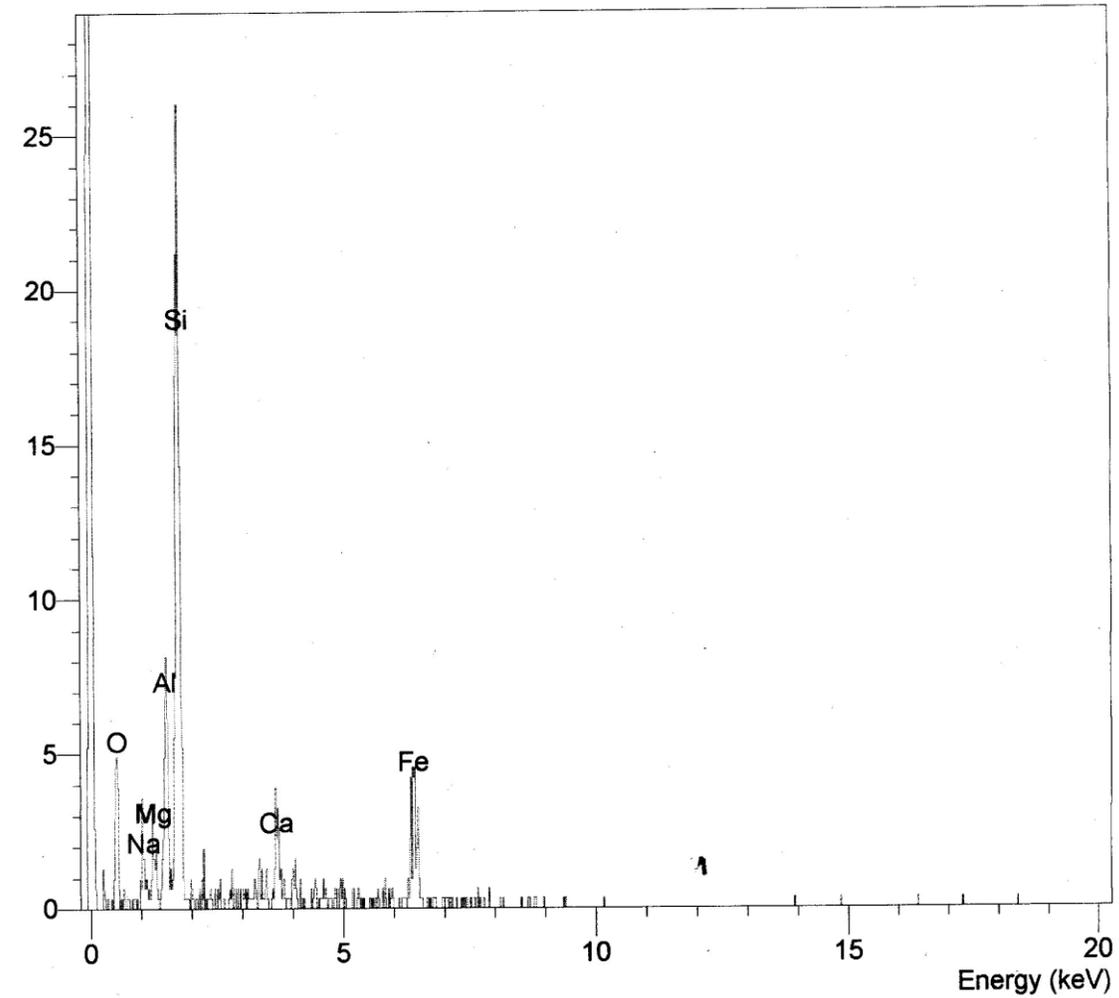


Figura 99. Microscopía electrónica meta-lava. Muestra Vam-03.

Operator : MARGARITA NAVAS  
Client : All ISIS users  
Job : Demonstration data SiLi detector  
MUESTRA A (17/10/2001 11:22)

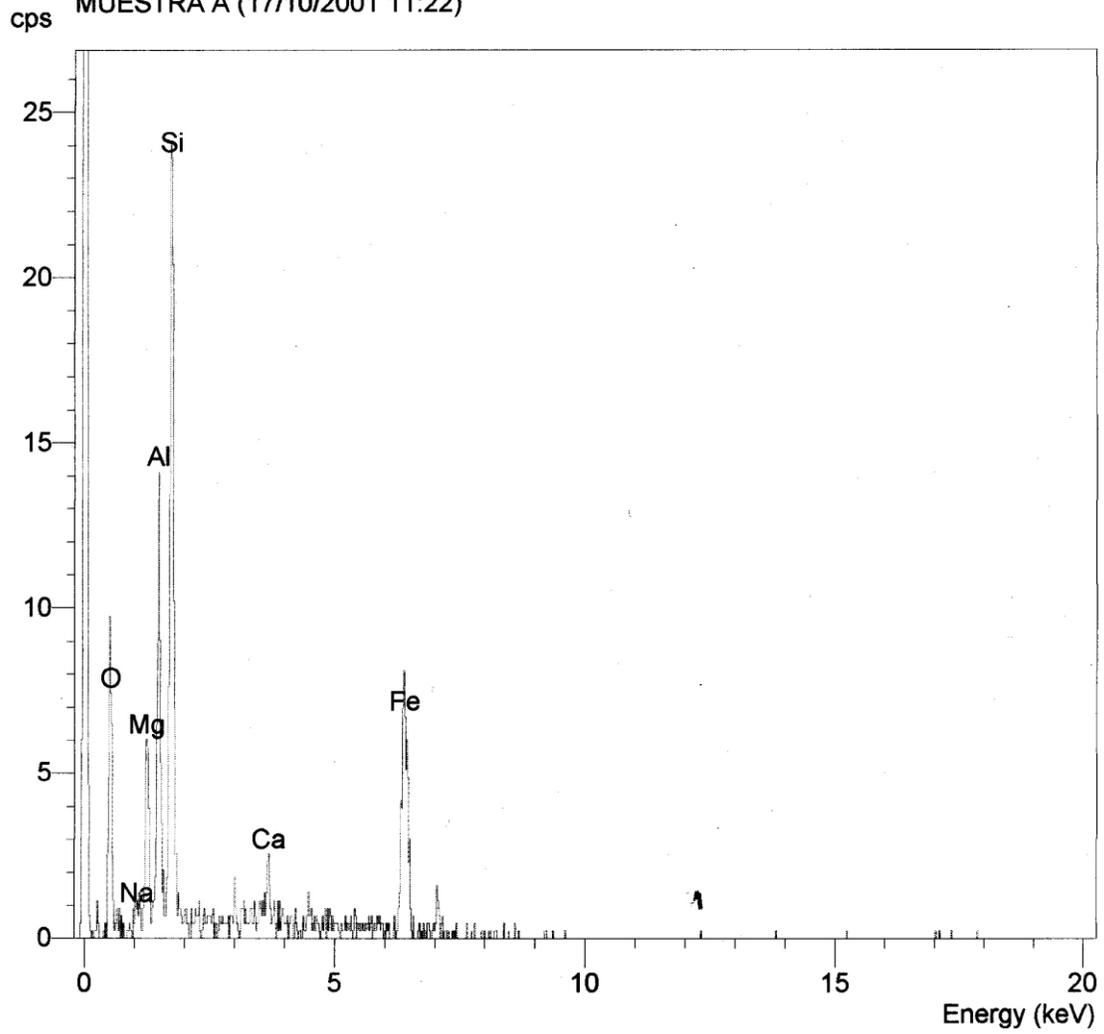


Figura 100. Microscopía electrónica meta-lava. Muestra Esc-03.

## Geochronology and Isotopic Geochemistry

Work Order No.: **23903**  
Invoice No.: **24078**  
Number of pages : **4**

Customer: **Universidad Pedagogica Exp. Libertador**

Project name:

Number of samples: **1**

Sample type: **Rock**

Analytical works: **K-Ar, Ar-Ar, U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd dating**

Mineral separation: **Zircon**

Contact person: **Ana Teresa Izturiz Moreau**

Phone:

Fax:

E-Mail: **atizturiz44@hotmail.com**

This report may be reproduced without our consent. If only selected portions of the report are reproduced, permission must be obtained. If no instructions were given at time of sample submittal regarding excess material, it will be discarded within 90 days of this report. Our liability is limited solely to the analytical cost of these analyses. Test results are representative only of material submitted for analysis.

**CERTIFIED BY:**

---

**Dr. Yakov Kapusta**  
**Geochronology and Isotopic Geochemistry**  
**General Manager**

## 2

## Results

The zircon grains were separated for the sample by heavy liquid. Four zircon grains were analyzed by TIMS.

Sample Fractions	Weight ( $\mu\text{g}$ ) (a)	Concentrations				Ratios								Age (Ma)			corr. coef.
		U (ppm)	Pb (ppm)	Pb(c) (pg) (b)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ (c)	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ (d)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (e)	err (2s%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (e)	err (2s%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ (e)	err (2s%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		
z1	1.5	141	2.8	0.4	612.9	0.174	0.02	0.36	0.13	0.60	0.05	0.46	<b>119.88</b>	<b>119.94</b>	<b>121.24</b>	0.64	
z2	2.9	92	1.8	0.4	842.5	0.191	0.02	0.26	0.13	0.63	0.05	0.55	<b>120.04</b>	<b>120.02</b>	<b>119.51</b>	0.50	
z3	2.6	60	1.2	0.3	601.8	0.171	0.02	0.37	0.13	0.83	0.05	0.70	<b>119.34</b>	<b>119.80</b>	<b>128.94</b>	0.53	
z4	3.9	54	1.1	0.4	625.6	0.167	0.02	0.34	0.13	0.58	0.05	0.46	<b>119.80</b>	<b>119.87</b>	<b>121.32</b>	0.63	

(a) Sample weights are estimated by using a video monitor and are known to within 40%.

(b) Total common-Pb in analyses.

(c) Measured ratio corrected for spike and fractionation only.

(d) Radiogenic Pb.

(e) Corrected for fractionation, spike, blank, and initial common Pb.

Mass fractionation correction of 0.15%/amu  $\pm$  0.04%/amu (atomic mass unit) was applied to single-collector Daly analyses and 0.12%/amu  $\pm$  0.04% for dynamic Faraday-Daly analyses. Total procedural blank less than 0.6 pg for Pb and less than 0.1 pg for U.

Blank isotopic composition:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.10 \pm 0.1$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.71 \pm 0.1$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.65 \pm 0.1$ .

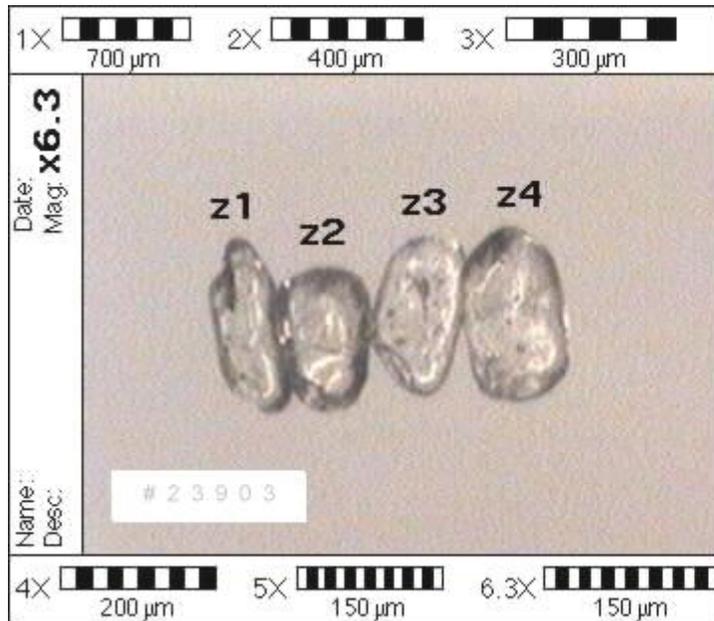
Blank isotopic composition:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.10 \pm 0.1$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.71 \pm 0.1$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.65 \pm 0.1$ .

Corr. coef. = correlation coefficient.

Age calculations are based on the decay constants of Steiger and Jäger (1977).

Common-Pb corrections were calculated by using the model of Stacey and Kramers (1975) and the interpreted age of the sample.

3



Los resultados indican concordancia para las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , puesto que es menor al 10 % la diferencia entre los datos obtenido.

Además se cumple la relación:  
 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} > ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

Figura 101. Foto de algunos circones extraídos de las trondhjemitas.

### Anexo 3: Tabla de Tesis de Grado:

En la tabla que sigue a continuación se resumen sólo las tesis de Grado presentadas en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V. durante el lapso 1.977-1.999 y que, por la ubicación de sus áreas de estudio, se relacionan con la zona de interés del presente trabajo. Se anexa un mapa de localización de dichas áreas.

Tabla IV. Trabajos de Grado de la UCV en Geología referidos al área de estudio.

TESIS AUTOR/AÑO	TITULO	OBSERVACIONES
Ostos Rosales Marino. (1977)	Geología de una zona al nor-este de Altagracia de Orituco. Estado Guarico.	Se reconocieron las siguientes fajas tectónicas: a) Piemontina (Formación Guárico y Grupo Guayuta); b) Zonas de fallas de corrimiento, quizás la más complicada (Complejo El Chacual y Formación Peñas Blancas); c) Faja volcada (Formaciones Quebradón y Naricual) y d) Faja de Buzamientos Suaves (Formaciones Quebradón y Quiamare). Los eventos estructurales de relevancia ocurrieron en el Cretaceo Superior (Orogenesis Laramide), en el Eoceno Superior y en el Mioceno Inferior a Medio. La fuente de origen de los sedimentos (presumiblemente metamórfica e ígnea félsica) y de los esfuerzos actuantes es principalmente del norte. Cabe destacar que los morros de caliza situados en la faja Piemontina y en la zona de fallas de corrimiento pudieron haberse formado en un ambiente situado al norte del surco del Guárico y transportados hasta su sitio actual durante la orogénesis del Mioceno Inferior a Medio. Un rasgo importante es el bloque para-autóctono del cerro El Peñón, localizado en el sector meridional del área de estudio y constituido por las unidades presentes en la zona de fallas de corrimiento.
Socorro, Hely (1978)	Geología de una zona al suroeste de San Francisco de Macaira. Estado Guarico	La zona abarca afloramientos ubicados en la faja Piemontina de corrimiento volcada y de buzamientos suaves; constituidos por bloques de calizas (Macaira) y rocas pertenecientes al Grupo Guayuta y a la Formación Guárico, Peñas Blancas y Quiamare. Los bloques de calizas (Cretácico Temprano, edad determinada por la presencia de <i>Lithocodim</i> , Elliot y <i>Pseudocyclamina hedberg,i</i> Maync) representan un ambiente litoral asociado a un evento transgresivo y a un proceso de transporte tectónico por encima de los sedimentos del Grupo Guayuta (Cretacico Tardío, edad indicada por <i>Globotruncana concavata</i> Brotzen y <i>Heterohelix</i> Ehrenberg). En el Paleoceno ocurre una profundización de la cuenca que se registra en los materiales turbidíticos de la Formación Guárico. Posteriormente un levantamiento pre-orogénico hizo posible la génesis de un ambiente carbonático evidenciado en la Formación Peñas Blancas (Eoceno Medio, edad señalada por <i>Lepidocyclina pustulosa</i> Douvillé y <i>Asterocyclina</i> Gumbel) y, finalmente, el relleno con la depositación tipo cono aluvial de la Formación Quiamare (Eoceno Medio). Esta orogénesis se preserva en las fracturas de corrimiento, lo cual muestra la persistencia de este tipo de estructura en el tiempo, típico del modelo alpino. Además, es posible señalar que la dirección de los esfuerzos es noroeste y que estos fueron los responsables de la deformación de las capas del Cretácico Tardío y Paleoceno.

