



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE INGENIERÍA

ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA

“Geología del Complejo Volcánico de Charcas S.L.P.”

TRABAJO RECEPCIONAL

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

Luis David López García



San Luis Potosí, S.L.P.

Mayo, 2010.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ

19 de marzo de 1969

DR. MARGARITO TRISTÁN GONZÁLEZ
PRESENTE.-

Por este conducto informo a usted, que de acuerdo con su conformidad de aceptar asesorar al Sr. Luis David López García pasante de la carrera de Ingeniero Geólogo, para desarrollar el Temario del Trabajo Recepcional, el H. Consejo Técnico Consultivo en Sesión del 19 de marzo del año en curso, tuvo a bien analizar el temario propuesto por usted y se autorizó el siguiente:

TEMARIO:

"GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE CHARCAS, S. L. P."

INTRODUCCIÓN

1. GENERALIDADES.
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA.
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.
5. EVOLUCIÓN TECTÓNICA.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

BIBLIOGRAFÍA.

Sin otro particular, protesto a usted la seguridad de mi atenta y distinguida consideración.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

ING. ARMANDO VIRAMONTES ALDANA
DIRECTOR

Copias: COORDINADOR DE LA CARRERA
CONSEJO MAESTRO DEL ÁREA
ARCHIVO
bbp



**FACULTAD
DE INGENIERÍA**

Av. Manuel D'Amador 8
Zona Universitaria, San Luis Potosí, S. L. P.
Tel. 444 2112, 444 2113
444 2114, 444 2115
A. V. 118109

DEDICATORIA

Primeramente doy Gracias..!!!! a todas las personas que han hecho por mi en algún momento de sus vidas, mil gracias, va por ustedes.

Mi tesis, mi carrera y mi vida se las dedico a ustedes papás.....gracias por brindarse como los mejores padres, que sin duda alguna i me preguntarán..? los elijo mil i un veces mas. loOs quieroO, aMoO, respetoO y créanme que siempre les voy a star agradecidOo por eso, i sin ningún detalle no quiero.. ni se me antoja, dejar de ser su enanoO ni su nenoO. Jajajaj.
un besoOote..!!! q la mejor de las vidas.

A mis abuelos. (doña Jose i don Pete) y (wito Carmelo i wita Sara), por desearme lo mejor, por llevarme el lunch, por sus pocas palabras y por cuidarme de pequeño los quieroO.

Lili- Arely, muchas, muchas.. gracias hermanas...!!!!igual que mis papas las quieroO, las respetoO, q siempre voy a hacer por ustedes hnas.

A mi sobrina-ahijada, Azul..te dedico los dos años de vida que tienes y el resto que me falta. Te quierOo hermoza.

A todos. EXITO en todo lo q realicen...!!!!!!!

AGRADECIMIENTOS.

wooOw. Infinidad de agradecimientoOs para todos.
a mi padre Dios por darme vida y tener los padres que tengo...!!!

apa-ama. Sin ustedes yo no seria el hombre q soy.. han echo de mi la mejor de las personas, i es
por esoO q les estoy infinitamente agradecidoOo...!!!
voi a ser por ustdes, cmo ustdes siempre lo han echoO por mi.

hermanas(arely,lili).azul hermoOza, janoO-angeles.
abuelitos(don Pete-doña Jose)-(wito Carmelo-wita Sara).
tios(oralia,poncho,mary,lucia,pablo,manuel,chino,ruben,luis,silvia,hugo,jaime).
primos (.gaby,kaina,gordo,zav,wero,vane,cris),camiloO.
familia mil gracias...!!!!.

profe.(Dr. Margarito Tristán González)...muchas muchas gracias profe. Por permitirme su
tiempo, su esfuerzo, sus palabras.es un buenazo de señor q respeto, quieroOo i siempre lo
voi a tener presente y junto con el inge(Ing. Guillermo Labarthe Hernandez) la mejor de
la personas, gracias inge.

Por sus colaboraciones: gracias al Ingeniero Erasmo Mata por su valiosa ayuda en la
realización de las muestras petrográficas, al Maestro en Ciencias Juan Manuel Torres
Aguilera por su tiempo y sus enseñanzas en la corrección de las descripciones
petrográficas, al Doctor Alfredo Aguilón por su colaboración con la geoquímica y la
Maestra en Ciencias Leticia Padilla por la corrección de mi tesis.
Gracias por todoO Srs. la mejor de las vidas...!!!

a mis carnales (chato,dani,pedro,pako,polin,toni,charly), a ti karlita, i toda la buena banda de
charcas, mis compañeros (jos,cris,cheko,gordito,pelon,emili,natas,cuevas,pancho,hulk i el
buen timon), gracias carnales,amigos-amigas,amigochos,brows, ea.!!

i nada q ya saben..q lo mejor para ustdes i para loOs q quieren...SIEMPRE!!!!

Los mejoOres deseos de su buen amigoO. David Corona.

CONTENIDO

Página

INTRODUCCIÓN.....	1
Objetivo	3
Antecedentes	3
Materiales y métodos	5
1.- GENERALIDADES	10
1.1 Localización del área.....	10
1.2 Acceso y vías de comunicación.....	11
1.3 Fisiografía y Geomorfología	13
2.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	16
2.1 Geología regional	16
3.- GEOLOGÍA DEL ÁREA.....	22
A. Formación Nazas (Jn).....	22
B. Formación Zuloaga (Jz).....	23
C. Formación La Caja (Jc).....	25
D. Formación Taraises (Kit).....	27
E. Formación Cupido (Kic).....	29
F. Formación La Peña (Kip)	31
G. Formación Cuesta del Cura (Kcc)	33
H. Formación Indidura (Ksi).....	34

I. Formación Caracol (Ksc)	36
J. Intrusivo El Temeroso (Tit).....	38
K. Andesita Zapatilla (Taz)	41
L. Dacita Charcas (Tdch)	44
M. Co-ignimbrita Charcas (Tco).....	47
N. Ignimbrita Charcas (Tich).....	50
O. Conglomerado Charcas (Tcch).....	53
P. Epiclástos Cañada Verde (Tecv).....	55
Q. Gravas Charcas (Tcg)	58
R. Aluvión (Qal).....	59
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	60
5. EVOLUCIÓN TECTÓNICA	63
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	67
BIBLIOGRAFÍA.....	70
ANEXOS	77

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Mapa de Localización del Complejo Volcánico de Charcas, S.L.P.	10
2	Mapa de accesos y vías de comunicación del Complejo Volcánico de Charcas, S.L.P.	12
3	Mapa de localización de las Provincias Fisiográficas en el estado de San Luis Potosí.....	14
4	Mapa de unidades paleogeográficas en el estado de San Luis Potosí	19
5	Columna Geológica de la zona del "Complejo Volcánico de Charcas, S.L.P."	20
6	Tabla de Correlación estratigráfica	21
7	Fotografías del afloramiento del intrusivo El Temeroso.....	38
8	Microfotografías del intrusivo El Temeroso.....	40
9	Fotografías del afloramiento de la andesita Zapatilla	41
10	Microfotografías de la andesita Zapatilla.....	43
11	Fotografías de la dacita Charcas	44
12	Fotografías de la dacita Charcas	45
13	Microfotografías de la dacita Charcas.....	46
14	Fotografía de la co-ignimbrita	47
15	Fotografía del contacto de la co-ignimbrita Charcas y las gravas Charcas	48

16	Microfotografías de la co-ignimbrita Charcas	49
17	Fotografías de la ignimbrita Charcas	50
18	Fotografías de la ignimbrita Charcas	51
19	Microfotografías de la ignimbrita Charcas.....	52
20	Fotografía del conglomerado Charcas	54
21	Fotografías de los basculamientos del conglomerado Charcas.....	54
22	Fotografía del afloramiento de los epiclástos Cañada Verde.....	55
23	Fotografías de los epiclástos Cañada Verde	56
24	Microfotografías de los epiclástos Cañada Verde.....	57
25	Fotografías de las gravas Charcas	59
26	Fotografía del basculamiento presente en el conglomerado Charcas.....	61
27	Fotografía de las gravas Charcas	62
28	Fotografía de la falla normal y el contacto entre las gravas Charcas y la dacita Charcas	62
29	Mapa que muestra las estructuras mayores de la Mesa Central	66
30	Diagrama TAS, propuesto por Le Bass, 1986	81
31	Diagrama utilizando los parámetros A/CNK - A/NK.....	82
32	Diagrama de SiO ₂ vs Na + K ₂ O, propuesto por Irving y Baragar, (1971).....	83
33	Diagramas de elementos de tierras raras	85
34	Diagrama de discriminación Y + Nb vs Rb propuesto por Pearce et al.(1984).....	86

35	Diagrama de discriminación Y vs Nb propuesto por Pearce et al.(1984)	86
36	QAPF modelo de clasificación de rocas volcánicas (basado en Streckeisen, 1978)	101
37	QAPF modelo de clasificación de rocas plutónicas (basado en Streckeisen, 1978)	101

Lista de Tablas

Tabla 1. Elementos mayores	79
Tabla 2. Elementos traza	79
Tabla 3. Elementos de tierras raras	80
Tabla 4. Elementos mayores % en peso (ppm)	80

ANEXOS

I. Geoquímica	78
II. Estudio Petrográfico de las muestras colectadas en el “Complejo Volcánico de Charcas, S.L.P.	87
III. Glosario	102
IV. Mapa geológico del Complejo Volcánico de Charcas, S.L.P. En sobre	

RESUMEN

El Complejo Volcánico de Charcas se encuentra ubicado a 130 km al norponiente de la Ciudad de San Luis Potosí y pertenece al municipio de Charcas.

Paleogeográficamente el área de estudio se encuentra ubicada en la margen oriental de la "Cuenca Mesozoica del Centro de México" (CMCM); la cual se describe como una extensa cuenca sedimentaria que contiene un volumen de más de 700,000 km³ de sedimentos marinos de edad mesozoica. El área forma parte de la porción suroriental de la Sierra Madre Occidental (SMOc) que se caracteriza por ser una cubierta ignimbrítica, reconocida por ser la provincia ígnea silícica más grande en el mundo. En particular el área es parte del norte del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), el cual está formado principalmente por una secuencia de lavas y flujos piroclásticos con edades que van desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno tardío.

El Complejo Volcánico de Charcas está localizado en la porción norte del CVSLP; está formado por cinco unidades ígneas y volcánicas de diferente composición, con edades que van del Eoceno medio al Oligoceno tardío. Se realizó un estudio petrográfico de las cinco unidades antes mencionadas y de los epiclástos. La unidad más antigua es el Intrusivo El Temeroso, se describe como una roca ígnea intrusiva, de textura porfirítica en una matriz de grano fino micro cristalino, se clasificó como una roca ígnea intrusiva de composición cuarzo-monzonítica, le sigue en edad al intrusivo. La andesita Zapatilla, es una roca muy cloritizada, silicificada y argilizada debido a las diversas alteraciones a las que ha sido expuesta, de textura holocristalina en una matriz de un agregado microcristalino con microlitos de plagioclasa, se clasificó como una roca ígnea extrusiva de composición andesítica.

Sigue en la secuencia la dacita Charcas, está se observó como un derrame lávico, muy fluidal, cuya matriz es un agregado felsítico, de textura porfídica con matriz en un 60 % de la muestra, son feldespatos alterados, se clasificó como una roca ígnea extrusiva de composición dacítica, le prosigue en edad, la co-ignimbrita Charcas, se presenta como un depósito de brecha formada por fragmentos que van desde 1 a 80 cm de diámetro soportados en una matriz de ceniza, de textura hialocristalina se clasificó como una roca ígnea extrusiva de composición riolítica; continua la ignimbrita Charcas, la cual se presenta como un depósito de flujo piroclástico con líticos abundantes de 20 a 1 cm, con niveles leves de degradación y estratificación difusa, de matriz fina con cristales rotos y textura hipocristalina, con un 40 % de fenocristales de: cuarzo > minerales maficos (biotita) > plagioclasa.

Los epiclástos Cañada Verde son depósitos de color crema ligeramente verdoso, compuestos por arena fina en capas con estratificación cruzada y gradada, se definieron como un deposito de textura clástica. Tectónicamente el Complejo Volcánico de Charcas pertenece a la provincia extensional de Cuenca y Sierras (Basin & Range), se caracteriza por presentar un manto superior anormal de corteza adelgazada.

El estudio de geoquímica permitió clasificar las diferentes unidades, utilizando el diagrama TAS para su clasificación de acuerdo a los elementos mayores. El intrusivo El Temeroso tiene contenido alto de sílice 72.20 % y quedó en la zona de la Riolita, esto puede deberse a que presenta una silicificación muy alta. La andesita igual que el intrusivo no presenta alteración por su bajo % en P x C (perdida por calcinación), por su contenido de sílice 60.30 % se clasificó como una Andesita. La dacita presenta un rango de sílice de 64.22 a 65.88 % clasificándose en el diagrama TAS como Dacita. En el caso de la ignimbrita tiene un P x C = (7.40 %) indicando un alto contenido de agua en la muestra y por su bajo contenido de sílice a (60.70 %), quedó en la zona de la Andesita. El contenido en las tierras raras ligeras (LREE) y

pesadas (HREE) es muy similar. Los diagramas de discriminación tectonomagmática determinaron que las unidades pertenecen a ambientes de arcos volcánicos.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se sitúa en el margen oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM); se trata de una extensa cuenca sedimentaria con volumen de más de 700,000 km³ de sedimentos marinos de edad mesozoica (Carrillo- Bravo, 1982). Se encuentra localizada en la porción central del país, con rocas que abarcan desde el Triásico tardío con la Formación Zacatecas, iniciando el relleno marino durante el Jurásico medio con la Formación La Joya y Zuloaga, alcanzando su máxima profundidad durante el Albiano-Cenomaniano con la Formación Cuesta del Cura. La cuenca se colmo con sedimentos tipo "flysch" de la Formación Caracol en el Campaniano-Maastrichtiano.

El área se encuentra ubicada en la porción sur-oriental de la Sierra Madre Occidental (SMOc), la cual se caracteriza por ser una cubierta ignimbrítica de $\pm 300\ 000$ km², con elevaciones promedio de más de 2000 msnm y aproximadamente 1,200 km de largo por 200 a 400 km de ancho, reconocida por ser la provincia ígnea silícica más grande del mundo (Ferrari *et al.*, 2005). Su formación es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico tardío – Terciario, en el occidente de Norteamérica.

En la porción sur-oriental de la SMOc se encuentra el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), tiene un área de 40, 000 km², formado por una secuencia de lavas y flujos piroclásticos con edades que van del Eoceno medio al Oligoceno tardío, presentando un vulcanismo compuesto por una diversidad magmática y multiepisódica ampliamente asociada a los eventos de la tectónica extensiva de la porción central de México, originada durante el Oligoceno (Tristán-González *et al.*, 2009).

El CVSLP se desarrolló en cinco etapas de vulcanismo; la primera se llevó a cabo en el Eoceno medio con la emisión de lavas andesíticas. En la segunda etapa se caracterizó por la formación de cadenas de domos exógenos con composiciones traquita-riodacita (32-31 Ma). La tercera etapa se formó con la emisión de lavas y piroclastos de composición riolítica con edad de 31-28 Ma. La cuarta es una etapa intermitente de vulcanismo félsico compuesto por erupciones piroclásticas de la riolita Panalillo. Posterior al último evento del CVSLP se traslaparon eventos de vulcanismo intraplaca, que finalizó con erupciones esporádicas que generaron rocas de composición basáltica y basanítica (Tristán-González *et al*, 2009).

Tectónicamente el área de estudio forma parte de la Provincia de Cuencas y Sierras (Basin & Range), representada por bloques basculados a lo largo de fallas lístricas (inclinaciones fuertes); donde el levantamiento de un bloque provocó montañas y su hundimiento formó un valle, por lo que son una alternancia de bloques (fosas y pilares) separados por fallas normales. La provincia se formó por extensión y se caracteriza por presentar un manto superior anormal de corteza adelgazada, así como flujo de calor elevado y levantamientos regionales (Stewart, 1978).

El Complejo Volcánico de Charcas se localiza en la continuación norte del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), el cual se presenta como un sistema de fallas normales de dirección N-S que se extiende desde San Miguel de Allende, Guanajuato, hasta el norte de la Sierra de Catorce y forma el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental.

Objetivo

El objetivo de este trabajo: es realizar un estudio petrográfico y geoquímico con el fin de determinar la composición de las rocas volcánicas que forman el Complejo Volcánico de Charcas S.L.P.

Antecedentes

Los trabajos geológicos desarrollados en la región de Charcas, se han enfocado principalmente a cubrir el aspecto minero del distrito, siendo entre ellos:

- Cantú-Chapa (1969), reportó una nueva localidad supra triásica, en la Sierra de Charcas, de acuerdo a un ejemplar *Juvavites sp.*, de edad Cárnico temprano.
- Martínez-Pérez (1972), en su estudio desde el punto de vista económico-petrolero, consideró a la zona con posibilidades petrolíferas, teniendo en cuenta el gran volumen de sedimentos existentes y las condiciones favorables para el entrapamiento de hidrocarburos. Le dio el nombre de la Formación Zacatecas a los afloramientos de la Sierra de Charcas, de acuerdo al fósil clasificado por Cantú (1969).
- Butler (1972), su trabajo consistió en proporcionar una visión adicional a la geología local, en base a datos estatigráficos y estructurales encaminados a resolver los problemas del yacimiento de las minas de Charcas, aplicables a las interpretaciones geológicas sobre el futuro del área de la Sierra Madre Oriental y la región oriental de la Mesa Central.
- Jiménez-Camargo *et al.* (1982) de acuerdo con las evidencias estatigráficas, paleontológicas y litológicas, mencionó que el área fue transgredida paulatinamente por los mares hasta quedar completamente sumergida en el Oxfordiano, representando la

transición entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

- Escobedo-Espíritu (1984), el objetivo de su trabajo fue estudiar los yacimientos minerales que se encuentran encajonados en las rocas del Triásico tardío del núcleo de la Sierra de Charcas, efectuando un estudio sobre la metalogénesis del sistema de filones encajonados en los afloramientos de la Formación Zacatecas. Estos yacimientos son importantes ya que pueden estar relacionados con el vulcanismo del Complejo Volcánico de Charcas.
- Tristán-González y Torres-Hernández (1992), el objetivo del estudio fue definir la estratigrafía de la Sierra de Charcas y el origen tectónico-estructural de la sierra, la describieron como una estructura de orientación NE-SW, que en su núcleo desarrolló una depresión donde afloran las rocas triásicas, y en sus hombros rocas del Jurásico al Cretácico.
- Tristán-González (2008) realizó un modelo alternativo que muestra la evolución vulcano-tectónica de la porción central y sur-oriental de la Mesa Central y propuso un mecanismo para explicar el levantamiento de los núcleos que exhiben rocas del Mesozoico temprano –medio, como su relación con el fallamiento normal de Cuencas y Sierras y con el emplazamiento de cuerpos intrusivos como el de la Sierra de Charcas.
- Tristán-González *et al.* (2009), el objetivo fue determinar la estratigrafía y estructura de las rocas volcánicas del CVSLP, reconociendo 5 etapas de vulcanismo con edades del Eoceno medio al Cuaternario, compuesto por una diversidad magmática y multiepisódica.

Materiales y métodos

Materiales y equipo

Para la digitalización del mapa base y de la sección geológica se utilizó el software "Auto Cad Map 2006". Para el dibujo de las diferentes figuras se contó con el programa "Corel Draw 12". La toma de datos estructurales se realizó con una brújula azimutal de la marca "Brunton", los datos se posicionaron con un GPS marca "Garmin", utilizando el "datum" WGS 84, las fotos tomadas en campo fueron con una cámara digital marca Sony.

Como mapa base se empleó la carta topográfica Charcas F14-A-43 del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). La definición de los contactos se afinó con fotografías aéreas blanco y negro, escala 1:25,000.

Metodología

La metodología de este trabajo, consistió en aplicar el método científico y las etapas son las siguientes:

- **Gabinete**
- Como primer paso se procedió a documentar y recopilar toda la información bibliográfica del área.
- A partir de la carta topográfica Charcas (F-14-A-43) de escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), se digitalizó el área de estudio con el programa "Auto Cad Map 2006", dibujando curvas de nivel cada 50 m.

- Se utilizaron fotografías aéreas de escala 1:25,000, las cuales se interpretaron con ayuda de un estereoscopio de espejos y sirvieron para afinar los contactos geológicos y rasgos estructurales más sobresalientes.
- La última etapa de gabinete consistió en la digitalización del mapa geológico con el programa de "Auto Cad 2006" y la elaboración del manuscrito final.

- **Campo**

- Para el trabajo de campo se realizaron caminamientos, los cuales sirvieron para posicionar con GPS los contactos de los diferentes tipos de rocas volcánicas, lo cual se realizó siguiendo el contorno de los afloramientos.
- Se tomaron datos estructurales de planos de fluidez y fallas de las rocas volcánicas, así como basculamientos del conglomerado Charcas.
- Se colectaron muestras de roca representativas de cada unidad volcánica para su estudio petrográfico y geoquímico.
- Para el posicionamiento de muestras y toma de datos se utilizó un GPS de la marca Garmin utilizando el "Datum" WGS 84.

Laboratorio

En esta etapa se elaboraron secciones delgadas de las rocas volcánicas, en el laboratorio de preparación de minerales y petrografía del Instituto de Geología de la UASLP.

El procedimiento fue el siguiente:

- Se recolectaron muestras de roca fresca representativas de cada unidad volcánica.
- Se cortaron al tamaño del portaobjetos.
- Obteniendo el corte, se pasan a pulir las muestras con los diversos abrasivos (220, 400, 600 y 800) hasta que se observe una superficie completamente lisa.
- Se enjuagan y se dejan secar.
- Para pegar la muestra en el portaobjetos se elabora una mezcla de resinas, observando que al momento del pegado no quede ninguna burbuja en la muestra.
- Se deja secar para después cortar la muestra ya con el portaobjetos pegado, esto facilita el desbastar la muestra con los abrasivos (220, 400, 600 y 800).
- Realizando este procedimiento se obtuvo una lámina de buena calidad para su fácil descripción.

La elaboración de las muestras para los análisis de tierras raras, se efectuó en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geología de la UASLP.

El procedimiento fue el siguiente:

- Pesar 0.1 gramos de muestra de roca molida para después colocarla en el vial (recipiente de polietileno recubierto con teflón, utilizado para este tipo de análisis), el cual debe de estar limpio y libre de cualquier sustancia que pueda alterar valores de lectura.
- Agregar 0.5 mililitros de HNO_3 ULTREX a cada vial y 4.5 mililitros de HF ULTREX, tapar los viales y ponerlos en la parrilla a calentar para que los ácidos hagan reacción a 150°C .

(Se debe de notar que, aproximadamente después de hora y media, la muestra ha sido disuelta, en caso contrario esperar un poco más).

- El tiempo de disolución depende del tipo de roca y de la composición de ésta, ya que los ácidos no reaccionan con la misma rapidez en unos minerales que en otros.
- Se prosigue retirando los viales de la parrilla y se dejan en reposo hasta el siguiente día.
- Posteriormente, se ponen los viales a evaporar en la parrilla la cual deberá estar a 130°C, si las tapas contienen pequeñas gotas de solución, enjuagarlas con un poco de agua destilada y regresarlas al vial.
- Después de 2 horas empezada la evaporación, aumentar la temperatura a 150°C.
- Si después de 3 horas no se ha evaporado completamente la solución aumentar la temperatura a 220°C.
- Obteniendo la evaporación se retiran los viales de la parrilla agregándoles 5 mililitros de HCl ULTREX y poniéndolos a evaporar a una temperatura de 220°C.
- Ya evaporado se le agrega 5 mililitros de HNO₃ 2M ULTREX a cada vial, se tapan y se dejan reposando hasta el siguiente día.
- Después, se ponen los viales con tapas sobrepuestas en la parrilla a 115°C, esto por dos horas, después se retiran y se espera a que se enfríe.
- Por último se aforan los viales con agua destilada en botellas de 100ml. El aforo consiste en pesar la botella vacía de 100 ml en balanza, el valor del peso de esta se deberá de borrar, después se le agrega la solución anotando el peso que indique la balanza, después aforar con agua destilada hasta que el peso total sea de 100 gr.

Los análisis de elementos mayores se realizaron en el laboratorio de fluorescencia de Rayos X (LUGIS) de la Universidad Autónoma de México, por el Químico Rufino Lozano y el método utilizado fue por fluorescencia de Rayos X (FRX), aplicando la técnica de muestra fundida. La clasificación de las muestras analizadas se realizó con el programa TAS, utilizando el total de álcalis contra el total de sílice (Na₂O + K₂O vs Si O₂), propuesto por Le Bass *et al.*, (1986). El contenido de sílice y álcalis se ajustaron a base anhidra con el programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2002). Los resultados de elementos mayores se reportan en la tabla No. 1

1.2 Acceso y vías de comunicación

El área cuenta con una infraestructura de comunicación buena y el acceso se puede hacer fácilmente por carretera pavimentada y por vía férrea. Para llegar por carretera, partiendo de la ciudad de San Luis Potosí, se toma la carretera federal No. 49 que conduce a Zacatecas y a la altura del kilómetro 30 hay una desviación hacia el NW, correspondiente a la carretera federal No. 63 que pasa por las cabeceras municipales de Aqualulco, Moctezuma, Venado, hasta llegar a la población de Charcas, después de un recorrido de 100 km. Otra forma de acceso es por la carretera 57, donde a la altura del poblado La Bonita se toma hacia el poniente, recorriendo 69 km hasta llegar a la población de Charcas y al área de estudio.

También se puede arribar a la población de Charcas por la carretera estatal Charcas - Santo Domingo, con una longitud aproximada de 70 km entre ambas poblaciones.

En lo que se refiere a la comunicación vía férrea, la ruta México - Nuevo Laredo pasa por la estación Los Charcos, localizada a 12 km al oriente de la cabecera municipal de Charcas, cuyo ferrocarril se utiliza solo para fines de transporté de carga (Figura 2).

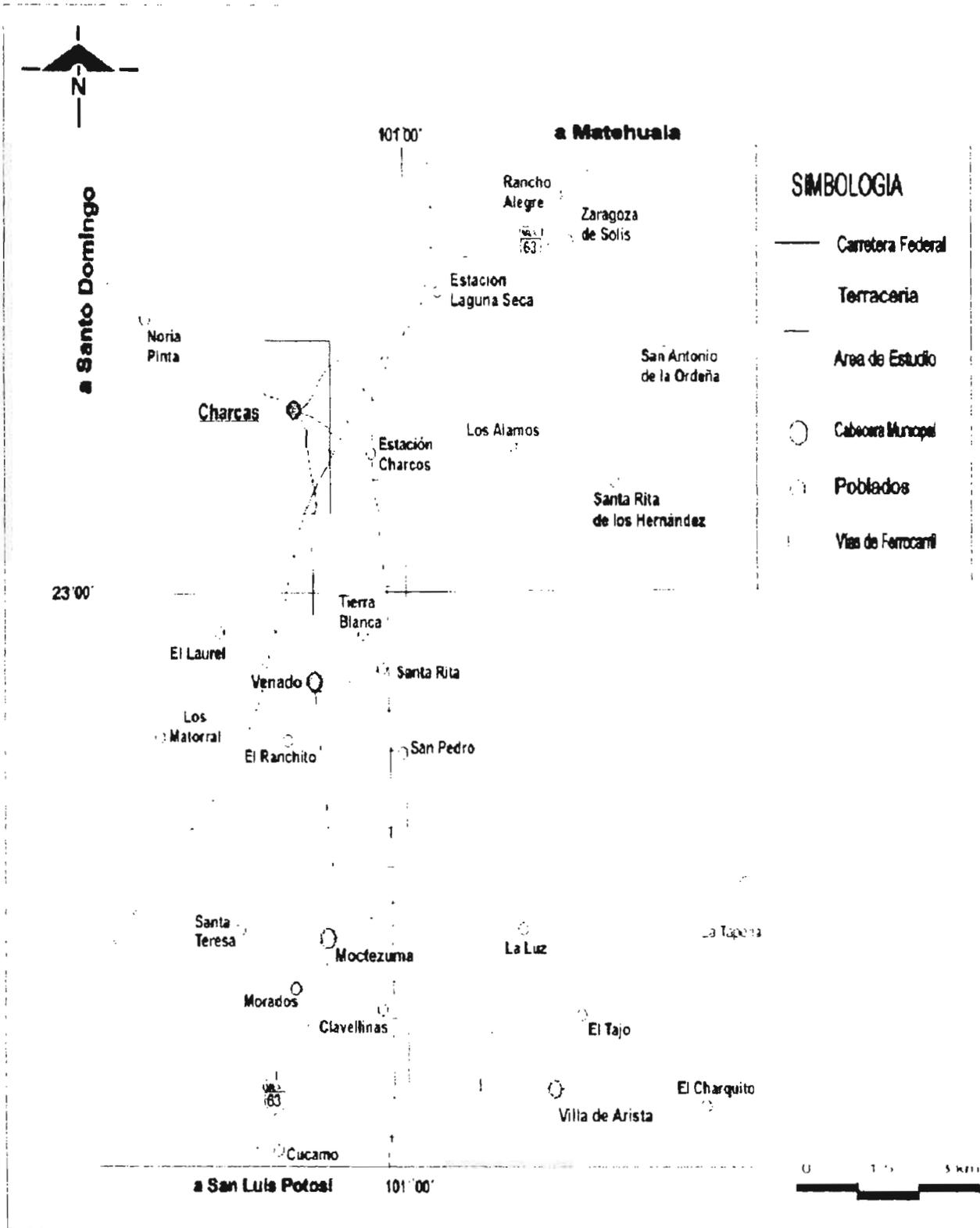


Figura 2. Mapa de accesos y vías de comunicación al Complejo Volcánico de Charcas S.L.P (Tomado de la carta F-14-A-43 Hoja Charcas de INEGI)

1.3 Fisiografía y Geomorfología

Fisiografía.

El área de estudio se encuentra dentro de la Provincia Fisiográfica de La Mesa Central (MC), la cual se localiza en la parte centro-norte de México y esta en una región semidesértica del país (Raiz, 1959). (Figura 3)

Limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental (SMOr), la cual se presenta como una cadena montañosa originada por la deformación compresiva de la orogenia Laramide. Al occidente está limitada por la Sierra Madre Occidental (SMOc) la cual es una cadena montañosa de origen volcánico y al sur por la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Dentro de la MC se pueden reconocer dos regiones. La región sur donde se localizan las cotas mas elevadas, se encuentran alturas por encima de los 2000 msnm con la excepción del Valle de Aguascalientes, esta es una región montañosa cubierta en su mayor parte por rocas volcánicas cenozoicas con desniveles más pronunciados, lo cual le confiere su carácter de una meseta elevada y relativamente más alta que las regiones circundantes. La MC en su porción norte, muestra un estado de erosión más avanzado, con cuencas grandes continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres. Está región tiene las cotas más bajas y los desniveles menores, constituyendo así una meseta elevada, pero relativamente más baja que las regiones colindantes.

La altitud mayor en el área de estudio es de 2400 msnm en la Sierra El Borrego, al oriente del poblado de Cerro Gordo y su altitud menor es de 1900 msnm al SE del poblado de Cañada Verde.

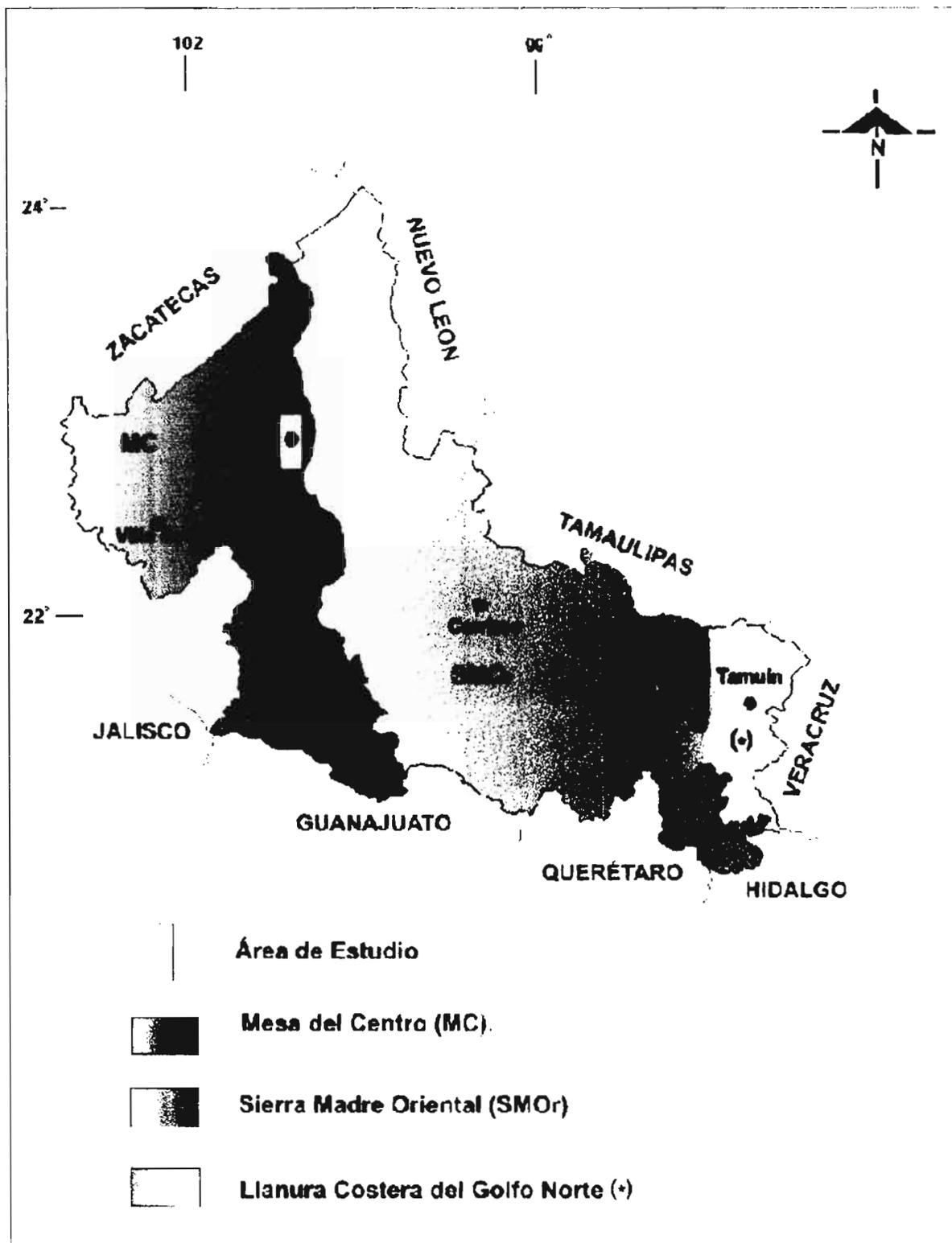


Figura 3. Mapa de localización de las Provincias Fisiográficas en el estado de San Luis Potosí (INEGI 2002).

Geomorfología.

Dentro del área y en sus alrededores se encuentra un conjunto de serranías, formadas por rocas sedimentarias y volcánicas que van desde el Cretácico al Oligoceno; las primeras presentan un estado de madurez temprana dentro del ciclo geomorfológico, con una topografía de contornos suaves por la actuación de una erosión avanzada. Las unidades volcánicas son ventanas que se caracterizan por tener una cubierta de conglomerado y grava que se encuentran discordantes sobre ellas. Las rocas volcánicas, están expuestas principalmente en los lechos de los arroyos, los cuales están sufriendo una erosión retrógrada importante. El drenaje en las rocas sedimentarias es del tipo dendrítico con desarrolló de gran número de cárcavas. Los cauces llevan agua solo en época de lluvia, la cual se pierde principalmente por evaporación e infiltración al llegar a los valles cercanos.

En las márgenes de los lechos de los arroyos en las partes más bajas, se desarrollaron pequeñas terrazas de material aluvial, las cuales están sufriendo una erosión rápida.

En general el área de estudio está dentro de un gran abanico de gravas, que en la actualidad forman una serie de lomeríos de contornos suaves, muy disectado por el gran número de arroyos y cárcavas.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

2.1 Geología regional

El área de estudio se encuentra en la margen oriental de la “Cuenca Mesozoica del Centro de México” CMCM; Carrillo - Bravo (1982); la cual se trata de una extensa cuenca sedimentaria que contiene un volumen de más de 700,000 km³ de sedimentos marinos del Mesozoico, la CMCM está localizada en la porción central del país, donde se depositó una secuencia sedimentaria que empezó sobre depósitos del Triásico tardío correspondientes a la Formación Zacatecas, la cual está constituida por sedimentos de aguas someras (turbiditas). Posteriormente, durante el Jurásico temprano, hubo depósitos de clastos continentales y rocas volcánicas de la Formación Nazas. La secuencia de la CMCM comenzó a desarrollarse en el Jurásico medio (Calloviano), lo que permitió la sedimentación de terrígenos de la Formación La Joya, comenzando la transgresión marina con estos depósitos. En el Oxfordiano hay desarrollo de plataformas pequeñas de caliza de la Formación Zuloaga. La subsidencia continuó hasta el Cretácico temprano, depositándose las Formaciones Taraises, Cupido, La Peña y Cuesta del Cura como facies calcáreas. La CMCM culmina su depósito con facies terrígenas correspondientes a la Formación Indidura y Caracol en el Campaniano – Maastrichtiano. La CMCM está limitada al oriente por la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), al poniente por el complejo ígneo de la Faja Ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental, al norte por rocas marinas mesozoicas plegadas de la Sierra Madre Oriental y al sur por la Faja Volcánica Transmexicana (Carrillo–Bravo, 1982).

Paralelamente a partir del Cretácico se desarrolló al oriente de la CMCM, la PVSLP que inició con la Formación Huayacocotla, unidad que marcó el inicio de la transgresión marina jurásica,

para después continuar con el depósito de la secuencia evaporítica de la Formación Guaxcamá y con desarrollo progresivo de un arrecife de la Formación El Abra (Carrillo-Bravo, 1971). Para el Turoniano, en la porción occidental y sur de la PVSLP, se depositaron de manera transicional y lateralmente los sedimentos de la Formación Soyatal en condiciones de subsidencia, desde el Turoniano hasta fines del Maastrichtiano con el depósito de las Formaciones Cárdenas, San Felipe y Méndez, además de la Formación Tamabra, como facies de transición entre ambos elementos, considerándose como un depósito de desarrollo arrecifal de la PVSLP (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, y Torres-Hernández, 1992, López-Doncel, 2000).

El plegamiento y cizallamiento producto de la orogenia Laramide afectó a las rocas mesozoicas de la CMCM y PVSLP, originando un cinturón plegado, afectado por un complejo sistema de fallas de sobrecorrimento, que con frecuencia ponen en contacto sedimentos del Mesozoico temprano con rocas del Mesozoico tardío. La estructura que forma al cinturón mencionado son anticlinales sinuosos, alargados, angostos, frecuentemente asimétricos y volcados hacia el E-NE, y se manifiesta principalmente en las rocas del Jurásico y Cretácico. Esta franja plegada tiene una orientación general N-S.

El área de estudio se localiza en la porción oriental de la CMCM, muy cerca del límite poniente de la PVSLP (Figura 4), y en la porción sur-oriental de la Sierra Madre Occidental (SMOc) que fue resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico tardío-Terciario temprano, asociados a la subducción de la Placa Farallón debajo de la de Norteamérica y a la apertura del Golfo de California.

Al SE de la provincia de la SMOc se encuentra el Campo Volcánico de San Luis Potosí, el cual se localiza en la porción sur-oriental de la Mesa Central y está formado principalmente

por una secuencia de lavas y flujos piroclásticos con edades que van desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno tardío; su formación se divide en cinco etapas. La primera etapa se restringe al Eoceno medio y consistió en la emisión de lavas andesíticas. La segunda etapa fue la más voluminosa donde predominó la actividad efusiva que formó cadenas de domos exógenos con composiciones que varían desde dacitas a traquitas; la tercera por lavas y piroclastos con alto contenido de sílice y la cuarta es una etapa intermitente de vulcanismo felsico compuesto por la erupciones piroclásticas de la riolita Panalillo. Posterior al último evento de traslaparon etapas de vulcanismo intraplaca, cuyos centros eruptivos generaron rocas de composición basáltica y culmina en el Cuaternario con las rocas basaníticas de Las Joyas. El vulcanismo del CVSLP está compuesto por una diversidad magmática y multiepisódica, ampliamente asociada a los eventos de la tectónica extensiva de la porción central de México originada principalmente durante el Oligoceno. (Tristán-González *et al.*, 2009).

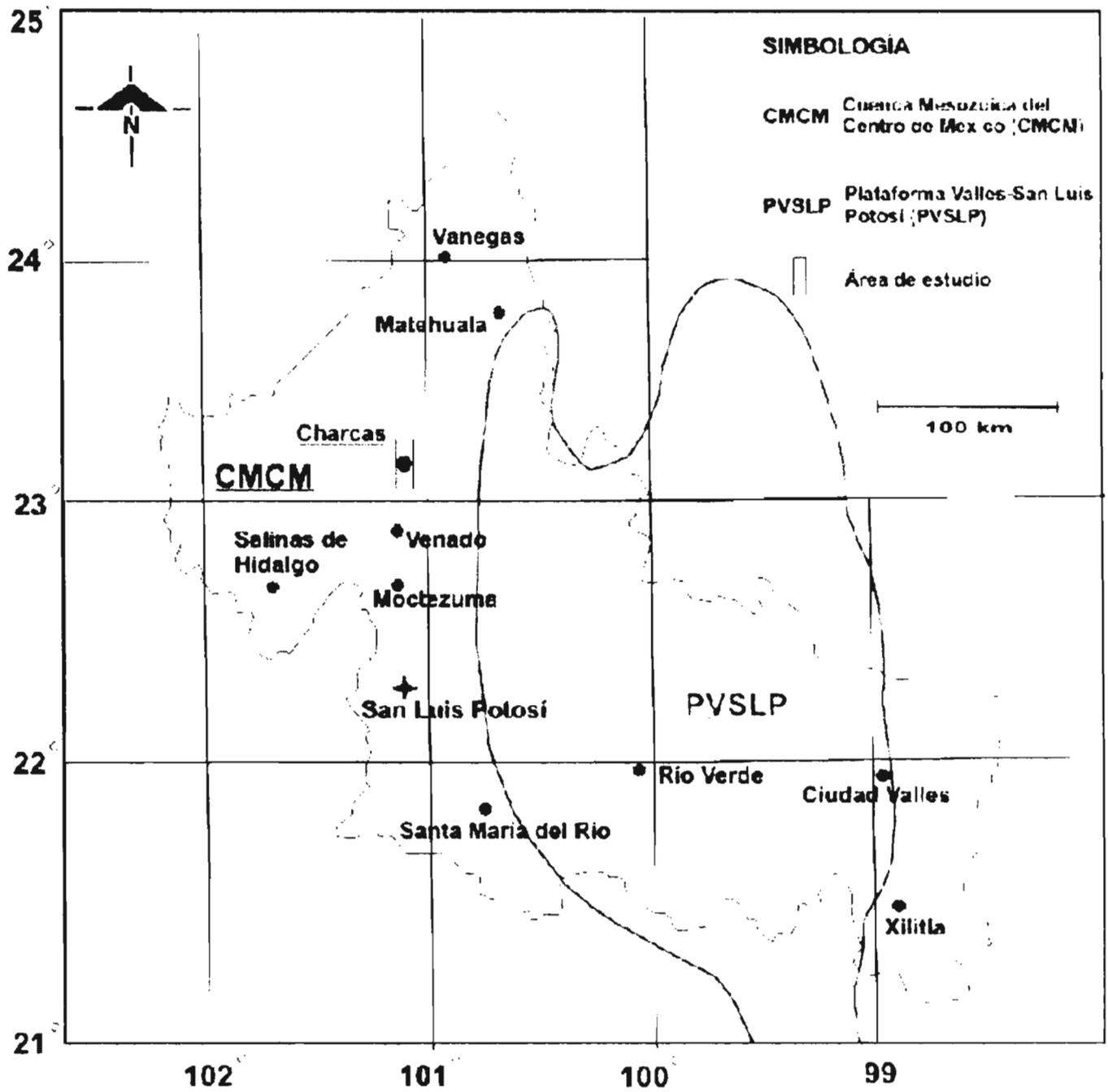


Figura 4. Mapa de unidades paleogeográficas en el estado de San Luis Potosí (modificado de COREMI, 1992).

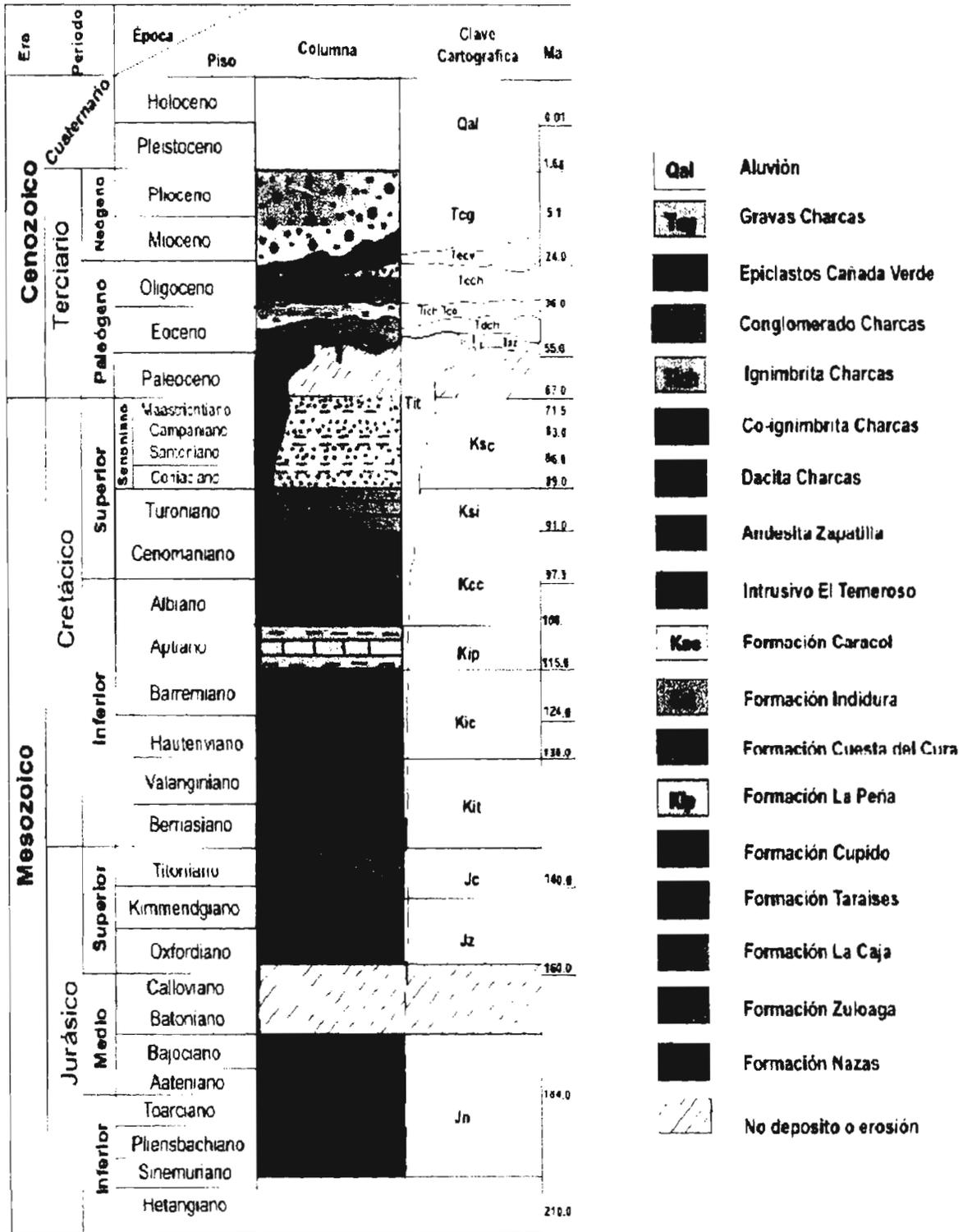


Figura 5. Columna estratigráfica de la zona del "Complejo Volcánico de Charcas S.L.P." (Modificado de Tristán-González y Torres-Hernández, 1992)

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA

A. Formación Nazas (Jn)

(Sinemuriano 202 Ma. - Batoniano 169 Ma.)

a) Definición.

Córdoba-Méndez (1965), fue el primero en usar informalmente el nombre de Formación Nazas para el afloramiento de la región de Teyra-Sandulcan, Zacatecas. Tristán-González y Torres-Hernández (1992), decidieron nombrar a esta formación como Nazas y no Huizachal, debido a su gran semejanza litológica con los afloramientos del norte, más que con los descritos para la Formación Huizachal en el NE de México.

b) Distribución.

Se encuentra aflorando una ventana pequeña hacia la parte NE del poblado de Cerro Gordo en la parte N del área de estudio.

c) Litología y Espesor.

De acuerdo con Tristán-González y Torres-Hernández (1992), esta formación se compone por una secuencia de horizontes de limolita café, intercaladas con capas de arena conglomerática; en su cima continúa una secuencia de capas de conglomerado de fragmentos bien redondeados, donde se observan clastos de basalto vesicular de color negro; estos horizontes se encuentran separados por un conglomerado fino de la misma composición en capas de hasta 2 m de grueso.

El espesor de esta formación en el área es variable ya que aparece en forma lenticular, siendo más gruesa donde había depresiones y en algunas partes solo afloran los conglomerados basales.

d) Relaciones Estratigráficas.

Esta formación se encuentra suprayaciendo discordante a la Formación Zacatecas y subyace en discordancia a la Formación La Joya, aunque en muchos lugares sus contactos son por falla, principalmente con la Formación Zacatecas.

e) Edad y Correlación.

Esta formación se correlaciona con la Formación Nazas del área de Villa Juárez, Durango; con la Formación Barranca del Centro y NW de Sonora y desde luego equivalente a la Formación Huizachal del NE de México.

B. Formación Zuloaga (Jz)

(Oxfordiano 159 Ma. – Kimmeridgiano 154 Ma.)

a) Definición.

Burckhardt (1930), estudió una serie de capas en las cercanías de Mazapil, Zacatecas, equivalentes a la caliza Zuloaga y las nombró como "Caliza con Nerineas". Fue Imlay (1938), quien definió la Formación Zuloaga en la Sierra de Sombreretillo, al norte del poblado de Melchor Ocampo, Zacatecas, donde está constituida por capas de calizas dolomíticas, de color gris oscuro, con algunos nódulos de pedernal negro que predominan en la cima.

b) Distribución.

En el área de estudio aflora en la parte SW del Cerro San Antonio y aflora como un remanente pequeño al NE de la Cabecera Municipal de Charcas.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992), la describieron como una alternancia de capas de caliza y margas, que marcan un dominio plenamente marino en la región, lo cual mostró una transgresión paulatina en la litología de la Formación La Joya.

Se trata de una secuencia calcárea, que en su base se presenta con un contenido alto arcilloso, por lo que son auténticas margas, siendo algunos horizontes verdaderos "boudstone". Registra una marcada inestabilidad en el inicio del depósito, observando diversos tipos de fósiles principalmente braquiópodos.

El espesor de esta formación es incierto, debido al plegamiento fuerte que presenta, lo que hace que haya repetición en su espesor.

d) Relaciones Estratigráficas.

El contacto inferior con los sedimentos de la Formación La Joya es transicional y se puso donde prácticamente desaparecen los terrígenos. Su contacto superior con la Formación La Caja es brusco y termina donde desaparecen las calizas de estratificación gruesa. En el área de estudio no hay afloramientos de la Formación La Joya.

e) Edad y Correlación.

Burckhardt (1930), al estudiar las calizas marinas del Mesozoico Mexicano les dio una edad del Oxfordiano; Imlay (1938) explicó que la Formación Zuloaga se puede correlacionar con las Formaciones Novillo y Santiago; con la Formación Olvido del área del Cañón de la Peregrina, Tamaulipas y Galeana, N.L.; con la Gloria de la Sierra de Parras y con las Trancas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

C. Formación La Caja (Jc)

(Kimmeridgiano 154 Ma. – Titoniano 151 Ma.)

a) Definición.

La Formación La Caja fue nombrada inicialmente por Imlay (1938), quien designó la localidad tipo en la Vereda del Quemado, en el flanco meridional de la Sierra La Caja, al norte de Mazapil, Zacatecas. Posteriormente Roger y colaboradores (1961) volvieron a estudiarla en el mismo sitio, enfocando su estudio en la parte económica para determinar su contenido de fosforita. Ellos dividieron a la Formación La Caja en cuatro unidades. A) Compuesta de capas delgadas de limolita y limolita calcárea con concreciones de caliza; B) Caliza arcillosa fétida, con intercalaciones ocasionales de limolita, lutita y lutita calcárea; con algunos lentes de caliza e intercalaciones de pedernal pardo; C) Caliza con fosforita y pedernal fosfatado, con algunos lentes de caliza fosfatada microcristalina; D) Limolita calcárea intercalada con lentes y capas delgadas de pedernal.

b) Distribución.

Se encuentra aflorando hacia la parte NW, a 2.5 km del poblado de Vicente Guerrero, al NE de la cabecera municipal de Charcas.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992), mencionaron que la Formación La Caja es predominantemente terrígena y su base se presenta como una secuencia de limolita de color gris oscuro, café oscuro y café grisáceo, en las que se intercalan estratos delgados de caliza, algunas bandas y nódulos de pedernal negro y horizontes aislados de arenisca. El contacto de esta formación con la subyacente, está marcado por un horizonte lenticular de arenisca de color gris oscuro que por oxidación da coloraciones amarillentas. El espesor de esta unidad se estimó de 50 m.

d) Relaciones Estratigráficas.

La Formación La Caja sobreyace concordante a la Formación Zuloaga, con un contacto brusco, de caliza gruesa a terrígenos, y subyace también concordante y transicional a la Formación Taraises.

e) Edad y Correlación.

La edad de la Formación La Caja en el centro y norte de México, fue considerada por Burckhardt (1906), como del Kimmeridgiano-Titoniano. Butler (1972) colectó los siguientes fósiles: un pelecípodo (*Lima sp*) y un amonite (*Substeueroceras sp*) de edad Berriasiano. La Formación La Caja es correlacionable con la Formación La Casita del noreste de México; con

la Malone de la región de Ciudad Juárez, Chihuahua; con la San Hipólito de la Sierra de Viscaíno, Baja California; con la Cotton Valley del sur de Texas; con la Pimienta y parte superior del Grupo Tamán de la Cuenca Tampico-Misantla.

D. Formación Taraises (Kit)

(Berriasiano 144 Ma. – Hauteriviano 132 Ma.)

a) Definición.

Imlay (1936), le dio el nombre de Formación Taraises a una secuencia de capas calcáreas, que afloran en la porción occidental de la Sierra de Parras, