

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **GEOLOGÍA DE LA REGIÓN TINAQUILLO-CACHINCHE- CHAPARROTE, ESTADOS COJEDES, CARABOBO Y GUÁRICO**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo  
Por el Br. Núñez G. Sergio G.

Caracas, Julio de 2015

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **GEOLOGÍA DE LA REGIÓN TINAQUILLO-CACHINCHE- CHAPARROTE, ESTADOS COJEDES, CARABOBO Y GUÁRICO**

**TUTOR:** Dr. Franco URBANI

**TUTOR INDUSTRIAL:** Ing. Alí GÓMEZ

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo  
Por el Br. NÚÑEZ G. Sergio G.

Caracas, Julio de 2015

*A mis padres*

*Porque son mi ejemplo a seguir*

*A mis hermanas*

*Porque son parte de mi vida*

*A Sara García*

*Por ser mi apoyo incondicional, mi vida, mi día,*

*mi noche, mi sol y estrellas...*

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres, Miriam Goyo de Núñez y Sergio Núñez por darme mucho cariño, amor y apoyo que me permitiera seguir adelante con este Trabajo Especial de Grado independientemente de la circunstancia. Además por toda esa hermosa crianza y enseñanza que adorna mi vida desde mi niñez y me servirá de ejemplo a seguir para mis futuros hijos ¡¡¡Los amo con todo mi corazón!!!

De igual modo, a todos mis familiares con los que he compartido buenos momentos, en especial a mis hermanas Samay, Mirse y Sermey que son las tres margaritas que resaltan en el jardín de mi aposento. A mis mejores amigos, Kevin, Sharvin, Jesús, Daglier y Rosmar con los que he entablado una gran amistad desde mi adolescencia.

Asimismo, a Sara García, por ser mi mejor amiga, novia, inspiración y apoyo, siendo la mujer que hace que mi corazón salte de alegría cada vez que me cautiva con su presencia, mirada y sonrisa. Eres mi razón de ser, la mujer de mis ojos y futura madre de mis hijos... ¡¡¡Te quiero, ti voglio bene, love ya mor!!!

De igual manera, a la UCV, mi alma mater, por formarme y convertirme en lo que soy. A FUNVISIS, la fundación que me apoyo en la ejecución de esta tesis. Al profesor Urbani por todo el conocimiento adquirido, por ser mi tutor y permitirme contribuir con su proyecto.

A mis profesores y compañeros y excompañeros de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, en especial a los involucrados en el proyecto LOCTI: Ana, Karen, Rosbeidy, Pedrimar y Renier.

NÚÑEZ G. SERGIO G.

## **GEOLOGÍA DE LA REGIÓN TINAQUILLO-CACHINCHE- CHAPARROTE, ESTADOS COJEDES, CARABOBO Y GUÁRICO**

**Tutor: Dr. Franco Urbani. Tesis, Caracas UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela  
de Geología, Minas y Geofísica. 2015, p. 207**

**Palabras clave:** Fajas, terrenos, Filita de Tucutunemo, Complejo El Tinaco, Loma de Hierro, cianita, Gneis de La Aguadita, Peridotita de Tinaquillo, cartografía geológica.

**Resumen:** La zona de estudio está situada en la Serranía del Interior, abarcando las localidades de Tinaquillo, Cachinche y Chaparrote, en los estados Cojedes, Carabobo y Guárico y abarca un área de 2020 km<sup>2</sup>. Este trabajo se basa en el estudio geológico de dicha zona, con énfasis en la cartografía geológica de los diversos terrenos que la comprenden. Para lograr este objetivo, fue fundamental realizar una compilación de trabajos y mapas geológicos previos, efectuar el análisis petrográfico de las muestras colectadas en campo, elaborar 16 mapas geológicos a escala 1:25000 y un mapa general a escala 1:100.000 de acuerdo con el cuadrículado del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB).

En general, el área consta de cinco fajas tectónicas, desde el Neoproterozoico hasta el Eoceno: Faja Caucagua-El Tinaco, donde se encuentra el terreno Tinaco-Tucutunemo, Faja Loma de Hierro, representada por los terrenos Loma de Hierro y Paracotos, Faja Villa de Cura, dividida en los terrenos Villa de Cura y San Sebastián, Faja Caracas, con parte del terreno Las Mercedes y la Faja Piemontina, constituida por la Napa Piemontina y el Olistostromo de Platillón. Estas fajas están separadas entre sí por corrimientos, que abarcan una gran extensión con un rumbo NE.

Los terrenos Tinaco-Tucutunemo y Loma de Hierro fueron los más estudiados en este trabajo. En el estudio de campo se extrajeron muestras del Gneis de La Aguadita, la Peridotita de Tinaquillo, Filita de Tucutunemo, Complejo El Tinaco y las rocas metavolcanosedimentarias de Boca de oro que cubren al Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro. En base a esto, una vez realizados los mapas y las secciones geológicas, se integró esta información junto con los autores previos para obtener la historia geológica de la zona de estudio.

Para comenzar la historia geológica, es necesario mencionar que en este trabajo se considera a la Peridotita de Tinaquillo como parte del manto subcontinental de Suramérica, encontrándose por debajo de la discontinuidad de Mohorovic que representa el límite con la zona basal del Gneis de La Aguadita, perteneciente a la corteza continental inferior. El Gneis de La Aguadita posee una Zona de Inyección intrusionada por varios cuerpos de trondjemita.

En el Paleozoico se depositó el protolito del Esquisto de Tinapú que está en contacto tectónico con el Gneis de La Aguadita. A su vez pudo ocurrir un proceso de expansión retro-arco que junto con un vulcanismo generara la subunidad volcánica de la Filita de Tucutunemo y suprayacente a ésta ocurrió la depositación de rocas sedimentarias de ambiente plataformal.

Durante el Cretácico Temprano, después de la ruptura de Pangea que generó el proto-caribe en el Jurásico, se formó parte de las rocas metavolcanosedimentarias que cubren al terreno Tinaco-Tucutunemo y a su vez, geográficamente separado se generan las rocas de la Faja de Villa de Cura, como parte del arco de islas del Caribe (Terreno Villa de Cura). Para el Cretácico Tardío, el arco de islas avanzaba en sentido este-sureste, las rocas del terreno Villa de Cura se metamorfizaron a una AP/BT y suprayacente a las mismas se formó el terreno San Sebastián como el frente del arco metamorfizado a la facie prehnita-pumpellita. De igual manera se originaron las rocas metavolcanosedimentarias de Boca de Oro que cubren a la Ofiolita de Loma de Hierro y separadamente depósitos turbidíticos (Terreno Paracotos) en la esquina noroeste de la Placa de Suramérica.

Por otra parte, en el margen pasivo del norte de Suramérica, se originó el protolito del Terreno Las Mercedes, iniciándose la transgresión del Cretácico de este a oeste, junto con la Formación Mucaria. En el Maastrichtiense, ocurrió una regresión, comenzando con la deposición de la Formación Guárico, en contacto de transición con la Formación Mucaria.

En el Paleoceno, comenzó el cabalgamiento sobre el margen septentrional del talud, emplazándose el prisma de acreción del arco volcánico, representado por el Olistostromo de Platillón. Posteriormente, debido a la colisión oblicua de la placa del Caribe, ocurrió un evento mayor de apilamiento de napas, que comenzó en el Eoceno medio en el oeste de Venezuela, migrando diacrónicamente hacia el este.

Por último entre el Mioceno-Holoceno toda la región se vio afectada por fallamiento transcurrente dextral, formando regiones en régimen transpresivo que permitió un proceso de exhumación, evento que actualmente sigue ocurriendo.

# ÍNDICE

	Pág.
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Ubicación del área de estudio	2
1.3. Planteamiento del problema	3
1.4. Justificación	3
1.5. Alcance	3
1.6. Objetivos	4
1.6.1. Objetivo general	4
1.6.2. Objetivos específicos	4
1.7. Antecedentes	4
1.8. Marco metodológico	8
<b>2. GEOLOGÍA REGIONAL</b>	9
2.1. Generalidades	9
2.2. Unidades geológicas de la zona de estudio	15
2.3. Tectono-estratigrafía	24
<b>3. GEOLOGÍA LOCAL</b>	28
3.1. Generalidades	28
3.2. Cartografía geológica	28
3.2.1. Terrenos Tinaco-Tucutunemo Las Mercedes	31
3.2.2. Terrenos Loma de Hierro y Paracotos	31
3.2.3. Terrenos Villa de Cura y San Sebastián	32
3.2.4. Olistostromo de Platillón y Napa Piemontina	32
3.3. Unidades geológicas	33
3.3.1 Terreno Tinaco-Tucutunemo	34
3.3.1.1. Peridotita de Tinaquillo	34
3.3.1.2. Gneis de La Aguadita	42
3.3.1.3. Metatrondjemita de La Gloria	49
3.3.1.4. Complejo El Tinaco	52
3.3.1.5. Filita de Tucutunemo	58

3.3.1.6.	Apófisis y diques de hornblendita	60
3.3.1.7.	Diques de basalto	63
3.3.1.8.	Formación Mamonal	66
3.3.2.	Terreno Loma de Hierro	72
3.3.2.1	Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro	72
3.3.2.2	Serpentinita de Peñas Negras	74
3.3.2.3	Serpentinita de El Chupón	75
3.3.3	Terreno Paracotos	80
3.3.3.1	Filita de Paracotos	80
3.3.4	Terreno San Sebastián	83
3.3.4.1	Gabro de Cantagallo	83
3.3.4.2	Lava de Las Hermanas	85
3.3.5	Terreno Las Mercedes	89
3.3.5.1	Esquisto de Las Mercedes	89
3.3.6	Napa Piemontina	89
3.3.6.1	Formación Guárico	89
3.4	Geología estructural local	91
3.4.1	Introducción	91
3.4.2	Fallas al norte de la región	91
3.4.2	Fallas al sur de la región	92
3.4.3	Fallas y estructuras menores al sur de la región	93
<b>4.</b>	<b>INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES</b>	<b>95</b>
4.1	Interpretaciones cartográficas	95
4.2	Interpretaciones litológicas y petrográficas	98
4.3.	Interpretaciones estructurales	106
4.4	Historia geológica	109
<b>5.</b>	<b>SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	<b>117</b>
5.1	Sumario y Conclusiones	117
5.2	Recomendaciones	119
<b>6.</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>121</b>
	<b>APENDICE A: MARCO METODOLÓGICO</b>	<b>127</b>
	<b>APÉNDICE B: GEOGRAFÍA FÍSICA</b>	<b>132</b>
	<b>APÉNDICE C: CLASIFICACIONES UTILIZADAS DE ROCAS</b>	<b>145</b>



<b>APÉNDICE D: SÍNTESIS DE OBSERVACIONES DE CAMPO,</b>	
<b>DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO Y PETROGRAFÍA</b>	161
<b>ANEXOS</b>	190

## ÍNDICE DE TABLAS

	Pág
TABLA 2.1. Subdivisión de la Cordillera de la Costa. Tomado y modificado de URBANI (2015)	10
TABLA 2.2. Distribución de fajas, terrenos y unidades geológicas	14
TABLA 2.3. Unidades geológicas del Olistostromo de Platillón	15
TABLA 2.4. Unidades geológicas de la Napa Piemontina	16
TABLA 2.5. Unidades geológicas del terreno Las Mercedes, correspondiente a la Faja Caracas	16
TABLA 2.6. Unidades geológicas de la Faja de Villa de Cura	17
TABLA 2.7. Unidades geológicas de la Faja de Loma de Hierro	18
TABLA 2.8. Unidades geológicas de la Faja Caucagua-El Tinaco	19
TABLA 3.1. Terrenos alóctonos y sus respectivas unidades geológicas que afloran en la zona de estudio	29
TABLA 3.2. Unidades para autóctonas de la zona de estudio	30
TABLA 3.3. Unidades cuaternarias basadas en COPLANARH (1974)	30
TABLA 3.4. Extensión en km <sup>2</sup> de las fajas y terrenos presentes en la zona de estudio	30
TABLA 3.5. Nomenclaturas utilizadas en el análisis petrográfico	33
TABLA 3.6. Muestras de mano tomadas en la Peridotita de Tinaquillo	34
TABLA 3.7. Componentes mineralógicos (%) de la ultramilona. Muestra Co-14-243A	36
TABLA 3.8. Componentes mineralógicos (%) de la ultramilona. Muestra Co-14-243B	37
TABLA 3.9. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-243A	39
TABLA. 3.10. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-243B	39
TABLA 3.11. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-244A	40
TABLA 3.12. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-244B	41

TABLA 3.13. Muestras correspondientes al Gneis de La Aguadita	42
TABLA 3.14. Componentes principales (%) de las muestras del Gneis de La Aguadita	49
TABLA 3.15. Muestra de la Metatrandjemita de La Gloria	50
TABLA 3.16. Minerales presentes (%) en la muestra Co-14-236	51
TABLA 3.17. Muestras del Complejo El Tinaco	52
TABLA 3.18. Componentes (%) de la meta-brecha cianítica. muestra Co-14-240	56
TABLA 3.19. Componentes mineralógicos (%) de las muestras del Complejo El Tinaco	57
TABLA 3.20. Muestras de la Filita de Tucutunemo	59
TABLA 3.21. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-239	60
TABLA 3.22. Muestras de Apófisis y diques de hornblendita	61
TABLA 3.23. Componentes mineralógicos (%) de las muestras de Apófisis y diques de hornblendita	63
TABLA 3.24. Recolección de muestras de Dique de basalto	64
TABLA 3.25. Composición porcentual de los minerales presentes en la muestra Co-14-226B	65
TABLA 3.26. Muestras extraídas en campo correspondientes a la Formación Mamonal	67
TABLA 3.27. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-234	70
TABLA 3.28. Componentes principales (%) de la muestra Co-14-237	71
TABLA 3.29. Componentes mineralógicos de la muestra Co-14-237	71
TABLA 3.30. Muestras de Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro	72
TABLA 3.31. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-211	73
TABLA 3.32. Muestras de la Serpentinita de Peñas Negras	75
TABLA 3.33. Muestras de la Serpertinita de El Chupón	76

TABLA 3.34. Componentes mineralógicos (%) de las muestras de la Serpentinita de El Chupón	80
TABLA 3.35. Muestras de la Filita de Paracotos	80
TABLA 3.36. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-212A	83
TABLA 3.37. Muestras extraídas en campo correspondientes al Gabro de Cantagallo	83
TABLA 3.38. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-207B	85
TABLA 3.39. Muestras de la Lava de Las Hermanas	86
TABLA 3.40. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-208B	88
TABLA 4.1. Origen de las unidades geológicas	103

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura. 1.1. Ubicación de la zona de estudio	2
Figura. 1.2. Área de estudio en DEM (Tomado y modificado de la data ASTER 2009), con una resolución de 30 m.	2
Figura. 2.1. Subdivisión geográfica del norte de Venezuela utilizada en URBANI (2015): 1: Falcón, 2: Serranías de Bobare y Aroa. 3: Parte noreste de los Andes de Mérida con rocas de dominio Caribe, 4: Macizos de Yumare. 5: Serranía del Litoral, 6: Serranía del Interior, 7: Barlovento.	9
Figura. 2.2. Fajas Tectónicas de la cadena del caribe según BELL (1966). Adaptado de BECK (1985).	13
Figura. 2.3. Origen de los terrenos más antiguos de la zona de estudio desde el Albiense al Paleoceno tardío. Tomado de WRIGHT & WYLD (2011) en URBANI (2012)	25
Figura. 2.4. Colisión de la Placa Caribe y Sudamérica. Adaptado de PINDELL <i>et al.</i> (2005)	26
Figura. 2.5. Relación bioestratigráfica de la Napa Piemontina y el Olistostromo de Platillón, entre los estados Portuguesa y Cojedes. Adaptado de MACSOTAY <i>et al.</i> (1995)	27
Figura. 3.1. Punto Co-14-243. Afloramiento de la Peridotita de Tinaquillo	35
Figura. 3.2. Punto Co-14-244. Vetas de ópalo en la Peridotita de Tinaquillo meteorizada	36
Figura. 3.3. Ultramilonita. Muestra Co-14-243 A. Porfidoclasto de olivino en NP (A) y NC (B), ortopiroxeno con clivaje residual (C) y cristal de magnetita con doble corona de clorita (D)	37
Figura. 3.4. Ultramilonita. Muestra Co-14-243 B. Banda de clorita en donde en la parte superior se observa un porfidoclasto en NP (A) y NC (B). Banda de magnetita en NP (C) y NC (D)	38
Figura. 3.5. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-243A	39
Figura. 3.6. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-243B	40
Figura. 3.7. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-244A	41
Figura. 3.8. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-244B	41

Figura. 3.9.	Punto Co-14-200. Sector estudiado en el río Tinapú, en donde aflora el Gneis de La Aguadita. A. Vista general del afloramiento B. Lugar donde se extrajo la muestra Co-14-200	43
Figura. 3.10	Punto Co-14-202. Afloramiento del Gneis de La Aguadita en plena carretera	43
Figura. 3.11.	Punto Co-14-203. Roca foliada grafitosa en plena carretera, en la Zona de inyección del Gneis de La Aguadita	44
Figura. 3.12.	Punto Co-14-224. Sector en el río Aragüita. Gneis de La Aguadita. Zona de inyección. A. Afloramiento del Gneis en pleno Río Aragüita. B. Detalle de la foliación y las fracturas de la roca	45
Figura. 3.13.	Punto Co-14-227. Perforación en el Gneis de La Aguadita. Zona de inyección	45
Figura. 3.14.	Punto Co-14-229. Gneis en la quebrada La Horqueta, perteneciente a la Zona de inyección del Gneis de La Aguadita	46
Figura. 3.15.	Esquisto plagioclásico-cuarzo-hornbléndico. Muestra Co-14-200. Vista general de la sección, NP (A) y NC (B) y Maclado tipo periclínico (C)	47
Figura. 3.16.	Gneis plagioclásico. Muestra Co-14-202. Porfidoblasto alterado en NP (A) y NC (B). Vista general de la muestra en NC (C) y cristales de clorita de color anómalo marrón y azul con cristales de prehnita en NC (D)	48
Figura. 3.17.	Gneis cuarzo-plagioclásico-biotítico-hornbléndico. Muestra Co-14-229. Vista general de los componentes mineralógicos en NP (A) y NC (B). Cristales pseudo hexagonales de hornblenda (C). Textura mimerquítica (D)	49
Figura. 3.18.	Punto Co-14-236. Afloramiento de meta-trondjemita de La Gloria. A. Cuerpo aflorando cerca de una quebrada. B. Vista cercana	50
Figura. 3.19.	Trondjemita protocataclástica. Muestra Co-14-236. A. Fragmentos de plagioclasas zonadas y matriz de cuarzo. B. Textura mimerquítica y cristal de hornblenda alterada a clorita. C. Fragmentos de cuarzo y plagioclasas y matriz de cuarzo y microclino	51
Figura. 3.20.	Punto Co-14-240 Bloque extraído para muestra de mano, del esquisto cianítico	52
Figura. 3.21.	Punto Ca-14-245. Zona estudiada en la Quebrada El Naipe. Complejo El Tinaco sin diferenciar. A. Vista del afloramiento estudiado. B. Detalle de la roca estudiada. C. Esquisto deformado. D. Pliegue isoclinal	54

Figura. 3.22.	Punto Ca-14-246. Sector 2 de la quebrada El Naipe. Complejo El Tinaco. Gneis. A. Sector estudiado. B. Foliación del esquistos	55
Figura. 3.23.	Metabrecha cianítica. Muestra Co-14-240 A. Vista de todos los componentes mineralógicos en NP. B. Misma vista en NC. C. Fragmentos de meta-chert. D. Cristales de cianítica con maclado simple	56
Figura. 3.24.	Esquistos muscovítico-cuarzo-granatífero. Muestra Ca-14-245A. La misma muestra un Porfidoblasto de granate formando augen en NP (A) y NP (B), y Crenulación, vista en NP (C) y NC (D)	57
Figura. 3.25.	Esquistos cuarzo-muscovítico-granatífero-cianítico. Muestra Ca-14-246. En la figura se observa n porfidoblastos de cianita y granate en NP (A) y NC (B) y un cristal de cianita con corona de sericita en NP (C) y NC (D)	58
Figura. 3.26.	Punto Co-14-239. Gran cuerpo de mármol hacia el tope de la fila El Cocuy, sitio donde aflora la Filita de Tucutunemo	59
Figura. 3.27.	Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-239	60
Figura. 3.28.	Punto Co-14-201. Contacto entre el Dique de hornblendita y el Gneis de La Aguadita	61
Figura. 3.29.	Punto Co-14-225. Vista de la quebrada El Jobal, lugar en donde aflora la apófisis de diorita.	62
Figura. 3.30.	Hornblendita. Muestra Co-14-201. Vista general en NP (A) y NC (B)	62
Figura. 3.31.	Hornblendita con clorita intersticial. Muestra Co-14-225B. NP (A) y NC (B)	63
Figura. 3.32.	Punto Co-14-226. Contacto de dos rocas con características texturales y mineralógicas diferentes	64
Figura. 3.33.	Microgabro. Muestra Co-14-226B. Mineral de la serie tremolita-actinolita en el centro, NP (A) y NC (B). Plagioclasa totalmente alterada a epidoto, NP (C) y NC (D)	66
Figura. 3.34.	Punto Co-14-234. Roca volcánica en el Cerro Pílancones. A. Vista del afloramiento. B. Acercamiento del afloramiento	67
Figura. 3.35.	Punto Co-14-235. Conglomerado en el Cerro Pílancones. A. Vista del cuerpo. B. Detalle de los clastos	68
Figura. 3.36.	Punto Co-14-237. Formación Mamonal. A. Vista de una pequeña loma. B. Acercamiento de la misma	69
Figura. 3.37.	Punto Co-14-238. Afloramiento de filita en la Formación Mamonal. A. Afloramiento al borde de la carretera. B. Acercamiento de la	69

	filita en donde se detalla su foliación	
Figura. 3.38.	Metalava basáltica. Muestra Co-14-234. Amígdalas de clorita y calcita en NP (A) y NC (B). Vetas de cuarzo y calcita (C y D)	70
Figura. 3.39.	Metarenisca feldespática. Muestra Co-14-237. A. Plagioclasa prehnitizada. B. Cristales de prehnita. C. Cristales de biotita. D. Granos de cuarzo monocristalino y plagioclasas alteradas a epidoto y fragmentos volcánicos	71
Figura 3.40.	Punto Co-14-211. Rocas foliadas en la quebrada Mamonal, perteneciente a Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro. A. Vista general de las rocas. B. Detalle de la foliación	73
Figura 3.41.	Metagabro. Muestra Co-14-211. Componentes mineralógicas en NP (A) y NC (B). Mineral de la serie tremolita-actinolita en NC (C) y porfidoclasto de mineral alterado a clorita y tremolita-actinolita (D)	74
Figura 3.42.	Punto Co-14-214. Serpentinita de Peñas Negras. A. Afloramiento en la carretera. B. Acercamiento	75
Figura 3.43.	Punto Co-14-205. Serpentinita de El Chupón en Los Placeres. A. Afloramiento de la serpentinita. B. Roca de textura brechada	77
Figura 3.44.	Punto Co-14-231. Serpentinita de El Chupón en La Yagüita. A. Zona de la antigua cantera. B. Gran bloque de serpentina.	78
Figura 3.45.	Lherzolita. Muestra Co-14-205B. A. Componentes mineralógicos. B. Enstatita con espinas de pescado. C. Clinopiroxeno alterado. D. Vetas de crisotilo. Todas las imágenes son en NC	79
Figura 3.46.	Metaclinopiroxenita. Muestra Co-14-205B. Cristales de clinopiroxeno en una matriz de minerales de alteración hidrotermal, vista en NP (A) y NC (B).	80
Figura 3.47.	Punto Co-14-212. Filita de Paracotos. Secuencia turbidítica metamorfizada en el lado superior derecho, y bloque de olistolito en la parte inferior central	81
Figura 3.48.	Punto Co-14-206. Secuencia de areniscas en Filita de Paracotos	82
Figura 3.49.	Grauvaca lítica. Muestra Co-14-212A. Fractura de cuarzo en NP (A) y NC (B)	83
Figura 3.50.	Punto Co-14-207. Gabro de Cantagallo en la Quebrada Chaparrote. A. Vista de algunas rocas en la quebrada. B. Acercamiento de dichos bloques. C. Muestra del dique de basalto en el gabro	84



Figura 3.51.	Gabro hornbléndico. Muestra Co-14-207B. Veta de prehnita en NP (A) y NC (B)	85
Figura 3.52.	Punto Co-14-208. Lava de Las Hermanas aflorando entre la intersección de la carretera vía Chaparrote y el río Camove. A. Vista general de la zona de estudio. B. Dique intersectando a su roca caja	86
Figura 3.53.	Punto Co-14-209. Lava de Las Hermanas en el río Camove. A. Rocas a lo largo del río. B. Espejo de falla. C. Roca de textura afanítica con vetas de calcita. D. Chert en la roca volcánica	87
Figura 3.54.	Microgabro. Muestra Co-14-208B. Componentes mineralógicos, vista en NP (A) y NC (B). Veta de prehnita y cuarzo, vista en NP (C) y NC (D)	88
Figura 3.55.	Punto Co-14-241. Esquisto de Las Mercedes. A. Afloramiento cerca de la carretera. B. Detalle de la foliación del esquisto	89
Figura 3.56.	Punto Co-14-206. Formación Guárico. Capas de arenisca con espesores de unos 20 cm aproximadamente, intercalada con pequeñas capas de lutita	90
Figura 3.57.	Punto Co-14-210. Formación Guárico. A. Perspectiva general del afloramiento. B. Intercalación de areniscas y lutitas. C. Fracturas en arenisca	90
Figura 3.58.	DEM de 30 m de la zona de estudio y cortes geológicos. A. Fallas y corrimientos de la zona sur. B. Pliegues volcados. C, D y E. Cortes geológicos de la zona suroeste de la región. Modificados de BLIN (1989)	94
Figura 4.1.	Posible localización de la muestra Co-14-237 en el arco magmático. Modificado de DICKINSON & SUCZEK (1979).	101
Figura 4.2.	Distribución de Fajas y Terrenos en la zona de estudio	108
Figura 4.3.	Ruptura de Pangea que generó el Proto-caribe en el Jurásico. PINDELL <i>et al.</i> (2005)	110
Figura 4.4.	Peridotita de Tinaquillo durante el Jurásico. Modificado de MUKASA <i>et al.</i> (2007).	110
Figura 4.5.	Peridotita de Tinaquillo durante el Cretácico. Modificado de MUKASA <i>et al.</i> (2007)	111
Figura 4.6.	Inicio de la colisión de la Placa Caribe con Suramérica durante el Campaniense. Modificado de PINDELL <i>et al.</i> (2005).	112

Figura 4.7.	Colisión Placa de Caribe-Sudamérica entre el Paleoceno tardío-Eoceno medio. Modificado de PINDELL <i>et al.</i> (2005)	114
Figura 4.8.	Colisión Placa de Caribe-Sudamérica, durante el Oligoceno temprano. Modificado de PINDELL <i>et al.</i> (2005).	115
Figura 4.9.	Interacción de la Placa Caribe y Placa Sudamérica actualmente. Tomado de PINDELL <i>et al.</i> (2005)	116

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. GENERALIDADES

El presente Trabajo Especial de Grado (T.E.G) forma parte del Proyecto LOCTI (2012002253, Investigaciones geológicas en la región norte de Venezuela), otorgado a la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) y desarrollado con tesis de la Ilustre Universidad Central de Venezuela (UCV).

Este T.E.G es importante debido a la insuficiencia de una base de datos geológica a escala 1:25.000, para tener un sistema de información que permita organizar y caracterizar de una manera más sencilla la geología de una determinada región. De este modo, se aprovechará de una mejor manera la zona para otros fines, tales como económicos y sociales.

Así, el presente trabajo brindará observaciones y aportes en cuanto a datos geológicos se refiere, corroborando y/o actualizando estudios ya efectuados en la región Tinaquillo-Cachinche-Chaparrote, entre los estados Cojedes, Carabobo y Guárico de acuerdo a diversos autores. Adicionalmente, podrá ser usado en otras disciplinas como la minería, construcción civil, etc.

Este trabajo se enfocará en el estudio geológico de la zona Tinaquillo-Cachinche-Chaparrote. Para lograr este fin, será necesaria la integración de 16 mapas geológicos a escala 1:25.000 para generar un mapa geológico síntesis a escala 1:100.000. Todo esto, a partir de la integración de la información bibliográfica que se disponga de la zona, y el trabajo de campo propio que se llevará a cabo. De esta manera, se podrá obtener un estudio tectono-estratigráfico de la región según las unidades geológicas que la conforman y se propondrá una interpretación tectónica que pueda explicar de manera actualizada su distribución espacial.

## 1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio está ubicada en el área nor-central de Venezuela, comprende una parte norte del estado Cojedes, en las cercanías de Tinaquillo, la parte suroccidental del estado Carabobo, en donde se encuentra el Embalse de Cachinche y un sector noroccidental del estado Guárico, a unos 50 Km de distancia de Cachinche, generando el polígono mostrado en las Figuras 1.1 y 1.2, cuyas coordenadas son:

- Coordenadas Oeste:  $67^{\circ}52'30''$ –  $68^{\circ}22'30''$
- Coordenadas Norte:  $9^{\circ}40'00''$  –  $10^{\circ}00'00''$

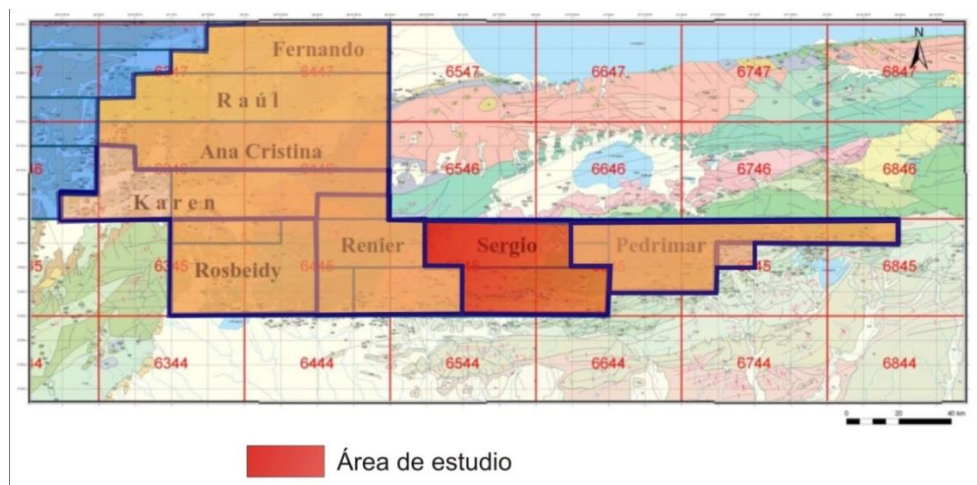


Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio.

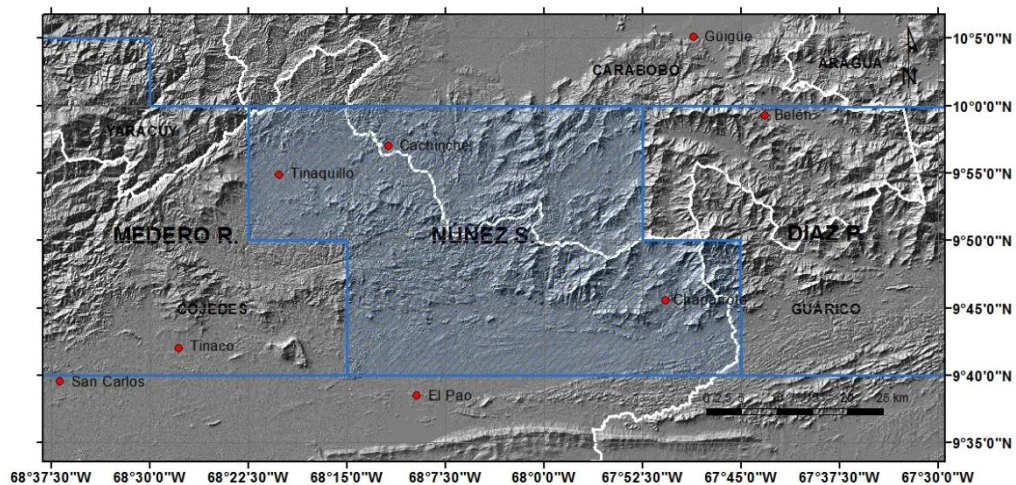


Figura 1.2. Área de estudio en DEM (Tomado y modificado de la data ASTER 2009), con una resolución de 30 m.

El área además consta de 16 hojas cartográficas a escala 1:25.000 y abarca 2.020 km<sup>2</sup>.

### **1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

Este T.E.G es necesario ya que no hay mapas geológicos a escala 1:25.000 actualizados en la zona de estudio, lo que representa una dificultad para las investigaciones geológicas en la región norte de Venezuela, teniendo repercusiones en otros campos como la construcción, de obras de infraestructura que requieran de una base de datos geológica que pueda ser aprovechada en futuros trabajos que se ejecuten en la región.

### **1.4. JUSTIFICACIÓN**

En general, este proyecto se quiere realizar para hacer nuevos mapas geológicos a escala 1:25.000 en la zona de estudio. De esta manera se contribuirá con la actualización de diversos datos geológicos que actualmente son insuficientes. Los mapas que en este momento se tienen en su mayoría son de los 60' y 70' e incluyen información que debe ser revisada con detenimiento, por esta razón, el uso de nuevas herramientas como ArcGis permitirán almacenar toda la información, de tal manera que pueda ser revisada en cualquier momento.

### **1.5. ALCANCE**

El producto final del Trabajo Especial de Grado, será la obtención de 16 mapas geológicos a escala 1:25.000 y un mapa geológico generalizado a escala 1:100.000, que servirán para enriquecer el material bibliográfico del sector estudiado, conjuntamente con un informe o memoria descriptiva que reúna todas las facetas de la geología de la región.

## 1.6. OBJETIVOS

### 1.6.1. OBJETIVO GENERAL

Efectuar el estudio geológico de la región Tinaquillo-Cachinche, estados Cojedes, Carabobo y Guárico, con énfasis en la cartografía geológica de la zona.

### 1.6.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar una compilación y simplificación de la información de la literatura, y una recolección de datos en el campo, para obtener una actualización de la caracterización de las unidades geológicas y la cartografía geológica de la región.
- Efectuar el análisis petrográfico de las muestras recolectadas en la zona de estudio, con el propósito de mejorar la caracterización de las unidades litológicas que allí se encuentran.
- Elaborar el mapa geológico a escala 1:25.000 de un sector noreste del estado Cojedes, suroccidental del estado Carabobo y noroccidental del estado Guárico, a partir de la integración cartográfica de mapas geológicos de la zona publicados anteriormente y las observaciones propias. En total corresponde a 16 hojas según el cuadrulado del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar.
- Integrar la información de los mapas geológicos a escala 1:25.000 en un mapa de síntesis a escala 1:100.000.

## 1.7. ANTECEDENTES

A continuación se presentará de manera breve y en orden cronológico, los trabajos efectuados en el área de estudio:

RENZ & SHORT (1960) realizan una comparación entre la secuencia de la zona comprendida entre San Carlos y Acarigua y otra que aflora entre San Carlos y El Pao,

elaborando una historia geológica que trata de explicar el origen de las rocas que afloran en la región. Describieron y cartografiaron las Formaciones Cojedes, Mucaria, Guárico y Querecual, y el Complejo El Tinaco.

MACKENZIE (1960) estudia y cartografía la Peridotita de Tinaquillo, determinando que su origen es de tipo alpino, intrusionando la roca caja en forma de sill. Además describe el corrimiento de Manrique hacia el noroeste y aluviones que cubren la Peridotita al este.

MENÉNDEZ (1965) lleva a cabo un estudio geológico en el área de El Tinaco (área nor-central del estado Cojedes) para determinar las fases evolutivas que llevaron a la formación de un sistema montañoso tipo Alpino. En esa obra, se estudió y cartografió de manera más detallada el Complejo El Tinaco (Esquisto de Tinapú y Gneis de La Aguadita), la intrusión de Trondjemita, las Formaciones Pilancones, Paracotos, Las Placitas, Tucutunemo y Garrapata.

OXBURGH (1965) efectúa un estudio geológico de unos 1.700 km<sup>2</sup> de una zona que comprende la parte oriental y nor-oriental de Carabobo y Cojedes. En este trabajo cartografió y describió diversas unidades geológicas como la Formación Las Mercedes y Tucutunemo, Formación Aragüita, Formación Paractos y Grupo Villa de Cura y Formación Las Hermanas.

JARVIS (1966) cartografió 1.000 km<sup>2</sup> al suroeste del Lago de Valencia, específicamente la región comprendida entre el río Pao y río Tiznados. Este autor detalló las formaciones Cojedes, Querecual, Paracotos, Mucaria, Garrapata y Grupo Villa de Cura.

MACKENZIE (1966) presenta un compendio de su trabajo realizado en 1960, analizando la Peridotita de Tinaquillo con mayor detalle.

MENÉNDEZ (1966) fue el primero en estudiar y cartografiar las fajas tectónicas de lo que denominó la parte central de las Montañas del Caribe, dividiéndola en cuatro: faja de

la Cordillera de la Costa, faja de Caucagua-El Tinaco, faja de Paracotos y el bloque alóctono de Villa de Cura.

GONZÁLEZ SILVA (1972) estudia y cartografía las unidades metamórficas de lo que denomina Grupo Caracas, que en el centro del país se extienden a los estados Aragua, Carabobo, Yaracuy y Cojedes. En este trabajo indica que al sur de la falla de La Victoria afloran rocas correlativas al Complejo de El Tinaco (Gneis de La Aguadita). Señala además que los sedimentos metamorfizados atribuidos anteriormente a la Formación Las Mercedes las interpretó como pertenecientes a la Formación Las Brisas y establece un contacto transicional entre ésta y el Complejo de El Tinaco.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) muestran un resumen de la litología y la cartografía geológica de la región nor-central de Venezuela, destacando su evolución en base a la recopilación bibliográfica de diversos autores; no obstante estos autores señalan que la zona es muy compleja y que se necesitan nuevos estudios para explicar el origen de las rocas ígneas y metamórficas que afloran en la zona.

BECK (1985) considera una nueva definición para las fajas tectónicas propuestas por MENÉNDEZ (1966), denominándolas de esta manera Napas de Aragua: Napa de Loma de Hierro, Villa de Cura y Caucagua El Tinaco, proponiendo un origen para cada una de ellas.

OSTOS (1985) interpreta estructuralmente la Peridotita de Tinaquillo y su roca caja. Caracteriza de manera detallada los constituyentes principales de esta unidad, destacando la yuxtaposición de la Peridotita sobre el Complejo El Tinaco debido a la colisión de otro arco volcánico con Suramérica.

NAVARRO *et al.* (1988) opinan que se debe redefinir algunas unidades geológicas de acuerdo con trabajos previos efectuados en la zona. De esta manera la Formación El Caño-El Chino la denominaron “Unidad de metatobas” (término propuesto por NAVARRO *et al.* (1983).



SEYLER & MATTSON (1989) efectúan una caracterización petrológica de la Peridotita de Tinaquillo para determinar su evolución termal. En este trabajo, redefinen la unidad en dos subunidades, denominadas a y b y establecen el contacto con el Gneis de La Aguadita, a través de una Zona máfica basal y una Zona de Granulitas félsicas a ultramáficas.

BLIN (1989) presenta resultados del estudio llevado a cabo entre Guanare y San Francisco de Tiznados, elevando al Miembro Mamonal de MENÉNDEZ (1965) en Formación Mamonal.

ROJAS (1989) realizó un estudio en el área de Tinaquillo, referente a la geología del cinturón tectónico Cauagua-El Tinaco, determinando la dirección y sentido de emplazamiento tectónico de las rocas que afloran en la región.

OSTOS (1990) propone un modelo para explicar la evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos, aportando más información de los cinturones tectónicos en el denominado Sistema Montañoso del Caribe.

URBANI (2000) propone redefinir algunos términos de rocas ígneas y metamórficas. De esta manera la Formación Paracotos, Las Placitas, Las Mercedes, Pilancones, Las Hermanas, el Grupo Villa de Cura (Formación Santa Isabel, El Carmen, El Chino y El Caño), la Formación Tucutunemo y las Trondjemitas del Complejo El Tinaco, se denominarán Filita de Paracotos, Metavolcanosedimentarias de Las Placitas, Esquistos de Las Mercedes, Formación Mamonal, Metavolcánicas de Las Hermanas, Asociación Metavolcanosedimentaria de Villa de Cura (Granofel de Santa Isabel, Metalava de El Carmen, Metatoba de El Chino y Metatoba de El Caño), Filita de Tucutunemo y Trondjemita de La Gloria respectivamente.

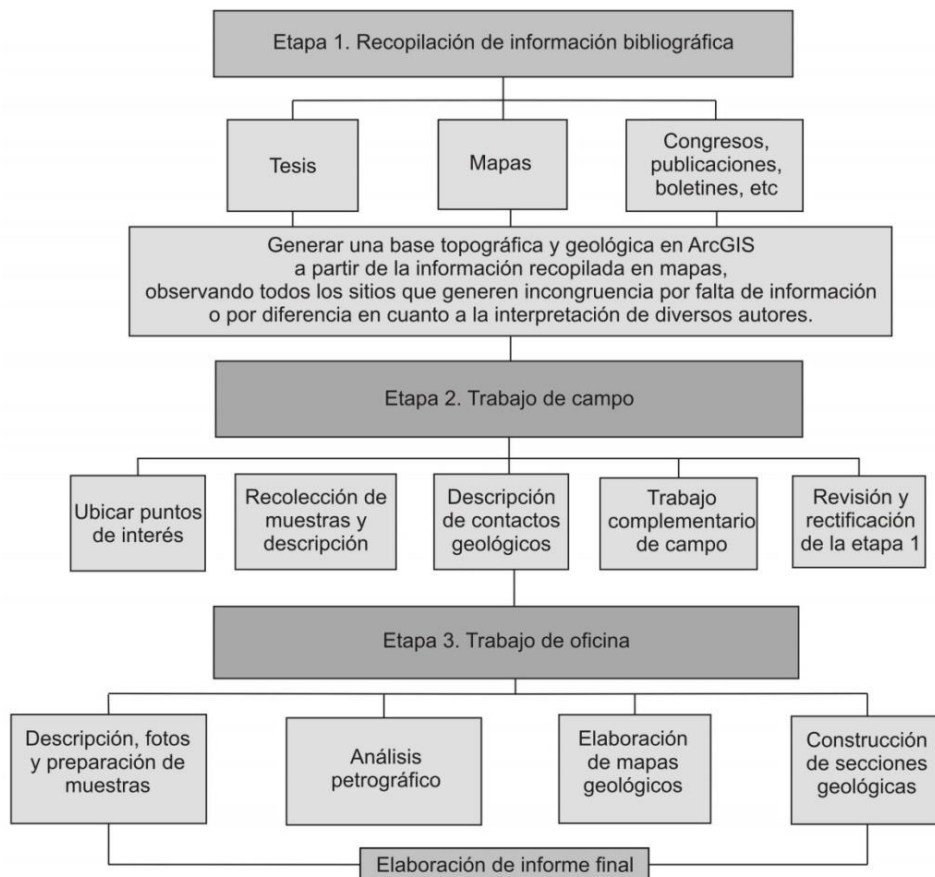
URBANI (2008) redefine algunos términos de acuerdo a los trabajos de cartografía geológica de la zona norte de Venezuela y a las observaciones de URBANI (2000). En esta publicación, se propone que la Metatoba de El Chino y El Caño deben constituir una misma unidad geológica de acuerdo con NAVARRO *et al.* (1988).

URBANI (2012) realiza una revisión de la geología de la Cordillera de la Costa, con énfasis en la formación de las diversas unidades que la conforman. En esta presentación muestra a detalle una descripción del origen de las distintas fajas y terrenos en el que se propone subdividir la Cordillera de la Costa.

DÍAZ (2014) efectúa la integración de la geología de la región Belén-San Juan de Los Morros y San Sebastián de Los Reyes, elaborando 17 mapas geológicos a escala 1:25.000 y 1 mapa generalizado a 1:100.000.

### 1.8. MARCO METODOLÓGICO

A continuación se presenta el siguiente flujograma referido a la metodología empleada en el presente trabajo.



Para mayor información, véase Apéndice A.

## 2. GEOLOGÍA REGIONAL

### 2.1. GENERALIDADES

En la región afloran rocas de edades que van desde el Neoproterozoico hasta el Eoceno. En este capítulo se explicará la evolución tectono-estratigráfica de la región tomando en cuenta los aspectos fisiográficos, estructurales y litológicos.

En primer lugar, es importante señalar que las montañas del centro-norte de Venezuela geográficamente pueden ser subdivididas en tres grandes regiones: Las serranías del Litoral y del Interior en la parte central, y las montañas de Aroa - Bobare – Yumare, mostradas en la Figura 2.1. Estas regiones están formadas por diferentes terrenos geológicos, que fueron configurados anteriormente y acrecionados al norte de la placa sudamericana.

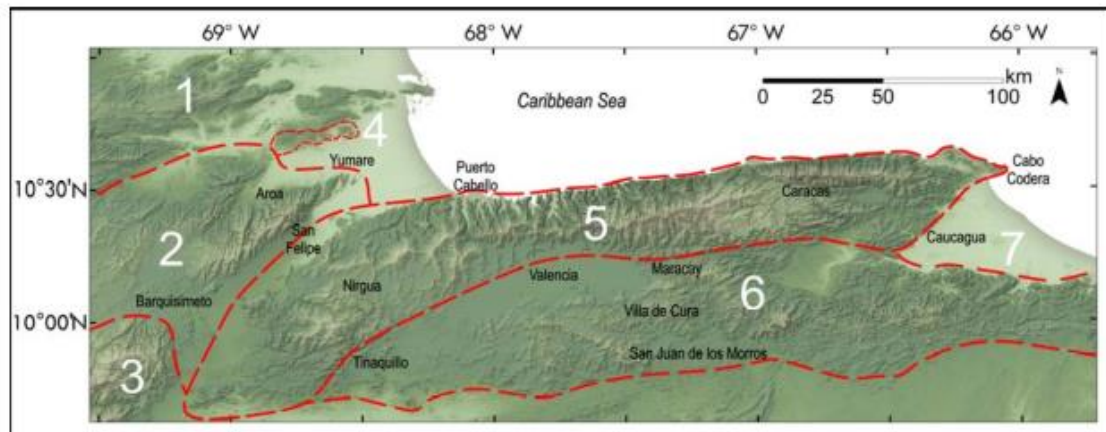


Figura 2.1. Subdivisión geográfica del norte de Venezuela utilizada en URBANI (2015): 1: Falcón, 2: Serranías de Bobare y Aroa. 3: Parte noreste de los Andes de Mérida con rocas de dominio Caribe, 4: Macizos de Yumare. 5: Serranía del Litoral, 6: Serranía del Interior, 7: Barlovento.

La zona de estudio en general es complicada estructuralmente y está enmarcada en la Serranía del Interior. En esta región, diversos autores han intentado describir el origen de las estructuras de deformación. MENÉNDEZ (1966) fue el primero en describir las fajas tectónicas del Sistema montañoso del Caribe, identificadas según sus rasgos estructurales

característicos y divididas en: Faja tectónica de la Cordillera de la Costa, Faja de Caucagua-El Tinaco, Faja Paracotos y el bloque alóctono de Villa de Cura.

Posteriormente diversos autores como BELL (1968) y STEPHAN (1982) efectuaron una reinterpretaron de estas fajas, que en general pueden ser agrupadas en cinco, como se muestra en la Figura 2.2. No obstante, URBANI (2008) propuso una clasificación más ampliada, tomando en cuenta diversos mapas geológicos actualizados a la fecha. Esta clasificación se muestra en una publicación más reciente (URBANI 2013) de manera más detallada y específica (Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Subdivisión de la Cordillera de la Costa. Tomado y modificado de URBANI (2015)

Menéndez (1966), belts	Stephan (1982), nappes	Beck (1986), nappes	Urbani & Ostos (1989), belts	Belts	This work: Terranes
Cordillera de la Costa	Margarita-Coastal	Margarita-Coastal	Coastal	Coastal	Tacagua
	Cordillera de la Costa	Cordillera de la Costa	Ávila	Ávila	Carayaca
					Ávila
					Nirgua
Caucagua - El Tinaco	Caucagua-El Tinaco	Caucagua-El Tinaco	Caucagua-El Tinaco	Caucagua -El Tinaco	Agua Blanca
					Las Mercedes
					Las Brisas
Paracotos	Paracotos	Loma de Hierro	Loma de Hierro	Loma de Hierro	El Tinaco - Tucutunemo
					Tacagua (Caucagua)
Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	Villa de Cura	Paracotos
					Loma de Hierro
					Villa de Cura
					San Sebastián

De esta forma, de acuerdo a este sistema de clasificación, es importante señalar que en el área de estudio se encuentran las siguientes Fajas tectónicas mostradas en la Tabla 2.2 de manera simplificada: Faja de Caracas (Terreno Las Mercedes) definida como parautóctona, Caucagua-El Tinaco (Terreno Tinaco-Tucutunemo), Villa de Cura (Terreno Villa de Cura-San Sebastián) y Loma de hierro (Terreno Paracotos) de dominio alóctono y Piemontina detallada como parautóctona (Dividida actualmente en Napa piemontina y Olistostromo de Platillón).

La Faja Caracas, es considerada de edad Jurásico Tardío-Cretácico y está constituida por tres terrenos: Las Brisas, Las Mercedes y Agua Blanca. En el área de estudio aflora parte

del Terreno Las Mercedes, representado por el Esquisto de Las Mercedes, de edad Cretácico Tardío, cuyo protolito son sedimentos pelíticos ricos en materia orgánica, en facies metamórficas de esquistos verdes. Se evidencia hacia el noroeste de Tinaquillo, en donde está en contacto con la Peridotita de Tinaquillo perteneciente a la Faja Caucagua-Tinaco, a través del Corrimiento de Manrique. Este límite, se extiende hacia el noreste, pasando por las ciudades de Valencia y Maracay y por el estado Miranda, por medio de la zona de fallas de La Victoria con su rumbo N75°E (MENÉNDEZ 1966).

La Faja Caucagua-Tinaco, de edad Neoproterozoica, de acuerdo al Terreno Tinaco-Tucutunemo, tiene como origen rocas del manto subcontinental (Peridotita de Tinaquillo) seguido por facies de granulita y de la corteza continental inferior (SEYLER & MATTSON 1989), en donde se encuentra el Gneis de La Aguadita, en facies de anfibolitas y granulita, seguido por Esquisto de Tinapú que sufrió metamorfismo a la facie de esquisto verde.

El límite sureste, está determinado por la falla de Santa Rosa, que la separa de Faja Loma de Hierro, situada desde la región de Miranda central a las proximidades del Cerro Joval, al oeste. Ésta falla hacia el sur del lago de Valencia tiene un rumbo aproximadamente NE hasta el centro de Carabobo oriental, límite norte de la región en donde cambia su rumbo a aproximadamente N40°E.

De igual modo, el límite suroccidental de la Faja Caucagua-Tinaco está representado por la falla de El Tinaco y los bloques fallados del cerro Tiramuto (MENÉNDEZ 1966), siendo de esta manera la faja tectónica que abarca la mayor extensión en la región, situada específicamente en la parte central, atravesando la misma en sentido NE-SO, orientación similar a las Fajas de Loma de Hierro y Villa de Cura ubicadas al este.

Por otra parte, la Faja Loma de Hierro de edad Jurásico?-Cretácico Temprano representa un trozo de la litósfera oceánica del protocaribe (Terreno Loma de Hierro), rocas metavolcanosedimentaria (Metavolcanosedimentarias Boca de Oro) y depósitos turbidíticos (Filita de Paracotos) de bajo grado metamórfico (facies prehnita-pumpellita y esquisto verde), abarcando una franja extensa desde el sector noreste de la localidad de Aragüita,

estado Cojedes, hasta la cuenca del Tuy (SEIDERS, 1965). El Terreno Paracotos limita al sur con la Faja de Villa de Cura a través de la falla de Agua Fría, teniendo ésta un rumbo paralelo a la falla de Santa Rosa.

La Faja Villa de Cura está dividida en los terrenos Villa de Cura y San Sebastián, ambos de edad Cretácico Temprano. El Terreno Villa de Cura está formado principalmente por rocas volcánicas, pertenecientes a un complejo de arco de islas que fue subducido, sufriendo un metamorfismo de alta presión y baja temperatura. El Terreno San Sebastián, en cambio, está conformado por gabros y rocas volcánicas de un arco de islas no subducido, metamorfizado a la facie prehnita-pumpellita. Esta Faja posee una gran extensión desde el estado Cojedes, pasando por los estados Guárico y Aragua, como es evidente en la región Belén-San Juan de Los Morros-San Sebastián de Los Reyes. Además, limita con el Olistostromo de Platillón a través de la falla de Cantagallo.

Finalmente, en la zona sur, se evidencia la Faja Piemontina, conformada por el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina, divididas por la falla de Don Alonso de comportamiento transcurrente dextral. El Olistostromo de Platillón posee una edad Paleoceno tardío-Eoceno temprano, y se formó por una sedimentación caótica durante la fase final de la interacción de las Placas del Caribe y Suramérica (MACSOTAY & VIVAS 1997). Su origen parautóctono lo constituye la base del talud epicontinental de la Placa Sudamericana de los terrenos alóctonos que fueron desplazados durante el Eoceno.

La Napa Piemontina, posee una edad Cretácico tardío-Eoceno temprano, se caracteriza por una serie de pliegues volcados y por fallas de corrimiento que deforman las Formaciones Mucaria y Guárico (BELL 1968). Su origen, está asociado a sedimentos depositados sobre el talud de la Placa Sudamericana durante su interacción con la Placa Caribe (VIVAS *et al.* 1995).

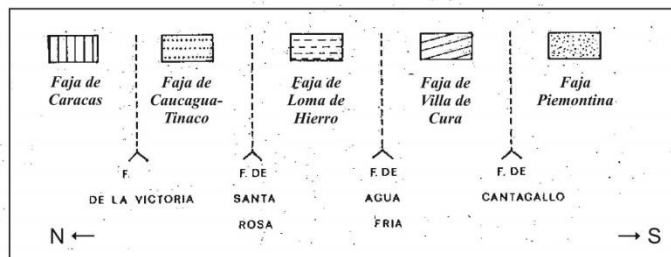
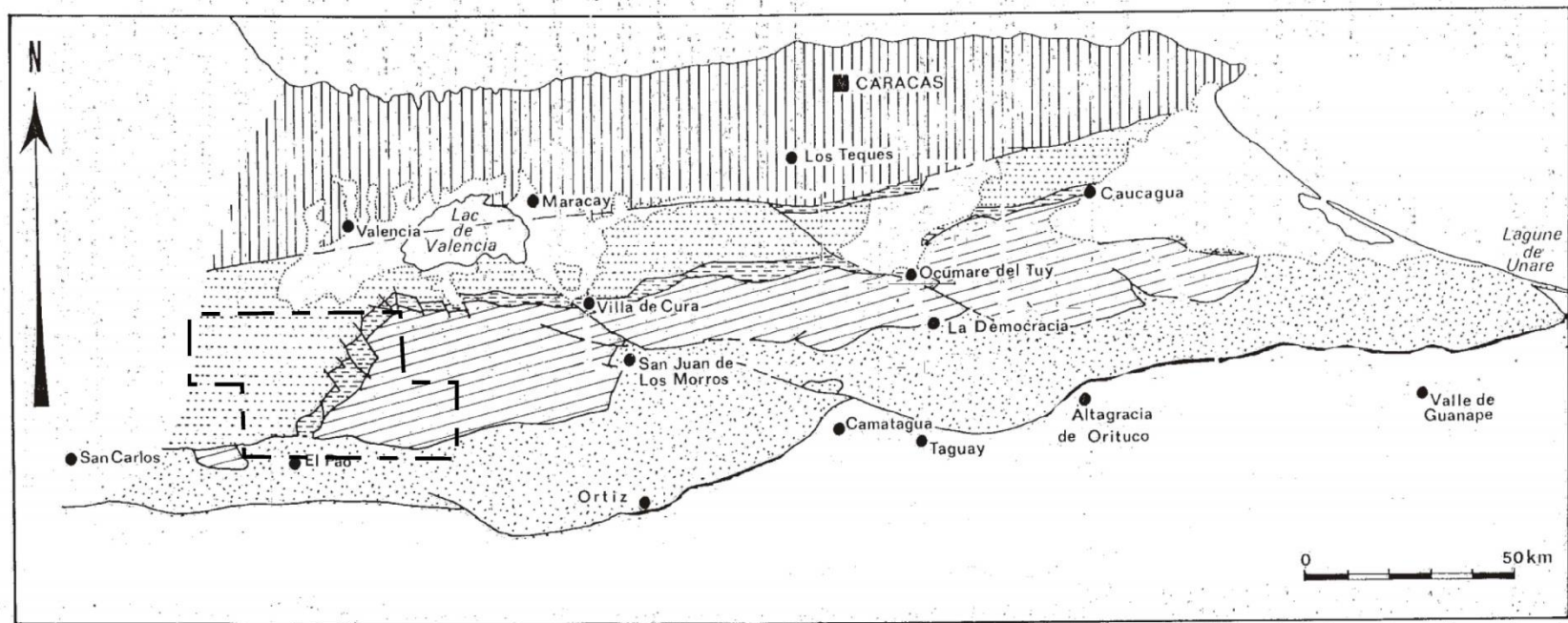


Figura 2.2. Fajas Tectónicas de la cadena del caribe según BELL (1966). Adaptado de BECK (1985).

Tabla 2.2. Distribución de fajas, terrenos y unidades geológicas.

