



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

CARTOGRAFIA, PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LA
PARTE ORIENTAL DEL MACIZO DE PALMA SOLA, COSTA
CENTRAL DEL ESTADO DE VERACRUZ.

T E S I S

PARA OBTENER EL TITULO DE

I N G E N I E R O G E O L O G O

P R E S E N T A

DOMINGO ANTONIO AMADOR LUNA



DIRECTORES: DR. VICTOR M. MALPICA CRUZ
DR. LUIS SILVA MORA

SEPTIEMBRE 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-753

SR. DOMINGO ANTONIO AMADOR LUNA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Víctor Manuel Malpica Cruz y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**CARTOGRAFÍA, PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA PARTE ORIENTAL DEL
MACIZO DE PALMA SOLA, COSTA CENTRAL DEL ESTADO DE VERACRUZ**

- RESUMEN**
- I INTRODUCCIÓN**
- II GEOLOGÍA REGIONAL**
- III GEOLOGÍA DEL MACIZO DE PALMA SOLA**
- IV PETROGRAFÍA**
- V GEOQUÍMICA**
- VI DISCUSIÓN**
- VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- ANEXOS**
- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 8 de julio de 2004
EL DIRECTOR

M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Domingo Antonio Amador Luna

FECHA: 30/VIII/04

FIRMA: [Firma]

Agradecimientos

A mi Madre Ma. Del Carmen Luna Mora

Por su apoyo incondicional en todo momento en la vida y por todo lo que me ha dado desde que ella me diera la vida hasta este momento de convertirme en un profesionalista. Por tu amor y tu cariño, muchas gracias mamá.

A mi Padre Domingo Amador Ramón

Por su apoyo y ayuda para que yo pudiera tener lo mejor en la vida.

A mi Hermana Adriana Amador Luna

Por ser muchas veces mi guía y mi apoyo moral, además de mi mejor amiga con la que siempre he contado desde cuando regreso a Veracruz y me he sentido solo.

A mi Mami Carmela Mora Andría

Por todos los cuidados y preocupaciones que ha tenido conmigo desde que nací hasta ahora que ya soy un profesionalista.

A mi Abuelo Antonio Luna Aguilar

En memoria de él que aunque no está conmigo desde que yo tenía 11 años, sé que estaría muy orgulloso de mí por tener a su primer nieto como un profesionalista, y que durante la mayor parte que estuve con él me trató y me enseñó como a uno de sus hijos.

A mi Tía Pily Luna Mora

Que me cuidó en toda mi niñez y ha actuado siempre como una madre para mí.

A mi Tía Tere Mora Díaz

Por recibirme y mantenerme en su casa durante mi estancia aquí en México para cursar mi carrera en la Facultad de Ingeniería, UNAM y por tener mucha paciencia conmigo.

A mi Tío Manuel Malpica Cruz

Por ser mi iniciador en la aventura más bonita de mi vida que es la Geología, además de brindarme todo su apoyo y ayuda tanto en lo académico como en lo familiar, ofreciéndome vivir en su casa durante mi estancia aquí en México y ser mi director de este duro trabajo que es la Tesis.

A mis Tíos

Nacho y Sundari

Gaby y Paty

Víctor y Lupita

Por ser mis amigos, comprenderme, ayudarme, compartir conmigo e invitarme a cualquier tipo de acontecimiento importante para ellos.

A toda mi Familia en Veracruz

Que ellos en cualquier instante están dispuestos a apoyarme bajo cualquier circunstancia y que siempre es un gusto convivir con ellos en cualquier momento.

Agradecimientos

A mi novia Norma Angélica Rojas Zapata

Que ha sido mi compañera y amiga con la que he compartido mis sueños, anhelos e ilusiones apoyándome constantemente en todo momento.

A la Familia Rojas Zapata

Por apoyarme y ayudarme durante la realización de este trabajo, dejando que yo entrara en sus vidas y me tomaran como parte de su familia ofreciéndome y facilitándome todos los recursos a su alcance.

A mis amigos

Carlo Sergio Ceballos Ortíz

Alberto Luna Andrade

Fernando Fuentes Serrano

Eliel Mendoza López

Eli Moisés Hernández Diazgirón

Oswaldo Iván Vargas Paredes

Ahiram Monter Ramírez

Erick Yaotzin Ramírez Pérez Amaya

Que siempre han estado conmigo incondicionalmente y he podido aprender mucho de ellos y con ellos en numerosas situaciones que hemos pasado juntos en cada momento de la vida.

Al las Autoridades del Instituto de Geología de la UNAM

Por aceptar mi tema de Tesis en el proyecto del Dr. Malpica, haberme facilitado sus instalaciones y el uso de sus recursos para desarrollar de la mejor manera este trabajo y haberme otorgado una beca de apoyo económico.

Al Dr. Luis Silva Mora

Que sus enseñanzas en campo, en laboratorio y las discusiones para la interpretación de los resultados fueron muy valiosas para el desarrollo y las conclusiones de este trabajo.

Al Dr. José Luis Arce Saldaña

Por su disposición para la explicación y la orientación para el desarrollo de este trabajo, aportándome nuevos conocimientos y software complementario para los cálculos de los datos geoquímicos.

Al Dr. Jesús Solé Viñas

Por su disposición para la explicación de ciertos conceptos geoquímicos y el tiempo que le dedicó a la revisión de mi trabajo para orientarme en la presentación y conclusiones de mis datos geoquímicos.

Al M. en C. Enrique González Torres

Por sus valiosos consejos, aportaciones y observaciones que ayudaron para que yo pudiese tener una visión más amplia de mi área de estudio y de la Faja Volcánica Mexicana.

Al Dr. Luigui Solari

Por su disposición en el préstamo del laboratorio de microscopios petrográficos para el estudio de mis muestras y la toma de microfotografías.

Agradecimientos

A la Ing. Consuelo Macías Romo

Por su disposición para ayudarme en el préstamo del taller y el equipo de molienda para poder enviar mis muestras a analizarlas químicamente.

Al Laboratorio de FRX del LUGIS del Instituto de Geología, UNAM

Por haber realizado el análisis químico de mis muestras y así poder contribuir con nuevos datos para la realización de este trabajo.

A la Quím. Blanca Sonia Ángeles García

Por haber realizado la separación del Fe_2O_3 total de mis muestras para mejorar mis cálculos de mis datos geoquímicos y el cálculo de la Norma CIPW.

A:

Ing. Emiliano Campos Madrigal

Ing. Héctor Luis Macías González

Por tomarse un poco de su tiempo y atención para la revisión de éste escrito.

Al Dr. Gustavo Tolson Jones

Por ser mi primer profesor de las materias de Geología en la carrera universitaria y ser uno de los mejores profesores con quién tomé un gusto muy particular por la Geología.

Al Ing. Alfredo Victoria Morales

Por ser uno de los profesores de la División de Ciencias de la Tierra que se preocupa de la mejor manera por la enseñanza-aprendizaje de la petrología y en especial de la mineralogía.

Al Ing. Bernardo Martell Andrade

Por su gran interés en todos sus alumnos y brindarme su apoyo en todo momento que lo he requerido.

A mi querida Facultad de Ingeniería de la UNAM

Por permitirme recurrir a sus instalaciones y recursos que nos ofrece a todos los alumnos para tener el mejor desarrollo académico.

A mis profesores de la División de Ciencias Básicas y de la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la UNAM

Por su apoyo e interés en mi desempeño académico a lo largo de mi carrera universitaria.

A la Universidad Nacional Autónoma de México

Por brindar y servir a todos los alumnos de las Facultades e Institutos de Ciudad Universitaria, las instalaciones, profesores, investigadores y educación académica de la mejor calidad en el país, para nuestro desarrollo sea el mejor.

Toño.

Índice General

Resumen

1. Introducción	1
1.1. Objetivo	2
1.2. Localización del área de estudio y Vías de Acceso	2
1.3. Cultura y Economía	4
1.4. Fisiografía y Clima	4
2. Geología Regional	7
2.1. Método de Trabajo	7
2.1.1. Compilación de la Información	7
2.1.2. Fotointerpretación Geológica	7
2.1.3. Trabajo de Campo y Muestreo	8
2.1.4. Métodos Petrográficos	8
2.2. Estudios Previos	8
2.3. Edad y Estructura de la Faja Volcánica Mexicana	11
2.4. Estructura y Geología del Basamento	11
3. Geología del Macizo de Palma Sola	14
Columna Cronolitoestratigráfica	15
3.1. Basamento	16
3.2. Mesozoico	16
3.3. Magmatismo Terciario y Cuaternario	17
3.4. Descripción Estratigráfica del Área de Estudio	18
3.4.1. Unidad 1. Cuerpo de afinidad Intrusiva del Mioceno	18
3.4.2. Unidad 2. Zona de los Antiguos Cuerpos de Lava emplazados por Diques	19
3.4.2.1. Sub-unidad 1. Derrames de composición Basáltica con afinidad Alcalina del Mioceno	20
3.4.2.2. Sub-unidad 2. Lavas de composición Andesítica	21
3.4.2.3. Sub-unidad 3. Cuerpos Dacíticos	22
3.4.2.4. Diques emplazados en los Cuerpos de Lava	23
3.4.3. Unidad 3. Cuerpo de afinidad Intrusiva Diorítica	25
3.4.4. Unidad 4. Cuerpos de afinidad Intrusiva Ácida	26
3.4.5. Unidad 5. Cuerpos de Lava Basálticos con afinidad Alcalina del Plioceno	27

3.4.6.	Unidad 6. Cuerpos de Lava Sub-alcálinos	29
3.4.7.	Unidad 7. Zona Costera "Punta Boca Andrea"	30
4.	Petrografía	33
4.1.	Unidad 1. Cuerpo de afinidad Intrusiva del Mioceno	33
4.2.	Unidad 2. Zona de los Antiguos Cuerpos de Lava emplazados por Diques	35
4.2.1.	Sub-unidad 1. Derrames de composición Basáltica con afinidad Alcalina del Mioceno Medio	35
4.2.2.	Sub-unidad 2. Lavas de composición Andesítica	36
4.2.3.	Sub-unidad 3. Cuerpos Dacíticos	38
4.2.4.	Diques emplazados en los Cuerpos de Lava	39
4.3.	Unidad 3. Cuerpo de afinidad Intrusiva Diorítica	43
4.4.	Unidad 4. Cuerpos Intrusivos Ácidos	45
4.5.	Unidad 5. Cuerpos de Lava Basálticos con afinidad Alcalina del Plioceno	46
4.6.	Unidad 6. Cuerpos de Lava Sub-alcálinos	49
4.7.	Unidad 7. Zona Costera "Punta Boca Andrea"	51
5.	Geoquímica	54
5.1	Preparación de Muestras y Métodos Analíticos	54
5.2	Variaciones sistemáticas de elementos trazas y mayores	56
6.	Discusión	71
6.1	Identificación del proceso magmático	71
	Conclusiones y Recomendaciones	77
	Anexos	80
	Carta Topográfica	85
	Carta Geológica	86
	Referencias Bibliográficas	87

Resumen

El Macizo de Palma Sola (MPS) es considerado por varios autores e investigadores actuales, como la parte más oriental de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), pero las intrusiones y las lavas alcalinas que están extensamente desarrolladas a lo largo de la planicie costera del Golfo de México, hace que todavía se ponga en duda que este Macizo sea considerado como parte de éste arco magmático. Las rocas magmáticas de la FVM son de composición andesítica y de edad del Mioceno Medio, diferentes a las rocas del MPS donde se presenta un magmatismo básico a intermedio de características calcoalcalinas del Mioceno Medio variando de rocas alcalinas a ligeramente subalcalinas en el Mioceno Tardío. Una prueba más de que el magmatismo de la FVM y del MPS no es contemporáneo, es la orientación estructural de cada uno de ellos, ya que la FVM tiene una dirección E-W y el MPS tiene una dirección N-S extendiéndose hasta el Sur de Tamaulipas (*Cantagrel y Robin, 1979*). La actividad volcánica del Plioceno-Cuaternario representada en la FVM hasta la costa del Golfo de México, geoquímicamente es muy similar en toda su extensión, ya que desde el Mioceno se produjo un volcanismo de rocas ígneas alcalinas y calcoalcalinas en el MPS y calcoalcalinas en la sección occidental de México, debido a la migración W-E de la subducción de la placa del Pacífico (*Negendank, et al., 1985 y Robin, 1976*).

En este estudio se presenta un mapa geológico a semidetalle donde se diferencian siete unidades cronolitoestratigráficas de origen ígneo, que varían ampliamente en composición y afinidad geoquímica desde básicas a ácidas y de alcalinas a subalcalinas, y en edad desde el Mioceno Medio hasta el reciente, teniendo una distribución muy general E-W con respecto a la edad (de joven a antiguo) y a la composición (de ácido a básico). Estas unidades se representan en una columna cronolitoestratigráfica compuesta apoyada de las descripciones de campo y petrográficas, así como también de algunos datos geoquímicos que se utilizaron para mejorar detalles en la descripción de las rocas y así comprender con mayor claridad la evolución de las rocas del MPS y su relación con la FVM.

Los datos geoquímicos demuestran que en los diferentes diagramas Binarios y Ternarios, no se puede hacer mención de una serie magmática dominante ya que en ocasiones las muestras se ubican en formas dispersas y hasta en conjuntos que describen algunas tendencias en diferentes sectores de algunos gráficos. Los diagramas de ambiente tectónico, muestran comportamientos anormales, pues las rocas se sitúan entre las intersecciones que diferencia a cada ambiente, lo que indica que los procesos tectónicos presentes en la formación de las rocas del MPS pudieran haber sido combinados, pasando de volcanismo de trasarco a volcanismo de la fusión parcial de la corteza proveniente de la base de la misma, que se puede explicar temporalmente como procesos alternados entre la subducción en la trinchera del Pacífico, magmatismo en la cuña del manto y los procesos de distensión E-W en la costa del Golfo de México.

1. Introducción

Los productos de los procesos volcánicos tienen un significado petrogenético diferente, pues la energía que se necesita para fundir las rocas está directamente relacionada con el tipo de evento que provocó que la energía se acumule en ellas. Esta energía, en forma de temperatura y presión características, hace que las rocas sufran un cambio físico y químico, tanto en su estructura molecular como en su composición química original, hasta llegar a fundirse y desplazarse hacia la superficie de la Tierra en forma de líquido (magma), que éste al enfriarse lentamente, tendrá un acomodo molecular definido dependiendo de la composición química que adquiera finalmente.

Las asociaciones de rocas magmáticas están relacionadas a la actividad tectónica entre los límites convergentes y divergentes de las placas tectónicas, lo que significa que la correspondencia de tectonismo y magmatismo, y su distribución a la vez, proporciona la clave de los antiguos procesos de las placas tectónicas.

El estudio del volcanismo proporciona la información de la composición mineralógica y química de las lavas, donde la geoquímica y la paragénesis de los minerales sugieren el lugar de generación, los procesos petrogenéticos implicados, la evolución de los magmas durante su reposo o tránsito a través de la litosfera y la naturaleza de las rocas corticales con las que interactuaron durante su ascenso hacia la superficie (*Luhr, et al., 1985*).

Un arco magmático es la zona donde el magma atraviesa la litosfera hasta la superficie y está caracterizado por diapirismo de cuerpos plutónicos y diques provocados por estos cuerpos, además de rocas hipabisales, un volcanismo abundante y metamorfismo en el basamento. Teóricamente estas condiciones se cumplen para la Faja Volcánica Mexicana (FMV), pues esta se define como un arco magmático continental (*Demant, 1978*).

Específicamente, la zona de estudio del presente trabajo se ubica en la parte más oriental de la FMV, hacia la parte costera del Macizo de Palma Sola (MPS), donde se pueden observar claramente las asociaciones de las rocas antes mencionadas. Con esta idea se puede señalar a esta zona como parte del arco magmático continental de la FVM, lo que lo haría a ésta terminar en esta zona, pero geoquímicamente las lavas presentan una composición alcalina, lo que supone para otros autores, colocarla fuera de la FVM y la consideran como parte de una provincia que tiene una composición alcalina (*Cantagrel y Robin, 1979*), que es una franja de aproximadamente 1000 km de longitud por 100 km de ancho promedio que va bordeando el Golfo de México hasta el Sur de Texas en un llamado volcanismo alcalino intraplaca.

1.1. Objetivo

El estudio se basa primordialmente en la cartografía y la petrografía para diferenciar las unidades cronolitoestratigráficas, y a partir de una geoquímica básica analizada e interpretada junto con bibliografía complementaria se describen las generalidades de los diferentes puntos de vista de varios autores que han trabajado en esta zona. El presente trabajo tiene como objetivo complementar y reforzar el conocimiento básico acerca de las características geológicas y petrográficas del Macizo de Palma Sola, así como las características geoquímicas de las unidades que se describen en esta tesis, para así relacionarlas en tiempo y espacio con la Faja Volcánica Mexicana.

1.2. Localización del área de estudio y Vías de Acceso

El área de estudio se localiza en la parte más oriental del lineamiento de estructuras volcánicas, llamado Faja Volcánica Mexicana, que se extiende desde Nayarit, en las costas del Pacífico, hasta Veracruz en la costa del Golfo de México. El sitio se encuentra en la parte central de la costa del Estado de Veracruz entre las localidades de Palma Sola y El Farallón en los municipios de Actopan, Alto Lucero y Villa Emilio Carranza ubicados en las cartas topográficas escala 1:50,000 Actopan E14B28 y Villa Emilio Carranza E14B18 entre las coordenadas geográficas UTM (*Transversa Universal de Mercator*) 14Q UTM (0°758'000 m, 2°199'000 m) a 14Q UTM (0°766'000 m, 2°199'000 m) en la parte Norte y en 14Q UTM (0°758'000 m, 2°170'000 m) a 14Q UTM (0°775'000 m, 2°170'000 m) en la parte Sur, cubriendo ésta zona una extensión aproximada de 353 km² (*Figura 1 y Carta Topográfica*).

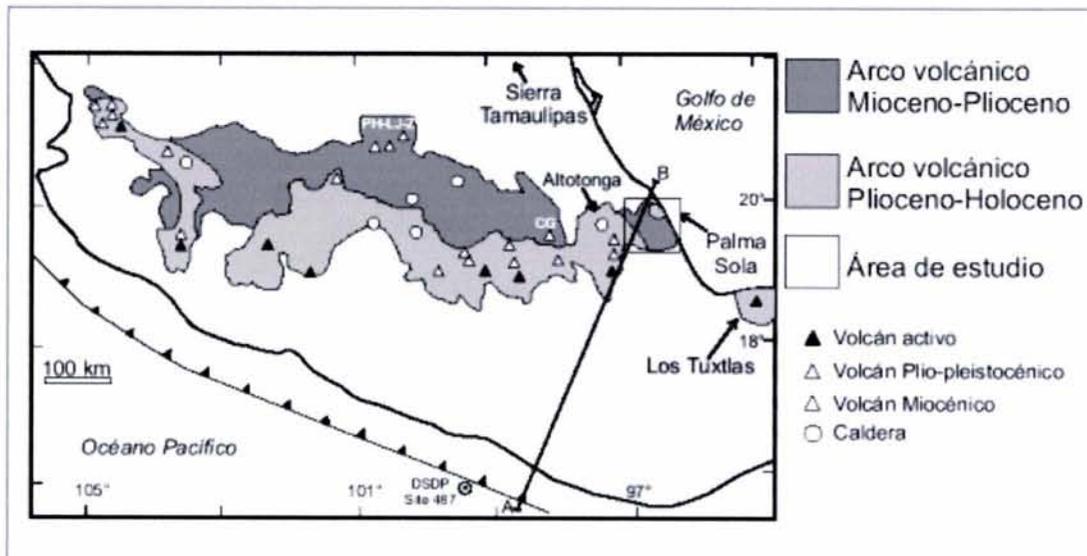


Figura 1. Localización del Área de Palma Sola. Gómez-Tuena, 2002.

La principal vía de acceso es la carretera federal No. 180 (Figura 2 y ver carta topográfica) que va de Poza Rica al Puerto de Veracruz en el Estado de Veracruz, pasando de norte a sur, por la mayor parte de la zona en estudio, lo que quiere decir que su acceso es relativamente fácil. Perpendicularmente a la carretera principal se encuentran una variedad de caminos de terracería y algunos recientemente pavimentados, como vías alternas de emergencia para poblaciones cercanas a la planta nucleoelectrónica Laguna Verde hacia algunos pueblos aledaños, que fueron construidas por ingenieros de Comisión Federal de Electricidad (CFE) para el Programa para Emergencias de Radiactividad Extrema (PERE), donde facilitan el acceso de todo tipo de vehículos. Además de estos caminos construidos por CFE, se encuentran caminos de terracería y brechas que van hacia pequeños pueblos, donde pasan por distintos afloramientos de rocas. También se encuentran aflorando las rocas en la línea de costa y en los lechos de los ríos con relativa facilidad de acceso por brechas hechas por el paso del hombre y animales.

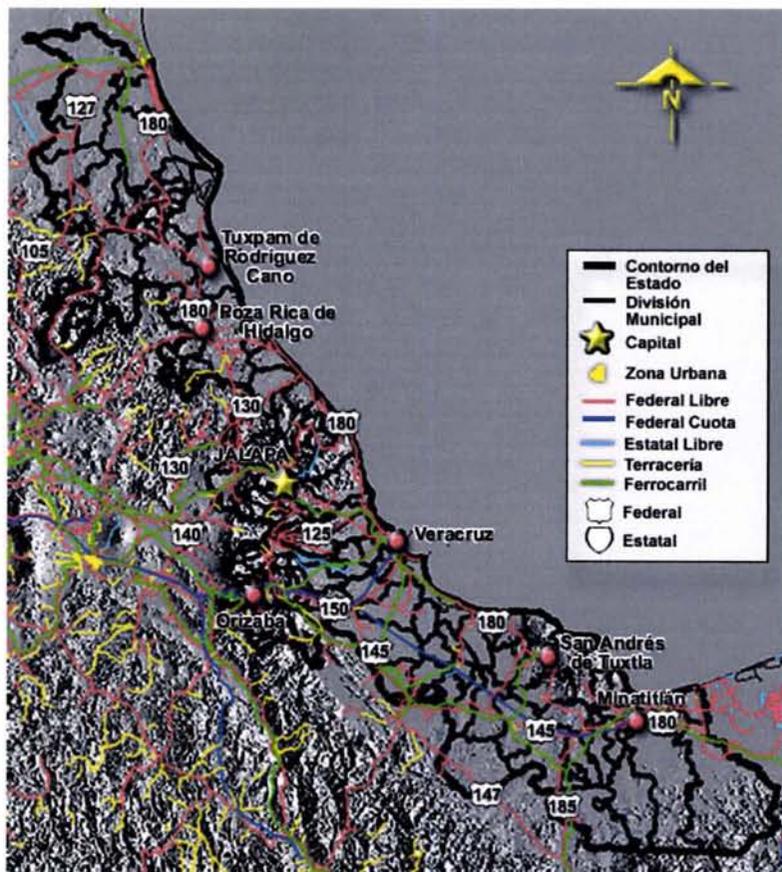


Figura 2. Vías de Comunicación del Estado de Veracruz. INEGI. Mapa de Vías de Comunicación 1:1000 000.

1.3. Cultura y Economía

El área de estudio se encuentra al norte de la región de la Llanura de Sotavento y al este de la región de las Altas Montañas, que son regiones culturalmente divididas en el Estado de Veracruz.

El sitio de estudio culturalmente cuenta con unas ruinas ubicadas en el Cerro de los Metates, llamadas las ruinas de Quiahuitlan que son tumbas de la cultura Totonaca en la época de la conquista. Enfrente de estas tumbas, viendo hacia el mar, se encuentra el Tómbolo de la Villa Rica, donde las playas en las que se encuentra esa masa rocosa, fueron a las que llegaron los conquistadores españoles y se fundó el primer Ayuntamiento de América en continente, que posteriormente fue trasladado a la actual Ciudad y Puerto de Veracruz.

La economía del sitio está basada principalmente en la producción agrícola y ganadera, como la producción del mango y la caña de azúcar, la elaboración de quesos, preparaciones para conservas de frutas y verduras, además de la obtención de licores de distintos sabores frutales, así como la producción de miel de abeja son algunas de las principales actividades comerciales. También el lugar es un atractivo turístico por sus hermosas playas, lo que genera un importante ingreso en las temporadas vacacionales principalmente de verano.

1.4. Fisiografía y Clima

El Estado de Veracruz de Ignacio de la Llave se encuentra ubicado en las coordenadas geográficas extremas: al Norte 22°28', al Sur 17°09' de latitud Norte; al Este 93°36', al Oeste 98°39' de longitud Oeste; representando un porcentaje territorial del 3.7% de la superficie del país con un total de 210 municipios. El Estado de Veracruz colinda al norte con Tamaulipas y el Golfo de México; al este con el Golfo de México, Tabasco y Chiapas; al sur con Chiapas y Oaxaca; al oeste con Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí; siendo la capital la Ciudad Xalapa de Enríquez.

El Estado de Veracruz está dividido en siete provincias fisiográficas y sus correspondientes subprovincias de acuerdo con el esquema de clasificación del INEGI en la Carta Fisiográfica del país a escala 1:1,000,000 (*Tabla 1*), que forman parte de las provincias fisiográficas del territorio nacional y son: la Sierra Madre Oriental, la Llanura costera del Golfo Norte, la Faja Volcánica Mexicana, la Sierra Madre del Sur, la Llanura costera del Golfo Sur, la Sierra de Chiapas y Guatemala y la Cordillera Centroamericana.

El área de estudio del presente trabajo se encuentra ubicada dentro de las provincias fisiográficas de la Faja Volcánica Mexicana, encontrándose en ella la subprovincia de Chiconquiaco; y la Llanura Costera del Golfo Sur, en la que se encuentra la subprovincia de la Llanura Costera Veracruzana.

La provincia de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) se caracteriza fisiográficamente como una enorme masa de rocas volcánicas de diversos tipos, acumulada en numerosos y sucesivos episodios volcánicos que se iniciaron a mediados del Terciario y continuaron hasta el presente. Uno de sus rasgos característicos es la franja de volcanes que se extienden de oeste a este, casi en línea recta, más o menos sobre el paralelo 19. Otro rasgo esencial lo dan las amplias cuencas cerradas ocupadas por lagos. La vegetación está representada por bosques de encinos y coníferas que se desarrollan en la franja colindante con la Sierra Madre Oriental con un clima templado a subtropical donde en ciertas épocas del año los vientos del norte varían entre los 40 y 60 km/h llegando hasta los 100 km/h. Sobre el Golfo de México hay pequeñas áreas de bosque mesófilo y selva baja caducifolia con un clima subtropical. Una subprovincia de la FVM es la Sierra de Chiconquiaco que se encuentra la mayor parte dentro del estado Veracruz, donde ocupa una superficie de 6,699.21 km². Su territorio se alterna entre unidades de laderas abruptas y tendidas; además, desde el sur del cuerpo montañoso hasta el río Jamapa se presenta una zona de lomeríos de colinas redondeadas, la mayoría asociados con cañadas y algunos con mesetas. La zona costera presenta variedad de topoformas en las que se incluyen dos mesetas lávicas y una prominencia de roca columnar en Quiahuitlan. La vegetación predominante son matorrales y árboles frutales con un clima que va de subtropical en los lomeríos a tropical en la línea de costa.

Provincia	Subprovincia	% de la superficie estatal
Sierra Madre Oriental	Carso Huasteco	4.93
Llanura Costera del Golfo Norte	Llanuras y Lomeríos	30.31
Faja Volcánica Mexicana	Chiconquiaco	7.92
	Lagos y Volcanes de Anáhuac	3.14
Sierra Madre del Sur	Sierras Orientales	2.44
	Llanura Costera Veracruzana	42.67
Llanura Costera del Golfo Sur	Llanura y Pantanos Tabasqueños	0.85
	Sierra de los Tuxtlas*	4.53
Sierra de Chiapas y Guatemala	Sierras del Norte de Chiapas	2.89
Cordillera Centroamericana	Sierras del Sur de Chiapas	0.32

*Discontinuidad Fisiográfica. FUENTE: INEGI. Carta Fisiográfica, 1:1 000 000.

Tabla 1. Provincias Fisiográficas del Estado de Veracruz.



Figura 3. Provincias Fisiográficas del Estado de Veracruz. : INEGI. Carta Fisiográfica, 1:1 000 000.

La provincia de la Llanura Costera del Golfo Sur, a diferencia de la del Golfo Norte, es una llanura costera de fuerte aluvionamiento por parte de los ríos, los más caudalosos del país, que la atraviesan para desembocar en el sector sur del Golfo de México. La mayor parte de su superficie, a excepción de la discontinuidad fisiográfica de los Tuxtlas y algunos lomeríos bajos, está muy próxima al nivel del mar y cubierta de material aluvial. La subprovincia de la Llanura Costera Veracruzana se localiza dentro de territorio veracruzano, y es la que ocupa mayor extensión entre las otras subprovincias, con 27,001.17 km², que representan el 37.29% de la superficie total estatal. De manera general, esta subprovincia se divide en tres grandes regiones: los sistemas de lomeríos del oeste, la llanura costera aluvial propiamente y los sistemas de lomeríos del sur y sureste, predominando los pastizales, matorrales y árboles frutales con clima que varía de tropical a subtropical hacia las partes altas, donde el lugar es muy afectado por los vientos del norte, y lluvias torrenciales aisladas que varían a lo largo del año.

2. Geología Regional

2.1. Método de Trabajo

El método de trabajo que se realizó en el presente estudio fue el siguiente:

2.1.1. Compilación de la información

La información compilada fue obtenida a partir de la investigación bibliográfica realizada en la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra y de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, facilitando así, la búsqueda en los índices publicados de las revistas de investigación científica y en los libros de las materias correspondientes al tipo de estudio realizado para el presente trabajo, además de una intensa búsqueda de artículos, tablas e imágenes relacionados en páginas de la Web de distintas instituciones públicas.

2.1.2. Fotointerpretación Geológica

Para el estudio del área establecida en el presente trabajo en el Macizo de Palma Sola, se optó por realizar un reconocimiento interpretando fotografías aéreas. Se utilizó una serie de cuatro fotografías aéreas (*INEGI MAR./91 ESC. 1:75,000 R.615/91 D.F. 151.96 L-188 E14-3 N°04 a N°07*) del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (*INEGI*), para la parte occidental del área estudiada, cubriendo un área aproximada de 280 Km², y una serie de cinco fotografías aéreas a escala 1:50,000 (*MISANTLA, VER. Línea 1, F-3 a F-7*) de la Marina Nacional, para la parte costera del área de estudio, que cubre un área aproximada de 75 Km². Con base en la delimitación de estructuras y distintos tipos de materiales, se organizaron las salidas a campo para verificar las rocas y la interacción de los límites entre las distintas litologías, para adquirir las muestras que fueran representativas.

La cartografía geológica se llevó a cabo con la siguiente metodología: se hizo un mapa geológico preliminar a partir de la fotointerpretación geológica y de la interpretación de otros mapas geológicos realizados por *Cantagrel y Robin (1979)*, *Negendank (1985)* y por *Malpica-Cruz, V. M. y Silva-Mora (1988)*, para después ser comprobado en campo; los límites verificados en campo fueron plasmados a un mapa que posteriormente se modificó con las descripciones petrográficas de cuarenta y ocho muestras y los análisis geoquímicos realizados en siete muestras escogidas por su distribución geográfica, para afinar y detallar las unidades litológicas, (*ver mapa Geológico*). En el transcurso del trabajo de campo y la elaboración del mapa geológico fue construyéndose poco a poco la columna estratigráfica propuesta para este trabajo.

2.1.3. Trabajo de Campo y Muestreo

El trabajo de campo se realizó en nueve días, visitando e identificando las rocas en los mejores afloramientos, describiendo su aspecto macroscópico a detalle, midiendo la dirección e inclinación de diques y el patrón de fracturamiento en algunos de estos afloramientos. Se escogieron las mejores muestras, evitando en lo posible que contuvieran material secundario, que en algunas de ellas fue prácticamente imposible, ya que ciertas muestras contienen una fuerte alteración hidrotermal. La ubicación de los puntos visitados y los puntos de control fueron posicionados por GPS (*Sistema de Posicionamiento Global*) en las coordenadas geográficas UTM para el elipsoide de revolución NAD27 en México en el cuadrante 14Q, (*Anexo 1*).

2.1.4. Métodos Petrográficos

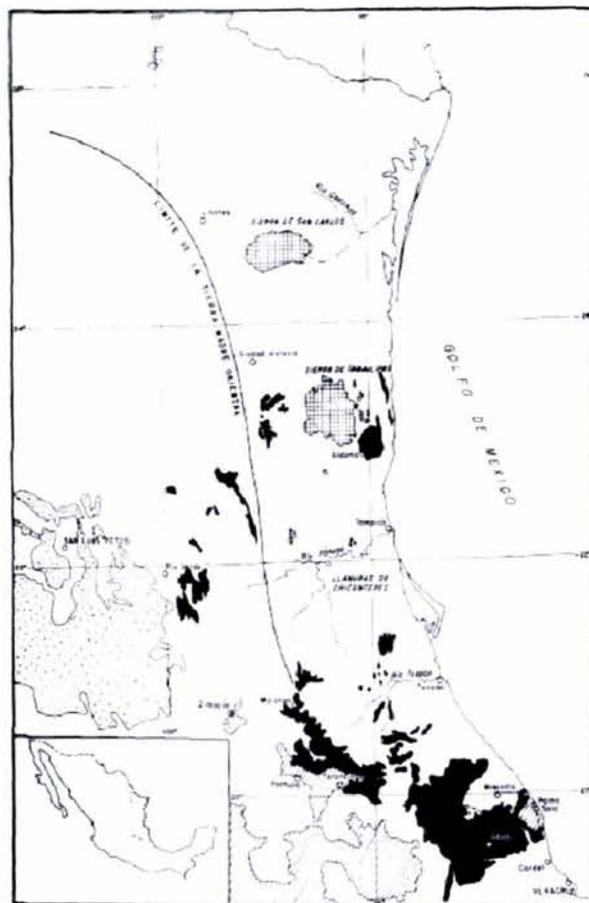
En campo fueron colectadas cincuenta y un muestras, cuarenta y ocho de ellas fueron laminadas y estudiadas petrográficamente. Las muestras tuvieron el tratamiento habitual para obtener láminas delgadas con espesor estándar según los procedimientos del taller de laminación de la Facultad de Ingeniería. El análisis petrográfico de las láminas se efectuó en un microscopio de luz polarizada marca *Olimpus* modelo *BX*. Para fines descriptivos, se distinguieron entre la matriz, fenocristales (> 0.5 mm) y microfenocristales (0.1 - 0.5 mm) primarios como las fases minerales presentes, representados por un porcentaje visual estimado (*Anexo 2 y 3*).

2.2. Estudios Previos

El Macizo de Palma Sola (MPS) fue descrito por primera vez por geólogos de Petróleos Mexicanos en el estudio del Macizo de Teziutlán como parte de los planes de exploración petrolera en búsqueda de hidrocarburos en la Cuenca Cenozoica de Veracruz (*Viniegra, 1965*). La Comisión Federal de Electricidad se ha encargado de realizar diversos estudios en la zona, con la finalidad de aprovechar diversos recursos para la generación de energía eléctrica, desde la geotermia (por la actividad hidrotermal existente en la zona y que posiblemente estuviera relacionada con la actividad hidrotermal en el campo de los Humeros, Puebla), hasta la construcción de una planta nuclear.

Investigadores franceses, a principios de los años setentas hasta los ochentas, realizaron los primeros estudios con fines volcanológicos en la porción oriental de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), donde hallaron rocas alcalinas que están estrechamente relacionadas con rocas calcoalcalinas, y concluyeron que el volcanismo alcalino debería ser

considerado como parte de una provincia volcánica, propuesta como la "Provincia Alcalina Oriental" (Cantagrel y Robin, 1979), que es una franja que se desarrolla a lo largo de la costa del Golfo de México desde el Sur de Veracruz hasta Tamaulipas y el Sur de Texas (Figura 4). Estos investigadores plantean, que la actividad volcánica inició durante el Oligoceno en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, y migró gradualmente hacia el Sur, posicionándose así en la zona de Palma Sola (lugar donde se encuentra la intersección de las dos provincias volcánicas) durante el Plioceno-Cuaternario, que finalmente el volcanismo terminó de extenderse hacia la región de los Tuxtlas, Veracruz en el Reciente. Estos estudios plantean que el origen de los magmas alcalinos se debe a una tectónica distensiva que adelgaza la corteza y permite el libre ascenso de magmas del manto sin alteraciones geoquímicas, y que no tiene relación con la subducción de la placa oceánica en el Pacífico (Demant y Robin, 1975; Robin y Nicolas, 1978; Robin y Tournon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979; Robin, 1982).



Rayado Oblicuo: Vulcanismo de la Faja Volcánica Mexicana Puntitos: Ignimbritas
 Negro: Vulcanismo del Altiplano Cuadrado: Vulcanismo de las Planicies
 Figura 4. Provincia Alcalina Oriental. Demant y Robin, 1975.

A mediados de los años ochentas, investigadores alemanes realizaron estudios petrológicos y estratigráficos que ponen en duda las conclusiones de los investigadores

franceses, explicando que los magmas alcalinos del MPS resultan de la fusión parcial de un manto transformado por la acción de fluidos que provienen de la placa en subducción, y desechan la idea que la presencia de una tectónica distensiva generaría magmas alcalinos (*Negendank et al., 1985*). También, ellos proponen que las rocas magmáticas más evolucionadas, como las rocas volcánicas y subvolcánicas de composición ácida, ubicadas muy cerca de la costa del área de estudio, son el producto de la fusión parcial de la corteza continental (*Besch et al., 1988*).

Estudios recientes del área de Palma Sola fueron efectuados por *López-Infanzón (1991)*, por *Orozco-Esquivel (1995)* y por *Gómez-Tuena (2002)* en sus referentes tesis doctorales, proponen que el origen de las rocas volcánicas de Palma Sola está ligado a los procesos de subducción en la trinchera del Pacífico y que las variaciones composicionales de las distintas rocas magmáticas de la zona se deben a varios componentes de los diferentes procesos generados por el modelo de subducción en combinación con los grandes eventos orogénicos. *López-Infanzón (1991)* propone que el magmatismo se asocia a una tectónica distensiva de trasarco en el sistema de subducción de la Placa de Cocos. *Orozco-Esquivel (1995)* propone que el emplazamiento magmático de la zona se debe a la subducción de la Placa Farallón entre 140 y 20 Ma, a la extensión post-laramídica en el oriente de México en el Oligoceno y a la subducción de la Placa de Cocos desde el Plioceno, sugiriendo así, que las rocas alcalinas de Palma Sola son el producto de la fusión parcial de un manto peridotítico con granate asociado con residuos hidratados ricos en potasio, y que las rocas transicionales y subalcalinas se relacionan a la fusión parcial de un manto peridotítico de espinela, entonces así concluye que el sistema tectónico durante el Mioceno tardío al Plioceno, tuvo una variación transicional a partir de un régimen magmático anorogénico hacia un magmatismo relacionado con la subducción. *Gómez-Tuena (2002)* propone que el MPS está constituido por tres paquetes litoestratigráficos caracterizados por una volcanología y composición completamente diferentes entre sí, con una fase inicial del magmatismo ocurrida durante el Mioceno medio y tardío determinada por el emplazamiento de rocas plutónicas de afinidad subalcalina que pueden estar estrechamente ligadas a la inyección del magma proveniente de la fusión parcial de la corteza oceánica y los sedimentos que la cubren, produciendo magmas de composición inicialmente adakítica, y una fase final al término del Mioceno hasta y durante el Plioceno, donde el magmatismo se identificó como el emplazamiento de rocas volcánicas alcalinas emanadas a lo largo de fallas y fisuras que podría estar relacionado con la inyección de magmas provenientes de la fusión parcial de los sedimentos subducidos hacia una cuña del manto enriquecida y más profunda que la involucrada en la fase anterior. *Gómez-Tuena (2002)* contempla la posibilidad de que la fusión de la corteza oceánica provoque un enriquecimiento de

elementos incompatibles a distintos niveles del manto, que produzcan la contaminación de los magmas provenientes de la cuña del manto, que sería una consecuencia natural del metasomatismo inducido por un largo proceso de subducción.

2.3. Edad y Estructura de la Faja Volcánica Mexicana

La Faja Volcánica Mexicana (FVM) está definida como un arco magmático continental (*Demant, 1978*), que tiene una extensión aproximada de 1000 km de longitud y una amplitud irregular que va entre 20 y 200 km con una dirección preferencial E-W, transversal a las grandes provincias geológicas que tienen una dirección preferencial NW-SE (*Ortega-Gutiérrez et al., 1992*). La edad de la FVM data del Mioceno medio al tardío, donde ésta se establece como entidad geológica distintiva a partir de la disminución del volcanismo de la Sierra Madre Occidental y la intersección con el volcanismo de la FVM, que se evidenciaron a partir de cuantiosos fechamientos isotópicos (*Ferrari, et al., 1999*).

La FVM se divide estructuralmente en tres sectores de acuerdo con los mecanismos y estilos de deformación: occidental, central y oriental (*Demant, 1978*). En las porciones occidental y central se muestran patrones de fracturamiento bien establecidos que parecen estar regidos por la tectónica prevaleciente de la subducción (*Suter et al., 1995*). En la porción oriental los patrones de fracturamiento no se reconocen debido a que han sido ocultados por relleno sedimentario y volcanismo reciente, o porque no existió un patrón tectónico semejante para esta porción (*Gómez-Tuena, 2002*).

Las rocas volcánicas antiguas de la porción oriental, se asocian a campos monogenéticos y a derrames fisurales que se han emplazado a lo largo de fallas y fisuras, que siguen una orientación preferencial E-W (*Márquez et al., 1999*), donde este régimen de fallamiento parece beneficiar al ascenso de magmas antiguos en éste sector, compartiendo así, las características de deformación que afectan a la porción central del arco magmático continental (*Suter et al., 1995*). Aunque la edad, la orientación y la deformación que afectan a la FVM no tengan similitudes entre sí en sus diferentes porciones, las evidencias geológicas indican que la FVM está bajo un marco tectónico distensivo que ha afectado la distribución del magmatismo desde el Mioceno tardío (*Gómez-Tuena, 2002*).

2.4. Estructura y Geología del Basamento

El espesor cortical de la corteza continental en la Faja Volcánica Mexicana (FVM) se va haciendo más grueso de las costas del Pacífico y del Golfo de México al interior del continente, con un espesor promedio de 40 km a lo largo de la provincia, donde el mayor espesor cortical está en la porción oriental con un promedio que varía entre 45 a 50 km, y el

menor espesor cortical se encuentra en las zonas cercanas a las costas del Pacífico y el Golfo de México, con un espesor promedio de alrededor de unos 15 a 20 km (*Urrutia-Fucuguachi, 1986*). Las elevaciones mayores a 3,500 msnm, se sitúan hacia la porción oriental del arco magmático donde la actividad volcánica prevalece en la actualidad, además se puede apreciar que la densidad de estructuras de estratovolcanes es notoria y coincide con el aumento del espesor cortical (*Gómez-Tuena, 2002*).

La FVM que se encuentra emplazada en el basamento, es la que cubre a este basamento en su mayor parte, ya que está oculto dentro de una gran cobertura volcánica y sedimentaria Cenozoica. El territorio mexicano está compuesto por un ensamble de masas corticales, con distintas historias geológicas, que se acrecieron a la placa de Norteamérica en distintos episodios tectónicos (*Campa y Coney, 1983*). Estas masas corticales son llamadas terrenos tectonoestratigráficos, que son un conjunto de rocas cristalinas que tienen ciertas relaciones de edad, naturaleza y evolución geológica entre sí, en la cual, presentan una evolución cinemática que delimita estos terrenos tectónicamente (*Ortega-Gutiérrez et al., 1994*). Los terrenos tectonoestratigráficos (*Figura 5*) que se encuentran emplazados por la FVM son: El Terreno Guerrero, El Terreno Mixteco y El Terreno Oaxaquia, en el que cada uno de ellos tiene una evolución geológica compleja, pues su extensión, límites tectónicos y composición están en discusión en la actualidad (*Ortega-Gutiérrez et al., 1994* y *Gómez-Tuena, 2002*).

Las características de los terrenos mencionados son las siguientes: El Terreno Guerrero se encuentra hacia la costa del Pacífico en los límites al sur con el Terreno Chatino, al este con el Terreno Mixteco y Oaxaquia, y al norte con Oaxaquia; éste delimita en la parte occidental a la FVM, y está compuesto por rocas volcánicas y volcanoclásticas de transición oceánica a continental con una gran cantidad de rocas sedimentarias marinas de edades que varían del Triásico al Cretácico (*Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997*). El Terreno Mixteco está delimitado al sur por el Terreno Chatino, al este con Oaxaquia y al norte delimita a la FVM; este terreno está formado por rocas metasedimentarias y metabasitas de semejanza oceánica a continental en facies de anfibolita, eclogita y esquisto verde, contiguo a intrusiones graníticas y fases de migmatización, todas estas rocas pertenecientes al Complejo Acatlán con edades que varían del Ordovícico al Devónico (*Ortega-Gutiérrez et al., 1994*). Oaxaquia es mencionado como un microcontinente (*Ortega-Gutiérrez et al., 1995*) y está definido por rocas del sector oriental de México como metapelitas, gneisses cuarzofeldespáticos, granulitas, eclogitas, anfibolitas y mármoles, todas estas rocas intrusionadas por anortositas, charnokitas y gneisses máficos granatíferos, donde la secuencia está metamorfozada en facies de granulita a anfibolita con edades que varían de 1200 a 1000 Ma (*Ortega-Gutiérrez, 1984*).

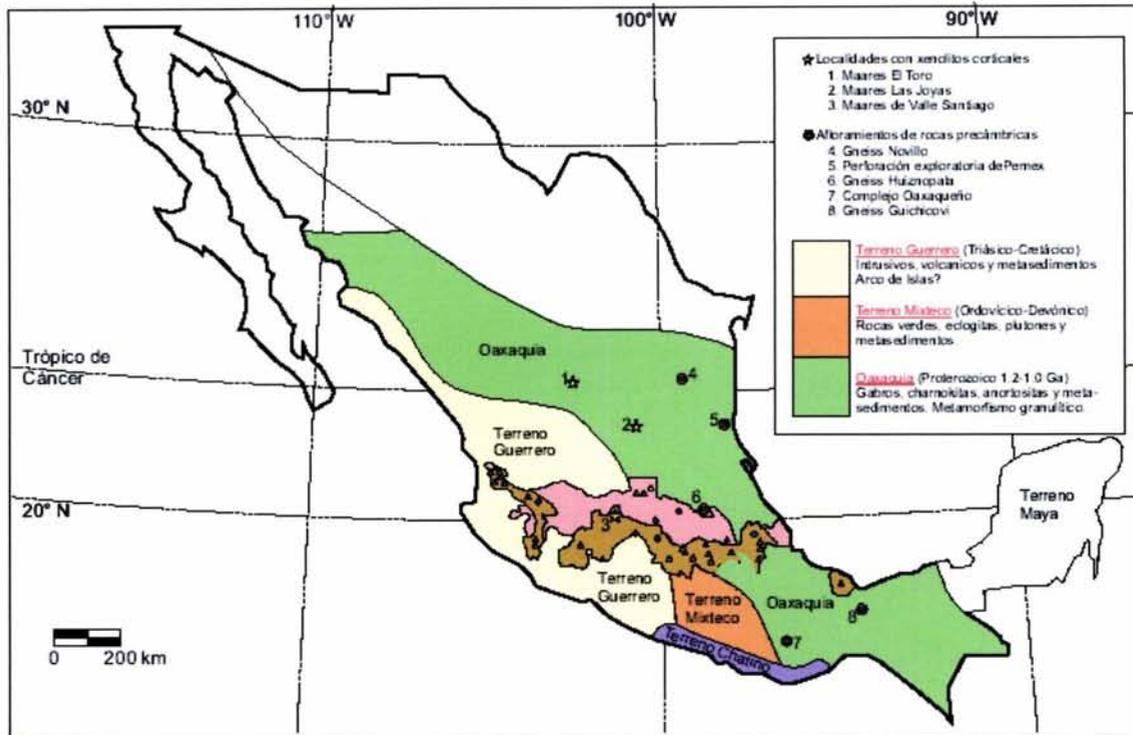


Figura 5. Mapa simplificado de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos que podrían formar el basamento de la FVTM. Modificado de Campa y Coney (1983); Ortega-Gutiérrez et al., (1994); Sedlock et al., (1993); Ortega-Gutiérrez et al., (1995) y Ruiz et al., (1988b). Bajo este esquema, la porción oriental de la FVTM y la región de Palma Sola estarían subyacidos por el microcontinente grenvilliano Oaxaquia.

3. Geología del Macizo de Palma Sola

La estratigrafía descrita en los trabajos previos de *Cantagrel y Robin (1979)*, *López-Infanzón y Torres-Vargas (1984)* y *Negendank et al. (1985)*, permite tener un panorama global de las principales unidades litoestratigráficas de la región de Palma Sola, (*Figura 6*).

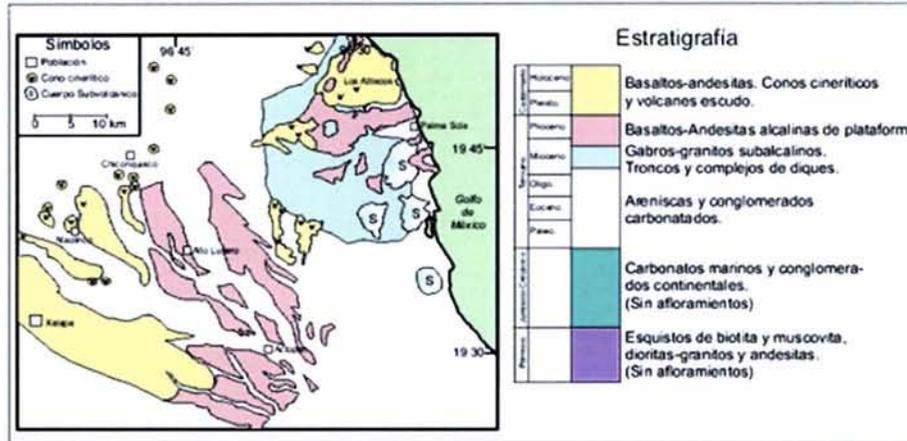


Figura 6. Mapa geológico simplificado de la región de Palma Sola, modificado a partir de Cantagrel y Robin (1979); López-Infanzón y Torres-Vargas (1984); Negendank et al. (1985) y López-Infanzón (1991). El basamento no se encuentra expuesto en el área del mapa, pero ha sido verificado en pozos exploratorios de PEMEX y correlacionado estratigráficamente con el "Macizo de Tezuitlán" (López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984). Rocas del volcán "El Volcanito", que afloran en los alrededores de Naolco, fueron fechadas recientemente en 900 años por Siebert y Carrasco-Núñez (en prensa), indicando que el vulcanismo ha sido prácticamente continuo desde el Mioceno medio hasta las fechas pre-hispánicas.

Figura 6. Geología y Estratigrafía del Macizo de Palma Sola. Modificado de Negendank, et al., 1985 por Gómez-Tuena, 2002.

En este trabajo se propone una división estratigráfica a partir de unidades litoestratigráficas detalladas para la parte costera del Macizo, describiéndolas megascópica y microscópicamente, analizando la secuencia para solamente algunas unidades en duda en el capítulo cuatro.

En este capítulo se describe la estratigrafía proporcionada por los autores antes mencionados, en comparación con la columna estratigráfica (*Figura 7*) propuesta en el presente trabajo para las unidades de la costa del Macizo de Palma Sola (MPS) que abarcan el rango de edades desde el Mioceno Medio hasta el Cuaternario.

Columna Cronolitoestratigráfica

Era	Periodo	Época	Unidad	Sub-unidad	Edad	Edad Geocronológica	Litología
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	7	-	? Orden estratigráfico en campo	-	Zona Costera "Punta Boca Andrea". Rocas Piroclásticas dispuestas de una manera caótica entre fragmentos de unos pocos centímetros a varios metros entre una matriz muy fina.
			6	2	10,000 – 2,000 años	2,000 años	Basaltos Sub-alcálinos Jóvenes, que se encuentran hacia la costa y se presentan muy sanos y con una gran cantidad de vesículas.
		Pleistoceno	1		1.6 – 0.01 Ma	0.194 ± 0.1 Ma Malpica-Cruz	Basaltos Sub-alcálinos Antiguos, que se encuentran hacia la base del volcán de "Los Atlixcos", presentándose muy sanos y de manera pseudoestratificada que representa el flujo de lavas
	Terciario	Plioceno	5	Lavas Chiconquiaco	3.2 - 2.9 Ma	3.05 ± 0.05 Ma Negendank, et al. 1985	Basaltos Alcalinos que se encuentran en una amplia extensión de mesas basálticas que llegan hasta la playa al norte de la Planta Nucleoeléctrica "Laguna Verde", que se encuentran emplazadas por una serie de diques hacia la parte poniente de la zona de estudio.
				Laguna Verde			
			4	-	? Orden estratigráfico en campo	-	Silexitas, roca silícica con alto contenido de volátiles, que emplazan en gran parte a las secuencias de lavas andesíticas y basálticas de la costa de la zona de estudio.
			3	-	? Orden estratigráfico en campo	-	Diorita llamada Tómbolo La Villa Rica, que se observa la roca masiva y muy fracturada, con ciertas estructuras de fracturamiento e intemperismo.
		Mioceno Tardío	2	Diques	11.4 - 5.3 Ma	-	Diques Básico – Intermedios, que se encuentran en la parte poniente de la zona de estudio y son de texturas finas con muchos ferromagnesianos.
				3	7 - 5 Ma	6.5 ± 0.2 Ma Cantagrel y Robin, 1979; Negendank, et al., 1985	Dacitas que se encuentran un poco alteradas por hidrotermalismo y se encuentran comúnmente intercaladas con las Andesitas y su mayor afloramiento es el cuello volcánico del Cerro de "Los Metates", Quiahuitlan.
			2	Andesitas, secuencias de derrames de gran espesor de la parte central al poniente de la zona de estudio de color verde, muy sana y presentando alteración hidrotermal en las partes intrusadas por diques.			
		Mioceno Medio	1		16 - 7 Ma	14.0 ± 0.5 Ma Negendank, et al., 1985	Basaltos Alcalinos, base de la secuencia de lavas que se encuentran aflorando en una pequeña sierra al sur de la zona de estudio encontrándose un poco alterada por las intrusiones y por el intemperismo biológico.
			1	-	17.5 - 16 Ma	17.0 ± 0.6 Ma Negendank, et al., 1985	Microdiorita, roca más antigua de la zona aflorando frente a la Laguna Verde, donde se nota sana, masiva y muy fracturada, con un espesor considerable de al menos 20 metros.

Figura 7. Columna Cronolitoestratigráfica de la parte Oriental del Macizo de Palma Sola hecha en campo y corroborada con los análisis bibliográficos, petrográficos y químicos.

3.1. Basamento

El basamento no se encuentra aflorando en la región de Palma Sola y solamente ha sido identificado en pozos exploratorios que Petróleos Mexicanos y Comisión Federal de Electricidad han perforado para sus estudios de sondeo, que se han reportado internamente para esas instituciones.

Las rocas del basamento están conformadas por esquistos de moscovita y una fracción menor de rocas metavolcánicas y metaplutónicas en facies de esquistos verde, hallándose asociadas a un complejo plutónico de composición variante de máfica a félsica, que aparentemente migmatizó a un paleosoma compuesto por esquistos de moscovita y biotita, con edades reportadas de entre 269 ± 22 Ma en moscovita por el método de K-Ar y 252 ± 20 Ma en biotita por el mismo método, aflorando esta secuencia sobre el cauce del río Apulco en la región de Mazatepec y Altotonga, entre los Estados de Puebla y Veracruz (López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984).

Las rocas plutónicas reportadas en perforaciones de pozos exploratorios de Petróleos Mexicanos, a una profundidad promedio de 3000 m, tienen una composición granodiorítica con edades que van entre los 424 ± 16 Ma a 233 ± 19 Ma entre las regiones de Misantla y Plan de las Hayas, Veracruz (López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984).

La base de la secuencia del basamento estudiada por Gómez-Tuena (2002) en el área de Tlatlauquitepec-Caltepec-Altotonga, está formada por esquistos de clorita y mica blanca, clasificado como un esquistos metapelítico foliado y con un aspecto de milonitización, con intercalaciones de cuarzo y feldespato y folios de moscovita y clorita, supuestamente correlacionada con rocas pérmicas que estudiaron López-Infanzón y Torres-Vargas (1984) en la propia zona. Sobre estos esquistos se encuentran rocas esquistosas de cuarzo, feldespato, clorita y epidota fuertemente foliadas, y con evidencia de milonitización (Gómez-Tuena, 2002) descritos por Ángeles-Moreno y Sánchez Martínez (2002) y fueron llamados los Complejos Miloníticos Xacayucan y La Soledad con edades que varían del Paleozoico (¿?-Carbonífero-Pérmico) al Triásico.

3.2. Mesozoico

Las rocas del Mesozoico se encuentran expuestas en la región de Tezuitlán e identificadas en pozos exploratorios en Jalapa, Veracruz. Estas rocas están constituidas por secuencias sedimentarias continentales del Triásico tardío de la Formación Huizachal sobreyacidas por rocas marinas del Jurásico Inferior de la Formación Huayacocotla, y la cima está compuesta por rocas sedimentarias continentales con componentes

volcanogénicos del mismo Jurásico Inferior (*López-Infanzón y Torres-Vargas, 1984*). Las rocas del Jurásico Superior y del Cretácico están caracterizadas por series carbonatadas de plataforma y cuenca de las Formaciones Orizaba, Guzmantla y Atoyac entre las Cuencas de Córdoba y Tampico-Misantla que fueron deformadas entre finales del Cretácico e inicios del Terciario por la Orogenia Laramide.

3.3. Magmatismo Terciario y Cuaternario

Las rocas magmáticas más antiguas del área de estudio son rocas intrusivas e hipabisales que varían de dioritas a granitos con una composición predominantemente diorítica calcoalcalina, que están cortadas por diques alcalinos (*Negendank et al., 1985*), las cuales se encuentran a lo largo de la costa formando troncos y diques, que presentan mineralizaciones de sulfuros y alteraciones de clorita y epidota. El fechamiento de las rocas intrusivas es alrededor de 17.0 ± 0.6 Ma por el método de K-Ar en la Microdiorita Laguna Verde (*Cantagrel y Robin, 1979*), donde estas rocas deben ser consideradas como una formación magmática antigua, porque existe una discordancia erosional superior con las unidades volcánicas más recientes (*Negendank, et al., 1985*). La discordancia superior entre los cuerpos intrusivos y la secuencia volcánica está señalada por un horizonte de erosión que permitió el afloramiento de la superficie de los intrusivos de grandes dimensiones, donde también es común encontrar diques alimentadores de los derrames basálticos alcalinos que cortan a las rocas plutónicas (*Gómez-Tuena, 2002*). Todo esto indica, que la actividad magmática comenzó en esta región durante el Mioceno, con el emplazamiento de rocas magmáticas calcoalcalinas, y el rango de edades obtenidas en los estudios anteriores concuerda con el inicio de la actividad magmática en varias partes de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), donde las edades marcan aproximadamente 16 Ma.

La secuencia que varía del Mioceno tardío al Plioceno, es la secuencia litológica representativa del área de Palma Sola, que consta de extensos derrames basálticos emplazados por fallas y fracturas que cortan directamente a los cuerpos intrusivos, teniendo edades reportadas por el método de K-Ar entre 9.4 ± 0.9 a 0.82 ± 0.08 Ma, aunque la mayor parte de las rocas se encuentran en el intervalo de edades del Plioceno (*Negendank et al., 1985*). Los basaltos están emplazados discordantemente en los cuerpos intrusivos y están cubiertos por depósitos de escoria basáltica procedentes de conos volcánicos monogenéticos, lo cual nos sugiere, que esta secuencia basáltica representa una fase magmática independiente y específica en composición, edad y mecanismo de emplazamiento, diferenciando así, a las secuencias intrusivas subyacentes a las rocas volcánicas que cubren a esta secuencia basáltica (*Gómez-Tuena, 2002*).

Las rocas que representan al magmatismo del Cuaternario afloran a lo largo del MPS y sobreyacen a los basaltos fisurales o a los cuerpos intrusivos. Los fechamientos reportados de estas rocas se encuentran en el rango entre 0.8 a 0.02 Ma (*Negendank et al., 1985*). Los mecanismos de emplazamiento, la edad y la composición química de las rocas constituyen un cambio de las condiciones genéticas del magmatismo.

3.4. Descripción Estratigráfica del Área de Estudio

En el presente trabajo, la descripción estratigráfica de la columna propuesta es de gran importancia, ya que da un amplio panorama acerca de cómo se encuentran las unidades determinadas en ésta columna estratigráfica, para así poder identificar a cada una de las unidades en campo. A continuación se describen los aspectos de campo más importantes de las unidades cronolitoestratigráficas.

3.4.1. Unidad 1. Cuerpo de afinidad Intrusiva del Mioceno

Esta roca es considerada como la base del Macizo de Palma Sola, con una edad reportada de 17.0 ± 0.6 Ma por el método de K-Ar en la microdiorita (*Cantagrel y Robin, 1979*), representada por la muestra ACT008 (*ver mapa geológico*). El afloramiento se encuentra en la cantera "La Pedrera" que está en la carretera federal 180 en el km 169 frente a la Laguna Verde (*fotografía 1*).



Fotografía 1. Cantera "La Pedrera", se destaca el intenso fracturamiento de la Microdiorita.

El afloramiento tiene 20-25 m de espesor con una extensión aproximada de 500 m con contactos hacia el norte y hacia sur con los cuerpos de lava basálticos de una supuesta composición alcalina del Plioceno. En la cima del afloramiento se nota la superficie de erosión de este cuerpo con un intemperismo químico biológico. En muestra de mano la roca tiene una película de color pardo rojizo a la intemperie, y un color gris verdoso al fresco, presentando un aspecto cristalino de grano fino a medio, notándose la roca compacta, masiva y poco fracturada. Los minerales observados con lupa fueron feldespatos y ferromagnesianos. En algunos rodados se observaron con facilidad minerales de origen hidrotermal como sulfuros y carbonatos como la pirita en cubos de 2 a 4 mm y pequeños cristales de calcopirita en bajas proporciones, además hay calcita relleno las fracturas de la roca. A la roca se le dio una clasificación preliminar según su fábrica, su relación mineral y su aspecto físico, como una roca intrusiva de composición intermedia o diorítica.

Negendank, et al. (1985) en su trabajo, muestra un plano geológico con un intrusivo de composición diorítica - granodiorítica que también formaría parte del basamento del Macizo de Palma Sola, ubicado en el arroyo La Candelaria al sur del volcán de Los Atlixcos, que fue descrito por *Monter-Ramírez, et al. (2003)* en trabajos académicos inéditos en un proyecto de la Facultad de Ingeniería. La roca está en contacto discordante con los derrames basálticos de composición toleítica. Ésta roca se describe macroscópicamente de la siguiente manera: el color de la roca fresca es gris claro a blancuzco y el color de la roca intemperizada es gris pardo verdoso, presentando una fábrica ligeramente porfídica con fenocristales de feldespatos, cuarzo, micas y ferromagnesianos, en los cuales, los minerales máficos forman lentes o bandeamiento, con una matriz aparentemente microcristalina, con xenolitos de rocas metamórficas y/o rocas ultramáficas. La roca fue clasificada en campo como una Granodiorita (*Monter-Ramírez, et al., 2003*). Se destaca la presencia de diques aplíticos formados principalmente de cristales de cuarzo y feldespato (*Gómez-Tuena, 2002*).

3.4.2. Unidad 2. Zona de los Antiguos Cuerpos de Lava emplazados por Diques

Esta unidad está representada en el plano geológico con un solo color, pero conforman a las sub-unidades 1, 2, 3 y los diques que cortan a toda la unidad 2. Esta variedad de rocas, que completan a esta unidad, son una serie de derrames que tienen espesores entre 1-10 m con intercalaciones de lavas basálticas de afinidad alcalina, que subyacen a una secuencia de lavas de espesores similares de composición aparentemente intermedia variando de andesítica a dacítica. Todas estas sub-unidades están emplazadas por una serie de diques de distintas composiciones magmáticas.

3.4.2.1. Sub-unidad 1. Derrames de composición Basáltica con afinidad Alcalina del Mioceno Medio

Estos derrames basálticos de afinidad alcalina tienen una edad reportada por *Cantagrel y Robin (1979)* de 14.0 ± 0.5 Ma en roca total por el método de K-Ar. Según la columna estratigráfica compuesta, propuesta en el presente trabajo, estas rocas son las lavas más antiguas del Macizo de Palma Sola. Las muestras que representan a estos derrames se encuentran en la parte suroeste del área de estudio en el mapa geológico y son las muestras AMA-20.2, AMA-20.3, AMA-20.4, AMA-21, AMA-25 y AMA-26, con estudios petrográficos y las muestras AMA-26, U74 y U76 con análisis químicos (estas dos últimas estudiadas por *Negendank, et al., 1985*). El afloramiento de estas rocas se encuentra en mesetas basálticas y en una serie de escalones de 1 a 10 m de espesor que van formando los cerros en esa parte de la zona (*fotografía 2*). Estas rocas cubren una extensión aproximada de 15 a 20 km² en formas irregulares del terreno y con contactos horizontales entre las rocas andesíticas, así como contactos laterales en la periferia de estos cuerpos de afinidad alcalina. Hacia la periferia, en su parte más oriental, la roca está intrusionada por diques intermedios, quedando las rocas muy alteradas tanto en los diques como en los basaltos alcalinos.



Fotografía 2. Escalones de derrames basálticos alcalinos en el Punto AMA-20, cercano a la población "El Porvenir".

En muestra de mano las rocas tienen generalmente un color que cambia de pardo rojizo claro a oscuro a la intemperie, y al fresco la roca es de color gris ligeramente oscuro a claro con tonos blancos y negros, presentando una fábrica microcristalina-afanítica hasta ligeramente porfídica, notándose la roca en general compacta, masiva y poco fracturada. A simple vista, los minerales observados fueron cristales de feldespatos (1-2 mm) y ferromagnesianos (0.5-1 mm), predominando los microlitos. En la clasificación preliminar de campo, la roca fue llamada basalto a basalto andesítico ya que por su color claro y

abundancia de feldspatos fue clasificada de este modo, pero con la comparación de la petrografía y los análisis químicos, pudieron afinarse detalles para su clasificación.

3.4.2.2. Sub-unidad 2. Lavas de composición Andesítica

Los derrames andesíticos cubren la mayor parte de la porción suroeste del área limitada en la zona de estudio, teniendo una edad de 6.5 ± 0.2 Ma datada por *Negendank, et al. (1985)*, por el método de K-Ar en roca total, llamándole así, al grupo de las rocas alcalinas y andesíticas como la "*Formación Antigua*" ("*Volcanics of the Old Formation*"). Estas rocas también llegan a ser emplazadas por diques pero de composición básica a intermedia y se pueden ver claramente en los cortes carreteros y en los cortes de los ríos que se encuentran en la parte oeste-suroeste del mapa geológico, pero hacia la parte oriental existen una serie de cuerpos intrusivos ácidos que emplazan o que contactan a estas rocas andesíticas. Las muestras que representan estas lavas son AMA-1E, AMA-112, AMA-3, AMA-7, AMA-10, AMA-17, AMA-23.1 y AMA-24, en las que se realizaron sus correspondientes estudios petrográficos y el análisis químico de la muestra AMA-17. Las rocas de esta sub-unidad forman un relieve muy accidentado, abrupto, con algunas tendencias de dirección en los flujos de lava, y también hay barrancas formadas por la erosión fluvial (*fotografía 3*). En cortes carreteros hay paredes de roca maciza de composición andesítica de hasta 15 a 20 metros de espesor y alrededor de 200 m de largo en la carretera, y en algunos ríos o arroyos la profundidad de estos se observa de hasta más de 100 metros.



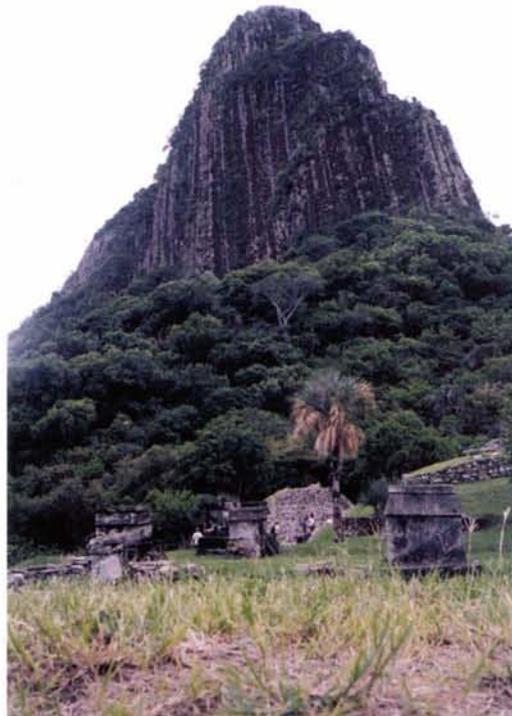
Fotografía 3. Roca Andesítica masiva y fracturada del Punto AMA-7, entre las poblaciones de "La Luz" y "Las Goteras".

En muestra de mano las rocas presentan un color gris pardo claro con tonos rosas y anaranjados a pardo rojizo óxido a la intemperie, y un color gris verdoso con tonos blancos y negros al fresco, presentando un aspecto microcristalino a porfídico con minerales

observados a la lupa como feldespatos y ferromagnesianos de 0.5 a 1 mm. La roca es masiva, compacta y poco fracturada. Por la relación mineralógica, su fábrica y aspecto físico, la roca, en una clasificación preliminar, se le llamó Andesita.

3.4.2.3. Sub-unidad 3. Cuerpos Dacíticos

Estas rocas se encuentran en la parte sureste de la zona de estudio, intercalándose con las andesitas de esa parte del área, pero se presenta un cuerpo aislado en forma de cuello volcánico. Estos derrames no son abundantes pero están intercalados en la zona de emplazamiento de diques ácidos. La roca tiene una edad de 6.5 ± 0.2 Ma datada por *Cantagrel y Robin (1979)* por el método de K-Ar en roca total en el Cerro de los Metates, que es una de las muestras estudiadas petrográficamente en el presente estudio. Las muestras que representan a estos cuerpos son muestras aisladas de afloramientos pequeños entre depósitos recientes (AMA-9), entre algunos derrames andesíticos (AMA-22) y en el cuello volcánico (ACT006). El cuerpo ígneo que tiene la forma de cuello volcánico, presenta las características texturales típicas de una roca subvolcánica o hipabisal, además muestra estructuras como el diaclasamiento vertical parecido a las rocas volcánicas columnares (*fotografía 4*).



Fotografía 4. Cerro de los Metates, zona arqueológica "Quiahuixtlan".

En muestra de mano la roca es de color gris oscuro a pardo rojizo a la intemperie y al fresco es de color gris claro a gris ligeramente verdoso con tonos blancos y negros. La fábrica de la roca es porfídica con minerales observados a la lupa como feldespatos,

algunos cristales de cuarzo y algunos ferromagnesianos de 0.5 a 2 mm. La roca es compacta, masiva, muy fracturada y un poco alterada. Según los minerales observados, su fábrica y el aspecto físico de la roca, éstas fueron clasificadas como rocas volcánicas intermedias a ligeramente ácidas, pues alguna muestra tiende a estar entre andesita y dacita.

3.4.2.4. Diques emplazados en los Cuerpos de Lava

Estos diques tienen una disposición de orientación preferencial muy general que va de E-W donde los diques de composición básica se encuentran en la porción oeste del mapa y los ácidos hacia la porción oriental, aunque con sus excepciones. Esto nos puede indicar, de una manera muy general, que si se trata de una fuente magmática, ésta tiene una evolución de cristalización burdamente determinada y delimitada.