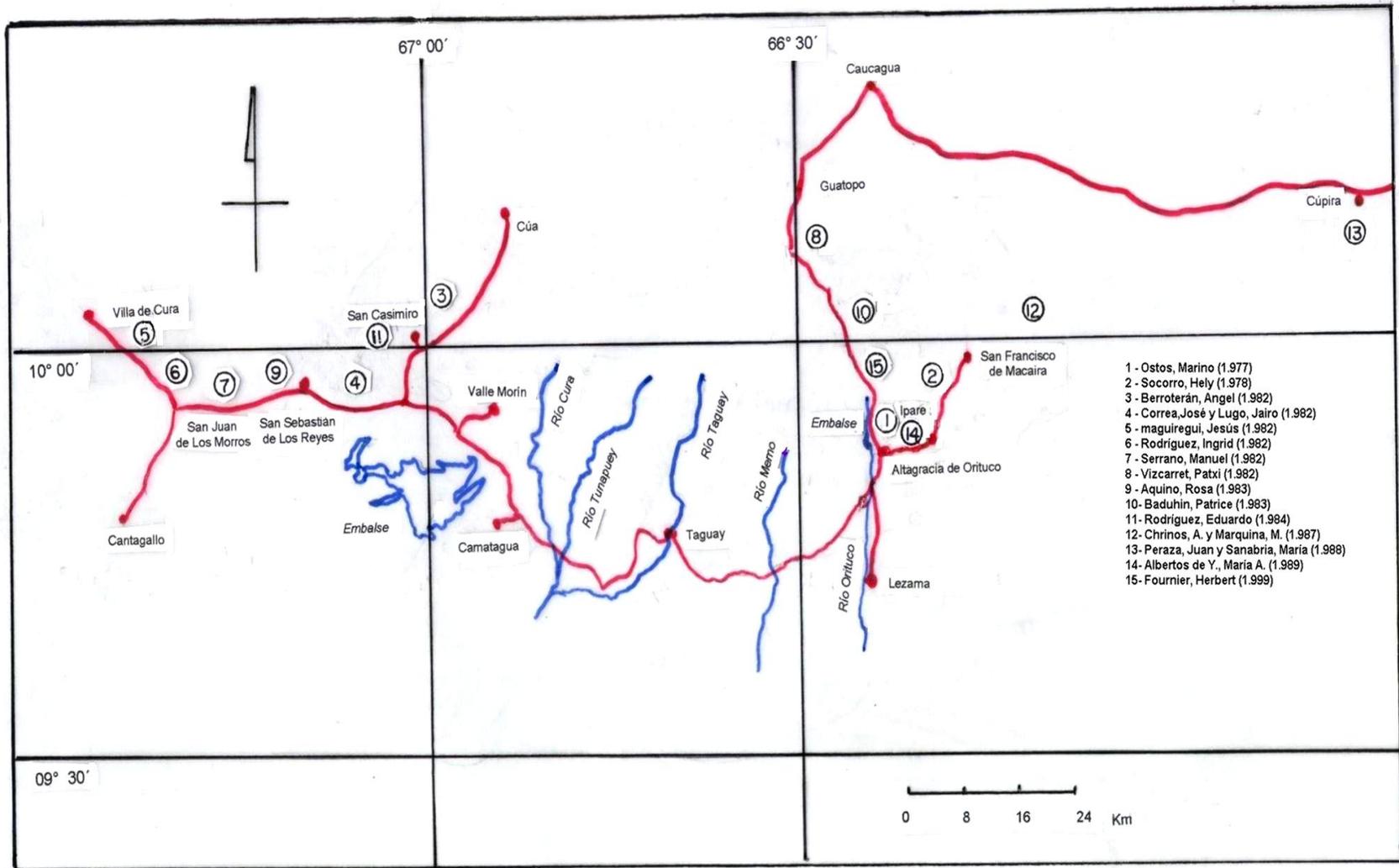
TESIS AUTOR/AÑO	TITULO	OBSERVACIONES
Berroterán V., Angel A. (1.982)	Geología de una zona al este de San Casimiro (Edo. Aragua).	Se definen cuatro unidades informarles y se reconocen cuatro formaciones de acuerdo al trabajo, en la sucesión cronológica de eventos considero: la depositación de una secuencia volcánica que forma parte de un posible arco de islas metamorizado bajo condiciones de alta P/T, asociado de un proceso de subducción con polaridad N-S, y en el emplazamiento tectónico de cuerpo ultramáficos. Sincrónicamente, o luego de la emersión de arco de islas, se deposita la Formación Querecual, sobre la cual yacen las Formaciones Mucaria y Garrapata representado un cambio en las condiciones de la cuenca relacionados a la inestabilidad tectónica de la misma. Posteriormente, ocurre la colisión entre el arco de islas y el micro-continente, que se desplaza hacia sur, y el inicio de la depositación de la Formación Guárico. Se produce un evento volcánico que acompaña un cambio de polaridad del movimiento de subducción N-S a S-N. Se sobreimpone un proceso metamórfico de menor relación P/T. Se profundiza la cuenca, pasando un surco, mientras se deposita la Formación Guárico. La inestabilidad de la cuenca y su evolución origina los patrones estructurales (pliegues y fracturas), la presencia de bloques exóticos y de la secuencia de flujo turbidítico (Miembro Los Cajones de la Formación Guárico) finalmente el levantamiento progresivo de la Cordillera de la Costa, entre el Eoceno y el Mioceno, produjo el patrón de fallamientos (sobrecorrimientos, aloctonía de intervalos entrelazados o desplomados en la secuencia sedimentaria).
Correa C. José (1.982)  y Lugo L., Jairo (1,982)	Geología de una zona ubicada al norte de San Sebastián de Los Reyes (Edo. Aragua)	Se distinguen seis unidades informarles que contiene rocas meta-sedimentaria, meta-volcánicas y pequeños cuerpos de ultramáficas. Coincide la historia geológica descrita en el trabajo anterior se reconoce un evento metamórfico de alta P/T (facies de los esquistos azules) en el que se puede diferenciar el gradiente geotérmico. Las características estructurales evidencian, por lo menos, dos períodos de plegamiento y permiten identificar dos sistemas de fallas. Todo esto hace considerar la ocurrencia de dos procesos continuos de placas tectónicas: 1) subducción hacia el sur de una placa oceánica debajo de un arco volcánico, con fosa oceánica y complejo de subducción, asociada a la colisión de un micro-continente con un arco volcánico. 2) subducción de un antiguo arco con polaridad inversa relacionado con un segundo evento metamórfico de P/T intermedia.

TESIS AUTOR/AÑO	TITULO	OBSERVACIONES
Maguregui S. Jesús A. (1982)	Geología de una zona ubicada al este de villa de Cura. (Edo. Aragua)	Se identificaron siete unidades litológicas informales a saber: 1) Unidad de granofels (equivalente a la Formación Santa Isabel). 2) Unidad de meta-lavas piroxénicas (equivalente a la Formación El Carmen). 3) Unidad de meta-tobas (equivalente a las Formaciones El Caño y El Chino). 4) Unidad de filitas grafitosas mármoles y meta-conglomerados (equivalentes a la Formación Paracotos). 5) Unidad de ultramáficas y máficas asociadas. 6) Unidad de filitas grafitosas y meta-areniscas (equivalente a la Formación Tucutunemo). 7) Unidad de meta-lavas basálticas (equivalente al Miembro Los Naranjos de la Formación Tucutunemo). También se pudieron reconocer dos provincias metamórficas: a) septentrional (de P/T intermedia) y b) meridional (con incremento de la relación P/T de norte y sur) y dos periodos de deformación asociados a los procesos metamórficos. En su evolución geológico-tectónica el área pudo estar involucrada en dos procesos típicos de choque de placas:1)- El mas importante, relacionado con una subducción progresiva, con polaridad sur, de la litosfera oceánica debajo de un arco volcánico (metamorfismo de alta P/T y sutura). 2) Asociado con la génesis de una nueva zona de subducción, al sur del antiguo arco con polaridad norte (metamorfismo de P/T intermedia)
Rodríguez C Ingrid C (1982)  y  Serrano A. Manuel (1982 )	Geoquímica de las rocas de Villa de Cura al norte de San Juan de los Morros. (estado Aragua)  Geología de una zona situada al norte de San Juan de Los Morros. (Estado Aragua).	Los resultados del análisis de SiO <sub>2</sub> Fe total como Fe <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO, MgO, Na <sub>2</sub> O, K <sub>2</sub> O, TiO <sub>2</sub> , MnO y P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , indicaron que las rocas de esta unidad litológica presentan una composición química en el rango de los basaltos y, específicamente la variación de Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O en función de SiO <sub>2</sub> se señalo una afinidad de serie no alcalina; mientras que los cambios de SiO <sub>2</sub> , FeO y TiO <sub>2</sub> en función de la relación FeO/MgO apuntó hacia una serie magmática toleítica. Además, se detectó un enriquecimiento en potasio, posiblemente debido a la presencia de meta-tobas en los sedimentos o a que algunos esquistos no tienen antecesores. Esto permitió inferir una cordillera centro-oceánica como probable ambiente de origen para estas rocas. Se estableció la siguiente secuencia cronológica de eventos geológicos y tectónicos para el área de particular interés: 1) choque de dos cortezas oceánicas y desarrollo de una zona de subducción con polaridad sur, 2) formación de un arco volcánico inmaduro, 3) colisión de un micro-continente con el arco volcánico por consumo de la litosfera oceánica que los separaba y generación de una zona sutura.

TESIS AUTOR/AÑO	TITULO	OBSERVACIONES
Vizcarret V. Patxi J. (1982)	Geología de las cuencas de los ríos Apa y Macaira del parque nacional Guatopo (Estado Miranda)	Se definieron tres unidades litológicas informales: 1) complejo ultramáfico de Apa, 2) unidad de meta-tobas. 3) unidades esquistos y meta-tobas esquistosas. Se infiere por los caracteres petrográficos que las rocas han sido afectadas por un evento metamórfico de P/T intermedio (facies de los esquistos verdes). Por otra parte, las rocas muestran evidencias de haber sufrido dos periodos de plegamiento.
Aquino H. Rosa C. (1983)	Geología de una zona ubicada al sur de Tiara y este de San Sebastian. (Estado Aragua).	Se diferenciaron siete unidades litológicas informales: 1) unidad sedimentaria ( Formación Garrapata y el Miembro los Cajones de la Formación Guarico), 2) unidad de meta-aglomerados, meta-brechas piroclásticas y meta-tobas (Formación Tiara), 3) unidad de esquistos y granofels ( Formación Santa Isabel), 4) unidad de meta-lavas (Formación El Carmen), 5) unidad de meta-tobas (Formaciones El Chino y El Caño), 6) unidad de meta-sedimentarias (Formación Paracotos) y 7) unidad de meta-basaltos y meta-gabros (Loma de Hierro). La edad de la secuencia se estimó en Cretaceo Tardío-Paleoceno. La zona de estudio corresponde a un antiguo ambiente de subducción con polaridad N-S, el cual sufrió metamorfismo de alta relación P/T. Se reconocen dos periodos de plegamiento; con cuerda con Correa (1982), Lugo (1982), Maguregui (1982) y Serrano (1982)
Baduhin Z. Patrice M. (1983)	Estudio Geológico de la cuenca del río Taguaza. Parque Nacional Guatopo. (Estado Miranda)	Se agruparon las rocas de la región en seis unidades formales: 1) unidad de meta-conglomerados, meta-brechas piroclásticas y meta-tobas, 2) unidad de esquistos y granofels, 3) unidad de meta-lavas, 4) rocas intrusivas metamorfizadas, 5) unidad de meta-tobas y 6) unidad de meta-sedimentarias. La zona norte (que comprende las unidades 2,3,4,5 y 6) sufrió metamorfismo de bajo grado con alta relación P/T, a diferencia del sur (donde se ubica la unidad 1). Se concuerda con Lugo (1982), Correa (1982) y Aquino (1983) en que existe una discordancia entre las unidades 1 y 2 debido a las diferencias en las condiciones metamórficas a las que fueron sometidas las rocas que la constituyen. La región estudiada corresponde a una antigua zona de subducción con polaridad N-S y con posible actividad volcánica subacuática. En ella se reconocen dos periodos de plegamientos y se haya un patrón de fallas E-W que es desplazado por un segundo patrón N-S.

TESIS AUTOR/AÑO	TITULO	OBSERVACIONES
Rodríguez, Eduardo (1984)	Geología de una zona ubicada al oeste de San Casimiro (Edo. Aragua)	Se agruparon seis (6) unidades informales pertenecientes a la Formación Paracotos y al Grupo Villa de Cura y se delimitaron zonas metamórficas atendiendo a la mineralogía predominante, lo cual hizo posible determinar que la provincia septentrional fue sometida a un metamorfismo progresivo de muy bajo grado transicional al bajo grado. La provincia meridional, a su vez muestra evidencias de metamorfismo de muy bajo grado con variabilidad en la presión. La región corresponde a una antigua zona de subducción. La presencia de radiolarios (no identificados) en metatobas es indicativo de actividad volcánica sub-acuática en áreas relativamente profundas. En la zona de interés se reconocen dos (2) períodos de plegamiento superimpuestos. El primero de ellos de tipo isoclinal y el segundo de tipo abierto.
Chirinos, Alfredo  y Marquina Miguel (1987)	Estudio geológico de la región oriental de la faja de Villa de Cura.	Se identificaron las siguientes unidades litológicas informales de las rocas metamórficas: 1) unidad de meta-lavas, meta-tobas y meta-brechas (Formaciones Tiara y Dos Hermanas), 2) unidad de meta-tobas piroxénicas (Formaciones Tiara y Dos Hermanas), 3) Complejo de Apa y 4) unidad de esquistos y lavas, meta-tobas y granofels (Grupo Villa de Cura); y estas de rocas sedimentarias: 1) Caliza de Las Colonias (KT) , 2) Formación Garrapata (KT) , 3) Formación Río Aragua (KT) , Formación Ño Pedrote (KT) , Formación Juan Díaz (KT) ,6) Flysch de Guatopo (TP), 7) Formación El Guapo (TP), 8) Formación Aramina (T), y 9) Formación Caucagua (T). En las unidades metamórficas se pudo determinar un aumento progresivo de las condiciones de presión en dirección N-S; mientras que la unidad de meta-lavas, meta-tobas y granofels muestra un incremento de la temperatura a presión constante. Se determinaron dos períodos de plegamiento; así como sistemas de fallas de tipo de sobre-corrimento y de transcurrancia dextral.
Peraza, Juan F  Y Sanabria, María (1988)	Geología del extremo oriental de la faja de Villa de Cura: Región Panaquire-El Guapo (Estado Miranda)	Se han reconocido las unidades informales litológicas de rocas metamórficas mencionadas a continuación : 1) unidad de meta-tobas bandeadas y granofels y 2) Unidad de meta-tobas masivas (Villa de Cura sin diferenciar); y estas de rocas sedimentarias: 1) Unidad de lutitas y areniscas (Formación El Guapo), 2) Unidad de Calizas, areniscas y limolitas (Formación Ño Pedrote) , 3) Unidad de conglomerados y areniscas (Formación Río Aragua) y 4) unidad volcánico-sedimentaria (Formación Juan Díaz). Se determinaron dos periodos de plegamiento y se reconocieron tres sistemas de fallas: un corrimiento frontal, transcurrancias dextrales y sistemas menores de fallas. Es posible que en la zona ocurriera un proceso de subducción con polaridad sur durante el Cretácico y

<b>TESIS AUTOR/AÑO</b>	<b>TITULO</b>	<b>OBSERVACIONES</b>
Albertos de Y. María A. (1.989)	Estudio geológico de las secciones: Altagracia de Orituco-Agua Blanca y Gamelotal-San Fco. de Macaira (Edos. Guárico y Miranda). Análisis petrográfico y estadístico de la F. Guárico.	se generó un arco volcánico. Al cesar este proceso, las rocas del área experimentan metamorfismo y se forma una cuenca marginal (Flysch).  Se levantaron dos (2) secciones para determinar las relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades que afloran en el área de interés. Se concluye que las rocas metamórficas (Villa de Cura) y sedimentarias (Garrapata, Mucaria, Caliza de Las Colonias, Guárico, Peñas Blancas, Roblecito, Naricual y Quiamare) han sido afectadas por fallamiento inverso con polaridad sur y trasladadas desde su lugar de origen a la posición que ocupan actualmente. Las evidencias indican un acortamiento cortical y deformación debido al tipo de fallamiento y que los esfuerzos tuvieron dirección NNW-SSE. Además se propone que la fuente principal de sedimentos estuvo ubicada al norte. Por otra parte, se determinó que las Formaciones Garrapata y Guárico poseen una composición gradual que va desde arco maduro hasta orógeno reciclado.
Fournier, Herbert. (1999)	Estudio de los minerales de arcillas en la sección de Agua Blanca - Altagracia de Orituco. Estado Guarico y Miranda	Se utilizaron técnicas analíticas para la determinación de la cristalinidad y el grado de expansibilidad de la illita, la identificación de politipos de filosilicatos, la caracterización illita/esmectita, la composición de las cloritas y el parámetro $b_0$ de las micas blancas para estimar de manera semi-cuantitativa los valores de presión y el grado de metamorfismo. Se diferenciaron dos grandes grupos litológicos en la zona de interés. El primero es de naturaleza meta-igneas, está constituido por rocas pertenecientes a la Formación Las Hermanas (Villa de Cura) relacionada con un arco de islas volcánico en su génesis y sometida a las fascies de la prehnita-pumpellita y de los esquistos verdes. El segundo es de origen sedimentario y está compuesto principalmente por las formaciones Garrapata y Guárico. Determinándose que Garrapata es más feldespática y Guárico mas cuarzosa, ambas estuvieron sometidas a presiones bajas a intermedias y afectadas por un estado de diagénesis profunda entre 100° y 200° C. Luego sufrieron un estado de metamorfismo incipiente (anchimetamorfismo) que alcanzó de 200° C a 300° C, el cual se asocia al acortamiento cortical que sufrió la cuenca como resultado del emplazamiento de los diversos elementos de la cordillera de la costa.



- 1 - Ostos, Marino (1.977)
- 2 - Socorro, Hely (1.978)
- 3 - Berroterán, Angel (1.982)
- 4 - Correa, José y Lugo, Jairo (1.982)
- 5 - maguiregui, Jesús (1.982)
- 6 - Rodríguez, Ingrid (1.982)
- 7 - Serrano, Manuel (1.982)
- 8 - Vizcarret, Patxi (1.982)
- 9 - Aquino, Rosa (1.983)
- 10 - Baduhin, Patrice (1.983)
- 11 - Rodríguez, Eduardo (1.984)
- 12 - Chrinos, A. y Marquina, M. (1.987)
- 13 - Peraza, Juan y Sanabria, María (1.988)
- 14 - Albertos de Y., María A. (1.989)
- 15 - Fournier, Herbert (1.999)

Figura 102. Mapa de ubicación de las zonas de trabajo dentro del área de estudio de Tesis de Grado de la UCV (Período: 1.977-1999)

#### Anexo 4. Secciones, mapas, perfiles y columnas estratigráficas.

##### Secciones o poligonales a escala 1:2.500:

- Parque Nacional Guatopo
- Quebrada Taguacita
- Quebrada El Ingenio

##### Mapas Geológicos:

- Ipate- San Francisco de Macaira Escala 1:50.000)
- Guatopo- Altagracia de Orituco- Lezama (Escala 1:100.000)
- Río Memo. (Escala 1:50.000)
- Río Taguay. (Escala 1: 50.000)
- Camatagua- Valle Morín- Los Manires. (Escala 1:50.000)
- San Sebastián- San Juan de Los Morros. (Escala 1:50.000)
- 

##### Columnas estratigráficas generales:

- Guatopo- Altagracia de Orituco- Lezama
- Río Taguay
- Camatagua- Valle Morín- Los Manires
- San Sebastián- San Juan de Los Morros

##### Perfiles Geológicos