Fajas	Terrenos y Napas	Unidades geológicas		Edad		
Piemontina	Olistostromo de Platillón	Formación Garrapata (e4e5g)		Eoceno temprano-medio		
		Formación Los Cajones (e3e4lc)		Paleoceno tardío-Eoceno temprano		
	Napa Piemontina	Formación Guárico(k6e1g)		Maastrichtiense - Paleoceno		
		Formación Mucaria (k4k6m)		Campaniense – Maastrichtiense		
Caracas	Terreno Las Mercedes	Esquisto de Las Mercedes (K2m)		Cretácico Tardío		
Villa de Cura	Terreno San Sebastián	Gabro de Cantagallo (K2cg)		Cretácico Tardío		
		Lava de Las Hermanas (K1lh)		Cretácico Temprano		
	Terreno Villa de Cura	Granofel de Santa Isabel(K1vcsi)		Cretácico Temprano		
		Metalava de El Carmen (K1vccm)				
		Metatoba de El Caño-El Chino (K1vccc)				
Loma de Hierro	Paracotos	Filita de Paracotos(K2E1p)		Cretácico Tardío-Eoceno		
	Terreno Loma de Hierro	Meta-volcanosedimentarias de Boca de Oro	(s.s) (K2bo)	Cretácico Tardío		
			Zona de Cizalla (K2boz)			
		Serpentinita (JKsp)		Jurásico-Cretácico Temprano?		
		Serpentinita de Peñas Negras (JKsppn)				
		Serpentinita de San Antonio (JKspsa)				
Serpentinita de El Chupón (JKspec)						
Caucagua-Tinaco	Formación Mamonal	Sedimentarias sin diferenciar (K1ms)		Cretácico Temprano-Albiense		
		Volcánicas de Los Pílancones(K1mv)				
		Unidad basal (K1mb)				
			Metavolcanosedimentarias de Las Placitas (Jlp)		Jurásico?	
			Diques de Aplita (JKa)		Jurásico Tardío-Cretácico Temprano?	
			Diques de Basalto (JKb)			
			Apófisis y diques de Hornblendita (JKh)			
			Apófisis de Diorita (JKd)			
			Apófisis de Gabro (JKg)			
	Terreno Tinaco-Tucutunemo			Filita de Tucutunemo (Pt)	Pérmico	
				Esquisto de Tinapú (PZti)	Paleozoico	
		Complejo El Tinaco	Esquisto cianítico (NPetc)		Neoproterozoico	
			Gneis (NPetg)			
			(s.s) (NPet)			
				Trondjemita de La Gloria (NPIg)		
		Gneis de La Agüadita	Zona de inyección (NPlay)			
			(s.s) (NPla)			
Granulitas félsicas a ultramáficas (NPlad)						
Zona máfica basal (NPlac)						
Peridotita de Tinaquillo	Subunidad b (tqb)					
	Subunidad a (tqa)					



## 2.2.UNIDADES GEOLÓGICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

A continuación se presenta una descripción más detallada de las unidades geológicas en la zona de estudio, desde lo más joven a lo más antiguo, de acuerdo a la distribución mostrada anteriormente.

Tabla 2.3. Unidades geológicas del Olistostromo de Platillón.

OLISTOSTROMO DE PLATILLÓN					
Unidades	Edad	Siglas	Litología	Contactos	Consideraciones históricas
Formación Garrapata	Eoceno temprano-medio	e4e5g	Conglomerado basal gris verdoso con presencia de fragmentos líticos de rocas sedimentarias como grauvaca, volcánicas tales como lavas y tobas, otras rocas ígneas como piroxenita, hornblendita, diorita, metamórficas y fragmento de minerales (KONIGSMARK 1965, JARVIS 1966, BELL 1968).	La Formación Garrapata se encuentra en contacto transicional lateral con la Formación Los Cajones. El Olistostromo de Platillón está en	RENZ (1955) propuso el nombre de Formación Garrapata. KONIGSMARK (1965) publicó la primera descripción y otros autores como JARVIS (1966), PEIRSON <i>et al.</i> (1966) y BELL (1968). YORIS <i>et al.</i> (1989) la analizó junto con la Formación Guárico y MACSOTAY <i>et al.</i> (1995) la describió dentro del Olistostromo de Platillón.
Formación Los Cajones	Paleoceno tardío-Eoceno temprano	e3e4lc	PEIRSON <i>et al.</i> (1966) Comentaron la presencia de facies wildflysh encontradas al sur de la Formación Guárico. En mayor proporción la unidad consiste principalmente en capas delgadas de arenisca y limolita, con intercalación de lutita y lodolita, las cuales exhiben un aspecto bandeado particular. De igual manera se aprecian huellas de carga y rastros fósiles.	contacto con la Faja de Villa de Cura a través de la Falla de Cantagallo y con la Napa Piemontina por medio de la Falla de Don Alonso.	PEIRSON <i>et al.</i> (1966) la describieron por primera vez, siendo llevada como miembro de la Formación Guárico por BELL (1968). MACSOTAY <i>et al.</i> (1995) la separan de la Formación Guárico.

Tabla 2.4. Unidades geológicas de la Napa Piemontina.

NAPA PIEMONTE					
Unidad	Edad	Siglas	Litología	Contactos	Consideraciones históricas
Formación Guárico	Maastrichtiense - Paleoceno	k6e1g	De acuerdo con PEIRSON (1965) y PEIRSON <i>et al.</i> (1966) 90% de la Formación está constituida por facies flysch que se compone de una intercalación de lutita, arenisca y limolita turbidítica. MENÉNDEZ (1965) señaló cerca de Tinaco, presencia de cuarzo y plagioclasa en mayor proporción, junto con lavas básicas e intermedias.	La Formación Guárico es suprayacente a la Formación Mucaria, constituyendo la Napa Piemontina que a su vez está en contacto con el Olistostromo de Platillón por la Falla transcurrente de Don Alonso. Hacia el suroeste está en contacto con el Terreno Tinaco-Tucutunemo por una serie de fallas de corrimiento	MENCHER (1950) realizó las primeras publicaciones. WEISBORF (1956), definió la sección tipo. RENZ & SHORT (1960) y MENÉNDEZ (1965) la describieron y cartografiaron en el estado Cojedes. PEIRSON <i>et al.</i> (1966) publicaron una descripción lito y bioestratigráfica.
Formación Mucaria	Cretácico Tardío – Campaniense - Maastrichtiense	k4k6m	RENZ & SHORT (1960) la describieron como lutita silíceas de color gris oscuro. Además se encuentra ftanita gris. MENÉNDEZ (1965) menciona que en el sector del río Araguaita, la unidad está formada en un 90% por lutita silíceas sericíticas con pequeñas cantidades de limolitas silíceas y ferruginosas con pocas capas de ftanita gris.		RENZ & SHORT (1960) describieron y cartografiaron esta unidad. MACSOTAY <i>et al.</i> (1995) la definieron como la unidad más vieja de la Napa Piemontina.

Tabla 2.5. Unidades geológicas del terreno Las Mercedes, correspondiente a la Faja Caracas.

TERRENO LAS MERCEDES					
Unidad	Edad	Siglas	Litología	Contactos	Consideraciones históricas
Esquisto de Las Mercedes	Cretácico Tardío	K2m	GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980) mencionan que la unidad consiste en esquisto cuarzo-muscovítico-calcítico-grafítico con cantidades menores de mármol grafitoso intercalados en forma de lentes.	Hacia el noroeste de Tinaquillo está en contacto con el Terreno Tinaco-Tucutunemo a través del Corrimiento de Manrique.	AGUERREVERE & ZULUAGA (1937) La definieron como “Esquisto de Las Mercedes”. Diversos autores como DENG (1949), SMITH (1952), OXBURGH (1965), MENÉNDEZ (1965), SEIDERS (1965), GONZÁLEZ SILVA(1972) y BECK (1985), describieron la litología

Tabla 2.6. Unidades geológicas de la Faja de Villa de Cura.

<b>TERRENO SAN SEBASTIÁN</b>					
<b>Unidad</b>	<b>Edad</b>	<b>Siglas</b>	<b>Litología</b>	<b>Contactos</b>	<b>Consideraciones históricas</b>
Gabro de Cantagallo	Cretácico Tardío	K2cg	KONIGSMARK (1965) menciona que la unidad tiene cantidades equivalentes de hornblenda y plagioclasa muy alterada de ocomposición bastante cálcico y 1% de clorita, algunas muestras presentan augita, con corona de hornblenda y cloritizada, con matriz de magnetita titanífera.	El Gabro de Cantagallo intrusión a la unidad de Lavas de Las Hermanas de acuerdo con MURRAY (1975)	KONIGSMARK (1965) cartografió por primera vez esta unidad, denominándola diorita hornbléndica, término que fue adaptado por JARVIS (1966) en Cojedes. SANTAMARÍA(1972) y SANTAMARÍA & SCHUBERT la denominaron de manera informal como “metagabro de Cantagallo”
Lavas de Las Hermanas	Cretácico Temprano	K1lh	SHAGAM (1960) comenta la unidad esta compuesta por conglomerado volcánico grueso (parte inferior), y por toba lítica con fragmento de toba con abundante plagioclasa, trozos vesiculares, metalava y lavas almohadilladas (parte superior).	Hacia el sur se evidencia el contacto con la Faja Piemontina por medio de la Falla de Cantagallo.	SHAGAM (1960) y PIBURN (1968) la asignan a la Formación Tiara. GIRARD (1981) y GIRARD <i>et al.</i> (1982) emplearon informalmente el nombre de Formación Las Hermanas para estas rocas.
<b>TERRENO VILLA DE CURA</b>					
Granofel de Santa Isabel	Cretácico Temprano	K1vcsi	SHAGAM (1960) describe la unidad como rocas cuarzo albiticas con peñones y guijarros redondeados, esquistos clorítico plegado, metaftanita, metadioritas, metalavas y tobas y guijarros.	El terreno es infrayacente al Terreno San Sebastián y está en contacto con éste por un conjunto de fallas de corrimiento hacia el sur al igual que el Olistostromo de Platillón. Hacia el oeste se ve un claro contacto de falla inversa con la Faja Loma de Hierro	SHAGAM (1960), la llamó Formación Santa Isabel, definiéndola como la unidad superior del Grupo Villa de Cura. NAVARRO (1984), GIRARD (1981), BEETS <i>et al.</i> (1984), BECK (1985) aportan nueva información petrológica, geoquímica y estructural.
Metalava de El Carmen		K1vccm	SHAGAM (1960) señala que la unidad está presente metalava basáltica espilitica submaciza a esquistosa con presencia de augita, así como albita, actinolita y plagioclasa.		SHAGAM (1960) describió la unidad, OXBURGH (1965), JARVIS (1966) extienden su cartografía, NAVARRO (1983) presenta un estudio geoquímico y petrográfico. GIRARD (1981) y BEETS <i>et al.</i> (1984) aportan nueva información petrológica y geoquímica.
Metatoba de El Caño-El Chino		K1vcc	Según PIBURN (1968), contiene aproximadamente un 50% de metatoba gradada, con clinopiroxeno y matriz de albita principalmente. En las porciones media y superior, se halla filita clorítico-glaucofánico-lawsonítica y filita y ftanita negras.		SHAGAM (1960) la denominó Formación El Chino, PIBURN (1968) describió detalladamente su petrología. NAVARRO (1984) incluye a las Formaciones El Chino y El Caño en su Unidad de Metatobas.

Tabla 2.7. Unidades geológicas de la Faja de Loma de Hierro

TERRENO PARACOTOS					
Unidad	Edad	Siglas	Litología	Contactos	Consideraciones históricas
Filita de Paracotos	Cretácico Tardío (Maastrichtiense) -Eoceno	K2E1p	SHAGAM (1960) la describe como filita (60% de la unidad), mármol, metaconglomerado, con proporciones menores de metalimolita y metarenisca.	Limitada al norte por la falla de Santa Rosa y al sur por la falla de Agua fría, que no reconoce BECK (1985 1986).	SMITH (1952), la separó en tres miembros (inferior, medio y superior). SHAGAM (1960) redefinió la unidad, restringiendo el miembro superior. Según BECK (1980, 1985, 1986) y STEPHAN <i>et al.</i> (1980) esta unidad constituye la cobertura sedimentaria del Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro.
TERRENO LOMA DE HIERRO					
Meta-volcanosedimentarias de Boca de oro (s.s)	Cretácico Tardío	K2boz	OXBURGH (1965) separa la unidad en lavas y tobas estratificadas (30%), esquistos y filitas con escasas capas arenosas y calcáreas (60%) y ftanita (10%).	El Terreno Loma de Hierro está limitado por una serie de corrimientos que son evidentes en el Terreno Tinaco-Tucutunemo como el Corrimiento de San Antonio y la Falla de Tinaco. Otros corrimientos también se aprecian en contacto con el Terreno Paracotos	OXBURGH (1965) la denominó Formación Aragüita para designar la secuencia de rocas volcánicas alteradas, interestratificadas con rocas sedimentarias, que aflora en Carabobo oriental.
Meta-volcanosedimentarias de Boca de oro. Zona de cizalla		K2bo			
Serpentinita	Jurásico-Cretácico Temprano?	JKsp	MACKENZIE (1960), OXBURGH (1965) y MENÉNDEZ (1965), cartografían serpentinitas sin darles un nombre en particular.		Es apreciable en los mapas de MACKENZIE (1960), OXBURGH (1965) y MENÉNDEZ (1965).
Serpentinita de Peñas Negras		JKsppn	OXBURGH (1965) describe cuerpos ovalados de serpentinita que tienden a ser macizos y con poca o ninguna foliación separados por una zona de intenso cizallamiento		OXBURGH (1965) cartografió varios cuerpos de serpentinita en el Cerro denominado Peñas negras, asociadas a la zona de cizallamiento de las Volcanosedimentarias de Boca de oro.
Serpentinita de San Antonio		JKspsa	MENÉNDEZ (1965) describe serpentinitas compuestas de crisotilo, parcialmente reemplazado por talco granular macizo (80%), y magnesita (20%), además de pequeñas cantidades de cromita, magnetita y		MENÉNDEZ (1965) describió y cartografió varios cuerpos de serpentinita en la Filita de Las Placitas, apreciada en las zonas adyacentes al Corrimiento de San Antonio.
Serpentinita de El Chupón		JKspec	MENÉNDEZ (1965) describe la roca como harzburgita serpentinizada con 90% de crisotilo que ha reemplazado al olivino, y 10% de bastita que ha reemplazado a la enstatita y algo de clinopiroxeno.		MACKENZIE (1960) cartografió un cuerpo de serpentinita al norte de un sector denominado Las Lajitas. BLIN (1989) describió y cartografió la unidad en La Yagüita.

Tabla 2.8. Unidades geológicas de la Faja Caucagua-Tinaco.

<b>TERRENO TINACO-TUCUTUNEMO</b>						
<b>Unidad</b>		<b>Edad</b>	<b>Siglas</b>	<b>Litología</b>	<b>Contactos</b>	<b>Consideraciones históricas</b>
Formación Mamonal	Sedimentarias s.d	Cretácico Temprano-Albiense	K1ms	MENÉNDEZ(1965) señala la presencia de areniscas conglomeráticas con estratificación gradada. Los fragmentos líticos están formados por un 50% dediorita y rocas volcánicas.	Cobertura volcanosedimentaria que cubre las unidades más viejas del Terreno Tinaco-Tucutunemo a través de contactos discordantes o de corrimiento. Hacia el sur se denotan corrimientos como la Falla de Pilacones cartografiada por RENZ & SHORT (1960) y MENÉNDEZ (1965), limitando con la Faja Piemontina.	MENÉNDEZ (1965) la definió como Miembro Mamonal para designar capas basales de la Formación Guárico, expuestas en la quebrada Mamonal, estado Cojedes. BLIN (1989) la denominó Formación Mamonal.
	Volcánicas de Los Pilacones		K1mv	MENÉNDEZ (1965) describió la unidad como lavas almohadilladas de basalto de composición andesítica, diabasa de grano fino amigdaloida con gran contenido de augita y brechas de flujo.		MENÉNDEZ (1965) introdujo el nombre de Formación Pilacones para designar brechas de flujo, lavas almohadilladas y diabasas, expuestas en Cojedes norte-central.BLIN (1989) la incluyó en la Formación Mamonal.
	Unidad basal		K1mb	RENZ & SHORT (1960) la describen como conglomeradoarcósico y calcáreo intercalado con conglomerado con fragmentos redondeados a angulares de gneises. De igual manera identifica caliza gris oscura maciza, en parte arenosa y en parte conglomerática.		RENZ & SHORT (1960) la nombraron de manera informal como "Cretáceo inferior", y fue redefinida por MENÉNDEZ (1965) como Formación Cojedes. BLIN (1989) la tomó como la parte basal de lo que definió como Formación Mamonal.
Metavolcanosedimentarias de Las Placitas		Jurásico?	Jlp	MENÉNDEZ (1965) mencionó que la unidad está formada en su mayoría por filita negra con metaconglomerados lítico que grada a filita arenosa y arenisca calcárea. En menor proporción se encuentran otros tipos de roca como caliza, ftaníta y metatoba actinolítica.		MENÉNDEZ (1965) propuso este nombre para designar capas discordantemente suprayacentes al Complejo de Tinaco; afirmando luego que la Formación "Tucutunemo" está sobrecorrida sobre la Formación Las Placitas. SEIDERS (1965) consideró a la Formación "Tucutunemo" como suprayacente a Las Placitas.

Diques de Aplita	Jurásico Tardío-Cretácico Temprano?	JKa	Muchos diques de aplita cortan los plutones de trondjemita y a veces su roca caja (GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> 1980). En promedio se componen de oligoclasa (35%), microclino (30%), cuarzo (33%), biotita (1%) y pequeñas cantidades de apatito y epidoto. MENÉNDEZ (1965) nombra la roca como monzonita cuarcífera.	Intrusión de diques y apófisis en el Gneis de La Aguadita.	MENÉNDEZ (1965) describió y cartografió tres diques de aplita que cortan la trondjemita y la zona de inyección.
Diques de basalto	Jurásico tardío-Cretácico Temprano?	JKb	MENÉNDEZ (1965) comenta que los diques de basalto hornbléndico son color negro aceituna con tamaño máximo de grano de 2 mm hacia el centro. En la descripción petrográfica de la porción central de una muestra, resaltó albita sauriritizada (40,2%), seguido de hornblenda (26,8%), clorita intersticial (15,7%) augita (8,8%), magnetita y leucoxeno (7,5%) y pequeñas cantidades de apatito y epidoto (1%).		MENÉNDEZ (1965) cartografió diez diques de basalto de orientación aproximadamente este-oeste, en la quebrada La Horqueta, estado Cojedes.
Apófisis y diques de Hornblendita	Jurásico tardío-Cretácico Temprano?	JKh	MENÉNDEZ (1965) menciona que al norte de la falla de Tinapú hay algunos cuerpos de hornblendita en el complejo El Tinaco. Estos cuerpos consisten en su mayoría de hornblenda (95%) con clinopiroxeno en menor proporción y algunos accesorios como rutilo y magnetita.		MENÉNDEZ (1965) y OXBURGH (1965) describieron y cartografiaron estos cuerpos en la Zona de inyección del Gneis de La Aguadita.
Apófisis de Diorita	Jurásico tardío Cretácico Temprano?	JKd	MENÉNDEZ (1965) observa sill de diorita hornbléndica en la zona norte de Las Cañadas, intrusionando al Esquisto de Tinapú. La roca consiste en plagioclasas en un 70%, hornblenda en un 30% y un pequeño porcentaje de magnetita titanífera alterada a leucoxeno.		

Apófisis de Gabro	Jurásico tardío- Cretácico Temprano?	JKg	MACKENZIE (1960) en su trabajo sobre la Peridotita de Tinaquillo señala que se encuentran masas tabulares de una roca de composición grabroide que denominó pseudogabro. OSTOS (1990) comenta que el metagabro presenta algunos porfidoblastos de hornblenda y porfidoclastos de granate.	Intrusión ígnea en la Peridotita de Tinaquillo	MACKENZIE (1960), describió esta unidad en la Peridotita de Tinaquillo. OSTOS (1985) y MATTSON (1985), comentaron que este tipo de rocas forman parte del complejo ultramáfico y no son enclaves de la roca caja.
Filita de Tucutunemo	Pérmico	Pt	SHAGAM (1960) identificó esta secuencia como filita carbonácea arenosa que varían a metaareniscas y limolita cuarzo feldespática, con pequeñas cantidades de areniscas de grano grueso y conglomerado cuarzo-calcáreo.	Se encuentra en contacto con el Gneis de La Aguadita y las Metavolcanosedimentarias de Las Placitas por medio del Corrimiento de San Antonio. Otros corrimientos también se detallan al norte con la Faja de Loma de Hierro y la unidad denominada Complejo El Tinaco sin diferenciar.	SHAGAM (1960) le da el nombre a la unidad e indica que está en contacto con la Formación Paracotos, KONIGSMARK (1965), OXBURGH (1965) y MENÉNDEZ (1965) extienden la unidad hasta la quebrada Aragüita, al norte de Tinaco. GONZÁLEZ SILVA (1972) resalta su presencia al noreste de Tinaquillo. BECK (1985,1986) la incluye en su Napa de Caucagua-El Tinaco.
Esquisto de Tinapú	Paleozoico?	PZt	MENÉNDEZ (1965) la definió como Esquistos cuarzo-albítico-muscovíticos que constituyen el 70% de la unidad, intercalado con esquistos albítico-cuarzo-cloríticos (30%) y esquisto conglomerático.	Es suprayacente en contacto transicional al gneis de La Aguadita, e infrayacente en discordancia angular con Metavolcanosedimentarias de Las Placitas	MENÉNDEZ (1965) señaló la presencia de esta unidad en el área del Tinaco. SEIDERS (1965) destacó que los esquistos que afloran al sur de La Victoria, que MACLACHLAN <i>et al.</i> (1960) atribuyó a la Formación Las Brisas, son semejantes al Esquisto de Tinapú y sugirió que formaran parte del basamento. Esta idea fue mantenida luego por MENÉNDEZ (1966).

Complejo El Tinaco. Esquisto cianítico	Neoproterozoico	NPetc	De acuerdo con MACKENZIE & BELLIZZIA (1952) está constituida por un lente de 1000 m de longitud y 300 m de ancho de rocas ricas en cianita, donde destaca cuarcita blanca de grano fino a medio, rocas de compuestas por cianitas que alcanzan los 3 cm de longitud y granos triturados y recristalizados de cuarzo, con pequeñas cantidades de muscovita e inclusiones de material carbonáceo.	Contacto concordante con el Complejo El Tinaco sin diferenciar	MACKENZIE estudió esta unidad geológica en su tesis doctoral que fue publicada mucho después de su ejecución (1966). MACKENZIE & BELLIZZIA (1952) hacen referencia a un yacimiento de cianita en el Cerro Gordo, estado Cojedes.
Complejo El Tinaco. Gneis	Neoproterozoico	NPetg	GONZÁLEZ SILVA (1972) resalta la presencia de cuarcitas de grano fino, esquistos cuarzo-micáceos-feldespáticos y algo grafitosos, esquistos cloríticos, micáceos y cuarzosos, gneises cuarzo-feldespáticos, biotíticos y graníticos	Limita con el Terreno Las Mercedes de la Faja Caracas y con las Filitas de Tucutunemo a través de corrimientos.	AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) definieron esta unidad como parte de la Formación Las Mercedes del Grupo Caracas. MACLACHLAN <i>et al.</i> (1960) la atribuyó a la Formación Las Brisas al sur de la Falla de la Victoria. GONZÁLEZ SILVA (1972) extendió la Formación hacia la serranía del interior debido a su litología, contacto normal con el Complejo de El Tinaco y un grado metamórfico más alto que la Formación Las Mercedes.
Complejo El Tinaco sin diferenciar	Neoproterozoico	NPet			
Meta-trondjemita de La Gloria	Neoproterozoico	NP1g	El Gneis de La Aguadita está intrusionado por cuatro plutones de trondjemita (La Gloria, Tinatepo, Carrizal y Las Carpas) envueltos por una ancha zona de inyección o zona migmatítica. Esta zona está excesivamente invadida por capas intrusivas y diques semiconcordantes de trondjemita. Esta zona de inyección ocupa junto con los plutones, la mitad sur del complejo en esta área (GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> 1980).	Intrusiones presentes el Gneis de La Aguadita de acuerdo con MENÉNDEZ (1965).	MENÉNDEZ (1965) describió cuatro plutones de trondjemita expuestos en la parte sur del Complejo de Tinaco. El nombre viene del cerro La Gloria, estado Cojedes, donde aflora gran parte de la unidad.



Gneis de La Aguadita. Zona de inyección	Neoproterozoico	NPlay	De acuerdo con MENÉNDEZ (1965) es la parte más antigua del Complejo de El Tinaco y la definió como gneis hornbléndico, biotítico, anfibolita y rocas graníticas. Su mineralogía es básicamente la misma a lo largo del todo el Complejo. También se evidencian Metaconglomerados esquistosos en el río Tamanaco.	Su tope es concordante y transicional al Esquisto de Tinapú y de falla con las unidades definidas por SEYLER & MATTSON (1989)	MENÉNDEZ (1965) utilizó este nombre, debido a la intrusión de los cuatro plutones de trondjemita, diques semiconcordantes de trondjemita y capas intrusivas en el Gneis de La Aguadita.
Gneis de La Aguadita (s.s)	Neoproterozoico	NPla			MENÉNDEZ (1965) empleó este nombre para designar la parte más antigua del Complejo de El Tinaco. SEIDERS (1965) la correlacionó con rocas semejantes expuestas en Miranda central, y afirmó que la "diorita hornbléndica" y el "granito sódico" descritos por SMITH (1953) son también posibles equivalentes.
Gneis de La Aguadita. Granulitas félsicas a ultramáficas	Neoproterozoico	NPlad	SEYLER & MATTSON (1989) la definieron como zona de contacto entre lo que denominaron Unidad Máfica Basal y Formación de la Corteza de Tinaquillo, denominándolos zona c y d, respectivamente. La zona c, está formada por granulitas máficas, en cambio, la zona d representa una intercalación de granulitas félsicas, intermedias, máficas y ultramáficas.	Transicional con la Peridotita de Tinaquillo y de falla con el Gneis de La Aguadita	MACKENZIE(1960) señala una zona de contacto hacia el sur de la Peridotita de Tinaquillo, lugar estudiado con mayor detalle por MATTSON (1985) y SEYLER & MATTSON (1989), indicando el contacto de la Peridotita con el Gneis de La Aguadita
Gneis de La Aguadita. Zona máfica basal	Neoproterozoico	NPlac			
Peridotita de Tinaquillo. Subunidad b		tqb	MACKENZIE (1960) describió la Peridotita de Tinaquillo como Peridotita no serpentinizada y serpentinizada (95%), piroxenita, anfibolita y metagabro (5%). SEYLER & MATTSON (1989) la dividieron en dos subunidades: a y b. La subunidad a como peridotitas y granulitas con relictos de texturas protomiloníticas, mientras que la subunidad b está constituida por peridotitas y granulitas con texturas miloníticas.	Al norte está limita con el Terreno Las Mercedes por medio del Corrimiento de Manrique. Al sur se evidencia un contacto transicional con el Gneis de La Aguadita según SEYLER & MATTSON (1989)	AGUERREVERE <i>et al.</i> (1937) señalaron la presencia de esta unidad, que luego fue estudiada a detalle por MACKENZIE (1960), quien la denominó Peridotita de Tinaquillo. Posteriormente, otros autores contribuyeron con su caracterización y su origen, tales como MATTSON (1985), OSTOS (1985) SEYLER & MATTSON (1989), ROJAS (1989), OSTOS (1990)
Peridotita de Tinaquillo. Subunidad a		tqa			

### 2.3. TECTONO-ESTRATIGRAFÍA

La zona de estudio consta de cinco fajas tectónicas: Faja Caucagua-El Tinaco, Faja Loma de Hierro, Faja Villa de Cura, Faja Caracas y Faja Piemontina, separadas por una serie de corrimientos principales que abarcan una gran extensión, como son la Falla de Cantagallo y el Corrimiento de Manrique. Estas Fajas, se dividen en terrenos, separados por fallas de ángulo alto y corrimientos como el Corrimiento de San Antonio. De igual manera, se detallan fallas transcurrentes como es el caso de la Falla de Don Alonso, que divide la Faja Piemontina en el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina.

La Faja Caucagua-El Tinaco está representada por el Terreno Tinaco-Tucutunemo del Neoproterozoico-Cretácico Tardío, considerándose al Gneis de La Aguadita (Neoproterozoico) y el Esquisto de Tinapú (Paleozoico) como basamento, denominándose Complejo El Tinaco (RENZ & SHORT 1960, MENÉNDEZ 1965). Sin embargo, de acuerdo con URBANI (2015) pertenecen a facies metamórficas diferentes. Éstas unidades han estado presentes desde antes de la ruptura del supercontinente denominado Pangea, junto con la intrusión de Metatrandjemita de La Gloria y la Peridotita de Tinaquillo, ésta última es considerada un trozo del manto, en límite de Mohorovic, por lo que no se puede inferir una edad específica (GRANDE 2015 com.personal).

El Terreno Tinaco-Tucutunemo, perteneció a la denominada Placa de Farallón, hacia el noroeste de la placa de Sudamérica (Figura 2.3), antes de la ruptura de Norteamérica y Sudamérica. Dicha ruptura, se puede explicar con el modelo geodinámico propuesto por PINDELL *et al.* (2005), en el cual se comenta que los márgenes continentales americanos de la región del Caribe se formaron durante el Jurásico por la ruptura continental de Pangea y originalmente se enfrentaron a la ruta marítima de Proto-Caribe, en donde el suelo marino resultó de la separación de América del Norte y del Sur. Estos márgenes fueron posteriormente anulados diacrónicamente por el arco y los complejos oceánicos alóctonos que formaban parte de la placa del Caribe y su complejo de acreción.

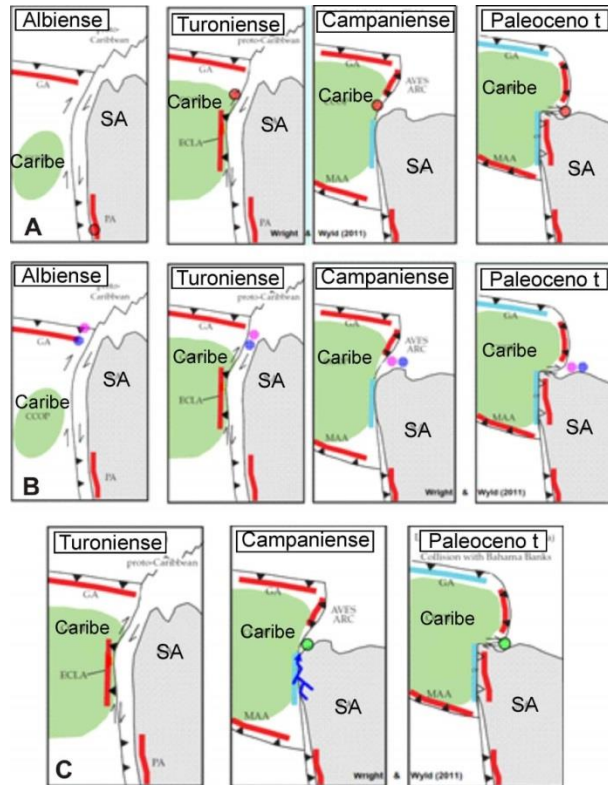


Figura 2.3. Origen de los terrenos más antiguos de la zona de estudio desde el Albiense al Paleoceno tardío. A. Terreno Tinaco-Tucutunemo (●). B. Terreno Villa de Cura (●) y Terreno San Sebastián (●). C. Terreno Paracotos (●). Tomado de WRIGHT & WYLD (2011) en URBANI (2012).

Por otra parte, la Filita de Tucutunemo del Pérmico, suprayace a las unidades más viejas del Terreno Tinaco-Tucutunemo. En el Jurásico, en cambio, comienza a depositarse parte de las rocas volcanosedimentaria (Metavolcanosedimentarias de Las Placitas), extendiéndose inclusive hasta el Cretácico Temprano en donde se deposita la Formación Mamonal con sus respectivas subunidades basal, volcánicas de los pilancones y sedimentarias sin diferenciar.

En el Cretácico Temprano se registra una secuencia metavolcanosedimentaria (Terreno Villa de Cura) y otra volcánica y plutónica (Terreno San Sebastián), perteneciendo al denominado arco volcánico del Caribe (BECK 1985, OSTOS 1990). Precisamente, es en el Neocomiense cuando ocurre la colisión del arco de islas contra el oeste-noroeste de Sudamérica, transportando y deformando los cinturones tectónicos (OSTOS 1990).

Los terrenos Villa de Cura y San Sebastián poseen una clara diferencia litológica. El Terreno Villa de Cura está formado por Granofel de Santa Isabel, Metalava El Carmen y Metatoba El Caño-El Chino, que fueron subducidas a unos 30 km por los minerales de AP-BT encontrados en cada una de las unidades geológicas (NAVARRO 1983). En cambio, el Terreno San Sebastián, formado por Lava de Las Hermanas y el Gabro de Cantagallo, poseen rocas volcánicas y plutónicas respectivamente de muy bajo grado metamórfico (prehnita-pumpellita), por lo que es considerado como parte del arco volcánico que no fue subducido, como se muestra en la Figura 2.4.

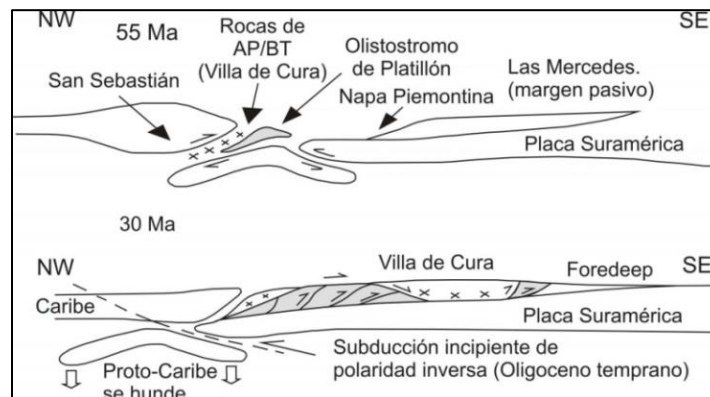


Figura 2.4. Colisión de la Placa Caribe y Sudamérica. Adaptado de PINDELL *et al.* (2005).

Hacia el Cretácico Tardío, se depositaron las rocas metavolcanosedimentarias sobre la Ofiolita de Loma de Hierro (Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro) y el Terreno Paracotos, constituido por la Filita de Paracotos (depósitos turbidíticos). Este terreno tiene su origen en la esquina noroeste de la Placa Sudamericana, mientras la Placa del Caribe seguía avanzando sobre ésta.

De igual manera, mientras el arco de isla siguió avanzando, se originó el protolito del Terreno Las Mercedes (TALUKDAR & LOUREIRO 1982, URBANI 2013) constituyente de la Faja de Caracas, en el margen pasivo del norte de Suramérica. Cabe destacar que de acuerdo con URBANI (2015) el metamorfismo del Esquisto de Las Mercedes no ocurrió durante la interacción de la placa Caribe y Suramérica.

En la misma época, se registra el inicio de la depositación de la Napa Piemontina en la zona profunda del talud epicontinental (Formación Mucaria). MACSOTAY *et al.* (1993) resalta paleoprofundidades mayores de 2.000 m debido a una gran cantidad de sedimentos arcillosos junto con abundantes radiolarios. Además, la intercalación junto con la Formación Guárico, la representación de la icnocenosis de *Cruziana*, *Nereites* y *Zoophycos*, indican un paleoambiente de talud epicontinental. Además, se registra una alternancia rítmica de facies flysch en la antifosa, denominada Formación Guárico, suprayacente a la Formación Mucaria, representando la fase final de la convergencia Caribe-Suramérica (VIVAS *et al.* 1995).

Entrando a tiempos del Paleógeno, en la cuenca antearco, se depositó de forma diacrónica, en el talud cercano a la Placa Sudamericana el Olistostromo de Platillón, formado por las Formaciones Los Cajones y Garrapata (Paleoceno tardío-Eoceno temprano), constituido por sedimentos de los terrenos alóctonos que están en contacto erosivo o de falla transcurrente con la Napa Piemontina, como se evidencia en la Figura 2.5 (MACSOTAY *et al.* 1995). Además, el transporte tectónico hacia el noreste de las fajas tectónicas y de la placa del caribe cambió al este, en el Eoceno tardío, como consecuencia de la colisión de la placa del Caribe con la plataforma de Bahamas (OSTOS 1990).

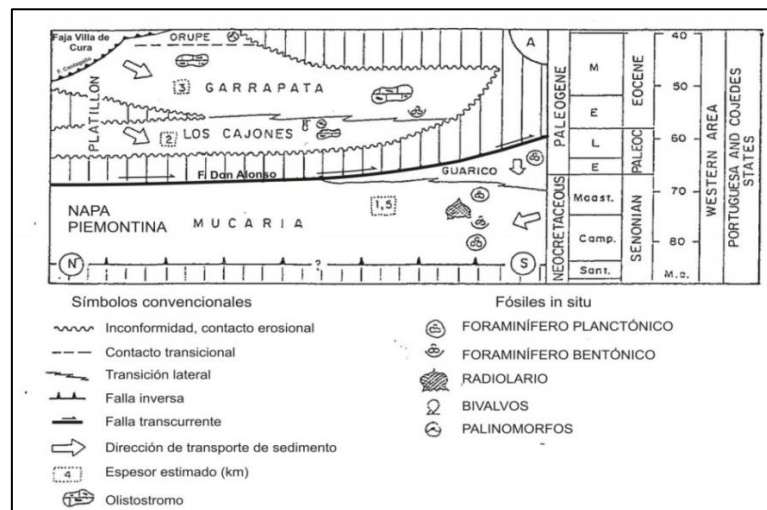


Figura 2.5. Relación bioestratigráfica de la Napa Piemontina y el Olistostromo de Platillón, entre los estados Portuguesa y Cojedes. Adaptado de MACSOTAY *et al.* (1995).

### **3. GEOLOGÍA LOCAL**

#### **3.1. GENERALIDADES**

La zona de estudio está enmarcada entre la región de Tinaquillo y Cachinche, abarcando en su mayoría parte de la Serranía del Interior y una pequeña parte de la Serranía del Litoral. Adicionalmente, se encuentran fajas tectónicas alóctonas, como lo son la Faja Caucagua-El Tinaco (Terreno Tinaco-Tucutunemo), Faja de Villa de Cura (Terreno San Sebastián y Villa de Cura) y la Faja de Loma de Hierro (Terreno Paracotos y Terreno Loma de Hierro) y fajas tectónicas para autóctonas, representadas por la Faja Caracas (Terreno Las Mercedes) y la Faja Piemontina (Olistostromo de Platillón y Napa Piemontina); todas separadas entre sí por fallas de corrimiento, como fue discutido previamente.

A partir de la integración de los mapas geológicos de autores previos, información recogida en campo y la tectono-estratigrafía de la región, se efectuó una actualización de los datos geológicos, por fajas y terrenos que se mostrará a continuación.

#### **3.2. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

En este trabajo se integró la nomenclatura litoestratigráfica de la zona, representada por las unidades alóctonas y para autóctonas de las tablas 3.1 y 3.2 respectivamente, conjuntamente con las unidades cuaternarias extraídas de CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960), OXBURGH (1960) y GONZÁLEZ SILVA (1969), utilizando la nomenclatura definida por COPLANARH (1974), como se muestra en la tabla 3.3 como base, generando la cartografía definitiva de los 16 mapas a escala 1:25.000 y 1 mapa a escala 1:100.000.

Tabla 3.1. Terrenos alóctonos y sus respectivas unidades geológicas que afloran en la zona de estudio

Terrenos	Unidades geológicas		Siglas	Edad	Litología
San Sebastián	Gabro de Cantagallo		K2cg	Cretácico Tardío	Gabro hornbléndico-piroxénico
	Lava de Las Hermanas		K1lh	Cretácico Temprano	Toba piroxénica, lava almohadillada, brecha piroxénica y conglomerado volcánico
Villa de Cura	Granofel de Santa Isabel		K1vcsi	Cretácico Temprano	Granofel, esquistos, filita, metalava máfica, metatoba, metaconglomerado
	Metalava de El Carmen		K1vccm		Metalava piroxénica, sedimentos epiclásticos y toba.
	Metatoba de El Caño-El Chino		K1vccc		Metatoba afanítica, máfica y foliada, filita
Paracotos	Filita de Paracotos		K2E1p	Cretácico Tardío-Eoceno	Filita, mármol, metaconglomerado, metalimolita y metarenisca.
Loma de Hierro	Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro	(s.s)	K2boz	Cretácico Tardío	Lavas y tobas, esquistos y filitas y ftanita
		Zona de Cizalla	K2bo		
	Serpentinita		JKsp	Jurásico-Cretácico Temprano?	Serpentinitas
	Serpentinita de Peñas Negras		JKsppn		Serpentinita en una zona de cizallamiento
	Serpentinita de San Antonio		JKspsa		Serpentinitas con crisotilo reemplazado por talco, magnesita, cromita, Harzburgita serpentizada con crisotilo, bastita y clinopiroxeno
Serpentinita de El Chupón		JKspec			
Tinaco-Tucutunemo	Formación Mamonal	Sedimentaria	K1ms	Cretácico Temprano-Albiense	Arenisca conglomerática
		Volcánicas de Los Pilacones	K1mv		Lavas almohadilladas, diabasas y brechas de flujo
		Unidad basal	K1mb		Conglomerado con fragmentos de gneises, caliza
	Metavolcanosedimentarias de Las Placitas		Jlp	Jurásico?	Filita con metaconglomerados líticos, caliza, ftanita y metatoba actinolítica
	Diques de Aplita		JKa	Jurásico-Cretácico Temprano?	Monzonita cuarcífera
	Diques de Basalto		JKb		Basalto hornbléndico, diabasas, dioritas y gabros
	Apófisis y diques de Hornblendita		JKh		Hornblendita sin presencia evidente de metamorfismo
	Apófisis de Diorita		JKd		Diorita hornbléndica
	Apófisis de Gabro		JKg		Metagabro
	Filita de Tucutunemo		Pt	Pérmico	Filita carbonácea arenosa, areniscas, conglomerado
	Esquisto de Tinapú		PZti	Paleozoico	Esquistos cuarzo-albítico-muscovíticos, esquistos albítico-cuarzo-cloríticos
	Meta-tronjemita de La Gloria		NPlg	Neoproterozoico	Trondjemita protocataclástica
	Complejo El Tinaco	Esquisto cianítico	NPetc		Esquistos cianíticos-cuarzosos, cuarcitas
		Gneis	NPetg		Esquistos cuarzo-micáceos-feldespáticos-grafitosos, esquistos cloríticos, micáceos y cuarzosos, gneises cuarzo-feldespáticos-biotíticos, cuarcitas
		(s.d)	NPet		
	Gneis de La Aguadita	Zona de inyección	NPlay		Gneis hornbléndico, biotítico, anfíbolita y rocas graníticas, Metaconglomerados esquistosos
		(s.s)	NPla		Granulitas félsicas, intermedias, máficas y ultramáficas
Granulitas félsicas a ultramáficas		NPlad			
Peridotita de Tinaquillo	Zona máfica basal	NPlac	Granulitas máficas		
	Subunidad b	tqb	Peridotitas, piroxenita, anfíbolita y metagabro, granulitas		
Subunidad a	tqa				

Tabla 3.2. Unidades parautoctonas de la zona de estudio

Terrenos y Napas	Unidades geológicas	Siglas	Edad	Litología
<b>Olistostromo de Platillón</b>	Formación Garrapata	e4e5g	Eoceno temprano-medio	Conglomerados con fragmentos líticos y fragmento de minerales
	Formación Los Cajones	e3e4lc	Paleoceno tardío-Eoceno temprano	Secuencia flysch, olistolitos
<b>Napa Piemontina</b>	Formación Guárico	k6e1g	Maastrichtiense - Paleoceno	Lutita, arenisca y limolitas turbidíticas
	Formación Mucaria	k4k6m	Campaniense – Maastrichtiense	Grandes cantidades de lutita, seguido de limolita
<b>Terreno Las Mercedes</b>	Esquisto de Las Mercedes	K2m	Cretácico Tardío	Esquisto cuarzo-muscovítico-calcítico-grafítico con lentes de mármol grafitoso

Tabla 3.3. Unidades cuaternarias basadas en COPLANARH (1974)

Edad	Nomenclatura	Descripción
Holoceno	Q2al	Aluvión
Pleistoceno	Q1B10	Terraza

Tabla 3.4. Extensión en km<sup>2</sup> de las Fajas y Terrenos presentes en la zona de estudio

Fajas	Terrenos y Napas	km <sup>2</sup>	%
<b>Piemontina</b>	Olistostromo de Platillón	30	1
	Napa Piemontina	324	16
<b>Caracas</b>	Terreno Las Mercedes	54	3
<b>Villa de Cura</b>	Terreno San Sebastián	94	5
	Terreno Villa de Cura	373	18
<b>Loma de Hierro</b>	Terreno Paracotos	78	4
	Terreno Loma de Hierro	33	2
<b>Caucagua-El Tinaco</b>	Terreno Tinaco-Tucutunemo	823	40

Una vez descritas todas las nomenclaturas utilizadas de las unidades alóctonas y parautoctonas separadas por fajas, terrenos y napas, y las unidades cuaternarias según COPLANARH (1974). Los resultados obtenidos en la cartografía geológica se mostrarán a seguir.



### 3.2.1. Terrenos Tinaco-Tucutunemo y Las Mercedes

El Terreno Tinaco-Tucutunemo representa el más extenso del área de estudio (Tabla 3.4), abarcando una larga franja de dirección N-E, desde el noreste de Cachinche hasta el límite suroeste, cerca de El Chupón, integrándose los datos geológicos del mapa de MACKENZIE (1958), RENZ & SHORT (1960), OXBURGH (1960), MENÉNDEZ (1965) GONZÁLEZ SILVA (1969), SEYLER *et al.* (1998) y GRANDE (1999), tomando varios criterios definidos por BLIN (1989) conjuntamente con las observaciones propias en campo en diversos sectores y el uso de la data Aster, lográndose corregir los contactos de las unidades geológicas que afloran en la región. De igual manera se utilizó el mapa de MACKENZIE (1958) y GONZÁLEZ SILVA (1969) para delimitar el Terreno Las Mercedes.

De acuerdo con estudio de campo y el análisis petrográfico, se logró la corrección del contacto entre el Gneis de La Aguadita y el Esquisto de Tinapú a través de la Falla Tinapú, el contacto entre la Peridotita de Tinaquillo y el Esquisto de Las Mercedes por medio del Corrimiento de Manrique, se corroboró la extensión de la Filita de Tucutunemo hacia el sureste de la ciudad de Tinaquillo y se reinterpreto el afloramiento de la Faja Caracas en la Serranía del Interior cartografiado y propuesto por OXBURGH (1960) y GONZÁLEZ SILVA (1969), tomándolo como Complejo El Tinaco.

### 3.2.2. Terrenos Loma de Hierro y Paracotos

Estos terrenos forman parte de la Faja Loma de Hierro, situada en una franja con dirección noreste de la zona de estudio, desde el noroeste de Los Naranjos hasta la Falla Aragüita ubicada cerca de la localidad del mismo nombre.

Se cartografió tomando en cuenta el mapa de MACKENZIE (1958), OXBURGH (1960), MENÉNDEZ (1965) GONZÁLEZ SILVA (1969) y GONZÁLEZ SILVA (1972), confirmando la presencia de serpentinitas en las zonas visitadas en el trabajo de campo. Además, se corrigió el contacto entre Filita de Paracotos y las Volcanosedimentarias de Boca de oro. De igual manera se incluyó el cuerpo de serpentinita descrito por BLIN (1989) en el área de

la Yagüita y corroborado en campo en este trabajo, haciendo una integración con el mapa de MENÉNDEZ (1965).

### 3.2.3. Terrenos Villa de Cura y San Sebastián

Ambos terrenos pertenecen a la Faja de Villa de Cura, y se extiende desde el Cerro Jobal, al noreste del poblado de Aragüita, pasando por Chaparrote y Cotoperiz hasta el límite con la zona de Belén, San Juan de Los Morros y San Sebastián de Los Reyes, trabajándose con los siguientes mapas: OXBURGH (1960), JARVIS (1963), GONZÁLEZ SILVA (1969) y GONZÁLEZ SILVA (1972), ajustando los contactos con ayuda de la data Aster.

El Terreno San Sebastián formado en el área de estudio por Lavas de Las Hermanas y el Gabro de Cantagallo, adquirió un especial interés en el estudio de campo, tomándose los criterios de autores como GIRARD (1981), GIRARD *et al.* (1982) y NAVARRO (1983, 1985) como válidos, modificando lo que era considerado como Formación Tiara a Formación Las Hermanas y aceptando los criterios de SANTAMARÍA (1972) y SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974) para el Gabro de Cantagallo, cambiando la unidad de diorita cartografiada por JARVIS (1963), GONZÁLEZ SILVA (1969, 1972).

### 3.2.4. Olistostromo de Platillón y Napa Piemontina

Son unidades para autóctonas pertenecientes a la Faja Piemontina. El Olistostromo de Platillón está ubicado hacia el sureste de la zona de estudio, estando en contacto al norte con la Faja Villa de Cura a través de la Falla de Cantagallo y al sur está limitado por la Napa Piemontina por medio de la Falla de Don Alonso, con una orientación aproximada E-O, abarcando un área de 30 km<sup>2</sup>, representando el 1% del área de estudio. La Napa Piemontina, en cambio, está situada en toda la zona sur de la región, específicamente entre la zona Piemontina y llana de la serranía del interior, comprendiendo un área de 325 km<sup>2</sup>, constituyendo el 16% de la región.

En cuanto a la cartografía de la Faja Piemontina, se recurrió a los mapas de CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960), el de RENZ & SHORT (1960), JARVIS (1963), MENÉNDEZ (1965) y GONZÁLEZ SILVA (1972), modificando los contactos de estos autores tomando en cuenta las observaciones de AGUASUELOS INGENIERÍA (1990) y MACSOTAY & VIVAS (1995). Éstos últimos alegan que el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina varía cronológicamente de acuerdo a la zona de estudio según los fósiles in situ.

### 3.3. UNIDADES GEOLÓGICAS

Las unidades geológicas estudiadas en campo fueron las siguientes, siguiendo la nomenclatura de la Tabla 3.5 que se mostrará a seguir:

Tabla 3.5. Nomenclaturas utilizadas en el análisis petrográfico

Ab: Albita	Atg: Antigorita	Ap: Apatito	Bt: Biotita	Cal: Calcita
M. Chert: Chert metamórfico	Ky: Cianita	Zrn: Circón	Cpx: Clinopiroxeno	Czo: Clinozoisita
Chl: Clorita	Cri: Crisotilo	Crist: Cristobalita	Qtz: Cuarzo	Qm: Cuarzo monocristalino
Qp: Cuarzo policristalino	Ens: Enstatita	Ep: Epidoto	F: Feldespatos	Graf: Grafito
Grt: Granate	Hem: Hematita	Hbl: Hornblenda	Ilm: Ilmenita	Lcx: Leucoxeno
Mgt: Magnetita	Mgt. Ti: Magnetita titanífera	Mc: Microclino	Ms: Muscovita	Ol: Olivino
Opx: Ortopiroxeno	Prehn: Prehnita	Pl: Plagioclasas	Prehn: Prehnita	Ser: Sericita
Srp: Serpentina	Ttn: Titanita	Trid: Tridimita	Min.AT: Minerales de alteración hidrotermal	Fr. Roca: Fragmento de roca
Lt: Líticos totales	NP: Nicoles paralelos	NC: Nicoles cruzados	Acc: Accesorios	Op: Opacos

### 3.3.1. Terreno Tinaco-Tucutunemo

#### 3.3.1.1. Peridotita de Tinaquillo

##### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestras de mano

Se visitaron dos lugares cercanos al embalse Las Delicias (Ver tabla 3.6), situado en la ciudad de Tinaquillo. La primera parada es la Co-14-243 hacia el sureste del embalse, un afloramiento de unos 65 m de largo por 15 m de alto (Figura 3.1), formado por una roca triturada y serpentizada, en algunos casos pulida producto de del intenso cizallamiento de la región y en otras con presencia de porfidoclastos con textura gnéisica, por lo que se denominaron rocas miloníticas. Al tener estas dos variedades texturales, se procedió a tomar una muestra de cada una de ellas que se describirán a seguir.

Tabla 3.6. Muestras de mano tomadas en la Peridotita de Tinaquillo

Subunidad	Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico	Difracción de rayos X
Subunidad a	Ultramilonita	Co-14-243A	Sureste del Embalse Las Delicias	Si	Si
	Ultramilonita	Co-14-243B		Si	Si
	Ópalo-T	Co-14-244A	Oeste del Embalse Las Delicias	No	Si
	Roca de alteración	Co-14-244B		No	Si

La Co-14-243A es una milonita color gris claro en su mayoría con presencia de 15% de porfidoclastos aproximadamente. Estos son de color negro, uno llega a de poco más de 3 cm de largo y otros que no llegan al 1 mm de largo de color amarillo. Además se observan minerales de color gris oscuro que bajo lupa se ven algo ramificados. Texturalmente se ven bandas negras intercaladas con el mineral gris. Ninguno de los minerales se ha podido identificar en muestra de mano, aunque se infiere que la muestra está serpentizada debido a su tacto craso y dureza característica de este mineral. Por otro lado, la Co-14-243B se definió como ultramilonita, sin evidente presencia de porfidoclastos. Esta muestra a

diferencia de la otra, tiene variedades entre verde, gris y negro, su superficie es lisa y es de textura afanítica. Además su tacto craso en partes verdes delata la presencia de serpentina en una superficie de falla.



Figura 3.1. Punto Co-14-243. Afloramiento de la Peridotita de Tinaquillo.

Continuando con el recorrido, y encontrando un desvío de rumbo noroeste, a unos pocos metros de distancia se divisa un corte de carretera en donde aflora una peridotita bastante meteorizada con presencia de vetas de ópalo y entre 1 cm y 3 cm de espesor, siendo evidentes en la Figura 3.2. Además se observó magnesita asociada. En el lugar también se encuentran rocas cuarzo-feldespáticas en dichas vetas, por lo que se tomaron con el propósito de describirlas y hacer DRX a cada una de ellas.

La primera recogida fue la Co-14-244A, nombrada como magnesita de color blanco, que no reacciona al HCl, bajo lupa no se aprecia una dirección de exfoliación clara. Además se aprecia cuarzo identificado por su fractura concoidea y su dureza. Por otra parte, la Co-14-244B se definió como roca granitoide de colores blanco y gris principalmente de tamaño mayor a 1 mm en promedio, índice de color menor al 7%, con presencia de plagioclasas y cuarzo. El mineral negro es claramente más pequeño, pero debido a su dureza fue identificado como turmalina.

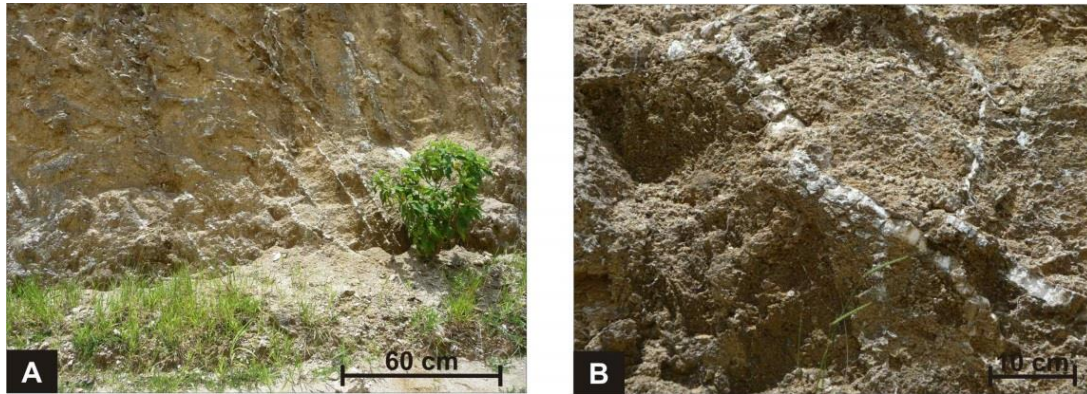


Figura 3.2. Punto Co-14-244. Vetas de ópalo en la Peridotita de Tinaquillo meteorizada. A. Vista de parte del afloramiento. B. Acercamiento a las vetas de ópalo.

### ➤ Análisis petrográfico

#### Ultramilonita. Muestra Co-14-243A

Roca de textura foliada gnéisica con presenta de matriz de 94% constituido principalmente por serpentina (Ver Tabla 3.7), en forma de bandas junto con magnetita y clorita de color anómalo azul y amarillo. Adicionalmente, se denotan porfidoclastos en un 6% de cristales de magnetita de entre 0,5 a 3 mm como con coronas de clorita de color amarillo de 1<sup>er</sup> orden y azul de 1<sup>er</sup> orden como se evidencia en la Figura 3.3D, ortopiroxenos cloritizados de hasta 5 mm con clivaje residual (Figura 3.3C) y olivino de 0,2 a 3 mm con sombras de presión de lizardita identificada por su aspecto plumoso (Figura 3.3A y 3.3B).

Tabla 3.7. Componentes mineralógicos (%) de la ultramilonita. Muestra Co-14-243A.

Muestra	Matriz			Porfidoclastos		
	Srp	Chl	Mgt	Opx	Mgt con Chl	OI
Co-14-243A	90	3	1	3	2	1

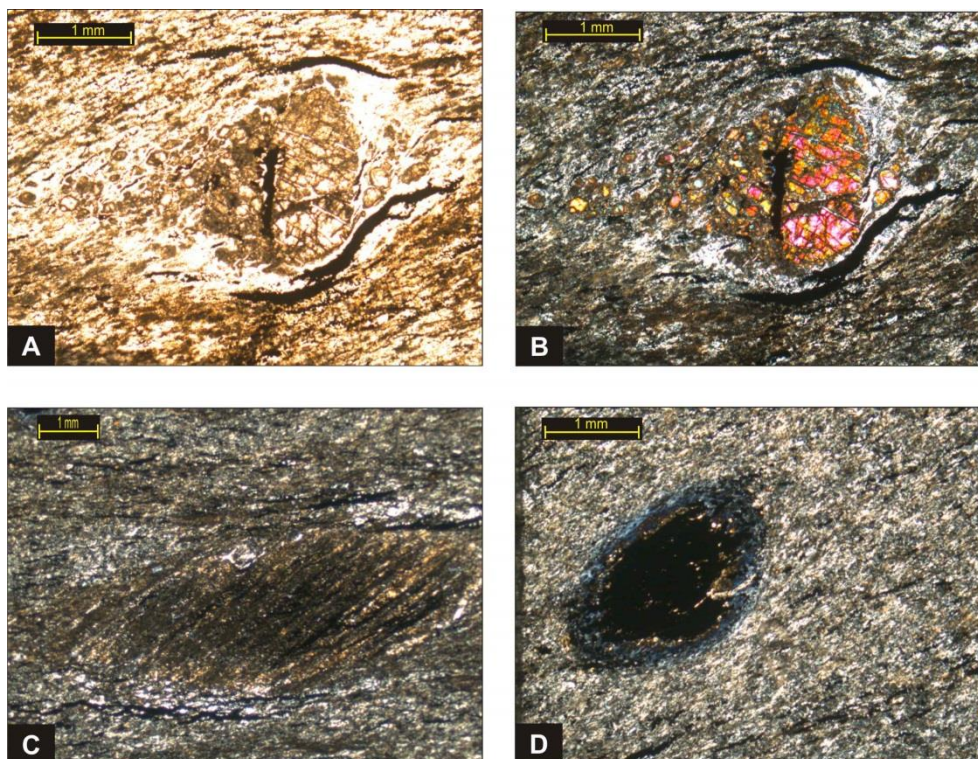


Figura 3.3. Ultramilonita. Muestra Co-14-243 A. Porfidoclasto de olivino en NP (A) y NC (B), ortopiroxeno con clivaje residual (C) y cristal de magnetita con doble corona de clorita (D).

### Ultramilonita. Muestra Co-14-243B

Roca de aspecto filítico, con escasa presencia de porfidoclastos de entre 0,1 y 2 mm de un mineral muy cloritizado con el color anómalo amarillo. Su matriz está formada por serpentina en su mayoría y clorita (Tabla 3.8). Además presenta tres bandas que siguen una orientación preferencial, como se detalla en la Figura 3.4, cuyo espesor está entre los 0,8 mm y 1,5 mm, dos de clorita con el mismo color de interferencia anómalo, aunque también es evidente el azul anómalo y magnetita y otra compuesta solo por magnetita.

Tabla 3.8. Componentes mineralógicos (%) de la ultramilona. Muestra Co-14-243B

Muestra	Matriz			Bandas		Porfidoclastos
	Srp	Chl	Mgt	Chl y Mgt	Mgt	Chl
Co-14-243A	90	5	<1	3	1	<1

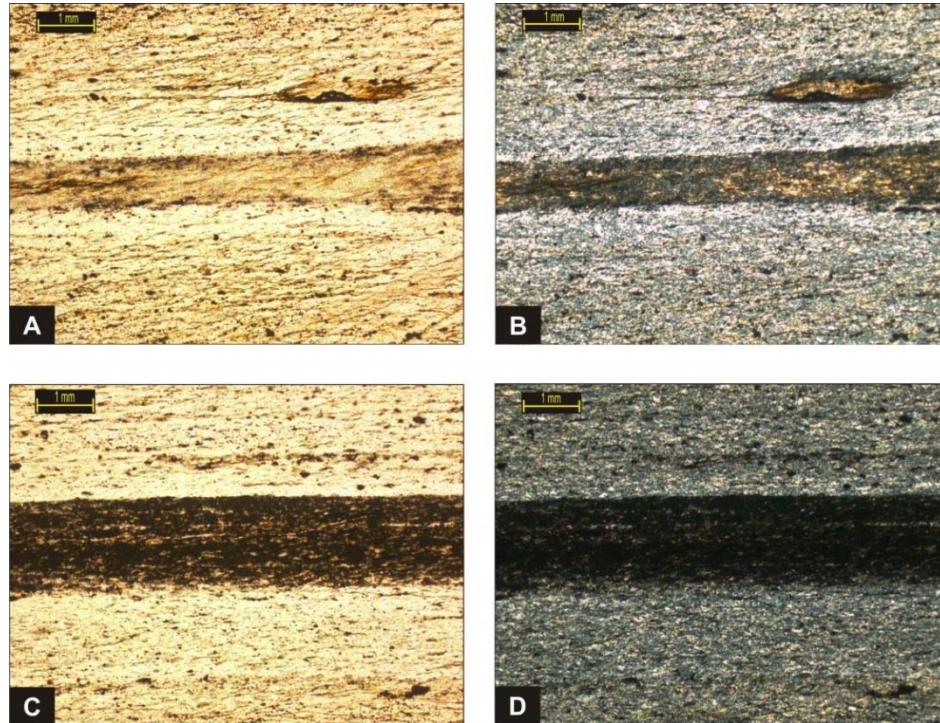


Figura 3.4. Ultramilonita. Muestra Co-14-243 B. Banda de clorita en donde en la parte superior se observa un porfiroclasto en NP (A) y NC (B). Banda de magnetita en NP (C) y NC (D).

### ➤ Análisis de difracción de rayos X

#### **Ultramilonita. Co-14-243A**

Esta muestra es caracterizada por la presencia notoria de antigorita como mineral predominante, al igual que como se denotó en la descripción petrográfica, seguido de clorita como mineral secundario (Ver Tabla 3.9 y Figura 3.5). Los otros minerales como el olivino y ortopiroxeno no se detallaron en los principales, sino con una intensidad relativa de menos del 7% por lo que no se puede aseverar la presencia de los mismos. El mineral opaco se puede solapar con un pico de la antigorita.



Tabla 3.9. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-243A.

d-spacing(Å)	Altura	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
7,29	1118,21	100	12,1272	Antigorita
4,62	118,39	10,59	19,1810	Antigorita
3,64	414,05	37,03	24,4462	Antigorita
3,59	324,06	28,98	24,8103	Clorita
2,53	382,34	34,19	35,4578	Antigorita
1,54	169,85	15,19	59,9330	Clorita

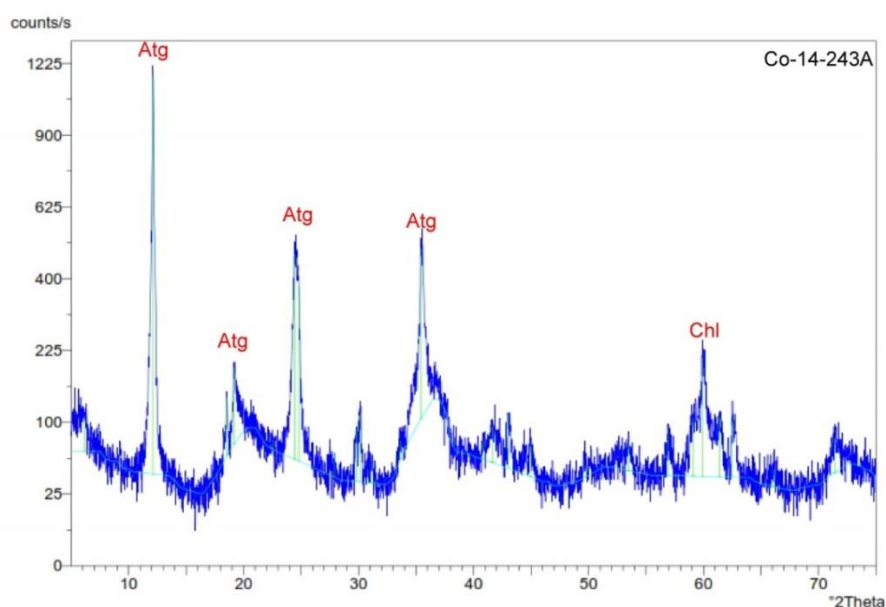


Figura 3.5. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-243A. Atg= Antigorita, Chl=Clorita.

### Ultramilonita. Co-14-243B

Los picos de la antigorita son claramente evidentes al igual que la anterior (Nótese la Tabla 3.10 y la Figura 3.6), además de una pequeña presencia de clorita. Estos dos minerales fueron notorios en la descripción petrográfica. El mineral opaco puede estar solapado con la antigorita.

Tabla 3.10. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-243B.

d-spacing(Å)	Altura	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
7,25	2249,70	100	12,2021	Antigorita
3,61	1105,87	49,16	24,6464	Antigorita
2,53	386,13	17,16	35,4692	Antigorita
1,54	178,07	7,92	59,9642	Clorita

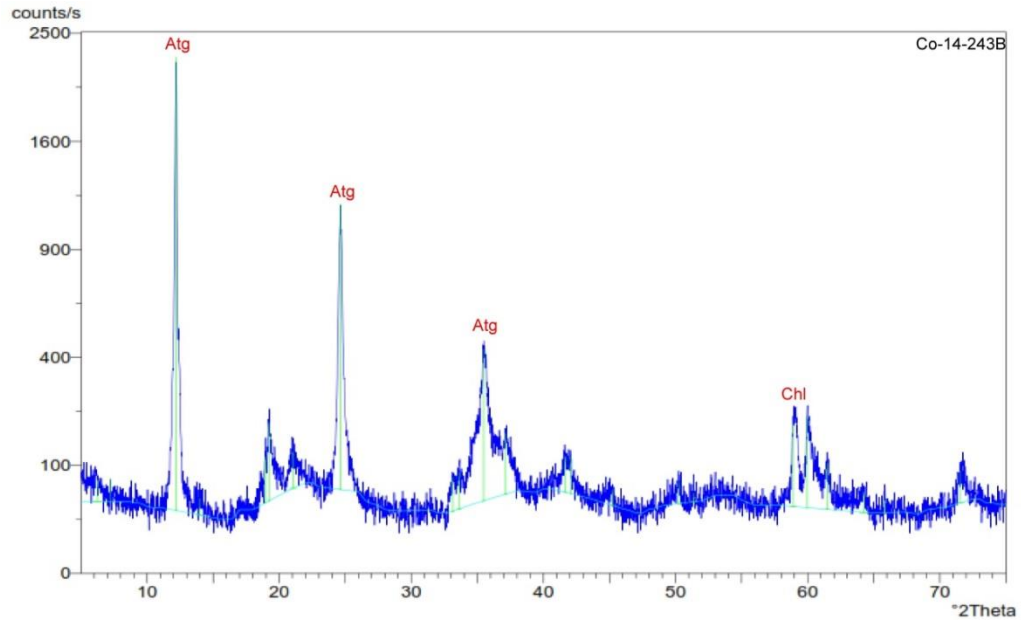


Figura 3.6. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-243B. Atg= Antigorita, Chl= Clorita.

### Ópalo-T

En general, la caracterización de esta muestra por DRX indica que los picos más elevados concuerdan con cristobalita y tridimita (Tabla 3.11 y Figura 3.7), como minerales más abundantes, seguido por el cuarzo de acuerdo con los registros. Debido a la presencia de los dos primeros mencionados la muestra se denomina como Ópalo-T.

Tabla 3.11. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-244A.

d-spacing(Å)	Altura	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
4,34	296,87	65,03	20,4510	Tridimita
4,11	456,51	100	21,6176	Cristobalita
3,34	261,15	57,21	26,6471	Cuarzo
3,18	63,88	13,99	27,9806	Tridimita
2,89	79,16	17,34	30,9161	Cristobalita
2,50	114,51	25,08	35,8103	Cristobalita

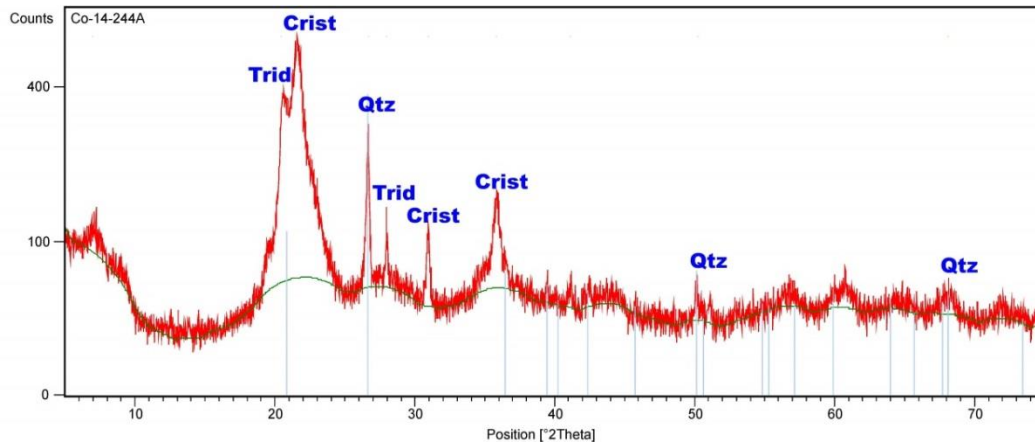


Figura 3.7. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-244A. Crist= Cristobalita, Trid=Tridimita, Qtz=Cuarzo.

### Roca de alteración

En el diagrama de difracción se destaca una serie de reflexiones basales definida por albita y cuarzo (Tabla 3.12 y Figura 3.8), sin evidencias aparentes de otros minerales. Esto indica, que el mineral de color negro detallado en la muestra de mano probablemente tenga un porcentaje de intensidad relativa menor al 5%.

Tabla 3.12. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-244B.

d-spacing(Å)	Altura	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
4,25	849,95	11,65	20,8584	Cuarzo
3,34	3391,79	46,49	26,6438	Cuarzo
3,19	7296,36	100	17,8153	Albita

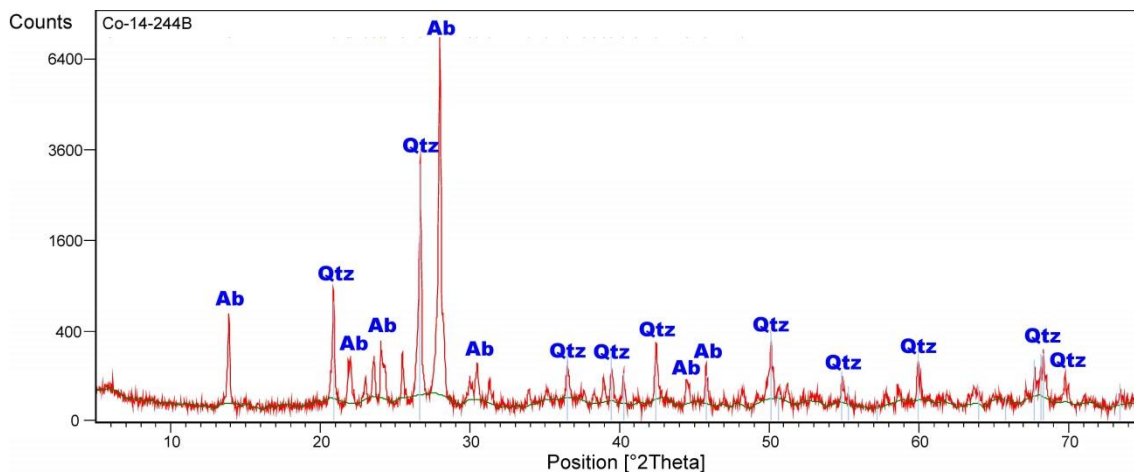


Figura 3.8. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-244B. Ab=Albita, Qtz=Cuarzo.

### 3.3.1.2. Gneis de La Aguadita

#### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestras de mano

El estudio de campo se centró en seis paradas, situadas en el río Tinapú, en sus cercanías, un sector del lado oeste del cerro Osumita, río Aragüita, quebrada La Horqueta, extrayéndose un total de cuatro muestras como se muestra en la Tabla 3.13. La primera parada, denominada Co-14-200, está ubicada en el río Tinapú, específicamente en el descenso de un pequeño cerro en donde la topografía pasa de abrupta a plana, aflorando un esquisto a lo largo del río, cubierto por vegetación hacia el sur (Figura 3.9A y 3.9B), con típica textura foliada y fracturas apreciables en a lo largo de la roca. Además, el plano de foliación sigue una orientación de N25W55N, midiendo más de 6 m de largo.

Tabla 3.13. Muestras correspondientes al Gneis de La Aguadita

Subunidad	Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Gneis de La Aguadita. Zona de inyección	Gneis	Co-14-224	Río Aragüita	No
	Gneis cuarzo-plagioclásico-biotítico-hornbléndico	Co-14-229	Quebrada La Horqueta	Si
Gneis de La Aguadita (s.s)	Esquisto plagioclásico-cuarzo-hornbléndico	Co-14-200	Río Tinapú	Si
	Gneis plagioclásico	Co-14-202	600 m al sur del Río Tinapú	Si



Figura 3.9. Punto Co-14-200. Sector estudiado en el río Tinapú, en donde aflora el Gneis de La Aguadita.

A. Vista general del afloramiento B. Lugar donde se extrajo la muestra Co-14-200.

En cuanto a la descripción de muestra de mano, la misma se denominó como esquistos hornbléndico-cuarzoso, siendo incongruente con el Esquisto de Tinapú cartografiado por MENÉNDEZ (1965) y GONZÁLEZ SILVA (1972). La roca tiene un color meteorizado pardo y color fresco gris oscuro en general, con algunas tonalidades blancas que al aplicarle ácido, no reaccionaron. Por otra parte, se observaron minerales cuyas propiedades son difíciles de diferenciar bajo lupa ya que el tamaño de los cristales está entre 0,1-0,3 cm aproximadamente. Sin embargo, de acuerdo a ciertas propiedades como dureza y hábito y brillo, se detalló hornblenda como mineral predominante, seguido de cuarzo.

A unos 600 m, al sur del río Tinapú (Co-14-202), se encuentra un afloramiento al pie de la carretera, cuya superficie está bastante meteorizada, teniendo una foliación clara, con una orientación de N55W25N. Este punto se puede apreciar en la Figura 3.10.



Figura 3.10. Punto Co-14-202. Afloramiento del Gneis de La Aguadita en plena carretera.

La roca en muestra de mano se nombró gneis plagioclásico-biotítico con presencia de bandas de colores claros y oscuros, y tamaño de cristales de hasta unos 0,6 cm. No reacciona al HCl y mineralógicamente se denota plagioclasa con un tono gris verdoso de como mineral predominante. El mineral oscuro no llega a los 0,1 mm en promedio y por la dureza y su brillo, es identificado como biotita.

Seguidamente, en la carretera vía sur, cerca del cerro Osumita (Figura 3.11), se evidenció una roca cuya foliación no se aprecia de manera clara y su componente principal es el grafito de color gris, rodeada por rocas cuarzo-feldespáticas muy meteorizadas. Como el tamaño de grano es claramente apreciable y se presume una foliación, la roca es nombrada como un esquisto grafitoso rodeado de un gneis cuarzo-feldespático. Cabe destacar que hacia el cerro se realizó prospección por grafito.



Figura 3.11. Punto Co-14-203. Roca foliada grafitosa en plena carretera, en la Zona de inyección del Gneis de La Aguadita.

Por otra parte, en el río Aragüita, a unos pocos metros del punto que coincide con la carretera y cercano a una localidad con el mismo nombre (Co-14-224), se encontraron una serie de rocas foliadas denominadas gneis en pleno río (Figura 3.12), no cubierta ni por vegetación ni agua, con un plano de orientación N20E82N, presencia de fracturas y pequeñas vetas de cuarzo.



Figura 3.12. Punto Co-14-224. Sector en el río Aragüita. Gneis de La Aguadita. Zona de inyección. A. Afloramiento del Gneis en pleno Río Aragüita. B. Detalle de la foliación y las fracturas de la roca.

El gneis presentaba un color meteorizado amarillo y color fresco gris oscuro, con un tamaño de cristales de los 0,2 cm de largo, con presencia de vetas de cuarzo pequeñas de unos 0,1 cm de espesor aproximadamente y color blanco. De igual manera, se observa un mineral de color gris oscuro a negro, cuyo tamaño no permite detallar de manera adecuada sus propiedades físicas.

El levantamiento de la quebrada La Horqueta consistió en dos paradas, la Co-14-227 y Co-14-229. En la primera, se evidenció una roca de textura gnéisica, sin presencia evidente de planos de foliación, de color gris, con bandas aparentemente de cuarzo o feldespato de más de 10 cm en una matriz fina de un mineral de color negro, que al ser muy pequeño no se pudo identificar. Además, se detallaron tres perforaciones con el mismo diámetro, siendo una evidente en la Figura 3.13, indicando que posiblemente se tomaron muestras de núcleos en ese lugar.



Figura 3.13. Punto Co-14-227. Perforación en el Gneis de La Aguadita. Zona de inyección.

En la parada Co-14-229 de la misma quebrada se notaron rocas gnéisicas de color blanco debido a la presencia de cuarzo y plagioclasa y otras rocas con presencia evidente de foliación con un buzamiento relativamente bajo hacia el sur y variadas orientaciones, teniendo a la hornblenda como mineral abundante (Figura 3.14), extrayéndose la muestra Co-14-229, nombrada como gneis hornbléndico-cuarzoso de color fresco verde oscuro-negro en general con algunos tonos blancos, con 0,4 cm de tamaño de grano promedio, siguiendo el plano de foliación.



Figura 3.14. Punto Co-14-229. Gneis en la quebrada La Horqueta, perteneciente a la Zona de inyección del Gneis de La Aguadita.

### ➤ **Análisis petrográfico**

#### **Esquisto plagioclásico-cuarzo-hornbléndico**

Fábrica hipidioblástica y foliación fuerte nematoblástica, tamaño de grano promedio de 0,1 a 1 mm y pórfidoblastos de granate de hasta 2 mm (Figura 3.15A y 3.15B). En general presenta plagioclasas no macladas y del tipo oligoclasa con maclado tipo albita en su mayoría y periclínico, poco alterada a epidoto y sericita, seguido de cuarzo y hornblenda de pleocroismo de amarillo a verde oscuro, color de interferencia entre amarillo-azul de 2<sup>do</sup> orden, con algunos cristales maclados y poco alterada a clorita. Además se evidencia granate y leucoxeno, apatito, epidoto y clorita (Ver Tabla 3.14).



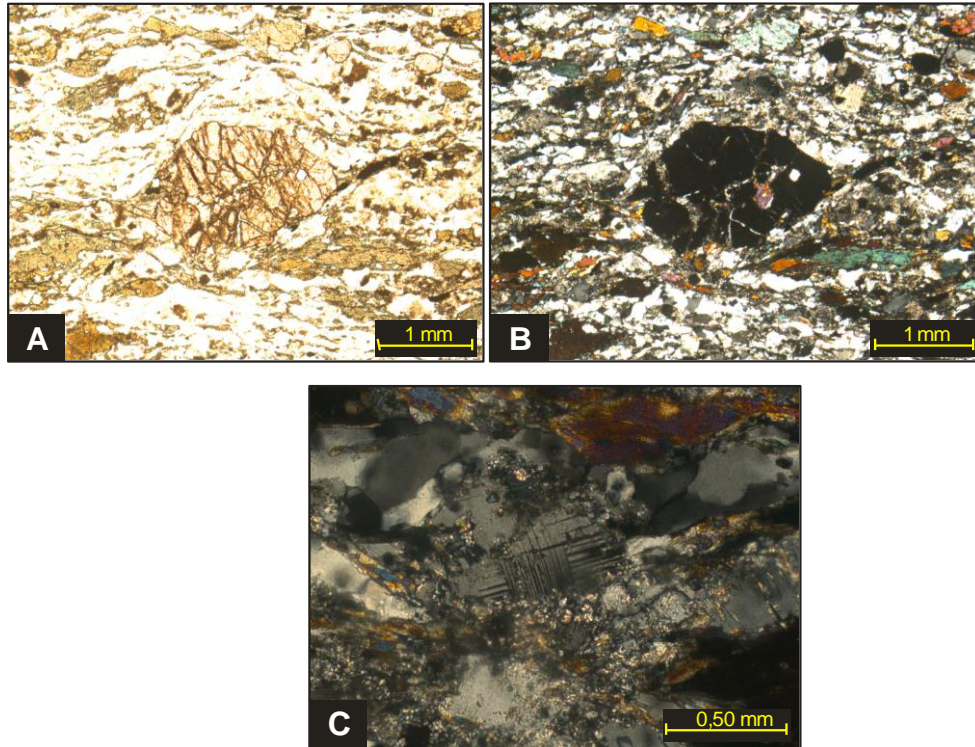


Figura 3.15. Esquisto plagioclásico-cuarzo-hornbléndico. Muestra Co-14-200. Vista general de la sección, NP (A) y NC (B) y Maclado tipo periclínico (C).

### Gneis plagioclásico

Esta presenta foliación muy pobre, tamaño de grano de 0,2 a 0,5 mm en promedio y un porfidoblasto de 3 mm muy alterada para identificar su mineral original (Figura 3.16A y 3.16B). Mineralógicamente, se aprecia plagioclasas del tipo andesina muy alteradas a epidoto (Figura 3.16C), siendo difícil detallar las maclas características, pese a que algunos cristales cumplen la ley del maclado tipo albita-Carlsbad. Además se observa leucoxeno, cristales de calcita, clorita con color anómalo marrón y azul (Figura 3.16D), titanita, epidoto, prehnita en pequeñas cantidades, presente en grietas y algunos cristales de apatito, cuarzo y biotita rellena de leucoxeno (Ver Tabla 3.14).

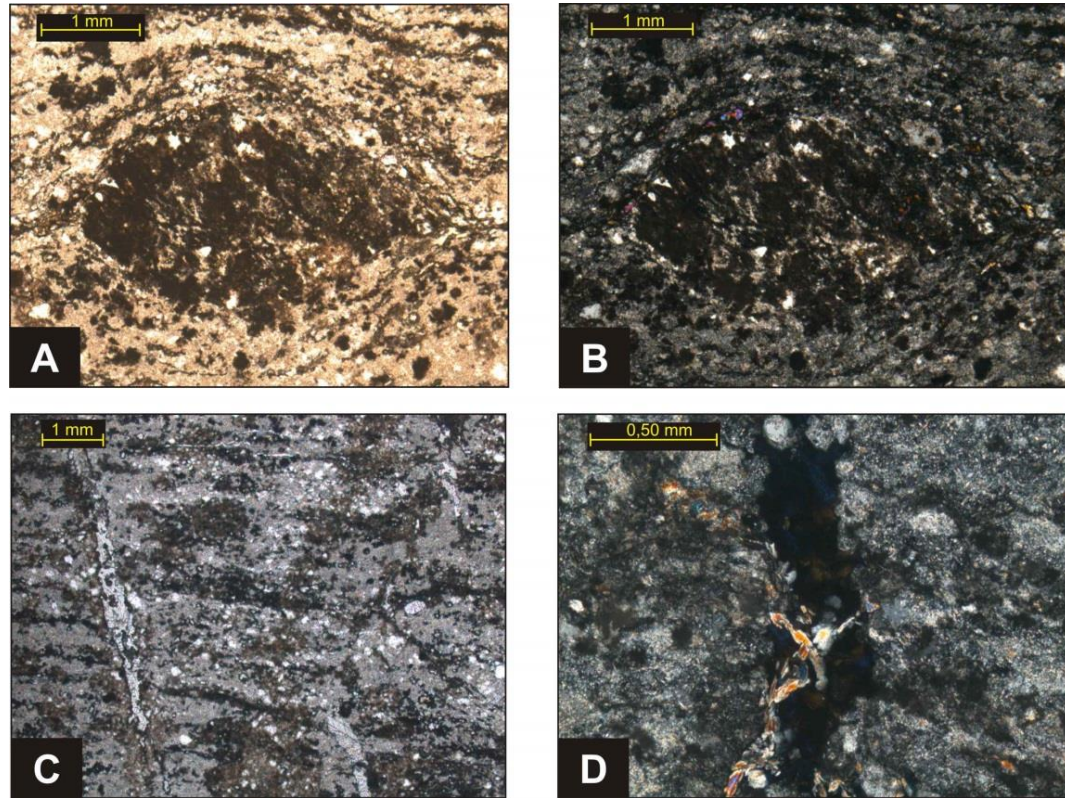


Figura 3.16. Gneis plagioclásico. Muestra Co-14-202. Porfidoblasto alterado en NP (A) y NC (B). Vista general de la muestra en NC (C) y cristales de clorita de color anómalo marrón y azul con cristales de prehnita en NC (D).

### **Gneis cuarzo-plagioclásico-biotítico-hornbléndico**

La última muestra analizada petrográficamente en la zona de inyección del Gneis de La Aguadita. El tamaño de cristales va desde 0,1 hasta 0,8 mm (Figura 3.17A, 3.17B, 3.17C, 3.17D) con cuarzo y plagioclasas del tipo oligoclasa como minerales más abundantes, ésta última presenta cristales desde poco alterados a muy alterados a sericita y crecimiento de cuarzo formando textura mimerquítica. La biotita fue otro mineral visto, y la misma posee un pleocroísmo de amarillo a marrón oscuro, sin presencia de alteración a clorita a diferencia de la hornblenda que además de tener un pleocroísmo de amarillo a verde oscuro, algunos presentan un color verde (altera a clorita), y otros amarillos anómalos. Por otra parte, se observaron otros minerales como apatito, titanita e ilmenita en menores cantidades, tal como se detalla en la Tabla 3.14.

Tabla 3.14. Componentes principales (%) de las muestras del Gneis de La Aguadita

Muestra	Pl	Qtz	Hbl	Grt	Lcx	Ap	Ep	Chl	Cal	Ttn	Prehn	Bt	Ser	Ilm
Co-14-200	44	28	22	3	1	1	<1	<1						
Co-14-202	80	<1			10	<1	1	3	3	2	<1	<1		
Co-14-229	35	38	10			1				<1		15	<1	<1

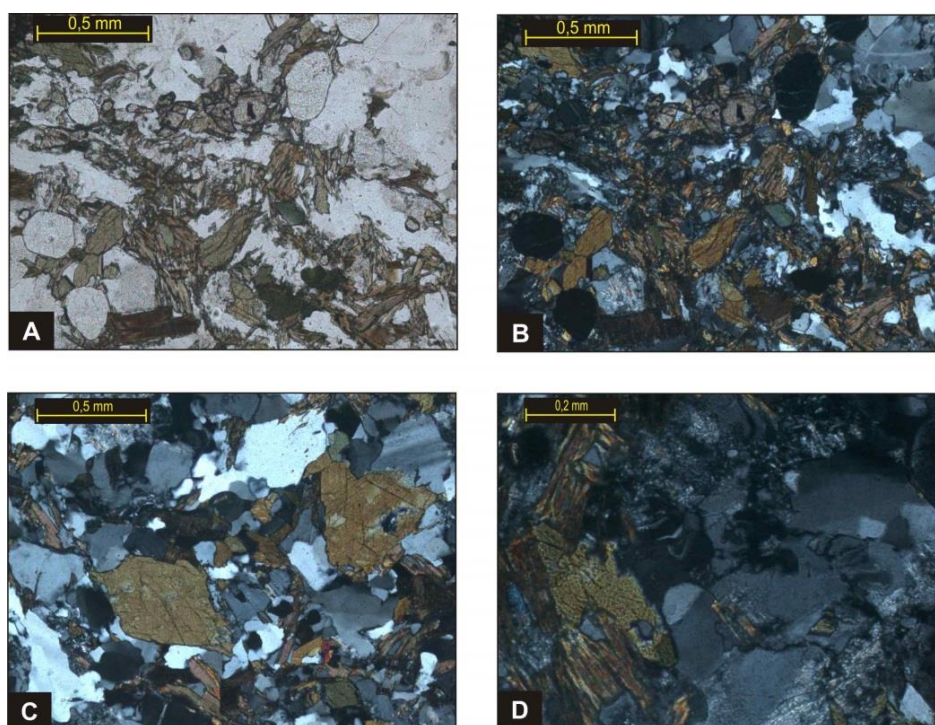


Figura 3.17. Gneis cuarzo-plagioclásico-biotítico-hornbléndico. Muestra Co-14-229. Vista general de los componentes mineralógicos en NP (A) y NC (B). Cristales pseudo-hexagonales de hornblenda (C). Textura mimerquítica (D).

### 3.3.1.3. Metatrondjemita de La Gloria

#### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestra de mano

En un punto cercano a la intersección de la carretera con la quebrada Bucarito (Co-14-236, mostrado en la Tabla 3.15), se notó un bloque de color blanco de casi 2 m de largo

afloRANDo en la vía (Figura 3.18A), en una zona plana, encontrándose rodeado por vegetación. Al recorrer la zona, se notaron algunos bloques pertenecientes a la misma roca mucho más pequeños en la quebrada, pero la descripción se centró en el anterior ya nombrado, sacando una muestra que se describió como trondjemita de tonalidades blancas y grises, con tamaño promedio de los cristales entre 0,1 y 0,2 cm. Los minerales blancos son en general cuarzo y plagioclasas, representando más del 90% de la roca. El mineral negro es muy pequeño pero por su brillo se puede identificar como biotita.

Tabla 3.15. Muestra de la Metatrondjemita de La Gloria

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Trondjemita protocataclástica	Co-14-236	Quebrada Bucarito	Si



Figura 3.18. Punto Co-14-236. Afloramiento de meta-trondjemita de La Gloria. A. Cuerpo aflorando cerca de una quebrada. B. Vista cercana.

### ➤ Análisis petrográfico

Al ser una unidad geológica poco estudiada, la muestra se analizó bajo el microscopio petrográfico, denominándose trondjemita protocataclástica de fábrica inequigranular seriada, con tamaño de grano desde 0,1 mm a 4 mm sin presencia de foliación pero si de una matriz triturada (24%) de cuarzo y microclino principalmente entre grandes fragmentos de plagioclasas del tipo oligoclasa levemente alterados a sericita, zonados en su mayoría (Figura 3.19A, 3.19B y 3.19C) y algunos con maclado periclínico. Además es apreciable cuarzo en algunos cristales, formando textura mimerquítica. Por otro lado, hay que destacar

que el cuarzo no solo está presente en la matriz, también es parte junto con la plagioclasa como fragmentos, teniendo éstos un tamaño significativamente superior. Por último se evidenció biotita, clorita, hornblenda, titanita, ilmenita, magnetita y apatito como minerales secundarios (Tabla 3.16).

Tabla 3.16. Minerales presentes (%) en la muestra Co-14-236

Muestra	Pl	Qtz	Mc	Bt	Chl	Hbl	Ms	Ttn	Ilm	Mgt	Ap
Co-14-236	65	32	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1

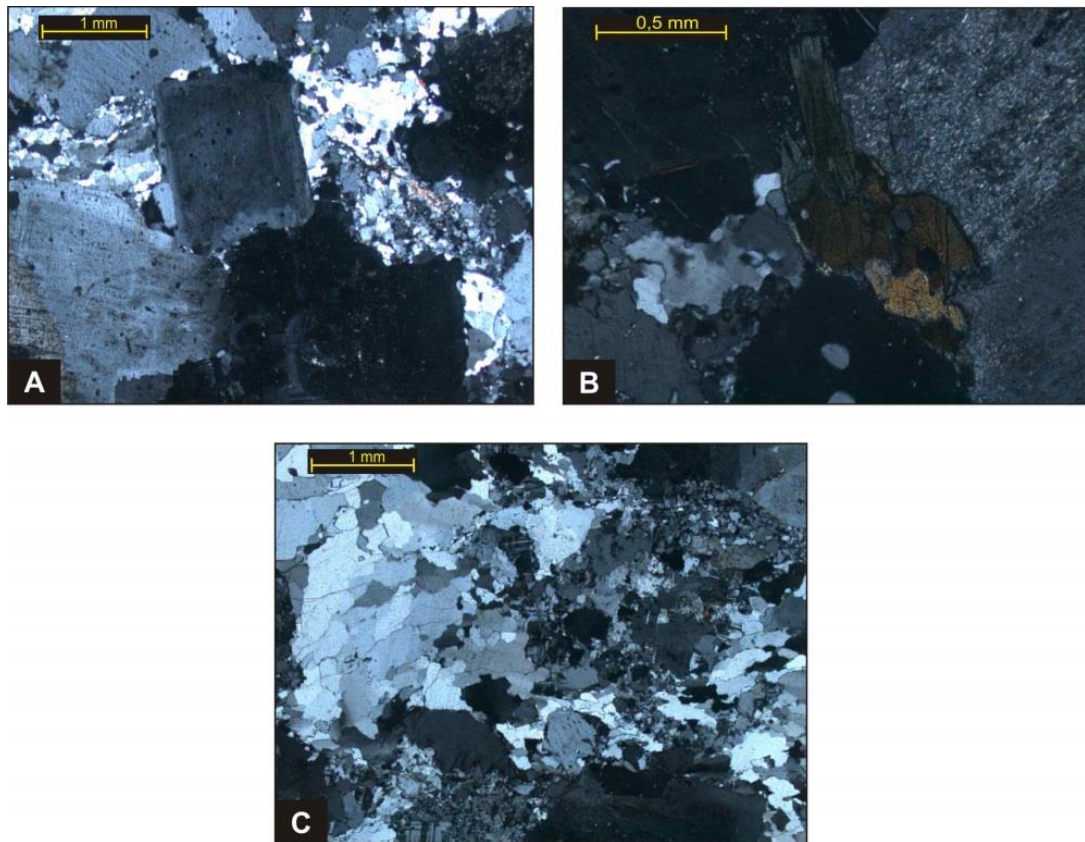


Figura 3.19. Trondjemita protocataclástica. Muestra Co-14-236. A. Fragmentos de plagioclasas zonadas y matriz de cuarzo. B. Textura mimerquítica y cristal de hornblenda alterada a clorita. C. Fragmentos de cuarzo y plagioclasas y matriz de cuarzo y microclino.

### 3.3.1.4. Complejo El Tinaco

#### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestras de mano

El estudio de campo se concentró en dos sectores, cerro Gordo y la quebrada El Naipe, como se observa en la Tabla 3.17. El cerro Gordo está situado a unos 10 km al noreste de Tinaquillo, vía Cachinche, en un poblado llamado Los Sitios. Al llegar al lugar, pasando una vía que lo bordea, se encuentra un bloque suelto de más de 30 cm (Figura 3.20) de tonalidades azuladas por la presencia de cianita, y en donde en una parte se observa los cristales orientados, dando origen a una posible foliación.

Tabla 3.17. Muestras del Complejo El Tinaco

Subunidad	Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Complejo El Tinaco. Esquisto cianítico	Meta-brecha cianítica	Co-14-240	Cerro Gordo	Si
Complejo El Tinaco. Gneis	Esquisto cuarzo-muscovítico-cianítico	Ca-14-246	Quebrada El Naipe	Si
Complejo El Tinaco (s.s)	Esquisto muscovítico-cuarzo-granatífero	Ca-14-245A		Si
	Mármol	Ca-14-245B		No



Figura 3.20. Punto Co-14-240 Bloque extraído para muestra de mano, del esquisto cianítico.

De inmediato, se procedió a tomar una muestra para describirla (Co-14-240), definiéndola como esquistos cianíticos de color meteorizado marrón claro y color fresco gris oscuro con partes blancas y cristales que llegan hasta 1 cm de diámetro, observándose una ligera dirección preferencial. El mineral gris es dominante en más de 70%, alargado y de exfoliación paralela a dicha elongación y el mismo fue identificado como cianita. El mineral blanco se denominó cuarzo y además se notaron pequeños minerales brillantes que son nombrados como micas.

Saliendo de Tinaquillo, vía Valencia, a unos 2 km de El Naípe, estado Carabobo, se sitúa la quebrada El Naípe (Ca-14-245) al sureste de la carretera, pasando prácticamente paralela a ella, por lo que se procedió a recorrerla con el propósito de tomar una muestra. En este punto, se nota una roca esquistosa cuarzo-micácea con presencia de granate (Figura 3.21A y 3.21B), ligeramente plegadas, detallándose micropliegues con menos de 1 mm de espesor (Figura 3.21C), con variedades de colores entre grises claros, oscuros y azulados, y plano de foliación N47E30N. En esta toca además se detalló una zona de oxidación ovalada. Por otra parte se evidenció otra que reaccionaba al HCl en donde se aprecia un pliegue isoclinal (Figura 3.21D), compuesto por cuarzo, erosionado en varias partes, y de entre 3 y 4 cm de espesor, siguiendo la dirección del plano de foliación.



Figura 3.21. Punto Ca-14-245. Zona estudiada en la Quebrada El Naipe. Complejo El Tinaco sin diferenciar. A. Vista del afloramiento estudiado. B. Detalle de la roca estudiada. C. Esquisto deformado. D. Pliegue isoclinal

En el lugar se cogieron dos muestras. La primera es la Ca-14-245A descrita como esquisto cuarzo-micáceo granatífero de color meteorizado marrón oscuro y color fresco gris, con cristales que llegan hasta 1 mm de diámetro y cristales alargados que siguen ese plano de foliación. Estos minerales son identificados como micas por su hábito, dureza y brillo característico. También se aprecia minerales blancos que no reaccionan al HCl, nombrados como cuarzo o plagioclasas por asociación, ya que no se pueden determinar sus propiedades físicas por el tamaño de estos cristales.

La segunda es la Ca-14-245B y se nombró como mármol con cristales que reaccionan al HCl a diferencia de la anterior. Debido a su grado de efervescencia, el carbonato se puede denominar como calcita. De igual manera también se observa cuarzo identificado por su dureza.

Siguiendo el recorrido por la carretera, vía Valencia, se observó un puente que traspasa la quebrada El Naipe, y al descender a la misma se comenzó con el recorrido rumbo



sureste. En la parada Ca-14-246 (Figura 3.22A y 3.22B) se apreció una roca foliada bastante meteorizada y cubierta por vegetación con un plano de orientación de N20E42S de características muy similares al esquisto con granate de la parada anterior, aunque el tamaño de los cristales era un poco más grande, es decir más de 1 mm, por lo que se tomó una muestra para elaborar una mejor comparación entre ambas.



Figura 3.22. Punto Ca-14-246. Sector 2 de la quebrada El Naípe. Complejo El Tinaco. Gneis. A. Sector estudiado. B. Foliación del esquisto.

### ➤ Análisis petrográfico

#### **Metabrecha cianítica**

Presenta tamaño de grano desde 1 mm hasta los 4 cm (Figura 3.23), además de un muy pobre escogimiento, redondez angular y baja esfericidad. No es evidente matriz ni cemento, sino componentes mineralógicos (58%) formados mayoritariamente por cianita con textura corona de sericita, maclado simple en la mayoría de sus cristales e inclusiones de material carbonoso, grafito en bandas oscuras que parecen seguir una orientación preferencial y muscovita (1%). Por otra parte, se detallan fragmentos de metachert identificado así por las micas que se detallan en el grano que también presenta inclusiones de material carbonático y cuarzo policristalino (11%) entre los grandes granos de cianita y metachert (Véase Tabla 3.18).

Tabla 3.18. Componentes (%) de la meta-brecha cianítica. Muestra Co-14-240

Muestra	Componentes mineralógicos			Fragmentos líticos totales	
	Ky	Graf	Ms	M.Chert	Qp
Co-14-240	54	3	1	31	11

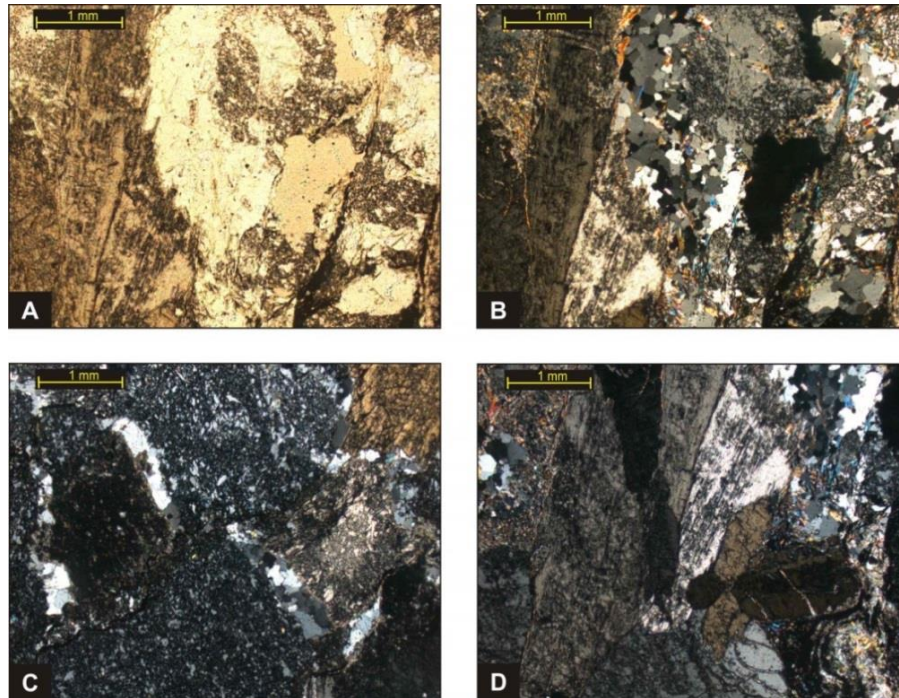


Figura 3.23. Metabrecha cianítica. Muestra Co-14-240 A. Vista de todos los componentes mineralógicos en NP. B. Misma vista en NC. C. Fragmentos de meta-chert. D. Cristales de cianítica con maclado simple.

### Esquisto muscovítico-cuarzo-granatífero

En general, la muestra posee tamaños de grano desde 0,1 mm hasta 6 mm (Figura 3.24), debido a los porfidoblastos de granate (0,3-6 mm) con sombras de presión e inclusiones de cuarzo (0,1-0,5 mm) formando una textura granopoiquiloblástica. La muscovita es el mineral más abundante y la misma sigue los planos de foliación, denominándose de esta manera como foliación lepidoblástica. Asimismo se detalla crenulación debido a los micropliegues que forman estos cristales. El cuarzo es el segundo más predominante, evidenciándose textura cuarzo-micácea. Luego se aprecia granate, plagioclasas en su mayoría no macladas pero medianamente alteradas a sericita, además de oligoclasa, grafito y biotita y minerales accesorios los cuales son clorita, apatito, minerales opacos y sericita (Tabla 3.19).

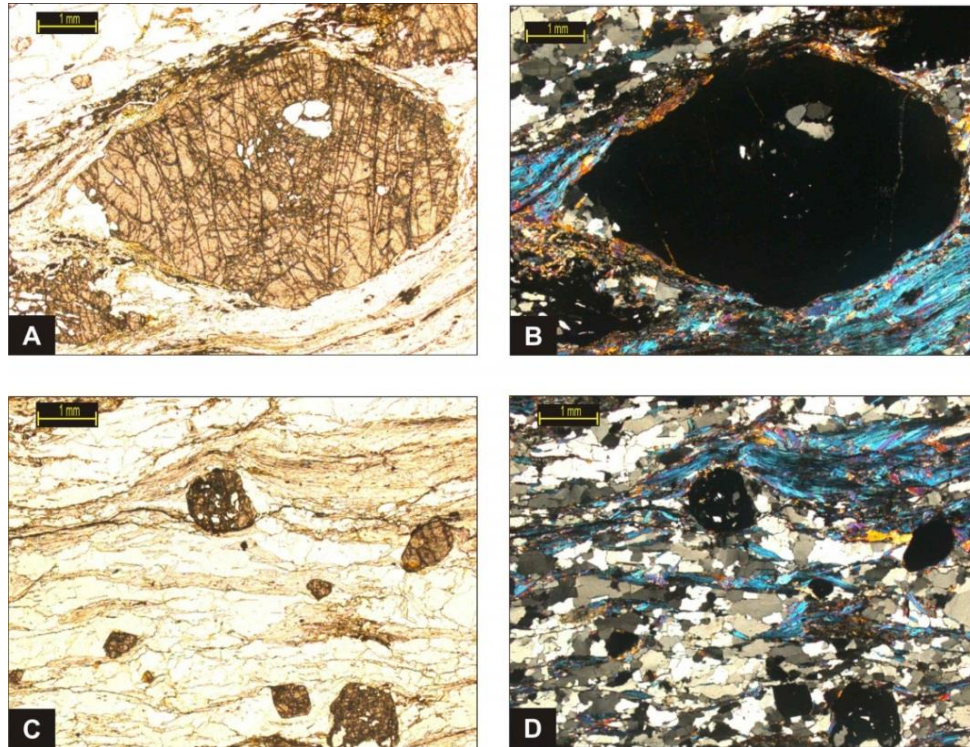


Figura 3.24. Esquisto muscovítico-cuarzo-granatífero. Muestra Ca-14-245A. La misma muestra un Porfidoblasto de granate formando augen en NP (A) y NP (B), y Crenulación, vista en NP (C) y NC (D).

### **Esquisto cuarzo-muscovítico-granatífero-cianítico**

El tamaño de grano va desde 0,1 mm de minerales como cuarzo y muscovita, hasta los 5 mm de los porfidoblastos, éstos poseen inclusiones de cuarzo y muscovita principalmente, y solo algunos tienen sombras de presión. En cuanto a su composición mineralógica, en primer lugar, se tiene al cuarzo como mineral dominante formando una textura cuarzo-micácea con la muscovita, luego se denotan porfidoblastos de granate y cianita desde 0,5 mm a 5 mm. En el granate se observan inclusiones de cuarzo, formando junto con este una textura granopoiquiloblástica. La cianita en cambio tiene coronas de sericita en todos sus cristales, un ángulo de extinción bajo y algunos cristales son maclados. Por último se debe destacar los minerales secundarios como opacos, clorita con su característico color de interferencia azul anómalo y circón.

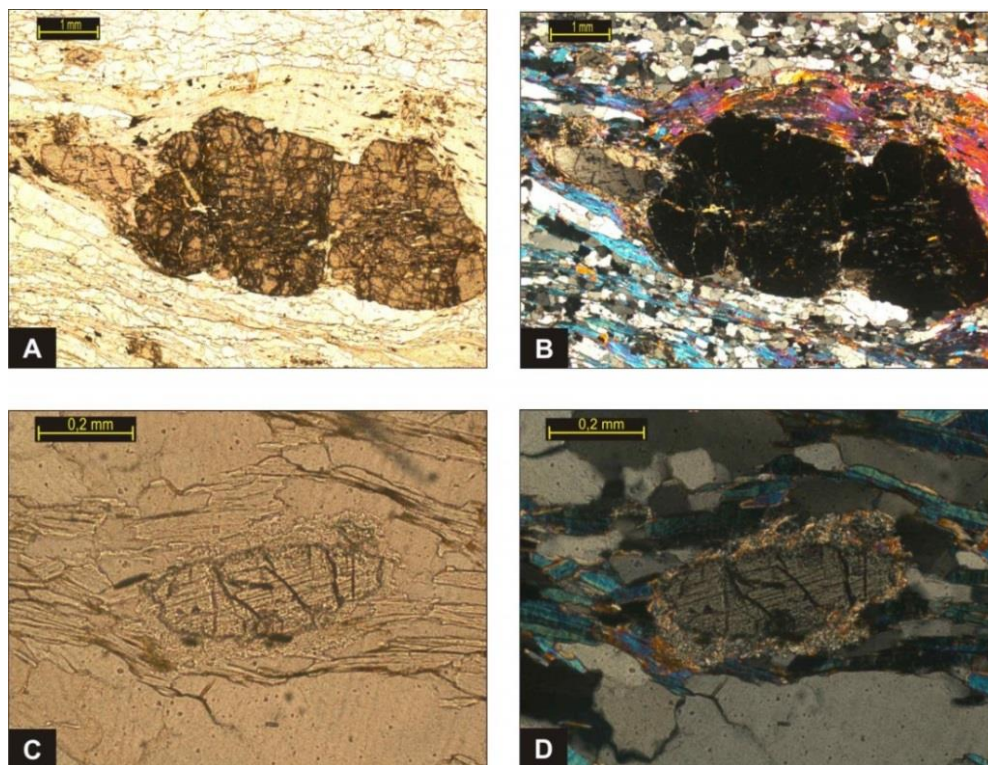


Figura 3.25. Esquisto cuarzo-muscovítico-granatífero-cianítico. Muestra Ca-14-246. En la figura se observa n porfidoblastos de cianita y granate en NP (A) y NC (B) y un cristal de cianita con corona de sericita en NP (C) y NC (D).

Tabla 3.19. Componentes mineralógicos (%) de las muestras del Complejo El Tinaco.

Muestra	Ms	Qtz	Grt	Pl	Graf	Bt	Chl	Ap	Op	Ser	Zrn	Ky
Ca-14-245A	40	35	15	5	2	2	<1	<1	<1	<1		
Ca-14-246	35	45	13				<1		1		<1	7

### 3.3.1.5. Filita de Tucutunemo

#### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestra de mano

A unos 5 km, al sureste de Tinaquillo se encuentra una mina llamada Taguanes 200 en la fila El Cocuy (Punto de observación Co-14-239, visto en la Tabla 3.20), en donde actualmente extraen mármol con el propósito de fabricar agregados para la Gran Misión Vivienda Venezuela. En un recorrido supervisado por un trabajador, en un punto se apreció

un gran afloramiento de más de 7 m de alto por unos 8,5 m de ancho (Figura 3.26) con presencia de capas identificadas como filitas por la presencia de folios aunque sin una clara orientación y ligeramente plegadas.

Tabla 3.20. Muestras de la Filita de Tucutunemo

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico	Difracción de rayos X
Mármol	Co-14-239	Mina Taguanes 200, Tinaquillo	No	Si

La muestra de mano se nombró como mármol foliado y un poco plegado, de color gris oscuro, con cristales de color blanco. La muestra reacciona al HCl de tal manera que se infiere que está compuesta por carbonato de calcio, específicamente de calcita y esa tonalidad grisácea, infiere la presencia de grafito. De igual manera, se observa un mineral blanco identificado como cuarzo, y otro mineral con el brillo característico de las micas.



Figura 3.26. Punto Co-14-239. Gran cuerpo de mármol hacia el tope de la fila El Cocuy, sitio donde aflora la Filita de Tucutunemo.

#### ➤ **Análisis de difracción de rayos X**

El resultado del análisis por DRX de la muestra Co-14-239, indica reflexiones basales en donde se aprecia en orden de abundancia, calcita rica en magnesio de acuerdo con su índice d (Tabla 3.21), presente en un 61%, seguido de 24% muscovita, 11% cuarzo y 4% clorita.

Pese a que se evidencie grafito en la muestra de mano, este probablemente se solape con los picos del cuarzo, detallándose en la Figura 3.27.

Tabla 3.21. Registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-239.

d-spacing (Å)	Altura	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
9,92	932,15	34,81	8,9132	Muscovita
7,06	176,72	6,60	12,5470	Clorita
4,98	373,44	13,95	17,8153	Muscovita
3,32	604,31	22,57	26,8174	Cuarzo
3,02	2677,51	100	29,6076	Calcita

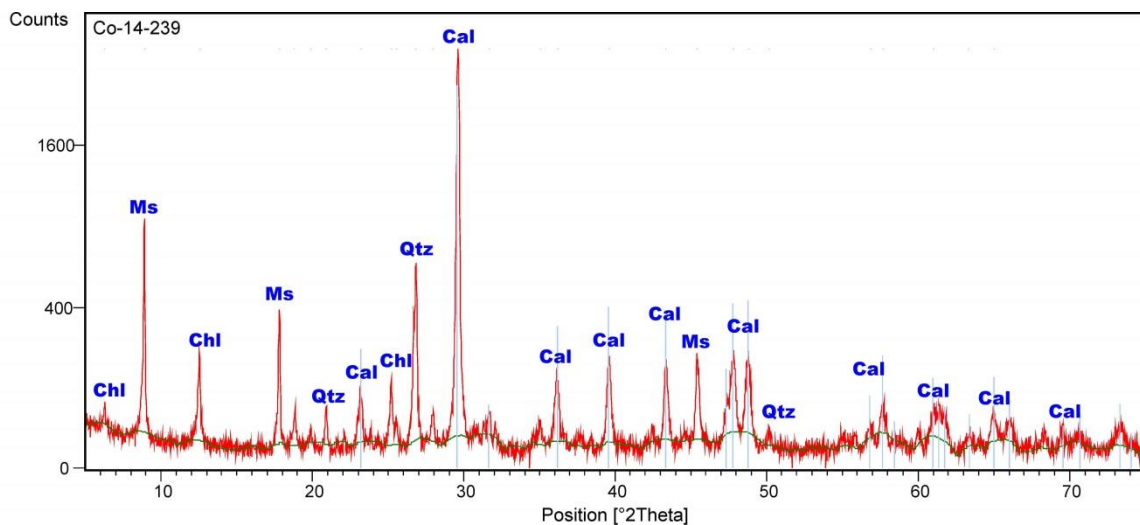


Figura 3.27. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-239. Cal= Calcita, Chl=Clorita, Qtz=Cuarzo, Ms=Muscovita.

### 3.3.1.6. Apófisis y diques de hornblendita

#### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestras de mano

El estudio de campo se centró en dos puntos, como se evidencia en la Tabla 3.22. A 400 m del río Tinapú, en plena carretera se detalló un contacto intrusivo formado por un dique cuya orientación es de N30W50N, el mismo está parcialmente cubierto por la vegetación y atraviesa la vía, con un espesor de unos 90 cm. Esta intrusión corta a su roca caja (Figura 3.28) cuarzo-feldespática correspondiente al Gneis de La Aguadita. Cabe destacar que este cuerpo no está cartografiado en el mapa de la región del Tinaco de MENÉNDEZ (1965).

Tabla 3.22. Muestras de Apófisis y diques de hornblendita

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Hornblendita	Co-14-201	400 m al sur del Río Tinapú	Si
Hornblendita	Co-14-225A	Quebrada El Jobal	No
Hornblendita	Co-14-225B		Si

En esta zona se extrajo una muestra que fue descrita como hornblendita de tonalidades grises-azuladas y blancas, con tamaño de cristal en promedio de poco más de 0,2 cm, con el mineral hornblenda como claramente predominante (más del 90%).



Figura 3.28. Punto Co-14-201. Contacto entre el Dique de hornblendita y el Gneis de La Aguadita.

En la quebrada El Jobal (Co-14-225), a unos 200 m de su intersección con el río Aragüita se apreció un cuerpo de color gris oscuro que visiblemente ocupaba todo el ancho de la quebrada, identificado como hornblendita.

Se extrajeron dos muestras denominadas Co-14-225A y Co-14-225B. La primera constituye una hornblendita de color meteorizado pardo claro a oscuro y color fresco gris oscuro con cristales de más de 3 mm de hornblenda, con vetas carbonáticas que reaccionan ante el HCl de color blanco que son evidentes en un sector. En la segunda, identificada de igual manera como hornblendita, no se notaron mayores diferencias mineralógicas pero es el tamaño de los cristales de hornblenda es inferior.



Figura 3.29. Punto Co-14-225. Vista de la quebrada El Jobal, lugar en donde aflora la apófisis de diorita.

### ➤ Análisis petrográfico

En el laboratorio, dicha muestra fue nombrada como hornblendita de fábrica equigranular hipidiomórfica con tamaño promedio de 2 a 3 mm, con hornblenda como mineral principal (95% de acuerdo con la Tabla 3.23), sin una aparente dirección preferencial de los cristales (Figura 3.30). La hornblenda tiene colores de interferencia entre azul de 2<sup>do</sup> orden y amarillo de 1<sup>er</sup> orden, aunque en algunos se denota un color verde anómalo debido a la alteración de la clorita. De igual manera se observan minerales secundarios como titanita, ilmenita, plagioclasa no maclada, hematita y clorita.

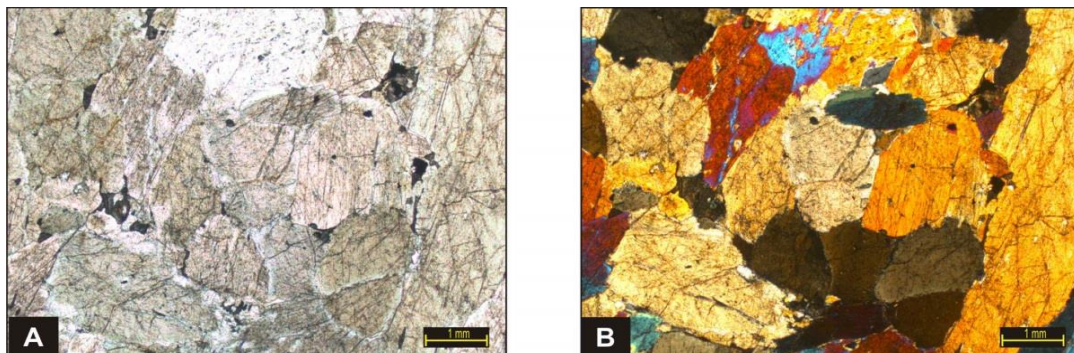


Figura 3.30. Hornblendita. Muestra Co-14-201. Vista general en NP (A) y NC (B).

De las dos muestras extraídas en la quebrada El Jobal, solo una se tomó para sección fina, dando como resultado hornblendita (más de 94% según la Tabla 3.23) con tamaño de grano desde 0,5 mm hasta 3 mm, sin presencia de textura metamórfica con fábrica hipidiomórfica, compuesta por hornblenda de color de interferencia azul de 2<sup>do</sup> orden y



amarillo de 1<sup>er</sup> orden y un pleocroísmo marcado de amarillo a verde oscuro por la alteración de este mineral a clorita. Además, se destaca magnetita titanífera, clorita intersticial (Figura 3.31) entre los cristales de hornblenda, titanita y poca calcita y plagioclasas no macladas.

Tabla 3.23. Componentes mineralógicos (%) de las muestras de Apófisis y diques de hornblendita

Muestra	Hbl	Ttn	Ilm	Pl	Hem	Chl	Mag.Ti	Cal
Co-14-201	95	2	1	1	<1	<1		
Co-14-225B	94	1		<1		2	2	<1

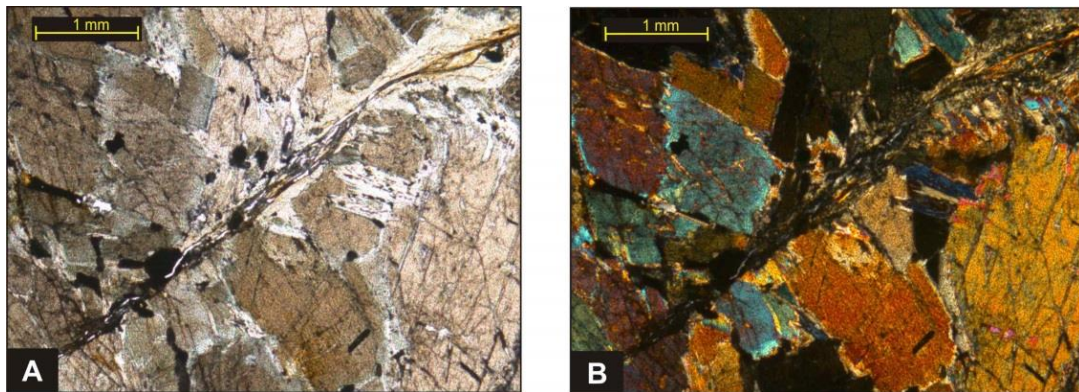


Figura 3.31. Hornblendita con clorita intersticial. Muestra Co-14-225B. NP (A) y NC (B).

### 3.3.1.7. Diques de basalto

#### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestras de mano

En una carretera pasando por un sector denominado La Yagüita (parada Co-14-226, vista en la Tabla 3.24) se detalló al pie de una loma rocas de color gris oscuro intercaladas con rocas de tonalidades más clara cuarzo feldespáticas, dando la evidencia de un posible contacto. No se detalló una clara orientación. Al subir, se encontraron bloques con características texturales diferentes, pero con una mineralogía muy similar, en donde se tomaron tres ejemplares para muestras de mano que serán descritas a continuación.

Tabla 3.24. Recolección de muestras de Diques de basalto

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Basalto	Co-14-226A	La Yagüita	No
Microgabro	Co-14-226B		Si
Gabro	Co-14-226C		No

La muestra Co-14-226A es un basalto de color meteorizado marrón claro y color fresco gris, de textura afanítica ya que no se aprecia el tamaño de los cristales, por lo que no se puede asegurar la mineralogía que está presente en esta muestra.

En cambio, la muestra Co-14-226B se identificó como gabro de color verde oscuro con tonalidades blancas con presencia de textura fanerítica, con tamaño de cristales de hasta 0,2 cm, con un mineral blanco identificado como plagioclasas por su dureza. El mineral verde se identificó como inosilicatos solo por asociación mineralógica, ya que no se detallan planos de clivaje para poder diferenciar entre anfíbol o piroxeno. Además, el índice de color se estima en más de un 60%.

La última muestra tomada (Co-14-226C) se nombró como gabro, que texturalmente es diferente a las dos anteriores, ya que el índice de color es aproximadamente de 30%, aunque mineralógicamente similar a la anterior descrita, es decir con minerales verdes nombrados como posibles inosilicatos más la plagioclasa que en este caso es más predominante.



Figura 3.32. Punto Co-14-226. Contacto de dos rocas con características texturales y mineralógicas diferentes.

➤ **Análisis petrográfico**

**Microgabro**

Esta muestra posee una fábrica inequigranular, con tamaño de cristales de 0,2 mm a 2 mm. Posee cantidades considerables de plagioclasa, identificadas como oligoclasa medianamente a muy alterada a epidoto, por consiguiente originalmente tuvo una composición de >50% An, seguido de anfíbol de la serie tremolita-actinolita identificado por su bajo ángulo de extinción bajo ( $3^\circ$ ), zonados, teniendo un leve pleocroísmo en el centro, pasando de incoloro a verde pálido a verde oscuro en sus bordes, siendo quizá éste rico en hierro. Algunos cristales se encuentran alterados a clorita. Además, se notó una matriz de clorita recristalizada y otros minerales como cuarzo principalmente policristalino, magnetita titanífera, leucoxeno, epidoto, titanita, apatito y calcita, como se muestra a continuación en la Tabla 3.25.

Tabla 3.25. Composición porcentual de los minerales presentes en la muestra Co-14-226B

Muestra	Pl	Tr-Act	Chl	Qtz	Mgt.Ti	Ep	Lcx	Ttn	Ap	Cal
<b>Co-14-226B</b>	68	25	2	2	1	1	<1	<1	<1	<1

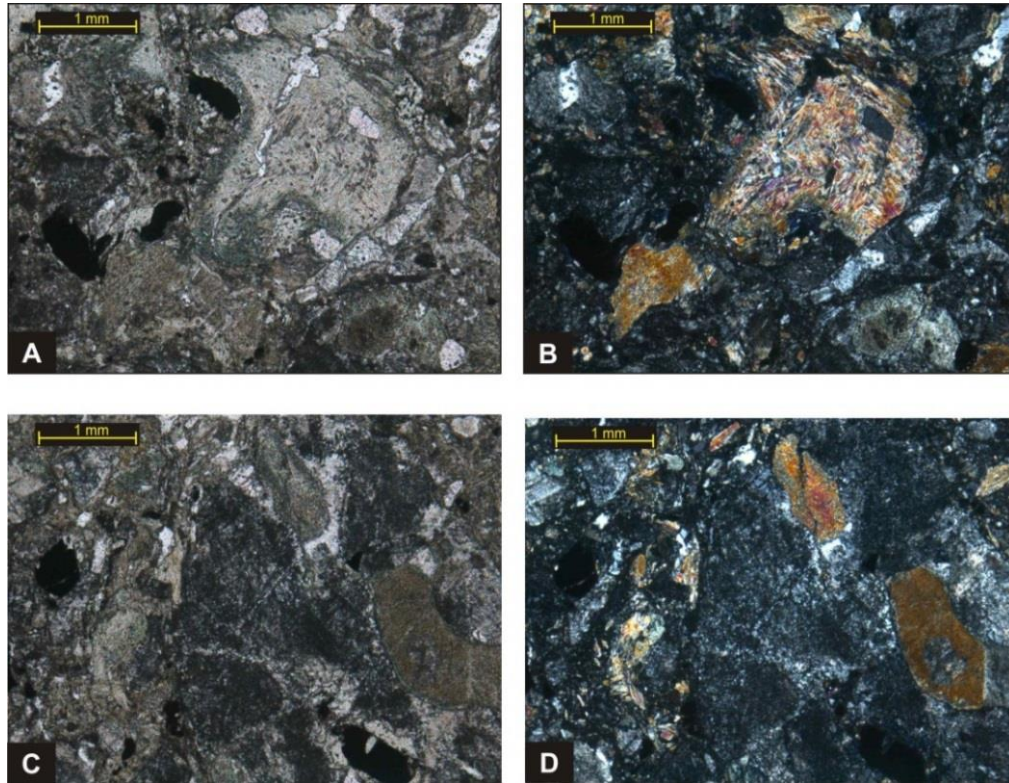


Figura 3.33. Microgabro. Muestra Co-14-226B. Mineral de la serie tremolita-actinolita en el centro, NP (A) y NC (B). Plagioclasa totalmente alterada a epidoto, NP (C) y NC (D).

### 3.3.1.8. Formación Mamonal

#### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestra de mano

En el estudio de campo se visitaron dos zonas, una correspondiente al Cerro Pilacones y otra en la carretera cerca de Chaparral, tal y como se denota en la Tabla 3.26. En el Cerro Pilacones, específicamente en la parada Co-14-234, subiendo por la ladera de la montaña, hacia un sector no muy empinado y cercano al tope, se encontraron una serie de bloques afaníticos y meteorizados en general identificados como roca volcánicas (Figura 3.34). En este punto, se tomó una muestra, que fue descrita como roca volcánica de color meteorizado marrón y color fresco es gris oscuro, el tamaño de los cristales prácticamente no se pueden detallar, por lo que la muestra es de textura afanítica. Además se observan pequeñas vetas que reaccionan al HCl.

Tabla 3.26. Muestras de la Formación Mamonal

Subunidad	Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Sedimentarias s.d	Meta-arenisca feldespática	Co-14-237	Vía Chaparral, saliendo de La Yagüita	Si
Volcánicas de los Pilancones	Metalava basáltica	Co-14-234	Cerro Pilancones	Si
Basal	Conglomerado	Co-14-235		No



Figura 3.34. Punto Co-14-234. Roca volcánica en el Cerro Pilancones. A. Vista del afloramiento. B. Acercamiento del afloramiento.

Al descenso por la ladera de la montaña, se notaron unos bloques muy meteorizados con clastos subangulosos a subredondeados (Co-14-235, vista en la Figura 3.35), identificándose de esta manera como conglomerado que fue descrito como de color meteorizado marrón y color fresco gris y blanco en varias partes, con tamaño de clastos mayor a 2 mm, constituidos por cuarzo principalmente, identificado por su dureza. La matriz, está presente en más de un 15%, por lo que se denomina paraconglomerado, la misma está compuesta por un mineral de color gris que no se puede detallar bien bajo lupa, ya que es inferior a los 0,1 mm y por el grado de meteorización de la roca.

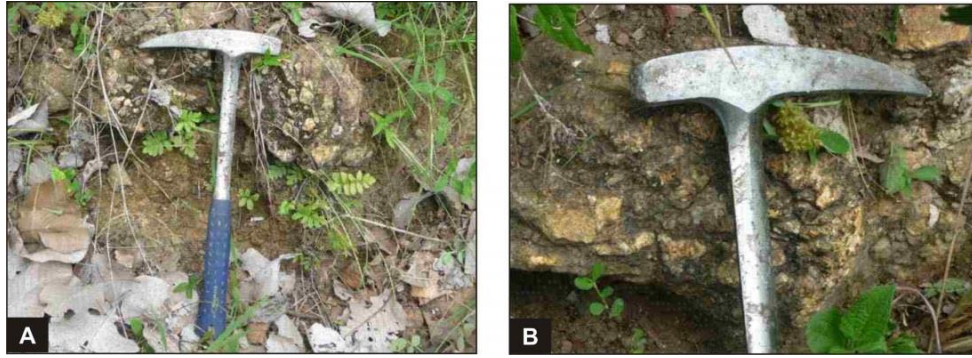


Figura 3.35. Punto Co-14-235. Conglomerado en el Cerro Pilacones. A. Vista del cuerpo. B. Detalle de los clastos.

Por otro lado, en la parada Co-14-237, saliendo de La Yagüita vía Chaparral, en un lugar donde la topografía es relativamente plana, a unos 20 m de la carretera se ve una pequeña loma (Figura 3.36) en donde aflora una roca sedimentaria con presencia de clastos que no superan los 2 mm por lo que se nombra como arenisca conglomerática y con planos de foliación que siguen una orientación N60E50N.

Al tener características texturales diferentes a todas las otras muestras ya descritas, se procedió a tomar una muestra que fue analizada en el laboratorio como Meta-arenisca conglomerática de color meteorizado marrón claro y color fresco de gris oscuro a negro, con clastos subangulosos a subredondeados de tamaño de grano de 1-2 mm. No reacciona al HCl en general, pese a que hay una parte que sí lo hace, indicando una posible presencia de fragmentos de carbonato. Los minerales son en general tabulares, y pese a que no se le distingue bien el clivaje, se infirieron como inosilicatos, probablemente alterados. Además, su matriz es tan fina que no se puede medir a simple vista el tamaño de grano.

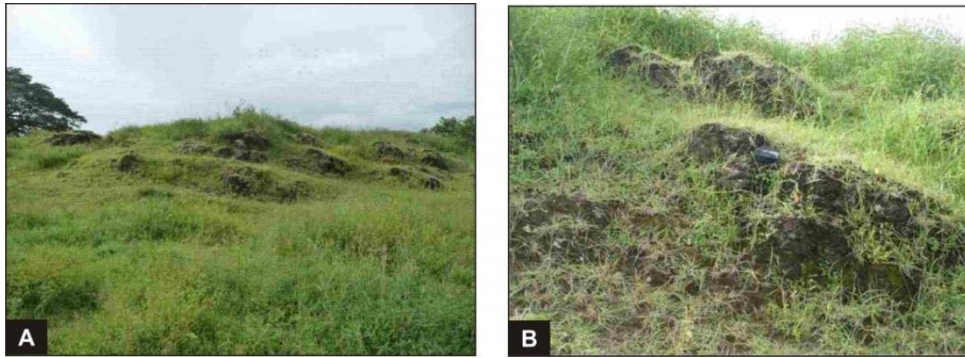


Figura 3.36. Punto Co-14-237. Formación Mamonal. A. Vista de una pequeña loma. B. Acercamiento de la misma.

Llegando a Chaparral, vía suroeste, al borde de la carretera aflora un cuerpo de más de 7 m de largo por unos 2,5 m de alto (Figura 3.37), formado por una serie de filitas de orientación N30E18N, de color meteorizado amarillo y color fresco gris oscuro con niveles de meteorización en el cual se aprecian colores blancos y negros, alternándose entre sí.

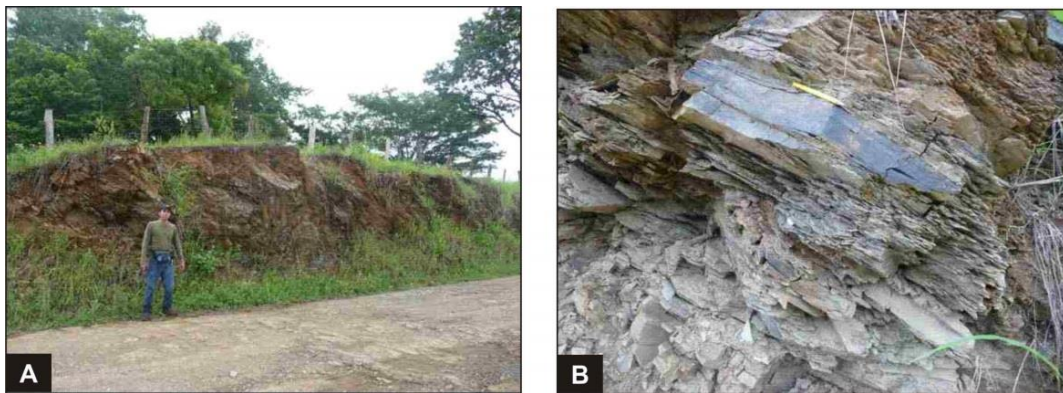


Figura 3.37. Punto Co-14-238. Afloramiento de filita en la Formación Mamonal. A. Afloramiento al borde de la carretera. B. Acercamiento de la filita en donde se detalla su foliación.

### ➤ Análisis petrográfico

#### **Metalava basáltica**

Roca hipocristalina de fábrica porfidítica y con textura intersticial. En general, la muestra posee más de 67% de matriz, entre los fenocristales de plagioclasa (30%) y minerales accesorios (Tabla 3.27). Presenta amígdalas de 0,3 mm en promedio rellenas de clorita, prehnita y calcita, además de fenocristales de plagioclasa del tipo andesina y labradorita de tamaño promedio entre 0,1-0,3 mm en una matriz afanítica (Figura 3.38) que

es identificada como vidrio volcánico alterado. Asimismo, se detallan vetas de calcita y cuarzo cuyo espesor se encuentra entre 0,1-0,5 mm.

Tabla 3.27. Componentes mineralógicos (%) de la muestra de Volcánicas de los Pilacones

Muestra	Matriz	Pl	Cal	Qtz	Chl	Prehn
Co-14-234	67	30	1	1	<1	<1

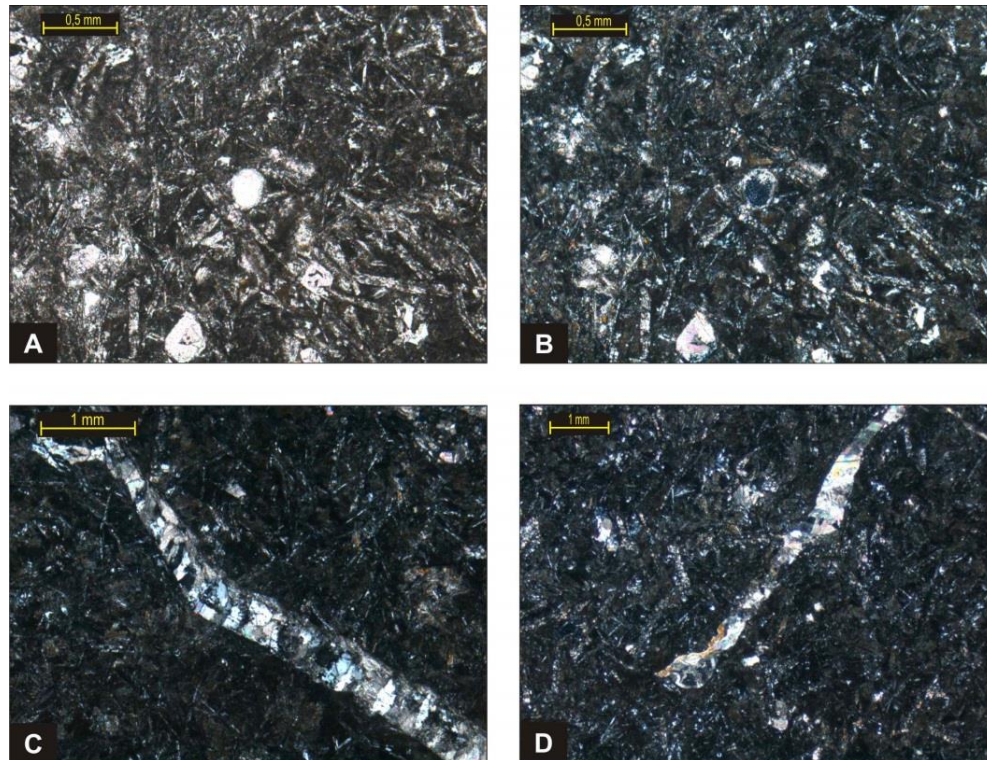


Figura 3.38. Metalava basáltica. Muestra Co-14-234. Amígdalas de clorita y calcita en NP (A) y NC (B).  
Vetas de cuarzo y calcita (C y D).

### Metarenisca feldespática

Esta muestra presenta tamaño entre 0,2-3 mm, un escogimiento de medio en general y granos subangulosos a subredondeados, presentando además una esfericidad entre baja y media-baja y contactos en su mayoría son longitudinales. En cuanto a su composición, presenta granos (93%, según Tabla 3.28) de plagioclasas muy alteradas a prehnita y epidoto identificadas como andesina, fragmentos de roca volcánica con textura intersticial en donde se aprecian fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica de vidrio volcánico y fragmentos sedimentarios como carbonato y chert.



Por otra parte, se evidenciaron componentes mineralógicos (Tabla 3.29) entre los cuales se pudo identificar prehnita (Figura 3.39A y 3.39B), clorita en amígdalas o como producto de alteración de minerales como la biotita (Figura 3.39C) y hornblenda, clinopiroxenos (Posiblemente augita), titanita y cuarzo monocristalino (Figura 3.39D) y policristalino. La matriz está formada por minerales de arcilla, minerales opacos, óxido de hierro y calcita. El cemento es menos frecuente y está representado por cuarzo y calcita rellenando espacios porosos.

Tabla 3.28. Componentes principales (%) de la muestra Co-14-237

Muestra	Granos				Matriz	Cemento	Porosidad
	Qtz	Pl	Fr.Roca	Acc			
Co-14-237	1%	55%	17%	20%	5%	1%	1%

Tabla 3.29. Componentes mineralógicos de la muestra Co-14-237

Muestra	Chl	Prehn	Cpx	Bt	Ttn	Hbl	Ep	Tr-Act
Co-14-237	7%	7%	2%	1%	1%	1%	<1%	<1%

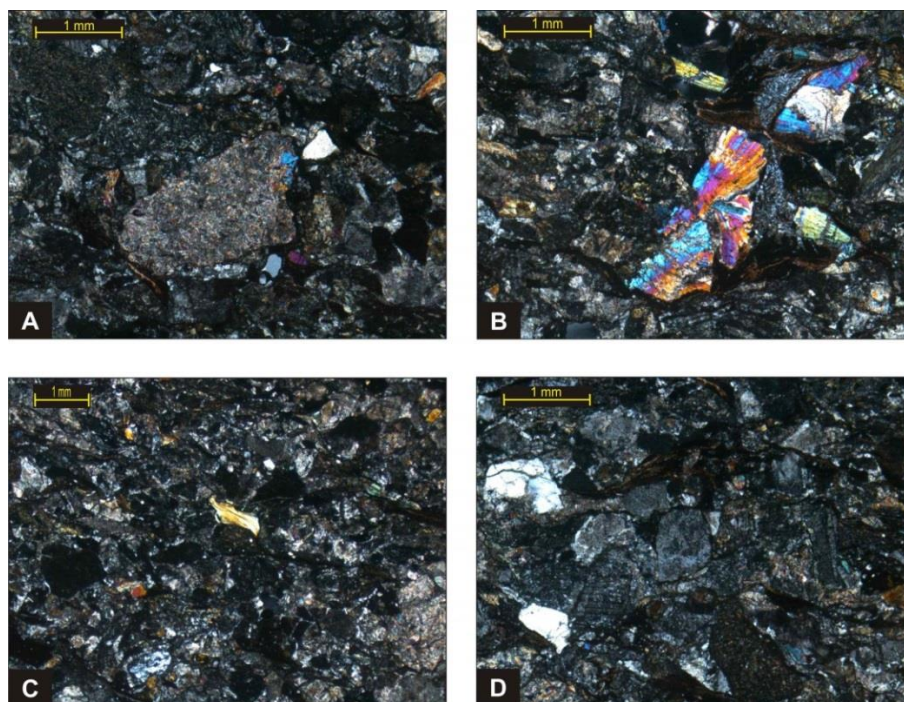


Figura 3.39. Metarenisca feldespática. Muestra Co-14-237. A. Plagioclasa prehnitizada. B. Cristales de prehnita. C. Cristales de biotita. D. Granos de cuarzo monocristalino y plagioclasas alteradas a epidoto y fragmentos volcánicos.

### Procedencia

Esta muestra fue clasificada según DICKINSON *et al.* (1983) tomando en cuenta el porcentaje de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y líticos totales (Lt), destacando que en este último se añade el cuarzo policristalino (Qp) además de los fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios observados en el análisis petrográfico, dando como resultado Arco transicional.

### 3.3.2. Terreno Loma de Hierro

#### 3.3.2.1. Metavolcanosedimentarias de Boca de oro

##### ➤ Observaciones de campo y descripción de muestra de mano

En la carretera, cercano a una localidad llamada Lagunita (Tabla 3.30) se notó que en un punto de intersección con la quebrada Mamonal y específicamente del lado derecho se divisó unos bloques con textura foliada no cubiertos de vegetación (Figura 3.40), y cuyo plano de foliación tiene una orientación de N50E70N. En este punto se extrajo una muestra, definida como roca foliada de color azul oscuro-negro principalmente con pequeñas porciones de un color blanco, en donde en algunos sitios reacciona al HCl y en otros no, revelando la presencia de calcita por la forma en como efervece y a posibles minerales cuarzo-feldespáticos cuya dureza no se pudo determinar de manera correcta. De igual manera se observan pequeños cristales alargados a lo largo de la foliación, que pueden corresponder a cristales de mica por el brillo de los mismos.

Tabla 3.30. Muestras de Metavolcanosedimentarias de Boca de oro

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Metagabro	Co-14-211	Qda Mamonal	Si



Figura 3.40. Punto Co-14-211. Rocas foliadas en la quebrada Mamonal, perteneciente a Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro. A. Vista general de las rocas. B. Detalle de la foliación.

### ➤ Análisis petrográfico

#### Metagabro

Roca foliada, fanerítica y de fábrica inequigranular seriada, con tamaño de cristales desde 0,2 hasta 3 mm y una matriz de minerales de alteración hidrotermal de tamaño promedio menor a 0,2 mm. Posee porfidoclastos (Figuras 3.41A, 3.41B y 3.41C) de la serie tremolita-actinolita con un ángulo de extinción entre  $3-10^\circ$  y con tamaño entre 1 y 2 mm. Algunos de estos poseen inclusive forma de augen (Figura 3.41D). Además, se observa plagioclasa de composición andesina epidotizada y sericitizada junto con clorita recristalizada de color de interferencia gris de 1<sup>er</sup> orden, presenta en la matriz y en los porfidoclastos. El epidoto variedad clinozoisita también es evidente, además de cuarzo y prehnita en grietas, cuyos porcentajes se detallan en la Tabla 3.31.

Tabla 3.31. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-211

Muestra	Tr-Act	Pl	Ep	Min.AT	Chl	Qtz	Czo	Prehn
Co-14-211	28	25	19	14	10	2	2	1

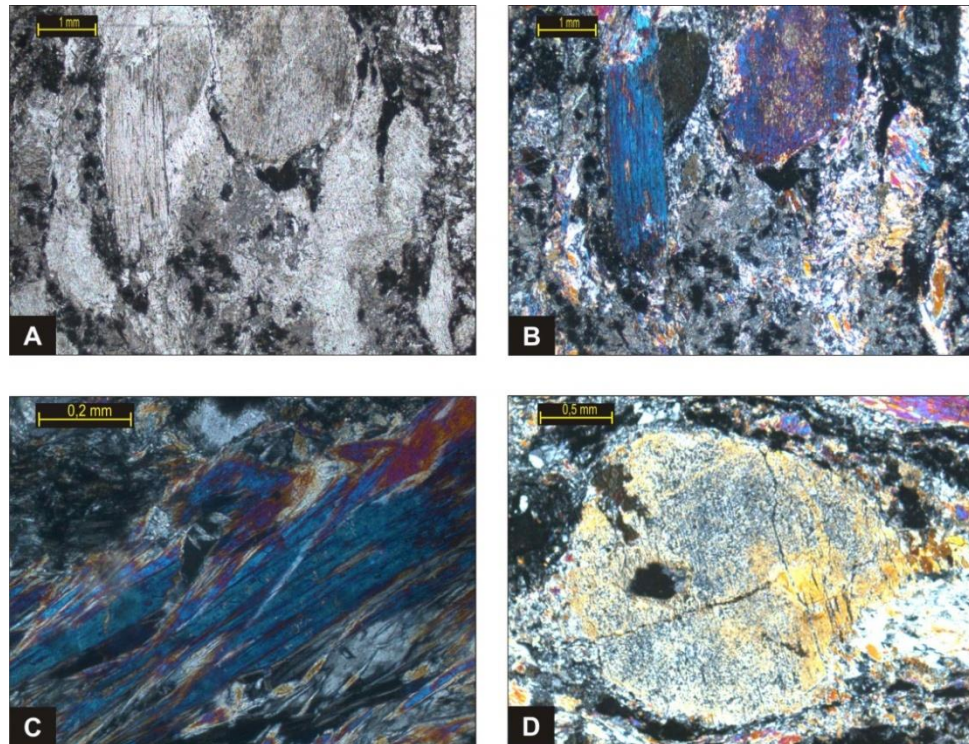


Figura 3.41. Metagabro. Muestra Co-14-211. Componentes mineralógicas en NP (A) y NC (B). Mineral de la serie tremolita-actinolita en NC (C) y porfidoclasto de piroxeno alterado a clorita y tremolita-actinolita (D).

### 3.3.2.1. Serpentinita de Peñas Negras

#### ➤ Observaciones de Campo y descripción de muestra de mano

En la vía hacia el Cerro Negro, en el punto Co-14-213 se observó un cuerpo de serpentinita cercano al suelo, con el típico color verde que lo caracteriza, por lo que se siguió avanzando en dirección noreste para tratar de divisar un mejor afloramiento. Al llegar a la parada Co-14-214 (Tabla 3.32) se percibió un cuerpo de más de 2 m de largo constituido por serpentinita (Figura 3.42), encontrado al lado izquierdo de la carretera en vía hacia el norte y asentados en una zona montañosa de pendiente ligeramente inclinada y cubierta en gran parte por vegetación, como se aprecia en la Figura 3.42A.

Tabla 3.32. Muestras de la Serpentinita de Peñas Negras

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Serpentinita	Co-14-214A	Cerca de Cerro Negro	No
	Co-14-214B		No

Se extrajeron dos muestras. La Co-14-214A descrita como serpentinita de color verde en general con tonalidades negras, con textura típica de reja, en cristales que probablemente son olivinos serpentinizados de entre 0,5-1 mm en promedio. La segunda, identificada como Co-14-214B fue nombrada como serpentinita al igual que la anterior, pero en ésta el color negro es más dominante, no se aprecia alguna texturas y con tamaño general de 0,3 cm, pese a que se detalla un cristal de magnetita de 1 cm de largo.



Figura 3.42. Punto Co-14-214. Serpentinita de Peñas Negras. A. Afloramiento en la carretera. B. Acercamiento.

Por otra parte, al continuar el trayecto se tomaron unos puntos con el propósito de mejorar la cartografía del sector, como lo son el Co-14-215 y Co-14-217 en donde se percibieron pequeños cuerpos de serpentina al pie de la carretera.

### 3.3.2.2. Serpentinita de El Chupón

#### ➤ Observaciones de Campo y descripción de muestra de mano

El estudio se campo se enfocó en dos sectores, Los Placeres y La Yagüita, como se muestra en la Tabla 3.33. En Los Placeres (Figura 3.43) se detalló hacia el lado este de la

carretera un afloramiento de más de 12 m de largo por 3 m de alto constituido por una serpentinita de colores negro y verde con cristales que iban aumentando en tamaño hacia el norte, alcanzando unos 3-4 cm de diámetro, triturados y angulosos en general.

Tabla 3.33. Muestras de la Serpentinita de El Chupón

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Serpentinita	Co-14-205A	Los Placeres	No
Lherzolita	Co-14-205B		Si
Serpentinita	Co-14-205C		No
Serpentinita	Co-14-231A	La Yagüita	No
Serpentinita	Co-14-231B		No
Metaclinopiroxenita	Co-14-231C		Si
Peridotita	Co-14-231D		No
Serpentinita	Co-14-231E		No

En este sector, tres muestras fueron tomadas. La Co-14-205A que se identificó como serpentinita de color negro y verde cuyo tamaño de cristales promedio no supera los 0,1-0,2 cm con textura malla (mesh) apreciable. Además se denota una veta de 0,1 cm de espesor aproximadamente de un mineral cuyas propiedades físicas no se pueden determinar debido a su tamaño.

La segunda extraída (Co-14-205B) fue una serpentinita con cristales de color amarillo, que llegan hasta los 0,5 cm de largo aproximadamente, identificados como broncita, de acuerdo a su color amarillo característico. Además se aprecia la textura típica malla (mesh), con cristales más redondeados de color verde (antiguos olivinos reemplazados por serpentina). Por último se observan pequeños cristales de magnetita identificados por sus propiedades magnéticas.

La última es la Co-14-205C, una serpentinita de color gris oscuro en su mayoría con cristales verdes que pasan de los 2 cm. Debido al brillo craso y a su dureza de entre 3-5,5, se ha identificado a la serpentina como mineral mayoritario, pese a que existen pequeños cristales de color verde que son difíciles de diferenciar.

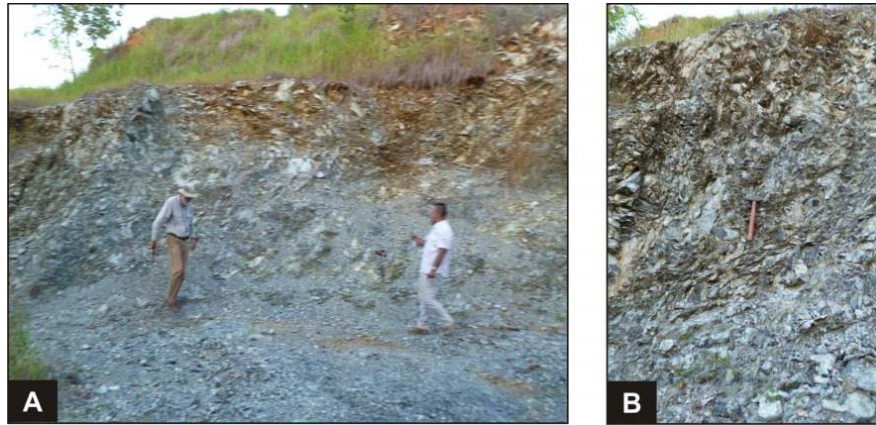


Figura 3.43. Punto Co-14-205. Serpentinita de El Chupón en Los Placeres. A. Afloramiento de la serpentinita. B. Roca de textura brechada.

En el sector de La Yagüita, cerca de la carretera se encontró una antigua cantera (Figura 3.44A) de más de 500 m<sup>2</sup> en donde extraían serpentinita (Co-14-231). En ella, se apreciaron variedades de serpentina como crisotilo y antigorita, junto con broncita, con características texturales muy similares a la zona de Los Placeres ya descritas anteriormente. Hacia el este de la vía se evidente un gran bloque de serpentina de unos 4 m de largo por 5 m de ancho, visto en la Figura 3.44B.

Al tener diversas características texturales, se tomaron cinco muestras. La muestra Co-14-231A es una serpentinita color verde oscuro y negro con cristales orientados en ciertas partes, paralelos además a una dirección de clivaje. Adicionalmente presenta un tamaño de cristal promedio de unos 2-3 mm, y el mineral identificado fue la serpentina. Esta muestra es muy similar a la Co-14-231B aunque el color negro es más predominante.

En cambio, la muestra Co-14-231C fue identificada como peridotita, en donde claramente no se evidencia tanta serpentinización como en los casos anteriores. El color meteorizado es marrón y el color fresco es de verde oscuro a negro, con algunos cristales de color blanco que alcanzan hasta 3 mm. De igual manera, se evidencia una veta, aparentemente de plagioclasa debido a su dureza y otro de color verde muy pequeño para ser descrito.

El ejemplar Co-14-231D es parecido al anterior en cuanto al color y a la textura, aunque los cristales son un poco más pequeños, lo que hace un poco más complicado la identificación de los minerales. También se aprecia un cristal de color verde en varias zonas de la muestra.

La última muestra (Co-14-231E) fue denominada serpentinita de color verde con tamaño de los cristales desde 1 hasta 4 mm de largo con cristales ramificados de color negro. El mineral verde es de forma laminar y tiene una dirección de clivaje y fue identificado como serpentina.

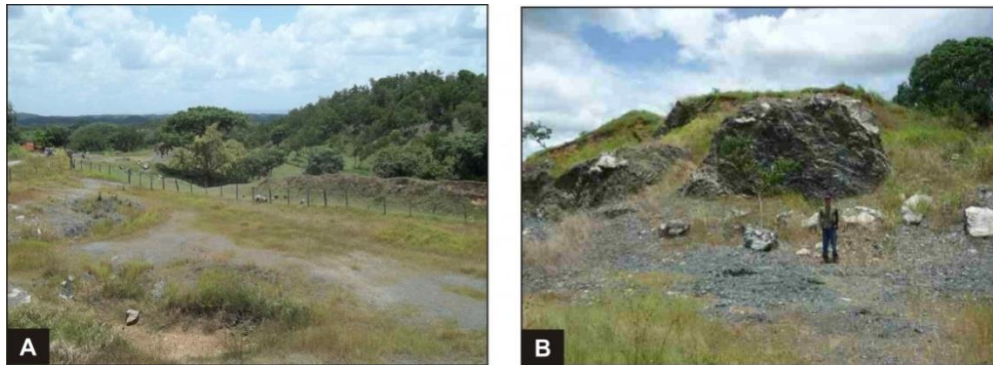


Figura 3.44. Punto Co-14-231. Serpentinita de El Chupón en La Yagüita. A. Zona de la antigua cantera. B. Gran bloque de serpentina.

### ➤ Análisis petrográfico

#### **Lherzolita**

Roca fanerítica, con tamaño de cristales entre 1-5 mm y serpentina como mineral principal (Tabla 3.34), reemplazando a los antiguos cristales granulares de olivino, formando una textura mesh. Sus componentes principales se pueden apreciar en la Figura 3.45. De igual manera se observa crisotilo perpendicular a la fracturas con colores de interferencia desde amarillo de 1<sup>er</sup> orden hasta el azul de 2<sup>do</sup> indicando que posiblemente la sección este un poco gruesa hacia ciertos sectores de la sección fina. Además se detallan cristales de ortopiroxeno identificado como enstatita, con clivaje residual alterado a serpentina, seguido de clinopiroxeno alterado a leucoxeno y cantidades menores de magnetita alterada a hematita y clorita.



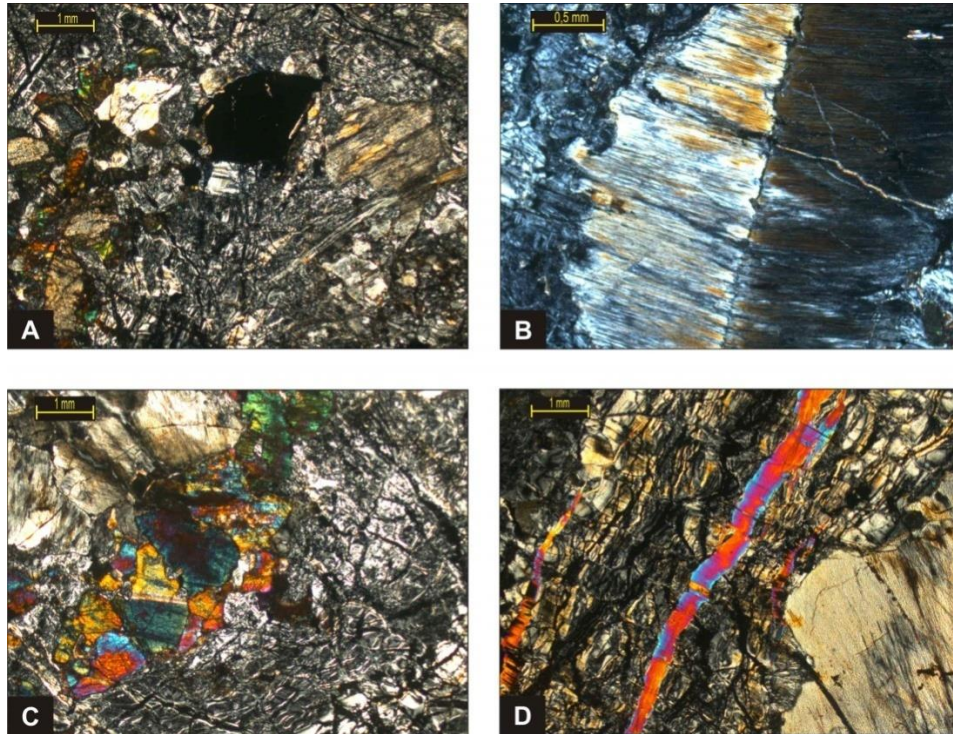


Figura 3.45. Lherzolita. Muestra Co-14-205B. A. Componentes mineralógicos. B. Enstatita alterada a serpentina. C. Clinopiroxeno alterado. D. Vetas de crisotilo. Todas las imágenes son en NC.

### Metaclinopiroxenita

Roca fanerítica e inequigranular. El tamaño de grano va desde  $<0,1$  cm de una matriz de minerales de alteración hidrotermal (siendo estos mayoritario, tomando en cuenta lo señalado en la Tabla 3.34). La matriz, es muy fina para determinar propiedades ópticas tales como figura de interferencia aunque algunos cristales parecen tener extinción según su estructura. Los cristales de clinopiroxeno están alterados a prehnita y clorita (Figura 3.46A y 3.46B). La misma se aprecia también como cristales aislados de color anómalo amarillo. Algunos poseen un ángulo de extinción de  $40^\circ$  y no es evidente su figura de interferencia.

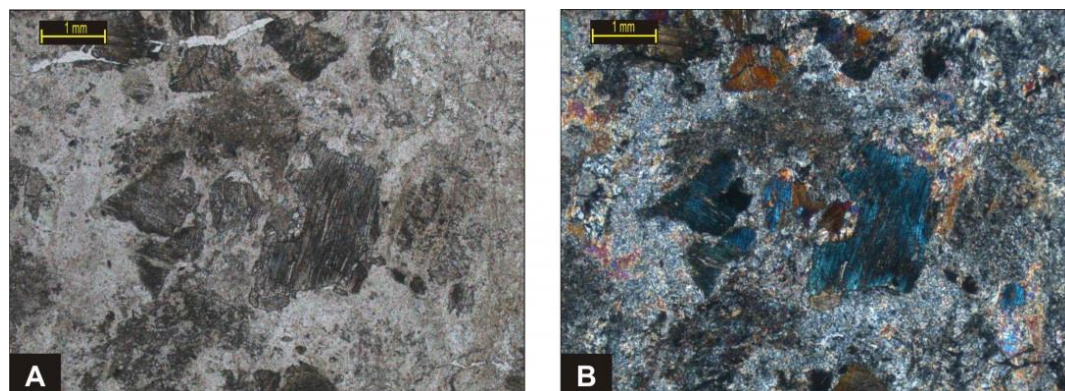


Figura 3.46. Metaclinopiroxenita. Muestra Co-14-205B. Cristales de clinopiroxeno en una matriz de minerales de alteración hidrotermal, vista en NP (A) y NC (B).

Tabla 3.34. Componentes mineralógicos (%) de la muestras de la Serpentinita de El Chupón.

Muestra	Srp	Ens	Cpx	Mgt	Cri	Chl	Lcx	Hem	Min. AT	Prehn
Co-14-205B	64	25	9	1	<1	<1	<1	<1		
Co-14-231C			23			1			70	6

### 3.3.3. Terreno Paracotos

#### 3.3.3.1. Filita de Paracotos

##### ➤ Observaciones de Campo y descripción de muestra de mano

En la vía sentido noreste, cercano a una localidad denominada Higuerotol (Tabla 3.35) se visualiza una secuencia turbidítica constituida por una intercalación de meta-areniscas de color amarillo oscuro con evidencias de metamorfismo por la presencia filitas de color gris entre cada capa de arenisca, con una orientación no muy clara de buzamiento norte. Adicionalmente se notaron la presencia de bloques de olistolitos que en un sector alcanzaban más de 60 cm de largo aproximadamente, como es el caso de la Figura 3.47.

Tabla 3.35. Muestras de la Filita de Paracotos

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Grauvaca lítica	Co-14-212A	Cerca de Higuerotol	Si
Olistolito	Co-14-212B		No

Precisamente, se cogieron muestras de la arenisca y del olistolito para ser descritas en el laboratorio. La muestra Co-14-212A corresponde a una meta-arenisca de grano fino (0,2-0,5 cm), muy meteorizada en general y de color amarillo. Los minerales no pueden ser bien apreciados bajo lupa debido a su tamaño de grano, pese a que se ven unos pequeños cristales que debido a sus propiedades físicas son identificados como micas.

Por otro lado, la Co-14-212B que pertenece al olistolito, se describió como una roca de grano fino a medio en general, aunque existe la presencia de cristales de cuarzo que llegan hasta unos 0,6 cm y el resto de la mineralogía no se puede detallar bajo lupa, pese a que al igual que la muestra anterior pareciera tener micas.

Asimismo, se realizaron otras paradas con el propósito de corregir la cartografía de la unidad, sin mayores detalles en cuanto a la descripción, es por ello que se tomó el punto Co-14-216 (Figura 3.48) situado a unos 380 m al suroeste de la el punto tomado en las cercanías de Cerro Negro, en donde se ven capas de arenisca buzando en sentido sur y el punto de observación Co-14-220 en donde se detalló una pequeña secuencia turbidítica hacia la vía de Aragüita.



Figura 3.47. Punto Co-14-212. Filita de Paracotos. Secuencia turbidítica metamorfizada en el lado superior derecho, y bloque de olistolito en la parte inferior central.



Figura 3.48. Punto Co-14-206. Secuencia de areniscas en Filita de Paracotos.

### ➤ Análisis petrográfico

#### **Grauvaca lítica**

Roca de tamaño de grano medio (0,1-0,5 mm), con escogimiento medio, granos sub-redondeados a sub-angulosos y esfericidad de media a baja, teniendo además un claro predominio de un contacto grano-matriz. Entre sus componentes principales se destacan: Granos, formado por cuarzo monocristalino en general, fragmento de rocas sedimentarias y chert (Ver Tabla 3.46). Además, se destacan plagioclasas del tipo oligoclasa y minerales accesorios tales como muscovita, biotita alterada a clorita y clorita. En la muestra se observan fracturas rellenas de cuarzo policristalino (Figura 3.49) con dos poblaciones de tamaño de grano, una entre 0,1-0,2 mm hacia los bordes y otra entre 0,4-0,6 mm hacia el centro.

La matriz es abundante y está formada por minerales de arcilla y óxido de hierro. Asimismo, la porosidad presentada es interpartícula en general aunque también es apreciable por fractura e intrapartícula. El cemento es menos frecuente, y está formado por minerales de arcilla y óxido de hierro presentes como envoltorio de granos, y como reemplazamiento de granos a través de cuarzo.

Tabla 3.36. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-212A

Muestra	Granos				Matriz	Cemento	Porosidad
	Qtz	Pl	Fr.Roca	Acc			
Co-14-212A	30	15	20	5	25	1	4

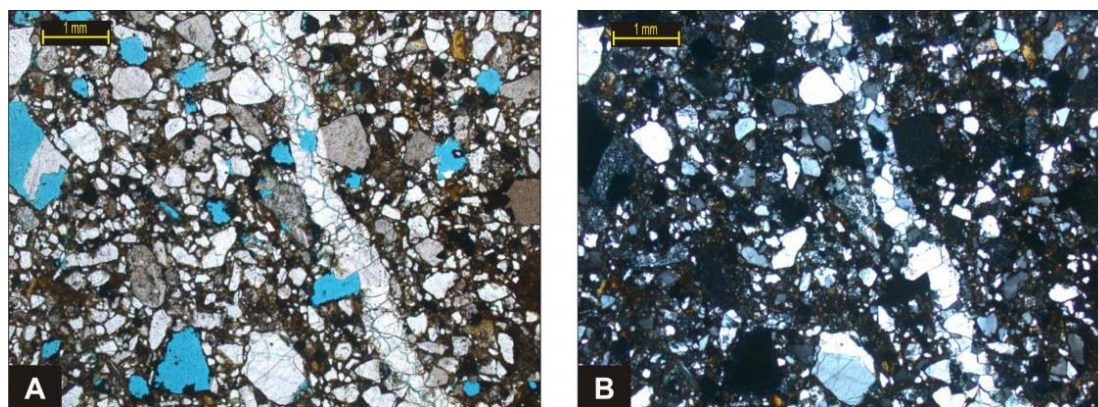


Figura 3.49. Grauvaca lítica. Muestra Co-14-212A. Fractura rellena de cuarzo en NP (A) y NC (B).

### 3.3.4. Terreno San Sebastián

#### 3.3.4.1. Gabro de Cantagallo

##### ➤ Observaciones de Campo y descripción de muestras de mano

El estudio de campo se centró en dos puntos de la quebrada Chaparrote (Tabla 3.37). Pasando por la localidad de Chaparrote se divisó una quebrada a unos escasos 50 m, cerca de un colegio, al este de la carretera. En ella se notó rocas aflorantes denominadas gabros de un color verde oscuro (Figura 3.50), con presencia de fracturas con rocas faneríticas y afaníticas, con un índice de color mayor al 30% con unos pequeños diques de basalto intrusionando la roca caja de unos 0,6 cm de espesor.

Tabla 3.37. Muestras del Gabro de Cantagallo

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Gabro hornbléndico	Co-14-207A	Quebrada Chaparrote	Si
Gabro	Co-14-207B		No

Se extrajeron dos muestras, una correspondiente a un gabro hornbléndico (Co-14-207A) con un índice de color mayor al 45% de color gris oscuro a negro y blanco, con tamaño promedio de cristales de entre 0,2-0,3 cm; aunque en una parte llega hasta 0,6 cm. Presenta cristales de hornblenda en su mayoría diferenciados por su clivaje y dureza. No obstante también se evidencia plagioclasas con presencia de maclas y dureza característica.

La otra, denominada gabro (Co-14-207B) es de color meteorizado pardo y color fresco gris oscuro a negro con tamaño de cristales considerablemente menor a la anterior (<0,1 cm), por lo que pese a que la roca es de textura fanerítica, es difícil determinar las propiedades físicas. Su índice de color es de 80% aproximadamente, por lo que se infiere como un gabro. Adicionalmente, es cortada por un dique de 0,6 cm, de color negro y textura afanítica. Considerando su relación con la roca caja ya descrita previamente, esta última roca se puede denominar como un basalto.



Figura 3.50. Punto Co-14-207. Gabro de Cantagallo en la Quebrada Chaparrote. A. Vista de algunas rocas en la quebrada. B. Acercamiento de dichos bloques. C. Muestra del dique de basalto en el gabro.

➤ **Análisis petrográfico**

**Gabro hornbléndico**

Roca fanerítica, que presenta tamaño de cristales desde 0,2 mm hasta 3 mm. Mineralógicamente se encuentra a la hornblenda como mineral predominante (Ver Tabla 3.38) con algunos cristales que poseen un maclado según su estructura, y se encuentran alterados a epidoto o clorita. La plagioclasa del tipo andesina es el segundo más apreciable y está muy alterada a epidoto, con variedad clinzoisita presente en menor proporción y otros minerales secundarios: Clorita, leucoxeno, ilmenita, apatito, prehnita en vetas (Figura 3.51A y 3.51B) y hematita.

Tabla 3.38. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-207B

Muestra	Hbl	Pl	Ep	Chl	Lcx	Ilm	Ap	Prehn	Hem
Co-14-207B	49	41	7	1	<1	<1	<1	<1	<1

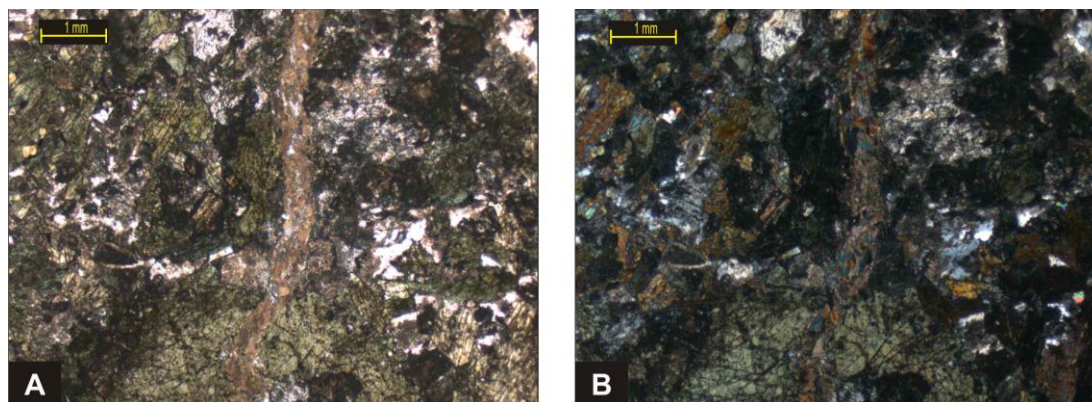


Figura 3.51. Gabro hornbléndico. Muestra Co-14-207B. Veta de prehnita en NP (A) y NC (B).

**3.3.4.2. Lava de Las Hermanas**

➤ **Observaciones de Campo y descripción de muestra de mano**

En el campo se estudiaron dos sectores en el río Camove, tal como se aprecia en la Tabla 3.39. El primero está situado entre la intersección de la carretera vía Chaparrote y el río Camove, en donde se encuentra un afloramiento (Figura 3.52A) en donde resalta un dique

de más de 6 m de largo por unos 70 cm de alto de tamaño de cristales evidentemente más grueso que su roca caja, de 33 cm de espesor, ubicado en el centro del río, con una orientación de N55E80S. Hacia el sur se ve que la vegetación cubre en parte otra serie de rocas con características muy similares a las ya mencionadas en cuanto a la textura.

Tabla 3.39. Muestras de la Lava de Las Hermanas

Nombre de la roca	Muestra	Ubicación	Análisis petrográfico
Roca volcánica	Co-14-208A	Río Camove	No
Microgabro	Co-14-208B		Si
Chert	Co-14-209		No

En esta zona se extrajeron dos muestras, la muestra Co-14-208 corresponde a una roca volcánica de color fresco gris oscuro, meteorizado pardo claro, con tonos blancos y verdes. El tamaño de los cristales es alrededor de 0,2-0,3 mm. Bajo lupa, no se pueden detallar las propiedades físicas de los minerales, aunque el mineral verde parece tener fractura concoidea.

En cambio, la muestra Co-14-208B fue también llamada roca volcánica de color gris, con tamaño de cristales muy pequeños para diferenciarlos con la lupa, sin embargo se detallan pequeñas vetas que reaccionan al HCl de tal manera que es identificada como calcita.



Figura 3.52. Punto Co-14-208. Lava de Las Hermanas aflorando entre la intersección de la carretera vía Chaparrote y el río Camove. A. Vista general de la zona de estudio. B. Dique intersectando a su roca caja.



Al seguir el trayecto, vía sur, en la parada Co-14-209 se percibió un afloramiento a unos 30 m de la carretera y cercano a una casa, al descender se pudo apreciar que a lo largo de un río que está cubierto de vegetación en sus alrededores y en su valle se encuentra una roca de textura afanítica con vetas que reaccionan ante del HCl (Figura 3.53A, 3.53B y 3.53C). De igual manera se percató la presencia de capas de chert de poco mas de 1 mm en dicha roca y un espejo de falla de orientación de N65W60N.

Se obtuvo una muestra identificada como roca de textura afanítica con chert. La muestra en general es de color negro con presencia de vetas pequeñas y cristales de cuarzo identificados por su dureza y fractura concoidea que en promedio ronda los 0,4 cm.



Figura 3.53. Punto Co-14-209. Lava de Las Hermanas en el río Camove. A Rocas a lo largo del río. B. Espejo de falla. C. Roca de textura afanítica con vetas de calcita. D. Chert en la roca volcánica.

➤ **Análisis petrográfico**

**Microgabro**

Roca fanerítica con fábrica equigranular, en donde el tamaño de los cristales en promedio es de 0,1-0,3 mm (Figura 3.54). Mineralógicamente, según la Tabla 3.40, posee en su mayoría plagioclasas del tipo andesina y labradorita epidotizada, seguido de hornblenda con evidente alteración a clorita en algunos cristales. En proporciones menores, se encuentra calcita en vetas al igual que la prehnita y cuarzo y cristales de clinopiroxeno y óxido.

Tabla 3.40. Componentes mineralógicos (%) de la muestra Co-14-208B

Muestra	Pl	Hbl	Cal	Cpx	Prehn	Óxido	Qtz
Co-14-208B	69	18	5	3	3	1	1

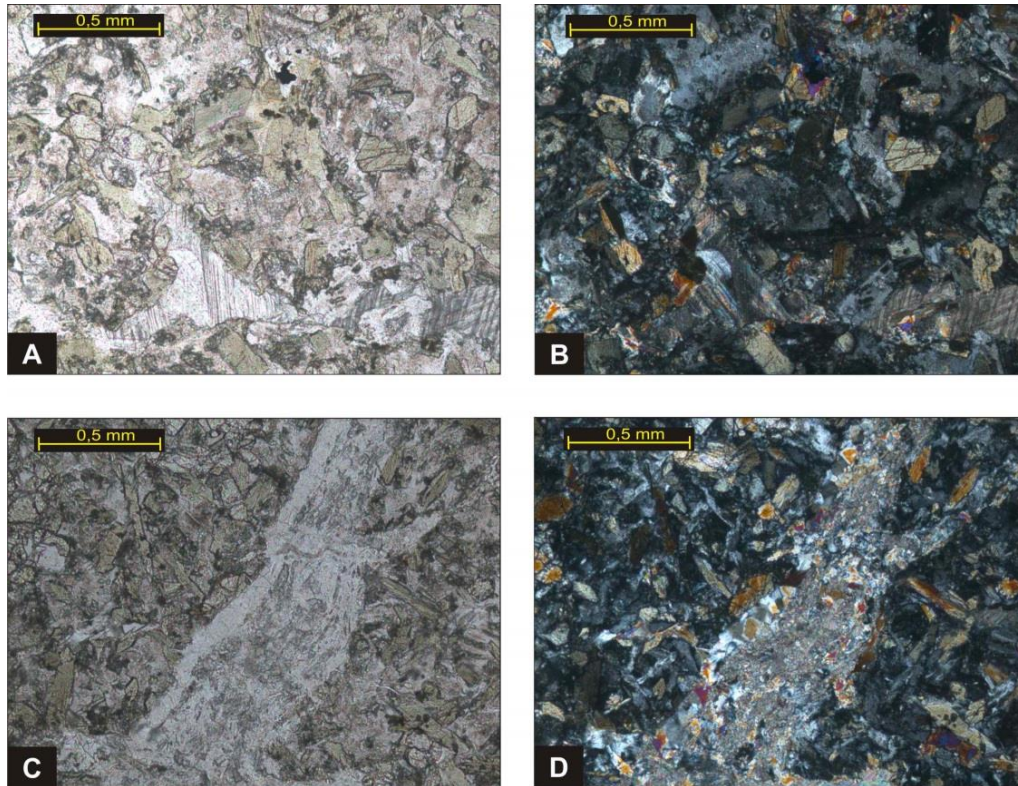


Figura 3.54. Microgabro. Muestra Co-14-208B. Componentes mineralógicos, vista en NP (A) y NC (B). Veta de prehnita y cuarzo, vista en NP (C) y NC (D).