Los diques básicos están representados por las muestras AMA-4, AMA-6 y en la posición del punto AMA-23. Estas rocas afloran en cortes de caminos, carreteras y en las laderas de los ríos, donde los diques tienen una dirección preferencial NE-SW 10° - 30° con una inclinación entre 55° - 70° hacia el NW, con espesores de 0.5-1.0 m en contacto con andesitas de la sub-unidad 2. El estado o la calidad de la roca es malo, ya que está alterada, pues la roca es deleznable, poco compacta y fracturada, además presenta minerales de alteración derivados de ferromagnesianos que indican una alteración hidrotermal. Los minerales identificados con lupa fueron feldespatos alterados a minerales arcillosos y piroxenos alterados a clorita. En la muestra AMA-6 la roca está mejor conservada, mucho más compacta y poco fracturada, pero hay una serie de diques que acompañan a este dique principal. Estos diques tienen una composición similar con una aparente ligera variación, pero lo que varía es el color de los diques de negro a rojizo y de gris cremoso a amarillo cremoso, y esto se debe a la intensa alteración posiblemente hidrotermal que cambió el aspecto físico de estos diques (*fotografía 5*).



Fotografía 5. Diques básicos del Punto AMA-6, en un corte al sur de la población "El Limón".

Los diques conservan su fábrica y mineralogía muy similar al dique mejor conservado o menos alterado. En muestra de mano estas rocas son de color gris claro a oscuro con tonos negros y algunos blancos al fresco, a la intemperie son de color gris pardo rojizo. Los minerales primarios observados con lupa son ferromagnesianos y feldespatos. El aspecto de la roca es de microcristalino a porfídico con cristales de 0.5-1.0 mm de ferromagnesianos y feldespatos envueltos por microlitos de feldespatos. Los diques son llamados en general gabros en una clasificación preliminar de campo.

Los diques de composición intermedia están representados por las muestras AMA-20.1, AMA-23.2 y AMA-23.3, ubicadas en las periferias de los derrames de composición basáltica con afinidad alcalina de la sub-unidad 1. Estos diques conservan la misma dirección, orientación e inclinación de los diques básicos, así que quizás se emplazaron en un patrón de fracturamiento en una zona de extensión donde los esfuerzos principales son perpendiculares a la dirección de los diques. En general estos diques son rocas compactas y poco fracturadas, presentando fábricas desde equigranulares de 0.5-1.0 mm hasta porfídicos de cristales <0.5 mm a cristales >1.5 mm, donde quizás esta diferencia de granularidad se deba al enfriamiento y diferenciación de los diques en una zona muy cercana a la superficie. En muestra de mano estas rocas son de color gris claro a gris verdoso con tonos blancos y negros de aspecto cristalino al fresco y un color pardo rojizo óxido a la intemperie. En ella se pueden observar claramente cristales de feldespatos, ferromagnesianos y minerales opacos. Por todas estas características, estos diques fueron clasificados preliminarmente como dioritas, pero con la petrografía la clasificación será más precisa.

En la parte más cercana a los cuerpos intrusivos ácidos de la unidad 4, se encuentran unos pequeños diques de composición ácida que muy posiblemente están asociados con las rocas muy ricas en cuarzo de esta unidad, llamadas Silexitas (*Negendank et al., 1985*) ó Cuarzolitas. Estos diques están emplazados en las lavas andesíticas conservando su orientación e inclinación con respecto a los otros diques. Toda esa zona está muy alterada por un posible evento hidrotermal, pues se presentan minerales de alteración hidrotermal. Estos diques tienen un espesor aproximado de 20-50 cm y 1-5 m de largo en el afloramiento (*fotografía 6*). En muestra de mano la roca tiene una pátina de color pardo rojizo a la intemperie, y un color gris verdoso al fresco, presentando un aspecto cristalino de grano fino a medio, notándose muy compacta, masiva y poco fracturada. Los minerales observados con la lupa son cuarzo, feldespatos y minerales opacos, dando un aspecto sacaroso y por estas razones la roca fue clasificada como un microgranito. La roca al emplazarse en la secuencia de lavas forma una aureola de reacción debido a la presencia de fluidos en la parte de alteración entre la roca encajonante y el dique.



Fotografía 6. Dique ácido emplazando a lavas andesíticas del Punto AMA-4, cerca de la población "El Ojital".

3.4.3. Unidad 3. Cuerpo de afinidad Intrusiva Diorítica

Este cuerpo está ubicado en la llamada Punta Villa Rica o Tómbolo de la Villa Rica y está representado por la muestra AMA-8. Esta roca no está reportada en la literatura aunque su acceso es fácil, y llama la atención por su composición mineralógica que quizás esté relacionada con el cuello volcánico antes mencionado. Esta roca aflora sobre la línea de costa y está parcialmente cubierta por depósitos recientes de arena en forma de dunas hacia las periferias del cuerpo. La estructura tiene una extensión aproximada de 0.1 km². El tómbolo tiene 2 fracturas verticales principales llamadas las Quebradas (fotografía 7), teniendo una orientación aproximada hacia el N franco con una variación de $\pm 5^\circ$ con amplitudes o separación de la fractura de 5 a 20 m. Todo el cuerpo está fracturado y presenta 5 orientaciones principales preferenciales de fracturamiento: N-S, vertical; N30°E, vertical; N75°E, vertical; N20°W, 30°E; N75°W, 50°E. La forma y la estructura del cuerpo parece ser de un domo, pero la fábrica de la roca indica que es un cuerpo plutónico que ascendió, se emplazó, y se fracturó por el brusco cambio de presión. En la cima de este cuerpo se pueden observar estructuras esferoidales en las rocas, que es la ruptura en capas alrededor de un núcleo parecido a una exfoliación llamada Litofisas (fotografía 7).



Fotografía 7. De izquierda a derecha; Tómbolo de la Villa Rica donde se nota al centro de la estructura la principal fractura llamada "Las Quebradas"; Litofisas; Líneas de Leizemberg. Punto AMA-8.

En muestra de mano la roca se nota cristalina de grano medio a fino (<0.1 - 2 mm), de color gris amarillento claro a la intemperie y un color gris claro ligeramente pardo con tonos negro y blancos al fresco, siendo la roca compacta, masiva y fracturada. Los minerales observados a la lupa fueron feldespatos y ferromagnesianos, y también hay gran cantidad de xenolitos de una aparente roca metamórfica de aproximadamente 3 cm de diámetro en promedio. En la base del cuerpo, cerca del mar, se puede observar el fenómeno del intemperismo químico en estas rocas, pues se forman unas bandas de oxidación concéntricas llamadas líneas de "Liesengeng" (García-Gutiérrez, L., 2003) (fotografía 7).

También se presentan intemperismo y erosión en forma de enrejado de gallina macroscópica, pues después de la erosión de las orillas de las rocas entre fracturas, éstas son rellenadas por CaCO_3 , el cual, forma este enrejado. La roca por las características descritas fue clasificada como una Diorita.

3.4.4. Unidad 4. Cuerpos de afinidad Intrusiva Ácida

Estos cuerpos están representados por las muestras ACT007, AMA-2, AMA-11, AMA-12, AMA-15, AMA-18 y AMA-19. Los cuerpos afloran en su mayor parte hacia la zona oriental del mapa y también en algunos puntos sobre la carretera que va de Palma Sola a Plan del Río en la porción central-norte de la carta hacia el oeste (ver plano geológico). Estos cuerpos aislados, o quizás sea un solo cuerpo que aflora en una amplia extensión en algunos lugares, son el producto de la evolución de una cámara magmática para dar un producto final. En la muestra AMA-2 la roca está estrechamente relacionada con los diques que se encuentran emplazados en los puntos AMA-1, AMA-3 y AMA-4 en la roca andesítica, pues son diques graníticos con texturas muy similares a este cuerpo, además de que éste también corta a las rocas andesíticas. Hacia el este del punto AMA-2, en el poblado de Arroyo Agrio (punto ACT007), aflora esta roca con variaciones de color y con fragmentos de roca (fotografía 8).



Fotografía 8. Silicea aflorando entre el suelo y la vegetación en el punto ACT007, cerca de la población "Arroyo Agrio".

La roca en general es de color gris claro a gris rojizo claro cremoso con tonalidades que cambian a blanco, amarillo, pardo rojizo y gris claro al fresco y a la intemperie varía mucho según la cantidad de óxidos que contenga la roca, pues la roca puede variar desde rosada hasta un rojizo óxido. Esta roca presenta líneas que dan el aspecto de fluidez, como bandas de distinta coloración y también se pueden observar en algunos lugares vesículas hacia la parte más superficial y superior de la roca. La roca es muy dura, masiva y compacta, y tiene una fábrica afanítica que da la impresión de ser un derrame silíceo. En algunas zonas, esta roca presenta fragmentos de otras rocas como si se tratara de una brecha, pues son fragmentos de basalto y andesitas envueltos en la matriz silícea que predomina, pero a su vez, la roca tiene variaciones importantes de óxidos de fierro y esto se asocia al contenido de los fragmentos de rocas que contenga este cuerpo. A esta roca se le dio una clasificación preliminar de campo como una roca silicificada, pero la literatura y los estudios petrográficos realizados en el presente trabajo, muestran otro punto de vista.

3.4.5. Unidad 5. Cuerpos de Lava Basálticos con afinidad Alcalina del Plioceno

Estos derrames basálticos con afinidad alcalina se encuentran en la parte del centro al centro-norte del mapa geológico, y están divididos en dos grupos de derrames alcalinos según sus edades radiométricas.

El primer conjunto de derrames se encuentra sobre la costa entre la Boca Barra Palma Sola y la llamada Punta Limón, donde se encuentra la planta nucleoelectrica "Laguna Verde", siendo estos basaltos el basamento de ésta central. Estos basaltos son los llamados "Basaltos Laguna Verde" por *Cantagrel y Robin (1979)* teniendo una edad reportada de 3.1 ± 0.1 Ma en roca total por el método de K-Ar por los mismos autores. Las muestras que representan a estos derrames se encuentran embebidas en una serie de eventos piroclásticos, relacionados con la actividad magmática de la zona en la parte costera del área, en la Punta Boca Andrea. Estas muestras están representadas en los puntos ACT001 y ACT002, y son las mismas lavas basálticas que se encuentran en la central nucleoelectrica, estudiadas con métodos petrográficos y algunas muestras tienen análisis químicos del trabajo de *Negendank, et al. (1985)*. Estas rocas afloran como derrames de espesores de 5 a 10 m, formando algunas cortas planicies basálticas hacia la costa cubriendo una extensión aproximada de 6 a 8 km², teniendo contactos no muy bien definidos por la intrusión de cuerpos ácidos hacia la zona costera, y existe un contacto erosional en el cuerpo intrusivo del Mioceno, donde las lavas de Laguna Verde se ven debajo de este cuerpo, pero es simplemente la erosión y la construcción de la carretera. En muestra de mano la roca es de color gris oscuro al fresco con abundantes y pequeñas vesículas en la

parte superior de la muestra. La roca es masiva y compacta, pero está un poco fracturada e intemperizada, mostrando un color de intemperismo pardo rojizo claro a oscuro que forma una pátina de oxidación en la roca. La roca tiene un aspecto afanítico o microcristalino a microfenocristalino mostrando una ligera inequigranularidad de minerales haciéndola ligeramente porfídica con cristales de feldespatos y ferromagnesianos (0.5 mm) vistos a la lupa. La roca fue clasificada en campo como un Basalto según las características mencionadas (fotografía 9).



Fotografía 9. Isla de basalto columnar del Punto ACT001, Punta Boca Andrea.

El segundo conjunto de derrames se encuentra sobre una gran planicie que va de oeste a este hasta el mar en la costa de donde se localiza la punta Boca de Loma, ubicada en la parte centro-norte del área de estudio. Estos basaltos son llamados "*Las Lavas Chiconquiaco*" por *Negendank, et al. (1985)*, teniendo una edad reportada de 3.05 ± 0.05 Ma en roca total por el método de K-Ar por los mismos autores. La muestra que representan a estos derrames se encuentra en mesas y mesetas basálticas en el punto AMA-13 y es la misma lava basáltica que se encuentra la gran planicie descrita. Ésta fue estudiada petrográficamente y también con análisis químico. Las rocas afloran como derrames de espesores de 15 a 20 m en promedio, formando mesetas basálticas de la parte más occidental hacia la costa cubriendo una extensión aproximada de 45 a 50 km², teniendo contactos erosionales definidos horizontales entre derrames andesíticos y los basaltos con distintas alteraciones a lo largo de la zona de cuerpos o diques que emplazan algunas unidades de lavas. En muestra de mano la roca es de color gris con tonos negros y pardos rojizo al fresco e intemperiza a un color rojizo claro, siendo la roca masiva y compacta con un aspecto microcristalino porfídico, ya que los fenocristales son ferromagnesianos envueltos en una matriz feldespática. La roca fue clasificada en campo como un Basalto según las características mencionadas.

3.4.6. Unidad 6. Cuerpos de Lava con Sub-alcinos

Los cuerpos de lava con afinidad toleítica se encuentran ubicados en toda la parte norte del área de estudio cubriendo una extensión promedio de 100 km² con edades reportadas en distintos derrames que varían de 1.2 a 0.002 Ma reportadas por *Negendank, et al. (1985)* en roca total por el método de K-Ar y una edad radiométrica estudiada por *Malpica-Cruz (1991)* de 0.194 ± 0.1 Ma (comunicación personal) en roca total por el método de K-Ar en el sitio de Punta Delgada (muestra descrita en el punto EMC002). En esta serie de lavas se encuentran una variedad de depósitos volcánicos de la frecuente actividad magmática en la zona. Los depósitos van desde derrames basálticos hasta una serie de horizontes de cenizas, lapilli, escoria y depósitos piroclásticos, todos estos muy cerca de las laderas del volcán de Los Atlixcos. Las muestras que representan a estos derrames se encuentran en las periferias del contacto entre este tipo de material volcánico y los basaltos de afinidad alcalina que se encuentran al sur de esta zona, pero también hay muestras en la parte costera del área de esta zona. Las muestras son EMC001, EMC002, EMC003, EMC004 y EMC005 con estudios petrográficos y con análisis químicos en esta última, y además una serie de análisis químicos en las muestras AC-11, AC-13, NT-31 y U-13 (*Negendank, et al., 1985*) que terminan de cubrir el área delimitada (*fotografía 10*).



Fotografía 10. Basalto Sub-alcino al sur de los volcanes "Los Atlixcos", cercano a la población "Villa Candelaria".

En muestra de mano las rocas tienen generalmente un color que cambia de gris claro a gris oscuro ligeramente rojizo a la intemperie, y al fresco la roca es de color gris oscuro a negro, presentando una fábrica afanítica con abundantes vesículas en las muestras de la costa y muy masiva en las lavas cerca de los volcanes. La roca en general es compacta, masiva y poco fracturada. A simple vista, los minerales observados fueron ferromagnesianos y minerales opacos (0.5-1 mm). En la clasificación de campo, la roca fue llamada Basalto pero con la comparación petrográfica y los análisis químicos, pudieron afinarse detalles para su clasificación.

3.4.7. Unidad 7. Zona Costera "Punta Boca Andrea"

Esta unidad es la zona costera llamada "Punta Boca Andrea" donde se encuentra representada en los puntos ACT001 y ACT002, y es una zona que requiere estudios más detallados, pues es un área muy difícil de interpretar.

En el punto ACT001 se estudiaron dos pequeñas islas, con una extensión aproximada de 100 a 200 m² que están muy cerca de la playa y que sólo se puede tener acceso caminando cuando la marea es muy baja. En estos puntos se describieron los tipos de roca y las características estructurales de la misma.

La muestra ACT001.1 tiene una fábrica brechoide conteniendo fragmentos de roca de 1 a 5 mm rodeados por una matriz de color gris verdosa que tiene el aspecto de vítrea o criptocristalina. La roca en general es de color gris verdoso con tonos gris, verde, pardo rojizo y blanco, estando la roca bien compactada y consolidada, pero a la intemperie la roca es muy deleznable y se fragmenta fácilmente, siendo el color de intemperismo gris con tonos amarillentos crema y puntos rojizo óxido. Las estructuras vistas en este punto muestran el de enrejado de gallina, pues la roca se encuentra fracturada y rellenada por óxido de fierro, además en la parte superior del afloramiento se nota un enrejado asemejándose a las celdas de un panal de abejas en la matriz de la roca, que posiblemente su formación esté ligada a la disolución por las salpicaduras del agua de mar cuando ésta rompe con la roca. La roca tiene el aspecto de una brecha volcánica con una matriz muy fina.

La muestra ACT001.2 tiene un aspecto piroclástica muy fina, siendo una roca que al fresco es de color gris con pequeños tonos negros, estando bien compactada y consolidada, pero los tonos negros parecen tener una orientación como algún rastro de fluidez, teniendo un aspecto de flujo piroclástico muy fino. La roca a la intemperie está muy oxidada y tiene algunas partes blancas, gris claro pareciendo tener una pseudoestratificación hacia el exterior de la roca. Estos tipos de rocas son las que tienen embebidas a grandes bloques de los "Basaltos Laguna Verde" en esa zona, al norte de la planta Nucleoeléctrica "Laguna Verde", pues afloran entre todo ese material en dos bloques distintos, uno sobre la playa en el que se muestra un derrame basáltico columnar en forma de abanico (*fotografía 11*) y otro bloque de derrame basáltico columnar horizontal en una pequeña isla detrás de la isla de rocas piroclásticas.



Fotografía 11. Bloque de Basalto Columnar en forma de abanico en el punto ACT001, Punta Boca Andrea.

El punto ACT002 está ubicado en la Playa de los Muñecos a 2 km al norte del punto ACT001 teniendo una extensión aproximada de 3000 m², y está representado por varias muestras, ya que el afloramiento presenta diferentes tipos de materiales que están dispuestos caóticamente, pues se pueden observar varios fragmentos de rocas diferentes en tamaños desde 1 a 3 mm hasta varios centímetros como de 30 a 50 cm y algunos fragmentos de 1 m de diámetro que pertenecen a distintos tipos de rocas y están encerrados por una matriz que también presentan diferentes características, ya que varían en color, forma y granulometría, además hay diferentes estructuras dentro de la roca como son fracturas rellenas, estructuras biológicas, intemperismo, vetillas, etc. (fotografía 12).



Fotografía 12. Playa de los Muñecos en el punto ACT002, Punta Boca Andrea. Se observa una brecha piroclástica.

Para este afloramiento se proponen distintas interpretaciones, pues para *Silva-Mora* (comunicación personal en campo) ese lugar es una zona de brecha o de contacto entre un intrusivo y los derrames de lava, producto de un mecanismo de excavación magmática al instalarse, pues el intrusivo se alteró considerablemente embebiendo los fragmentos de roca de los derrames en éste, y en parte asimilando algunos de estos fragmentos; para *Malpica-Cruz* (comunicación personal en campo) este lugar es un flujo piroclástico con exceso de

agua que arrastró caóticamente gran material de las lavas llegando hasta la costa y consolidándose el material como una brecha sedimentaria. Pero lo que sí se puede decir con precisión es que la matriz no es de origen sedimentario, pues se puede ver claramente que es de origen volcánico, ya que su apariencia es de material fino, producto de alteraciones hidrotermales de la roca volcánica preexistente (*fotografía 13*), que posiblemente tenga dos interpretaciones. La primera interpretación es que se trate de material volcánico como tobas que se depositaron después de una explosión volcánica en la zona, donde la estructura volcánica ya ha sido erosionada. La segunda interpretación se refiere a que se trate de un evento combinado de la intrusión de un cuerpo magmático que ocasionó una excavación magmática en los derrames basálticos y que a la vez causara la alimentación de alguna pequeña estructura volcánica, provocando así, un volcanismo muy efusivo donde se haya quedado el intrusivo muy alterado como la parte basal de éste evento que se representa en la parte superior de la secuencia caótica. Pero es seguro que se trate de material volcánico muy fino que envuelve a esta variedad de fragmentos de roca, ya sea por alteración o por depositación del material volcánico.



Fotografía 13. Material fino aflorando en pequeñas islas en la Punta Boca Andrea, Puntos ACT001 y ACT002.

4. Petrografía

El análisis petrográfico se realizó en muestras de cada una de las unidades, lo que para fines descriptivos y estratigráficos, estos estudios se dividieron en siete unidades y tres sub-unidades de acuerdo con la columna estratigráfica propuesta en este trabajo, donde se distinguió entre la matriz las fases minerales presentes, como fenocristales y microfenocristales primarios. El tamaño de los cristales se definieron como microlitos (< 0.1 mm), microfenocristales (0.1-0.5 mm) y fenocristales (> 0.5 mm) con la paragénesis basada exclusivamente en los porcentajes de los fenocristales y microfenocristales, que a continuación serán mencionados en los estudios petrográficos de cada unidad.

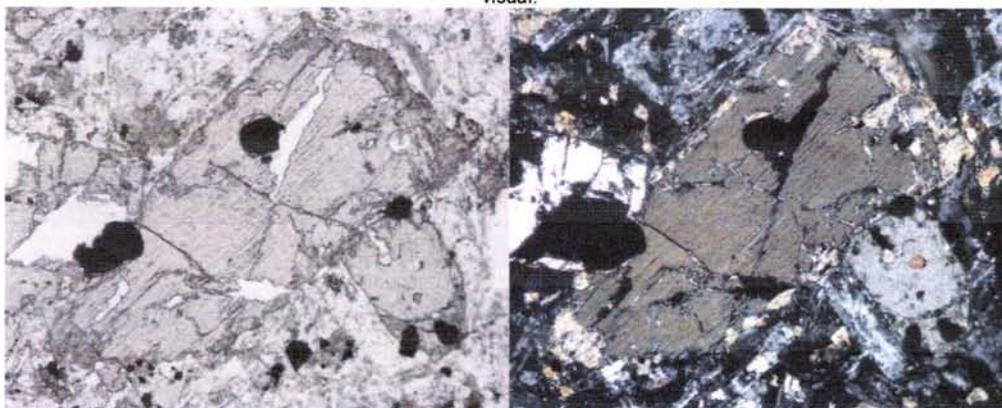
4.1. Unidad 1. Cuerpo de afinidad Intrusiva del Mioceno

Esta roca, al microscopio, presenta una textura equigranular idiomórfica ligeramente porfídica. Los fenocristales primarios más abundantes son las plagioclasas (*andesina – oligoclasa 40%*) y los clinopiroxenos (*augita 10%*). Las fases primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática subhedral dominando claramente los cristales euhedrales. En general se puede observar la paragénesis mineral: **Plagioclasa (*andesina – oligoclasa 70%*) + Clinopiroxeno (*augita 15%*) + Minerales Opacos (5%) ± Hornblenda (1%), (Tabla 2 y Microfotografía 1).**

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
ACT008	40	-	10	-	-	-	-	-	-	Microdiorita

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
ACT008	30	-	5	-	-	1	-	-	5	-	9	-	-	Microdiorita

Tabla 2. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (nc), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

El plutón de la Villa Candelaria que describieron en campo *Gómez-Tuena (2002)* y *Monter-Ramírez, et al. (2003)* se encuentra descrito petrográficamente por *Gómez-Tuena (2002)* de la siguiente manera: el plutón tiene una textura fanerítica, holocristalina con cristales de plagioclasa poikilítica con oiocristales de piroxeno, clinopiroxeno euhedral, trazas de biotita y minerales opacos, donde algunos ferromagnesianos tienen un grado de cloritización. Los diques aplíticos están conformados por cristales de pertita, cuarzo, zircón y trazas de clinopiroxeno.

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (*Tabla 3*) a partir de los análisis químicos realizados por *Negendank, et al. (1985)* de las muestras del mismo afloramiento, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de conteo de puntos (*Tabla 4*) y del cálculo de la Norma CIPW (*Tabla 5*) realizados por *Gómez-Tuena, et al. (2003)* para muestras del mismo afloramiento, y todos estos datos a su vez se comparan con los resultados obtenidos en el presente estudio, como comprobación de que el análisis realizado es el adecuado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	Hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
LV2	0.19	15.25	27.08	27.41	-	13.82	8.64	-	4.05	2.18	-	-	1.39	50.30
LV1	2.41	17.08	31.65	23.47	-	8.14	6.27	-	6.96	2.47	-	-	1.55	42.58

Tabla 3. Cálculo de la Norma CIPW con el software Iqpet, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985*.

FENOCRISTALES (>0.3 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
PS99-30A	85.6	-	13.8	-	-	-	-	-	0.6	-	-	-	-	Microdiorita

Tabla 4. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales por el método de conteo de puntos en un mínimo de 1200 puntos, analizado por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
PS99-30A	-	9.5	26.4	29.6	-	12.7	13.6	3.3	2.0	2.1	-	-	0.7	52.86

Tabla 5. Norma CIPW de una muestra del mismo afloramiento analizada por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Entre los minerales secundarios se encuentran calcita y sericita que reemplazan a algunas plagioclasas, la tremolita-actinolita que reemplaza a algunos clinopiroxenos, y muy pocos cristales de zeolitas (*analcita*) como relleno en los intersticios de la roca. En muestra de mano se logran ver y distinguir algunos minerales secundarios opacos como pirita, calcopirita y óxidos de hierro, todos ellos transformados por una alteración hidrotermal. El grado de cristalinidad de la matriz es holocristalino, conteniendo gran cantidad de microlitos de plagioclasas con un contenido porcentual que varía de 3% a 5% y microcristales de clinopiroxenos (*augita* 1%) y anfíboles (*hornblenda* 1%), así como los minerales de alteración antes mencionados. Petrográficamente esta roca es clasificada como una Microdiorita con una alteración del tipo hidrotermal.

4.2. Unidad 2. Zona de los Antiguos Cuerpos de Lava emplazados por Diques

Esta Unidad está definida y representada por 3 sub-unidades que están emplazadas por una serie de diques de distinta composición mineralógica que probablemente provengan de la evolución de una cámara magmática. Se describirán las particularidades petrográficas de las sub-unidades que conforman a la Unidad 2 de esta parte de la columna estratigráfica.

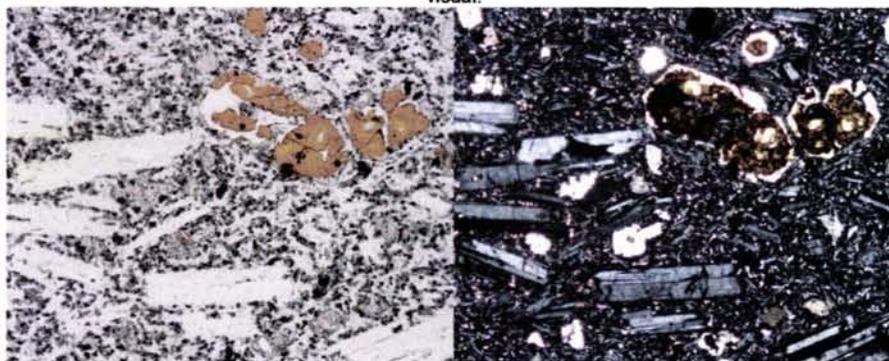
4.2.1. Sub-unidad 1. Derrames de composición Basáltica con afinidad Alcalina del Mioceno

Microscópicamente, estas rocas tienen texturas que van de porfídica a glomeroporfídica (fragmentos agregados de varios minerales). Los fenocristales primarios más abundantes son las plagioclasas (*andesina-labradorita* 10%) y los clinopiroxenos (*augita - pigeonita* 7%). Las fases primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática subhedral a euhedral. En general se identificó la paragénesis mineral: **Plagioclasa** (*andesina-labradorita* 25%) ± **Olivino** (<1%) ± **Ortopiroxeno** (*hiperstena* <1%) + **Clinopiroxeno** (*augita - pigeonita - aegirina-augita* 10%) + **Minerales Opacos** (5%), (Tabla 6 y Microfotografía 2).

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
AMA-20	10	<1	5	<1	-	<1	-	-	2	Basalto
AMA-21	10	<1	2	-	-	1	-	-	2	Basalto
AMA-25	-	-	10	-	-	-	-	-	2	Basalto
AMA-26	5	-	2	-	-	-	-	-	2	Basalto

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
AMA-20	30	-	5	-	-	-	-	-	3	5	45	-	-	Basalto
AMA-21	20	-	5	-	-	-	-	-	3	1	55	-	-	Basalto
AMA-25	10	-	10	-	-	-	-	-	3	1	65	-	-	Basalto
AMA-26	15	5	2	-	-	-	-	-	3	1	70	-	-	Basalto

Tabla 6. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 2. AMA-26, Rancho El Limón. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Fenocristales de plagioclasas y augita, rodeados de microlitos de plagioclasas y minerales opacos.

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (nc), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 7) a partir de los análisis químicos realizados para el presente trabajo y por *Negendank, et al. (1985)* de las muestras del mismo afloramiento, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de conteo de puntos (Tabla 8) y del cálculo de la Norma CIPW (Tabla 9) realizados por *Gómez-Tuena, et al. (2003)* para muestras del mismo afloramiento, y todos estos datos a su vez se comparan con los resultados obtenidos en el presente estudio, como comprobación de que el análisis realizado es el adecuado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
AMA-26	-	8.16	32.07	22.05	-	6.65	1.55	8.18	-	2.88	12.17	4.45	1.83	40.75
U74	-	8.21	25.47	25.58	-	14.55	3.54	7.29	8.45	5.37	-	-	1.53	50.11
U75	-	8.57	32.31	23.28	1.38	12.67	-	4.89	-	4.23	10.17	-	1.58	41.88

Tabla 7. Cálculo de la Norma CIPW con el software Iqpet, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985*.

FENOCRISTALES (>0.3 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
PS99-27	13.4	1.0	3.0	5.0	-	-	-	-	-	-	77.6	-	-	Basalto

Tabla 8. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales por el método de conteo de puntos en un mínimo de 1200 puntos, analizado por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
PS99-27	-	6.0	26.5	30.1	-	12.1	3.3	13.6	2.4	4.2	-	-	1.9	53.18

Tabla 9. Norma CIPW de una muestra del mismo afloramiento analizada por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Se encuentran minerales secundarios comunes como calcita en vetillas y que reemplazan a algunos cristales de plagioclasas y de ferromagnesianos, así como también óxidos de hierro que sustituyen a estos últimos; algunas rocas presentan como alteración de ferromagnesianos a la clorita, antigorita e iddingsita (*alteración del olivino*); algunas plagioclasas presentan alteración hidrotermal a minerales arcillosos y sericita, donde también hay cuarzo secundario que se depositó en ellas. El grado de cristalinidad de la matriz va de holocristalino a hipocristalino, conteniendo pequeñas cantidades de vidrio ligeramente pardo e intersticial con un contenido porcentual que varía de 2% a 5%, y microlitos (30%) de plagioclasas, clinopiroxenos y muy poco apatito en alguna de estas rocas, así como también los minerales de alteración antes mencionados. La roca fue clasificada como un Basalto.

4.2.2. Sub-unidad 2. Lavas de composición Andesítica

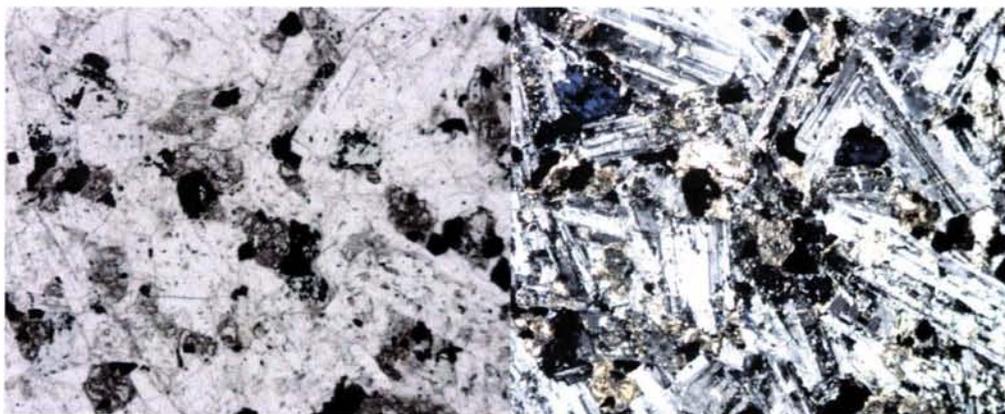
Estas rocas presentan texturas que van de ofítica - subofítica a porfídica petrográficamente hablando, donde la mayoría de los cristales son del tamaño de microfenocristales, con formas alargadas como de listones para los cristales de plagioclasa y formas prismáticas anhedrales a subhedrales para los cristales de ferromagnesianos. Los fenocristales primarios más abundantes son las plagioclasas (10%) (*andesina - labradorita*

7% a andesina - oligoclasa 3%). En general se puede observar la paragénesis mineral: **Plagioclasa (andesina – labradorita 50%) + Clinopiroxeno (augita 10%) ± Ortopiroxeno (hiperstena 1%) + Minerales Opacos (15%), (Tabla 10 y Microfotografía 3).**

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
AMA-1	5	<1	5	-	-	-	-	-	2	Andesita
AMA-3	20	-	2	2	-	-	-	-	2	Andesita
AMA-7	20	-	3	-	-	-	-	-	2	Andesita
AMA-10	15	-	5	-	-	-	-	-	2	Andesita
AMA-17	25	-	5	-	-	-	-	-	2	Andesita
AMA-23.1	15	-	2	1	-	-	-	-	2	Andesita
AMA-24	5	-	5	-	-	-	-	-	2	Andesita

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
AMA-1	10	<1	5	-	-	-	-	-	10	3	60	-	-	Andesita
AMA-3	30	-	3	3	-	-	-	-	3	1	35	-	-	Andesita
AMA-7	30	-	2	<1	-	-	-	-	3	1	35	-	-	Andesita
AMA-10	20	-	10	-	-	-	-	-	3	1	45	-	-	Andesita
AMA-17	15	-	5	<1	-	-	-	-	3	5	40	-	-	Andesita
AMA-23.1	20	-	5	1	-	-	-	-	3	5	45	-	-	Andesita
AMA-24	5	-	5	1	-	-	-	-	3	1	70	-	-	Andesita

Tabla 10. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 3. AMA-3, Las Margaritas-Caliche. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Intercrecimiento de fenocristales de Plagioclasas y microlitos de clinopiroxenos y minerales opacos en los intersticios de las plagioclasas.

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 11) a partir de los análisis químicos realizados para el presente trabajo, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de visual, como comprobación de que la cristalización virtual de la roca es muy parecida al análisis petrográfico realizado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	Hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
AMA-17	11.69	5.08	32.83	28.59	-	2.19	11.67	-	5.89	1.58	-	-	0.49	46.54

Tabla 11. Cálculo de la Norma CIPW con el software Igpwt, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985.*

Entre los minerales secundarios comunes están: la calcita en vetillas y como reemplazamiento de algunas plagioclasas, además de clorita, antigorita y minerales

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

arcillosos, todos ellos producidos por una fuerte alteración hidrotermal. El grado de cristalinidad de la matriz va de holocristalino a hipocristalino, conteniendo cantidades traza de vidrio intersticial claro a ligeramente pardo con un contenido porcentual que varía de 3% a 5%, y microcristales (65%) de plagioclasas y clinopiroxenos, así como los minerales de alteración mencionados anteriormente. La roca se clasificó como una Lava de composición Andesítica.

4.2.3. Sub-unidad 3. Cuerpos Dacíticos

Microscópicamente, estas rocas tienen una textura inequigranular con 3 tamaños dominantes en abundancia, desde microlitos (75%) hasta fenocristales (15%) en una apreciación visual. Los fenocristales y microfenocristales primarios predominantes son las plagioclasas (*andesina – oligoclasa* 30%) en forma de listones, y formas prismáticas subhedrales en los ferromagnesianos y en el cuarzo. En general, se puede observar la paragénesis mineral: **Plagioclasa (*andesina – oligoclasa* 30%) + Clinopiroxeno (*augita* 1%) + Ortopiroxeno (*enstatita* <1%) + Biotita (1%) + Anfíboles (*hornblenda* 1%) + Cuarzo (1%) ± Feldespato Potásico (1%) + Minerales Opacos (5%), (Tabla 12 y Microfotografía 4).**

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
AMA-9	15	2	2	-	1	1	-	-	2	Dacita
AMA-22	10	-	-	-	2	-	1	5	5	Dacita
ACT006	15	-	-	-	1	-	-	-	2	Dacita

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
AMA-9	20	-	-	-	1	1	-	1	2	1	50	-	1	Dacita
AMA-22	-	-	-	-	1	-	2	-	5	20	50	25	25	Dacita
ACT006	20	-	1	-	1	2	-	-	5	1	50	30	-	Dacita

Tabla 12. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 4. ACT006, Cerro de los Metates. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Fenocristales de Biotita y plagioclasas envueltos en una matriz microcristalina de plagioclasas, cuarzo y feldespato-k intersticial.

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (nc), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 13) a partir de los análisis químicos realizados en el presente trabajo y por *Negendank, et al. (1985)* de las muestras del mismo afloramiento, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de conteo de puntos (Tabla 14) y del cálculo de la Norma CIPW (Tabla 15) realizados por *Gómez-Tuena, et al. (2003)* para muestras del mismo afloramiento, y todos estos datos a su vez se comparan con los resultados obtenidos en el presente estudio, como comprobación de que el análisis realizado es el adecuado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	Hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
PS99-38	13.90	14.66	47.56	12.96	-	1.96	4.34	-	2.49	0.72	-	-	0.46	21.42
U62	15.20	13.89	46.96	14.54	-	2.11	3.05	-	1.23	0.76	1.72	-	0.53	23.64
AMA-22	32.57	20.80	31.65	6.52	-	-	4.03	-	0.42	0.53	-	-	0.12	17.08

Tabla 13. Cálculo de la Norma CIPW con el software Iqpet, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985*.

FENOCRISTALES (>0.3 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
PS99-38	24.2	-	-	-	3.6	1.5	-	-	-	-	70.6	-	-	Dacita

Tabla 14. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales por el método de conteo de puntos en un mínimo de 1200 puntos, analizado por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
PS99-38	12.7	14.8	48.4	19.9	-	2.2	7.0	-	0.7	0.8	-	-	0.5	29.14

Tabla 15. Norma CIPW de una muestra del mismo afloramiento analizada por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Los minerales secundarios de la roca, según la intensidad de alteración, son la calcita en vetillas, clorita, antigorita y minerales arcillosos. La cristalinidad de la matriz va de holocristalino a hipocristalino, conteniendo cantidades variables de vidrio claro de 15% a 25%, microlitos de plagioclasas y los minerales de alteración mencionados. La clasificación de la roca varía entre una dacita al centro de la clasificación a una dacita ligeramente básica.

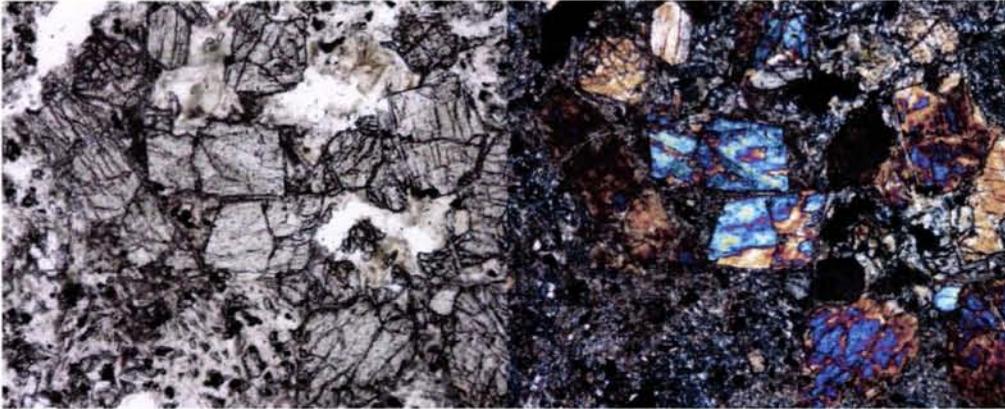
4.2.4. Diques emplazados en los Cuerpos de Lava

Petrográficamente los diques básicos se presentan en las muestras AMA-4 y AMA-6 (*ver mapa geológico*), donde se exhiben variaciones considerables en las concentraciones de ferromagnesianos y aunque estas muestras son muy parecidas macroscópicamente, son muy distintas desde el punto de vista microscópico y el grado de alteración también lo es. La muestra AMA-4 en lámina delgada, tiene un conjunto de pequeños y grandes cristales muy alterados, formando una textura microporfídica donde cristales de piroxenos rodean a microlitos de plagioclasa que están alterando a minerales arcillosos. Los cristales primarios más abundantes son clinopiroxenos (*augita 40%*) que en su mayor parte son de formas prismáticas de subhedrales a euhedrales del tamaño de 0.1 a 0.5 mm. La paragénesis

mineral identificada es: **Plagioclasa (labradorita - andesina 10%) + Clinopiroxeno (augita 40%) + Minerales Opacos (10%)**, dando una clasificación de roca ultramáfica, (Tabla 16 y Microfotografía 5).

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
AMA-4	10	-	40	-	-	-	-	-	10	-	40	-	-	Piroxenita

Tabla 16. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 5. AMA-4, El Ojital. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Microfenocristales de clinopiroxenos en una matriz microcristalina de plagioclasas, clinopiroxenos y minerales opacos.

Entre los minerales secundarios se encuentran minerales arcillosos, antigorita y clorita que son las típicas alteraciones de plagioclasas y ferromagnesianos. El grado de cristalinidad de la matriz (40%) es holocristalino, conteniendo gran cantidad de microlitos de piroxenos, plagioclasas y minerales de alteración. Por el gran contenido de piroxenos la roca está dentro de las rocas ultramáficas como una Piroxenita.

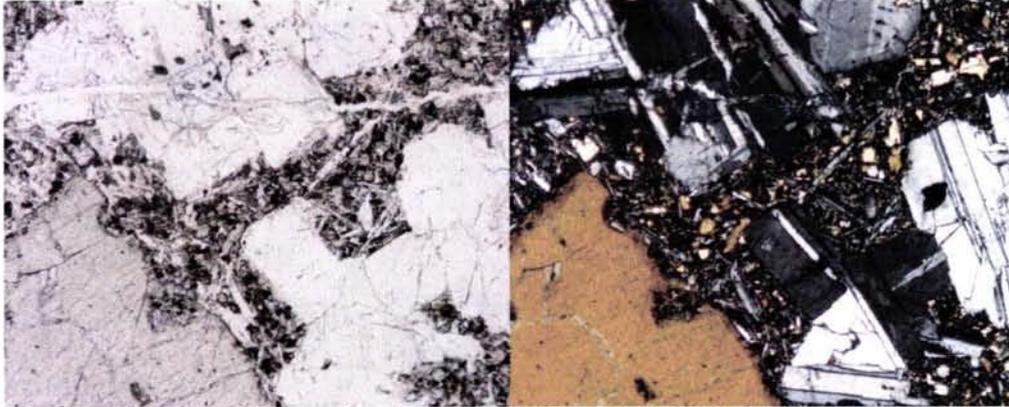
Microscópicamente, la muestra AMA-6 presenta una textura glomeroporfídica con aglomerados de fenocristales de plagioclasas y piroxenos. Los fenocristales primarios más abundantes son las plagioclasas (*labradorita – andesina 10%*), ortopiroxenos (*enstatita 1%*) y clinopiroxenos (*augita 5%*). Las fases primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática subhedral a euhedral. En general se puede identificar la siguiente paragénesis mineral: **Plagioclasa (andesina - oligoclasa 20%) ± Ortopiroxeno (enstatita 2%) + Clinopiroxeno (augita 10%) + Minerales Opacos (10%) ± Olivino (1%)**, (Tabla 17 y Microfotografía 6).

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
AMA-6	10	1	5	-	-	-	-	-	-	Gabro

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
AMA-6	10	1	5	1	-	-	-	-	10	-	55	-	-	Gabro

Tabla 17. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 6. AMA-6, El Limón. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 20x/0.50 POL. Microfenocristales de clinopiroxenos y plagioclasas en una matriz microcristalina de plagioclasas, clinopiroxenos y minerales opacos.

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 18) a partir de los análisis químicos realizados en el presente trabajo, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de visual, como comprobación de que la cristalización virtual de la roca es muy parecida al análisis petrográfico realizado.

Muestra*	q	or	Ab	an	ne	di	Hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
AMA-6	-	6.50	18.95	27.44	-	23.44	0.30	7.41	6.20	2.28	5.04	-	0.93	60.42

Tabla 18. Cálculo de la Norma CIPW con el software Igpwt, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por Negendank, et al., 1985.

Entre los minerales secundarios se encuentra la calcita y la sericita que reemplazan a algunas plagioclasas, la tremolita-actinolita que reemplaza a algunos clinopiroxenos, y muy pocos cristales de zeolitas (*analcita*) como relleno en los intersticios de la roca. El grado de cristalinidad de la matriz es holocristalino, conteniendo microlitos de plagioclasas, ortopiroxenos, clinopiroxenos y minerales opacos, rodeando a las aglomeraciones de fenocristales, dando un porcentaje estimado de un 55% de matriz. La roca se ha clasificado como un Gabroide Porfídico ó un Microgabro.

Los diques de composición intermedia se identificaron petrográficamente en las muestras AMA-20.1, AMA-23.2 y AMA-23.3 (*ver mapa geológico*), donde casi todas las rocas presentan una composición mineral muy similar, aunque la intensidad de la alteración de ellas es muy variada. En la muestra AMA-20.1 se pueden ver fantasmas de feldespatos

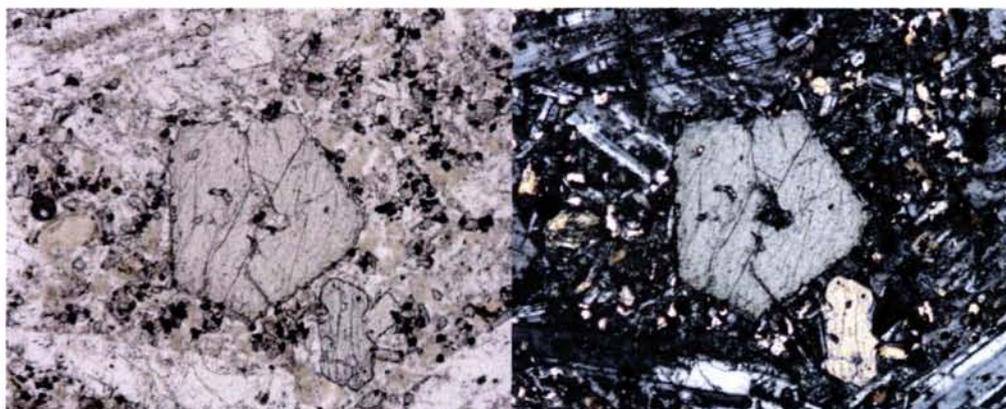
* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclase (or), albíta (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

porque están casi o totalmente sustituidos a minerales arcillosos y a calcita. Los fenocristales primarios más abundantes son plagioclasas (*andesina - oligoclasa 7%*) y clinopiroxenos (*augita - pigeonita 7%*). Las fases primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática subhedral a euhedral, dando así la siguiente paragénesis mineral: **Plagioclasa (*andesina - oligoclasa 20%*) + Clinopiroxenos (*augita - pigeonita 10%*) + Minerales Opacos (10%), (Tabla 19 y Microfotografía 7).**

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
AMA-20.1	10	-	5	-	-	-	-	-	1	Diorita
AMA-23.2	8	-	12	-	-	-	-	-	1	Diorita
AMA-23.3	5	-	1	-	-	-	-	-	-	Diorita

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
AMA-20.1	10	-	5	-	-	-	-	-	10	-	60	-	-	Diorita
AMA-23.2	15	-	10	-	-	-	-	-	5	-	50	-	-	Diorita
AMA-23.3	10	-	5	-	-	-	-	-	10	-	60	-	-	Diorita

Tabla 19. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 7. AMA-23.2, delante de El Limón. . Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Microfenocristales de clinopiroxenos y plagioclasas en una matriz microcristalina de plagioclasas, clinopiroxenos y minerales opacos.

El grado de cristalinidad en la matriz es holocristalino donde hay una mezcla de los minerales mencionados mas una serie de minerales secundarios o de alteración como la clorita, calcita, cuarzo y minerales arcillosos dando un porcentaje aproximado de la matriz de un 60%. Por todas estas características observadas la roca fue clasificada como una Diorita.

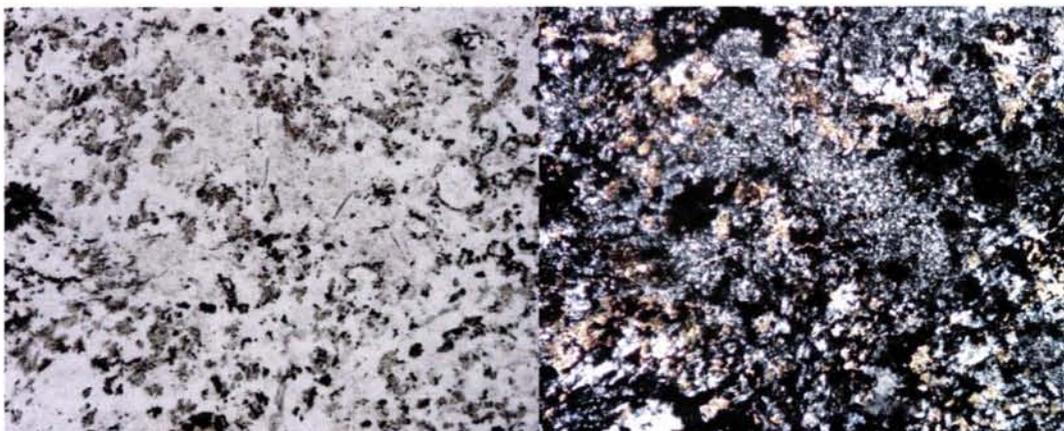
La muestra AMA-111 es la que representa petrográficamente a la serie de diques ácidos de la zona de emplazamiento. Microscópicamente, la textura es equigranular granofírica de grano fino (< 0.1 mm) característica de microgranitos o aplitas con aspecto sacaroso vista a la lupa. La roca es cristalina de grano fino formada principalmente por microlitos de feldespato potásico y cuarzo, acomodados en un mosaico cristalino con forma subhedral. La paragénesis de la roca es: **Cuarzo (40%) + Feldespato Potásico (40%) ±**

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albíta (ab), anortita (an), nefelina (nc), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

Ortopiroxeno (hiperstena 2%) ± Espinela (1%) + Minerales Opacos (7%), (Tabla 20 y Microfotografía 8).

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
AMA-111	-	1	-	-	-	-	-	-	7	-	92	40	40	Aplita

Tabla 20. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 8. AMA-111, Cerrada de Buenos Aires. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Microlitos de cuarzo y minerales opacos, junto con hematita.

El resto de los minerales son secundarios como la clorita, la calcita y la limonita. La roca fue clasificada como una Aplita por su composición mineral y su textura.

4.3. Unidad 3. Cuerpo de afinidad Intrusiva Diorítica

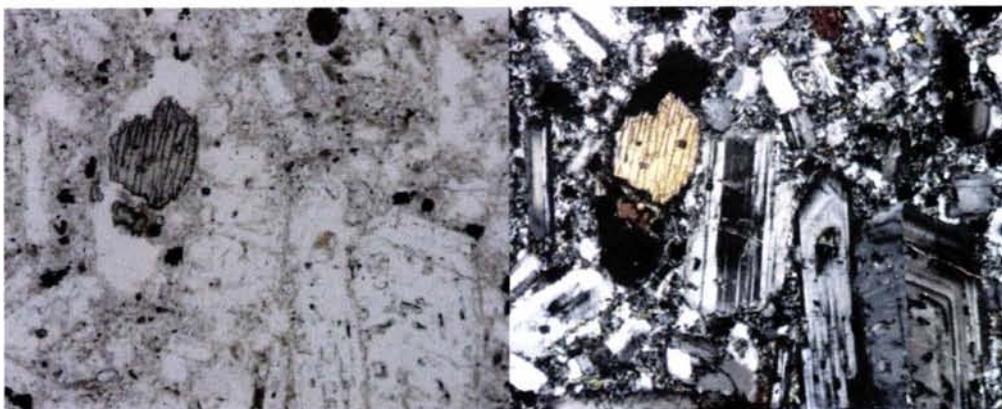
La petrografía de la muestra AMA-8 (*ver mapa geológico*), que representa a este cuerpo, indica un mosaico de cristales con una gran variedad de tamaños, desde fenocristales hasta microlitos, distribuidos normalmente en toda la roca, presentando una textura porfídica predominando tres tamaños bien definidos. Los fenocristales primarios más abundantes son las plagioclasas (*andesina - oligoclasa 20%*) que aparecen zoneadas de cálcica a sódica, del centro hacia fuera. Las fases primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática euhedral a subhedral con los bordes ligeramente redondeados de las plagioclasas. La paragénesis que presenta la roca es: **Plagioclasa (andesina - labradorita 25%) ± Clinopiroxenos (augita 1%) + Anfíboles (hornblenda 20%) + Biotita (5%) + Minerales Opacos (5%), (Tabla 21 y Microfotografía 9).**

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albíta (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hiperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
AMA-8	15	-	-	-	-	10	-	-	2	Cuarzodiorita

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
AMA-8	10	-	<1	-	5	10	-	-	3	-	40	5	-	Cuarzodiorita

Tabla 21. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 9. AMA-8, Tómbolo de La Villa Rica. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Microfenocristales plagioclasas zoneadas y Clinopiroxeno, envueltos en una matriz de plagioclasas y cuarzo intersticial.

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 22) a partir de los análisis químicos realizados en el presente trabajo, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de visual, como comprobación de que la cristalización virtual de la roca es muy parecida al análisis petrográfico realizado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	Hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
AMA-8	7.36	17.55	47.56	15.09	-	4.09	4.92	-	2.22	0.82	-	-	0.39	24.09

Tabla 22. Cálculo de la Norma CIPW con el software Iqpet, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985*.

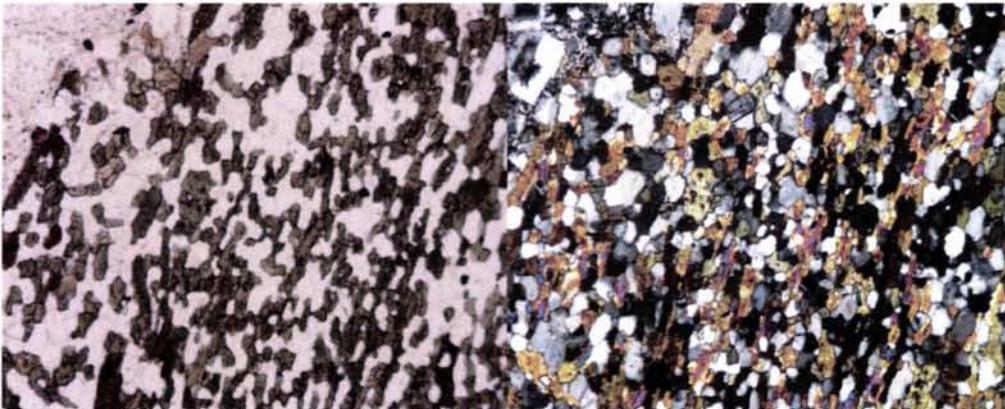
Los abundantes microlitos de plagioclasas, anfíboles, biotita y cuarzo intersticial (> 5%), tienen un porcentaje aproximado de 40% en la matriz. Según estas características, la roca ha sido clasificada como una Diorita - Cuarzodiorita.

Algo muy importante que se observa en la petrografía, es que el proceso magmático se llevó originalmente a cabo en condiciones hidratadas y con alta cantidad de SiO₂ (porque no cristalizó olivino), e hizo que la diferenciación de cristalización en la serie de Bowen se pudiese ver claramente en el zoneamiento de las plagioclasas, lo que quiere decir, que ellas se formaron y al irse diferenciando el magma y con el ascenso y el descenso por convección de las plagioclasas en la cámara magmática, estos cristales fueron creciendo con distinta composición mineralógica, dando así la progresiva serie continua de las plagioclasas. En los cristales ferromagnesianos, los piroxenos que cristalizaron llegaron a un estado de

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

desequilibrio termodinámico que hizo que en sus bordes llegaran a tener una reacción para hidratarse y dar paso a la formación de hornblenda, lo que así mismo ocurrió para la formación de biotita. El magma al ir ascendiendo se fue contaminando de la roca encajonante y de agua, lo cual afectó en la cristalización fraccionada del magma.

Los xenolitos encontrados pertenecen a una roca metamórfica clasificada como anfibolita, formada principalmente de **hornblenda (70%)**, **biotita (10%)** y **plagioclasas (20%)**, (*Microfotografía 10*). Estos fragmentos de roca fueron formados a partir de la primera cristalización de la cámara magmática, pues al cristalizar minerales ferromagnesianos (*piroxenos*) y plagioclasas básicas, fueron precipitados al fondo de la cámara (estratificación magmática). La intensa actividad termodinámica y las altas presiones ejercidas por el intrusivo, hizo que estos minerales sufrieran un metamorfismo de alto grado, formando progresivamente a la anfibolita, y la activa movilidad del magma, permitió arrancar fragmentos de la nueva roca, formada en el interior de la cámara magmática, tratando de incorporarla nuevamente al magma, pero al llegar a la superficie, el magma cristalizó quedando los xenolitos inmersos en la roca.



Microfotografía 10. AMA-8, Xenolito del Tómbolo de La Villa Rica. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Cristales pseudo-orientados de plagioclasas, hornblenda, biotita y minerales opacos de una Anfibolita.

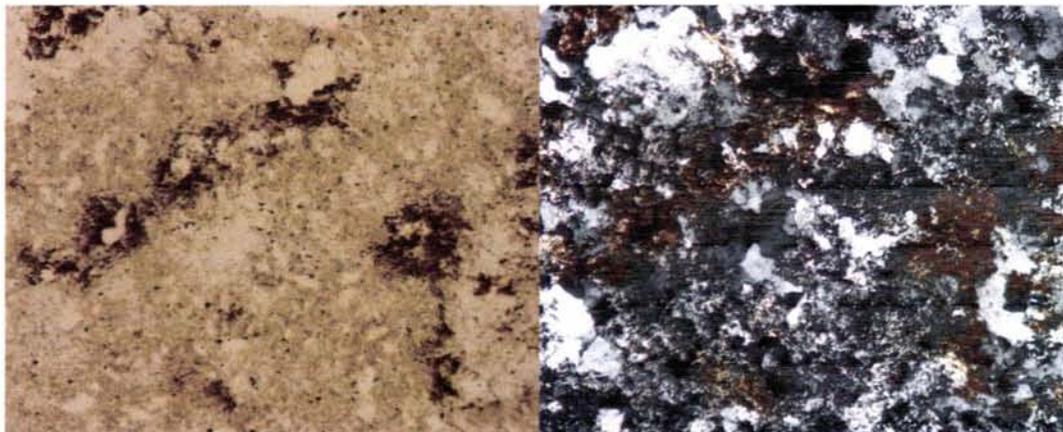
4.4. Unidad 4. Cuerpos Intrusivos Ácidos

Microscópicamente se analizaron las muestras ACT007, AMA-2, AMA-11 y AMA-15 (*ver mapa geológico*). Estas rocas presentan un mosaico microlítico (< 0.1 mm) de cristales de cuarzo con formas anhedrales - subhedrales, dando una textura equigranular microcristalina que varía de xenomórfica a hipidiomófica. La mineralogía de la roca es simple y está formada por más del 90% de cuarzo con algunos minerales como feldespato potásico, minerales opacos (óxidos de hierro en su mayoría) y limonita. Las muestras estudiadas tienen un mosaico bien formado de microlitos de cuarzo y no se observan intersticios donde pudiera alojarse el vidrio, entonces, esto denota una cristalinidad del 100%, lo que hace que se clasifique como una roca intrusiva hipabisal de un enfriamiento

relativamente rápido y con gran cantidad de volátiles. La roca es clasificada como una *Silexita* (Tabla 23 y *Microfotografía 11*), nombre mencionado por Negendank, et al. (1985) en su trabajo, ó podría llamarse también *Cuarzolita* (clasificación IUSG).

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
AMA-2, 11	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	98	1	95	Silexita

Tabla 23. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 11. AMA-11, Carretera PERE de Palma Sola a Mesa del 24. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Microcristales de cuarzo y óxidos de hierro.

4.5. Unidad 5. Cuerpos de Lava Basálticos con afinidad Alcalina del Plioceno

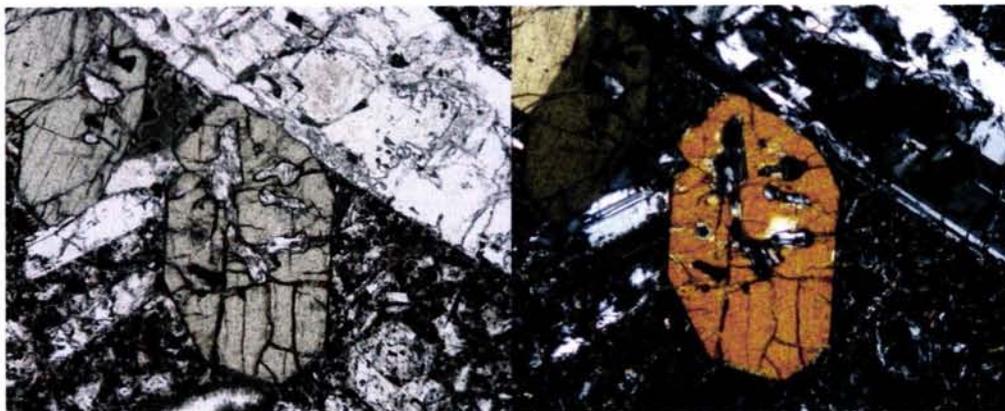
La petrografía del primer conjunto de derrames llamados "*Basaltos Laguna Verde*" (Cantagrel y Robin, 1979), representada por la muestra AMA-16, describe un mosaico de aglomerados de fenocristales y microlitos del tamaño de 0.1 a 0.5 mm rodeados de microlitos (< 0.1 mm) de feldespatos presentando una textura gíomeroporfídica. Los fenocristales primarios más abundantes son plagioclasas (*andesina* 20%), olivino (2%) y clinopiroxenos (*augita - pigeonita* 5%). Las fascas primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática subhedral a euhedral. En general se puede observar la paragénesis mineral. **Plagioclasa (andesina 41%) + Olivino (5%) + Clinopiroxeno (augita - pigeonita 12%) + Minerales Opacos (10%),** (Tabla 24 y *Microfotografía 12*).

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (m), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
AMA-16	20	-	5	2	-	-	-	-	5	Basalto

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
AMA-16	21	-	7	3	-	-	-	-	5	2	30	-	-	Basalto

Tabla 24. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 12. AMA-16, Punta Boca Andrea. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Fenocristales de augita y plagioclasas en un Intercrecimiento, envueltos en una matriz de plagioclasas.

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 25) a partir de los análisis químicos realizados por *Negendank, et al. (1985)* de las muestras del mismo afloramiento, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de conteo de puntos (Tabla 26) y del cálculo de la Norma CIPW (Tabla 27) realizados por *Gómez-Tuena, et al. (2003)* para muestras del mismo afloramiento, y todos estos datos a su vez se comparan con los resultados obtenidos en el presente estudio, como comprobación de que el análisis realizado es el adecuado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
U57	-	5.97	21.24	13.47	7.47	24.34	-	9.69	9.98	5.49	-	-	2.34	38.81
U56	-	4.85	24.82	17.45	4.30	24.10	-	6.32	6.39	5.07	4.89	-	1.83	41.29
U10	-	4.85	15.59	26.24	2.56	21.06	-	19.22	7.64	2.09	-	-	0.76	62.73
NT-35	-	8.81	26.41	27.21	1.37	14.67	-	7.09	8.58	4.69	-	-	1.18	50.75
U7b	-	8.39	29.75	24.09	1.39	13.88	-	6.89	8.93	5.17	-	-	1.48	44.74
U63	-	8.81	29.28	26.29	-	14.79	1.12	4.52	7.16	4.54	2.27	-	1.32	47.31
NT-33	-	9.81	29.50	27.42	0.89	14.94	-	6.83	7.28	2.39	-	-	0.95	48.17
U9	-	14.95	34.82	24.52	0.12	9.39	-	4.62	7.06	2.15	-	-	1.39	42.29

Tabla 25. Cálculo de la Norma CIPW con el software Iqpet, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985*.

FENOCRISTALES (>0.3 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
PS99-19	3.5	-	3.2	3.9	-	-	-	-	1.0	-	88.3	-	-	Basalto

Tabla 26. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales por el método de conteo de puntos en un mínimo de 1200 puntos, analizado por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopyroxeno (opx), Clinopyroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
PS99-19	-	9.5	23.74	22.8	8.0	13.5	-	12.4	2.3	5.0	-	-	2.8	48.99

Tabla 27. Norma CIPW de una muestra del mismo afloramiento analizada por Gómez-Tuena, et al., 2003.

Se encuentran minerales secundarios como Iddingsita, antigorita y clorita como la alteración del olivino y de algunos clinopiroxenos. El grado de cristalinidad de la matriz va de holocristalino a hipocristalino, conteniendo pequeñas cantidades de vidrio ligeramente pardo e intersticial con un contenido porcentual del 2%, y microlitos de plagioclasas y clinopiroxenos (30%), así como los minerales de alteración antes mencionados. Esta roca es clasificada según sus características y su contenido mineral, de manera general, como un Basalto.

La petrografía del segundo conjunto de derrames son las llamadas "Lavas Chiconquiaco" (Negendank, et al., 1985), representada por la muestra AMA-13 (ver mapa geológico), describe un mosaico de fenocristales, los cuales, algunos se encuentran intercrecidos entre sí y otros guardan una relación textural de contacto entre caras, presentando una textura inequigranular porfídica hipidiomórfica. Los fenocristales primarios más abundantes son plagioclasas (andesina 5%), clinopiroxenos (pigeonita 2%). Las fases primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática subhedral a euhedral. En general se puede observar la paragénesis mineral: **Plagioclasa** (labradorita - andesina 35%) + **Olivino** (2%) ± **Ortopiroxeno** (hiperstena <1%) + **Clinopiroxeno** (augita, pigeonita, aegirina-augita 8%) + **Minerales Opacos** (10%), (Tabla 28 y Microfotografía 13).

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)											
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION	
AMA-13	5	-	2	-	-	-	-	-	5	Basalto	

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
AMA-13	30	1	6	2	-	-	-	-	5	1	43	-	-	Basalto

Tabla 28. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 13. AMA-13, Mesa de Palmas. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Fenocristales de augita, olivino y plagioclasas débilmente zoneadas en un Intercrecimiento, envueltos en una matriz de plagioclasas y augita.

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hiperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 29) a partir de los análisis químicos realizados por *Negendank, et al. (1985)* de las muestras del mismo afloramiento, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de conteo de puntos (Tabla 30) y del cálculo de la Norma CIPW (Tabla 31) realizados por *Gómez-Tuena, et al. (2003)* para muestras del mismo afloramiento, y todos estos datos a su vez se comparan con los resultados obtenidos en el presente estudio, como comprobación de que el análisis realizado es el adecuado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	Hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
AMA-13	-	6.50	29.13	25.59	0.59	15.75	-	6.30	4.20	4.56	5.82	-	1.58	46.76
U52	-	8.57	24.03	29.28	-	12.63	1.63	11.32	6.67	4.63	-	-	1.23	54.92
NT-40	-	8.10	30.26	23.62	0.75	15.42	-	5.97	8.87	4.56	0.58	-	1.88	43.83
U51	-	8.04	29.81	23.53	3.01	16.85	-	3.76	9.11	4.22	-	-	1.67	44.11

Tabla 29. Cálculo de la Norma CIPW con el software Iqpet, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985*.

FENOCRISTALES (>0.3 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
PS99-26	12.6	-	2.7	5.8	-	-	-	-	-	-	78.7	-	-	Basalto

Tabla 30. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales por el método de conteo de puntos en un mínimo de 1200 puntos, analizado por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
PS99-26	-	9.6	28.9	26.7	1.5	12.6	-	12.6	2.3	4.0	-	-	1.9	48.02

Tabla 31. Norma CIPW de una muestra del mismo afloramiento analizada por *Gómez-Tuena, et al., 2003*.

Se encuentra solo la Iddingsita, que es la alteración del olivino, como mineral de alteración producida por el fenómeno de exsolución. El grado de cristalinidad de la matriz va de holocristalino a hipocristalino, conteniendo cantidades traza de vidrio claro e intersticial con un contenido porcentual del <1%, y microlitos de plagioclasas y clinopiroxenos (43%). Esta roca es clasificada según sus características y su contenido mineral, de manera general, como un Basalto.

4.6. Unidad 6. Cuerpos de Lava Sub-alcalinos

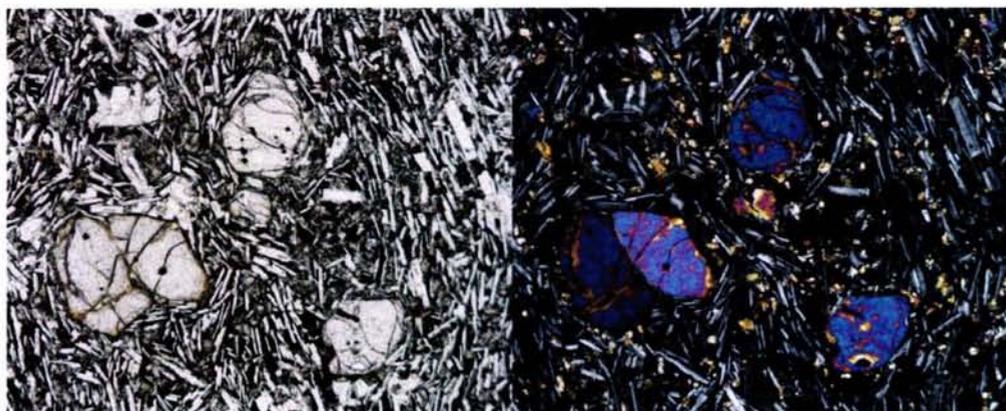
La petrografía de esta unidad está representada por las muestras EMC001, EMC002 y EMC005 (*ver mapa geológico*), esta última con análisis químico. Estas rocas tienen la característica de que describen un mosaico de microlitos dispuestos en forma de listones subparalelos entre sí, rodeando a fenocristales, presentando texturas politaxíticas a traquíticas con una ligera inequigranularidad porfídica. Los fenocristales primarios más abundantes son plagioclasas (*labradorita – andesina 5%*), ortopiroxenos (*hiperstena <1%*), clinopiroxenos (*augita - pigeonita 3%*) y olivino (2%). Las fases primarias de fenocristales y microfenocristales son de forma prismática subhedral a euhedral. En general se puede observar la paragénesis mineral: **Plagioclasa** (*labradorita - andesina 15%*) + **Olivino** (2%) ±

Ortopiroxeno (*hiperstena* 1%) + Clinopiroxeno (*augita* - *pigeonita* 7%) + Minerales Opacos (5%), (Tabla 32 y Microfotografía 14).

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)										
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION
EMC001	5	<1	3	1	-	-	-	-	1	Basalto
EMC002	5	<1	3	1	-	-	-	-	2	Basalto
EMC005	5	-	-	2	-	-	-	-	5	Basalto

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	Q	CLASIFICACION
EMC001	10	<1	4	1	-	-	-	-	1	7	65	-	-	Basalto
EMC002	15	<1	4	1	-	-	-	-	2	1	65	-	-	Basalto
EMC005	5	2	2	3	-	-	-	-	5	1	70	-	-	Basalto

Tabla 32. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales y Microfenocristales por el método de aproximación visual.



Microfotografía 14. EMC001, Punta Delgada. Luz paralela y luz polarizada, objetivo 5x/0.15 POL. Fenocristales de olivino y microfenocristales de hiperstena, envueltos en una matriz de plagioclasas pseudo-orientadas.

Se muestra en seguida el cálculo de la Norma CIPW (Tabla 33) a partir de los análisis químicos realizados en el presente trabajo y por *Negendank, et al. (1985)* de las muestras del mismo afloramiento, para compararlas contra el análisis modal de porcentajes de abundancia por el método de conteo de puntos (Tabla 34) y del cálculo de la Norma CIPW (Tabla 35) realizados por *Gómez-Tuena, et al. (2003)* para muestras del mismo afloramiento, y todos estos datos a su vez se comparan con los resultados obtenidos en el presente estudio, como comprobación de que el análisis realizado es el adecuado.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	Hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
U8	-	3.06	19.37	31.08	0.14	27.05	-	5.15	8.60	2.05	-	-	0.53	61.60
U7	4.74	4.55	23.95	32.20	-	9.05	8.90	-	6.00	4.73	3.79	-	2.15	57.35
NT-32	0.82	8.63	26.65	32.55	-	18.58	1.81	-	8.05	2.15	-	-	0.76	54.98
U6	1.55	6.80	24.79	26.48	-	23.39	6.57	-	7.96	1.84	-	-	0.60	51.60
EMC005	3.01	7.68	30.29	25.69	-	9.69	11.70	-	7.85	2.70	0.50	-	0.90	45.90
U-13	3.97	6.86	27.92	27.92	-	10.22	12.60	-	6.97	2.62	-	-	0.83	50.03
NT-31	1.98	6.97	30.80	26.84	-	15.10	9.38	-	5.50	2.64	-	-	0.76	46.56

Tabla 33. Cálculo de la Norma CIPW con el software Igpwt, a partir de análisis químicos de muestras del mismo afloramiento analizadas por *Negendank, et al., 1985*.

* Abreviaciones Minerales: Plagioclasa (plg), Ortopiroxeno (opx), Clinopiroxeno (cpx), Biotita (bt), Hornblenda (hb), Feldespato-k (fk), Minerales Opacos (mo), Cuarzo (q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), diópsida (di), hiperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap), porcentaje de anortita en la plagioclasa (%An).

FENOCRISTALES (>0.3 mm) (%)														
Muestra*	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION
PS99-6	15.1	-	-	2.0	-	-	-	-	0.5	-	82.3	-	-	Basalto

Tabla 34. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales por el método de conteo de puntos en un mínimo de 1200 puntos, analizado por Gómez-Tuena, et al., 2003.

Muestra*	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
PS99-6	4.8	20.2	45.1	14.5	-	-	10.2	-	1.3	2.3	-	-	1.4	24.33

Tabla 35. Norma CIPW de una muestra del mismo afloramiento analizada por Gómez-Tuena, et al., 2003.

Los minerales secundarios que se encuentran en estas muestras son escasos, ya que la alteración que ha sufrido la roca es casi nula, pues la edad de estas rocas es relativamente joven como para tener una fuerte alteración por intemperismo.

Entre estos minerales secundarios se encuentran algunos cristales de clorita, epidota y antigorita entre la matriz. El grado de cristalinidad de la matriz va de holocristalino a hipocristalino, conteniendo pequeñas cantidades a cantidades traza de vidrio ligeramente pardo e intersticial con un contenido porcentual que varía del 1% al 7 %, y microlitos (65% aproximadamente) de plagioclasas y clinopiroxenos en la matriz. Esta roca es clasificada según sus características y su contenido mineral, de manera general, como un Basalto, presentando otra característica como no contener microlitos de olivino en la matriz, ni vidrio claro, tendiendo a ser una roca básica de correspondencia Toleítica.

4.7. Unidad 7. Zona Costera "Punta Boca Andrea"

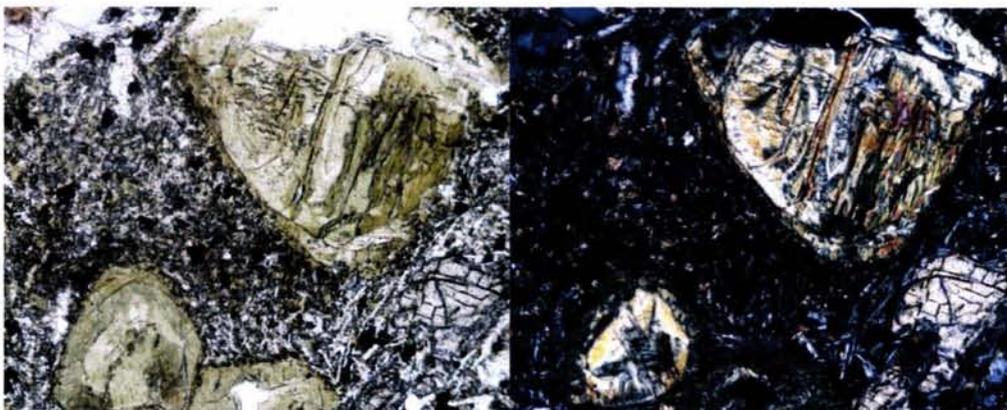
En esta unidad se describe la petrografía en dos partes según los puntos ACT001 y ACT002 (*ver mapa geológico*), ubicados en la parte litoral de Punta Boca Andrea.

La muestra ACT001 en lámina delgada se puede ver como un conjunto de fragmentos de roca (0.1-3 mm) y algunos microlitos de plagioclasas rodeadas por una matriz criptocristalina o vidrio color pardo. Todo este mosaico se dispone de una forma caótica y sin algún rastro de fluidez, lo que solamente es posible ver lentes de vidrio notándose como pseudocristales alargados haciendo una pseudoforma de flujo en la roca. Estas rocas presentan una textura brechoide ya que se presenta vidrio, ceniza, microlitos, microfenocristales y fragmentos de roca en una disposición caótica e inequigranular.



Microfotografía 15. ACT001, Punta Boca Andrea.

En la muestra ACT002 se pueden notar distintos tipos de materiales que están dispuestos caóticamente, encontrándose 2 diferentes tipos de rocas fragmentadas de distintas fuentes de aporte a lo largo y ancho de todo el afloramiento sin ninguna disposición de orientación preferencial. Estos fragmentos fueron identificados como fragmentos de andesitas y basaltos donde su procedencia es muy cercana, ya que estos fragmentos fueron estudiados microscópicamente y son muy similares a las muestras obtenidas de los lugares donde afloran originalmente. Los fragmentos de andesitas muestran texturas que van desde porfídica a glomeroporfídica con una paragénesis de: Plagioclasas (andesina 50%) + Clinopiroxeno (augita - pigeonita 6%) + Minerales Opacos (10%). La matriz es casi completamente holocristalina formada por microlitos de plagioclasas y clinopiroxenos, además de minerales secundarios como clorita y minerales arcillosos, teniendo un porcentaje aproximado de 30% con vidrio pardo intersticial que varía su porcentaje de 1 a 5%. Los fragmentos de basalto presentan una textura glomeroporfídica con una paragénesis mineral de: Plagioclasas (labradorita - andesina 40%) + Clinopiroxeno (augita 10%) + Olivino (5%) + Minerales Opacos (10%). La matriz es también casi totalmente holocristalina formada por microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos y minerales secundarios como antigorita y clorita, con un porcentaje aproximado de 30% y vidrio claro intersticial que varía el porcentaje de 2 a 5%.



Microfotografía 16. ACT002, Playa de los Muñecos. Punta Boca Andrea.

El material que envuelve a todos estos fragmentos de roca varía en color, tipo de intemperismo y tipo de alteración, observándose en lámina delgada la misma textura variando un poco la concentración de ciertos minerales de alteración y de reemplazamiento. Microscópicamente, la matriz general de los fragmentos de roca, varía de vítrea a microlítica con abundantes minerales arcillosos (producto de la alteración de feldespatos de la matriz y de los fragmentos de roca). En general la roca podría verse como piroclástica donde sus constituyentes (fragmentos aloclásticos), como grandes bloques de basalto que se encuentran en la parte inferior del afloramiento, se derivan de la fragmentación de las rocas volcánicas preexistentes por procesos ígneos con la intrusión del nuevo material magmático que envuelve a la roca encajonante. La roca contiene fragmentos piroclásticos como cristales de feldespatos, ferromagnesianos, fragmentos de cristales, fragmentos de vidrio, formando una supuesta textura piroclástica, donde sus formas son generadas durante el proceso el proceso de disrupción o transporte al lugar primario de depósito y no debería haber sido cambiada por el subsecuente proceso de redepósito, el cual los haría piroclastos retrabajados. Las estructuras microscópicas observadas son microfracturas rellenas de calcita, sustitución de algunos minerales por calcita, alteración de feldespatos y ferromagnesianos a clorita y sericita, además también a minerales arcillosos. La roca se clasificó como una zona de brecha en el contacto del intrusivo y las rocas volcánicas preexistentes en la parte inferior del afloramiento y hacia la parte superior se puede llamar una roca piroclástica de composición básica.

5. Geoquímica

5.1 Preparación de Muestras y Métodos Analíticos

El muestreo selectivo se realizó en campo, en el que se utilizaron ciertos criterios como: Procedencia, en el que se trató de obtener al menos un ejemplar de cada una de la litología descrita en la columna estratigráfica propuesta en el presente estudio; Estado de preservación de la roca, para evitar en lo posible, la contaminación de la roca por material secundario, por relleno, alteración hidrotermal o intemperismo químico notable.

Las rocas fueron molidas en una trituradora de quijadas de acero, un mortero y placas de acero montadas en una compresora hidráulica. Los fragmentos resultantes fueron tamizados en una malla de acero, seleccionando un tamaño de grano menor a los 0.5 cm de diámetro, donde estos fragmentos fueron introducidos a un baño ultrasónico con agua bidestilada por 20 minutos para dejarlos secar bajo una fuente luminosa. Los fragmentos secos fueron inspeccionados bajo un microscopio estereoscópico binocular para garantizar su limpieza y frescura, y evitar que fragmentos de metal se vieran introducidos en la muestra.

Las muestras fueron pulverizadas en un molino tipo *shatter box* con contenedor y disco de aluminio para reducir la contaminación con elementos como Ti y Nb. Para pulverizar las muestras se debe seguir una serie de pasos para lograr en lo posible la menor contaminación de los polvos obtenidos de cada muestra. El primer paso consiste en precontaminar la pulverizadora con 5 g de muestra por 3 a 5 minutos, dependiendo de la dureza de la roca. Esto se hace para rellenar todas las cavidades e irregularidades de la pulverizadora, del polvo derivado de la muestra para reducir las posibilidades de contaminación con otros materiales no deseados. El polvo derivado de la precontaminación se desecha, y la pulverizadora tiene que ser limpiada lo mejor posible con aire comprimido y acetona para introducir de 10 a 15 g de la misma muestra, repitiendo así, el proceso de pulverización, para que al obtener el polvo sea introducido inmediatamente a un recipiente tapado de vidrio o plástico, que posteriormente fue empleado para los análisis de elementos mayores y trazas.

Los análisis químicos fueron realizados para siete muestras, utilizando un aparato de fluorescencia de rayos X marca Siemens modelo SRS-3000 (tubo de Rh y ventana de Be) del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) en el Instituto de Geología, UNAM, por *Lozano-Santa Cruz* en muestras de roca pulverizada, donde se analizaron diez elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O y P_2O_3) empleando la técnica de discos fundidos con una relación de 9 g de fundente y 1 g de muestra, y catorce

elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) empleando pastillas de polvo prensadas que contenían 4 g de muestra y 0.4 g de aglutinante (Lozano-Santa Cruz, et al., 1995).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Suma
AMA-6	45.57	1.187	15.31	11.98	0.204	8.63	12.29	2.21	1.09	0.4	1.9	100.77
AMA-8	62.11	0.428	17.79	3.83	0.084	1.76	4.23	5.56	2.94	0.172	1.65	100.55
AMA-13	47.003	2.4	16.45	12	0.189	6.547	10.142	3.574	1.103	0.676	-0.04	100.04
AMA-17	53.38	0.77	16.47	7.65	0.11	3.54	6.1	3.59	0.8	0.19	7.4	100
AMA-22	71.57	0.278	15.49	2.31	0.036	0.355	1.363	3.687	3.467	0.054	1.58	100.19
AMA-26	46.24	3.322	15.781	13.296	0.209	6.535	8.468	3.786	1.38	0.791	-0.15	99.66
EMC005	51.598	1.406	16.493	9.361	0.128	6.418	8.091	3.536	1.279	0.38	1.93	100.62

Tabla 36. Análisis Químico de Elementos Mayores de las muestras de este trabajo.

Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
AMA-6	25	757	422	17	120	28	310	290	52	117	119	84	5	2
AMA-8	84	892	1431	18	216	13	89	75	9	6	31	41	33	201
AMA-13	18	861	484	24	175	24	241	202	41	69	40	78	4	4
AMA-17	19	557	763	14	129	10	203	30	21	13	21	85	3	4
AMA-22	117	355	1248	20	133	12	41	99	8	9	26	30	24	18
AMA-26	19	926	550	29	209	36	240	179	40	84	38	86	5	3
EMC005	21	579	432	22	239	10	174	145	65	88	37	101	4	6

Tabla 37. Análisis Químico de Elementos Trazas de las muestras de este trabajo.

En los análisis geoquímicos, proporcionados por Lozano-Santa Cruz, se dio el valor del wt% Fe₂O_{3t} (total), el cual, se separó el wt% FeO del wt% Fe₂O_{3t} (total) de un gramo de muestra pulverizada por el método de Shapiro and Brannock (1962) modificado, titulando con dicromato de potasio, por Ángeles-García del Departamento de Geología Regional del Instituto de Geología, UNAM, para que después fuera calculado el Fe₂O₃ de la siguiente relación:

$$\%Fe_2O_3(t) = \%Fe^{3+}(\text{Magnetita}) + \%Fe^{2+}(\text{Hematita});$$

$$\%Fe_2O_3 = \%Fe^{2+}(\text{Hematita}) \times (1.429);$$

donde %Fe²⁺(Hematita) es el valor que se obtuvo por titulación.

donde 1.429 es el factor de conversión del Fe²⁺ → Fe³⁺

para después despejar el FeO:

$$\%Fe_2O_3(t) = \%FeO + \%Fe_2O_3 \rightarrow \%FeO = \%Fe_2O_3(t) - \%Fe_2O_3$$

y así, obtener los valores del hierro férrico y ferroso para realizar el cálculo y el análisis de la Norma CIPW.

Muestra	%FeO
AMA-6	6.45
AMA-8	1.06
AMA-13	6.11
AMA-17	2.63
AMA-22	0.2
AMA-26	8.5
EMC005	4.08

Tabla 38. Resultados de las determinaciones de %FeO por titulación con dicromato de potasio.

Muestra	%FeO	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}
AMA-6	2.7629	9.2171	11.98
AMA-8	2.3153	1.5147	3.83
AMA-13	3.2688	8.7312	12
AMA-17	3.8917	3.7583	7.65
AMA-22	2.0242	0.2858	2.31
AMA-26	1.1495	12.147	13.296
EMC005	3.5307	5.8303	9.361

Tabla 39. Resultados del cálculo del hierro férrico y ferroso de la separación del hierro total.

5.2 Variaciones sistemáticas de elementos mayores y trazas

Los análisis de las concentraciones de los elementos mayores y trazas se realizaron a partir de una normalización del porcentaje de los elementos mayores al quitarles la PXC (Pérdida por Calcinación) que contiene el CO₂ y el H₂O totales en la muestra. Además se tomaron los valores de estudios realizados anteriormente por *Negendank, et al. (1985)* y por *Gómez-Tuena (2002)*, para ser comparados con los análisis de las muestras presentadas en éste trabajo.

El estudio geoquímico de elementos mayores y trazas se llevó a cabo a partir del análisis de las Tablas de los Anexos 4 y 5, en las que muestran a los elementos mayores normalizados en estado anhidro, donde además todas las muestras están acomodadas en orden estratigráfico.

Las rocas se clasifican como basaltos (SiO₂ < 52.5 wt%), basaltos andesíticos (52.5 wt% < SiO₂ < 55 wt%), andesitas (55 wt% < SiO₂ < 63 wt%) y dacitas (SiO₂ > 63 wt%), siendo los equivalentes intrusivos: gabros, diorita, granodiorita y granito; que se manejan como rocas extrusivas para mayor simplicidad.

Para la clasificación química de la secuencia estratigráfica se utilizaron el diagrama de *LeBas (TAS, Alcalis vs Sílice; LeBas et al. 1986; en Igpert software)* para rocas extrusivas y el diagrama de *Cox (TAS, Alcalis vs Sílice; Cox-Bell-Penk, 1979; en Igpert software)* para rocas intrusivas.

Las lavas del Macizo de Palma Sola están conformadas por las Unidades 5, 6 y por las Sub-unidades 1 y 2 de la Unidad 2. Se analizaron por elementos mayores una muestra de la Sub-unidad 1 de la Unidad 2 correspondiente a un basalto alcalino (AMA-26) y dos muestras pertenecientes al trabajo de *Negendank, et al. (1985)*, las cuales pertenecen a los mismos afloramientos (U74 y U75). En la Sub-unidad 2 de la Unidad 2 se analizó una muestra correspondiente a una andesita (AMA-17). Las Unidades 5 y 6 están conformadas por una cantidad de muestras más variadas pertenecientes a los autores mencionados y a los análisis químicos realizados para este trabajo destacando la muestra (AMA-13) de la

Unidad 5 siendo de los basaltos alcalinos y la muestra (EMC005) de la Unidad 6 siendo un basalto toleítico.

Utilizando el diagrama de clasificación química (Figura 7) para estos derrames (TAS, LeBas, 1986 en Rollinson, 1993), las muestras colectadas presentan un rango de composiciones basálticas a ligeramente intermedias.

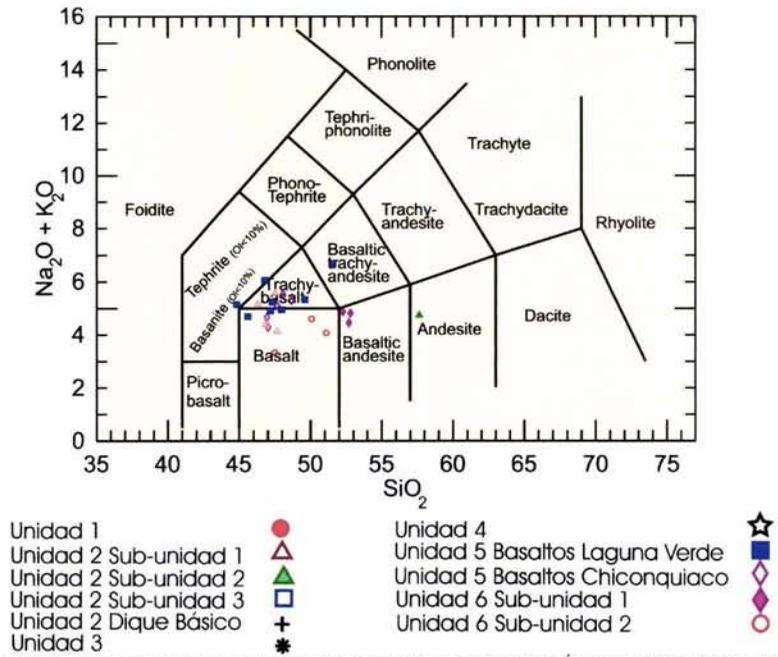


Figura 7. Clasificación química y nomenclatura para rocas volcánicas utilizando el total de Álcalis vs Sílice (TAS), diagrama de LeBas, et al. (1989), tomado de Rollinson, H., "Using Geochemical Data".

La mayor parte de las muestras tienen una tendencia de composición básica a ligeramente intermedia, lo que indica el dominio del volcanismo basáltico a intermedio y muy prematuramente se podría deducir una diferenciación magmática en la que después de una efusión básica se observan gradualmente efusiones de rocas intermedias con una gran cantidad de volátiles observados en intrusiones de diques ácidos muy alterados y alterando a la roca encajonante (lavas básicas e intermedias).

Los cuerpos intrusivos del Macizo de Palma Sola están conformados por la Unidad 1 y por la Sub-unidad 3 y por los diques de la Unidad 2. Se analizaron por elementos mayores una muestra de la Unidad 1 a una microdiorita con dos muestras (LV1 y LV2) pertenecientes al trabajo de Negendank, et al. (1985) y una muestra (PS99-30A) del trabajo de Gómez-Tuena, et al. (2003). En la Sub-unidad 3 de la Unidad 2 se analizó una muestra que corresponde a una dacita que por su textura y su comportamiento en el diagrama TAS de LeBas, se utilizó como una roca sub-volcánica (AMA-22), una muestra (U62) perteneciente al trabajo de Negendank, et al. (1985) y una muestra (PS99-38) perteneciente al trabajo de Gómez-Tuena, et al. (2003) las cuales pertenecen a los mismos afloramientos. En los diques de la Unidad 2 se analizó una muestra correspondiente a un gabro (AMA-6).

También se utilizaron los datos de la roca silicificada de la Unidad 4, pero por su alto contenido de sílice, muchas veces no aparecen en los diagramas analizados.

Utilizando el diagrama de clasificación química (Figura 8) para estos cuerpos intrusivos (TAS, Cox-Bell-Penk, 1979 en Rollinson, 1993), las muestras colectadas presentan un rango de composiciones básicas a ligeramente intermedias e intermedias ligeramente ácida.

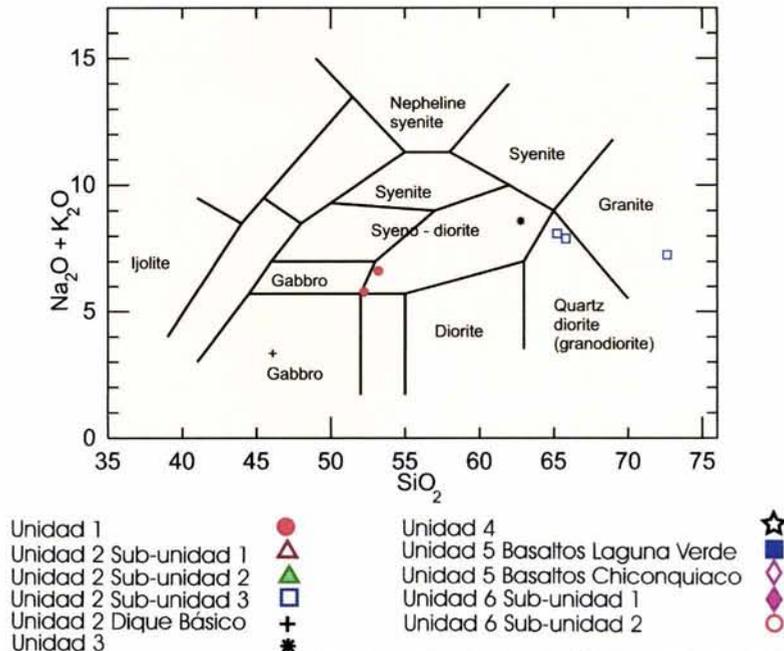


Figura 8. Clasificación química y nomenclatura para rocas intrusivas utilizando el total de Alcalis vs Sílice (TAS), diagrama de Cox, et al. (1979), tomado de Rollinson, H., "Using Geochemical Data".

La mayor parte de las muestras colectadas, así como las muestras estudiadas de otros análisis químicos realizados, demuestran que la mayor parte de las rocas que forman el Macizo de Palma Sola son de composición básica con mediano y alto contenido de K_2O y algunas pocas son de composición ácida con mediano y alto contenido de K_2O , siendo estas últimas las lavas andesíticas y la roca plutónica de la Punta Villa Rica (Figura 9).

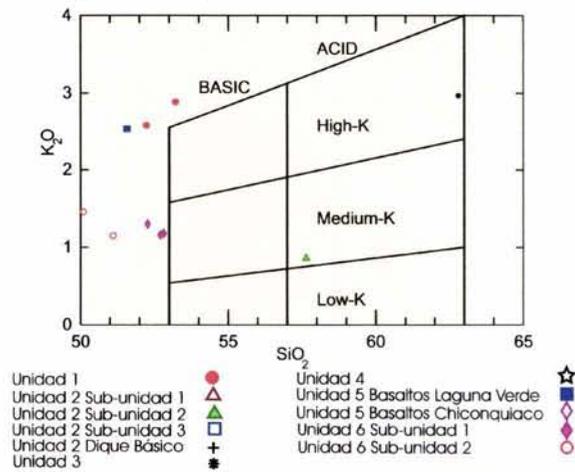


Figura 9. Diagrama que representa la Acidez y Basicidad de las muestras estudiadas utilizando el K_2O vs Sílice, diagrama de Miyashiro (1974), tomado de "Using Geochemical Data", Rollinson, H.

La afinidad de las rocas del Macizo de Palma Sola con una serie o suite magmática se demuestra en una serie de diagramas que primero se diferencian entre las series alcalinas y las subalcalinas en el diagrama de *Irvine y Barajar (1971)* (Figura 10), donde los basaltos de las Unidades 2 y 5 demuestran su suite magmática alcalina, además de la microdiorita de la Unidad 1.

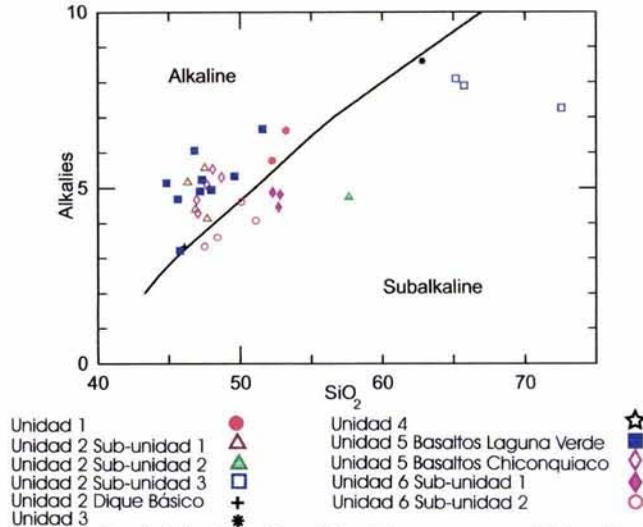


Figura 10. Diagrama que representa la tendencia de las Series Magmáticas de las muestras estudiadas utilizando el Total de Álcalis vs Silíce, diagrama de *Irvine y Barajar, (1971)*, tomado de "*Using Geochemical Data*", *Rollingson, H.*

En el diagrama de *Brown (1962)*, se demuestra y se comprueba la alcalinidad de los basaltos de las Unidades 2 y 5, además de la microdiorita de la Unidad 1, pero se puede observar que los basaltos de la Unidad 6, según la relación del eje de las ordenadas ($\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) contra el silíce en el eje de las abscisas, corresponden a basaltos alcalinos, mientras que otros diagramas muestran lo contrario. La microdiorita de la Unidad 1 corresponde a suite alcalina, las andesitas de la Unidad 2 son calcoalcalinas, además las dacitas de la Unidad 2 y la diorita de la Unidad 3 pertenecen a la serie cálcica (Figura 11).

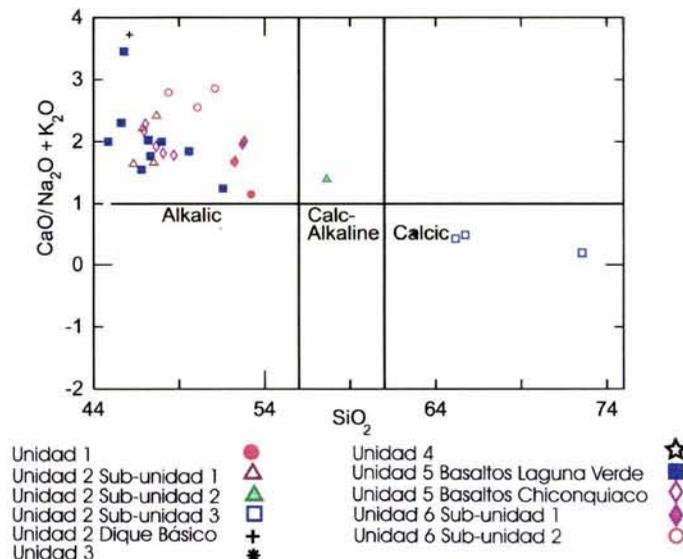


Figura 11. Diagrama que representa la tendencia de las Series Magmáticas de las muestras estudiadas utilizando el $\text{CaO}/\text{Total de Álcalis}$ vs Silíce, diagrama de *Brown (1962)*, tomado de "*Using Geochemical Data*", *Rollingson, H.*

Según el diagrama de Miyashiro (1974) utilizando la relación de FeO/MgO en el eje de las ordenadas contra el sílice el eje de las abscisas, se puede observar que los basaltos de la sub-unidad superior (sub-unidad 2) de la Unidad 6, son basaltos toleíticos, mientras que los basaltos de la sub-unidad inferior de la Unidad 6 son calcoalcalinos. La diorita de la Unidad 3, la dacita y la andesita de la Unidad 2 se comprueba su afinidad calcoalcalina (Figura 12).

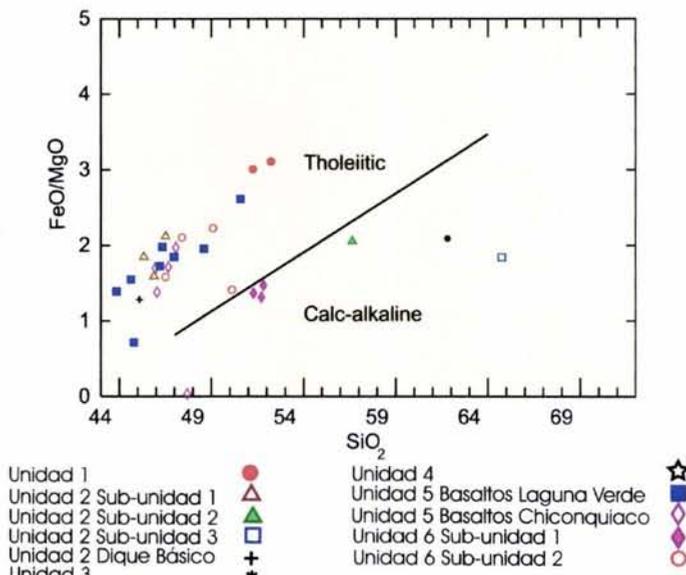


Figura 12. Diagrama que representa la tendencia de las Series Magmáticas de las muestras estudiadas utilizando el FeO/MgO vs Silice, diagrama de Miyashiro (1974), tomado de "Using Geochemical Data", Rollinson, H.

El diagrama AFM comprueba que los basaltos de la sub-unidad superior de la Unidad 6 pertenecen a la serie Toleítica y las demás muestras mencionadas anteriormente corresponden a la suite calcoalcalina (Figura 13).

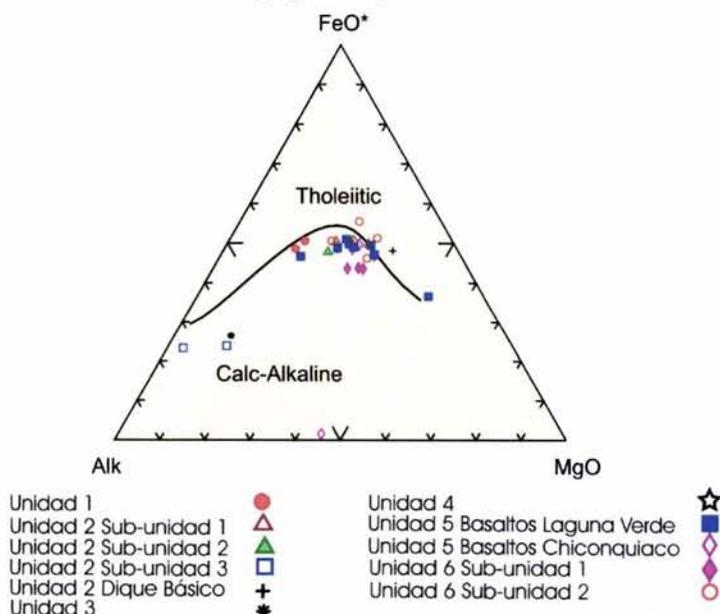


Figura 13. Diagrama que representa la tendencia de las Series Magmáticas de las muestras estudiadas utilizando los Álcalis vs FeO vs MgO, diagrama AFM, tomado de "Using Geochemical Data", Rollinson, H.

Las concentraciones del sílice en la secuencia de la columna estratigráfica propuesta varía entre 44.85 wt% y 98.13 wt%. En los diagramas de Harker (*Figuras 14 y 15*) se muestran las variaciones de los elementos mayores para las distintas secuencias litológicas del Macizo de Palma Sola pues se nota que tienen una variación directamente proporcional en Al_2O_3 y burdamente en el Na_2O y en el K_2O , lo que indica que al incrementarse el SiO_2 se incrementan estos óxidos, y se puede ver una variación inversamente proporcional en los demás elementos mayores. El tamaño de los símbolos en los diagramas binarios varía por el problema de edición del software utilizado y se utilizaron la mayor cantidad de diagramas binarios para mostrar al lector que la variación de los elementos contra SiO_2 , MgO y $\#\text{Mg}$, hay veces que no se puede interpretar nada por la dispersión de los puntos.

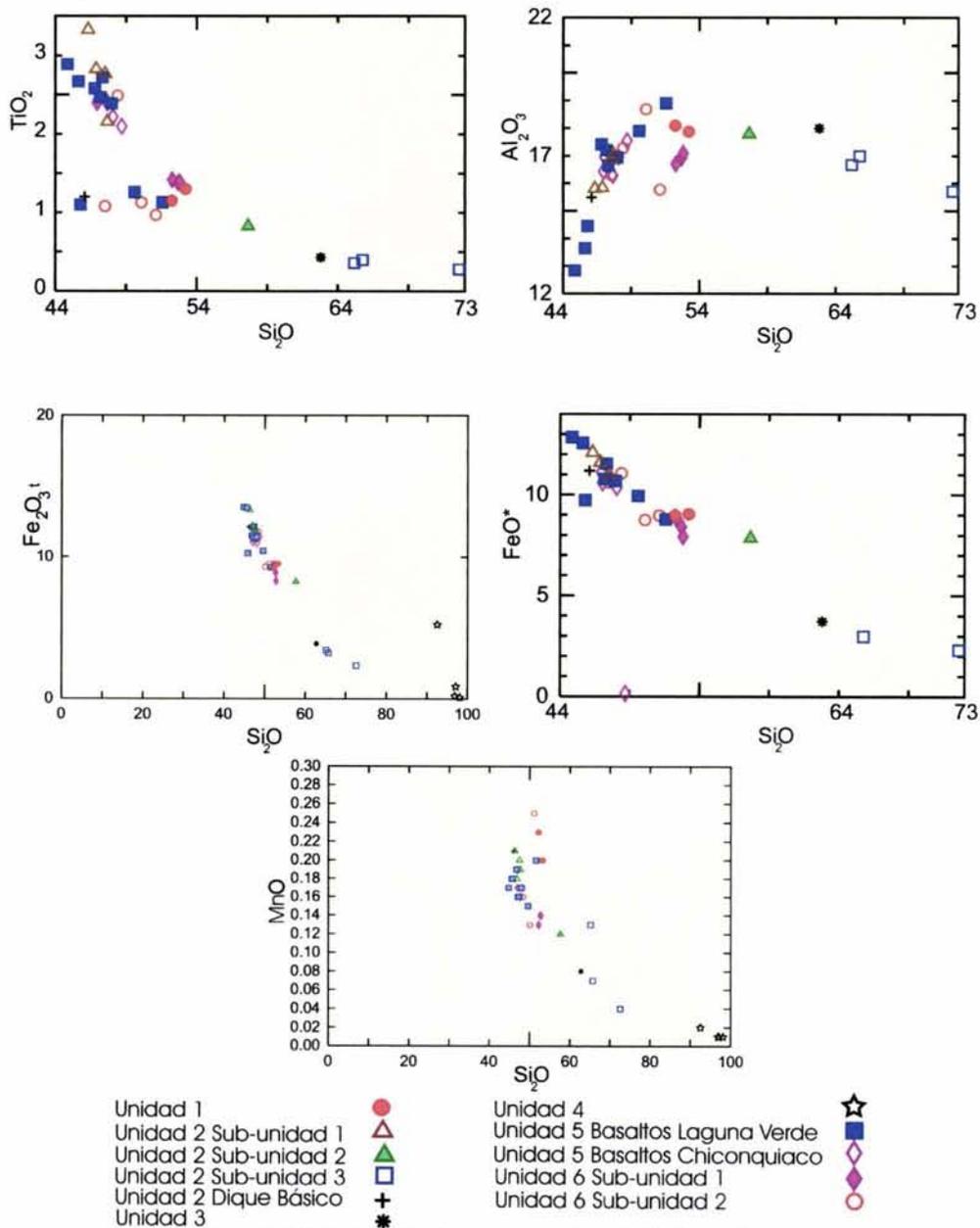


Figura 14. Diagramas de Harker que representan a los Óxidos vs SiO_2 .

Los elementos mayores como el Ti, Fe, Mg, Mn, Ca y P, indican que si la proporcionalidad contra el SiO₂ es inversa, la basicidad de las rocas aumenta al disminuir el SiO₂, y esto se comprueba en estos diagramas de Harker.

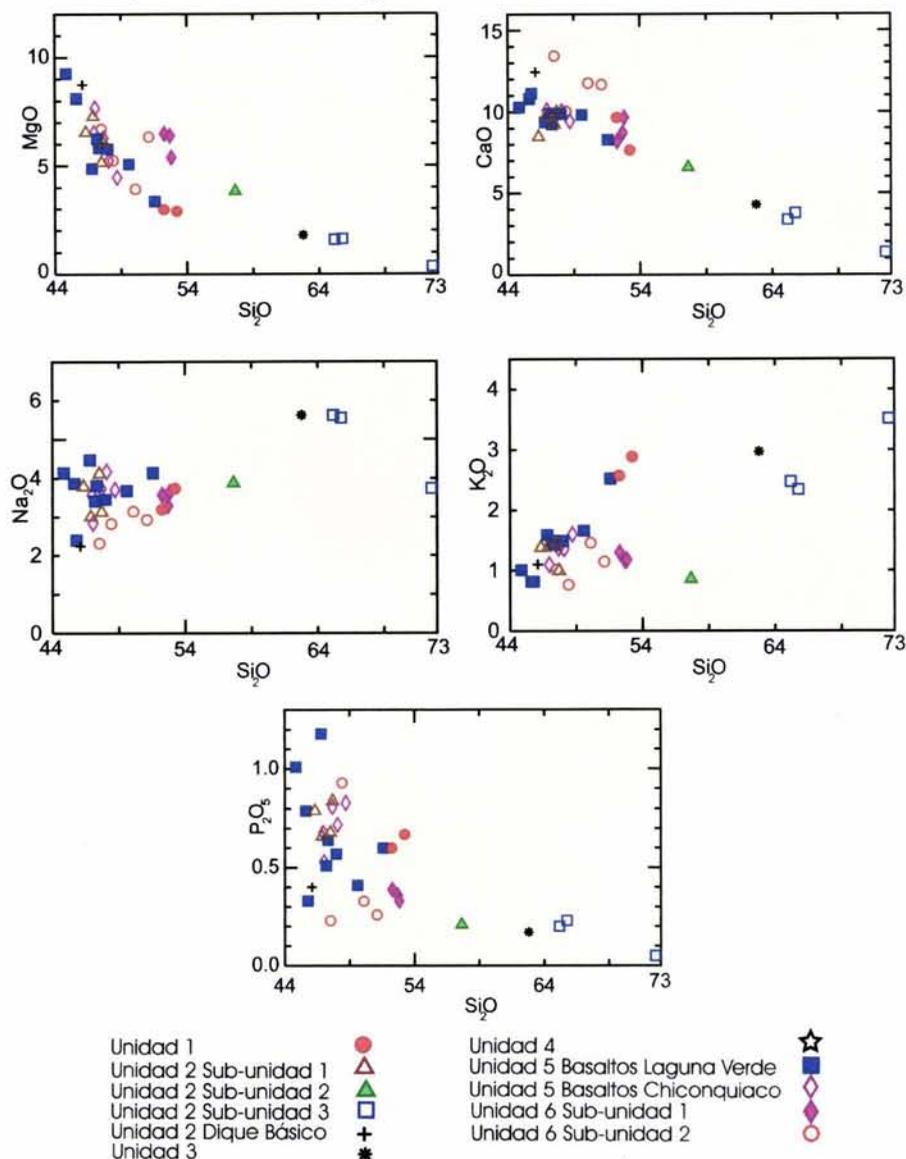


Figura 15. Diagramas de Harker que representan a los Óxidos vs SiO₂.

La variación del MgO en las secuencias en el Macizo de Palma Sola es entre 0.04 wt% y 13.54 wt% aunque son escasas las rocas con MgO < 2 wt%. El contenido de SiO₂, Al₂O₃, Na₂O y K₂O se nota un relativo incremento gradual al disminuir el contenido de MgO en las muestras estudiadas de todas las secuencias propuestas en la columna estratigráfica, y el TiO₂, Fe₂O₃t y CaO disminuyen también relativamente gradual al disminuir el MgO. Los basaltos presentan concentraciones menores de SiO₂ y Al₂O₃, y tienen relativamente más TiO₂, Fe₂O₃t, MnO, K₂O y P₂O₅ que el resto de las secuencias a valores equivalentes de MgO. La concentración de los elementos mayores en los plutones tienen un relativo menor contenido de TiO₂ que el resto de las secuencias litológicas (Figuras 16 y 17).

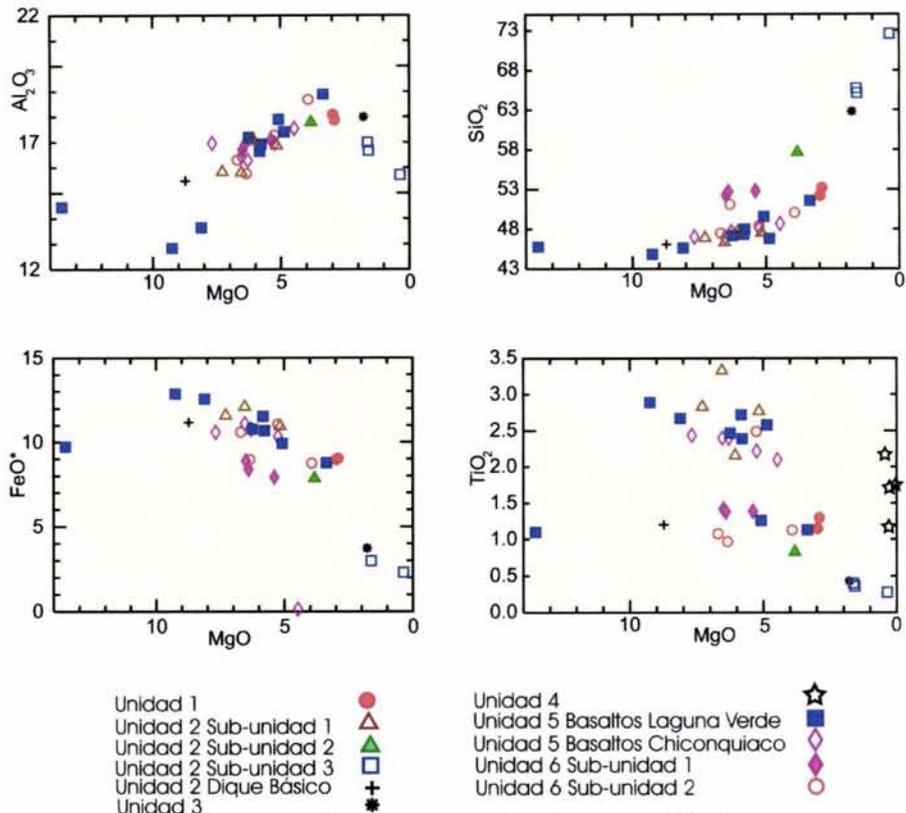


Figura 16. Diagramas Binarios que representan a los Óxidos vs MgO, Femer.

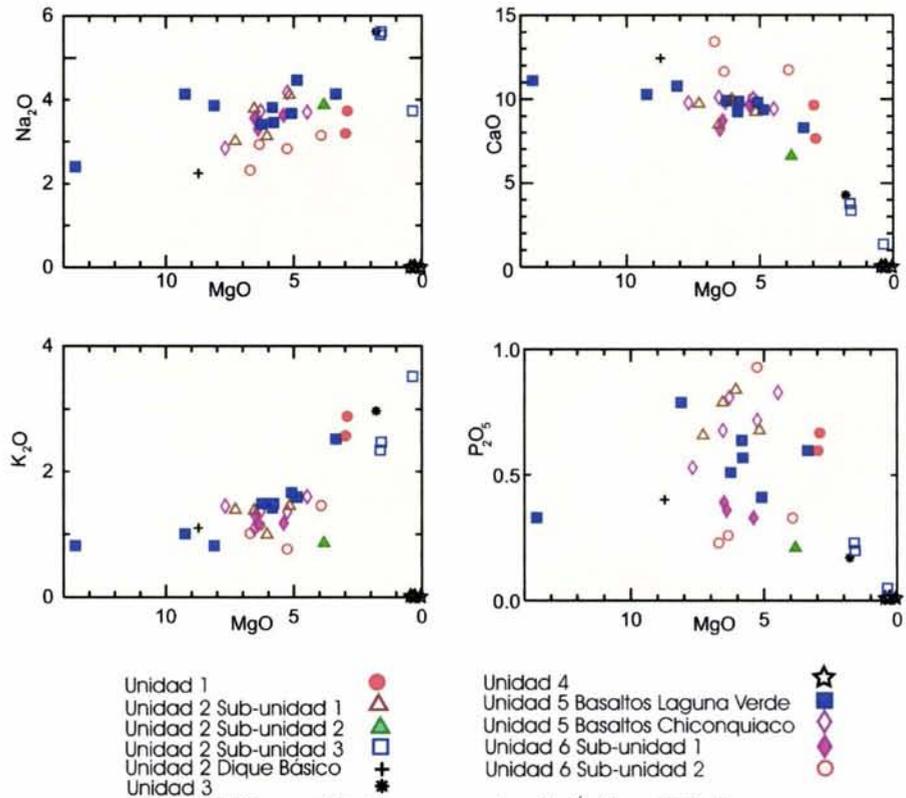


Figura 17. Diagramas Binarios que representan a los Óxidos vs MgO, Femer.

Las abundancias relativas de los elementos traza (Figuras 18, 19 y 20) muestran también similitudes y diferencias esenciales en las diferentes secuencias litológicas. Los basaltos, en comparación con las demás litologías, muestran mayores concentraciones de elementos traza. Los elementos trazas más incompatibles durante la fusión parcial del manto, como Ba, y Nb, generalmente incrementan su concentración al disminuir el contenido de SiO₂ en todos los grupos litológicos. En cambio, las concentraciones de Sr son muy variables y aunque de manera general tienen un comportamiento similar a los elementos más incompatibles, no muestran un proceso evolutivo coherente. Los basaltos presentan un incremento en la concentración de Zr y Y, al disminuir el contenido de SiO₂, pero en general todos los elementos trazas presentan una gran dispersión en todas los diagramas de Harker. Lo que se puede destacar en estos diagramas es que en la muestra AMA-8 de la Unidad 3 (asterisco negro) se observa que en los diagramas de Ba, Zr, Th y P, hay anomalías, pues es un punto muy separado de la concentración de casi todos los puntos, que podría atribuirse a una contaminación en el proceso del análisis químico, contaminación por xenolitos, silicificación del material, contaminación cortical en el ascenso de los magmas o una anomalía en la tendencia de los demás elementos, que sería una diferencia importante en el magmatismo del Macizo de Palma Sola.

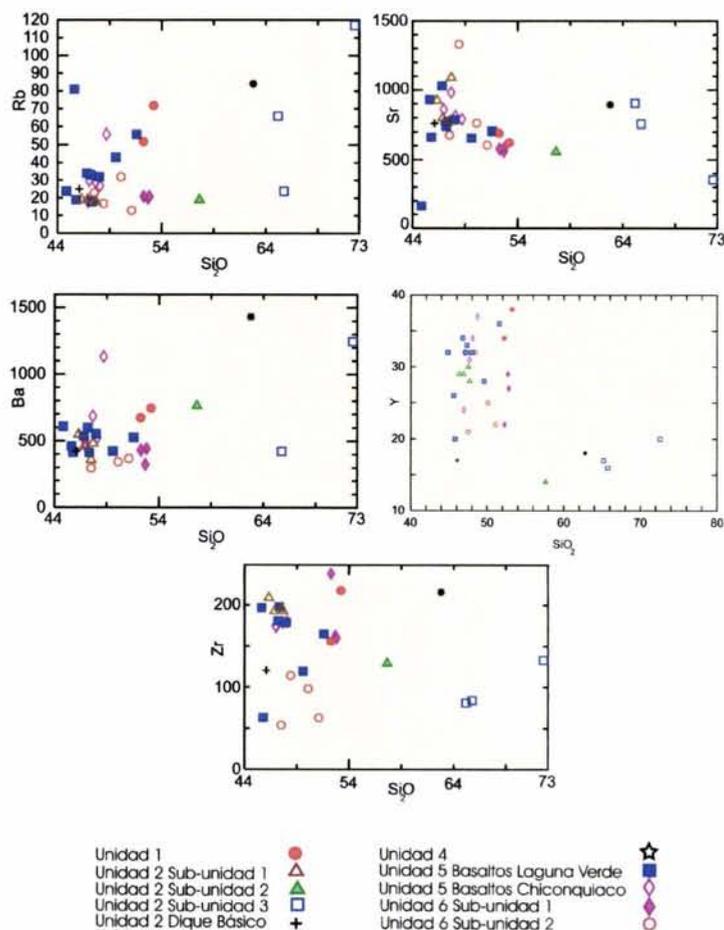


Figura 18. Diagramas de Harker que representan a las Trazas vs SiO₂.

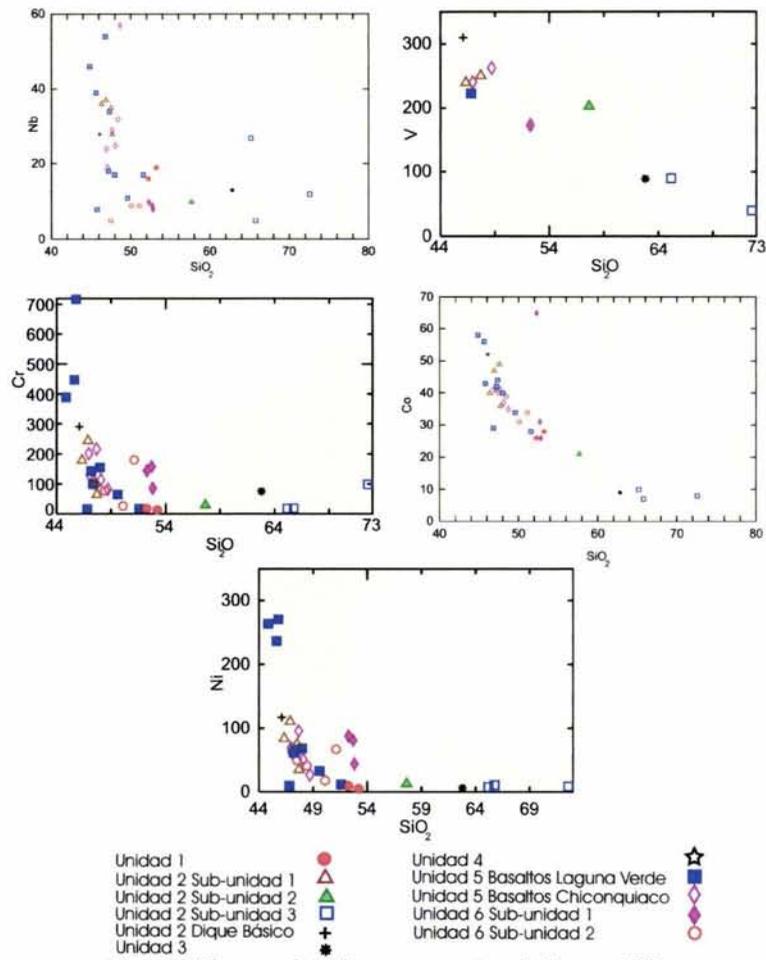


Figura 19. Diagramas de Harker que representan a las Trazas vs SiO₂.

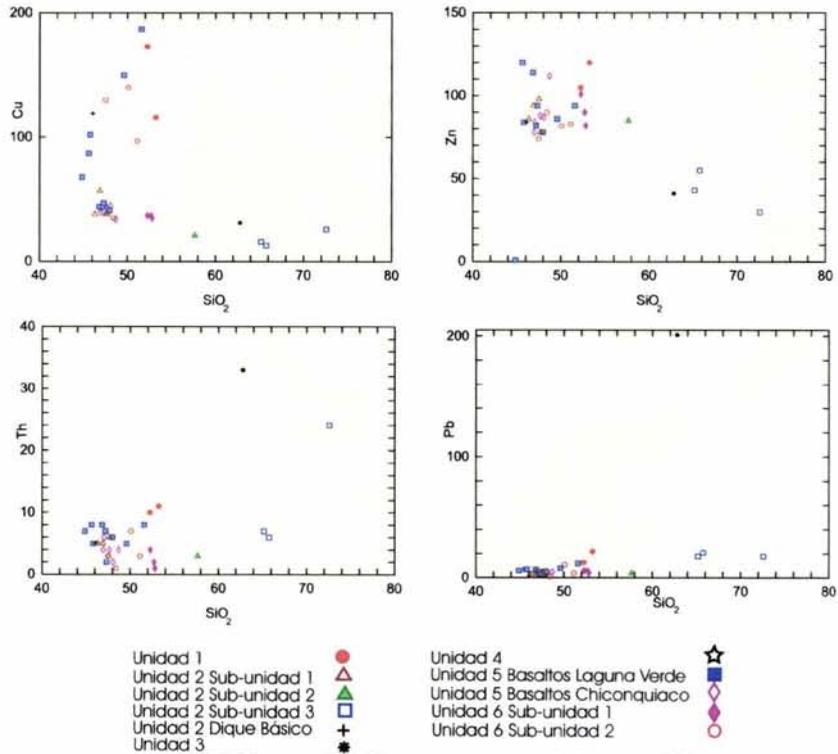


Figura 20. Diagramas de Harker que representan a las Trazas vs SiO₂.

Para discutir estas variaciones del Magnesio se emplean como base diagramas de variación "X-Y" y se asume que la existencia en ellos de tendencias lineales con dispersiones pequeñas o moderadas sugieren que las rocas son cogenéticas. Este tipo de tendencias pueden interpretarse como productos de los procesos de cristalización fraccionada o de fusión parcial. Cada óxido fue graficado (Figuras 21, 22, 23, 24 y 25) a lo largo del eje de las ordenadas ("Y") contra #Mg en el eje de las abscisas ("X"). Se seleccionó $\#Mg = (Mg \times 100 / Mg + Fe^{2+})$ porque su variación puede emplearse para seguir las tendencias de diferenciación a partir de un magma padre más primitivo (con un contenido más elevado de #Mg) a uno más evolucionado (#Mg más bajo). El #Mg en el líquido residual disminuye conforme las fases máficas cristalizan y la concentración de elementos incompatibles aumenta progresivamente.

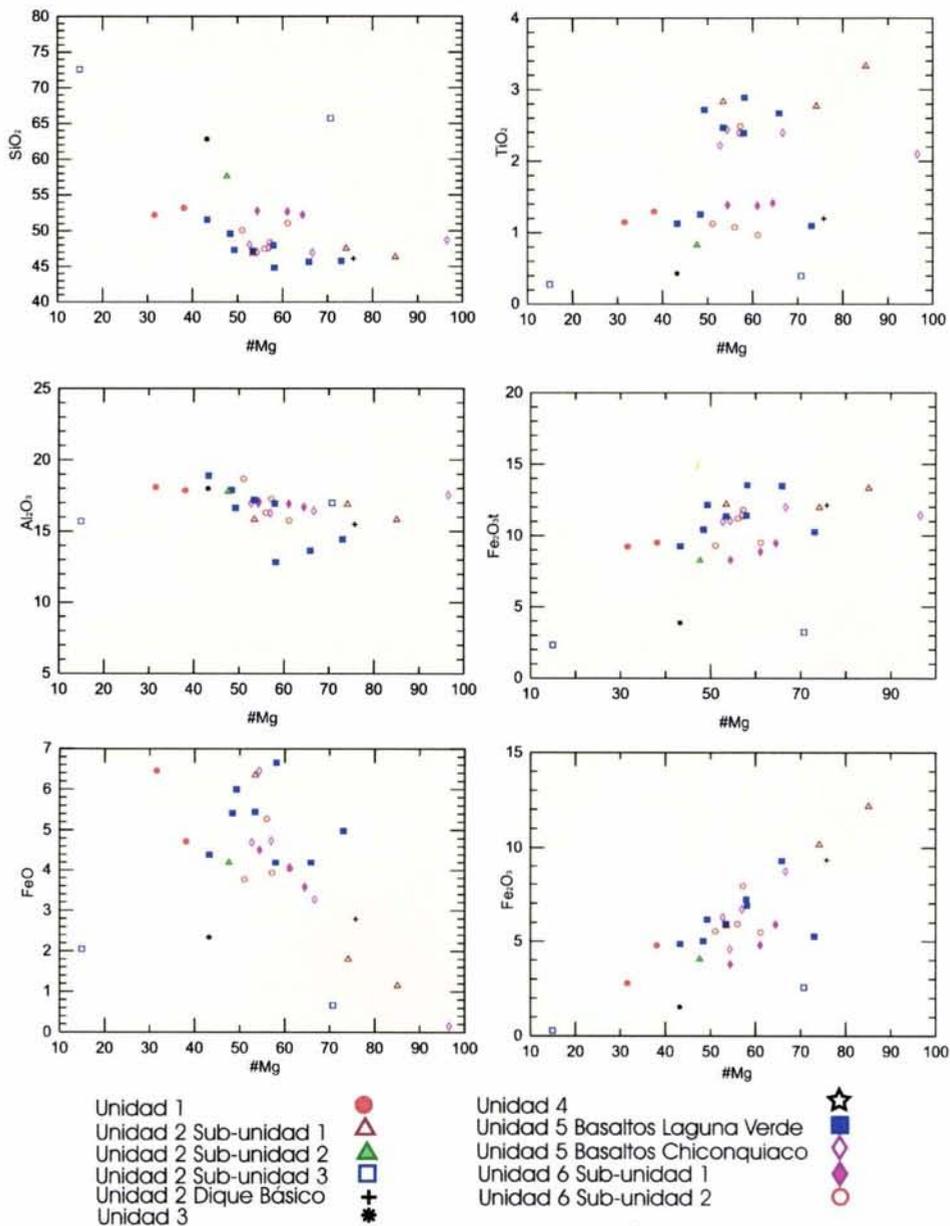


Figura 21. Diagramas Binarios que representan a los Óxidos vs # Mg.

Si las características químicas de la secuencia se deben a que las rocas representan líquidos generados por distintos grados de fusión parcial de una misma fuente en el manto, el #Mg debe permanecer relativamente constante y los elementos incompatibles deben variar considerablemente, ya que conforme aumenta el porcentaje de fusión parcial, el contenido de elementos incompatibles se diluye en los líquidos. Otros usos que se han dado al #Mg son para establecer si las rocas estudiadas pueden considerarse como magmas primarios derivados directamente del manto y para identificar el magma más primitivo (determinar el magma parental en un conjunto de rocas relacionadas por una misma línea evolutiva).

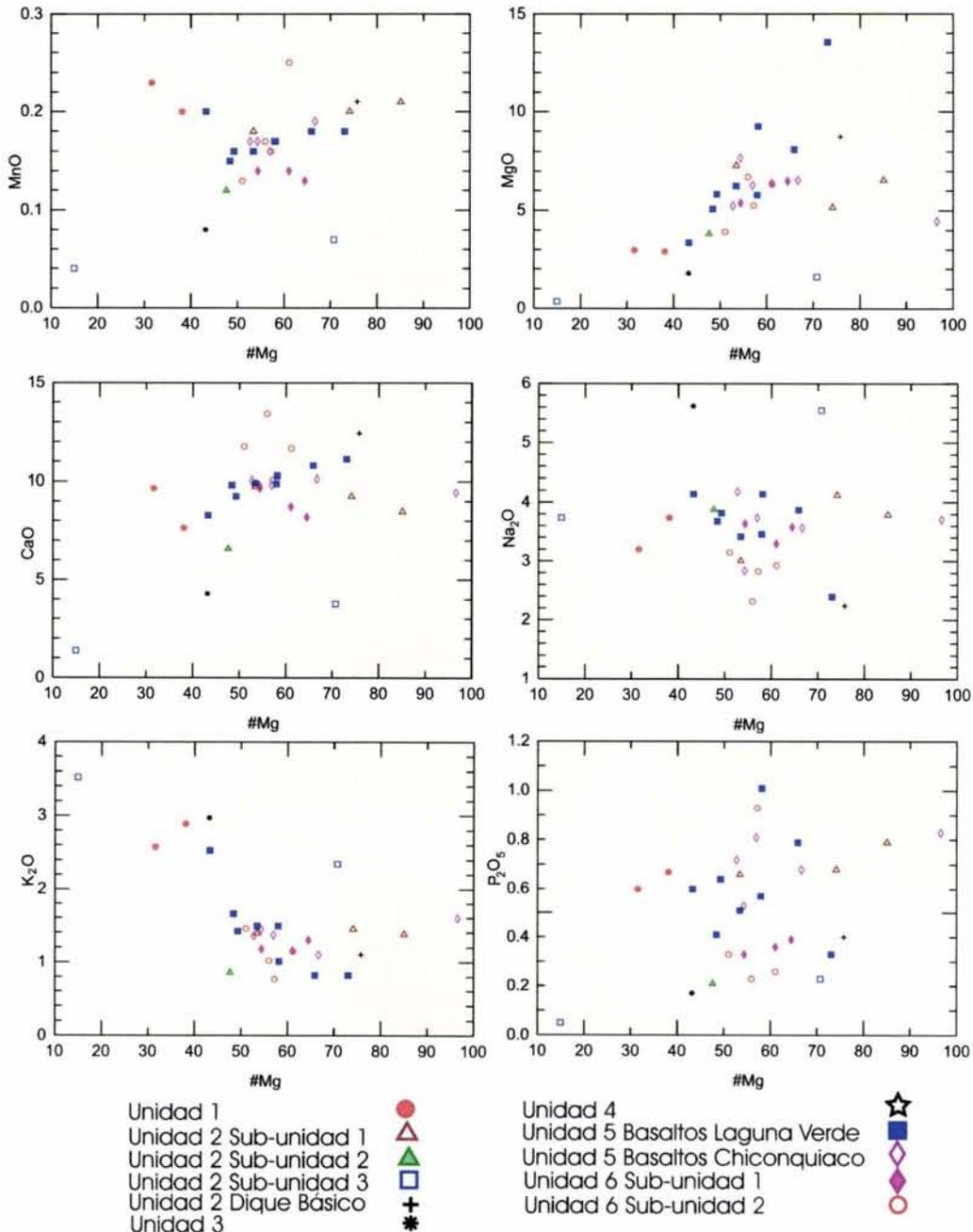


Figura 22. Diagramas Binarios que representan a los Óxidos vs #Mg.

Las muestras colectadas tienen #Mg que oscilan entre 9.46 y 85.88 con un valor promedio de 54.5. Para magmas primarios, solo 3 muestras están dentro del intervalo de 63-73 propuesto por *Green (1971)*, lo que denota que las rocas están sumamente evolucionadas, y los contenidos de Ni (5-271 ppm) y Cr (10-717 ppm), son considerablemente más bajos que los valores esperados (Ni: 400-500; Cr > 1000 ppm) para magmas primarios (*Wilson, 1989*) por lo que es de esperar que estos magmas sean el producto de una fusión parcial de la litosfera, excepto para los basaltos que es muy probable que provengan del manto superior.

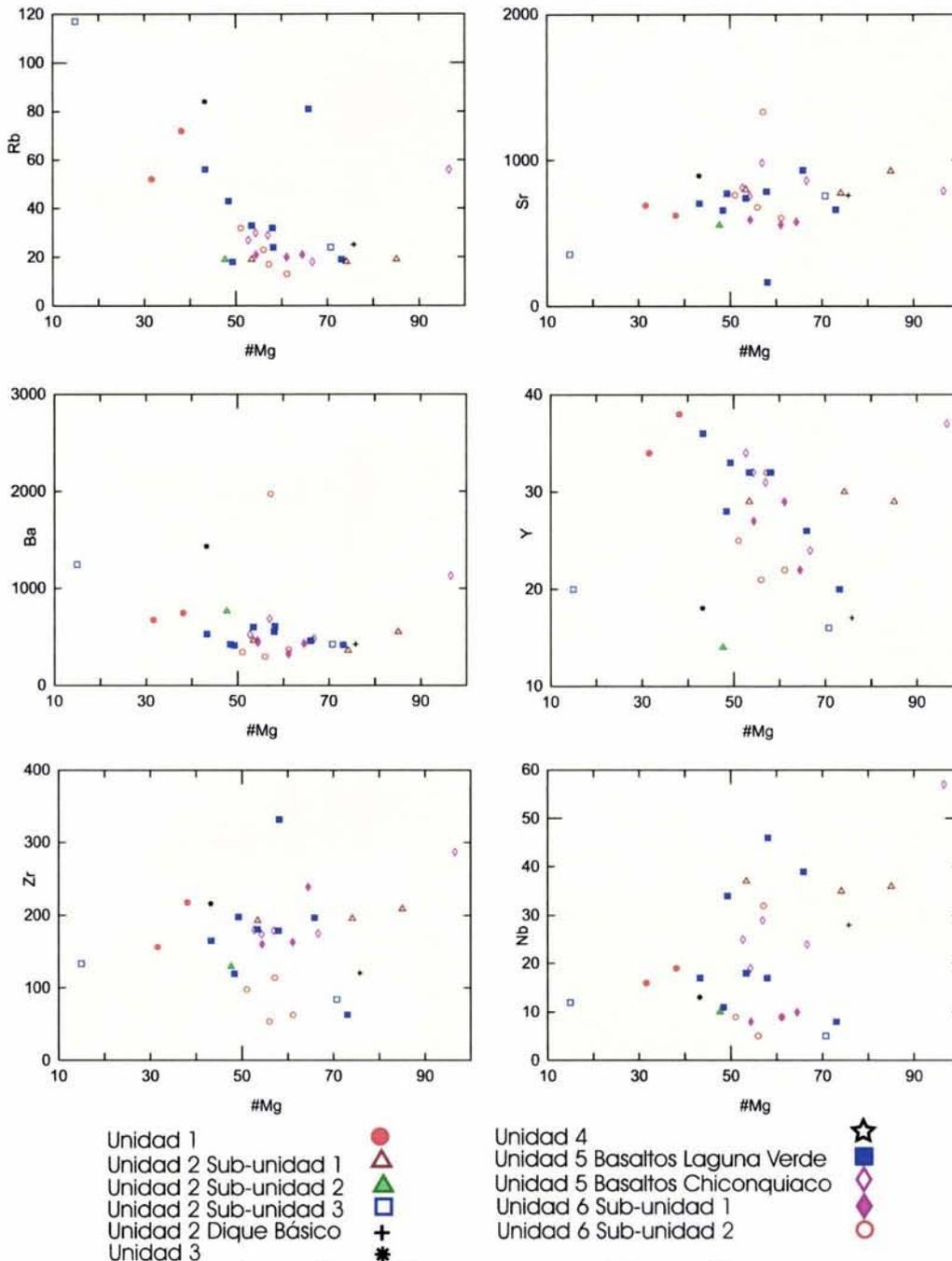


Figura 23. Diagramas Binarios que representan a las Trazas vs #Mg.

Las concentraciones de los elementos mayores nos dan la información suficiente a cerca del nivel evolutivo de una secuencia litológica co-magmática. Las diversas y posibles fases cristalinas involucradas en la diferenciación magmática se pueden inferir por las correlaciones específicas de ciertos elementos mayores debido al contraste que existe entre las abundancias de ellos y los principales minerales formadores de roca.

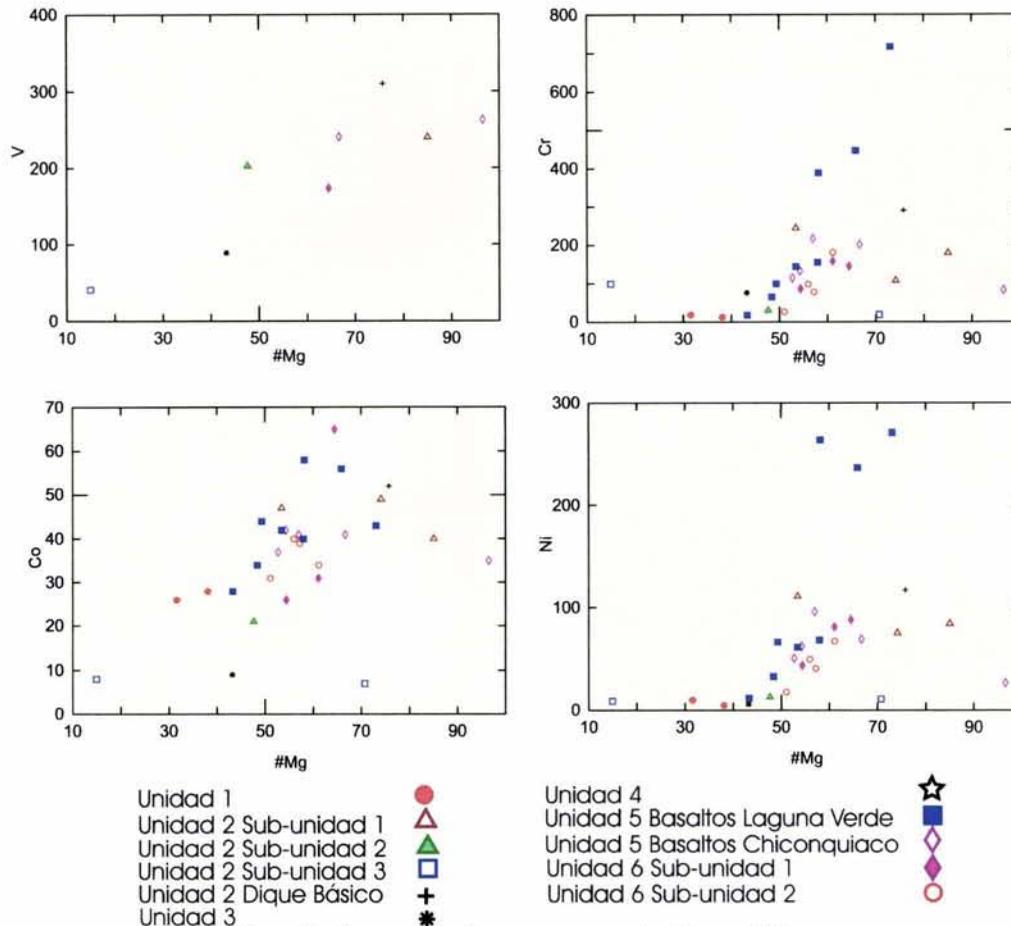


Figura 24. Diagramas Binarios que representan a las Trazas vs #Mg.

Además, la comparación entre las concentraciones de los elementos mayores en rocas primitivas de distintas secuencias co-magmáticas, permiten hacer inferencias sobre las condiciones de presión y el grado de fusión parcial a que estuvo sujeto en manto, a partir de las concentraciones relativas de Fe_2O_3 , Al_2O_3 y SiO_2 en rocas primitivas que dependen en gran medida de la presión, y las variaciones en Na_2O y el CaO parecen que dependen del grado de fusión (Klein y Langmuir, 1987).

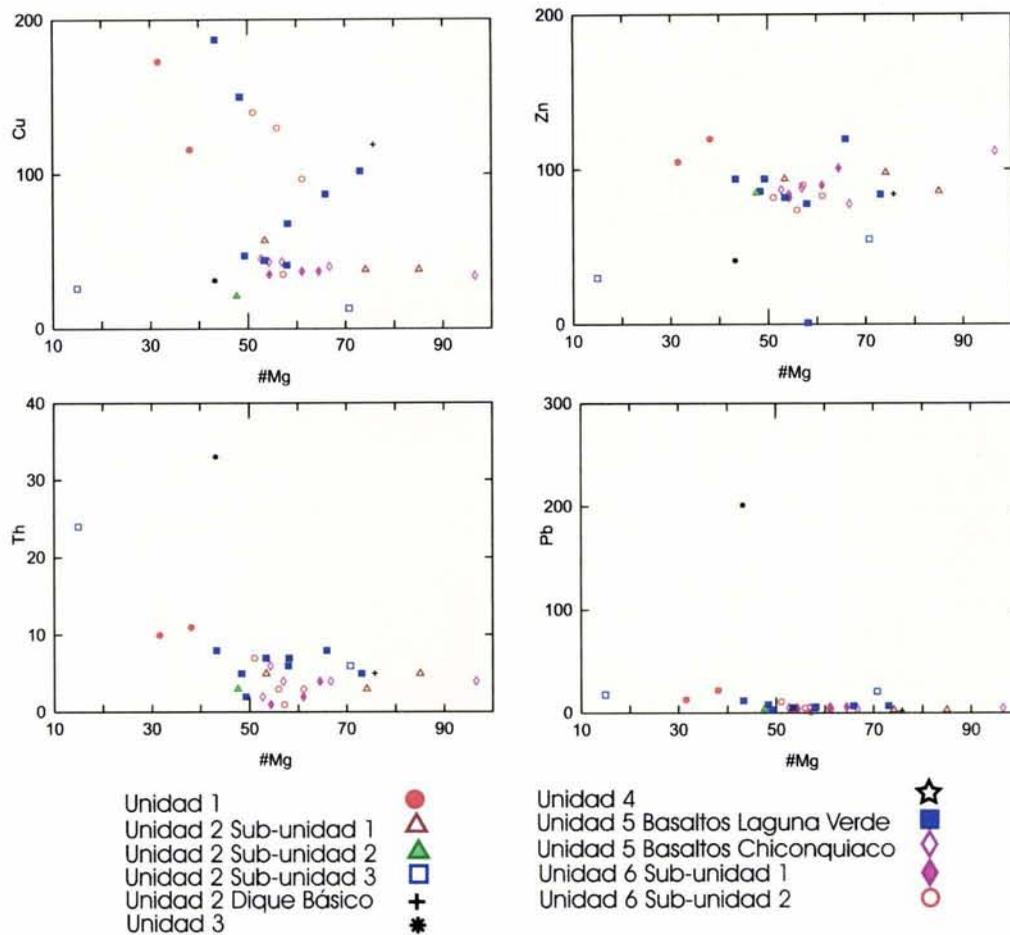


Figura 25. Diagramas Binarios que representan a las Trazas vs #Mg.

Los elementos traza como el Ba, Sr, Pb y Rb, son solubles en fluidos acuosos, lo que dan una incompatibilidad con las fases minerales dominantes en peridotitas y eclogitas, pero sus concentraciones relativas en las rocas de arco pueden ser utilizadas para visualizar las contribuciones de los fluidos provenientes de la subducción. Entonces, si el Sr y el Pb se movilizan e incorporan a la cuña del manto a través de fluidos, su composición isotópica puede utilizarse para diferenciar fluidos provenientes de distintas fuentes del sistema en subducción, o sea que, los fluidos provenientes de la deshidratación de la placa oceánica tendrán generalmente composición isotópica muy similar al MORB, mientras que los fluidos provenientes de la deshidratación de los sedimentos tendrán composiciones isotópicas similares a las de los sedimentos subducidos (Miller, et al., 1994).

6. Discusión

El objetivo de la discusión es identificar el proceso magmático-tectónico a partir de los análisis geoquímicos y el cálculo de la Norma CIPW, para poder proponer alguna idea que en estudios futuros se tomen en cuenta, ampliándose y detallándose los datos y las observaciones de campo, petrográficas, geoquímicas e isotópicas, llevando a cabo la propuesta metodología de estudio del Macizo de Palma Sola.

6.1 Identificación del proceso magmático

Se presentan una serie de diagramas de los cuales se obtuvieron por el cálculo de la Norma CIPW y al graficar estos datos, para obtener una correlación con la petrografía y la comprobación con la geoquímica, y además para dar un panorama más claro de los procesos tectónicos-magmáticos dominantes.

En el diagrama de $Ne'-OI'-Q'$ (nefelina-olivino-cuarzo normativos) se observa la serie magmática a la que corresponden las rocas estudiadas del Macizo de Palma Sola, y es un discriminante entre las series alcalinas y subalcalinas. Las unidades descritas en el capítulo de geoquímica, persisten en su afinidad magmática, ya que los basaltos de las Unidades 2 y 5, siguen comportándose como basaltos alcalinos y las demás unidades se comportan de forma general como series subalcalinas (Figura 26).

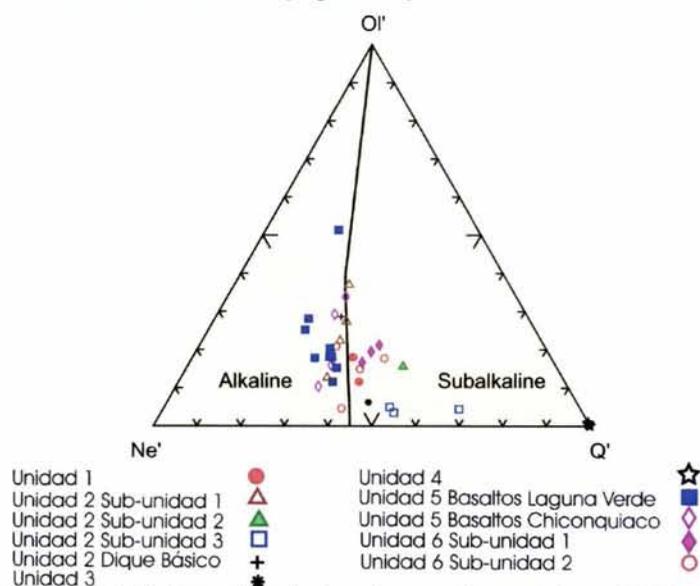


Figura 26. Diagrama $Ne'-OI'-Q'$ que determina la serie magmática por la Norma CIPW, Iqpet software.

En el diagrama de $Ab'-An-Or$ (Albita-Anortita-Ortoclasa normativas) se observa la cantidad de Na-K que contienen las rocas estudiadas del Macizo de Palma Sola, lo que sitúa mejor a las rocas en su composición mineralógica virtual. Las rocas en general presentan un comportamiento que coincide con la línea límite entre la cantidad de K y Na, lo que

representa que estas rocas tienen una relación 1:1 de Na-K para la determinación de una serie magmática, lo que es muy difícil decir si pertenece a rocas alcalinas o subalcalinas (Figura 27).

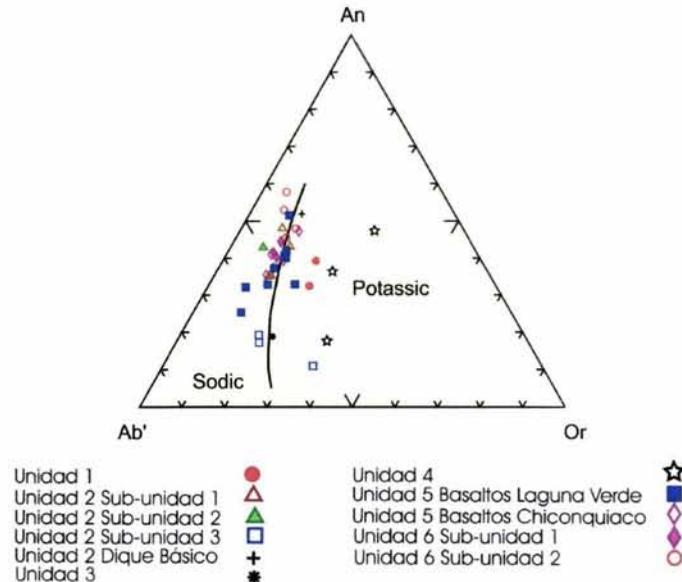


Figura 27. Diagrama Ab'-An-Or para determinación de la cantidad de potasio y sodio por la Norma CIPW Iqpet software.

En el diagrama de Ab'-An-Or (Albita-Anortita-Ortoclasa normativas) (Figura 28) se observa la cantidad de Na-K que contienen las rocas estudiadas del Macizo de Palma Sola y se trata de representar la riqueza del Na y K que contienen estas rocas. Las rocas de las Unidades 1, 4, 5 y la Sub-unidad 1 de la Unidad 2, presentan un enriquecimiento en K, mientras que algunas rocas de las Unidades 5, 6 y la Sub-unidad 2 de la Unidad 2 tienen cantidades de Na-K intermedias, mientras que pocas rocas de las demás Unidades como la 5 y la Sub-unidad 3 de la Unidad 2 presentan un enriquecimiento de Na.

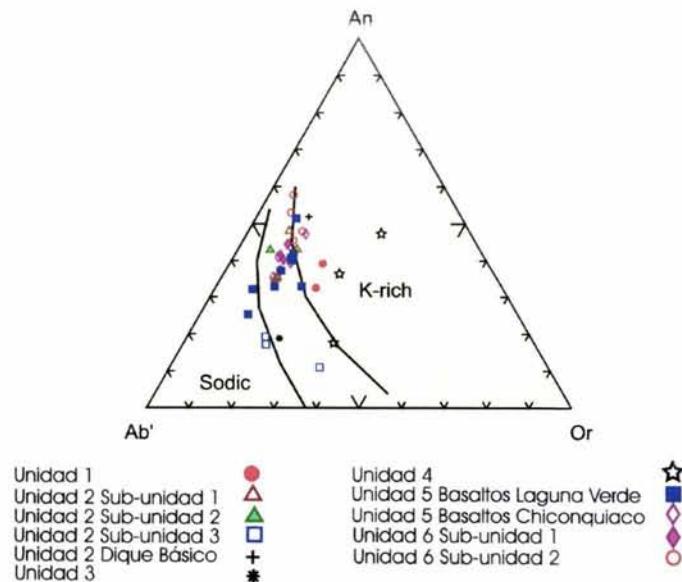


Figura 28. Diagrama Ab'-An-Or que determina la riqueza de Na o K, Iqpet software.

En el diagrama de Al_2O_3 vs AN (% de composición anortítica normativa) se observa la serie magmática a la que corresponden las rocas estudiadas del Macizo de Palma Sola, y es un discriminante entre las series subalcalinas (Toleítica-Calcoalcalina). Las unidades descritas en el capítulo de geoquímica, persisten en su afinidad magmática, ya que los basaltos de la Sub-unidad 2 de la Unidad 6, siguen comportándose como basaltos toleíticos y las demás unidades se comportan de forma general como series calcoalcalinas, lo que hace discrepancia entre los análisis químicos y la Norma CIPW, ya que deberían comportarse por debajo de la serie Toleítica (Figura 29).

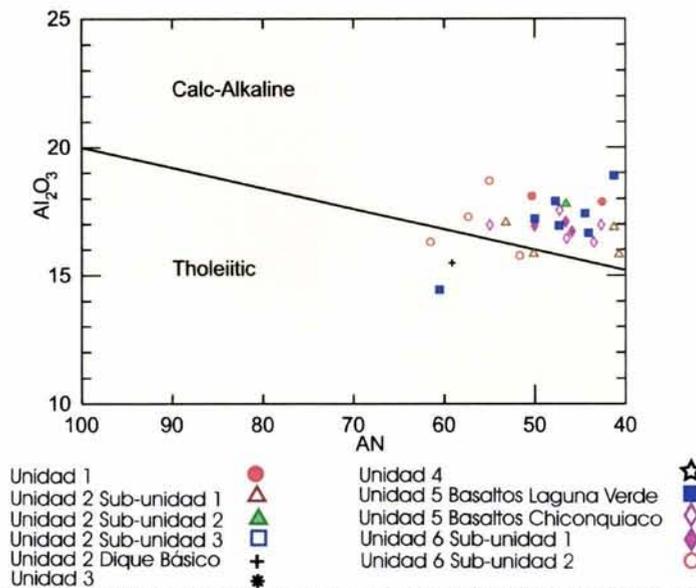


Figura 29. Diagrama Al_2O_3 vs AN, que determina la serie magmática subalcalina por la Norma CIPW, Iqpet software.

En el diagrama de *Pearce, et al. (1977)*, es un diagrama ternario de discriminación tectónica donde se utilizan los valores de los óxidos de Mg, Fe y Al para poder dar el comportamiento de la tectónica al producir magmas de ciertos tipos ya sea en continente o en el océano (Figura 30). Aquí se observa que la mayor parte de los basaltos, según el diagrama, se encuentran entre varios ambientes tectónicos como son de islas oceánicas, ridge oceánico, orogénicos y continentales, lo cual, esto indica que temporalmente los procesos se han dado combinadamente, lo que podría traducirse en que el magmatismo temporal fue causado por una serie de procesos combinados, en el cual, algunos procesos dominaban en ciertos períodos de tiempo, como la subducción del Pacífico, el volcanismo de tras-arco, fusión parcial de la corteza o los procesos distensivos en la franja costera del Golfo de México.

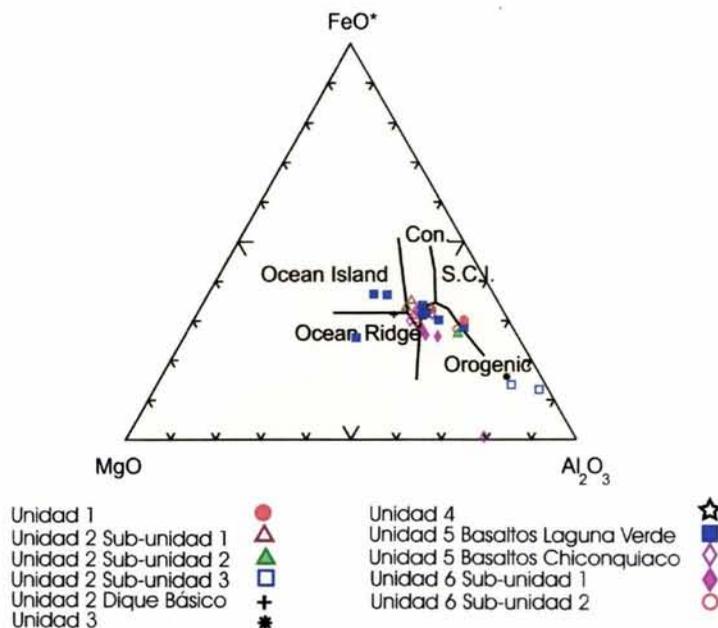


Figura 30. Diagrama de Pearce, et al. (1977), que determina el ambiente tectónico, Iqpet software.

En el diagrama de Pearce, et al. (1977), es un diagrama ternario de discriminación tectónica donde se utilizan los valores de las Trazas como el Zr y Sr, además del Ti para determinar el comportamiento de la tectónica al producir magmas en el océano (Figura 31). Aquí se observa que la mayor parte de los basaltos, según el diagrama, se encuentran entre dos ambientes tectónicos como son de arcos de islas, y rocas calcoalcalinas, lo cual indica que discrimina a las rocas del piso oceánico y se sigue sosteniendo la idea de que los procesos tectónicos se han dado combinadamente dando un magmatismo temporal causado por una serie de procesos combinados.

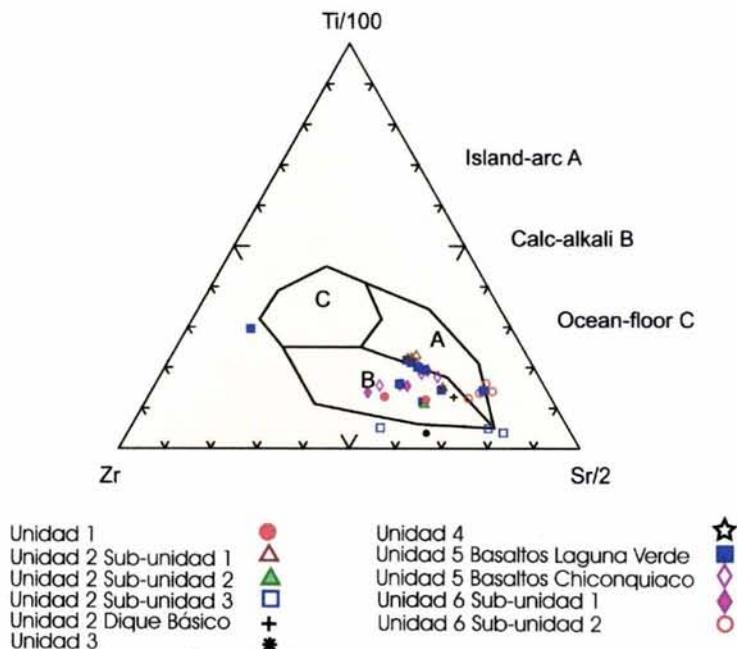


Figura 31. Diagrama de Pearce y Cann (1973), que determina el ambiente tectónico oceánico, Iqpet software.

En el diagrama de *Mullen (1983)*, es un diagrama ternario de discriminación tectónica oceánica donde se utilizan los valores de los óxidos de Ti, Mg y P para poder dar el comportamiento de la tectónica al producir magmas de ciertos tipos. Aquí se observa que la mayor parte de los basaltos, según el diagrama, son del ambiente OIA (*Ocean Island Alkali or Seamount Alkali Basalt*) que corresponden a las Unidades 1, 5 y la Sub-unidad 1 de la Unidad 6. Las rocas de las Unidades 1, 3 y la Sub-unidad 3 de la Unidad 2 pertenecen al ambiente CAB (*Island Arc Calc-alkaline basalt*) y la Sub-unidades 2, 3 de la Unidad 2 y la Sub-unidad 2 de la Unidad 6, caen en el ambiente IAT (*Island Arc Tholeiite*). Las rocas de la Unidad 4 se encuentran en el extremo del TiO_2 , que pertenecen al ambiente OIT (*Ocean Island Tholeiite*). En este diagrama se conserva la indeterminación de un ambiente establecido, por lo cual se mantiene la propuesta de eventos tectónico-magmáticos temporales (*Figura 32*).

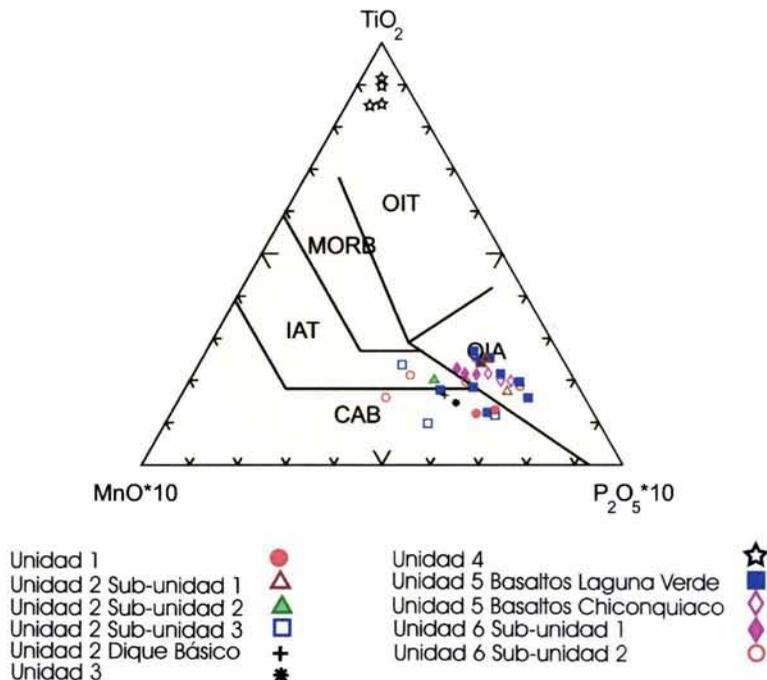
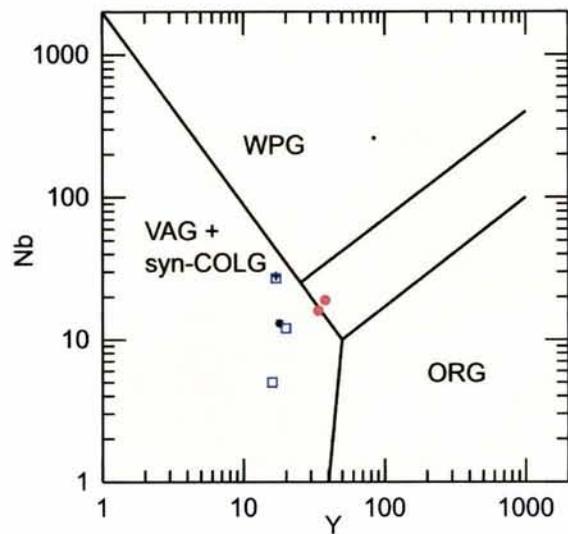


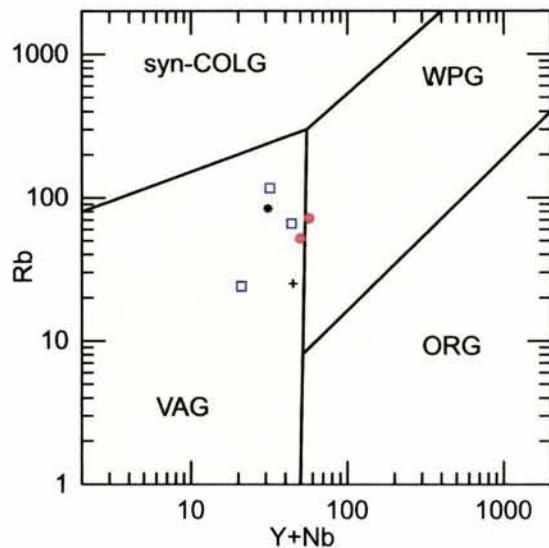
Figura 32. Diagrama Mullen (1983), que determina el ambiente tectónico oceánico, Iqpet software.

En los diagramas de discriminación tectónica para Granitoides (*Figuras 33 y 34*) de *Pearce, et al. (1984)*, las muestras de los intrusivos de las Unidades 1, 2 y 3, caen en el límite y dentro del campo de Granitoides de Arco Volcánico (VAG) y solo una muestra (*Unidad 1*) cae en el campo de los Granitoides de Intraplaca, pero casi está en el límite entre los Granitoides de Arco Volcánico y los de Intraplaca, así que es una prueba para orientar la petrogénesis de los magmas del Macizo de Palma Sola hacia el volcanismo de arco magmático con granitos tipo A producidos por la subducción de la Placa de Cocos, lo que comprueba que no es solo un evento tectónico que el actúa para la depositación de los cuerpos magmáticos en la zona, sino que es una combinación de eventos tectónicos por períodos de tiempo entre la subducción y el adelgazamiento de la corteza.



- | | | | |
|-----------------------|---|--------------------------------|---|
| Unidad 1 | ● | Unidad 4 | ★ |
| Unidad 2 Sub-unidad 1 | △ | Unidad 5 Basaltos Laguna Verde | ■ |
| Unidad 2 Sub-unidad 2 | ▲ | Unidad 5 Basaltos Chiconquiaco | ◇ |
| Unidad 2 Sub-unidad 3 | □ | Unidad 6 Sub-unidad 1 | ◆ |
| Unidad 2 Dique Básico | + | Unidad 6 Sub-unidad 2 | ○ |
| Unidad 3 | * | | |

Figura 33. Diagrama Nb vs Y para Intrusivos de Pearce, et al. (1984), que indica el ambiente tectónico, Iqpet software.



- | | | | |
|-----------------------|---|--------------------------------|---|
| Unidad 1 | ● | Unidad 4 | ★ |
| Unidad 2 Sub-unidad 1 | △ | Unidad 5 Basaltos Laguna Verde | ■ |
| Unidad 2 Sub-unidad 2 | ▲ | Unidad 5 Basaltos Chiconquiaco | ◇ |
| Unidad 2 Sub-unidad 3 | □ | Unidad 6 Sub-unidad 1 | ◆ |
| Unidad 2 Dique Básico | + | Unidad 6 Sub-unidad 2 | ○ |
| Unidad 3 | * | | |

Figura 34. Diagrama Rb vs Y + Nb para intrusivos de Pearce, et al. (1984), que determina el ambiente tectónico, Iqpet software.

Conclusiones y Recomendaciones

Las rocas ígneas de la Faja Volcánica mexicana (FVM) son de composición andesítica y de edad del Mioceno Medio, diferentes a las rocas del Macizo de Palma Sola (MPS) donde se presenta un magmatismo básico a intermedio de características alcalinas y sub-alcalinas del Mioceno Medio variando de rocas alcalinas a ligeramente subalcalinas en el Mioceno Tardío. Pruebas de que el magmatismo de la FVM y del MPS no es contemporáneo, son las intrusiones y las lavas alcalinas que están extensamente desarrolladas a lo largo de la planicie costera del Golfo de México y la orientación estructural de cada uno de ellos, ya que la FVM tiene una dirección E-W y el MPS tiene una dirección N-S extendiéndose hasta el Sur de Tamaulipas. La actividad volcánica del Plioceno-Cuaternario representada en la FVM hasta la costa del Golfo de México, geoquímicamente es muy similar en toda su extensión, ya que desde el Mioceno se produjo un volcanismo de rocas ígneas alcalinas y calcoalcalinas en el MPS y calcoalcalinas en la sección occidental de México, debido a la migración W-E del arco magmático.

En el mapa geológico realizado a semidetalle se diferencian siete unidades magmáticas que varían ampliamente en composición y afinidad geoquímica desde básicas a ácidas y de alcalinas a subalcalinas, y en edad desde el Mioceno Medio hasta el reciente, teniendo una distribución muy general E-W con respecto a la edad y composición. Las principales unidades representadas en la zona son grandes extensiones de lavas basálticas y andesíticas que se encuentran intrusionadas por una serie de diques de diferentes composiciones dispuestos en una orientación E-W, encontrándose los diques más ácidos hacia la costa y los más básicos hacia el continente debido a una aparente diferenciación magmática, pasando desde rocas ultramáficas con 40% de clinopiroxenos, gabros y microgabros con texturas doleríticas y porfídicas, dioritas y microdioritas con texturas porfídicas hasta una roca muy ácida que aflora en una basta extensión hacia la costa encontrándose emplazada en lavas andesíticas. Esta última roca es la llamada Silexita, que es una roca con más del 85% de sílice y que su origen todavía está discusión.

Los datos geoquímicos demuestran que en los diferentes diagramas Binarios y Ternarios, no se puede hacer mención de una serie magmática dominante ya que las muestras se ubican heterogéneamente en ocasiones en formas dispersas y hasta en conjuntos como aglutinaciones en algunos sectores de algunos gráficos. En los diagramas de ambiente tectónico, se pueden ver comportamientos anormales, pues las rocas ocupan el lugar de las intersecciones que diferencia a cada ambiente tectónico, lo que indica que los procesos tectónicos presentes en la formación de las rocas del MPS pueden ser combinados, pasando de un volcanismo de trasarco a volcanismo de la fusión parcial de la corteza proveniente de la base de la misma, que se puede explicar temporalmente como

procesos alternados entre la subducción en la trinchera del Pacífico, magmatismo en la cuña del manto y los procesos de distensión E-W en la costa del Golfo de México.

Conclusiones Estratigráficas: Se propone una columna estratigráfica compuesta con al menos 7 unidades subdivididas en varios eventos (*ver columna estratigráfica*), en las que se diferencian distintos eventos magmáticos con edades relativas verificadas con fechamientos realizados en los diferentes trabajos citados anteriormente y que no solo estos eventos pertenecen a una actividad tectónica-magmática específica, sino que estas rocas son el producto de la combinación de varios eventos regionales en distintos períodos de tiempo, por lo tanto, es muy difícil establecer un modelo tectónico que explique y que satisfaga al emplazamiento y a la depositación de las rocas magmáticas presentes en el MPS, ya que algunas de ellas pertenecen a distintos ambientes tectónicos que incoherentemente se encuentran juntas o muy próximas entre ellas en el campo y que causan serios conflictos en su interpretación. Una aportación muy importante en el esquema estratigráfico propuesto es el cuerpo intrusivo que se encuentra en la costa llamado Tómbolo de la Villa Rica, que aún por su fácil acceso, es un cuerpo que todavía no estaba estudiado. Fue colocado en la posición estratigráfica propuesta, por su cercanía con el cuello volcánico del Cerro de los Metates, por su posición en campo y por su correspondencia mineralógica, lo que puede indicar en principio una correlación co-genética entre los cuerpos intrusivos y las rocas volcánicas del MPS.

Conclusiones Petrográficas: La petrografía fue realizada para tener un panorama más amplio acerca de las características mineralógicas de las rocas que conforman el MPS en su parte más oriental, corroborándose ésta con los análisis petrográficos realizados por *Negendank, et al. (1985)*, apoyados de la petrografía de *Cantagrel y Robin (1979)*, además con el apoyo de la petrografía realizada por *Gómez-Tuena, et al. (2003)* para que resultados obtenidos en el presente trabajo tengan la confiabilidad deseada y que éste trabajo contribuya a ser una guía para futuros estudios más detallados en la zona de estudio. La petrografía representa muy generalmente a tres tipos de rocas ígneas, las cuales se dividen en lavas, cuerpos intrusivos y diques, y piroclastos, donde sus características petrográficas y mineralógicas están muy ligadas entre estas rocas, ya que todas ellas presentan sutiles variaciones pudiendo decir que las rocas están relacionadas genéticamente y que sus variaciones se deben a una diferenciación magmática de un cuerpo o varios cuerpos magmáticos ligados, donde su composición final depende de las rocas que estén emplazando en un lugar y tiempo específico. Una aportación de este trabajo es la petrografía de la Unidad 3 de Tómbolo de la Villa Rica, para poder correlacionar este cuerpo con las rocas del MPS, pues la mineralogía muestra un contexto diferente al que comúnmente predomina en el área de estudio, pero podría relacionarse petrográficamente más al cuello volcánico del Cerro de los Metates.

Conclusiones Geoquímicas: Los análisis químicos de las muestras estudiadas dieron un panorama más amplio acerca de las características y el comportamiento de los elementos mayores y trazas para determinar los tipos de series magmáticas y los procesos tectónico-magmáticos implicados en la producción de los magmas que se generaron para formar las rocas del Macizo de Palma Sola, teniendo en cuenta que la composición final de los magmas que se emplazaron o se depositaron en la zona pudo ser modificado durante su ruta de ascenso hacia la superficie. La conclusión final es de que estas rocas fueron formadas a partir de procesos combinados, ya que pertenecen a distintos tipos de ambientes tectónicos, lo que pudo deberse a que hubo procesos dominantes por ciertos períodos de tiempo en el mismo espacio territorial.

Como conclusión general de la interpretación de que la FVM termina en la parte central de la costa del estado de Veracruz, en el Macizo de Palma Sola, es que la formación de este arco volcánico se debe a la subducción de la placa de Cocos en la trinchera del Pacífico, afirmando que una de las causas del emplazamiento y la depositación de las rocas del Macizo de Palma Sola es la subducción en el Pacífico, pero eso no es todo, ya que en esta parte del país se combinan más situaciones además de la subducción, como el adelgazamiento de la corteza en el extremo oriental producido por los procesos de distensión en la franja costera del Golfo de México.

Recomendaciones: Se recomienda que el presente estudio podría servir como base de futuros trabajos de investigación para la obtención de información más detallada en el Macizo de Palma Sola, ya que partiendo de la metodología utilizada en el presente trabajo es necesario afinar muchos detalles a cerca de la petrografía y cartografía, que quizás faltaron más detalle. Las investigaciones geoquímicas son más certeras cuando el estudio geológico en campo complementado y sus correspondientes estudios petrográficos son llevados a cabo exhaustivamente, para poder comprender más los fenómenos que ocurren en el emplazamiento y depositación de las rocas magmáticas. Esto quiere decir que ningún estudio geoquímico debe ser propuesto si el entendimiento geológico del área es desconocido, así que es muy importante comenzar con la ciencia básica que es la Geología.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

Anexos

Punto	x	y	z	Roca
ACT 001	771940	2185042	0	Piroclastos
ACT 002	771751	2185496	25	Piroclastos
ACT 003	772971	2177554	1	Arenisca
ACT 004	773413	2177555	0	Cuarzodiorita
ACT 005	773352	2177821	40	Cuarzodiorita
ACT 006	771047	2176794	200	Dacita
ACT 007	768726	2181330	96	Silexita
ACT 008	770399	2184036	74	Microdiorita
ACT 009	775280	2170320	2	Arena de playa con Minerales Opacos
AMA 111	766390	2179720	84	Aplita
AMA 1E1	766390	2179720	84	Andesita
AMA 1E2	766390	2179720	84	Andesita
AMA 2	765331	2180586	101	Silexita
AMA 3	765450	2179450	95	Andesita
AMA 4	764558	2179024	99	Piroxenita
AMA 5	763247	2178909	147	Andesita
AMA 6	759167	2176983	231	Gabro
AMA 7	764558	2179024	35	Andesita
AMA 8	773345	2177547	45	Cuarzodiorita
AMA 9	766815	2186571	45	Dacita
AMA 10	764110	2186475	48	Andesita
AMA 11	762675	2185820	96	Silexita
AMA 12	762122	2185267	179	Silexita
AMA 13	761665	2182407	192	Basalto Alcalino
AMA 14	760657	2187344	387	Cono Cinerítico Básico
AMA 15	769476	2187366	9	Silexita
AMA 16	771671	2185026	14	Basalto Alcalino
AMA 17	771270	2178583	36	Andesita
AMA 18	770442	2176172	64	Silexita
AMA 19	769000	2176172	31	Silexita
AMA 20.1	765915	2173989	148	Diorita
AMA 20.2	765915	2173989	148	Diorita
AMA 20.3	765915	2173989	148	Diorita
AMA 20.4	765915	2173989	148	Basalto Alcalino
AMA 21	765001	2170754	290	Basalto Alcalino
AMA 22	763371	2178223	180	Dacita
AMA 23.1	759520	2176598	193	Andesita
AMA 23.2	759520	2176598	193	Diorita
AMA 23.3	759520	2176598	193	Gabro
AMA 24	760057	2173440	205	Andesita
AMA 25	761292	2174231	363	Basalto Alcalino
AMA 26	761882	2173250	286	Basalto Alcalino
EMC 001	767418	2196118	3	Basalto Toleítico
EMC 002	766394	2197478	2	Escoria Basáltica
EMC 003	758916	2191397	465	Escoria Basáltica
EMC 004	758794	2190926	409	Basalto Toleítico
EMC 005	760268	2190906	378	Basalto Toleítico

Anexo 1. Posición de los puntos de control de los afloramientos de la zona de estudio.
 Coordenadas UTM 14Q, medidas en metros.
 x.- meridianos, y.- paralelos, z.- altitud.

FENOCRISTALES (>0.5 mm) (%)													
Unidad	Sub-unidad	Muestra	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	CLASIFICACION	
6	-	EMC001	5	<1	3	1	-	-	-	-	1	Basalto	
		EMC002	5	<1	3	1	-	-	-	-	2	Basalto	
		EMC005*	5	-	-	2	-	-	-	-	5	Basalto	
5	Chiconquiaco	AMA-13*	5	-	2	-	-	-	-	-	5	Basalto	
	Laguna Verde	AMA-16	20	-	5	2	-	-	-	-	5	Basalto	
3	-	AMA-8*	15	-	-	-	-	10	-	-	2	Cuarzodiorita	
2	Diques Intermedios	AMA-20.1	10	-	5	-	-	-	-	-	1	Diorita	
		AMA-23.2	8	-	12	-	-	-	-	-	1	Diorita	
		AMA-23.3	5	-	1	-	-	-	-	-	-	Diorita	
	Dique básico	AMA-6*	10	1	5	-	-	-	-	-	-	Gabro	
		AMA-9	15	2	2	-	1	1	-	-	2	Dacita	
		AMA-22*	10	-	-	-	2	-	1	5	5	Dacita	
	3	ACT006	15	-	-	-	1	-	-	-	2	Dacita	
		2	AMA-1	5	<1	5	-	-	-	-	-	2	Andesita
			AMA-3	20	-	2	2	-	-	-	-	2	Andesita
	AMA-7		20	-	3	-	-	-	-	-	2	Andesita	
	AMA-10		15	-	5	-	-	-	-	-	2	Andesita	
	AMA-17*		25	-	5	-	-	-	-	-	2	Andesita	
	AMA-23.1		15	-	2	1	-	-	-	-	2	Andesita	
	AMA-24		5	-	5	-	-	-	-	-	2	Andesita	
	1	AMA-20	10	<1	5	<1	-	<1	-	-	2	Basalto	
		AMA-21	10	<1	2	-	-	1	-	-	2	Basalto	
		AMA-25	-	-	10	-	-	-	-	-	2	Basalto	
		AMA-26*	5	-	2	-	-	-	-	-	2	Basalto	
1	-	ACT008	40	-	10	-	-	-	-	-	Microdiorita		

Anexo 2. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Fenocristales por el método de aproximación visual. *Con análisis químico.