### 3.3.5. Terreno Las Mercedes

#### 3.3.5.1. Esquisto de Las Mercedes

➤ **Observaciones de campo:**

A unos 7 km al NE de Tinaquillo, cerca de un sector llamado mesa de Carabobal, se encuentra un afloramiento cubierto en su mayoría y meteorizado de una roca esquistosa de color gris oscuro, con un plano de foliación de N32E30N. Además, presenta cuarzo de color blanco y vetas que reaccionan al HCl, por lo que la roca se puede denominar como un esquisto cuarzo-calcítico.

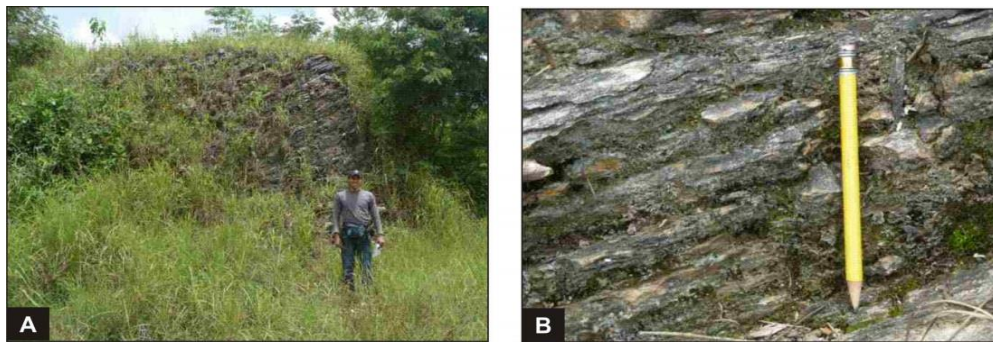


Figura 3.55. Punto Co-14-241. Esquisto de Las Mercedes. A. Afloramiento cerca de la carretera. B. Detalle de la foliación del esquisto.

### 3.3.6. Napa Piemontina

#### 3.3.6.1. Formación Guárico

➤ **Observaciones de campo**

En primer lugar, en un área cercana a la localidad de Prepo (punto Co-14-206), se evidenció en plena carretera una alternancia de areniscas de rumbo N55E y buzamiento 75N de grano fino intercalada con lutitas de un espesor mucho más pequeño y no tan

evidente, entre cada capa de arenisca, correspondiendo de esta forma a facies de tipo “flysch”.



Figura 3.56. Punto Co-14-206. Formación Guárico. Capas de arenisca con espesores de unos 20 cm aproximadamente, intercalada con pequeñas capas de lutita

Posteriormente, en la vía hacia Chaparrote, se divisó un afloramiento de más de 13 m de largo por 5 m de ancho aproximadamente, se apreció hacia el borde de la carretera una intercalación de areniscas de grano fino y de lutitas de color gris oscuro, una secuencia que buza hacia el norte, y cuyas areniscas en cuanto a espesor llegaban a unos 10 cm. En un sector se notaron huellas de carga hacia el sur y rizaduras hacia el norte, evidenciándose de esta manera una secuencia normal.



Figura 3.57. Punto Co-14-210. Formación Guárico. A. Perspectiva general del afloramiento. B. Intercalación de areniscas y lutitas. C. Fracturas en arenisca.

### 3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

#### 3.4.1. Introducción

El área de estudio está enmarcada por un conjunto de fajas tectónicas alóctonas tales como Faja Caucagua-El Tinaco representada por el Terreno Tinaco-Tucutunemo, Faja Loma de Hierro constituida por los Terrenos Paracotos y Loma de Hierro y Faja de Villa de Cura formada por los terrenos San Sebastián y Villa de Cura. Además, se destacan fajas tectónicas para autóctonas como lo son la Faja Caracas en donde se encuentra el Terreno Las Mercedes y la Faja Piemontina integrada por el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina. Cada una de estas Fajas a nivel regional, están separadas por un conjunto de fallas de corrimiento o transcurrentes ya mencionadas en el capítulo anterior, que serán ampliadas a seguir junto con otras estructuras presentes.

#### 3.4.2. Fallas en el norte de la región

En el noroeste de Tinaquillo se evidencia el Corrimiento de Manrique, que representa el contacto entre el Terreno Las Mercedes y la Peridotita de Tinaquillo. Diversos autores como MATTSON (1985) y OSTOS (1985) señalan que la Peridotita de Tinaquillo cabalga sobre el Esquisto de Las Mercedes a través de esta falla con buzamiento hacia el SE. Además, la traza de la misma se ve interrumpida por fallas de ángulo alto que la desplazan en diversos sectores como en la quebrada Tamanaco y el Embalse Las Delicias.

Por el noreste, está situado otro conjunto de fallas que representan el contacto entre los terrenos Tinaco-Tucutunemo, Paracotos, Loma de Hierro y Villa de Cura. Estas fallas en general son inversas con una orientación noreste, siendo prácticamente paralelas entre sí a lo largo de una franja que en la zona de estudio ha sido desplazada por fallas de ángulo alto que interrumpen su traza en el Terreno Paracotos, Terreno Loma de Hierro en la Filita de Tucutunemo, hasta llegar a la Falla Aragüita.

Hacia la parte central de la zona de estudio, específicamente en el Terreno Tinaco-Tucutunemo se encuentra una falla de corrimiento denominada San Antonio, ésta contiene a la Filita de Tucutunemo en contacto con las metavolcanosedimentarias de Las Placitas que cubren al Gneis de La Aguadita y al Esquisto de Tinapú a través de una discordancia angular. Esta falla, de acuerdo con MENÉNDEZ (1966) fue plegada formando un sinclinal abierto con un declive de N70°E, desplazándose inclusive hacia el suroeste unos 5 km, detallándose serpentinitas a lo largo de la traza.

No obstante, este corrimiento cambia su orientación abruptamente fuera del área de estudio para llegar a ser noreste al norte del río Tinapú, encontrándose con la Falla inversa de ángulo alto denominada Aragüita. La misma posee un claro rumbo noroeste, específicamente desde el sector de Aragüita en donde separa el Terreno Tinaco-Tucutunemo con la Faja Loma de Hierro hasta llegar al Embalse Cachinche en donde su orientación pasa a ser N-S e incluso noreste hacia el río Paito.

### **3.4.3. Fallas en el sur de la región**

Desde el río Tinapú hasta la zona de contacto entre la cobertura volcanosedimentaria del Terreno Tinaco Tucutunemo (Formación Mamonal) con la Napa Piemontina, se observan una serie de fallas en donde destaca la Falla de Tinapú de ángulo alto con dirección general E-O que se extiende desde la Falla Aragüita hasta las cercanías de la ciudad de Tinaco, resaltando el contacto entre el Gneis de La Aguadita y el Esquisto de Tinapú que aflora al norte del río del mismo nombre.

De igual modo, se detallan corrimientos como la Falla de Tinaco, vista en cortes geológicos de BLIN (1989) (ver Figura 3.58C y 3.58D), ubicada al norte de la Yagüita y otra al norte del Cerro Pilancones hacia el contacto de la Formación Mamonal y la Zona de inyección del Gneis de La Aguadita. Otros corrimientos se detallan en una franja noreste de la Formación Mucaria en la Figura 3.58E.

Por otra parte, en el sureste se destaca la Falla de Cantagallo que define el contacto entre la Faja Villa de Cura y la Faja Piemontina y la Falla transcurrente de Don Alonso que delimita el contacto entre el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina. La Falla de Cantagallo viene con una orientación noreste-suroeste desde la zona de Belén, San Juan de Los Morros y San Sebastián de Los Reyes. Su traza se ve desplazada por dos fallas menores de ángulo más alto. JARVIS (1966) indica que la falla de Cantagallo es un corrimiento de ángulo bajo con buzamiento hacia el norte. La falla de Don Alonso, representa una falla transcurrente dextral con una orientación casi paralela a la de Falla de Cantagallo, y al igual que ésta, su traza también se ve interrumpida por fallas de ángulo alto.

#### **3.4.4. Fallas y estructuras menores al sur de la región**

La zona sur, representa una zona topográficamente de relieve moderado a bajo. MENÉNDEZ (1966) denomina esta zona como frente de montañas y la caracteriza como una serie de plegamientos isoclinales y de volcamiento junto con corrimientos de ángulo alto hasta llegar a ser frontal.

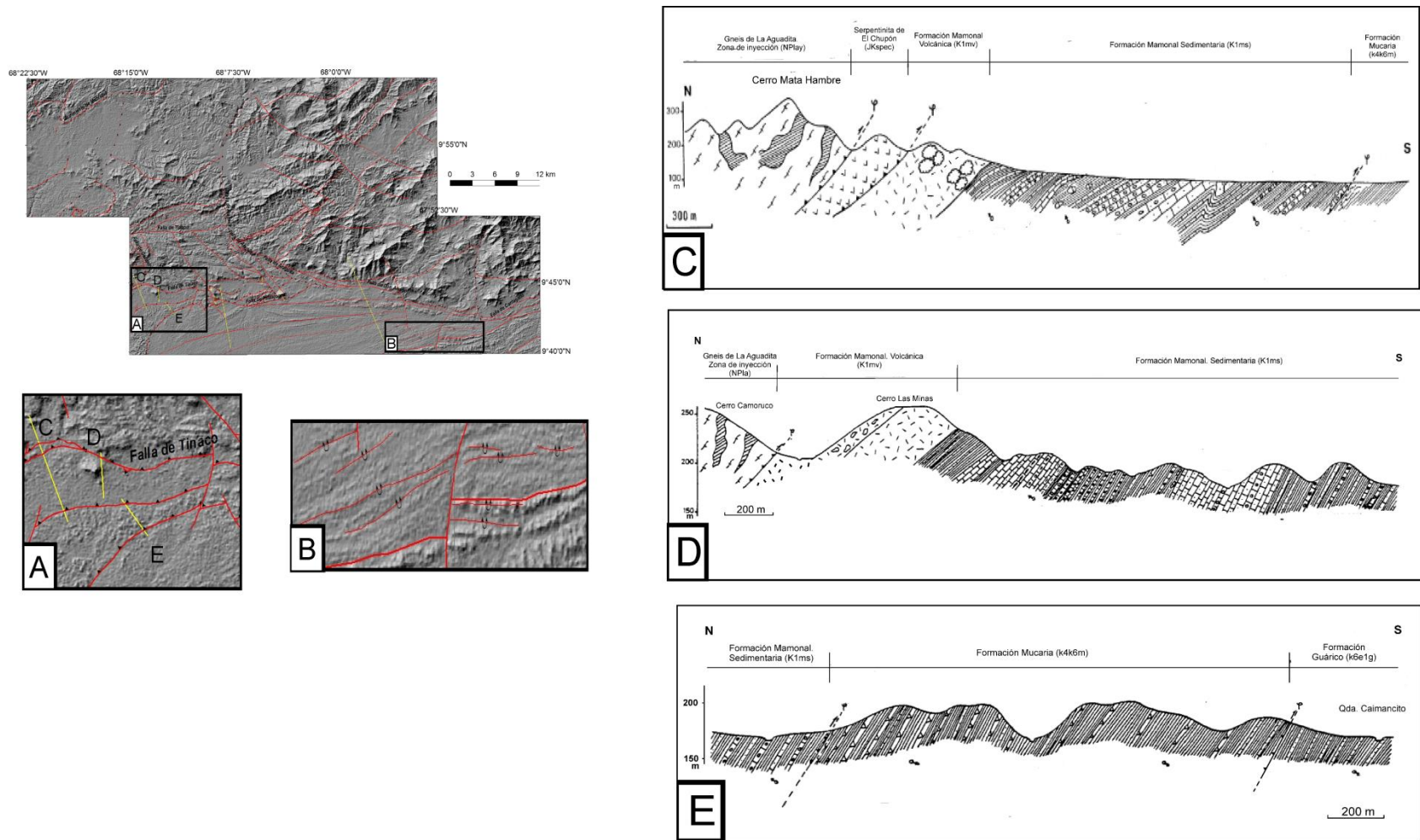


Figura 3.58. DEM de 30 m de la zona de estudio y cortes geológicos. A. Fallas y corrimientos de la zona sur. B. Pliegues volcados. C, D y E. Cortes geológicos de la zona suroeste de la región. Modificados de BLIN (1989).



## 4. INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Partiendo de las observaciones de campo, la descripción petrográfica de las muestras recolectadas y los mapas geológicos elaborados a partir de la integración en el área de estudio, este capítulo se centrará en las interpretaciones cartográficas, petrográficas y estructurales, además de la historia geológica de la zona.

### 4.1. INTERPRETACIONES CARTOGRÁFICAS

Como ya se ha comentado, el área de estudio está enmarcada en cuatro fajas tectónicas divididas en Terrenos, Olistostromo o Napa, con dominios alóctonos y parautóctonos, que configuran el patrón tectonoestratigráfico de la región.

A partir de ello, se establecieron diversos criterios para la elaboración de la cartografía geológica, fundamentada en los aportes de diversos autores que trabajaron en la zona, conjuntamente con las observaciones de campo que permitieron solventar sectores que representaban conflictos en cuanto a la litología y contactos entre las distintas unidades.

El Terreno Tinaco-Tucutunemo representa el más antiguo de la zona de estudio, y tiene como base rocas del manto subcontinental, representadas por la Peridotita de Tinaquillo, cuya edad no es posible determinar con precisión, por haberse originado por debajo de la discontinuidad de Mohorovic (GRANDE 2015 com.personal). SEYLER & MATTSON (1989) comentaron que estas rocas son seguidas por rocas en facies de granulita y la transición con la zona basal del Gneis de La Aguadita. En base a esto, el contacto entre la Peridotita de Tinaquillo y la unidad del “Gneis hornbléndico de contacto” de MACKENZIE (1960) representa la Discontinuidad de Mohorovic, tal como ha sido estudiado por SEYLER & MATTSON (1989) y MEDERO (2015).

Además, la Peridotita de Tinaquillo en la parte septentrional está en contacto con el Esquisto de Las Mercedes a través del Corrimiento de Manrique, contacto que fue perfeccionado gracias a una zona visitada en el embalse Las Delicias, que previamente

MACKENZIE (1966) y GONZÁLEZ SILVA (1969) la habían cartografiado como Esquisto de Las Mercedes.

Por otro lado, el Gneis de La Aguadita del Neoproterozoico, está en contacto con el Esquisto de Tinapú del Paleozoico, por medio de la Falla de Tinapú en el río que posee el mismo nombre (MENÉNDEZ 1965). De acuerdo con el mapa presentado por éste, el Esquisto de Tinapú aflora a lo largo del río. Sin embargo, en un sector visitado entre la intersección de una carretera y el río se evidenció que el tipo de roca aflorante, corresponde al Gneis de La Aguadita, conjuntamente con el análisis petrográfico, por lo que se modificó la ubicación de la Falla de Tinapú hacia una zona situada más al norte.

Hacia el estado Carabobo, cercano al límite con el estado Cojedes, en la quebrada El Naípe (Co-14-245 y Co-14-246) se destacó una serie de esquistos que OXBURGH (1960) definió como Formación Las Mercedes y GONZÁLEZ SILVA (1969) cartografió como Formación Las Brisas con variedad gnéisica hacia el límite de la zona de estudio y como Complejo El Tinaco por BELLIZZIA *et al.* (1976). A través del análisis petrográfico se notó que las facies metamórficas de estas rocas no corresponden a las presentadas por estos autores, por lo que la unidad geológica se tomó como parte del basamento del Terreno Tinaco-Tucutunemo de edad Neoproterozoico, definiéndola como Complejo El Tinaco *s.s.*

En la localidad de cerro Gordo (Co-14-240) ubicado a 10 km al sureste de Tinaquillo, se verificó una zona estudiada por MACKENZIE & BELLIZZIA (1952) descrita como esquisto cianítico. Pese a que no se tiene una idea clara del origen de estas rocas, la misma es interpretada como parte del Complejo El Tinaco en sentido amplio, que aflora en torno a dicho cerro.

Dentro del Terreno Tinaco-Tucutunemo, también se encuentran rocas intrusivas cartografiadas por MENÉNDEZ (1965), tales como la Metatrondjemita de La Gloria (Neoproterozoico), apófisis de hornblendita y diorita y diques de basalto y aplita (Jurásico-Cretácico Temprano). En un sector, al sur del río Tinapú (parada Co-14-201), se destaca un dique de hornblendita en plena carretera, donde la roca caja corresponde al Gneis de La

Aguadita. Adicionalmente, OXBURGH (1960) destaca la presencia de apófisis de hornblendita y diorita, por lo que motivado a este hallazgo la unidad se prefirió denominar apófisis y diques de hornblendita.

Dentro del Terreno Tinaco-Tucutunemo, se encuentran rocas más joven que cubren a las unidades geológicas más viejas, denominadas Metavolcanosedimentarias de Las Placitas y la Formación Mamonal con sus respectivas subunidades (basal, volcánicas de los Pilacones y sedimentarias sin diferenciar), ésta última fue denominada por MENÉNDEZ (1965) como Miembro Mamonal de la Formación Guárico, pero de acuerdo con el trabajo de BLIN (1989), lo eleva al rango de Formación, incluyendo a la previa Formación Pilacones de MENÉNDEZ (1965) y la Formación Cojedes de RENZ & SHORT (1960) como parte de ésta.

La Filita de Tucutunemo está en contacto de falla con diversas unidades del Terreno Tinaco-Tucutunemo, tales como el Complejo El Tinaco, Metavolcanosedimentarias de Las Placitas y con los Terrenos Loma de Hierro y Paracotos.

Los terrenos Loma de Hierro y Paracotos, pertenecen a la Faja Loma de Hierro de BECK (1986). OXBURGH (1960) y GONZÁLEZ SILVA (1969) cartografiaron estos terrenos desde la localidad de Aragüita con una orientación aproximada de N75°E. En el estudio de campo, se pudieron corroborar varias unidades geológicas como las Serpentinitas de Las Peñas Negras, las Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro (nombre propuesto para sustituir el nombre de la Formación Aragüita) y la Filita de Paracotos, tomando varios puntos de control para corregir los contactos entre ellas. De igual manera, hacia la zona de Los Placeres y La Yagüita, zonas cartografiada por MENÉNDEZ (1965) y BLIN (1989), se cartografió la Serpentinita de El Chupón.

Los terrenos Villa de Cura y San Sebastián, se diferencian en el grado de metamorfismo entre ambas, siendo de alta presión y baja temperatura para Villa de Cura y de muy bajo grado para San Sebastián. Diversos autores desde SHAGAM (1960) han estudiado estas rocas, éste separó las formaciones de El Caño y El Chino. En la región o en sus cercanías,

OXBURGH (1960), JARVIS (1966) y GONZÁLEZ SILVA (1969, 1972) las cartografiaron tomando en cuenta este criterio. No obstante, desde los mapas elaborados por NAVARRO (1983) y DÍAZ (2014) se cartografió como “Metatoba de El Caño-El Chino”.

El Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina, son unidades parautóctonas, y representan las más jóvenes en la zona de estudio, aflorando en la parte sur. La cartografía de éstas se basó principalmente en los criterios de MACSOTAY *et al.* (1995), que presentaron una relación bioestratigráfica, en la cual la edad varía dependiendo de la región. Además, se tomó en consideración lo expuesto en CONTRERAS (2000) que interpretó a la “Formación Querecual”, cartografiada en RENZ & SHORT (1960) como Formación Los Cajones, estando en contacto con la Formación Guárico y Mucaria a través de la Falla de Don Alonso.

#### 4.2. INTERPRETACIONES LITOLÓGICAS Y PETROGRÁFICAS

La descripción de muestras de mano y el análisis petrográfico de las muestras extraídas en el campo, se enfocó en aquellas unidades que han sido poco estudiadas, con el propósito de aportar datos geológicos a la descripción ya existente, para determinar su posible ambiente de formación.

En la Peridotita de Tinaquillo, se extrajeron cuatro muestras, dos de ellas petrográficamente resultaron ultramilonitas (Co-14-243A y Co-14-243B) con presencia mayoritaria de antigorita y clorita según el análisis de DRX, y porfidoclastos principalmente de olivino y ortopiroxeno como restos de la peridotita original, cuyos cristales se deformaron al entrar en una zona de cizallamiento. En esta unidad también se colectaron otras muestras no relacionadas propiamente con la peridotita, sino como producto de efectos secundarios y superficiales sobre las mismas, tales como vetas de ópalo y otras rocas textural y mineralógicamente diferentes como lo son las muestras Co-14-244A y Co-14-244B.

Dentro del Gneis de La Aguadita (Zona de inyección) se describió un gneis cuarzo-plagioclásico-biotítico-hornbléndico (Co-14-229), cuyo protolito sedimentario-volcánico

fue metamorfizado a las facies de la anfibolita almandínica. Igual ocurre con un esquistos plagioclásico-cuarzo-hornbléndico del Gneis de La Aguadita s.s. El gneis plagioclásico, en cambio, encontrado en esta unidad se encuentra muy alterado a epidoto y leucoxeno, presentando claros eventos retrógrados en facies de esquistos verde, cuya plagioclasa original, fue más cálcica.

Por otro lado, la muestra Co-14-236 correspondiente a la Metatrondjemita de La Gloria, posee una matriz triturada de fragmentos de plagioclasa, cuarzo, microclino, viéndose afectado su tamaño de grano debido a los fuertes efectos cataclásticos.

El Complejo El Tinaco incluye dos subunidades menores: Esquistos cianítico y Gneis. En la primera, se analizó una roca denominada meta-brecha cianítica (Co-14-240) con presencia de grafito. Su gran contenido de cianita hace pensar en una roca primaria rica en aluminio, cuyo origen no está definido. En la segunda se detalla un esquistos cuarzo-muscovítico-granatífero-cianítico (Co-14-246), y en la última un esquistos muscovítico-cuarzo-granatífero (Co-14-245A); ambas son interpretadas como producto del metamorfismo de rocas sedimentarias ricas en K, Mg y Al que alcanzaron la facies de la anfibolita.

En cuanto a las rocas intrusivas, en el estudio de campo se evidenció un dique de hornblendita no descrito por autores previos en la zona de estudio, y el mismo se incluyó junto con las apófisis detalladas por MENÉNDEZ (1965). También, este autor al igual que OXBURGH (1965), caracterizaron la unidad denominada Apófisis de Diorita. Sin embargo de acuerdo con el análisis petrográfico de la muestra Co-14-225B y la descripción de muestra de mano de la Co-14-225A, estas fueron nombradas como hornblendita, por lo que se sustituyó el nombre de Apófisis de Diorita por Apófisis de Hornblendita.

En el punto Co-14-226, se recolectaron muestras de un dique de basalto, y en campo se pudo puntualizar que ésta localmente varía texturalmente, al ser clasificados como gabro y microgabro. Ésta última pese a estar muy alterada, se infiere que pudo haber sido rica en

clinopiroxeno y plagioclasa, y sufrió metamorfismo a las facies de esquistos verdes, dado a la presencia de epidoto, clorita y tremolita-actinolita.

En lo que respecta a la cobertura volcanosedimentaria del Terreno Tinaco-Tucutunemo, la misma fue analizada a través de la Formación Mamonal. La misma está formada por tres subunidades, todas vistas y descritas en campo. La subunidad basal consiste en conglomerado con más de 15% de matriz, y granos de cuarzo. La roca no se analizó petrográficamente, sin embargo de acuerdo con RENZ & SHORT (1960) y MENÉNDEZ (1965) posee clastos del “Complejo El Tinaco” compuesto por el Gneis de La Aguadita y el Esquisto de Tinapú. Además se pudo corroborar la presencia de la subunidad Volcánicas de los Pílancones, describiéndose una Metalava basáltica.

Adicionalmente, la subunidad descrita como sedimentarias sin diferenciar, que MENÉNDEZ (1965) la incluyó en el “Miembro Mamonal”, consiste en lutitas y arenisca conglomerática que petrográficamente fue nombrada como arenisca feldespática (Co-14-237), caracterizada principalmente por la gran cantidad de plagioclasa. En este ejemplar, claramente se pudo notar la presencia de fragmentos de otro tipo de roca, tales como volcánicas y sedimentarias con un metamorfismo incipiente, y a su vez se percató de un claro dominio de minerales máficos. A partir de lo observado coincide con la descripción de MENÉNDEZ (1965).

Cabe destacar que al ser una roca de grano grueso y al tener poca matriz, la misma se clasificó por procedencia por medio de DICKINSON *et al.* (1983), resultando arco transicional, situado entre el arco volcánico y arco disectado.

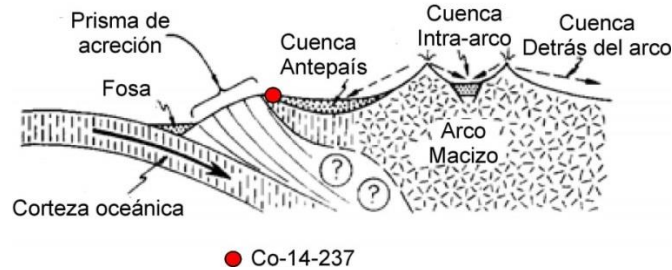


Figura 4.1. Posible localización de la muestra Co-14-237 en el arco magmático. Modificado de DICKINSON & SUCZEK (1979).

El mármol de la Filita de Tucutunemo se analizó por medio de DRX, determinándose la presencia de calcita en vez de dolomita y otros minerales como muscovita, cuarzo y clorita. Pese a ser observado grafito en muestra de mano, este probablemente se solapa por el pico del cuarzo.

Asimismo, el terreno Loma de Hierro se estudió a las Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro por medio de la muestra Co-14-211, clasificada como meta-gabro. La misma está muy alterada con la presencia de epidoto, clinozoisita, clorita, prehnita y tremolita-actinolita, provenientes de un protolito máfico con plagioclasa como mineral abundante, seguido de clinopiroxeno. Además la presencia de porfidoclastos indica fuertes efectos cataclásticos. Esta unidad forma parte de la cobertura volcanosedimentaria que cubre las serpentinitas que afloran en varios sectores de la zona de estudio.

En el Terreno Paracotos se estudió a La Filita de Paracotos que es una secuencia turbidítica. La descripción de la muestra Co-14-212A que constituye una grauvaca lítica es una prueba de ello.

Las serpentinitas analizadas fueron previamente descritas como las Peñas Negras y El Chupón. En ésta última se identificaron varias rocas ultramáficas como lherzolita (Co-14-205B) y metaclinopiroxenita (Co-14-231C). Las características texturales y mineralógicas observadas complementan lo descrito por autores previos.

Dentro del Terreno San Sebastián se estudió el Gabro de Cantagallo, constituido por un gabro hornbléndico, con metamorfismo de muy bajo grado, evidenciado en la muestra Co-14-207A. Asimismo se observaron pequeños diques de basalto que lo cortan (Co-14-207B). Esta unidad intrusiona a la Lava de Las Hermanas, de la cual una muestra vista bajo el microscopio resultó ser basalto. Cabe destacar que en el campo no se observaron estructuras tipo lava almohadilla.



Tabla 4.1. Origen de las unidades geológicas.

Terrenos	Unidades geológicas	Edad	Origen	Metamorfismo
Olistostromo de Platillón	Formación Garrapata (e4e5g)	Eoceno temprano-medio	Prisma de acreción del arco volcánico del Caribe, que se ha desplazado hacia el sureste	
	Formación Los Cajones (e3e4lc)	Paleoceno tardío-Eoceno temprano		
Napa Piemontina	Formación Guárico (k6e1g)	Maastrichtiense - Paleoceno	Sedimentación en la antifosa generada por la convergencia de las placas Caribe y Suramérica	
	Formación Mucaria (k4k6m)	Campaniense – Maastrichtiense	Sedimentación en aguas profundas, en ambiente pelágico - hemipelágico, durante la gran transgresión del Cretácico Tardío	
Terreno Las Mercedes	Esquisto de Las Mercedes (K2m)	Cretácico Tardío	Ambiente anóxico en una cuenca externa a un arco volcánico, con sedimentación de ambiente pelágico	Facies esquisto verde (clorita)
Terreno San Sebastián	Gabro de Cantagallo (K2cg)		Cretácico Temprano	Intrusión en la unidad de Lava de Las Hermanas. Arco de islas volcánicas
	Lava de Las Hermanas (K1lh)			
Terreno Villa de Cura	Granofel de Santa Isabel (K1vesi)	Cretácico Temprano	Rocas subducidas en la parte frontal del Arco Caribe	Facies de alta presión y baja temperatura
	Metalava de El Carmen (K1vccm)			
	Metatoba de El Caño-El Chino (K1vccc)			

Paracotos	Filita de Paracotos (K2E1p)		Cretácico Tardío-Eoceno	Secuencia turbidítica	
Terreno Loma de Hierro	Meta-volcanosedimentarias de Boca de Oro	(s.s) (K2bo)	Cretácico Tardío	Rocas que cubren a la Ofiolita de Loma de Hierro	Facies prehnita-pumpelita
		Zona de Cizalla (K2boz)			
	Serpentinita (JKsp)		Jurásico-Cretácico Temprano?	Parte de la Ofiolita de Loma de Hierro	
	Serpentinita de Peñas Negras (JKsppn)				
	Serpentinita de San Antonio (JKspsa)				
Serpentinita de El Chupón (JKspec)					
Terreno Tinaco-Tucutunemo	Formación Mamonal	Sedimentarias sin diferenciar (K1ms)	Cretácico Temprano-Albiense	Rocas volcanosedimentarias que cubren a las rocas más viejas del Terreno Tinaco-Tucutunemo	Facies pre-esquisto verde
		Volcánicas de Los Pilacones (K1mv)			
		Unidad basal (K1mb)			
	Metavolcanosedimentarias de Las Placitas (Jlp)		Jurásico?		Facies esquisto verde
	Diques de Aplita (JKa)		Jurásico Tardío-Cretácico Temprano?	Intrusiones de rocas ígneas félsicas y máficas en el Gneis de La Aguadita (s.s) y en su Zona de inyección	Facies pre-esquisto verde
	Diques de Basalto (JKb)				
	Apófisis y diques de Hornblendita (JKh)				
	Apófisis de Diorita (JKd)				
	Apófisis de Gabro (JKg)				
	Filita de Tucutunemo (Pt)		Pérmico	Plataformal y cuenca retro-arco	Facies esquisto verde (clorita)
	Esquisto de Tinapú (PZti)		Paleozoico	Rocas sedimentarias que cubren al basamento	Facies esquisto verde (clorita)

Terreno Tinaco-Tucutunemo	Complejo El Tinaco	s.d (NPet)	Neoproterozoico	Rocas sedimentarias ricas en K, Mg y Al	Facies anfibolita almandínica	
		Gneis (NPetg)		Rocas ricas en Al, sílice y materia orgánica		
		Esquisto cianítico (NPetc)		Intrusión ígnea félsica en la zona de inyección del Gneis de La Aguadita	Facies esquisto verde (clorita), evento cataclástico	
	Meta-trondjemita de La Gloria (NPlg)			Rocas metasedimentarias	Facies anfibolita almandínica a Facies retrógrada esquisto verde	
	Gneis de La Aguadita	(s.s) (NPla)		Rocas metasedimentarias y metaígneas afectadas por intrusiones y migmatitas		
		Zona de inyección (NPlay)		Zona de transición con la Peridotita de Tinaquillo. Corteza continental inferior	Facies granulita	
		Granulitas félsicas a ultramáficas (NPlad)				
		Zona máfica basal (NPlac)				
	Peridotita de Tinaquillo	Subunidad b (tqb)			Rocas del manto superior	Milonitización
		Subunidad a (tqa)				

### 4.3. INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES

La zona de estudio está enmarcada en un dominio alóctono (terrenos Tinaco-Tucutunemo, Loma de Hierro, Paracotos, Villa de Cura y San Sebastián) o parautoctono (Terreno Las Mercedes, Olistostromo de Platillón y Napa Piemontina), asociados a un conjunto de fallas como se comentó en la sección anterior. En base a esto, se esbozan las siguientes interpretaciones estructurales:

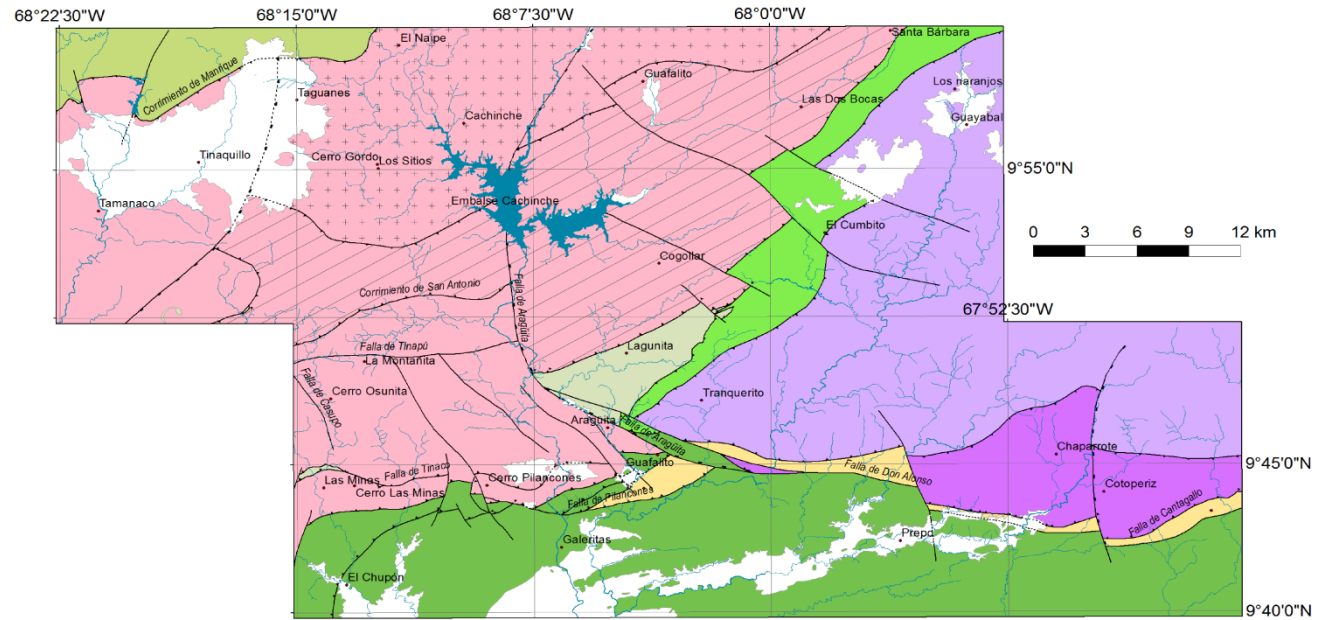
Los terrenos Tinaco-Tucutunemo, Paracotos, Loma de Hierro y Las Mercedes están delimitados por fallas de orientación general noreste, interrumpido por la falla regional de Aragiüita posterior a éste, situada en el centro de la zona de estudio, estando limitados por fallas como el Corrimiento de Manrique, donde la Peridotita de Tinaquillo cabalga sobre el Esquisto de Las Mercedes.

Asimismo, el Corrimiento de San Antonio, de acuerdo con MENÉNDEZ (1965) representa una falla plegada que forma un sinclinal abierto con una orientación de N70°E, limitando a la Filita de Tucutunemo.

Por otra parte, hacia el sur del río Tinapú se cartografian unidades geológicas tales como el Gneis de La Aguadita, su zona de inyección y la meta-trondjemita de La Gloria con orientación E-O, en donde se encuentran fallas menores como la Falla de Casupo y la Falla de Tinapú, ésta última también de rumbo E-O. De igual manera, se debe destacar la presencia de la Formación Mamonal que corresponde al terreno Tinaco-Tucutunemo y se encuentra en contacto de falla con la Napa Piemontina y con el Olistostromo de Platillón.

Los terrenos San Sebastián y Villa de Cura, el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina, están delimitados por fallas de orientación aproximada E-O, que viene desde la zona Belén-San Juan de Los Morros-San Sebastián de Los Reyes hasta el límite con el Terreno Paracotos. Cabe destacar que las unidades alóctonas de la Faja de Villa de Cura cabalgan sobre las unidades parautoctonas de la Faja Piemontina por medio de la Falla de Cantagallo de rumbo E-O y de buzamiento norte. Dentro de la Faja Piemontina, se

encuentra la Falla de Don Alonso de régimen transcurrente dextral en la zona de estudio, constituyendo el límite entre el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina.



**Símbolos topográficos**

— Drenaje línea

**Símbolos geológicos**

— Falla de alto ángulo

----- Falla cubierta

↗ Falla inversa o de cabalgamiento

↗ Falla inversa o de cabalgamiento cubierta

↗ Falla inversa de alto ángulo

↗ Falla inversa de alto ángulo cubierta

**Terrenos**

- Faja Piemontina —  Napa Piemontina
- Olistostromo de Platillón
- Faja Caracas —  Las Mercedes
- Faja Villa de Cura —  San Sebastián
- Villa de Cura
- Faja Loma de Hierro —  Paracotos
- Loma de Hierro
- Faja Caucagua-Tinaco —  Tinaco-Tucutunemo
- Complejo El Tinaco
- Tucutunemo

Figura 4.2. Distribución de Fajas y Terrenos en la zona de estudio

#### 4.4. HISTORIA GEOLÓGICA

A continuación, se mostrará la historia geológica de la zona de estudio, desde épocas previas al Proterozoico, hasta el Holoceno.

##### **Proterozoico-Paleozoico**

El Terreno Tinaco Tucutunemo, es el más antiguo de la región. La Peridotita de Tinaquillo es considerada como un bloque del manto superior, de edad incierta, procedente probablemente del extremo noroeste de la Placa de Sudamérica, específicamente en la cercanía con la denominada Placa de Farallón. Esta unidad se encuentra en contacto a través de la discontinuidad de Mohorovic expuesta en superficie, con el Gneis de La Aguadita, que a su vez es un bloque de la corteza continental inferior y una parte de esta unidad está intrusionada por una trondjemita.

Por otra parte, en el Paleozoico se formó el protolito del Esquisto de Tinapú, que se encuentra en contacto tectónico con el Gneis de La Aguadita. Además de acuerdo con GRANDE (2009) pudo haber ocurrido el inicio del proceso de expansión retro-arco junto con un vulcanismo que generara las rocas más antiguas de la Filita de Tucutunemo. De igual modo ocurrió la deposición de rocas sedimentarias de ambiente de plataforma de esta unidad.

##### **Jurásico**

Se forman los márgenes continentales americanos de la región del Caribe por la ruptura continental de Pangea, originándose una corteza oceánica conocida como Proto-Caribe por la separación de América del Norte y del Sur.

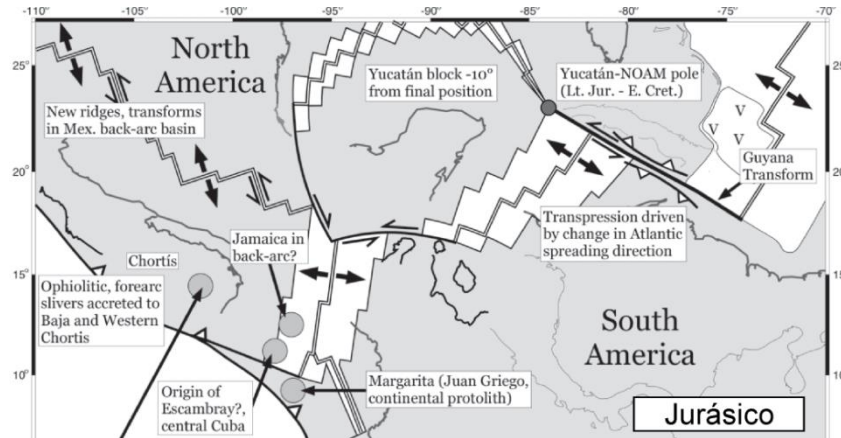


Figura 4.3. Ruptura de Pangea que generó el Proto-caribe en el Jurásico. PINDELL *et al.* (2005).

A su vez, se interpreta que en este período, la Peridotita de Tinaquillo y las rocas asociadas a la corteza continental inferior se modificaron geoquímicamente debido a los fluidos generados por la subducción de la Placa de Farallón bajo la Placa Sudamérica (Figura 4.4). Además, probablemente pudo ocurrir una actividad magmática que formara diques y apófisis que intruyen al Terreno Tinaco-Tucutunemo, aunque esta afirmación es incierta, ya que los mismos se pudieron haber generado en el Cretácico. Es probable que esta ruptura haya generado rocas del Terreno Loma de Hierro, pertenecientes al complejo ofiolítico de Loma de Hierro, como parte de la corteza oceánica del proto-Caribe.

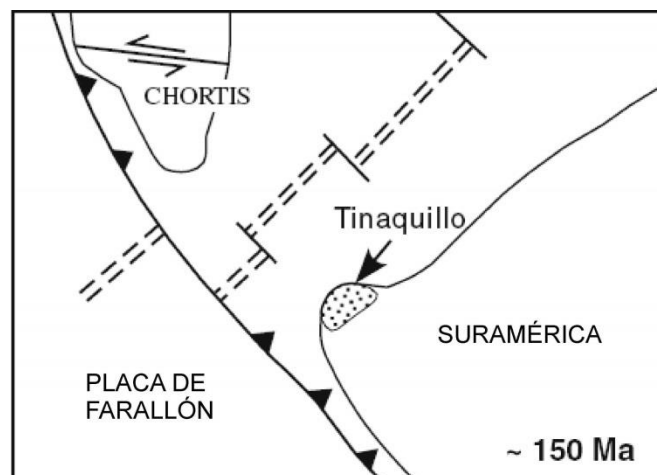


Figura 4.4. Peridotita de Tinaquillo durante el Jurásico. Modificado de MUKASA *et al.* (2007).



Por otra parte, comienza el inicio de la depositación de las rocas volcanosedimentarias sobre las rocas más viejas del Terreno Tinaco-Tucutunemo por medio de las Metavolcanosedimentarias de Las Placitas.

### Cretácico Temprano

Termina la depositación de dichas rocas del Terreno Tinaco-Tucutunemo con la Formación Mamonal. Adicionalmente, pero geográficamente separado, se generan las rocas de la Faja de Villa de Cura que forman parte del arco de islas del Caribe, formado por la subducción intraoceánica del proto-Caribe y la placa del Caribe. Mientras tanto, la Peridotita de Tinaquillo sigue avanzando desde el extremo noroccidental de Suramérica, como se observa en la Figura 4.5.

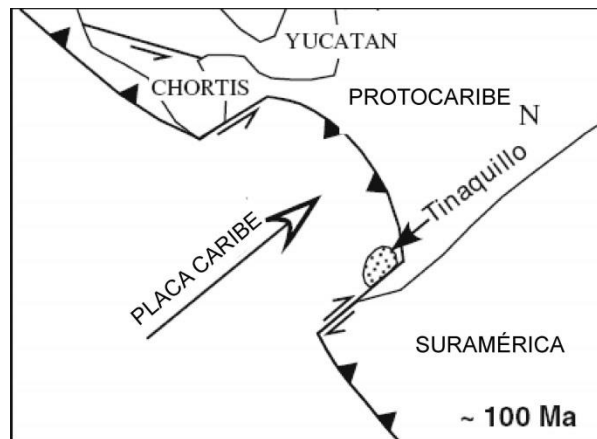


Figura 4.5. Peridotita de Tinaquillo durante el Cretácico. Modificado de MUKASA *et al.* (2007).

### Cretácico Tardío

Mientras Suramérica avanza en sentido oeste-noroeste, ocurre el metamorfismo de AP/BT de las unidades del terreno Villa de Cura. Suprayacente a las mismas está el Terreno San Sebastián (Lava de Las Hermanas y Gabro de Cantagallo), pertenecientes a la parte del arco no subducido.

De igual manera, se formó la cobertura volcanosedimentaria de la Ofiolita de Loma de Hierro que se denomina Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro. Separadamente se generan depósitos turbidíticos de la actual Filita de Paracotos, en la esquina noroeste de la Placa de Suramérica.

Antes de la colisión de las placas Caribe y Suramérica, se originó el protolito del Terreno Las Mercedes, en el margen pasivo del norte de Suramérica, iniciándose la transgresión del Cretácico de este a oeste, junto con la Formación Mucaria perteneciente a un ambiente epicontinental, de acuerdo a la fauna encontrada por MACSOTAY *et al.* (1993).

Hacia el Campaniense, ocurre la etapa final de la expansión entre norte y sur de América, y el arco de islas colisiona con el margen septentrional de la placa de Suramérica. Los Terrenos Tinaco-Tucutunemo, Paracotos, Villa de Cura y San Sebastián se encontraban al noroeste de Suramérica, como se aprecia en la Figura 4.4. No es sino hasta el Maastrichtiense cuando comienza una regresión mientras continua la colisión, comenzando la depositación de la Formación Guárico en contacto de transición con la Formación Mucaria. La Formación Guárico está constituida por secuencia de tipo flysch, muy similar a la actual Filita de Paracotos, solo que esta última sufrió un metamorfismo de bajo grado.

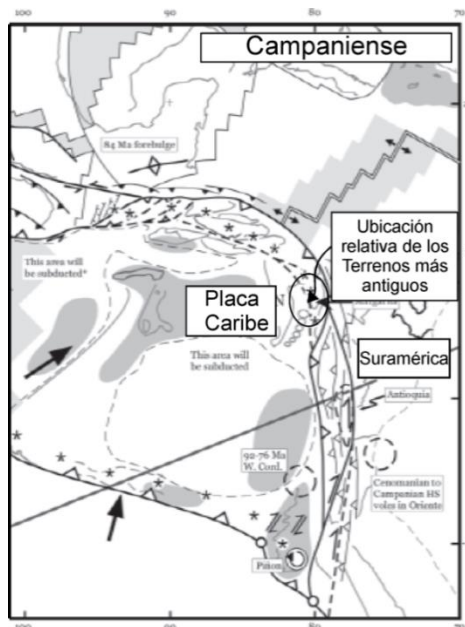


Figura 4.6. Inicio de la colisión de la Placa Caribe con Suramérica durante el Campaniense. Modificado de PINDELL *et al.* (2005).

### **Paleoceno-Oligoceno**

Durante Paleoceno, los terrenos ya citados se encuentran precisamente en la esquina noroeste de América del Sur (ver Figura 4.7), comenzando el cabalgamiento sobre el margen septentrional del talud. Precisamente en éste se emplazaría el prisma de acreción del arco volcánico (MACSOTAY *et al.* 1995), formando de esta manera el Olistostromo de Platillón (formaciones Los Cajones y Garrapata).

Luego, debido a la colisión oblicua de la placa del Caribe y su movimiento relativo hacia el sureste ocurre un evento mayor de apilamiento de napas. Este evento comenzó en el Eoceno medio en el oeste de Venezuela migrando diacrónicamente hacia el este (URBANI 2013).

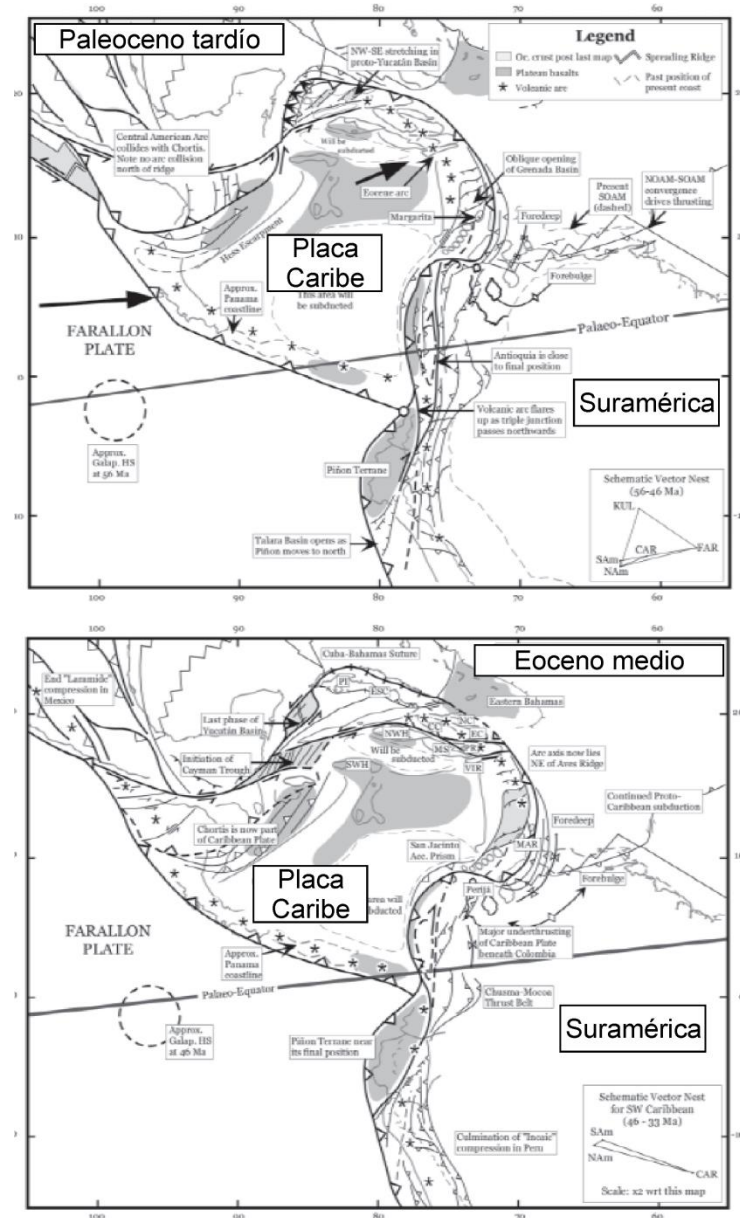


Figura 4.7. Colisión Placa de Caribe-Sudamérica entre el Paleoceno tardío-Eoceno medio. Modificado de PINDELL *et al.* (2005).

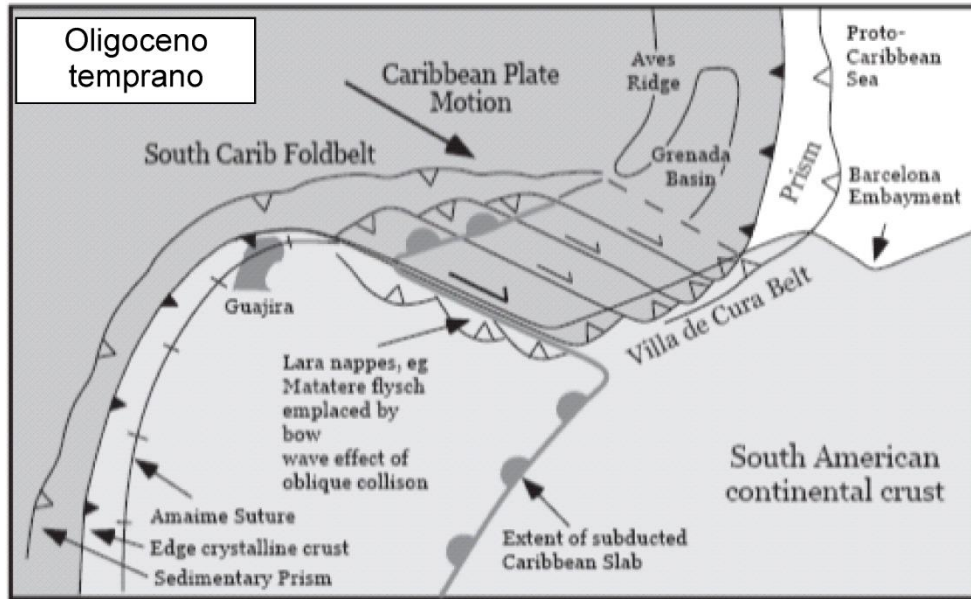


Figura 4.8. Colisión Placa de Caribe-Sudamérica, durante el Oligoceno temprano. Modificado de PINDELL *et al.* (2005).

### Mioceno-Holoceno

Para el Mioceno temprano todos los terrenos anteriores ya habían sido emplazados estando en una posición cercana a la actual de la Cordillera de la Costa. Por lo que probablemente fallas regionales como el Corrimiento de Manrique, Corrimiento de San Antonio y la Falla de Cantagallo, y las fallas que contienen a la Faja de Loma de Hierro ya existían inclusive en épocas previas.

Más tarde toda la región se vio afectada por fallamiento transcurrente dextral (como la Falla de Don Alonso), generando regiones en régimen transpresivo que permitió una rápida y todavía activa exhumación de partes de la Cordillera de la Costa (URBANI 2013), destacando a la Peridotita de Tinaquillo como un claro ejemplo de este evento. Este evento probablemente contribuyó con otra falla regional importante, denominada Aragüita, interpretada en este trabajo como una falla inversa de ángulo alto.

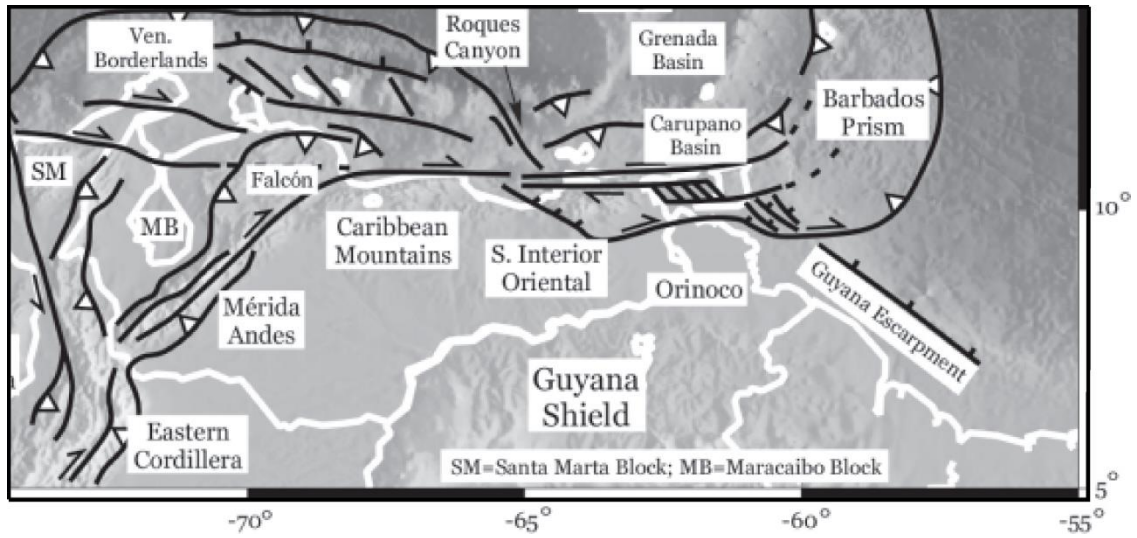


Figura 4.9. Interacción de la Placa Caribe y Placa Sudamérica actualmente. Tomado de PINDELL *et al.* (2005).

## 5. SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 5.1. SUMARIO Y CONCLUSIONES

En base a todo el estudio previo y post al trabajo de campo, se llegó a lo siguiente:

- El Terreno Tinaco-Tucutunemo es el más antiguo de la zona de estudio, teniendo como base rocas del manto superior (Peridotita de Tinaquillo) de edad desconocida por generarse debajo de la discontinuidad de Morohovic (GRANDE com.personal 2015). La misma está en contacto con la parte inferior del Gneis de La Aguadita a través de una zona de alto grado metamórfico definida por MACKENZIE (1960), caracterizada por SEYLER & MATTSON (1989) y corroborada por MEDERO (2015). Además, este terreno está en contacto con el Esquisto de Las Mercedes a través del Corrimiento de Manrique hacia el noroeste.

- Dentro de La Peridotita de Tinaquillo se detallaron ultramilonitas con porfidoclastos de olivino y ortopiroxeno principalmente con variedades texturales desde gnéisicas (Co-14-243A) a otras con foliación más marcada (Co-14-243B). Ambas muestras fueron analizadas por DRX, resultando antigorita como mineral predominante, seguidos de clorita.

- El Gneis de La Aguadita está caracterizado por una zona basal en las facies de la granulita, seguido de rocas de facies anfibolita en una zona de inyección formada por intrusiones de meta-trondjemita y otra que está en contacto tectónico con el Esquisto de Tinapú (facies pre-esquisto verde), corregido en base a lo interpretado en Co-14-200. Este par de unidades fueron agrupados por RENZ & SHORT (1960) y MENÉNDEZ (1965) como “Complejo El Tinaco” pero al tener tanto un origen como facie metamórfica diferente, las mismas deben ser analizadas por separado. El nombre Complejo El Tinaco fue asignado a rocas que afloran en el sector norcentral de la región.

- Dentro del Complejo El Tinaco hay una subunidad constituida localmente por rocas ricas en cianita descritas por MACKENZIE (1960), de origen desconocido y localizadas en Cerro Gordo, específicamente en un poblado denominado Los Sitios. Asimismo en las

cercanías de El Naípe se describieron rocas asociadas a la “Formación Las Brisas” por GONZÁLEZ SILVA (1972) y Complejo El Tinaco por BELLIZZIA *et al.* (1976) principalmente por su mineralogía cuarzo-micácea. Sin embargo, al tener presencia de granate y cianita (Ca-14-246), se asocia a las facies de anfibolita.

- La Filita de Tucutunemo está formada por una subunidad basal volcánica originada en un proceso de expansión retro-arco (GRANDE 2009) y otra de origen plataformal constituida en su mayoría por filitas carbonáceas arenosas, meta areniscas y limolitas cuarzo feldespáticas. En un análisis de DRX en un mármol se determinó la presencia de calcita como mineral mayoritario. Además, esta unidad está en contacto tectónico con los terrenos Paracotos y Loma de Hierro, el Complejo El Tinaco sin diferenciar y otras unidades del Terreno Tinaco-Tucutunemo.

- Las rocas volcanosedimentarias del terreno Tinaco-Tucutunemo están representadas por las Metavolcanosedimentarias de Las Placitas y la Formación Mamonal (sedimentarias sin diferenciar, volcánicas de Los Pilacones y basal), ambas en general en contacto discordante con las unidades más viejas del terreno.

- La Formación Mamonal es un nombre propuesto por BLIN (1989) y está integrada de base a tope por conglomerados constituidos por fragmentos de las rocas más antiguas del terreno Tinaco (basal, antigua Formación Cojedes de RENZ & SHORT (1960), seguido de rocas volcánicas de muy bajo grado metamórfico (Volcánicas de Los Pilacones) y areniscas conglomeráticas de procedencia de arco transicional (sedimentarias sin diferenciar), antigua “Formación Pilacones” y “Miembro Mamonal” respectivamente, señalados por MENÉNDEZ (1965).

- Los terrenos Loma de Hierro y Paracotos, pertenecen a la Faja Loma de Hierro definida por BECK (1986). Estos están en contacto tectónico al norte con la Filita de Tucutunemo y al sur con el terreno de Villa de Cura. Además, tomando en cuenta lo estudiado por OXBURGH (1960), GONZÁLEZ SILVA (1969) y BLIN (1989) y de acuerdo con las interpretaciones cartográficas y petrográficas se pudo constatar que las



Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro, que sustituyen a la Formación Aragüita de OXBURGH (1960), son parte de un conjunto de rocas que cubre la Ofiolita de Loma Hierro. De la misma manera la Filita de Paracotos es una secuencia turbidítica de metamorfismo de muy bajo grado.

- Los terrenos Villa de Cura y San Sebastián, corresponden a un arco de islas intra-oceánico originados por medio de la subducción del proto – Caribe por debajo de la placa del Caribe. La diferencia entre ellos, es que el terreno Villa de Cura sufrió metamorfismo de alta presión y baja temperatura y el terreno de San Sebastián entró a la facie prehnita-pumpellita. De igual modo, estos terrenos están en contacto con el Olistostromo de Platillón y la Napa Piemontina a través de la falla de Cantagallo.

- El Gabro de Cantagallo intruye a la Lava de Las Hermanas en la localidad de Chaparrote. En un análisis petrográfico de una muestra extraída en campo se describió un gabro hornbléndico con un metamorfismo en facies de pre-esquistos verde.

- La Napa Piemontina está formada por una secuencia transgresiva del Cretácico Tardío depositada en una zona profunda del talud epicontinental (Formación Mucaria), seguida por una alternancia rítmica de facies flysch, denominada Formación Guárico.

- El Olistostromo de Platillón se depositó de forma diacrónica durante el Paleoceno tardío-Eoceno. El mismo está representado por las formaciones Los Cajones y Garrapata y se interpretan como parte del prisma de acreción constituido por sedimentos de los terrenos alóctonos que se encuentran en contacto tectónico hacia el sur con la Napa Piemontina a partir de la falla transcurrente dextral de Don Alonso y hacia el norte con la Faja de Villa de Cura por medio de la Falla de Cantagallo

## 5.2. RECOMENDACIONES

- Separar la Filita de Tucutunemo y el Complejo El Tinaco del denominado actualmente “terreno Tinaco-Tucutunemo” de acuerdo a las interpretaciones cartográficas y

petrográficas aquí marcadas y a lo planteado por GRANDE (2009) que señala una expansión de retro-arco para la parte volcánica de la Filita de Tucutunemo.

- Hacer un estudio geoquímico y petrográfico detallado en el esquisto cianítico correspondiente al Complejo El Tinaco, con el propósito de conocer el origen de estas rocas.
- Aprovechar los mapas geológicos generados para integrar todo el proyecto LOCTI en la parte de la Serranía del Interior.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- AGUASUELOS INGENIERÍA. S.A. 1990. *Modernización de datos geológicos en el frente de montaña*. Corpoven S.A., Caracas. Vol. III, Estratigrafía/Sedimentología. Inédito, 517 p.
- AGUERREVERE, S. E., G. ZULOAGA, & M. Tello. 1937. Informe geológico sobre la región amiantífera de Tinaquillo, estado Cojedes. *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1(1): 5-36.
- AGUERREVERE, P. I. & G. ZULOAGA. 1937. Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Bol. Geol y Min.*, Caracas, 1(2-4):3-22.
- ALBERTOS, M., F. YORIS, & F. URBANI, 1989. Estudio geológico y análisis petrográfico-estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en la sección Altagracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda. *Mem., VII Congr. Geol. Venezolano*, Barquisimeto, Soc. Venezolana Geol. 1: 289-314.
- BECK, C. 1985. *La chaîne Caraïbe au merideien de Caracas: geologie, tectogenese, place dans l'evolution geodynamique Mesozoique-Cenozoique des Caraïbes Meridionales*. L'Universite des Sciences et Techniques de Lille, Tesis de doctorado de estado, 462 p. Reimpreso en Rev. Venezolana Cienc. Tierra (Geos), 43 : 24-25 + 469 p. En la carpeta 17 del DVD, 2012).
- BECK, C. 1986. Geologie de la chaîne Caraïbe su meridien de Caracas (Venezuela). Soc. *Geol. de Nord, Villeneuve s'Ascq, Francia, Public. no. 14*, 462 p.
- BEETS, D. J., W. MARESCH, G. T. KLAVER, A. MOTTANA, R. BOCCHIO, F. BEUNK & H. MONEN, 1984. Magmatic rock series and high-pressure metamorphism and constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean. En: W. E. BONINI, R. B. HARGRAVES y R. SHAGAM (Eds.) *The Caribbean South America plate boundary and regional tectonics*. Geol. Soc. America, Memoir 162, p. 95-130.
- BELLIZZIA, A. 1967. Rocas ultrabásicas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(16): 159-168.
- BELLIZZIA, A., RODRÍGUEZ, G., & BUSHMAN, J. 1968. *Geología de la Serranías de Turuguará-El Tinaco*. Ministerio de Energía e Hidrocarburos, Dirección de Geología, Caracas. Escala 1:100000.
- BELLIZZIA, A & RODRÍGUEZ, G. 1968. Consideraciones sobre la estratigrafía de los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo. Caracas: *Bol. Geol.*, 9(18), p. 515-547.
- BELLIZZIA, A. 1986. Sistema montañoso del Caribe: Una Cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. *Mem. VI Cong. Geol. Venez.*, 10: 6657-6836
- BELL, J. 1968. The Garrapata Formation of the Venezuelan Coast Ranges. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 11(7): 187-206.
- BENJAMINI, C., R. SHAGAM & A. MENÉNDEZ V. de V. 1986. Formación Tucutunemo. *Mem. VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, 10: 6551-6574.
- BLIN, B. 1989. *Contribution à l'étude géologique de la frontière sud de la plaque Caraïbe: le front de la chaîne caraïbe vénézuélienne entre la serranía de Portuguesa et la région*

- de Tiznados (surface et subsurface). apport des données paléomagnétiques. interprétation géodynamique.* Reimpreso en Rev. Venezolana Cienc. Tierra (Geos), 42: 134-135 + 375 p. En la carpeta 11 del DVD, 2012).
- CONTRERAS, O. 2000. *Estudio geológico de las rocas sedimentarias y metamórficas en el área San Carlos - El Pao, Estado Cojedes.* Reimpreso en Rev. Venezolana Cienc. Tierra (Geos), 38: 91 + 99 p. En la carpeta 39 del DVD, 2005).
- COPLANARH. 1971. *Mapa de Geomorfología Región Llanos Centro-Occidentales.* Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Dirección General de Información e Investigación del Ambiente, Caracas. Escala 1:25.000.
- CREOLE PETROLEUM CORPORATION. 1960. *Mapa de geología de superficie, Hojas D-6-D, D-7-C, E-6-B, E-7-A.* Creole Petr. Corp, Caracas. Escala 1:50.000.
- CREOLE PETROLEUM CORPORATION. 1963. *Mapa de geología de superficie, Hoja D-7* Mapa D-7. Creole Petr. Corp, Caracas. Escala 1:100.000.
- DÍAZ, P. 2014. *Geología de la región Belén-San Juan de Los Morros y San Sebastián de los Reyes.* Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito.
- DUNHAM, R. J. 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional texture.* In Ham, W.E. Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1. pp. 108-121.
- FOLK, R. L. 1962. *Spectral subdivisión of limestone types.* En W.E. HAM (ed.), Classification of carbonate rocks: *Am. Assoc. of petrol. Mem.* 1:62-84.
- GIRARD, D. 1981. *Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine Caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago.* Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, Tesis de doctorado de 3er. ciclo, 229 p.
- GIRARD, D., C. BECK, J. F., STEPHAN, R., BLANCHET & R. C. MAURY. 1982. *Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péricaraïbes.* *Bull. Soc. Géol. France*, ser 7, 24(3): 535-544.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. ITURRALDE DE AROZENA & X. PICARD. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.* Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos. 1021 p.
- GONZÁLEZ SILVA, L A. 1972. *Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro-occidental. Memoria IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1969. Boletín de Geología, Caracas, Publicación Especial 5, 3: 1589-1618.*
- GONZÁLEZ SILVA, L A. 1977. *Geología de la Sierra del Interior (región central) y parte de los Llanos de Venezuela (incluyendo parte de los estados Carabobo, Aragua, Guárico y Cojedes). Memoria II Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, 1973. Boletín de Geología, Caracas, Publicación especial 7, 3: 1629-1650.*
- GRANDE, S. 1995. *Caracterización geoquímica de las metalavas del Miembro Los Naranjos, Formación Tucutunemo, Aragua central, y su interpretación tectónica.*

- Universidad Central de Venezuela, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Trabajo de ascenso inédito, 45 p.
- GRANDE, S. 2009. Geoquímica de las rocas metavolcanosedimentarias de Los Naranjos y la Filita de Tucutunemo, Aragua central y su interpretación tectónica. Geos, UCV, Caracas, 40, 14-17 + 17 p. En DVD.
- HACKLEY, P., URBANI, F., KARLSEN, A., & GARRITY, C. 2006. *Mapa Geológico de Venezuela*. Escala 1:750.000. Washington D.C.: U.S. Geological Survey.
- JARVIS, JR., H. A. 1966. Geología de la región de río Pao - río Tiznados, Estados Cojedes y Guárico, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(15): 73-115.7 ilustr.
- KONIGSMARK, T. A. 1965. Geología del área de Guárico septentrional-Lago de Valencia, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(11): 209-285, 15 ilustr.
- MACKENZIE & BELLIZZIA. 1952. Yacimiento de cianita en Venezuela. *Bol. Geol.* Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 6: 417-419.
- MACKENZIE, D. B. 1960. La Peridotita de Tinaquillo. *Bol. Geol.*, Caracas, *Public. Esp.* 3, 2: 761-826.
- MACKENZIE, D. B., 1966. Geología de la región norte-central de Cojedes. *Bol. Geol.*, Caracas, 5(15): 3-72, 4 ilustr.
- MACLACHLAN, J. C., R. SHAGAM & H. H. HESS. 1960. Geology of the La Victoria area, Aragua, Venezuela. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71(3): 241-248.
- MACSOTAY O, & V. VIVAS. 1993. Icnofauna batial de la Formación Mucaria (Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano) de la Napa Piemontina, Venezuela Nor central. *Bol. Soc. Venezolana Geól*, 48, 18-42.
- MACSOTAY O., V. VIVAS & P. MOTICKA. 1995. Biostratigraphy of the Piemontine Nappe of North-central Venezuela: Senonian to Eocene gravitational sedimentation. *Bol. Geol., MMH. Publicación Especial*.10:114-123.
- MATTSON, P. H., 1985. Ultramafic and gabbroic rocks of Venezuela as possible ophiolites; Tinaquillo Peridotite complex. *Mem. VI Congr. Geol. Venezolano*, 6: 2514-2540.
- MEDERO, R. 2015. *Geología de la Región Palmichal-Tinaco, estados Yaracuy y Cojedes, Venezuela*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, en progreso.
- MENÉNDEZ, A. 1965. Geología del área de El Tinaco, centro norte del Estado Cojedes, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(12): 417-453, 18 ilustr.
- MENÉNDEZ, A. 1966. Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(15): 116-119.
- MOUNT, J. 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology. International Association of Sedimentologists*, 32(3):435-442.
- NAVARRO, E. 1983. Geología y petrogénesis de las rocas metavolcánicas del Grupo de Villa de Cura. *Geos*, UCV, Caracas, (28): 170-317.

- NAVARRO, E., M. OSTOS & F. YORIS. 1988. Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte Norte - Central de Venezuela durante el Jurásico medio - Paleogeno. *Acta Científica Venezolana*, 39: 427-436.
- OSTOS, M. 1985. Peridotita de Tinaquillo: Ofiolita Paleozoica en el sistema montañoso del Caribe. *Mem. VI Congr. Geol. Venez.*, Caracas, 4: 2557-2602.
- OSTOS, M. 1990. Evolución tectónica del margen Sur - Central del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30):1-294.
- OXBURGH, E. R. 1965. Geología de la región oriental del Estado Carabobo, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 11: 113-208, 9 ilustr.
- PEIRSON, A. L. 1965. Geology of north-central Venezuela. Informe inédito, Creole Petr. Corp, 337 p.
- PEIRSON, A. L., A. SALVADOR & R. M. STAINFORTH. 1966. The Guárico Formation of north-central Venezuela. (La Formación Guárico, Venezuela nor-central.). *Bol. Infor., Asoc. Ven. Geol. Min. y Petr.*, 9(7): 183-224, 10 ilustr.
- PETTIJON, F. J., POTTER, P.E & SIEVER. 1972. *Sand and sandstones*. New York: Springer Verlag eds, 618 p.
- PETTIJON, F. J. 1975. *Sedimentary rocks*. New York: Harper and Brothers, 628 p.
- PIBURN, M. D. 1968. Metamorfismo y estructura del grupo Villa de Cura, norte de Venezuela, *Bol. Geol.*, Caracas, 9(18): 183-290.
- PINDELL J. L., L. KENNAN, W. V. MARESCH, K. P. STANECK, G. DRAPER & R. HIGGS. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *En: H. G. AVÉ-LALLEMANT & V. B. SISSON (eds.), 2005. Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. Geological Society of America Special Paper, 394: 7-52.
- RENZ O. & K. C. SHORT. 1960. Estratigrafía de la región comprendida entre el Pao y Acarigua, estados Cojedes y Portuguesa. *Memorias III Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 1959. *Boletín de Geología, Publicación Especial 1*: 277-315.
- ROJAS, A. 1989. *Geología del cinturón tectónico Cauagua-El Tinaco, al sur de la peridotita de Tinaquillo, Estado Cojedes*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito.
- SANTAMARÍA, F. 1972. *Geochemistry and geochronology of the igneous rocks of the Venezuelan Coast Ranges and Southern Caribbean islands and their tectonic evolution*. University of Rice, Houston, Texas, Tesis doctoral inédita, 112 p.
- SANTAMARÍA, F. y C. SCHUBERT. 1974. Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean - Northern Venezuela plate boundary. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 85(7): 1085-1098. Versión en español: *Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol.*, 18(1): 1-38, 1975.

- SCASSO R. & C. LIMARINO. 1997. *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de ciencias exactas y naturales. Universidad de Buenos Aires. Publicación Especial N° 1 de la Asociación Argentina de Sedimentología. 258 p.
- SHAGAM R. 1960. Geología de Aragua central (Venezuela). *Memorias III Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 1959. *Boletín de Geología, Publicación Especial* 3, 2: 574-675.
- SEIDERS, V.M. 1965. Geología de Miranda central. Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(12): 289-416.
- SEYLER M. & P. H. MATTSON. 1989. Petrology and thermal evolution of the Tinaquillo Peridotite (Venezuela). *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 94(6): 7629-7660.
- SEYLER, M., PAQUETTE J. L., CEULENEER, G., KIENAST, J.R., LOUBET, M. 1998. Magmatic underplating, metamorphic evolution and ductile shearing in a Mesozoic lower crust-wooer mantle unit (Tinaquillo, Venezuela) of the Caribbean Belt. *J. Geology*, 106(1): 35-58.
- SMITH C. A., V. B. SISSON, H. G. AVÉ LALLEMANT & P. COPELAND. 1999. Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueshist belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*, 111(6): 831-848.
- STRECKEISEN, A. L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. (Final report of an inquiry.) *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, 107, 144-240
- TALUKDAR S. & D. LOUREIRO. 1982. Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral 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*, UCV, Caracas, (27): 15-76.
- URBANI, F. 1991. Geología del área de Guatopo - El Guapo, estados Miranda y Guárico. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, UCV, Caracas, 6(1): 5-52.
- URBANI, F. 2000. Revisión de las Unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Geos*, Caracas, (33): 1-170.
- URBANI, F. 2008. Revisión de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Bol. Acad. C. Fis., Mat., y Nat.* 68 (3): 27-43.
- URBANI, F. 2012. Conversaciones sobre la Geología de la Cordillera de la Costa. ¿Dónde y cuándo se formaron las distintas unidades que conforman la Cordillera de la Costa? *Geos*, UCV, Caracas, (42): 148-150 + 87 diapositivas en la carpeta 21 en DVD.
- URBANI, F. 2015. Terrane distribution in north-central Venezuela. En M. SCHMITZ, A. AUDEMARD & F. URBANI (Eds). El límite Noreste de la Placa Suramericana-Estructuras litosféricas de la Superficie al Manto, Capítulo 3, p.77-100.
- VIVAS V. & O.MACSOTAY. 1995. Formación Tememure: Unidad Olistostrómica Eoceno superior-Oligoceno inferior en el frente meridional de la Napa Piemontina, Venezuela Nor-Central. *Mem. IX Congr. Latinoamericano Geol*, Caracas, 1996: 95-113.

- VIVAS V. & O.MACSOTAY. 1997. Reinterpretación de la cobertura sedimentaria Cretácico-Paleocena de la napa de Villa de Cura, Venezuela norcentral. *Mem. VIII Congr. Geol. Venezolano*, Caracas 2:517-525.
- WRIGHT, J.E. & WYLD, S.J. 2011. Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean (?): *Geosphere*, 7:468-493.



## APÉNDICE A

### MARCO METODOLÓGICO

---

#### A.1. ETAPA I: RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN BIBLIOGRÁFICA

En esta etapa se recopiló toda la información geológica publicada en diversos congresos nacionales e internaciones, Trabajos Especiales de Grado y publicaciones seriales, pertenecientes a la zona de estudio.

De acuerdo con lo anterior mencionado, en este T.E.G se utilizaron los siguientes mapas geológicos:

- Mapa D-6-D, D-7-C, E-6-B, E-7-A Geología de superficie a escala 1:50.000 de CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960).
- Mapa D-7 Geología de superficie a escala 1:100.000 de CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1963).
- Geología de la Serranías de Turugará-El Tinaco a escala 1:100.000, BELLIZZIA *et al.* (1968).
- Belén geológico. Hoja 6645 a escala 1:100.000, hecho por BELLIZZIA & GONZÁLEZ (1971).
- Mapa geológico de la terminación occidental de la cordillera del caribe entre Biscuscuy y La Fe a escala 1:250.000, de BLIN (1989).
- Mapa de geomorfología región Llanos Centro-Occidentales a escala 1:250.000, realizado por COPLANARH (1979).
- Levantamiento geológico detallado de los depósitos de grafito de Cerro Osunita a escala 1:6.250, elaborado por GRANDE (1999).
- Mapa geológico de la Cordillera de la costa zona centro occidental a escala 1:100.000, GONZÁLEZ SILVA (1969).
- Mapa Geológico de la Región Río Pao-Río Tiznados a escala 1:50.000, JARVIS (1963).

- Mapa geológico de la región nor-central del estado Cojedes a escala 1:100000, hecho por MACKENZIE (1958).
- Mapa y secciones geológicas de la región de Tinaco estado Cojedes a escala 1:100.000, realizado por MENÉNDEZ (1965).
- Mapa geológico de la región este del estado Carabobo Venezuela a escala 1:50.000, elaborado por OXBURGH (1960).
- Mapa geológico de la región de Pílancones a escala 1:100.000, hecho por RENZ & SHORT (1960).
- Mapa geológico simplificado del área Tinaquillo-Tinaco a escala 1:400.000, de SEYLER *et. al.* (1998).

Asimismo, se utilizaron mapas topográficos pertenecientes a la Dirección de Cartografía Nacional, actual Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, los cuales se mencionarán a continuación:

- Hojas 6545 y 6645 a escala 1:100000.
- Hojas 6545: I-NE, I-SE, I-SO, I-NO, II-NE, II-SE, II-SO, II-NO, IV-NE, IV SE a escala 1:25000.
- Hojas 6645: III-NE, III-SE, III-SO, III-NO, IV-SO, IV-NO a escala 1:25000.

A partir de la información recopilada en los mapas, se generó una base topográfica y geológica en el software ArcGIS, observando todos los sitios que generen incongruencia por falta de información o por diferencia en cuanto a la interpretación de diversos autores, representando puntos de interés para ser vistos en campo.

## **A.2. ETAPA II: TRABAJO DE CAMPO**

El trabajo de campo se centró principalmente en la ubicación de las áreas de interés en la zona de estudio, para posteriormente ir a cada uno de los afloramientos y efectuar un levantamiento geológico (que se enfocará en la recolección de muestras y descripción de los contactos geológicos, junto con otros aspectos de campo que sean de interés),

conjuntamente con la revisión y rectificación de la información bibliográfica previa de otros autores que realizaron estudios en la zona. De esta manera se pudo aclarar algunos detalles en las interpretaciones de los diversos autores, tales como descripción tectono-estratigráfica del área de estudio, delimitación de contactos, etc.

Según el tipo de roca, en cuanto a su descripción, se tomarán en cuenta los siguientes parámetros:

- Roca Ígnea: color fresco, color meteorizado, tamaño de cristales (son observables o no), mineralogía y texturas presentes.
- Arenisca: color fresco, color meteorizado, tamaño de grano, escogimiento, esfericidad, redondez, mineralogía y reacción con el HCl.
- Lutita: color fresco, color meteorizado, reacción al ácido clorhídrico y textura.
- Conglomerado: tamaño de clastos, porcentaje de matriz, escogimiento, esfericidad, redondez e identificación de tipos de clastos.
- Clastos en conglomerado: color fresco, color meteorizado, tamaño, esfericidad, redondez y características litológicas.

En cuanto a la recolección de muestras, se tomaron en cuenta el tipo de roca, distribución aparente en el área, el contacto entre las unidades geológicas, el color fresco, facies, tamaño y litología de los clastos (si se trata de un conglomerado). Estos criterios son esenciales para la elaboración de una sección fina.

### **A.3. ETAPA III: TRABAJO DE OFICINA**

Esta es una etapa post-campo y se centró en cuatro actividades: Descripción mejorada de muestra de mano, Análisis petrográfico, elaboración de mapas geológicos y construcción de secciones geológicas.

Primeramente, se efectuó una descripción mejorada de la muestra de mano para refinar la descripción inicial obtenida en campo. Luego se procedió a tomar fotografías a escala y por último se seleccionaron 20 muestras para ser analizadas bajo el microscopio,

reduciendo de tamaño aquellas que eran muy grandes, tomando como referencia el diámetro de un puño.

Seguidamente, el análisis petrográfico se basó en la elaboración de secciones finas de acuerdo a su tipo litológico (menor grado de meteorización, mayor contenido fosilífero, características texturales, etc.).

De igual manera, el análisis se realizó a través de un microscopio de luz polarizada, el cual conllevó a su vez a la toma de fotomicrografías para resaltar características distintivas de cada muestra.

Los sistemas de clasificación utilizados para cada tipo de roca serán los siguientes:

- Para rocas ígneas: clasificación I.U.G.S., de STRECKEISEN (1972).
- Para areniscas: clasificación de PETTIJOHN *et al.* (1972).
- Para carbonatos: clasificaciones de DUNHAM (1962), FOLK (1962) y MOUNT (1985).

Por otra parte, la elaboración de mapas geológicos se efectuó de la siguiente manera:

- Primero se realizó la conversión de los mapas en papel a imágenes raster, mediante el uso de un “scanner” para su posterior modificación.
- Con el uso del programa ArcMap [GIS Software] versión 10.2, se comenzó por la georreferenciación de los mapas en coordenadas UTM La Canoa Huso 19. Posteriormente se llevó a cabo la vectorización de datos topográficos (siendo la base los mapas del Instituto Geográfico de Venezuela “Simón Bolívar”) y de datos geológicos (sirviendo como base los mapas de la Creole Petroleum Corporation y los mapas realizados por el Ministerio de Energía y Minas); cada tipo de dato (drenaje, curvas de nivel, litología, contactos, etc.) se vectorizó en capas diferentes con sus atributos correspondientes.
- Una vez vectorizados los datos geológicos, se hicieron modificaciones de la misma en base a la integración de la información obtenida en campo y a la información establecida en los mapas de los autores consultados.

- Con toda la información disponible en digital, se procedió a la edición y reproducción de 16 mapas a escala 1:25.000 en coordenadas UTM WGS84. A partir de ellos, se elaboró el mapa geológico general de la zona a escala 1:100.000, simplificando los detalles de los mismos. Una vez finalizado esto, se realizaron secciones geológicas que permitirán conocer la geometría de las unidades cartografiadas en la zona de estudio y a comprender de manera más clara su tectono-estratigrafía, para así generar una historia geológica de la región.

## APÉNDICE B

### GEOGRAFÍA FÍSICA

---

#### B.1 FISIOGRAFIA

La fisiografía en la zona de estudio está delimitada por dos unidades de paisaje en general: Relieve alto y bajo. La primera de las mencionadas constituye el 89% de la zona de estudio. Las alturas se encuentran entre los 160 y 1200 m.s.n.m y se pueden hallar desde filas con pendientes suaves a moderadas y abruptas inclusive hacia la zona este, cerros con laderas asimétricas y parcialmente simétricas, siendo algunos curvados en el tope. En esta unidad, se puede destacar:

- Filas y cerros al noroeste de Tinaquillo: En un sector llamado Las Mercedes en donde aflora el Esquisto de Las Mercedes, se encuentran unas filas de orientación N 30° E, siendo paralelo al río Tirgüa, con presencia de laderas más abruptas hacia el norte y más suaves hacia el sur. Las alturas oscilan entre los 500 y 600 m.s.n.m.

Por otro lado, en el sector Cerrito Blanco, específicamente al lado oeste del embalse Las Delicias se encuentra un conjunto de cerritos no alineados, algunos con laderas un poco más simétricas que otras, hacia el oeste las crestas son ligeramente curvadas con orientaciones entre los N 40° y 60° E, en cambio, a medida en la que se avanza al este, cerca del embalse, las orientaciones dan un brusco cambio de N 10° W a N 75° E y luego a N 5° W, coincidiendo de esta manera con el drenaje. Esta zona corresponde con la Peridotita de Tinaquillo.

- Cerros al noreste de Tinaquillo: Cerca de un lugar, denominado Los cerritos, se evidencia una terraza entre unos 460 y 540 m.s.n.m la pendiente tiende a ser más suave y el terreno mucho más plano, pero la pendiente es más inclinada que la planicie de la ciudad de Tinaquillo. Hacia el este, en la unidad correspondiente al Complejo el Tinaco sin diferenciar, se pueden notar una serie de cerros, como La Pilastra y San Gerardo con

laderas de pendientes más suaves hacia el suroeste. El Cerro La Pilastra presenta laderas simétricas a diferencia del cerro San Gerardo, que posee cresta curvada. El cerro el Vigía se encuentra más al norte y en su límite con San Gerardo la pendiente es aún más suave. Cabe destacar, que hacia el sur de Taguanes, se encuentra Cerro El Roble con crestas menos curvadas pero la pendiente es muy similar a la del Cerro San Gerardo.

De igual manera, en una localidad llamada Los Sitios, se encuentra el Cerro Gordo, formado por la unidad Complejo El Tinaco. Esquisto cianítico. Este posee una cresta bien definida N 40° E con laderas simétricas y pendiente moderada. Su Altura ronda entre los 360 y 420 m.s.n.m.

- Cerros y Filas al sur de Tinaquillo y al noreste y sureste del embalse Cachinche: Este conjunto se destaca principalmente por la mayor rugosidad de la zona de estudio. En el suroeste de la ciudad, en los alrededores de La Güamita se encuentra un conjunto de cerros entre los 360 y 420 m.s.n.m bastantes irregulares productos principalmente del drenaje del lugar que presenta sinuosidad destacada y patrones dendríticos. En esta zona, resalta la presencia del Gneis de La Aguadita, Metavolcanosedimentarias de Las Placitas, Esquisto de Tinapú principalmente, y parte de Filita de Tucutunemo.

Asimismo, por el sureste se destaca la Fila El Amparo y Fila El Cocuy en donde aflora Filita de Tucutunemo, con pequeñas estribaciones y con alturas que rondan entre los 400 y 680 m.s.n.m. La primera de las mencionadas tiene una orientación de N 30° E, y cuando ésta se une con la Fila El Cocuy su rumbo cambia hasta ser prácticamente N-S, teniendo ésta última una orientación final de N 45° W aproximadamente.

Por otra parte, en el noreste se destaca el Cerro El Arbolito y la Fila El Carroñoso con una orientación N 50° E entre 500 y 800 m.s.n.m.

Finalmente, hacia el sureste se observa una serie de cerros y filas entre 200 y 400 m.s.n.m cerca la región de Lagunita e Higuerotol con una pendiente más suave hacia el suroeste y con pocas estribaciones, específicamente hacia el valle del Río Aragüita. En este

lugar se puede destacar la Formación Boca de Oro y Las Serpentinitas de Peñas Negras como litología principal y parte de la Filita de Paracotos.

- Serranía al sur del río Tinapú: Son un conjunto de cerros y filas con una orientación prácticamente E-W, caracterizado por la presencia de pequeños valles estrechos condicionados en gran parte por la tectónica de la región, en donde se encuentran las unidades geológicas del Gneis de La Aguadita, Metavolcanosedimentarias de Las Placitas, Gneis de La Aguadita Zona de inyección, Trondjemita de La Gloria, Diques de basalto y Aplita, Serpentina El Chupón y la Formación Mamonal con sus tres subunidades.

De igual modo, entre la fisiografía relevante en este sitio se encuentra Cerro Grande y Cerro Osumita entre los 400 y 660 m.s.n.m, ambas separadas por la Qda. Casupo. El Cerro grande presenta laderas más asimétricas y su cresta es curvada, siendo de pendientes más abruptas hacia el sur, por el contrario, en el cerro Osumita se destaca pendientes más suaves pese a que al sureste se ven cambios más pronunciados.

Adicionalmente, hacia el sur y cerca de la unidad de relieve bajo, se halla el Cerro Las Minas cercano a la localidad de Laya, con una altura que supera los 360 m.s.n.m laderas prácticamente simétricas con un drenaje que lo encierra de forma concéntrica, destacando además la presencia de rocas volcánicas correspondiente a la Formación Mamonal; y también cerca de la zona topográficamente baja, se localiza El Cerro Pilancones al suroeste de la planicie de La Güama con una altura entre 220 y 360 m.s.n.m. Éste también posee laderas casi simétricas, aunque la pendiente es más pronunciada y tiene más estribaciones. En este rasgo fisiográfico, de noreste a suroeste se encuentra la Formación Mamonal, en su unidad volcánica y basal y el Gneis de La Aguadita-Zona de inyección hacia el suroeste.

- Cerro Aragüita: Ubicada al sureste de Los Camorucos, presenta laderas casi simétricas, su tope no posee una curvatura evidente, es de pendiente moderada y patrón de drenaje similar al Cerro Las Minas, pese a que litológicamente se encuentra la Formación Los Cajones. Su altura oscila entre los 200 y 360 m.s.n.m



- Colinas en las cercanías de El Chupón: Son aquellas ubicadas en el suroeste de la región y al noroeste de una localidad llamada El Chupón, y representa la transición hacia la unidad de relieve bajo, éstas son en general pequeñas y con alturas entre los 180 y 200 m.s.n.m y con pendientes más suaves que cualquiera de los otros rasgos fisiográficos mencionados, teniendo una aglomeración de colinas redondeadas que se disponen en una franja que de sur a norte cambia su componente este de manera significativa. Litológicamente, se halla la Formación Mucaria.
  
- Serranías en la zona suroeste del área de estudio: Serie de cerros con topes redondeados y ligeramente aplanados entre los 160 y 200 m.s.n.m. Aunque al igual que el anterior, las pendientes son suaves. Además limitan al sur con un valle amplio y al norte con las Colinas de El Chupón. Los Cerros de Zambranita y Catalinito, poseen éstas características. La Formación Guárico y Mucaria se localizan en sus alrededores.
  
- Cerros y lomas pseudoparalelas en la zona sur-central: Son aquellos con una orientación casi E-W, teniendo una pendiente suave con topes alargados y con alturas máximas entre los 200 y 220 m.s.n.m como los Cerros de Camoruco, Guagimote y El Tigre en donde aflora la Formación Guárico. Hacia el este, se evidencia la Formación Mucaria, en la cual se notan pequeñas lomas con una pendiente más suave hasta llegar a una zona al noroeste del río Pacaragua donde la altura sobrepasa los 240 m.s.n.m. Al pasar el valle del río, hacia el este se destacan los Cerros Don Fernando, de pendiente moderada y con laderas asimétricas.
  
- Cerros al sureste: Éstos poseen una altura máxima llega hasta un poco más de 360 m.s.n.m y una pendiente un poco más fuerte hacia el norte, con presencia además de valles estrechos a comparación con el anterior. Están formada litológicamente por la Formación Mucaria.
  
- Serranía al este: Es una serie de filas y cerros cuyo rango de altitud oscila entre 300 y 1200 m.s.n.m que se caracteriza en general por pendientes de moderadas a abruptas, siendo mayores que cualquiera de las otras topofomas. Además, presenta menor rugosidad y un

patrón de drenaje diferente que se comentará más adelante. Aquí se destaca las unidades geológicas Metavolcánicas de Las Hermanas, Gabro de Cantagallo y la Asociación Metavolcánica Villa de Cura.

Unidad de relieve bajo: Representa el 11% de la zona de estudio y en términos generales está formado por llanuras, terrazas y valles presentes en las cuencas de los ríos principales de la región. El relieve es plano en su mayoría, de pendiente suave, aunque con presencia de pequeñas elevaciones en algunos sectores, llegando a ser de igual modo más inclinado hacia un sector al noreste de Tinaquillo. Adicionalmente, la altura varía de norte a sur. Hacia el norte, se pueden encontrar hasta los 580 m de elevación, en cambio, en el sur es menor a 160 m.s.n.m.

En esta Unidad se puede encontrar:

- Llanuras intermontañas: Son una serie de planicies situadas al noroeste y al sur de la zona de trabajo. La más relevante está ubicada al noroeste de la zona de estudio en donde la altura oscila entre los 460 y 480 m.s.n.m. en su mayoría y con pequeñas elevaciones que no llegan a los 500 m.s.n.m. Además, su superficie separa el conjunto de cerros y filas del norte y sur de la ciudad, por lo que todo el drenaje desciende de éstas serranías y alimenta en épocas de lluvia a los ríos Tinaquillo y Tamanaco, drenando hacia el suroeste de la ciudad.

De igual manera, hacia el sur, específicamente en La Guama y Los Camorucos se encuentran dos planicies, que pese a ser más pequeñas que la de Tinaquillo, representan una zona de transición entre la zona de serranía con rumbo casi casi E-W y la zona piemontina.

- Planicie intramontañosa: Está ubicada en la parte norcentral y está representado por el Embalse Cachinche que forma parte de una extensa cuenca hídrica que atraviesa toda la zona, acarreando agua de norte a sur.

- Terraza cerca de Los Cerritos: Es aquella situada al noreste de la planicie de Tinaquillo, entre el conjunto de filas y cerros encontrados en este sector. Presenta una superficie de poco a moderadamente inclinada de sur a norte con un rango de altura entre 460 y 500 m de elevación.
- Terrazas al noreste: Son una serie de terrazas con pendientes más suaves que la anterior y con alturas variadas, ya que se pueden encontrar algunas entre 380 y 420 m.s.n.m y otras entre 500 y 580 m.s.n.m. Éstas terrazas se también se encuentran en regiones con características topográficas muy similares, y en su mayoría presentan drenajes principales como el Río Mucaria y Paito, en otros, al contrario, se denota drenaje de régimen tributario.
- Llanuras con terrazas y valles al sur: Limitan con la zona piemontina y en esta área se evidencian las alturas más bajas de toda la zona de estudio (menos de 160 m). Hacia el suroeste, tanto en la quebrada Ruicito como el Río Mamonal se denotan pequeñas terrazas formada posiblemente por acumulación de sedimentos proveniente de éstos drenajes en períodos de alta precipitación. Hacia la parte surcentral en cambio, se encuentra una llanura con ligeras ondulaciones, extendiéndose al noreste y coincidiendo con la cuenca del río Pacaragua y del río Prepo entre la zona de colinas de la zona piemontina. Finalmente, hacia Galeritas y Prepo se denotan pequeños valles disectados por el drenaje, uniéndose al suroeste con la zona llana

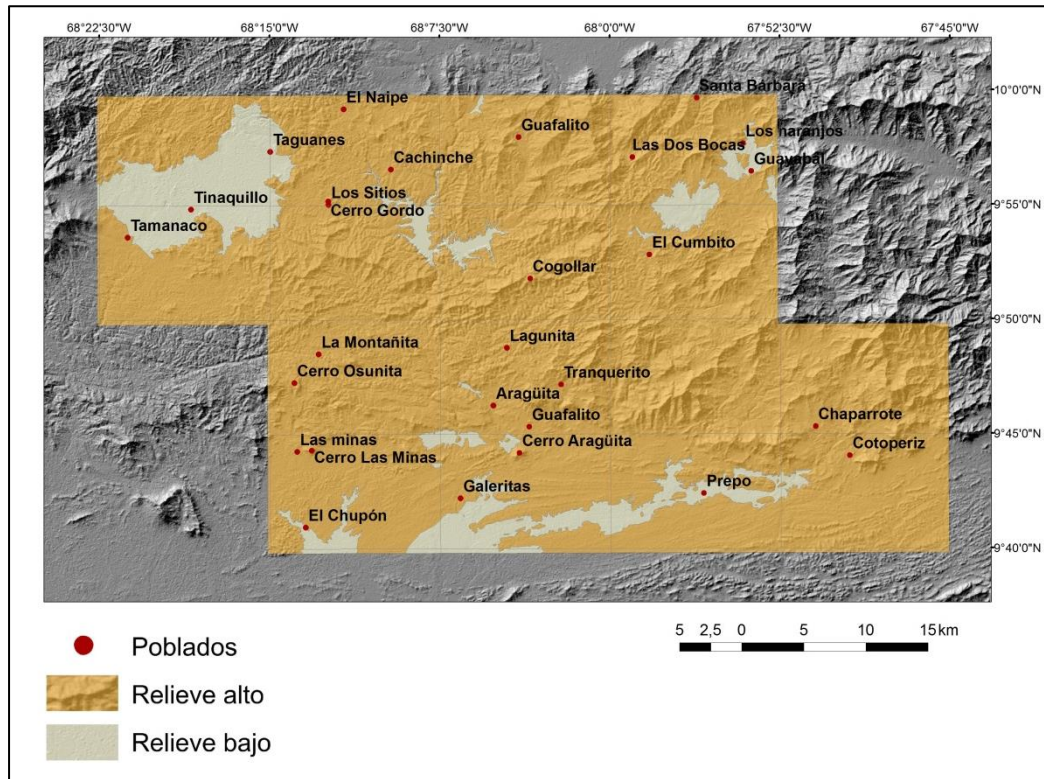


Figura B.1. Mapa de Unidades fisiográficas de la zona de estudio.

## B.2. DRENAJE

En síntesis, la zona de estudio puede ser dividida en seis cuencas hidrográficas que drenan de norte a sur. La primera (C1), está delimitada por el Río Tirgua, la segunda (C2), por los ríos Tinaquillo y Tamanaco, la tercera (C3) por el Río Paito, Embalse Cachinche y Río Pao, la cuarta (C4) por el Río Mucaria, la quinta (C5) por el Río Pacaragua y la sexta (C6) por el Río Chirgüa.

El Río Tirgua (C1) se ubica hacia la parte más noroccidental de la zona con una orientación de  $N 45^\circ E$ , delimitando a los estados Yaracuy y Cojedes, presentando meandros que se encajan con la fisiografía de ese sector. Además presenta un patrón de drenaje dendrítico.

La segunda cuenca (C2) está localizada al noroeste y atraviesa la ciudad de Tinaquillo. Su cauce principal de noreste a suroeste es de aspecto poco sinuoso, con patrón de drenaje

secundario dendrítico y recto en algunos tramos. Al suroeste en cambio, tiende a ser de aspecto meandriforme en el río Tamanaco. El río Tinapún, situado al norte de Casupo, representa una subcuenca y tiene como característica principal una orientación casi E-W y una red de drenaje mayoritariamente contorsionada, teniendo una geometría considerablemente irregular, siendo más evidente en la Quebrada Mata oscura y Serrano.

La tercera cuenca (C3), es sin duda, la más extensa, atravesando toda la zona central, específicamente desde el sur de El Naipe, pasando por Cachinche y La Guama. Su comportamiento es variable, densidad alta y se caracteriza por un patrón de drenaje dendrítico en sus tributarios como el río Chirgüa, Quebrada Los Bagres-La Loma, Río Paya y Río Pirapira. Su aspecto meandriforme resalta en el Río Paito con orientación noreste más que en el Río Pao, adaptándose de manera notable a la topografía. En el Río Pao partiendo desde el Embalse Cachinche, tiene un rumbo prácticamente N-S y en la zona de Galeritas el drenaje secundario pasa a ser subparalelo.

El Río Mucaria (C4) también atraviesa toda la zona de estudio, partiendo desde el noreste, en donde las quebradas asociadas a éste presentan un patrón de drenaje subparalelo como el Río Aguacatico. Su curso principal presenta una orientación S 35° W hasta llegar a un punto al noroeste de la Quebrada Palambrito en donde cambia a S 70° W. En este tramo es importante mencionar al Río Aragüita como uno de los afluentes que alimenta al Río Mucaria, presenta un patrón de drenaje fundamentalmente dendrítico. Finalmente, el cauce principal pasa a un rumbo prácticamente N-S al norte del Fundo Mucaria, observándose nuevamente tributarios subparalelos, teniendo tramos inclusive casi rectos como en la Quebrada Araujo.

El Río Pacaragua (C5) está ubicado en un sector al sureste, presentando principalmente un drenaje subparalelo hacia el norte, aunque en el Río Prepo y Camove que representan una subcuenca también posee un patrón de drenaje dendrítico. Su curso principal presenta orientaciones similares a la anterior aunque hacia el límite sur de la zona de estudio no se aprecia un rumbo casi N-S, uniéndose con el Río Mucaria. Por otro lado el Río Chirgüa (C6) está situado en la zona sureste, encaja con la unidad de colinas bajas y está

caracterizado con un patrón de drenaje dendrítico en general aunque, tiene a ser más subparalelo en la unidad montañosa.

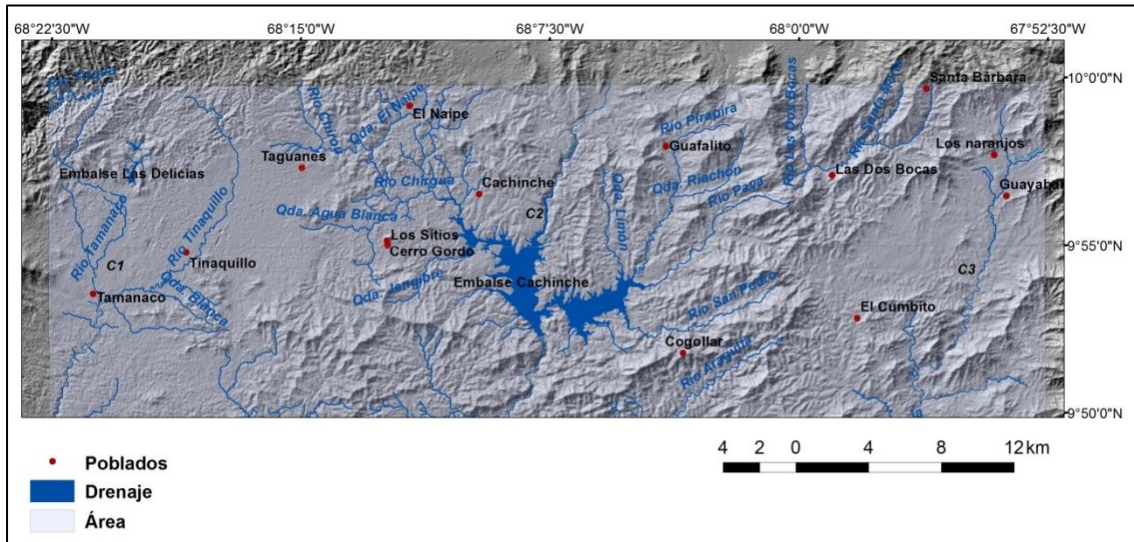


Figura B.2. Vista del drenaje del sector norte.

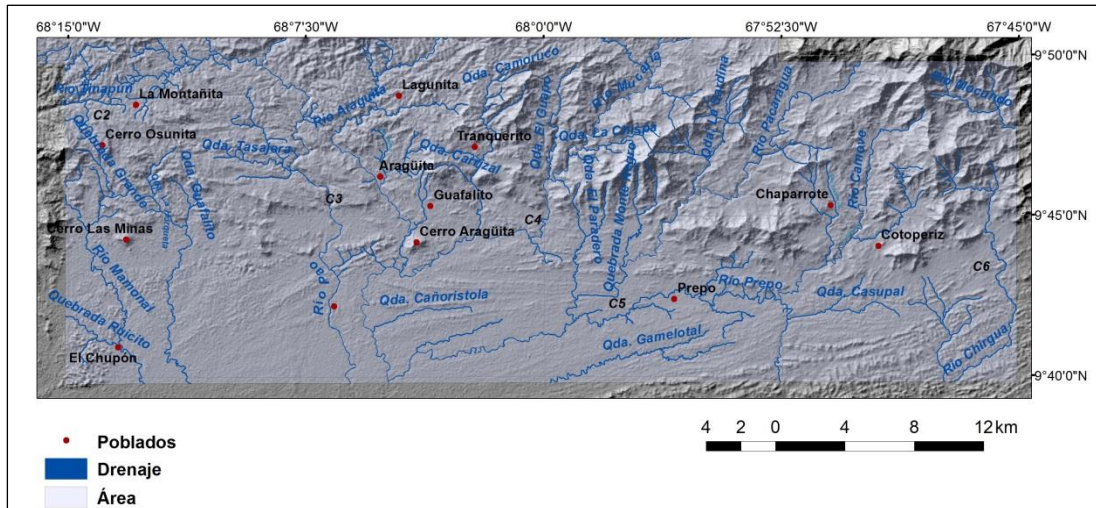


Figura B.3. Vista del drenaje del sector sur.

### B.3. CLIMA Y VEGETACIÓN

MENÉNDEZ (1965) estudió desde la ciudad de Tinaco hasta el suroeste de la zona de estudio, indicando que el clima de esta zona norte del estado Cojedes es característico de las sabanas, caracterizado por un período de grandes precipitaciones entre los meses de mayo y noviembre, siendo más frecuente en agosto. De igual manera, también resalta que

los cerros están principalmente cubiertos de hierba y chaparros, y hacia los valles se denota una vegetación más prolífera.

Por otro lado, JARVIS (1966) señala que las laderas de las montañas de la Serranía del Interior están cubiertas por hierbas altas, aunque en las regiones más aisladas, en éstas se aprecian bosques densos. Además comenta que las colinas bajas presentan poca vegetación de hierbas altas y arbustos en sus valles estrechos.

#### **B.4. GEOMORFOLOGÍA**

Tomando en cuenta todos los parámetros descritos anteriormente, se procederá a explicar cada una de las topoformas configuradas principalmente por la litología dominante (rocas metamórficas e ígneas en mayor proporción seguido de rocas sedimentarias y metasedimentarias) y las estructuras que controlan en gran parte el afloramiento de estos grandes cuerpos litológicos. De esta manera, según el paisaje predominante en la zona de estudio se identificaron diversas unidades geomorfológicas, que están íntimamente relacionadas con las unidades fisiográficas. En primer lugar, en la unidad de relieve alto (89%) se apreciaron:

- Colinas altas: Ocupan el 25%, estando ubicadas principalmente al norte y al sureste de la ciudad de Tinaquillo, así como al noreste y al suroeste de la zona de estudio. Llegan hasta los 700 m. de elevación. En general, son agrupadas, teniendo aspecto rugoso y observándose inclusive una orientación E-W al sur del Río Tinapú.

En estas topoformas aflora gran parte de la geología del área de estudio, específicamente Esquisto de Las Mercedes, Peridotita de Tinaquillo, Complejo El Tinaco sin diferenciar, variedad Gneis y Esquisto cianítico, Gneis de La Aguadita, Gneis de La Aguadita. Zona de inyección, incluyendo los Diques de Basalto, Aplita y Hornblendita, Esquisto de Tinapú, Metavolcanosedimentarias de Las Placitas, Peridotita de Tinaquillo, Apófisis de Gabro, Apófisis y diques de Hornblendita, Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro y su

variedad Zona de Cizalla, Trondjemita de La Glorita, Filita de Paracotos, Serpentinita de San Antonio, Serpentinita de Las Peñas Negras.

- Filas elongadas: Abarcan el 24% y están situadas en la zona noreste, caracterizadas por filas con pendientes de moderada a alta, en su mayoría elongadas cuya altura, en un sector llega hasta 1200 m.s.n.m. Además presenta una orientación de N 40° E excepto en una zona al noreste del Río Cotoperiz en donde la Fila El Jobito de rumbo N 10° W. Sus laderas son asimétricas, sus crestas son poco curvadas, presenta cantidades de estribaciones considerables producto de los agentes exogénicos que las erosionan, generando inclusive terrazas intramontinas y pequeños valles. Además presenta baja rugosidad a diferencia de otras unidades, formando un contacto abrupto con las Colinas bajas a medias. En esta unidad aflora principalmente la Asociación metavolcánica de Villa de Cura, Gabro de Cantagallo y Lavas de Las Hermanas.

- Colinas bajas a medias: Constituyen el 22% del total del área de estudio y están ubicadas esencialmente en la zona sur y al suroeste de Tinaquillo, limitando con la unidad de relieve bajo, con alturas que oscilan entre los 160 y 400 m.s.n.m. Poseen topos redondeados y pendientes suaves a moderadas en su contacto transicional hacia las Colinas Altas. Entre la litología predominante se encuentra Formación Los Cajones, Formación Garrapata, Formación Mamonal con sus tres subunidades, Serpentinita de El Chupón, Formación Mucaria, Formación Guárico, Gneis de La Aguadita, Gneis de La Aguadita, zona de granulitas félsicas a ultramáficas, zona basal, y la Peridotita de Tinaquillo con sus respectivas subunidades.

- Filas rugosas: Representan el 18% y están ubicadas principalmente en la parte central de la región, aunque también se evidencian hacia el noreste. Sus pendientes son moderadas, algunas son elongadas con alturas que llegan hasta los 800 m.s.n.m. Hacia el norte, sus filas tienen una orientación noreste, con crestas poco curvadas, hasta llegar al suroeste del Embalse Cachinche, en donde la Fila El Cocuy y El Amparo poseen crestas claramente curvadas, cambiando severamente su orientación. Asimismo, no se denotan muchas estribaciones y poseen una rugosidad alta. Su contacto es transicional hacia las colinas altas



y las Filas abruptas y aquí afloran Filita de Tucutunemo y una porción de Filita de Paracotos y del Complejo El Tinaco sin diferenciar.

Las unidades de relieve bajo representan el 11% de la zona de la zona de estudio y está caracterizada principalmente por zonas planas a ligeramente ondulantes, configuradas por los factores como el clima y la litología que es menos competente a los procesos de erosión y meteorización. De esta manera, en esta unidad se encuentran:

- Llanuras: Son aquellas que abarcan el 5% del área de estudio, con pequeñas superficies ondulantes. Se localizan en el Terreno Tinaco, hacia La Güama y Tinaquillo y por el Embalse Cachinche entre los Terrenos Tucutunemo y Tinaco.
  
- Valles estrechos: Constituyen el 3% de región, siendo zonas prácticamente planas. Ubicados hacia el sur, específicamente hacia la faja piemontina constituida por la Formación Guárico y Mucaria se observan un conjunto de valles estrechos, algunos disectados por el drenaje.
  
- Terrazas: Forman parte del restante 3%, y están ubicadas al norte, desde Tinaquillo hasta Los Naranjos, específicamente en los terrenos de Tinaco-Tucutunemo, Paracotos y Villa de Cura. Son topográficamente altas ya que se pueden encontrar hasta unos 500 m.s.n.m hacia el noroeste 580 m.s.n.m hacia el noreste, formándose en amplias cuencas como la de Cachinche. De igual manera se detallan unas pequeñas terrazas que forman depósitos de edad reciente hacia el Río Mamonal y la Qda. Caimancito.

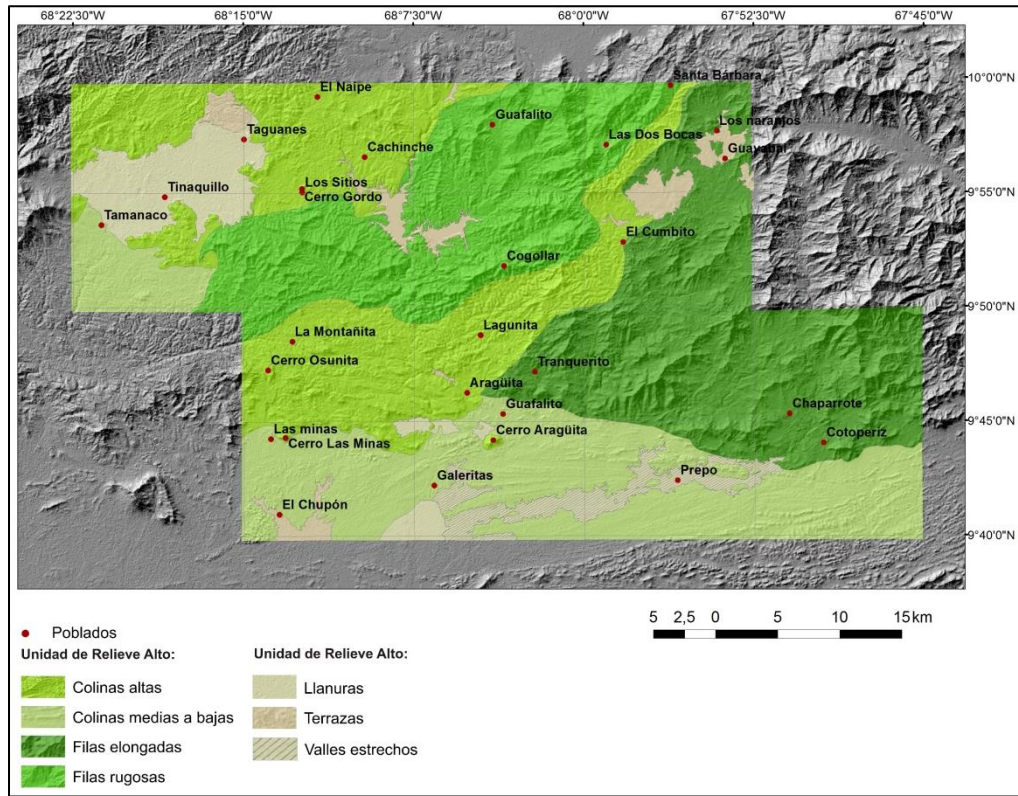


Figura B.4. Mapa general de unidades geomorfológicas.

## APENDICE C

### CLASIFICACIONES UTILIZADAS DE ROCAS

De acuerdo al tipo de roca, se utilizaron los siguientes tipos de clasificaciones para su denominación.

#### C.1. CLASIFICACIONES PARA ROCAS SEDIMENTARIAS

Para las rocas sedimentarias, la clasificación fue basada de acuerdo a su génesis y componentes, que para esta ocasión fueron de naturaleza clástica principalmente.

##### C.1.1. Rocas sedimentarias clásticas: arenisca y conglomerado

En seguida, se mostrarán las tablas y las clasificaciones que se utilizaron en la salida de campo y en el análisis petrográfico de las rocas sedimentarias clásticas (Figuras.C.1, C.2, C.3, C.4 y C.5).

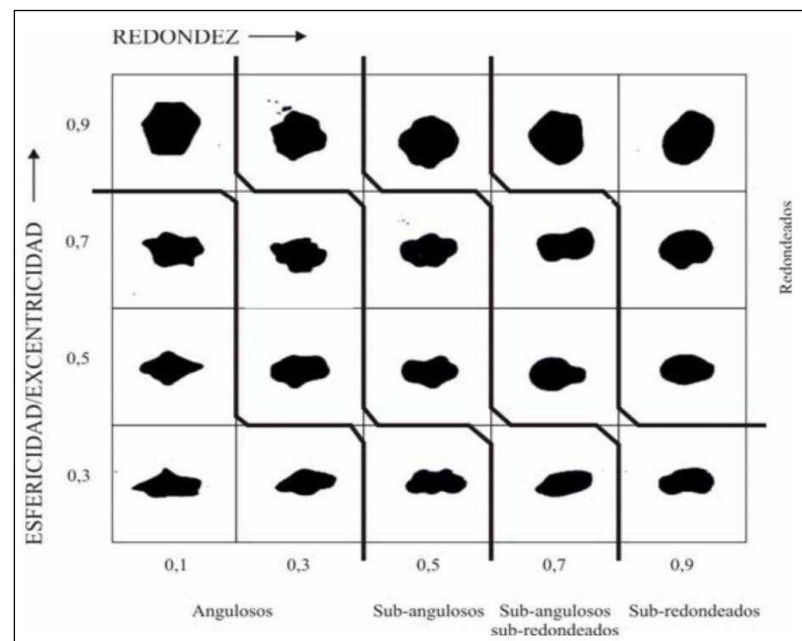


Figura.C.1. Tabla visual de esfericidad y redondez de los granos, de acuerdo con KRUMBEIN & PETTIJHON (1938).

Tamaño de clastos (mm)	Clastos sedimentarios		
256	Bloque	GRAVA	
	Canto		
	64		Guijarro
	2		Arena muy gruesa
1	Arena gruesa		
0,5	Arena media		
0,25	Arena fina		
0,125	Arena muy fina		
0,004	Limo	ARCILLA	
	Arcilita		

Figura.C2. Clasificación de tamaño de grano según HALLSWORTH & KNOX (1999).

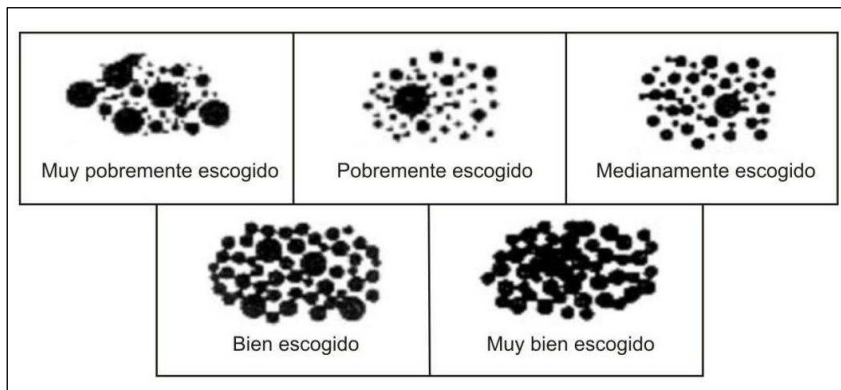


Figura.C.3. Tabla visual de escogimiento de los granos propuesta por FOLK (1969).

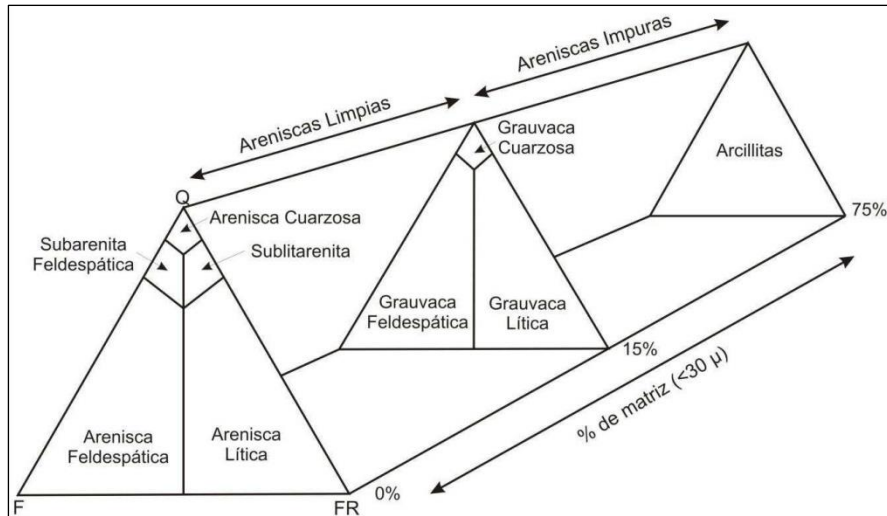


Figura.C.4. Clasificación de areniscas. Imagen tomada y modificada de PETTIJHON *et al.* (1972).  
 Q=cuarzo, F=feldespato y FR=fragmento de roca.

Clasificación de conglomerados	
Según porcentaje de matriz	
Nombre	%Matriz
Ortoconglomerado	<15%
Paraconglomerado	>15%
Según tipo de clasto presente	
Nombre	Tipo de lastos
Conglomerado monomítico	Un solo tipo
Conglomerado polimítico	Varios tipos

Figura.C.5. Clasificación de conglomerados de acuerdo al porcentaje de matriz y tipo de clastos. Según PETTIJHON (1975).

### C.1.2. Procedencia de Areniscas

De acuerdo con DICKINSON & SUCZEK (1979) las areniscas pueden ser clasificadas por sus tres componentes principales: cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos inestables (L). No obstante, para determinar su marco tectónico es necesario ampliar esta clasificación, y es así como los autores desglosan el cuarzo en monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), incluyendo al chert en esta categoría, los feldespatos en feldespato potásico (K) y plagioclasas (P); y a los fragmentos líticos inestables en volcánicos (Lv) y sedimentarios (Ls), aunque se pueden incluir los plutónicos (Lp) y metamórficos (Lm)

(SCASSO & LIMARINO 1997). Asimismo, hay que destacar que los fragmentos líticos totales son la suma de los fragmentos líticos inestables y el cuarzo policristalino.

Una vez teniendo la composición modal, la clasificación de procedencia de areniscas se divide en tres grupos: Bloques continentales (Figura. C.6), arcos magmáticos (Figura. C.7) y orógenos reciclados (Figura.C.8). Dentro de los bloques continentales se destaca el sector interior cratónico que corresponde a areniscas cuarzosas que se han generado de la erosión de rocas graníticas y gnéissicas, el continental, transicional y basamento elevado que son bloques de rocas graníticas o metamórficas de alto grado.

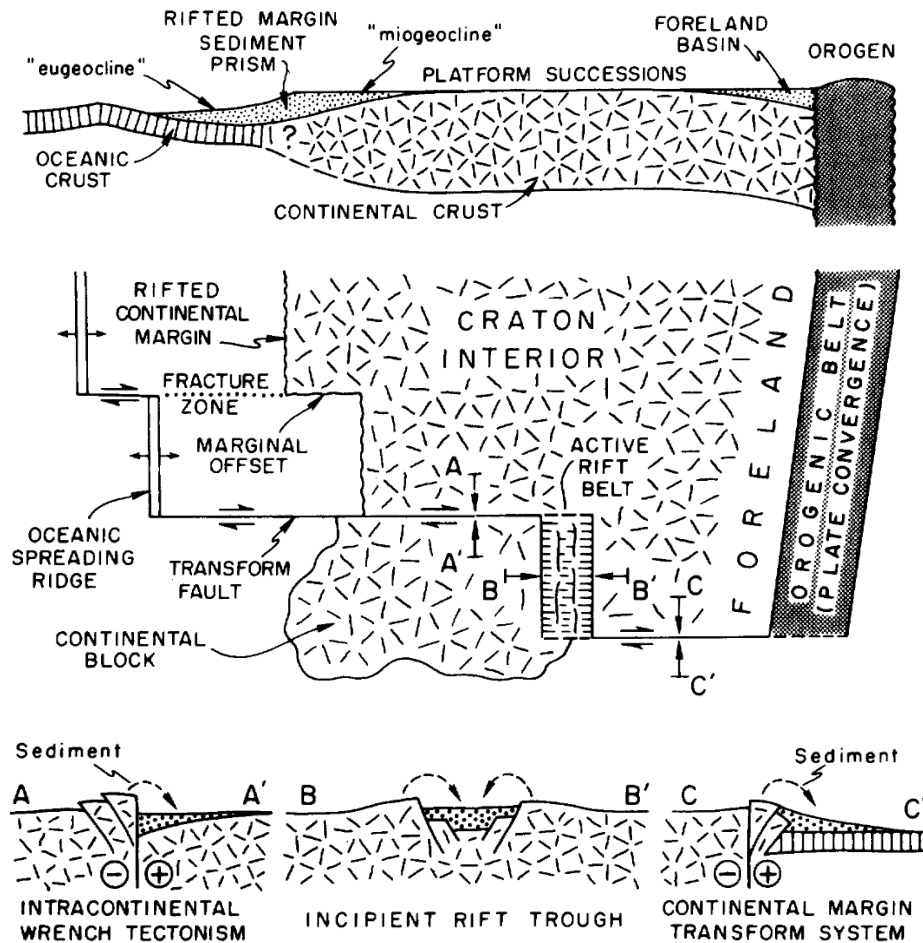


Figura. C.6. Diagrama que muestra las procedencias de bloques continentales y tipos seleccionados de cuencas asociadas. La procedencia interior cratónica es mostrada en el centro, el perfil en el tope en el cual se detalla los sedimentos que corresponden al prisma de acreción del margen rift a lo largo del margen continental pasivo (izquierda), las sucesiones de plataforma local, incluyendo el bloque continental, y el flanco cratónico de la cuenca antepaís (derecha) al lado del cinturón orogénico. Las procedencias de

basamentos elevados se muestra abajo y está asociado con ruptura incipiente o deformación de desgarre del bloque continental. Tomado de DICKINSON & SUCZEK (1979).

Por otra parte, la proveniencia de arcos magmáticos se relaciona al aporte de zonas de subducción, tanto de la corteza continental como corteza oceánica. DICKINSON *et al.*(1983) mejoró esta clasificación de acuerdo a la proporción de líticos y feldespatos en arco disectado, transicional y no disectado.

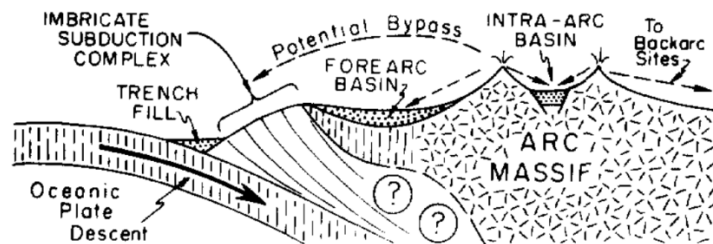


Figura C.7. Diagrama en donde se ve la dispersión de sedimento desde el arco magmático activo, cuyo macizo puede estar cubierto por una cobertura volcánica no disectada, o puede incluir exposiciones de rocas metamórficas y plutónicas disectadas particularmente ocultas por una cobertura volcánica dispersa. Extraído de DICKINSON & SUCZEK (1979).

Finalmente, el sector de orógenos reciclados son áreas de proveniencia en donde las areniscas poseen una gran cantidad de fragmentos líticos, un porcentaje de feldespatos entre 5 y 85% y cuarzo principalmente policristalino. DICKINSON *et al.*(1983) agruparon a las fajas de sutura, complejos de subducción y al margen externo de cuencas antepaís en este sector.

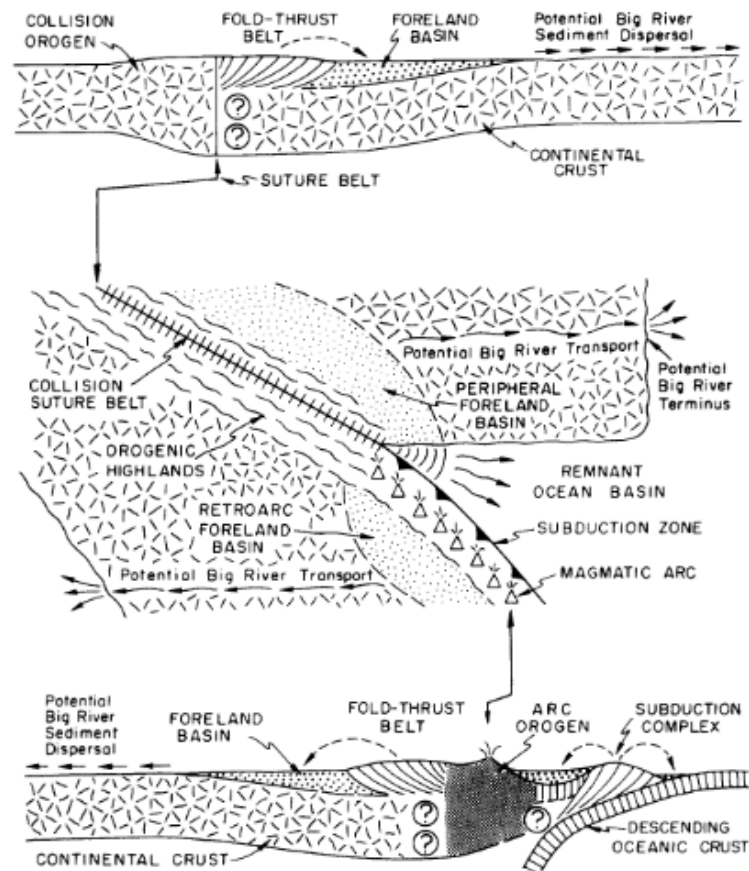


Figura. C.8. Diagrama que muestra las procedencias de orógenos reciclados más importantes y cuencas asociadas. En el tope se muestra un perfil de una colisión continente-continente y sus elementos asociados. Hacia el centro se detalla mejor la zona de cinturón de sutura de la colisión, junto con la cuenca antepaís periférica y retroarco, y abajo se denota un perfil de una zona de subducción (corteza continental-corteza oceánica). Las flechas marcadas en los perfiles indican la dispersión de los sedimentos reciclados desde los cinturones de plegamiento-cabalgamiento (figura de arriba y abajo), y desde el complejo de subducción (solamente la figura de abajo). Tomado de DICKINSON & SUCZEK (1979).



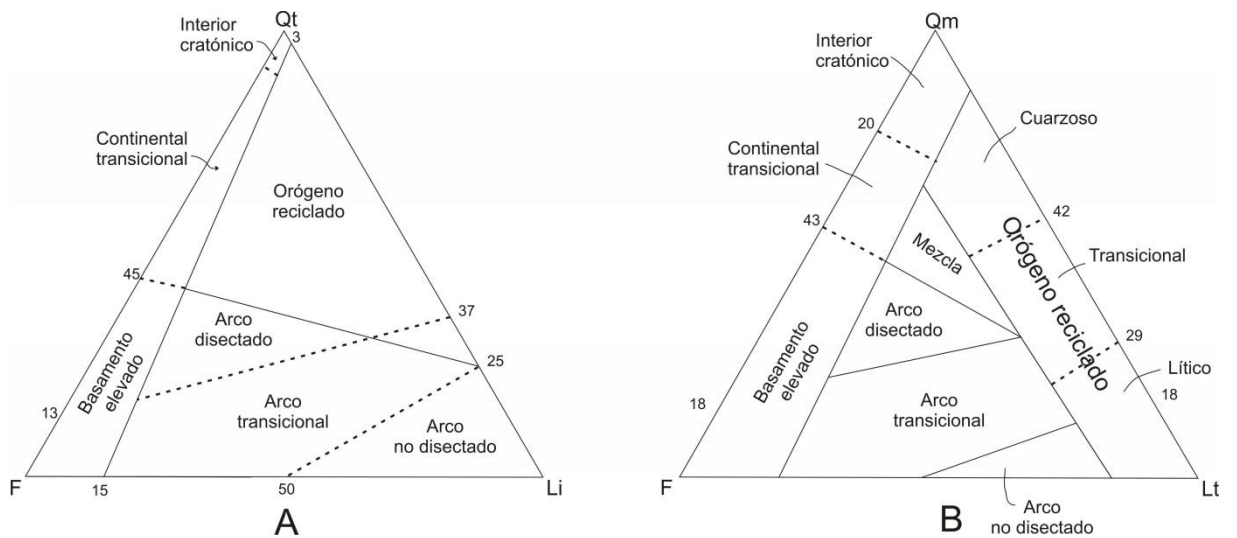


Figura. C.9. Diagramas de discriminación de áreas de aporte propuestos por DICKINSON et al. (1983). Qt= cuarzo total, F= feldspatos, Li= líticos inestables, Qm= cuarzo monocristalino y Lt= Líticos totales. Tomado y modificado de SCASSO & LIMARINO (1997).

## C.2. CLASIFICACIONES PARA ROCAS METAMÓRFICAS

Para clasificar las rocas metamórficas es necesario tomar en cuenta tres factores esenciales: Textura, mineralogía y composición química. Los dos primeros parámetros, se observan en la Figura C.10 de acuerdo a la subcomisión de La IUGS en La Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR por sus siglas en inglés).

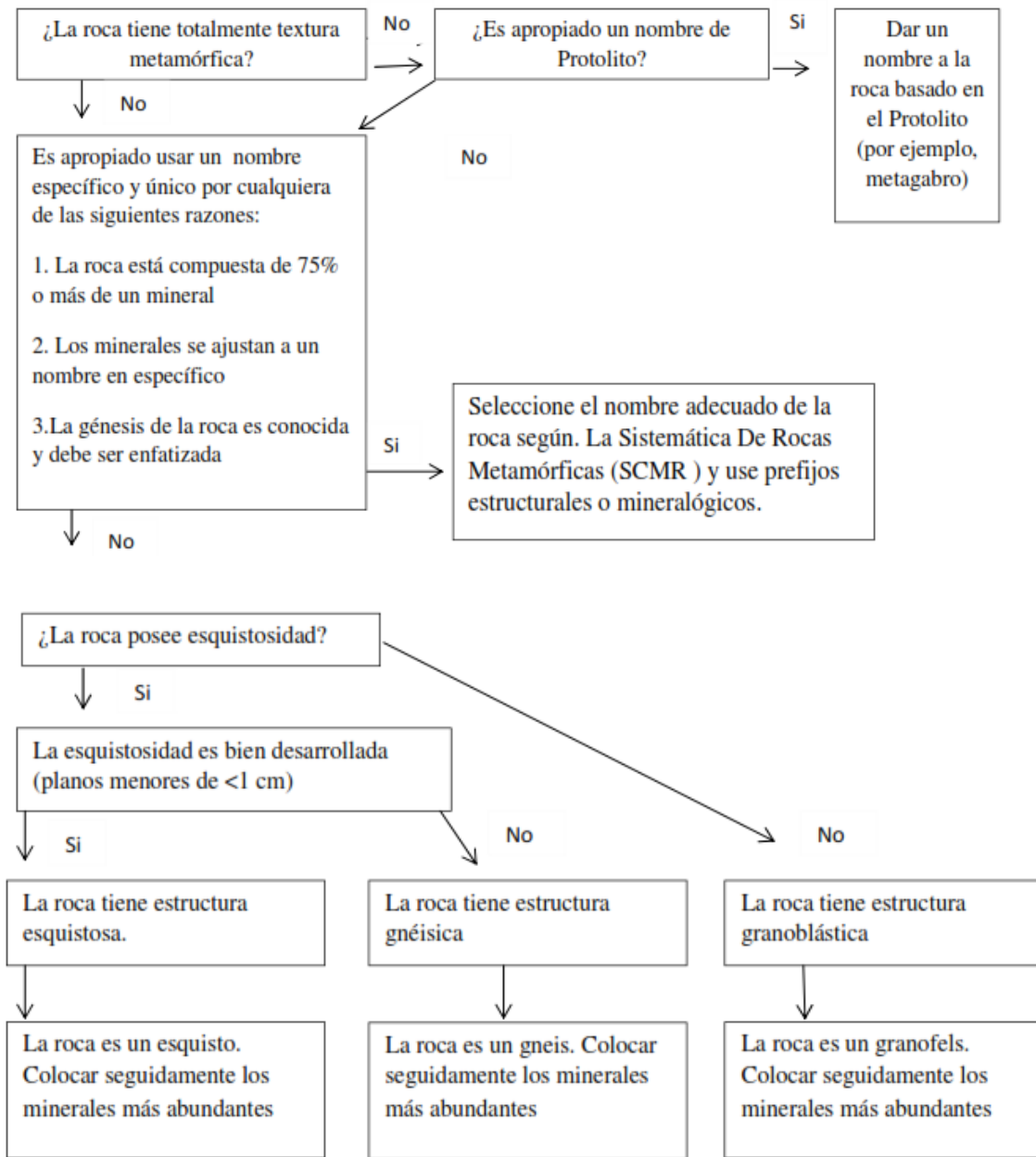


Figura C.10. Clasificación de rocas metamórficas, según la subcomisión de La IUGS en La Sistemática De Rocas Metamórficas SCMR. Modificado de SCHMID *et al.* (2007).

**C.2.1. Rocas Metasedimentarias**

Protolito	Características metamórficas	Nombredelaroca
Sedimentario	<p><b>Foliación</b></p> <p><b>Textura cataclástica</b></p> <p><b>Mineralogía</b></p>	<p><b>Prefijo</b></p> <p><b>“Meta”+ Nombre</b></p> <p><b>según clasificación de</b></p> <p><b>roca sedimentaria</b></p>

Figura.C.11. Clasificación para rocas metasedimentarias según su protolito sedimentario (HALLSWORTH *et al.* 1999, en ROBERTSON 1999).

**C.2.2. Rocas cataclásticas**

Son rocas no foliadas que exhiben una reducción del tamaño de grano de los fragmentos durante la deformación (ROBERTSON 1999). Estas son clasificadas de acuerdo a la proporción de fragmentos y matriz, mostrada en la Figura.C.12 (SIBSON 1977). Los fragmentos son significativamente más gruesos que el tamaño de grano de la matriz que puede estar compuesta de fragmentos de roca o minerales triturados, mostrando una recristalización pequeña. Si los fragmentos están compuestos de un solo mineral, contrario a un agregado de minerales, ellos son definidos como porfiroclastos. (ROBERTSON 1999).

Volume per cent of fragments	Qualifier	Root name	Comments
> 50	<i>proto-cataclastic</i>	<b>protoca-taclasite</b>	
10-50	<i>cataclastic</i>	<b>cataclasite</b>	
< 10		<b>ultraca-taclasite</b>	original rock cannot be identified and therefore a qualifier for this category is not required

Figura C.12. Clasificación de las rocas cataclásticas. Tomada de SIBSON 1977

**C.2.3. Rocas miloníticas**

Las rocas miloníticas representan los productos de la deformación dúctil en general. Estos generalmente ocurren en zonas relacionadas a fallas, corrimientos o zonas de cizalla.

Estas rocas foliadas son producto de la reducción del tamaño de grano por una combinación de ruptura y deformación plástica de los granos, ocasionando de esta manera porfidoclastos (ROBERTSON 1999).

La clasificación de las rocas miloníticas es basada en el porcentaje de porfidoclastos, incluyendo la matriz de grano fino, bandeada o en láminas y es mostrada en la Figura. C.13 (SIBSON 1977). En ella se puede incluir los términos de filonitas y blastomilonitas en milonitas. Las filonitas son rocas de aspecto de filita en donde se ven fundamentalmente minerales laminares, Las blastomilonitas, en cambio se forman por la recristalización y crecimiento de minerales en conjunto con la deformación (ROBERTSON 1999).

Volume per cent porphyroclasts	Qualifier	Root name	Comments
> 50	<i>protomy-lonitic</i>	<b><u>protomy-lonite</u></b>	
10-50	<i>mylonitic</i>	<b><u>mylonite</u></b>	
< 10		<b><u>ultramy-lonite</u></b>	original rock cannot be identified and therefore a qualifier for this category is not required

Figura C.13. Clasificación de rocas miloníticas. Tomada de SIBSON 1977

### C.3. CLASIFICACIONES PARA ROCAS ÍGNEAS

La clasificación de las rocas ígneas se basa en STRECKEISEN (1972) conforme a la Subcomisión de Sistematización de Rocas Ígneas de la IUGS (Unión Internacional de Ciencias Geológicas). Para utilizarla, se necesita la determinación porcentual de los minerales presentes en la roca que permitirá a su vez darle nombre a la misma. Adicionalmente, se debe incluir la textura de acuerdo a cristales de tamaño apreciable (fanerítica) y aquellos en donde sea necesario el uso del microscopio petrográfico debido a que el tamaño no se puede ver a simple vista (afanítica).

Para la clasificación, es necesario en primer lugar conocer la textura según lo descrito anteriormente. Luego, se determina el porcentaje en volumen de los minerales en la roca según los vértices de los triángulos que representan el 100%. No obstante, es posible que la suma no llegue al 100% por la presencia de otros minerales que no corresponden a dichos vértices (minerales accesorios como el circón, clorita o epidoto, por ejemplo), por lo que se debe hacer un recalcu para lograrlo.

### C.3.1. Rocas faneríticas

Para la clasificación de las rocas faneríticas o plutónicas y pórfidos hipoabisalesse utilizaron los triángulos: Q-A-P para rocas plutónicas; Pl-Cpx-Opx para rocas gabroides sin olivino y sin hornblenda y Ol-Opx-Cpx para rocas ultramáficas (Figuras C.14, C.15, C.16).

En cuanto al triángulo Q-A-P, se toma en cuenta el índice de color de la roca que no es más que la suma de los porcentajes de minerales como el epidoto, micas, anfíboles, minerales accesorios, entre otros minerales, sin incluir el volumen del cuarzo, feldespato potásico y las plagioclasas. Este índice está definido por los números entre paréntesis de cada roca presente en el triángulo, si el parámetro está por debajo de esos números se le añade el prefijo “Leuco” al nombre de la roca, de lo contrario se le agrega el prefijo “Melano”.

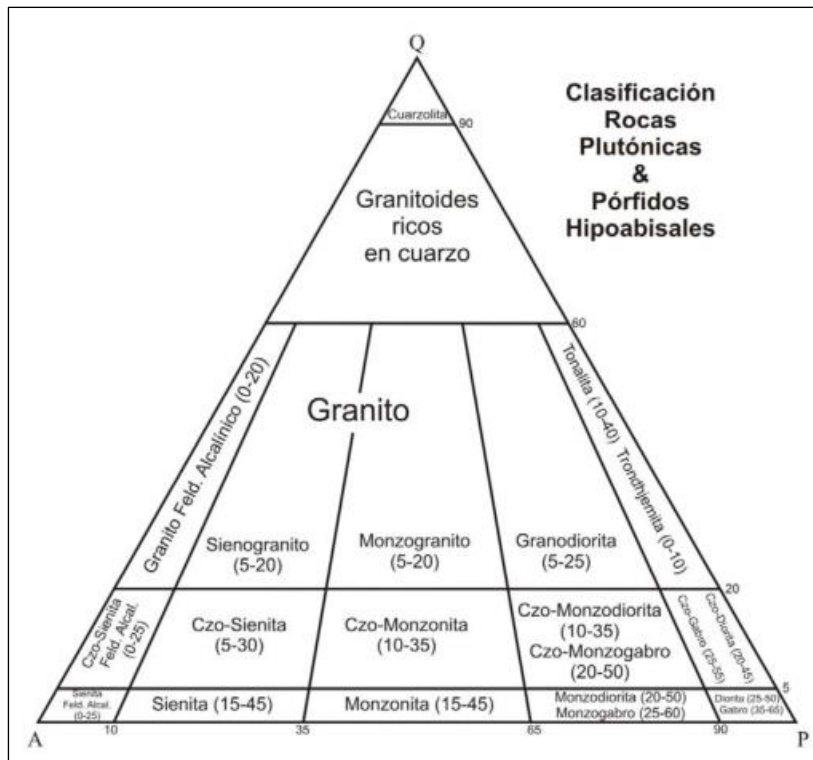


Figura C.14. Triángulo Q-A-P para rocas plutónicas y pórfidos hipoabisales. Tomado y modificado de STRECKEINSEN (1972). Q=cuarzo, A=feldespato y P=plagioclasa.

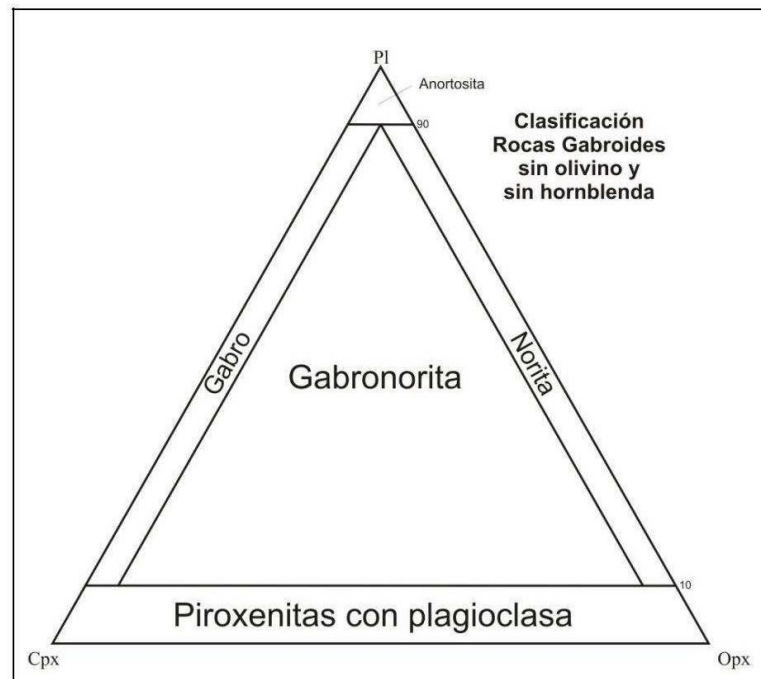


Figura.C.15.Triángulo PI-Cpx-Opx para rocas gabroides sin olivino y sin hornblenda, tomado y modificado de STRECKEINSEN (1972). PI=plagioclasa, Cpx=clinopiroxeno y Opx=ortopiroxeno.

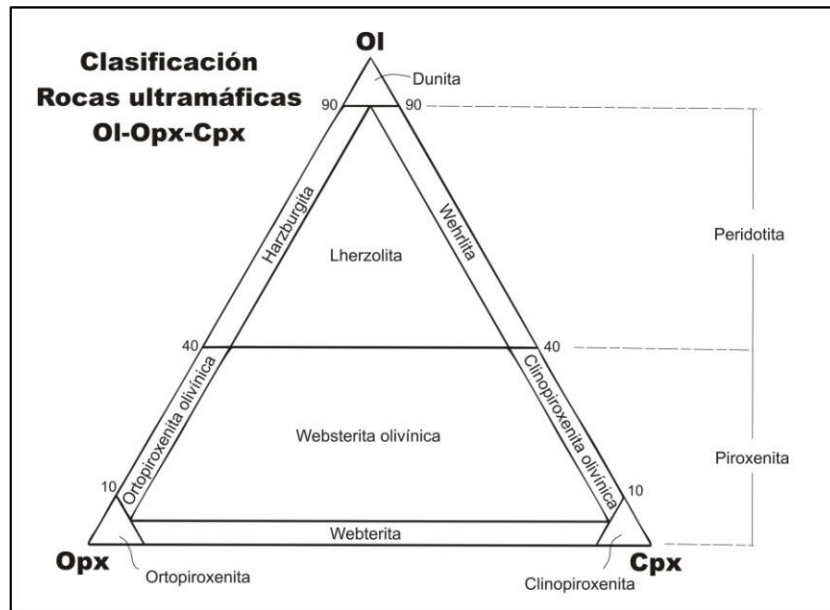


Figura.C.16. Triángulo Ol-Opx-Cpx para rocas ultramáficas, tomado y modificado de STRECKEINSEN (1972). Ol = olivino, Opx=ortopiroxeno y Cpx=clinopiroxeno.

### C.3.2. Rocas afaníticas

En cuanto a la clasificación de rocas afaníticas se utilizó el triángulo Q-A-P mostrado en la Fig.C.17 referido a rocas volcánicas cuyo tamaño de grano no es apreciable a simple vista. Para diferenciar entre andesita y basalto se calcula el %An de las plagioclasas, de esta manera, %An<50% es clasificado como andesita y %An>50% como basalto. No obstante, hay una excepción para las plagioclasas que se encuentren muy alteradas.

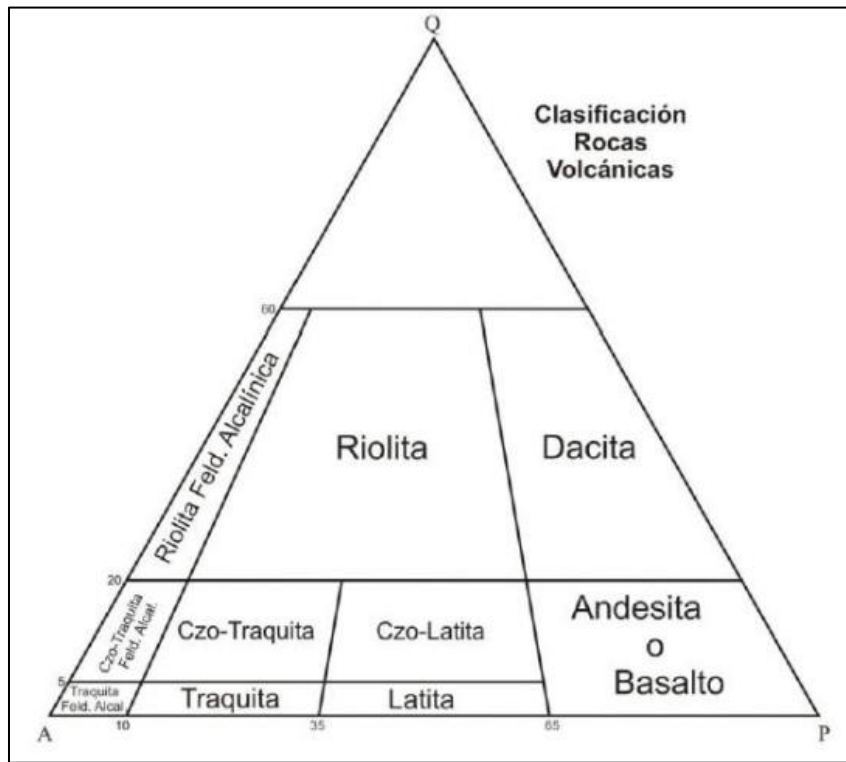


Figura. C.17. Triángulo Q-A-P para rocas afaníticas o volcánicas, extraído y modificado de STRECKEINSEN (1972). Q=cuarzo, A= feldespato potásico y P= plagioclasa.



**C.4. PLANILLAS PETROGRÁFICAS UTILIZADAS**

De acuerdo al tipo de roca analizada en el microscopio, se utilizaron diversas planillas petrográficas en donde en general se describe la roca texturalmente y mineralógicamente, para su posterior clasificación, como lo muestran las siguientes figuras.

**Planilla para petrografía de ARENISCA (Lab.330)**

No. Muestra:	Fecha:	Petrografía por:	
<b>Características texturales</b>			
Tam. Grano: ( - ) mm	Clasificación:	Orientación: Anisotrópica Isotrópica	
<b>Escogimiento (%)</b>	<b>Redondez (%)</b>	<b>Esfericidad (%)</b>	<b>Contactos (%)</b>
Muy bueno	Bien redond	Alta	Grano-matriz
Bueno	Redondeado	Media- alta	Grano- cemento
Medio	Sub- redond	Media	Puntual
Pobre	Sub- angular	Media- baja	Longitudinal
Muy pobre	Angular	Baja	Conc-Conv Suturado
<b>Componentes principales (%)</b>			
Granos:	Matriz:	Cemento:	Porosidad:
<b>Granos %</b>			
<b>Cuarzo %</b>	<b>Feldespatos %</b>	<b>Fr. de Roca %</b>	<b>Accesorios %</b>
Mc plutónico	Plagioclasa	Chert	Biotita
Pc plutónico	Ortosa	Metamórfico	Moscovita
Volcánico	Microclino	Sediment.	Circón
Mc Metamórfico		Volcánica	Apatito
Pc Metamórfico		Plutónica	Turmalina
			Epidoto
<b>Matriz %</b>	<b>Cemento %</b>	<b>Porosidad %</b>	
Minerales de arcilla	Cuarzo	Interpartícula	
Oxidos Fe	Oxido de Fe	Intrapartícula	
Cuarzo	Caolinita	Disolución	
Caolinita	Mineral calcáreo	Fractura	
Material carbonático	Minerales de arcilla	Móldica	
Otros	Otros		
<b>Efectos diagenéticos</b>			
<b>Compactación</b>		<b>Cementación</b>	
Alta	Deformación de granos dúctiles	Tipo de Cemento predominante	
Media	Fracturamiento de granos dúctiles	Rellenando poros	
Baja	Trituramiento de granos dúctiles	Sobrecrecimiento de granos	
	Deformación de granos	Aros/Forros/Envoltorios de granos	
<b>Disolución</b>	<b>Presión / Solución</b>	<b>Alteración</b>	
Granos	Contacto long y conc- conv	Feldespato	
Matriz	Contactos suturados	Moscovita	
Cemento	Estilolitas	Biotita	
		FR	
		Otros	
<b>Porcentajes originales</b>		<b>Recálculo</b>	
Cuarzo		<b>Clasificación según Nombre de roca</b>	
Feld			
FR			
Matriz			

Usar clasificaciones de: <http://www.bgs.ac.uk/bgsros/download.html>

Figura C.18. Planilla para petrografía de arenisca.

Planilla para petrografía de rocas IGNEAS Y METAMORFICAS (Lab.330)							
No. Muestra:		Fecha:		Petrografía por:			
ROCA METAMORFICA:				ROCA IGNEA:			
<b>FÁBRICA</b> <input type="checkbox"/> Idioblástica (euhedral) <input type="checkbox"/> Hipidioblástica (subhedral) <input type="checkbox"/> Xenoblástica (anhedral)  <input type="checkbox"/> Porfidioblástica <input type="checkbox"/> Porfidooclástica		<b>FOLIADA</b> <input type="checkbox"/> Pizarra <input type="checkbox"/> Filita <input type="checkbox"/> Esquisto <input type="checkbox"/> Gneis <b>NO FOLIADA</b> <input type="checkbox"/> Granofel <input type="checkbox"/> Hornfel		<b>CRISTALINIDAD</b> <input type="checkbox"/> Holocristalina <input type="checkbox"/> Hipocristalina <input type="checkbox"/> Holohialina <b>GRANULARIDAD</b> <input type="checkbox"/> Fanerítica <input type="checkbox"/> Afanítica <input type="checkbox"/> Criptocristalino		<b>FABR. EQUIGRANULAR</b> <input type="checkbox"/> Idiomórfica (euhe.) <input type="checkbox"/> Hipidiomórfica (subh.) <input type="checkbox"/> Alotriomórfica (anh.) <b>FABR. INEQUIGRANULAR</b> <input type="checkbox"/> Seriada <input type="checkbox"/> Porfídica	
<b>ROTAS MECANICAMENTE Y RECONSTITUIDAS</b> <b>1- No Foliadas</b> <b>CATACLÁSTICAS</b> % fragmentos >50 Protocatacl.: 10-50 Catacl.: <10 Ultracatacl.:		<b>Texturas ígneas y metamórficas:</b> Flujo: Intersertal Subofítica: Afieltrada: Eutaxítica: Ofítica: Esferulítica: Vitrofídica: Gráfica: Traquítica: Bordes re.: Zonación: Pertítica: Meso.: Anfi.: (Tipo: , %Plag: )		Foliación: Lepidoblástica: Nematoblástica: Foliación: Fuerte Mediana Pobre Muy pobre Halos pleo.: Reliquias: Helicítica: Red (web): Sagenítica: Simplectit.: Poiquilítica: Reabsorc.: Mimetit.: Decusada: Augen: Augenesquis.: Sombras P.: Glomeroporfídica:		Transformaciones: Ol->Sp Px->Sp Px->Anf Anf->Cl Gr->Bl Gr->Cl Bl->Cl	
<b>2- Foliadas MILONITICAS</b> % Porfiroclastos >50 Protomil.: 10-50 Milonita: <10 Ultramil.: Blastomilonita:		<b>TAMANOS</b> Promedio (de mm - a mm) General ( - ) Porfiroblastos ( - ) Porfiroclastos ( - ) Megacristales ( - ) Fenocristales ( - ) Matriz ( - )		<b>TRIANGULO A-P-Q</b> % % Feldespato alcalino: A: Plagioclasa (>5An): P: Cuarzo: Q: I.C. = 100%			
<b>MINERALOGÍA</b> (+- en orden de abundancia) (En volcánicas separar fenocristales de constituyentes de la matriz)							
Nombre		%		Nombre		%	
1-				7-			
2-				8-			
3-				9-			
4-				10-			
5-				11-			
6-				12-		Tz: trazas	
<b>Plagioclasa:</b> (muy importante)		Composición: %An (Nombre: ). Alterada: Mucho: Mediano: Poco: Nada:		En orden de abundancia (4->0) a: Sericita: Epidoto: Calcita: Albita: Otro:			
Nota: Al reverso hacer lo mismo para otros minerales alterados (biotita, anfíbol, piroxeno, olivino, etc.)							
<b>CLASIFICACIÓN GENERAL</b> Plutónica: Hipoabisal: Volcánica (lava): Volcánica (piroclástica: híbrida: ) Metaplutónica: Metahipoabisal: Metalava: Metatoba: (Metatoba híbrida: ) Metasedimentaria: (Metapelita: Meta-psamita: Meta-psefita: Meta-carbonática: )							
<b>NOMBRE DE CAMPO:</b> _____ <b>NOMBRES PETROGRÁFICOS:</b> _____ <b>NOMBRES PROTOLÍTICOS</b> (si es posible): _____ <b>Facies (subfacies) metamórfica:</b> _____							
<b>DESCRIPCIONES DE LOS MINERALES:</b> <i>Hacerlas al reverso</i> , hacer gráficos, marcar sitios para fotomicrografías, etc. No indicar propiedades obvias de los minerales, ejm: Muscovita: extinción paralela... Pero siempre indicar los colores de pleocroísmo... En casos como clorita indicar siempre los colores de interferencia, dado que pueden ser distintos si proviene de biotita o anfíbol. Indicar: Minerales plico de metamorfismo, minerales retrógrados, reacciones, interpretaciones de la historia de la roca. Si bien arriba hay una casilla de texturas, aquí señalar cuales minerales están involucrados en ellas y detalles adicionales.							
<b>Formas de minerales:</b> acicular, columnar, fibroso, equidimensional, hojoso, tabular, alotriomorfo, hipidiomorfo, idiomórfico. <b>Visualizar texturas y minerales ígneos en:</b> <a href="http://www.eos.ubc.ca/courses/eosc221/igneous/igttextur.html">http://www.eos.ubc.ca/courses/eosc221/igneous/igttextur.html</a> Minerales metamórficos <a href="http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/met_minerals.htm">http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/met_minerals.htm</a> Minerales ígneos <a href="http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/ig_minerals.htm">http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/ig_minerals.htm</a> Petrología en general <a href="http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/">http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/</a> Usar las clasificaciones de rocas ígneas y metamórficas de: <a href="http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html">http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html</a>							

Figura.C.19. Planilla para petrografía de rocas ígneas y metamórficas.

## APÉNDICE D

APÉNDICE DE SÍNTESIS DE OBSERVACIONES DE CAMPO,  
DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO Y PETROGRAFÍA

**Reconocimiento del área SO de estudio. Sector del río Tinapú – Vía cercana al cerro Osunita que pasa por el sector Los Placeres (10/09/2014).**

**Punto de observación: Co-14-200**

**Ubicación:** Intersección entre la carretera y el río Tinapú

**Unidad:** Gneis de La Aguadita

**Coordenadas UTM:** 583306 E / 1084516 N

**Observaciones de campo:** Esquisto cerca de las proximidades del río, en donde la topografía pasó de ser abrupta en el descenso de un pequeño cerro a ser plana en un valle estrecho en donde se evidenció un afloramiento cubierto por vegetación hacia el sur y expuesto cerca de la intersección del río Tinapú y una carretera de tierra. La roca que es de textura esquistosa, con fracturas apreciables en toda la roca, está expuesta siguiendo una orientación de N25W55N y mide más de 6m de largo.

**Fotografías:**



Figura D.1. Vista del afloramiento a lo largo del río tinapú.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-200:** Esquisto hornbléndico-cuarzoso de color meteorizado pardo y color fresco gris oscuro en general con tonalidades blancas. No reacciona al HCl. Esquistosidad evidente, con minerales cuyas propiedades son difíciles de diferenciar bajo lupa ya que el tamaño de los cristales está entre 0,1-0,3 cm aproximadamente. Sin embargo, de acuerdo a ciertas propiedades como dureza y hábito, se infiere la presencia de cuarzo y hornblenda.



Figura D.2. Esquisto hornbléndico-cuarzoso. Muestra Co-14-200.

**Descripción petrográfica:** Esquisto plagioclásico-cuarzo-hornbléndico, con foliación fuerte nematoblástica, con pórfidos de granate de hasta 2 mm. En general presenta 44% de plagioclasas del tipo oligoclasa, poco alterada a epidoto, seguido de cuarzo (28%) y hornblenda (22%) maclada en algunos cristales y alterada a clorita. Además se evidencia granate (3%) y minerales accesorios (3%) como el óxido de titanio, apatito, epidoto y clorita.

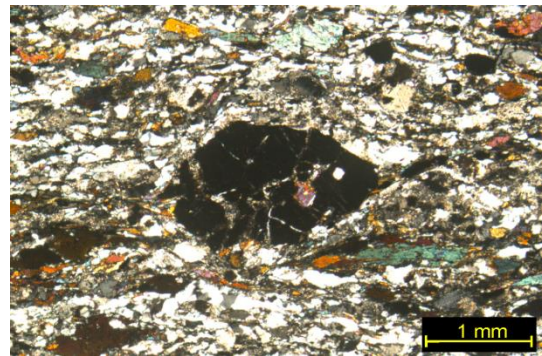


Figura D.3. Vista general de la muestra Co-14-200, en donde se aprecian los pórfidos de granate.

**Punto de observación: Co-14-201**

**Ubicación:** A unos 400 m al sur del río Tinapú

**Unidad:** Dique de hornblendita

**Coordenadas UTM:** 583040 E / 1084197 N

**Observaciones de campo:** Contacto de un dique cuya orientación de N30W50N, el mismo está parcialmente cubierto por la vegetación y atraviesa la vía, con un espesor de unos 90 cm.

Esta intrusión corta a su roca caja que está compuesta principalmente por cuarzo.

#### Fotografías:



Figura D.4. Dique que aflora en un sector de la carretera.

#### Descripción de muestra de mano:

**Co-14-201:** Hornblendita de tonalidades gris-azuladas y blancas, con tamaño de cristal en promedio de poco más de 0,2 cm, con presencia de hornblenda identificada por su clivaje y su dureza, al igual que cuarzo en los colores más claros. Además, la Hornblenda es claramente dominante en la muestra (más del 90%).



Figura D.5. Hornblendita. Muestra Co-14-201.

**Descripción petrográfica:** Hornblendita, con tamaño promedio de 2 mm a 3 mm, cuyo mineral predominante es la hornblenda (95%) con colores de interferencia entre azul y amarillo de 2<sup>do</sup> orden, aunque en algunos se denota un color verde anómalo debido a la alteración de la clorita. Como minerales secundarios (5%) se evidencia titanita, óxido de titanio, plagioclasa no maclada, hematita y clorita.

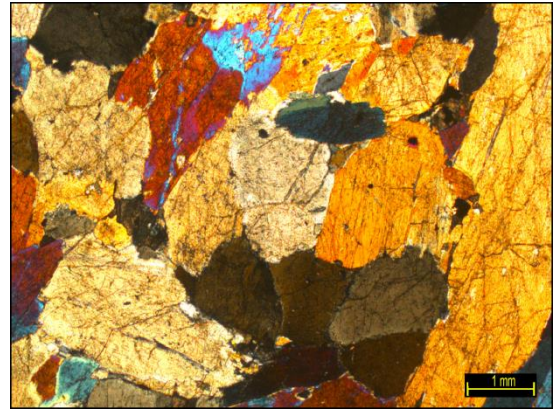


Figura D.6. Vista de la sección Co-14-201.

#### Punto de observación: Co-14-202

**Ubicación:** A unos 200 m al suroeste del punto anterior

**Unidad:** Gneis de La Aguadita

**Coordenadas UTM:** 583002 E/ 1083885 N

**Observaciones de campo:** Siguiendo por la carretera vía sur, en un sector cercano a la parada anterior se encuentra un afloramiento al pie de la carretera, cuya superficie está bastante meteorizada, teniendo una foliación clara, siguiendo una orientación de N55W25N y cuya roca se identifica como un Gneis. Pese a esto, se pudo extraer una muestra fresca que se describirá a seguir.



Figura D.67 Afloramiento meteorizado de un Gneis

#### Descripción de muestra de mano:

**Co-14-202:** Gneis plagioclásico-biotítico con presencia de bandas de colores claros y oscuros, con tamaños de cristales apreciables de hasta unos 0,6 cm. No reacciona al HCl. Se observa plagioclasa con un tono gris verdoso de H=5,5-7 en la escala de dureza de Mohs como mineral predominante. El mineral oscuro no llega a los 0,1 mm en promedio, aunque por la dureza de entre 3,5-5 y su brillo perlado, este mineral es identificado como biotita.



Figura D.8. Gneis plagioclásico-biotítico. Muestra Co-14-202.

**Descripción petrográfica:** Gneis plagioclásico. Esta muestra presenta plagioclasas del tipo andesina (80%) como mineral abundante, muy alteradas a epidoto, seguido de leucoxeno (10%) y calcita (3%), clorita (3%), titanita (2%) y epidoto (1%) y <1% de prehnita presente en grietas y vetas, cuarzo, apatito y biotita.



Figura D.9. Vetas de calcita y clorita presente en el gneis.

**Punto de observación: Co-14-203**

**Ubicación:** Carretera a unos 300 metros del Cerro Osunita

**Unidad:** Gneis de La Aguadita-Zona de inyección

**Coordenadas UTM:** 583763 E/ 1081772 N

**Observaciones de campo:** En la carretera, vía sur, al oeste del Cerro Osunita se evidencia una roca cuya foliación no se aprecia de manera clara, cuyo componente principal es el grafito de color gris, rodeada por rocas cuarzo-feldespáticas muy meteorizadas. Como el tamaño de grano es claramente apreciable y se presume una foliación, la roca es nombrada como un esquistito grafitoso rodeado de un Gneis cuarzo-feldespático. Hacia el cerro existía una mina en donde extraían el grafito para ser aprovechado en la región.



Figura D.10. Roca foliada grafitosa en plena carretera.

**Punto de observación: Co-14-204**

**Ubicación:** A unos 600 m del punto anterior

**Unidad:** Metavolcanosedimentarias de Las Placitas?

**Coordenadas UTM:** 584049 E/ 1081196 N

**Observaciones de campo:** Zona texturalmente diferente a la anterior en cuanto a esquistosidad, ya que visiblemente el tamaño de los cristales parece ser más pequeño, pero al estar muy meteorizado no se tomó ninguna muestra y se interpretó simplemente como una filita.

**Punto de observación: Co-14-205**

**Ubicación:** Sector Los Placeres

**Unidad:** Serpentinita de El Chupón

**Coordenadas UTM:** 584009 E/ 1077680 N

**Observaciones de campo:** En este sector, se detalló hacia el lado este de la carretera un afloramiento de más de 12 m de largo por 3 m de alto constituido por una serpentinita de colores negro y verde con cristales que iban aumentando en tamaño hacia el norte, alcanzando unos 3-4 cm de diámetro, triturados y angulosos en general. Se tomaron muestras para geocronología y para su completa descripción.



Figura D.11. Serpentinita con tamaño de cristales considerables.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-205A:** Serpentinita de color negro y verde, con una veta de 0,1 cm de espesor aproximadamente de un mineral cuyas propiedades físicas no se pueden determinar debido a su tamaño. Se aprecia una textura tipo reja o Mesh bajo lupa con un mineral de brillo craso y H=3-5,5 según la escala de dureza de Mohs, identificado como serpentina.



Figura D.12. Serpentinita. Muestra Co-14-205A.

**Co-14-205B:** Serpentinita con cristales de color amarillo, que llegan hasta los 0,5 cm de largo aproximadamente, identificados como bronzita (aparentemente serpentinizados), de acuerdo a su color característico. Además se aprecia la textura típica de la serpentinita (Tipo mesh), con cristales más redondeados de color verde (antiguos olivinos). Además se observa pequeños cristales de magnetita identificados por sus propiedades magnéticas.



Figura D.13. Serpentinita con cristales de bronzita. Muestra Co-14-205B.

**Descripción petrográfica:** Lherzolita, cuya relación de componentes es de serpentina proveniente del olivino en 64%, con textura mesh,

además de enstatita (25%) con clivaje residual y clinopiroxeno (9%) alterado a leucóxeno, con cantidades menores (2%) de magnetita, hematita y crisotilo en vetas.



Figura D.14. Componentes principales de la Lherzolita.

**Co-14-205C:** Serpentinita de color gris oscuro en su mayoría con cristales verdes que pasan de los 2 cm. Debido al brillo craso y a su dureza de entre 3-5,5, se ha identificado a la serpentina como mineral mayoritario, pese a que existen pequeños cristales de color verde que son difíciles de diferenciar.

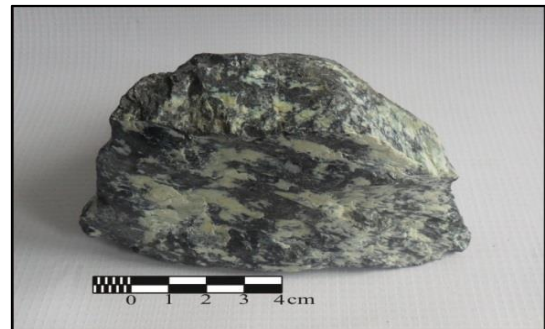


Figura D.15. Serpentinita. Muestra Co-14-205C.

**Reconocimiento de un sector del área SE de la región de estudio. Vía hacia Prepo, Qda. Chaparrote, Río Camove, vía Lagunita, Las Peñas Negras, Qda. El Jobal. (11/09/2014)**

**Punto de observación:** Co-14-206

**Ubicación:** Vía hacia Prepo

**Unidad:** Formación Guárico

**Coordenadas UTM:** 615409 E/ 1071725 N

**Observaciones de campo:** En un área cercana a la localidad de Prepo, se evidenció en plena carretera una alternancia de areniscas de rumbo N55E y buzamiento 75N de grano fino intercalada con lutitas de un espesor mucho más pequeño y no tan evidente, entre cada capa de arenisca,

correspondiendo de esta forma a facies de tipo “Flysch”.



Figura D.16. Capas de arenisca con espesores de unos 20 cm aproximadamente, intercalada con pequeñas capas de lutita.

**Punto de observación: Co-14-207**

**Ubicación:** Qda. Chaparrote

**Unidad:** Gabro de Cantagallo

**Coordenadas UTM:** 626425 E/ 1078873 N

**Observaciones de campo:** Pasando por la localidad de Chaparrote se divisó una quebrada a unos escasos 50 m, cerca de un colegio, al este de la carretera. En ella se notó rocas aflorantes denominadas gabros de un color verde oscuro, con presencia de fracturas y más no foliación con texturas entre faneríticas y afaníticas, con un índice de color mayor al 30%.



Figura D.17. Zona donde se aprecia una veta de plagioclasa de acuerdo a su dureza.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-207A:** Gabro hornbléndico de color gris oscuro a negro y blanco, con tamaño promedio de cristales de entre 0,2-0,3 cm; aunque en una parte llega hasta 0,6 cm. Textura fanerítica, con cristales de hornblenda diferenciados por su

clivaje y dureza. No obstante también se evidencia plagioclasas con H=5,5-7 y presencia de maclas. El índice de color es mayor al 45%, por lo que, según la mineralogía identificada la roca se puede denominar como gabro.



Figura D.18. Gabro con textura fanerítica apreciable. Muestra Co-14-207A.

**Descripción petrográfica:** Gabro hornbléndico, que presenta a la hornblenda como mineral predominante (49%) con algunos cristales maclados según su estructura, alteración a epidoto o clorita. La plagioclasa del tipo andesina (41%) está muy alterada a epidoto, estando este presente en 7%, detallándose variedad clinzoisita (1%) y otros minerales accesorios (2%) tales como clorita, leucoxeno, ilmenita, apatito, prehnita en vetas como se aprecia en la figura y hematita.

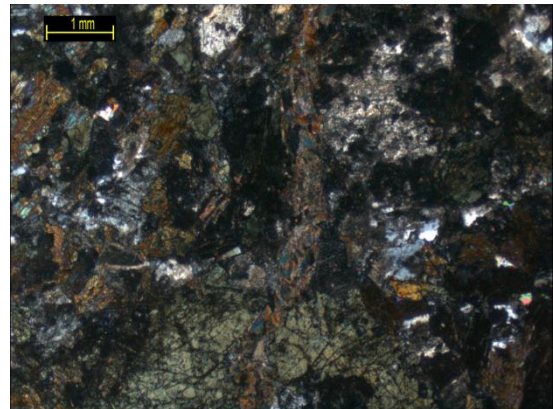


Figura D.19. Vetas de prehnita en el gabro hornbléndico.

**Co-14-207B:** Gabro de color meteorizado pardo y color fresco gris oscuro a negro con tamaño de cristales considerablemente menor a la anterior, como se aprecia en la foto, por lo que pese a que la roca es de textura fanerítica, es difícil determinar las propiedades físicas. Su índice de color es de 80% aproximadamente, por lo que se infiere como un gabro. Adicionalmente, es cortada por un dique de 0,6 cm, de color negro y textura

afanítica. Considerando su relación con la roca caja ya descrita previamente, esta roca se puede denominar como un basalto



Figura D.20. Dique de basalto cortando al gabro. Muestra Co-14-207B.

**Punto de observación: Co-14-208**

**Ubicación:** Intersección entre la carretera y el río Camove.

**Unidad:** Lavas de Las Hermanas

**Coordenadas UTM:** 626061 E/ 1075375 N

**Observaciones de campo:** Afloramiento en donde resalta un dique de más de 6 m de largo por unos 70 cm de alto de tamaño de cristales evidentemente más grueso que su roca caja, de 33 cm de espesor, ubicado en el centro del río Camove, con una orientación de N55E80S. Hacia el sur (el lado derecho de la primera foto) se ve que la vegetación cubre en parte otra serie de rocas con características muy similares a las ya mencionadas en cuanto a la textura. En esta zona se extrajeron dos muestras que serán descritas a continuación.

**Fotografías:**



Figura D.21. A. Afloramiento en el centro del río Camove. B. Vista del Dique (Derecha) que intrusión a la roca caja (Izquierda).

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-208A:** Roca volcánica de color fresco gris oscuro, meteorizado pardo claro, con tonos blancos y verdes. El tamaño de los cristales es más grande a comparación con la Co-14-208B. Bajo lupa, no se pueden detallar las propiedades físicas de los minerales, aunque el mineral verde parece tener fractura concoidea, por lo que se puede interpretar como un olivino.



Figura D.22. Muestra Co-14-208A.

**Co-14-208B:** Roca volcánica. La roca es de color gris con tamaño de cristales muy pequeños para diferenciarlos en la lupa, sin embargo se detallan pequeñas vetas que reaccionan al HCl, afirmando la presencia de un carbonato.



Figura D.23. Muestra Co-14-208B.

**Descripción petrográfica:** Microgabro con andesina y labradorita epidotizada en mayor proporción (69%), seguido de hornblenda (18%) que presenta alteración a clorita y cantidades menores (10%) de calcita evidenciada más que todo en vetas al igual que la prehnita. Además se observa clinopiroxeno, óxido y cuarzo.



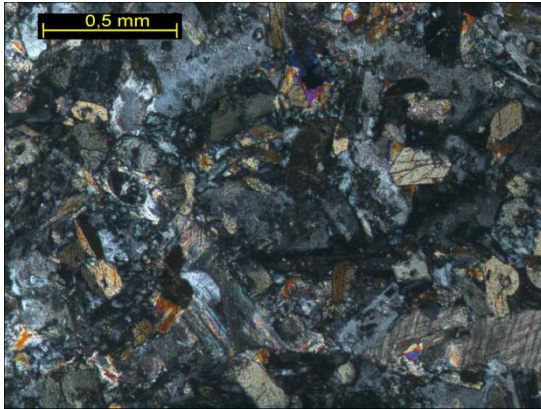


Figura D.24. Vista de los componentes principales del microgabro

**Punto de observación: Co-14-209**

**Ubicación:** Río Camove

**Unidad:** Lavas de Las Hermanas

**Coordenadas UTM:** 625952 E/ 1075162 N

**Observaciones de campo:** Al seguir el trayecto, vía sur, se percibió un afloramiento a unos 30 metros de la carretera y cercano a una casa, al descender se pudo apreciar que a lo largo de un río cuyos alrededores está cubierto de vegetación y en su valle se encuentra una roca de textura afanítica con vetas que reaccionan ante del HCl. De igual manera se percató la presencia de chert y un espejo de falla de orientación N65W60N. Finalmente, en este punto se tomaron muestras para geocronología.

**Fotografías:**



Figura D.25. Sector de rocas aflorantes en pleno río



Figura D.26. Vetas de calcita en la roca afanítica.



Figura D.27. Espejo de Falla.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-209:** Chert. La muestra en general es de color negro con presencia de vetas pequeñas y cristales de cuarzo identificados por su dureza y fractura concoidea que en promedio ronda los 0,4 cm. Estas altas concentraciones indican que lo observado es en efecto chert.



Figura D.28. Muestra Co-14-209 en donde se aprecia chert.

**Punto de observación: Co-14-210**

**Ubicación:** Zona cercana al río Pacaragua. Vía Chaparrote

**Unidad:** Formación Guárico

**Coordenadas UTM:** 605439 E /1070166 N

**Observaciones de campo:** En un afloramiento de más de 13 metros de largo por 5 de ancho aproximadamente, se apreció hacia el borde de la carretera una intercalación de areniscas de grano fino y de lutitas de color gris oscuro, una secuencia que buza hacia el Norte, y cuyas areniscas en cuanto a espesor llegaban a unos 10 cm. En un sector se notaron huellas de carga hacia el Sur y rizaduras hacia el Norte, evidenciándose de esta manera una secuencia normal.

**Fotografías:**

Figura D.29. Perspectiva general del afloramiento.



Figura D.30. Areniscas y lutitas típicas de la Formación Guárico.

**Punto de observación: Co-14-211**

**Ubicación:** Vía Lagunita, intersección con la Qda. Mamonal

**Unidad:** Metavolcanosedimentarias de Boca de Oro

**Coordenadas UTM:** 600328 E /1084092 N

**Observaciones de campo:** En la carretera, cercano a una localidad llamada Lagunita se notó que en un punto, la quebrada cruza dicha vía, y específicamente del lado derecho se divisó unos bloques con textura foliada, cuyo plano tiene una orientación N50E70N. En este punto se extrajo una muestra para su descripción.

**Fotografías:**

Figura D.31- Lugar de la Qda. Mamonal en donde se obtuvo una muestra de mano.



Figura D.32. Detalle de la Roca de textura foliada.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-211:** Roca foliada en donde abunda el color azul oscuro-negro con pequeñas porciones de un color blanco, en donde en algunos sitios reacciona al HCl y en otros no, revelando la presencia de CaCO<sub>3</sub> por la forma en como efervesce al contacto con el ácido y a posibles minerales cuarzo-feldespáticos. De igual manera se observan pequeños cristales alargados a lo largo de la foliación, que pueden corresponder a cristales de mica.



Figura D.33. Muestra Co-14-211.

**Descripción petrográfica:** Metagabro, el cual tiene a la plagioclasa de composición andesina como mineral predominante uno de la serie tremolita-actinolita (28%) con un débil pleocroísmo de incoloro a verde pálido y un ángulo de extinción cercano a los  $3^\circ$ , algunos como porfidoclastos con forma de augen. Además de plagioclasas (25%) identificada como andesina, epidotizada. Posteriormente, se denota epidoto (19%), una matriz de minerales de alteración hidrotermal (14%), clorita recrystalizada (10%) y minerales accesorios (5%) en donde se encuentra clinozoisita, cuarzo y prehnita.

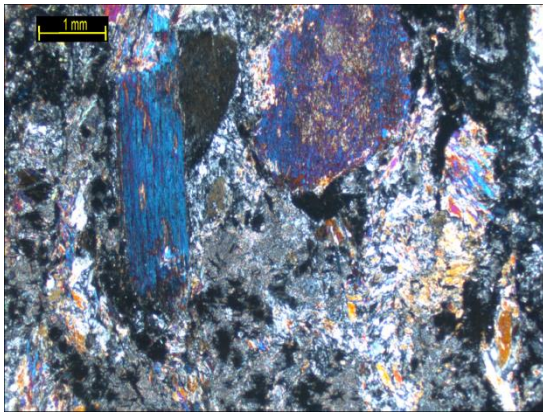


Figura D.34. Cristales de la serie tremolita-actinolita de aproximadamente 3mm, de color interferencia azul de 2º orden.

**Punto de observación:** Co-14-212

**Ubicación:** Carretera, sector cercano a Higuerotol

**Unidad:** Filita de Paracotos

**Coordenadas UTM:** 605319 E / 1085063 N

**Observaciones de campo:** En la vía sentido noreste, cercano a una localidad denominada Higuerotol se visualiza una secuencia turbidítica constituida por una intercalación de areniscas de color amarillo oscuro con evidencias de metamorfismo por la presencia de folios y lutitas de color gris entre cada capa de arenisca. Adicionalmente se notó la presencia de bloques de

olistolitos que en un sector alcanzaba más de 60 cm de largo aproximadamente.

**Fotografías:**



Figura D.35. Secuencia turbidítica metamorfozada en el lado superior derecho, y bloque de olistolito en la parte inferior central.

**Descripción de muestras de mano:**

**Co-14-212A:** Metaarenisca de grano fino, muy meteorizada en general, de color amarillo, no reacciona al HCl. Los minerales no pueden ser bien apreciados bajo lupa debido a su tamaño de grano, pese a que se ven unos pequeños cristales que son aparentemente alargados que se puedan interpretar como micas.



Figura D.36. Metaarenisca. Muestra Co-14-212A.

**Descripción petrográfica:** Grauvaca lítica con tamaño de grano medio (0,10-0,5 mm en promedio), con escogimiento medio, granos sub-redondeados a sub-angulosos y esfericidad de media a baja, teniendo además un claro predominio de un contacto grano-matriz. Entre sus componentes principales se destacan: Granos (70%) en donde se encuentra aprecia cuarzo

(30%), fragmento de roca (20%) y plagioclasas (15%) y minerales accesorios (5%) tales como muscovita y biotita alterada a clorita. Además en la roca se encuentran fracturas rellenas de cuarzo policristalino. Por otra parte, se evidencia un porcentaje de matriz de 25% formada por minerales de arcilla; porosidad 4% interpartícula en general, y cemento como envoltorio de granos y como reemplazamiento de granos a través de cuarzo (1%).

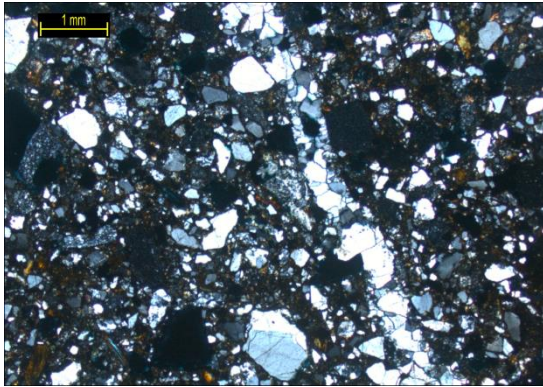


Figura D.37. Fractura rellena de cuarzo policristalino.

**Co-14-212B:** Olistolito de grano fino a medio en general, aunque existe la presencia de cristales de cuarzo que llegan hasta unos 0,6 cm. No reacciona al HCl, y el resto de la mineralogía no se puede detallar bajo lupa aunque al igual que la muestra anterior pareciera tener micas.



Figura D.38. Olistolito. Muestra Co-14-212B.

**Punto de observación: Co-14-213**

**Ubicación:** Zona cercana al Cerro Negro,

**Unidad:** Serpentinita de Peñas Negras?

**Coordenadas UTM:** 607340 E /1087466 N

**Observaciones de campo:** Punto de inicio de una zona en donde se aprecia un cuerpo de serpentinita cercano al suelo, con el típico color verde que lo caracteriza.

**Punto de observación: Co-14-214**

**Ubicación:** Zona cercana al Cerro Negro, a unos 25 metros del punto anterior

**Unidad:** Serpentinita de Peñas Negras

**Coordenadas UTM:** 607287 E /1087499 N

**Observaciones de campo:** Afloramiento constituido por serpentinita, encontrado al lado izquierdo de la carretera en vía hacia el Norte, como se aprecia en la primera fotografía. Está asentado en plena zona montañosa, en una pendiente ligeramente inclinada y cubierta en gran parte por vegetación. En este sector, se agarraron muestras su descripción.

**Fotografías:**



Figura D.39. Afloramiento de Serpentinita.



Figura D.40. Zona en donde se tomaron las muestras.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-214A:** Serpentinita de color verde en general con tonalidades negras, con textura típica de reja, en cristales que probablemente son olivinos serpentinizados; la serpentinita es de brillo craso y en algunos cristales se observa una dirección de clivaje.



Figura D.41. Muestra Co-14-214A.

**Co-14-214B:** Serpentinita similar a la muestra anterior, aunque predomina más el color negro y no se evidencia la textura mesh. Se evidencian cristales orientados en una misma dirección, con un plano de clivaje claramente marcado. Adicionalmente, se observan cristales en promedio no mayores a los 0,3 cm de largo y un mineral negro de 1 cm identificado como magnetita.



Figura D.42. Muestra Co-14-214B.

**Punto de observación: Co-14-215**

**Ubicación:** 200 metros aproximadamente al noroeste del punto anterior

**Unidad:** Serpentinita de Peñas Negras

**Coordenadas UTM:** 607105 E /1087538 N

**Observaciones de campo:** Punto de término de la serpentinita

**Punto de observación: Co-14-216**

**Ubicación:** 180 metros al noroeste del punto anterior aproximadamente

**Unidad:** Filita de Paracotos

**Coordenadas UTM:** 607008 E /1087597 N

**Observaciones de campo:** Punto de inicio de contacto de la Filita de Paracotos, en donde se apreciaron una serie de areniscas muy similares a las del punto Co-14-212, aunque en esta oportunidad las capas buzan hacia el sur.

**Fotografía:**



Figura D.43. Intercalación de metaareniscas

**Punto de observación: Co-14-217**

**Ubicación:** Zona cercana al Cerro Negro

**Unidad:** Serpentinita de Peñas Negras?

**Coordenadas UTM:** 606819 E /1087711 N

**Observaciones de campo:** Punto en donde se evidencia serpentinita aflorando cerca de la carretera.

**Punto de observación: Co-14-218**

**Ubicación:** Zona cercana al Cerro Negro

**Unidad:** Filita de Tucutunemo

**Coordenadas UTM:** 606464 E /1087757 N

**Observaciones de campo:** Zona, de roca de textura foliada aparentemente, aunque muy meteorizada.

**Punto de observación: Co-14-219**

**Ubicación:** Carretera, vía Aragüita

**Unidad:** Boca de Oro

**Coordenadas UTM:** 606247 E /1087178 N

**Observaciones de campo:** Inicio de Boca de Oro

**Punto de observación: Co-14-220**

**Ubicación:** Carretera, vía Aragüita

**Unidad:** Filita de Paracotos

**Coordenadas UTM:** 605961 E /1085997 N

**Observaciones de campo:** Secuencia de areniscas y lutitas en un pequeño afloramiento en el borde de la carretera

**Punto de observación: Co-14-221**

**Ubicación:** Carretera, vía Aragüita

**Unidad:** Boca de Oro

**Coordenadas UTM:** 605638 E /1085512 N

**Observaciones de campo:** Afloramiento un pequeño de Boca de Oro.

**Punto de observación: Co-14-222****Ubicación:** Carretera, vía Aragüita**Unidad:** Filita de Paracotos**Coordenadas UTM:** 605602 E /1085521 N**Observaciones de campo:** Areniscas y lutitas, muy meteorizadas.**Punto de observación: Co-14-223****Ubicación:** Carretera, vía Aragüita**Unidad:** Boca de Oro**Coordenadas UTM:** 604744 E /1085123 N**Observaciones de campo:** Cambio aparente en cuanto a textura y color, ya que se asemeja más a las características de las rocas pertenecientes a esta unidad.**Punto de observación: Co-14-224****Ubicación:** Intersección del río Aragüita con la Qda. El Jobal**Unidad:** Gneis de La Aguadita-Zona de inyección**Coordenadas UTM:** 600223 E /1079537 N**Observaciones de campo:** A unos pocos metros del punto que coincide con la carretera y está cercano a una localidad llamada Aragüita, se encontraron una serie de rocas foliadas denominadas Gneis en pleno río, no cubierta ni por vegetación ni agua, con un plano de orientación N20E82N con pequeñas vetas de cuarzo.**Fotografías:**

Figura D.44 Lugar en el río Aragüita en donde se obtuvo la muestra Co-14-224.



Figura D.45. Acercamiento de la roca foliada.

**Descripción de muestra de mano:****Co-14-224:** Gneis de color meteorizado amarillo y color fresco gris oscuro, con un tamaño de cristales que no superan los 0,2 cm de largo, y con presencia de vetas de cuarzo pequeñas de unos 0,1 cm aproximadamente de color blanco y dureza H=7 en la escala de dureza de Mohs. También se observa un mineral de gris oscuro a negro, cuyo tamaño no permite detallar de manera adecuada sus propiedades físicas.

Figura D.46. Muestra Co-14-224

**Punto de observación: Co-14-225****Ubicación:** Qda. El Jobal**Unidad:** Apófisis de hornblendita**Coordenadas UTM:** A unos 300 metros, al noreste del punto anterior.**Observaciones de campo:** En la quebrada se apreció un cuerpo de color gris oscuro en donde, texturalmente, se observaron vetas que reaccionaban al HCL y cristales, cuyas propiedades parecen indicar la presencia de hornblenda.

**Fotografías:**

Figura D.47. Vista del cuerpo de hornblendita en la Qda. El Jobal.

**Co-14-225A:** Hornblendita de color meteorizado pardo claro a oscuro y color fresco gris oscuro con cristales de más de 3 mm, no se evidencia foliación alguna, y reacciona al HCl en unas vetas de color blanco que son evidentes en un sector, indicando la presencia de carbonato. Los cristales de color más oscuros, son abundantes en más de un 80% aproximadamente, poseen dureza de entre 5,5-7 en la escala de dureza de Mohs y en algunas casos, es apreciable las dos direcciones de clivaje, por lo que este mineral fue identificado como una hornblenda.



Figura D.48. Muestra Co-14-225A.

**Co-14-225B:** Hornblendita de características muy similar a la anterior en cuanto al color y en la mineralogía, pero el tamaño de los cristales es evidentemente más pequeño.



Figura D.49. Muestra Co-14-225B.

**Descripción petrográfica:** Hornblendita con tamaño de grano desde 0,5 mm hasta 3 mm, compuesta por hornblenda (94%) con algunos cristales alterados a clorita. Además, como minerales secundarios (6%) se destaca magnetita titanífera, titanita, clorita intersticial. Calcita y plagioclasas no macladas.

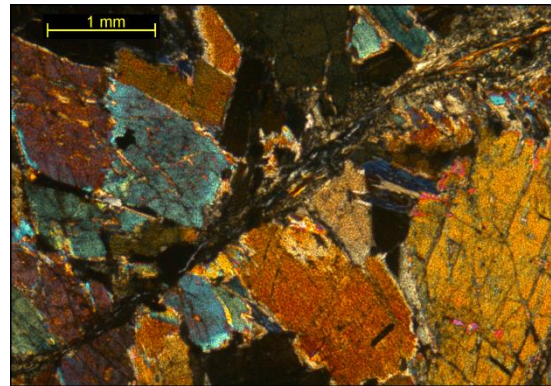


Figura D.50. Clorita intersticial entre los cristales de hornblenda.

**Reconocimiento de un área suroeste de la zona de estudio. Sector de Yagüita, vía cercana a esa localidad, Qda. La Horqueta, Cerro Pilancones (12/09/2014).**

**Punto de observación: Co-14-226**

**Ubicación:** Carretera, pasando por el sector Yagüita

**Unidad:** Dique de basalto

**Coordenadas UTM:** 587881 E/1077415 N

**Observaciones de campo:** Comenzando el tercer día de campo, en una vía de tierra que pasa por un sector llamado Yagüita, se detalló, al pie de una loma, rocas de color gris oscuro nombradas por el tamaño de los cristales y rocas de tonalidades más clara identificada como Gneis, dando la evidencia de un posible contacto. Al subir, se encontraron bloques con características texturales diferentes,

pero con una mineralogía muy similar, en donde se tomaron tres ejemplares para muestras de mano y una para geocronología.

#### Fotografías:



Figura D.51. Rocas de diferentes colores en la carretera.



Figura D.52. Bloques en donde se extrajo la muestra Co-14-226A y Co-14-226C.



Figura D.53. Bloques en donde se extrajo la muestra Co-14-226B

#### Descripción de muestra de mano:

**Co-14-226A:** Basalto de color meteorizado marrón claro y color fresco gris, de textura afanítica ya que no se aprecia el tamaño de los

cristales, por lo que no se puede asegurar la mineralogía que está presente en esta muestra.



Figura D.54. Muestra Co-14-226A.

**Co-14-226B:** Gabro de color verde oscuro con tonalidades blancas con presencia de textura fanerítica, con tamaño de cristales de hasta 0,2 cm, con un mineral de dureza entre 5,5-7 en la escala de Mohs y presencia de feldespatos (plagioclasas) que también entran en el mismo rango de dureza. Además, el índice de color se estima en más de un 60%.



Figura D.55. Muestra Co-14-226B.

**Descripción petrográfica:** Microgabro que posee cantidades considerables de plagioclasas, identificadas como oligoclasa (68%) medianamente a muy alterada a epidoto, anfíbol de la serie tremolita-actinolita (25%) zonado y algunos cristales se encuentran alterados a clorita, pasando de incoloro en el centro a verde en sus bordes (ambos colores en nicols paralelos), siendo quizá este rico en hierro. Además, se notó una matriz de cloritarecristalizada (2%) y otros minerales accesorios (5%) tales como cuarzo, magnetita titanífera, leucóxeno, epidoto, titanita, apatito y calcita.



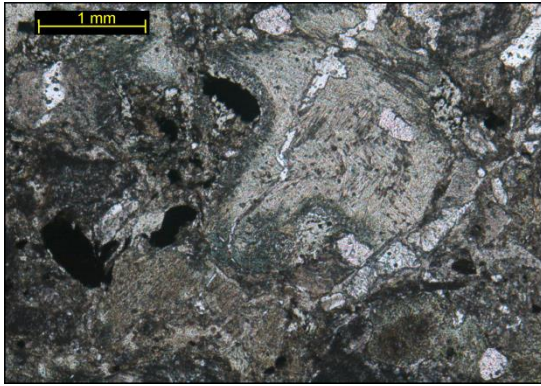


Figura D.56. Microgabro. En esta imagen se observa el cristal de la serie tremolita-actinolita, en donde en el centro se detalla un verde pálido y hasta el borde un verde oscuro.

**Co-14-226C:** Diorita, texturalmente es diferente a las dos anteriores, ya que el índice de color es aproximadamente de 30%, aunque mineralógicamente es igual a la Co-14-226B.



Figura D.57. Muestra Co-14-226C.

**Punto de observación: Co-14-227**

**Ubicación:** Carretera, intersectada con la Qda. La Horqueta.

**Unidad:** Gneis de La Aguadita-Zona de inyección

**Coordenadas UTM:** 587480 E/1078407 N

**Observaciones de campo:** Siguiendo el camino, por la carretera, en busca de un posible dique de basalto, se apreció cerca del punto de intersección con la quebrada una roca de textura gnéisica de color gris, con bandas aparentemente de cuarzo o feldespato, en donde se detallaron tres perforaciones con el mismo diámetro, indicando que posiblemente se tomaron muestras de núcleos en ese lugar.



Figura D.58. Gneis, en donde se ve una abertura, posiblemente una toma antigua de núcleo.

**Punto de observación: Co-14-228**

**Ubicación:** Carretera intersectada con la Qda. La Horqueta

**Unidad:** Gneis de La Aguadita-Zona de inyección

**Coordenadas UTM:** 587050E/1079358 N

**Observaciones de campo:** Continuando con el recorrido rumbo norte, la carretera se volvió a intersectar con la quebrada, y en ese punto se procedió con la búsqueda de otro posible dique.

**Punto de observación: Co-14-229**

**Ubicación:** Qda. La Horqueta

**Unidad:** Gneis de La Aguadita-Zona de inyección

**Coordenadas UTM:** A unos 50 metros del punto anterior

**Observaciones de campo:** Caminando hacia el norte de la quebrada se evidenciaron rocas de textura gnéisica con mineralogía variada, desde presencia de cuarzo o feldespato, hasta rocas foliadas que buzaban hacia el norte con hornblenda como mineral abundante. Se extrajo una muestra, justamente del gneis hornbléndico para ser analizada en el laboratorio.

**Fotografías:**



Figura D.59 Gneis hornbléndico en la Qda. La Horqueta.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-229:** Gneis hornbléndico-cuarzoso de color fresco verde oscuro-negro en general con algunos tonos blancos, cuyo tamaño de cristales de 0,4 cm en promedio y están orientados siguiendo el plano de foliación. Mineralógicamente se observa cristales de hornblenda, identificados por su dureza y clivaje en dos direcciones diferentes de 90°. El mineral blanco, es identificado como cuarzo por su dureza 7 en la escala de Mohs.



Figura D.60. Gneis hornbléndico-cuarzoso. Muestra Co-14-229.

**Descripción petrográfica:** Gneis cuarzo-plagioclásico-biotítico-hornbléndico, cuyo tamaño de cristales va desde 0,1 hasta 0,8 mm, con cuarzo (38%) y plagioclasas del tipo oligoclasa (35%) como minerales más abundantes, ésta última presenta cristales desde poco alterados a muy alterados a sericita. La biotita (15%) posee un pleocroísmo de amarillo a marrón oscuro, sin presencia de alteración a clorita a diferencia de la hornblenda (10%) que además de tener un pleocroísmo de amarillo a verde oscuro, algunos presentan un color de interferencia identificado como verde anómalo (altera a clorita), y otros amarillo de 2<sup>do</sup> orden. Por otra parte, se identificaron otros minerales (2%) como apatito, titanita, sericita e ilmenita.

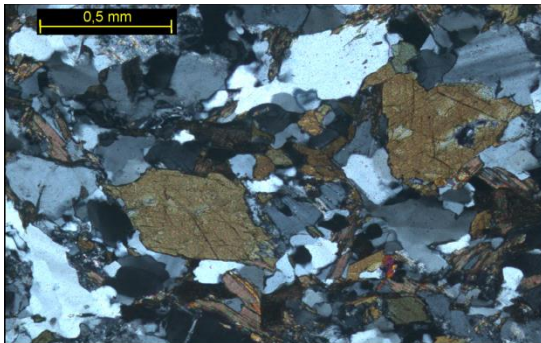


Figura D.61. Cristal pseudo-hexagonal de hornblenda.

**Punto de observación: Co-14-230**

**Ubicación:** Carretera, cerca de Yagüita

**Unidad:** Formación Mamonal. Volcánica

**Coordenadas UTM:** 586849 E/1076721 N

**Observaciones de campo:** Inicio de la Formación Mamonal. Volcánica.

**Punto de observación: Co-14-231**

**Ubicación:** Sector Yagüita

**Unidad:** Serpentinita de El Chupón

**Coordenadas UTM:** 587016 E/1076553 N

**Observaciones de campo:** En una localidad, denominada Yagüita, en plena carretera se encontró una antigua cantera en donde extraían serpentinita en la que se apreciaron diversas variedades como crisotilo y antigorita, junto con broncita, con características texturales muy similares a la zona de Los Placeres ya descritas anteriormente. Para saber la dimensión de este sector, se procedió a tomar un punto inicial y final para su cartografía.

**Fotografías:**

Figura D.62. Zona de antigua cantera. Vista al sur.



Figura D.63. Zona de antigua cantera. Vista al norte.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-231A:** Serpentinita color verde oscuro y negro con cristales orientados en ciertas partes, paralela además al clivaje en una dirección.

Adicionalmente presenta un tamaño de cristal promedio de unos 0,2-0,3 cm, de brillo craso y dureza entre 3-5,5 en la escala de dureza de Mohs.



Figura D.64. Muestra Co-14-231A.

**Co-14-231B:** Serpentinita muy similar a la anterior, aunque bajo lupa se ve un cristal en forma de rama. En esta muestra abunda más el color negro que el verde.



Figura D.65. Muestra Co-14-231B.

**Co-14-231C:** Peridotita. En esta muestra de mano no se evidencia tanta serpentinización como en los casos anteriores. El color meteorizado es marrón y el color fresco es de verde oscuro a negro, con algunos cristales de color blanco que alcanzan hasta 0,3 cm. De igual manera, se evidencia una veta, aparentemente de feldespato, debido a su dureza ( $H=5,5-7$ ), y otro de color verde muy pequeño para ser descrito.



Figura D.66. Muestra Co-14-231C.

**Descripción petrográfica:** Metaclinopiroxenita que presenta en su mayoría una matriz de minerales de alteración hidrotermal (70%), algunos de estos se evidencia extinción según su estructura y debido al tamaño de sus cristales ( $<0,1$  mm) no es posible identificarlos. Luego, se destacan cristales de clinopiroxeno (23%) prehnitizado y cloritizado, la prehnita (6%) y la clorita (1%) son minerales secundarios.

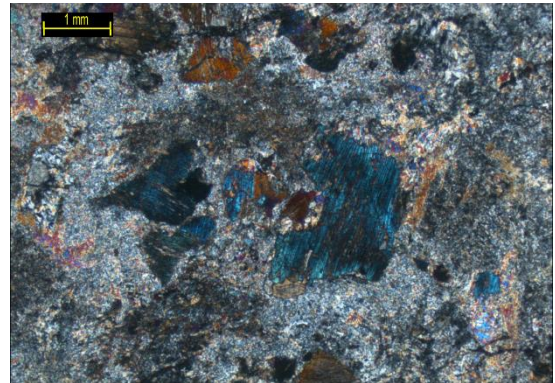


Figura D.67. Cristales de clinopiroxeno en una matriz de minerales de alteración hidrotermal y epidoto.

**Co-14-231D:** Peridotita Este ejemplar es parecido al anterior en cuanto al color y a la textura, aunque los cristales son un poco más pequeños, lo que hace un poco más complicado la identificación de los minerales. Sin embargo, también se aprecia un cristal de color verde en varias zonas de la muestra.



Figura D.68. Muestra Co-14-231D.

**Co-14-231E:** Serpentinita de color verde con cristales ramificados de color negro, craso al tacto. El mineral verde es de forma laminar y tiene una dirección de clivaje, identificado como serpentina. El tamaño de los cristales va desde 0,1 cm hasta 0,4 cm de largo.



Figura D.69. Muestra Co-14-231E.

**Punto de observación: Co-14-232**  
**Ubicación:** Sector Yagüita  
**Unidad:** Serpentinita de la Yagüita?  
**Coordenadas UTM:** 586943 E/1076617 N  
**Observaciones de campo:** Inicio de la serpentinita.

**Punto de observación: Co-14-233**  
**Ubicación:** Sector Yagüita  
**Unidad:** Serpentinita de la Yagüita?  
**Coordenadas UTM:** 587084 E/1076527 N  
**Observaciones de campo:** Punto final de la serpentinita.

**Punto de observación: Co-14-234**  
**Ubicación:** Cerro los Pilacones  
**Unidad:** Formación Mamonal. Volcánica.  
**Coordenadas UTM:** 593044 E/1076742 N  
**Observaciones de campo:** Subiendo por la ladera de la montaña, por las zonas no muy empinadas y

cercanas al tope, se encontraron una serie de bloques de textura afanítica y meteorizado en general identificada como una roca volcánica. En este punto, se tomó una muestra, que será descrita a seguir.

#### Fotografías:



Figura D.70. Bloques en la cuesta del cerro Pilacones. La imagen del lado derecho es un acercamiento al bloque inferior de la foto del lado izquierdo.

#### Descripción de muestra de mano:

**Co-14-234:** Roca volcánica. Color meteorizado: Marrón, mientras que el color fresco es gris oscuro, el tamaño de los cristales prácticamente no se pueden detallar, por lo que la muestra es de textura afanítica. Además se observan pequeñas vetas que reaccionan al HCl.



Figura D.71. Roca afanítica con pequeñas vetas de color blanco. Muestra Co-14-234.

**Descripción petrográfica:** Metalava basáltica algo porfídica y amigdaloides compuesta por una matriz (67%) de textura traquítica con fenocristales de plagioclasa (30%) con algunos cristales maclados del tipo andesina y labradorita. Las amígdalas son de unos 0,3 mm y se pueden encontrar clorita, prehnita o calcita en ellas.

Asimismo, se detallan vetas de calcita y cuarzo (2%) a lo largo de la sección fina.

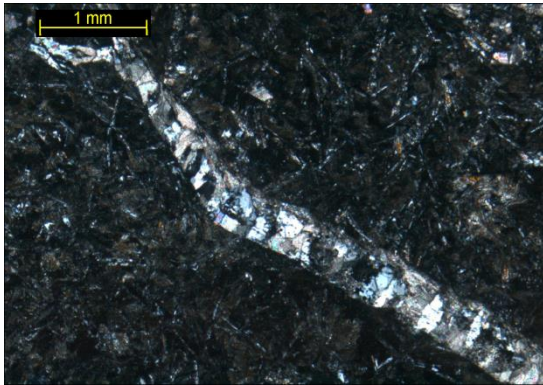


Figura D.72. Veta de cuarzo y calcita en la Metalava basáltica.

**Punto de observación: Co-14-235**

**Ubicación:** Cerro los Pilacones

**Unidad:** Formación Mamonal. Basal.

**Coordenadas UTM:** 593044E/1076742 N

**Observaciones de campo:** Se comenzó con el descenso por la ladera de la montaña, ya que debido al mal tiempo y a las dificultades del ascenso no se prosiguió con la subida hacia la cumbre. En el trayecto, se notó unos bloques muy meteorizados con clastos subangulosos a subredondeados.

**Fotografías:**



Figura D.73. Bloques parcialmente cubiertos por la vegetación



Figura D.74. Detalle de un conglomerado, donde se extrajo la muestra Co-14-235.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-235:** Paraconglomerado de color meteorizado marrón y color fresco gris y blanco en varias partes, con tamaño de clastos mayor a 2 mm, constituidos por cuarzo principalmente, identificado por su dureza. La matriz (>15%) está compuesta por un mineral de color gris que no se puede detallar bien bajo lupa, ya que es inferior a los 0,1 mm y por el grado de meteorización de la roca.



Figura D.75. Conglomerado. Muestra Co-14-235.

**Punto de observación: Co-14-236**

**Ubicación:** Carretera, tributario de Qda.Bucarito, a 1 km aproximadamente al noroeste de un sector llamado Carrizal

**Unidad:** Metatrondjemita de La Gloria

**Coordenadas UTM:** 591551 E/1079063 N

**Observaciones de campo:** En un punto cercano a la intersección de la carretera con una quebrada, se notó un bloque de color blanco aflorando en la vía en una zona plana nombrado que no estaba nada cubierta por la vegetación, como se evidencia en las fotos. Debido a la mayoritaria presencia de plagioclasas y cuarzo, la roca se denomina como una trondjemita También, se

tomó una muestra cuya descripción se verá en seguida.

#### Fotografías:



Figura D.76. Afloramiento en la carretera.



Figura D.77. Panorama más cercano de la Trondjemita.

#### Descripción de muestra de mano:

**Co-14-236:** Trondjemita de tonalidades blancas y grises, que no reacciona al HCl, de textura fanerítica ya que con tamaño promedio entre 0,1 y 0,2 cm. De igual manera es evidente la presencia de pequeños cristales de color negro más pequeños. Los minerales blancos son en general cuarzo y plagioclasas, diferenciados por su dureza y maclas respectivamente, representando más del 90% de la roca. El mineral negro es muy pequeño para observar detalles como el clivaje, pero su brillo aperlado puede indicar la presencia de biotita.



Figura D.78. Trondjemita. Muestra Co-14-236.

**Descripción petrográfica:** Trondjemita protocataclástica, formada por un 76% de cristales y un 24% de matriz triturada. La plagioclasa, identificada como oligoclasa está presente un 65% y está poco alterada a sericita. Algunos cristales presentan maclado del tipo periclina, y en otros se encuentran zonados o formando textura mimerquítica. Seguidamente, el cuarzo es el segundo más predominante (32%), triturado en su mayoría. Luego se detallan otros minerales (3%) como microclino, biotita cloritizada y muscovita en la matriz, y otros accesorios como hornblenda, titanita, muscovita, ilmenita, magnetita y apatito.

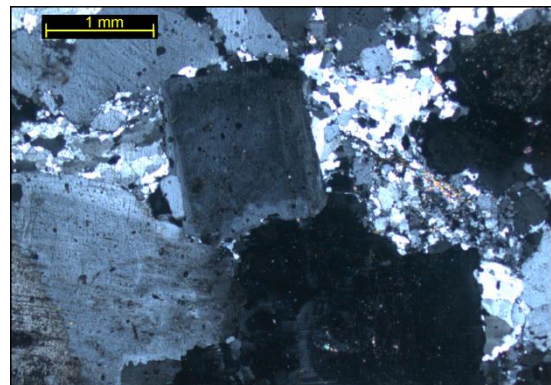


Figura D.79. Plagioclasas zonadas y matriz triturada de cuarzo.

#### Punto de observación: Co-14-237

**Ubicación:** Carretera vía Chaparral, saliendo de la Yagüita

**Unidad:** Formación Mamonal. Sedimentaria

**Coordenadas UTM:** 587786 E/1076437 N

**Observaciones de campo:** En el camino de vuelta, en un lugar donde la topografía es relativamente plana, cerca de Chaparral, a unos 20 m de la carretera se ve una pequeña loma en donde aflora una roca sedimentaria con presencia de clastos que no superan los 0,2 cm por lo que se nombra como arenisca y con planos de foliación de orientación N60E50N. Al tener características texturales diferentes se procedió a tomar una muestra para describirla en el laboratorio.



Figura D.80. Panorama general del afloramiento.



Figura D.81. Acercamiento de la roca metasedimentaria.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-237:** Metaarenisca conglomerática de color meteorizado marrón claro y color fresco de gris oscuro a negro, con clastos subangulosos a subredondeados que están entre los 0,1 y 0,2 cm. No reacciona al HCl en general, pese a que hay una parte que sí lo hace, indicando una posible presencia de fragmentos de carbonato. Esos minerales son en general tabulares, dureza entre 5,5-7 y pese a que no se le distingue bien el clivaje, se infiere que son inosilicatos. Su matriz es tan fina que no se puede medir a simple vista el tamaño de grano.



Figura D.82. Meta-arenisca conglomerática. Muestra Co-14-237.

**Descripción petrográfica:** Metaarenisca feldespática con tamaño de grano promedio entre 0,2-3 mm, con escogimiento medio y granos subangulosos a subredondeados y esfericidad entre baja y media-baja. En cuanto a sus componentes principales (93%) lo representan granos en donde se detalla cuarzo, plagioclasas, fragmentos de roca, además de componentes mineralógicos como prehnita, clorita en amígdalas, biotita, hornblenda clinopiroxeno, titanita. La matriz está formada por minerales de arcilla, minerales opacos, óxido de hierro y calcita. El cemento es menos frecuente y está formado por cuarzo y calcita relleno de espacios porosos.



Figura D.83. Plagioclasa prehnitizada.

Esta muestra fue clasificada según DICKINSON *et al.* (1983) tomando en cuenta el porcentaje de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y líticos totales (Lt), dando como resultado Arco transicional.

**Punto de observación: Co-14-238**

**Ubicación:** Carretera, cerca de Chaparral

**Unidad:** Formación Mamonal. Sedimentaria

**Coordenadas UTM:** 587061 E/1076223 N

**Observaciones de campo:** Llegando a Chaparral, vía suroeste, al borde de la carretera aflora un cuerpo de más de 7 m de largo por unos 2,5 m de alto, formado por una serie de filitas de orientación N30E18N, de color meteorizado amarillo y color fresco gris oscuro con niveles de meteorización en el cual se aprecian colores blancos y negros, alternándose entre sí.



Figura D.84. Dimensión del afloramiento.



Figura D.86. Gran cuerpo de mármol hacia el tope de la fila El Cocuy.



Figura D.85. Filitas con buzamiento norte.

**Reconocimiento del área norte de la zona de estudio. Tinaquillo, Mina Taguanes 200 Los Sitios, Embalse Las Delicias, Qda. El Naipe, entre los estados Cojedes y Carabobo (13/09/2014).**

**Punto de observación: Co-14-239**

**Ubicación:** Mina Taguanes 200, Tinaquillo

**Unidad:** Filita de Tucutunemo

**Coordenadas UTM:** 579853 E/1092403 N

**Observaciones de campo:** A unos 5 km, al sureste de Tinaquillo se encuentra una mina llamada Taguanes 200 en la fila El Cocuy, en donde actualmente extraen caliza con el propósito de fabricar cemento para La Gran Misión Vivienda Venezuela. En un punto se apreció un gran afloramiento de más de 7 m de alto por unos 8,5 m de ancho con presencia de capas identificadas como filitas por la presencia de folios y ligeramente plegadas. En este sector se agarró una muestra con el propósito de hacer un análisis para DRX.

#### **Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-239:** Mármol foliado y un poco plegado, de color gris oscuro, con cristales de color blanco. La muestra reacciona al HCl de tal manera que se infiere que está compuesta por carbonato de calcio, aunque esa tonalidad grisácea, infiere la presencia de grafito. De igual manera, se observa un mineral blanco de dureza H=7 identificado como cuarzo, y otro mineral con el brillo característico de las micas.



Figura D.87. Filita carbonácea. Muestra Co-14-239.

**Análisis por difracción de Rayos X:** El resultado del análisis por DRX de la muestra Co-14-239, indica reflexiones basales en donde se aprecia en orden de abundancia, calcita rica en magnesio de acuerdo con su índice d, presente en un 61%, seguido de 24% muscovita, 11% cuarzo y 4 % clorita. Pese a que se evidencie grafito en la muestra de mano, este probablemente se solape con los picos del cuarzo.



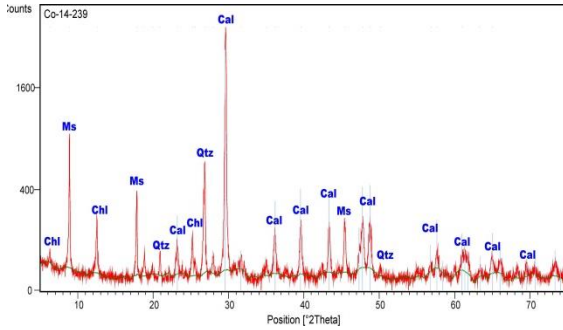


Figura D.88. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-239. Cal: Calcita, Ms: Muscovita, Qtz: Cuarzo y Chl: Clorita.

Tabla de registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-239.

d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
9,92	34,81	8,9132	Muscovita
7,06	6,60	12,5470	Clorita
4,98	13,95	17,8153	Muscovita
3,32	22,57	26,8174	Cuarzo
3,02	100	29,6076	Calcita

**Punto de observación: Co-14-240**

**Ubicación:** Cerro gordo, Los Sitios.

**Unidad:** Esquisto cianítico

**Coordenadas UTM:** 587219 E/1096759 N

**Observaciones de campo:** A unos 10 km al noreste de Tinaquillo, vía Cachinche, se encuentra un poblado llamado Los Sitios, en donde está situado cerro Gordo, al llegar al lugar, pasando una vía que lo bordea, se encuentra un bloque de más de 30 cm de tonalidades azuladas por la presencia de cianita, y en donde en una parte se observa los cristales orientados, dando origen a una posible foliación. De inmediato, se procedió a tomar una muestra para describirla.



Figura D.89. Bloque aislado, en plena vía

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-240:** Esquisto cianítico de color meteorizado marrón claro y color fresco gris

oscuro con partes blancas, con cristales que llegan hasta 1 cm de diámetro y en algunas zonas se aprecia una dirección preferencial. El mineral gris es dominante en más de 70%, son alargados y de exfoliación paralela a dicha elongación. Además su H= 5,5-7 según la escala de dureza de Mohs, debido a su dureza y color, este mineral es interpretado como cianita, además de que no reacciona al HCl. El mineral blanco tiene dureza entre 5,5-7 y parece seguir en algunas partes la dirección de los planos de exfoliación de la cianita. Así mismo se evidencian unos pequeños minerales brillantes que son nombrados como micas, pese a que no se le pueden determinar otras propiedades físicas.



Figura D.90. Esquisto cianítico. Muestra Co-14-240.

**Descripción petrográfica:** Metabrecha cianítica con tamaño de grano desde 1 mm hasta los 4 cm. Presenta un muy pobre escogimiento, redondez angular y baja esfericidad. No es evidente matriz ni cemento, sino componentes mineralógicos (58%) formados mayoritariamente por cianita (54%) con textura corona de sericita, grafito (3%) en bandas oscuras que parecen seguir una orientación preferencial y muscovita (1%). Por otra parte, se detalla fragmentos de metachert (31%) y cuarzo policristalino (11%).

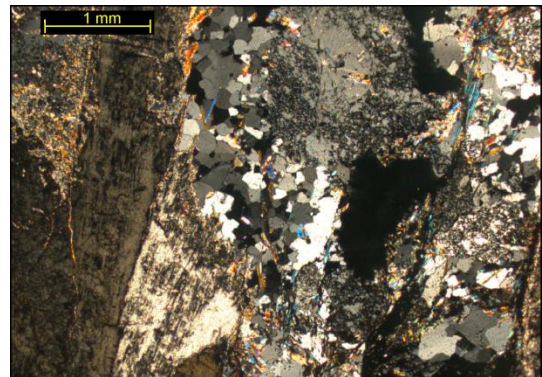


Figura D.91. Constituyentes principales de la meta-brecha.

**Punto de observación: Co-14-241****Ubicación:** Sector noreste de Tinaquillo**Unidad:** Esquistos de Las Mercedes**Coordenadas UTM:** 579563 E/ 1104625 N

**Observaciones de campo:** A unos 7 km al noreste de Tinaquillo, cerca de un sector llamado Mesa de Carabobal, se encuentra un afloramiento cubierto en su mayoría y meteorizado de una roca esquistosa de color gris oscuro, con un plano de foliación de N32E30N. Además, presenta cuarzo de color blanco y H=7 en la escala de Mohs y vetas que reaccionan al HCl, por lo que la roca se puede denominar como un esquistos cuarzo-calcítico.

**Fotografías:**

Figura D.92. Vista general del afloramiento.

**Punto de observación: Co-14-242****Ubicación:** A unos 750 metros, al suroeste del punto anterior**Unidad:** Terraza**Coordenadas UTM:** 579510 E/1104502 N

**Observaciones de campo:** En un lugar de la carretera, se aprecia una gran terraza compuesta principalmente de arena. Esta es extraída actualmente en una mina con el propósito de importarla a empresas o personas que la necesiten.

**Fotografías:**

Figura D.93. Panorama de un sector de la Terraza.

**Punto de observación: Co-14-243****Ubicación:** Embalse Las Delicias, sector sur.**Unidad:** Peridotita de Tinaquillo**Coordenadas UTM:** 572779 E/1099636 N

**Observaciones de campo:** Vía hacia el embalse se encuentra un afloramiento de unos 65 m de largo por 15 m de alto en un cerro, formado por una roca triturada y serpentizada, en algunos casos pulida producto de una superficie fallada y en otras con presencia de porfidoclastos. Al tener estas dos variedades texturales, se procedió a tomar una muestra de cada una de ellas para detallarlas en el laboratorio.



Figura D.94. Afloramiento al sureste del embalse.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-243A:** Milonita color gris claro en su mayoría con presencia de 15% de porfidoclastos aproximadamente. Estos son de color negro, uno llega a de poco más de 3 cm de largo y otros que no llegan al mm de largo de color amarillo. Además se observan minerales de color gris oscuro que bajo lupa se ven algo ramificados. Texturalmente se ven bandas negras intercaladas con el mineral gris. Ninguno de los minerales se ha podido identificar en muestra de mano, aunque se infiere que la muestra está serpentizada debido a su tacto craso y dureza característica de este mineral.



Figura D.94. Muestra Co-14-243A.

**Descripción petrográfica:** Ultramilonita, con presencia de matriz, cuyo porcentaje es de 94%, con serpentina como mineral dominante (90%), formando un aspecto gnéisico junto con minerales opacos y clorita (4%). Adicionalmente, se denotan cristales de un mineral opaco (1%) con coronas de

clorita de color amarillo de 1<sup>er</sup> orden y azul de 1<sup>er</sup> orden como se evidencia en la figura. Por otro lado, el porcentaje de porfidoclastos es de 6%, el cual 3% representa ortopiroxenos cloritizados de hasta 5 mm con clivaje residual, 2% de magnetita con clorita y 1% de olivino de 0,2 a 3 mm con sombras de presión de lizardita.



Figura D.95. Porfidoclasto de olivino, con sombras de presión de lizardita.

**Análisis por difracción de Rayos X:** Esta muestra es caracterizada por la presencia notoria de antigorita como mineral predominante, al igual que como se detonó en la descripción petrográfica, seguido de clorita como mineral secundario. Los otros minerales como el olivino y ortopiroxeno no se detallaron. El mineral opaco se puede solapar con un pico de la antigorita.

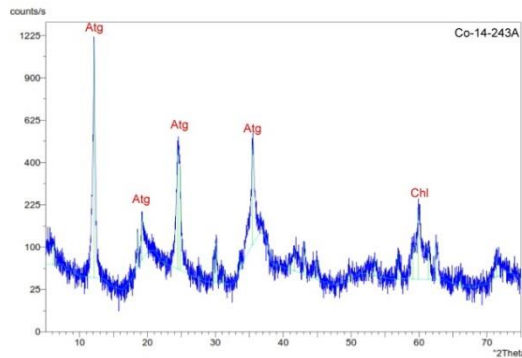


Figura D.96. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra co-14-243A. Atg: Antigorita, Chl: Clorita.

Tabla de registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-243A.

d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
7,29	100	12,12724	Antigorita
4,62	10,59	19,18102	Antigorita
3,64	37,03	24,44620	Antigorita
3,59	28,98	24,81036	Clorita
2,53	34,19	35,45781	Antigorita
1,54	15,19	59,93300	Clorita

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-243B:** Ultramilonita, sin evidente presencia de porfidoclastos. Esta muestra a diferencia de la otra, tiene variedades entre verde, gris y negro, su superficie es lisa y es de textura afanítica. Además su tacto craso en partes verdes, H=3-5,5, delata la presencia de serpentina en una superficie de falla.



Figura D.97. Muestra Co-14-243B.

**Descripción petrográfica:** Ultramilonita, de aspecto filítico, con muy poca cantidad de porfidoclastos (<1%), aunque presenta tres capas cuyo espesor está entre los 0,8 mm y 1,5 mm, dos de clorita y opacos y otra de un mineral opaco; todas siguen una orientación preferencial. En cuanto a su composición mineralógica, se identifica como matriz serpentina en un 90%, seguido de clorita (5%) y magnetita (1%) y bandas de clorita y magnetita (3%) y magnetita (1%).



Figura D.98. Capa de clorita y minerales opacos

**Análisis por difracción de RayosX:** Los picos de la antigorita son claramente evidentes al igual que la anterior, además de una pequeña presencia de clorita. Estos dos minerales fueron notorios en la descripción petrográfica. Por otra parte, el mineral como ya se ha explicado puede estar solapado por un pico de la antigorita.

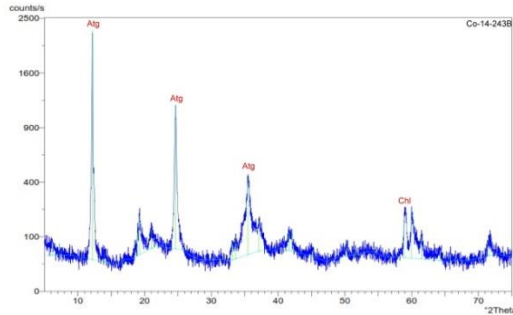


Figura D.99. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-243B. Atg: Antigorita, Chl: Clorita.

Tabla de registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-243B.

d-spacing (Å)	% Intensidad	( $^{\circ}$ 2Theta)	Mineral
7,25	100	12,20219	Antigorita
3,61	49,16	24,64641	Antigorita
2,53	17,16	35,46922	Antigorita
1,54	7,92	59,96427	Clorita

**Punto de observación: Co-14-244**

**Ubicación:** Embalse Las Delicias, sector oeste.

**Unidad:** Peridotita de Tinaquillo

**Coordenadas UTM:** 572904E/1100810 N

**Observaciones de campo:** Continuando con el recorrido, y encontrando un desvío de rumbo noroeste, a unos pocos metros de distancia se divisa un corte de carretera en donde aflora una peridotita bastante meteorizada con presencia de vetas de ópalo incoloro y dureza entre 5,5-7 en la escala de Mohs de 1 cm de espesor, con magnesita asociada. En el lugar también se encuentran rocas cuarzo-feldespáticas en dichas vetas, por lo que se tomaron dos muestras con el propósito de hacer DRX a cada una de ellas



Figura D.100. Vetas de ópalo.

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-244A:** Magnesita de color blanco, que no reacciona al HCl y posee dureza entre H=3,5-5 en la escala de dureza de Mohs, bajo lupa no se

aprecia una dirección de exfoliación clara, Además se aprecia cuarzo identificado por su fractura concoidea y su dureza.



Figura D.101. Magnesita. Muestra Co-14-244A.

**Análisis por difracción de Rayos X:** En general, la caracterización de esta muestra por DRX indica que los picos más elevados concuerdan con cristobalita y tridimita, como minerales más abundantes, seguido por el cuarzo de acuerdo con los registros. Debido a la presencia de los dos primeros mencionados la muestra se denomina como Ópalo-T.

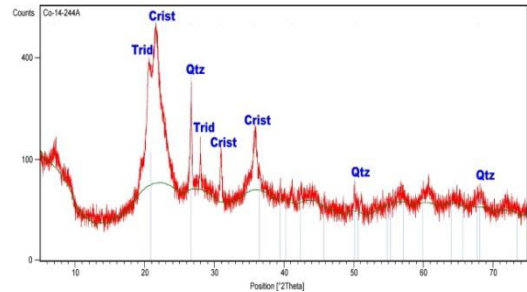


Figura D.102. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-244A. Trid: Tridimita, Crist: Cristobalita Qtz: Cuarzo.

Tabla de registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-244A.

d-spacing (Å)	% Intensidad	( $^{\circ}$ 2Theta)	Mineral
4,34	65,03	20,4510	Tridimita
4,11	100	21,6176	Cristobalita
3,34	57,21	26,6471	Cuarzo
3,18	13,99	27,9806	Tridimita
2,89	17,34	30,9161	Cristobalita
2,50	25,08	35,8103	Cristobalita

**Descripción de muestra de mano:**

**Co-14-244B:** Roca de alteración de colores blanco y gris principalmente de tamaño mayor a 1 mm en promedio, índice de color menor al 7%, con presencia de plagioclasas, distinguidas por sus maclas y su dureza entre H=5,5-7 y cuarzo de H=7 en la escala de Mohs. El mineral negro es claramente más pequeño, con una dureza de mayor de 7 en la escala de Mohs y es identificado como turmalina.



Figura D.103. Muestra Co-14-244B.

**Análisis por difracción de Rayos X:** En el diagrama de difracción se destaca una serie de reflexiones basales definida por albita y cuarzo, sin evidencias aparentes de otros minerales. Esto indica, que el mineral de color negro detallado en la muestra de mano probablemente tenga un porcentaje de intensidad menor al 5%.

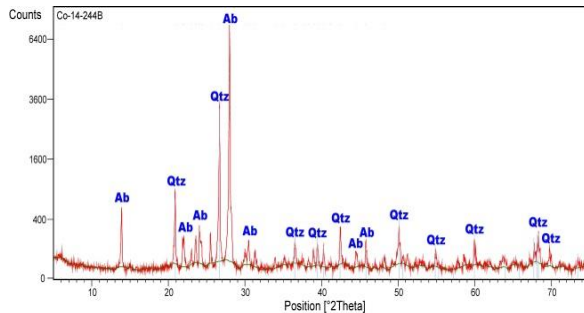


Figura D.104. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Co-14-244B. Ab: Albita, Qtz: Cuarzo.

Tabla de registros de los picos más elevados. Muestra Co-14-244B.

d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Mineral
4,25	11,65	20,8584	Cuarzo
3,34	46,49	26,6438	Cuarzo
3,19	100	17,8153	Albita

**Punto de observación: Ca-14-245**

**Ubicación:** Qda. El Naipe

**Unidad:** Complejo El Tinaco sin diferenciar

**Coordenadas UTM:** 586857 E/1102502 N

**Observaciones de campo:** Saliendo de Tinaquillo, vía Valencia, a unos 2 km de El Naipe la quebrada está situada al sureste de la carretera, pasando prácticamente paralela a ella, por lo que se procedió a recorrerla con el propósito de tomar una muestra. En este punto, se nota una roca esquistosa cuarzo-micácea con presencia de granate, ligeramente plegadas, con variedades de colores entre grises claros, oscuros y azulados,

con plano de foliación N47E30N, y otra que reaccionaba al HCl en donde se aprecia un pliegue isoclinal, compuesto por cuarzo, erosionado en varias partes, y de entre 3 y 4 cm de espesor, siguiendo la dirección del plano de foliación. Ambas, pese a que en general se encuentran considerablemente meteorizadas, se cogieron muestras de cada una para su descripción.



Figura D.105 Sector de la Qda. El Naipe.



Figura D.106. Detalle del esquist, que se encuentra deformado.

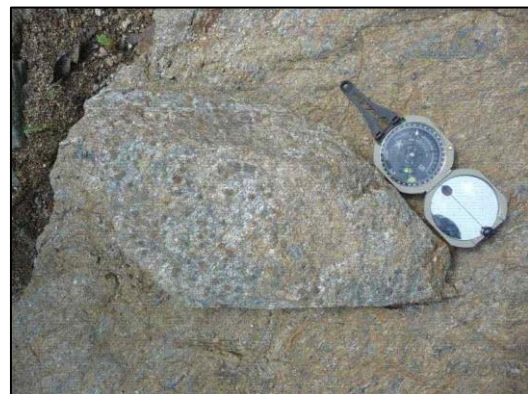


Figura D.107. Esquistos con presencia de granate.



Figura D.108. Pliegue isoclinal

**Descripción de muestra de mano:**

**Ca-14-245A:** Esquisto cuarzo-micáceo granatífero de color meteorizado marrón oscuro y color fresco gris, con foliación marcada, cristales que llegan hasta 1 mm de diámetro y cristales alargados siguiendo ese plano de foliación. Estos minerales son identificados como micas por su hábito, dureza y brillo característico, y al ser de color gris se denomina muscovita. También se aprecia minerales blancos que no reaccionan al HCl, nombrados como cuarzo o feldspatos por asociación, ya que no se pueden determinar por sus propiedades físicas por el tamaño de estos cristales.



Figura D.109. Esquisto cuarzo-micáceo-granatífero. Muestra Ca-14-245A.

**Descripción petrográfica:** Esquisto muscovítico-cuarzo-granatífero, con presencia de foliación lepidoblástica, crenulación, textura cuarzo-micácea, porfidoblástica y poiquiloblástica. En general, la muestra posee tamaños de grano desde 0,1 mm hasta 6 mm, debido a los porfidoblastos de granate con inclusiones de cuarzo (0,3-6 mm). Además algunos tienen sombras de presión. En orden de abundancia, la muscovita es el más dominante (40%), luego del cuarzo (35%), granate (15%), plagioclasas en su mayoría no macladas y oligoclasa (5%), grafito (2%) y biotita (2%) y

minerales accesorios (1%) representados por clorita, apatito, minerales opacos y sericita.

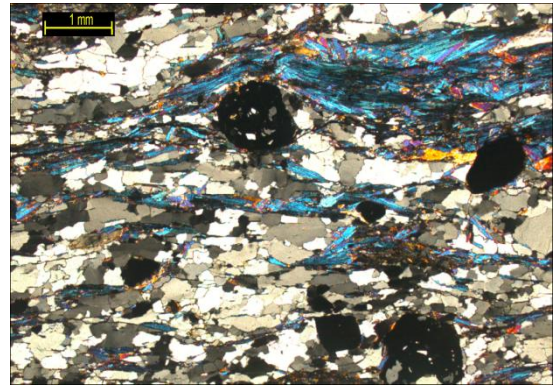


Figura D.110. Porfidoblastos de granate con inclusiones de cuarzo.

**Descripción de muestra de mano:**

**Ca-14-245B:** Mármol. Esta roca, a diferencia de la anterior, posee cristales que reaccionan al HCl, y debido a su grado de efervescencia se puede denominar como  $\text{CaCO}_3$ . De igual manera también se observa cuarzo identificado por su dureza  $H=7$  en la escala de Mohs.



Figura D.111. Muestra Ca-14-245B.

**Punto de observación: Ca-14-246**

**Ubicación:** Qda. El Naípe

**Unidad:** Complejo El Tinaco. Gneis

**Coordenadas UTM:** 589130 E/1104589 N

**Observaciones de campo:** Siguiendo el recorrido por la carretera, vía Valencia, a unos 3 km del punto anterior y cercano al límite de la zona de estudio, se observó un puente que traspasa la quebrada, al descender a la misma se comenzó con el recorrido rumbo sureste, y en el trayecto se apreció una roca foliada con un plano de orientación N20E42S de características muy similares al esquisto con granate de la parada anterior, aunque el tamaño de los cristales era un

poco más grande, por lo que se tomó una muestra para elaborar una mejor comparación entre ambas.



Figura D.112. Qda El Naipe. Vista de gran parte del afloramiento.



Figura D.113. Lugar donde se efectuaron mediciones de rumbo y buzamiento.

#### Descripción de muestra de mano:

**Ca-14-246:** Esquisto cuarzo-micáceo-granatífero de características similares a la anterior, aunque se aprecia más granate y estos llegan a los 0,2 cm aproximadamente, y en general, el tamaño de los cristales es un poco más grande. Además, se nota un mineral negro formando unas bandas pequeñas de 0,2 cm de espesor, y de dureza de entre 5,5-7 en la escala de Mohs, pero no se distingue un plano de exfoliación bajo lupa por el tamaño de los cristales. Asimismo, se observan micas de color gris y brillo reluciente y cuarzo.



Figura D.114. Muestra Ca-14-246.

**Descripción petrográfica:** Esquisto cuarzo-muscovítico-granatífero-cianítico, cuya foliación lepidoblástica es claramente evidente, aparte de poseer una textura porfidoblástica, poiquiloblástica y corona. El tamaño de claro va desde 0,1 mm de minerales como cuarzo y muscovita, hasta los 5 mm de los porfidoblastos, éstos poseen inclusiones de cuarzo y muscovita principalmente, y solo algunos tienen sombras de presión. En cuanto a su composición mineralógica, en primer lugar, se tiene al cuarzo (45%), muscovita (33%), granate (13%), cianita (7%) con alteración a sericita, y minerales secundarios (2%) identificados como minerales opacos, clorita y circón.

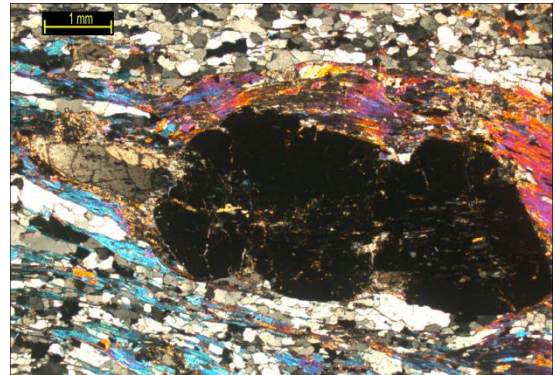


Figura D.115. Porfidoblasto de granate y cianita maclada

# ANEXOS