MICROFENOCRISTALES (0.1-0.5 mm) (%)																	
Unidad	Sub-unidad	Muestra	plg	opx	cpx	ol	bt	hb	fk	q	mo	VIDRIO	MATRIZ	fk	q	CLASIFICACION	
6	-	EMC001	10	<1	4	1	-	-	-	-	1	7	65	-	-	Basalto	
		EMC002	15	<1	4	1	-	-	-	-	2	1	65	-	-	Basalto	
		EMC005*	5	2	2	3	-	-	-	-	5	1	70	-	-	Basalto	
5	Chiconquiaco	AMA-13*	30	1	6	2	-	-	-	5	1	43	-	-	Basalto		
	Laguna Verde	AMA-16	21	-	7	3	-	-	-	5	2	30	-	-	Basalto		
4	-	AMA-2, 11	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	98	1	95	Silexita	
3	-	AMA-8*	10	-	<1	-	5	10	-	1	3	-	40	2	3	Cuarzodiorita	
2	Dique ácido	AMA-111	-	1	-	-	-	-	-	-	7	-	92	40	40	Aplita	
		AMA-20.1	10	-	5	-	-	-	-	-	10	-	60	-	-	Diorita	
	Diques Intermedios	AMA-23.2	15	-	10	-	-	-	-	-	5	-	50	-	-	Diorita	
		AMA-23.3	10	-	5	-	-	-	-	-	10	-	60	-	-	Diorita	
	Diques Básicos	AMA-4	10	-	40	-	-	-	-	-	10	-	40	-	-	Piroxenita	
		AMA-6*	10	1	5	1	-	-	-	-	10	-	55	-	-	Gabro	
	3	AMA-9	20	-	-	-	1	1	-	1	2	1	50	-	1	Dacita	
		AMA-22*	-	-	-	-	1	2	-	2	5	20	50	25	25	Dacita	
		ACT006	20	-	1	-	1	2	-	-	5	1	50	30	-	Dacita	
	2	2	AMA-1	10	<1	5	-	-	-	-	-	10	3	60	-	-	Andesita
			AMA-3	30	-	3	3	-	-	-	-	3	1	35	-	-	Andesita
			AMA-7	30	-	2	<1	-	-	-	-	3	1	35	-	-	Andesita
			AMA-10	20	-	10	-	-	-	-	-	3	1	45	-	-	Andesita
			AMA-17*	15	-	5	<1	-	-	-	-	3	5	40	-	-	Andesita
			AMA-23.1	20	-	5	1	-	-	-	-	3	5	45	-	-	Andesita
			AMA-24	5	-	5	1	-	-	-	-	3	1	70	-	-	Andesita
	1	AMA-20	30	-	5	-	-	-	-	-	3	5	45	-	-	Basalto	
		AMA-21	20	-	5	-	-	-	-	-	3	1	55	-	-	Basalto	
AMA-25		10	-	10	-	-	-	-	-	3	1	65	-	-	Basalto		
AMA-26*		15	5	2	-	-	-	-	-	3	1	70	-	-	Basalto		
1	-	ACT008	30	-	5	-	-	1	-	5	-	9	-	-	Microdiorita		

Anexo 3. Análisis modal de porcentajes de abundancia de Microfenocristales por el método de aproximación visual. *Con análisis químico.

Unidad	Sub-unidad	Muestra	J*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
6		U8	6.2	47.51	1.08	16.31	11.21	5.28	5.93	0.17	6.71	13.44	2.32	1.02	0.23	100
	2	U7	6.2	48.41	2.49	17.29	11.80	3.94	7.93	0.16	5.26	10.06	2.83	0.77	0.93	100
		NT-32	6.2	50.09	1.13	18.69	9.32	3.77	5.55	0.13	3.93	11.77	3.15	1.46	0.33	100
		U6	6.2	51.11	0.97	15.77	9.53	4.04	5.49	0.25	6.35	11.67	2.93	1.15	0.26	100
	1	EMC005*	6.1	52.28	1.42	16.71	9.49	3.58	5.91	0.13	6.50	8.20	3.58	1.30	0.39	100
		U-13	6.1	52.71	1.38	16.93	8.89	4.08	4.81	0.14	6.40	8.73	3.30	1.16	0.36	100
		NT-31	6.1	52.82	1.39	17.10	8.32	4.52	3.79	0.14	5.39	9.67	3.64	1.18	0.33	100
		AMA-13*	5.1	46.96	2.40	16.44	11.99	3.27	8.72	0.19	6.54	10.13	3.57	1.10	0.68	100
	Lavas	U52	5.2	47.04	2.44	16.97	11.06	6.46	4.60	0.17	7.68	9.80	2.84	1.45	0.53	100
	Chiconquiaco	NT-40	5.2	47.67	2.40	16.29	11.45	4.75	6.70	0.16	6.29	9.82	3.74	1.37	0.81	100
		U51	5.2	48.08	2.22	16.97	10.99	4.71	6.28	0.17	5.25	10.05	4.18	1.36	0.72	100
		PS99-26	5.2	48.70	2.10	17.55	11.44	0.16	-	-	4.47	9.44	3.71	1.60	0.83	100
		U57	5.1	44.85	2.89	12.84	13.54	6.66	6.88	0.17	9.25	10.29	4.14	1.01	1.01	100
5		U56	5.1	45.63	2.67	13.65	13.48	4.20	9.29	0.18	8.11	10.80	3.87	0.82	0.79	100
		U10	5.1	45.79	1.10	14.45	10.26	4.99	5.27	0.18	13.54	11.12	2.40	0.82	0.33	100
	Laguna Verde	PS99-19	5.1	46.81	2.58	17.42	11.52	-	-	0.19	4.87	9.38	4.47	1.59	1.18	100
		NT-35	5.1	47.20	2.47	17.21	11.37	5.45	5.92	0.16	6.25	9.92	3.42	1.49	0.51	100
		U7b	5.1	47.33	2.72	16.65	12.16	6.00	6.16	0.16	5.83	9.25	3.82	1.42	0.64	100
		U63	5.1	47.99	2.39	16.94	11.41	4.20	7.21	0.17	5.79	9.88	3.46	1.49	0.57	100
		NT-33	5.1	49.60	1.26	17.90	10.44	5.42	5.02	0.15	5.08	9.83	3.68	1.66	0.41	100
		U9	5.1	51.58	1.13	18.90	9.27	4.40	4.87	0.20	3.36	8.30	4.14	2.53	0.60	100
4	-	GBA41	4	92.51	1.71	0.19	5.23	?	?	0.02	0.27	0.03	0.01	0.01	0.01	100
		GBA30	4	96.87	2.17	0.22	0.20	?	?	0.01	0.44	0.05	0.01	0.02	0.01	100
		GBA9	4	97.09	1.75	0.19	0.87	?	?	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	100
		GBA36	4	98.13	1.17	0.23	0.10	?	?	0.01	0.30	0.02	0.01	0.01	0.01	100
3	-	AMA-8*	3	62.80	0.43	17.99	3.87	2.34	1.53	0.08	1.78	4.28	5.62	2.97	0.17	100
		Dique básico	AMA-6*	2.4	46.09	1.20	15.48	12.12	2.79	9.32	0.21	8.73	12.43	2.24	1.10	0.40
		PS99-38	2.3	65.18	0.36	16.68	3.43	?	?	0.13	1.58	3.37	5.62	2.48	0.20	100
3		U62	2.3	65.76	0.40	17.00	3.24	0.67	2.57	0.07	1.62	3.78	5.55	2.35	0.23	100
		AMA-22*	2.3	72.58	0.28	15.71	2.34	2.05	0.29	0.04	0.36	1.38	3.74	3.52	0.05	100
2	2	AMA-17*	2.2	57.65	0.83	17.79	8.26	4.20	4.06	0.12	3.82	6.59	3.88	0.86	0.21	100
		AMA-26*	2.1	46.33	3.33	15.81	13.32	1.15	12.17	0.21	6.55	8.48	3.79	1.38	0.79	100
		U74	2.1	46.88	2.83	15.83	12.19	6.35	5.83	0.18	7.29	9.74	3.01	1.39	0.66	100
1		U75	2.1	47.52	2.77	16.88	11.97	1.80	10.17	0.20	5.16	9.25	4.12	1.45	0.68	100
		PS99-27	2.1	47.69	2.16	17.06	11.86	-	-	0.19	6.05	9.99	3.13	1.00	0.84	100
		PS99-30A	1	51.75	1.08	17.60	10.09	-	-	0.16	4.98	9.38	3.12	1.58	0.26	100
1	-	LV2	1	52.24	1.15	18.10	9.25	6.46	2.79	0.23	2.98	9.67	3.20	2.58	0.60	100
		LV1	1	53.22	1.30	17.88	9.53	4.73	4.80	0.20	2.91	7.65	3.74	2.89	0.67	100

* Muestras Analizadas en el presente trabajo

Elementos Mayores Normalizados (Anhidros)

J* Unidad Estratigráfica

Anexo 4. Análisis Químico de Elementos Mayores en estado Anhidro.

Unidad	Sub-unidad	Muestra	J*	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
6	2	U8	6.2	23	678	298	21	54	5	0	98	40	50	130	74	3	5
		U7	6.2	17	1333	1975	32	114	32	0	78	39	41	35	90	1	1
		NT-32	6.2	32	761	344	25	98	9	0	27	31	18	140	82	7	11
		U6	6.2	13	606	369	22	63	9	0	181	34	67	97	83	3	4
	1	EMC005*	6.1	21	579	432	22	239	10	174	145	65	88	37	101	4	6
		U-13	6.1	20	559	325	29	163	9	0	158	31	81	37	90	2	6
5	Lavás Chiconquiaco	AMA-13*	5.1	18	861	484	24	175	24	241	202	41	69	40	78	4	4
		U52	5.2	30	756	462	32	174	19	0	132	42	62	43	84	6	5
		NT-40	5.2	29	983	686	31	179	29	0	217	41	96	43	88	4	5
		U51	5.2	27	812	524	34	180	25	0	114	37	51	45	87	2	5
		PS99-26	5.2	56	789	1133	37	287	57	263	83	35	27	34	112	4	5
	Laguna Verde	U57	5.1	24	163	609	32	332	46	0	389	58	264	68	1	7	6
		U56	5.1	81	931	461	26	197	39	0	447	56	237	87	120	8	7
		U10	5.1	19	662	416	20	63	8	0	717	43	271	102	84	5	7
		PS99-19	5.1	34	1030	537	34	302	54	223	17	29	10	44	114	8	7
		NT-35	5.1	33	740	600	32	181	18	0	144	42	61	44	82	7	5
		U7b	5.1	18	771	412	33	198	34	0	99	44	66	47	94	2	3
		U63	5.1	32	785	554	32	179	17	0	155	40	68	41	78	6	5
		NT-33	5.1	43	657	423	28	119	11	0	65	34	33	150	86	5	8
		U9	5.1	56	703	527	36	165	17	0	18	28	12	187	94	8	12
		4	-	GBA41	4	0	0	0	0	0	0	0	20	0	10	0	0
GBA30	4			0	0	0	0	0	0	0	10	0	17	0	0	0	0
GBA9	4			0	0	0	0	0	0	0	20	0	20	0	0	0	0
GBA36	4			0	0	0	0	0	0	0	20	0	5	0	0	0	0
3	-	AMA-8*	3	84	892	1431	18	216	13	89	75	9	6	31	41	33	201
2	Dique básico	AMA-6*	2.4	25	757	422	17	120	28	310	290	52	117	119	84	5	2
	3	PS99-38	2.3	66	906	2688	17	81	27	90	18	10	8	16	43	7	18
		U62	2.3	24	756	424	16	84	5	0	19	7	11	13	55	6	21
	2	AMA-22*	2.3	117	355	1248	20	133	12	41	99	8	9	26	30	24	18
		AMA-17*	2.2	19	557	763	14	129	10	203	30	21	13	21	85	3	4
	1	AMA-26*	2.1	19	926	550	29	209	36	240	179	40	84	38	86	5	3
		U74	2.1	19	798	461	29	193	37	0	244	47	111	57	94	5	4
		U75	2.1	18	774	359	30	196	35	0	107	49	75	38	98	3	3
1	-	PS99-27	2.1	18	1090	482	28	193	28	251	65	36	35	38	78	6	5
		PS99-30A	1	31	621	527	23	84	21	259	29	30	20	83	117	4	6
		LV2	1	52	691	675	34	156	16	0	19	26	10	173	105	10	13
1	-	LV1	1	72	623	746	38	218	19	0	13	28	5	116	120	11	22

* Muestras Analizadas en el presente trabajo

Elementos Trazas

J* Unidad Estratégica

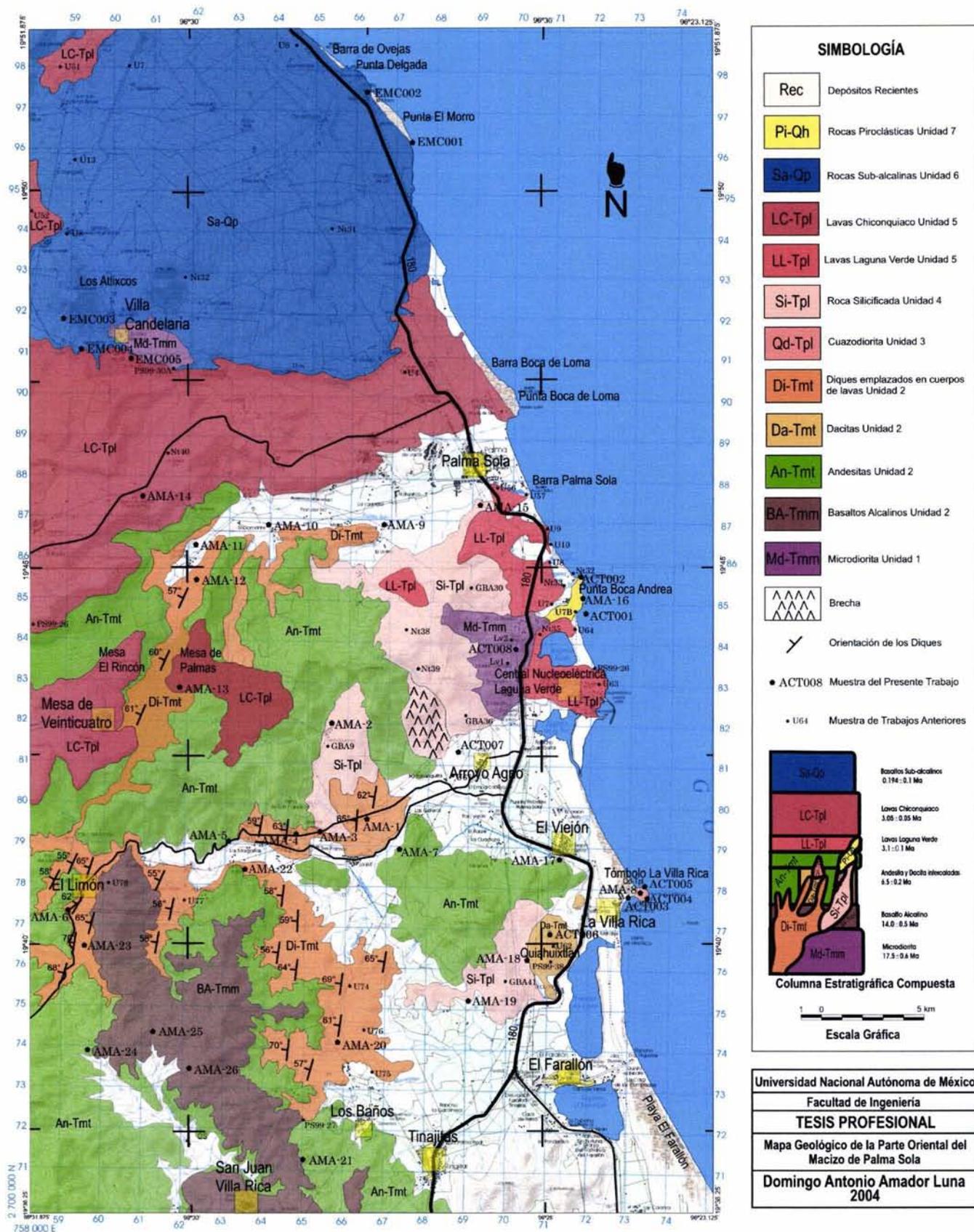
Anexo 5. Análisis Químico de Elementos Traza.

Unidad	Sub-unidad	Muestra	J'	q	or	ab	an	Ne	C	di	hy	Ol	mt	il	hem	ti	ap	%An
6	2	U8	6.2	0	3.06	19.37	31.08	0.14	0	27.05	0	5.15	8.60	2.05	0	0	0.53	61.60
		U7	6.2	4.74	4.55	23.95	32.20	0	0	9.05	8.90	0	6.00	4.73	3.79	0	2.15	57.35
		NT-32	6.2	0.82	8.63	26.65	32.55	0	0	18.58	1.81	0	8.05	2.15	0	0	0.76	54.98
		U6	6.2	1.55	6.80	24.79	26.48	0	0	23.39	6.57	0	7.96	1.84	0	0	0.60	51.60
	1	EMC005	6.1	3.01	7.68	30.29	25.69	0	0	9.69	11.70	0	7.85	2.70	0.50	0	0.90	45.90
		U-13	6.1	3.97	6.86	27.92	27.92	0	0	10.22	12.60	0	6.97	2.62	0	0	0.83	50.03
		NT-31	6.1	1.98	6.97	30.80	26.84	0	0	15.10	9.38	0	5.50	2.64	0	0	0.76	46.56
5	Lavas Chiconquiaco	AMA-13	5.1	0	6.50	29.13	25.59	0.59	0	15.75	0	6.3	4.20	4.56	5.82	0	1.58	46.76
		U52	5.2	0	8.57	24.03	29.28	0	0	12.63	1.63	11.3	6.67	4.63	0	0	1.23	54.92
		NT-40	5.2	0	8.10	30.26	23.62	0.75	0	15.42	0	5.9	8.87	4.56	0.58	0	1.88	43.83
		U51	5.2	0	8.04	29.81	23.53	3.01	0	16.85	0	3.8	9.11	4.22	0	0	1.67	44.11
		PS99-26	5.2	0	9.60	28.90	26.70	1.50	0	12.60	0	12.6	2.30	4.00	0	0	1.90	48.02
	Laguna Verde	U57	5.1	0	5.97	21.24	13.47	7.47	0	24.34	0	9.7	9.98	5.49	0	0	2.34	38.81
		U56	5.1	0	4.85	24.82	17.45	4.30	0	24.10	0	6.32	6.39	5.07	4.89	0	1.83	41.29
		U10	5.1	0	4.85	15.59	26.24	2.56	0	21.06	0	19.2	7.64	2.09	0	0	0.76	62.73
		PS99-19	5.1	0	9.50	23.70	22.80	8.00	0	13.50	0	12.4	2.30	5.00	0	0	2.80	48.99
		NT-35	5.1	0	8.81	26.41	27.21	1.37	0	14.67	0	7.1	8.58	4.69	0	0	1.18	50.75
		U7b	5.1	0	8.39	29.75	24.09	1.39	0	13.88	0	6.9	8.93	5.17	0	0	1.48	44.74
		U63	5.1	0	8.81	29.28	26.29	-	0	14.79	1.12	4.5	7.16	4.54	2.27	0	1.32	47.31
		NT-33	5.1	0	9.81	29.50	27.42	0.89	0	14.94	0	6.8	7.28	2.39	0	0	0.95	48.17
		U9	5.1	0	14.95	34.82	24.52	0.12	0	9.39	0	4.6	7.06	2.15	0	0	1.39	42.29
		4	-	GBA41	4	91.98	0.06	0.08	0.08	0	0.13	0	0.67	0	3.54	3.25	0.18	0
GBA30	4			96.00	0.12	0.08	0.18	0	0.11	0	1.10	0	0	0.23	0.10	0	0.02	68.35
GBA9	4			96.92	0.06	0.08	0.03	0	0.15	0	0.10	0	0	0.94	0.44	0	0.02	28.60
GBA36	4			98.13	0.06	0.08	0.03	0	0.19	0	0.75	0	0	0.13	0.05	0	0.02	28.60
3	-	AMA-8	3	7.36	17.55	47.56	15.09	0	0	4.09	4.92	0	2.22	0.82	0	0	0.39	24.09
2	Dique básico	AMA-6	2.4	0	6.50	18.95	27.44	0	0	23.44	0.30	7.4	6.20	2.28	5.04	0	0.93	60.42
		PS99-38	2.3	13.90	14.66	47.56	12.96	0	0	1.96	4.34	0	2.49	0.72	0	0	0.46	21.42
	3	U62	2.3	15.20	13.89	46.96	14.54	0	0	2.11	3.05	0	1.23	0.76	1.72	0	0.53	23.64
		AMA-22	2.3	32.57	20.80	31.65	6.52	0	3.36	0	4.03	0	0.42	0.53	0	0	0.12	17.08
		AMA-17	2.2	11.69	5.08	32.83	28.59	0	0	2.19	11.67	0	5.89	1.58	0	0	0.49	46.54
	1	AMA-26	2.1	0	8.16	32.07	22.05	0	0	6.65	1.55	8.2	0	2.88	12.17	4.45	1.83	40.75
		U74	2.1	0	8.21	25.47	25.58	0	0	14.55	3.54	7.3	8.45	5.37	0	0	1.53	50.11
		U75	2.1	0	8.57	32.31	23.28	1.38	0	12.67	0	4.9	0	4.23	10.17	0	1.58	41.88
		PS99-27	2.1	0	6.0	26.5	30.1	0	0	12.1	3.3	13.6	2.40	4.20	0	0	1.9	53.18
1	-	PS99-30A	1	0	9.5	26.4	29.6	0	0	12.7	13.6	3.3	2.00	2.10	0	0	0.7	52.86
		LV2	1	0.19	15.25	27.08	27.41	0	0	13.82	8.64	0	4.05	2.18	0	0	1.39	50.30
		LV1	1	2.41	17.08	31.65	23.47	0	0	8.14	6.27	0	6.96	2.47	0	0	1.55	42.58

Anexo 6. Cálculo de la Norma CIPW, a partir del software Iqpet.

Abreviaciones Minerales: Cuarzo (Q), ortoclasa (or), albita (ab), anortita (an), nefelina (ne), corundo (C), diópsida (di), hyperstena (hy), olivino (ol), magnetita (mt), ilmenita (il), hematita (hem), titanita (ti), apatito (ap).

Carta Geológica



Geología de la Parte Oriental del Macizo de Palma Sola

Referencias Bibliográficas

Bibliografía Citada

- ANGELES-MORENO, E. y SÁNCHEZ-MARTINEZ, S., 2002. Geología, geoquímica y geología estructural de las rocas del basamento del Macizo de Tezuatlán, Estado de Puebla. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.*
- BESCH, T., NEGENDANK, J. F. W., and EMMERMANN, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of the calc-alkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, 27, 641-663.
- CAMPA, M. F., y CONEY, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051.
- CANTAGREL, J. M. and ROBIN, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks - relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 99-114.
- DEMANT, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, *Inst. Geol. Rev.*, 2, 172-187.
- DEMANT, A. y ROBIN, C. 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. UNAM, *Inst. Geol. Rev.*, 1, 66-79.
- ELÍAS-HERRERA, M. and ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., 1997. Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 101-109.
- FERRARI, L., LÓPEZ-MARTINEZ, M., AGUIRRE-DÍAZ, G. y CARRASCO-NUÑEZ, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 4, 303-306.
- GÓMEZ-TUENA, A., 2002. Control temporal del magmatismo de subducción en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: Caracterización del manto, componentes en subducción y contaminación cortical. *Tesis Doctoral, Instituto de Geología, UNAM.*
- GÓMEZ-TUENA, A., LAGATTA, A. B., LANGMUIR, C. H., GOLDSTEIN, S. L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. and CARRASCO-NUÑEZ, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochem., Geophys., Geosyst., an electronic J. of the Herat Sciences*, 4, 8.
- INEGI. Carta Fisiográfica, ESC. 1:1 000 000.
- INEGI. MAR./91, ESC. 1:75,000 R.615/91 D. F. 151.96 L-188 E14-3 N° 04 a N° 07.

- KLEIN, E., Y LANGMUIR, C., 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, 92 (8), 8089-8115.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., and ZANETTIN, B., 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal Petrology*. V. 27: P. 745-750.
- LÓPEZ-INFANZÓN, M., 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. *M. Sc. thesis, Tulane University, New Orleans*.
- LÓPEZ-INFANZÓN, M., y TORRES-VARGAS, R., 1984. Estudio petrogenético de las rocas ígneas en el prospecto Misantla- Perote, Veracruz. *Instituto Mexicano del Petróleo, México, D. F.*
- LOZANO-SANTA CRUZ, R., VERMA, S. P., GIRÓN, P., VELASCO, F., MORÁN-ZENTENO, D., VIERA, D. F., y CHÁVEZ, G., 1995. Calibración preliminar de Fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*. V. 1: p. 203-208.
- LUHR, J., y CARMICHAEL, I., 1985. Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the Mexican Volcanic Belt, *Geofís. Int.*, 24, 203-216.
- MALPICA-CRUZ, V. M. y SILVA-MORA, L., 1988. Dinámica litosférica en el extremo oriental de la faja volcánica transmexicana. *Academia Mexicana de Ingeniería, Alternativas Tecnológicas*, 21, 63-74.
- MARINA NACIONAL. Escala 1:50,000, MISANTLA, VER. Línea 1, F-3 a F-7.
- MÁRQUEZ, A., OYARZUN, M., VERMA, S. y DOBLAS, M., 1999. Alkalic (oceanic-island basalt type) and calcalkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin, *Geology*, 27, 51-54.
- MILLER, D. M., GOLDSTEIN, S. L. y LANGMUIR, C., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of Pb in the continents, *Nature*, 368, 514-520.
- MONTER-RAMIREZ, et al., 2003. Trabajo Académico para un proyecto de PEMEX en la región de Palma Sola, Veracruz. *Facultad de Ingeniería. Inédito*.
- NEGENDANK, J., EMMERMANN, R., KRAWCZYK, R., MOOSER, F., TOBSCHALL, H. and WEHRLE, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofís. Int.*, 24, 477-575.
- NIXON, G. T., DEMANT, A., ARMSTRONG, R. L. and HARAKAL, J. E., 1987. K-Ar and Geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.* 26-1, 109-158.

- OROZCO-ESQUIVEL, M., 1995. Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma Sola, México. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus. *Ph. D. Thesis, Universität Karlsruhe, Karlsruhe.*
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., 1984. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite Complex of Southern Mexico, *Precambrian Research*, 23, 377-393.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., MITRE-SALAZAR, L., ROLDAN-QUINTANA, J., ARANDA-GÓMEZ, J., MORAN-ZENTENO, D., ALANIZ-ALVAREZ, S. y NIETO-SAMANIEGO, A., 1992. Carta Geológica de la República Mexicana y texto explicativo, Instituto de Geología-UNAM, Consejo de Recursos Minerales, SEMIP, México, D. F.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R. y SPEED, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*, edited by R. Speed, pp. 265-306, *Geol. Soc. Am., Boulder, CO.*
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUIZ, J. y CENTENO-GARCÍA, E., 1995. A Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology*, 23 (12), 1127-1130.
- ROBIN, C., 1976. Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'est du Mexique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 1637-1645.
- ROBIN, C. et NICOLAS, 1978. Particularités géochimiques des suites andésitiques de la zone orientale de l'axe transmexicain, dans leur contexte tectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 20, 193-202.
- ROBIN, C. et J. M. CANTAGREL, 1982. Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et évolution d'un grand volcan andésitique complexe. *Bull. Volcanol.*, 45, 299-315.
- ROBIN, C. and TOURNON, J., 1978. Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. *Can. J. Earth Sci.*, 15, 1633-1641.
- SEDLOCK, R., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. y SPEED, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 278, 153.
- SUTER, M., QUINTERO, O., LÓPEZ, M., AGUIRRE, G. y FERRAR, E., 1995. The Acambay graben: Active intra-arc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- URRUTIA-FUCUGUACHI, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico, Preliminary report. *Geofís. Int.*, 25(4), 559-573.
- VINIEGRA, F., 1965. Geología del Macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, 17, 7, 101-163.

WILSON, M., 1989. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman Inc. London, UK.

Bibliografía Consultada

AQUINO-LÓPEZ, J. A., SÁNCHEZ-MARTÍN, V. y VARELA-SANTA MARÍA, M., 1983. Reconocimiento geológico del área de Palma Sola, Veracruz. *Trabajo de Investigación Escolar, Facultad de Ingeniería. Inédito*.

ANDERSON, J. L. *The nature and origin of cordilleran magmatism*. The Geological Society of America. Department of Geological Sciences. Los Angeles, California, 1990. 414 pp.

BEST, M. G. and CHRISTIANSEN, E. H. *Igneous petrology*. Blackwell Science, Inc.; 2001. 458 pp.

BLOOMFIELD, K., 1973. A late Quaternary monogenetic volcanic field in central Mexico, *Geol. Rundsch.*, 64, 476-497.

BÖHNEL, H. and NEGENDANK, J. F. W., 1981. Preliminary results of palaeomagnetic measurements of Tertiary-Quaternary igneous rocks from the eastern part of the Trans Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, 20, 3, 235-248.

COX, K. G., BELL, J. D. and PANKHURST, R. J. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin (Publishers); 1979. 450 pp.

DEMANT, A. y ROBIN, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Inst. Geol. Rev.*, 1, 70-82.

FERRARI, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32, 1, 77-80.

FERRIZ, H. y MAHOOD, G. A., 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geof. Int.*, 25, 1, 117-156.

GARCÍA-GUITIÉRREZ MANRIQUE, L. *Glosario de términos geológicos*. Coordinado y editado por COREMI y AIMMGM; 2003. 783 pp.

HESS, P. C. *Origins of igneous rocks*. Harvard University Press; 1989. 336 pp.

INEGI. Marco Geoestadístico, 2000.

INEGI-DGG. Superficies Nacional y Estatales 1999.

IRVINE, T. N. and BARAGAR, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

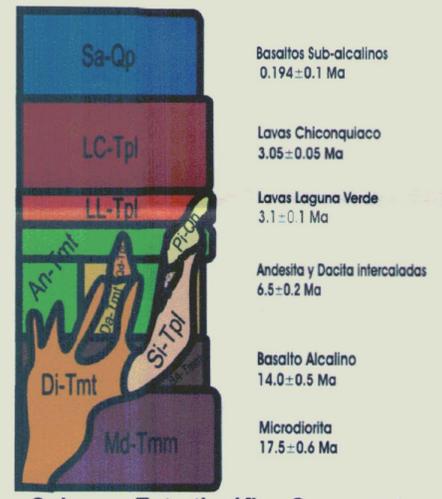
- JAMES, D. E., BROOKS, C. and CUYUBAMBA, A., 1976. Andean Cenozoic volcanism, magma genesis in the light of strontium composition and trace element geochemistry. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 592-600.
- KERR, P. F. *Optical Mineralogy*. McGraw Hill Book Company, Inc. 1959 Third Edition. 510 pp.
- KUNO, H., 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, 20, 37-76.
- LE MAITRE, R. W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *J. of Petrol.*, 17, 4, 589-637.
- LE PICHON, X. and FOX, P. J., 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 26, 6294-6308.
- LOMNITZ, C., 1983. Seismicity and earthquake risk at the NPP site of Laguna Verde, Veracruz. *Geofís. Int.*, 22, 2, 113-135.
- LONGORIA, J. F., 1993. La tectonoestratigrafía: Un ensayo de metodología para el análisis de terrenos con un ejemplo en México. *Bol. Asoc. Mex. De Geól. Petrol.*, XLII, 31-37.
- MACKENZIE, W. S, DONALDSON, C. H. and GUILFORD, C. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Editorial, eighth impression 1999. 173 pp.
- MARTIN DEL POZZO, A. L., 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bull. Volcanol.*, 45, 9-24.
- MOOSER, F. y SOTO, S., 1980. Geología de Laguna Verde. *Comisión Federal de Electricidad*.
- MORÁN-ZENTENO, D. J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geofís. Int.*, 25, 1, 9-38.
- MOSSMAN, R. W. and VINIEGRA, O. F., 1976. Complex fault structures in Veracruz Province. *AAPG Bull.*, 60, 3, 379-388.
- NIXON, G. T., 1982. The relationships between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean Lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-523.
- O'LEARY, D. W., FRIEDMAN, J. D. and POHN, H. A., 1976. Lineaments, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 10, 1463-1469.
- ONUMA, N., HIRANO, M. and ISSLUKI, N., 1983. Genesis of basalt magmas and their derivatives under Izu Islands, Japan, inferred from Sr/Ca - Ba/Ca systematics, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 511-530.

- RAMIREZ-ESPINOSA, J., 1984. La acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, XLV, 1-2, 7-19.
- ROBIN, C., CANTAGREL, J. M. et VINCENT, P., 1983. Les nuées ardentes de type Saint-Vincent: épisodes remarquables de l'évolution récente du Pico de Orizaba (Mexique). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 25, 727-736.
- ROLLINSON, H. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical; 1993. 347 pp.
- SHURBET, D. H. and CEBULL, S. E., 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 101, 159-165.
- STEWART, J. H., 1971. Basin and Range structure: a system of horsts and grabens produced by deep-seated extension. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 1019-1044.
- THORNTON, C. P. and TUTTLE, O. F., 1960. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *Amer. J. Sci.*, 258, 664-684.
- THORPE, R. S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. *Tectonophysics*, 40, 19-26.
- VALDEZ-MORENO, G., 2001. Geoquímica y petrología de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. *Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM*.
- VERMA, S. P. and M. LOPEZ, 1982. Geochemistry of the Humeros Caldera, Puebla, Mexico. *Bull. Volcanol.*, 45, 1, 63-79.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. and GILBERT, C. M. *Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections*. W. H. Freeman and Company; Second Edition, 1982. 626 pp.
- WOOD, D. A., JORON, J. L. and TREUIL, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 45, 326-336.
- ZALETA, L. *El lugar de la lluvia, Quiahuixtlan*. Amatl Litográfica; 2002. 49 pp.

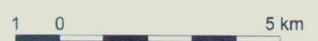


SIMBOLOGÍA

- Rec Depósitos Recientes
- Pi-Qh Rocas Piroclásticas Unidad 7
- Sa-Qp Rocas Sub-alcaldas Unidad 6
- LC-Tpl Lavas Chiconquiaco Unidad 5
- LL-Tpl Lavas Laguna Verde Unidad 5
- Si-Tpl Roca Silicificada Unidad 4
- Qd-Tpl Cuazodiorita Unidad 3
- Di-Tmt Diques emplazados en cuerpos de lavas Unidad 2
- Da-Tmt Dacitas Unidad 2
- An-Tmt Andesitas Unidad 2
- BA-Tmm Basaltos Alcalinos Unidad 2
- Md-Tmm Microdiorita Unidad 1
-  Brecha
-  Orientación de los Diques
- ACT008 Muestra del Presente Trabajo
- U64 Muestra de Trabajos Anteriores



Columna Estratigráfica Compuesta



Escala Gráfica

Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Ingeniería
TESIS PROFESIONAL
 Mapa Geológico de la Parte Oriental del
 Macizo de Palma Sola
Domingo Antonio Amador Luna
 2004

ESTA TESIS NO SALE
 DE LA BIBLIOTECA

BIBLIOTECA CENTRAL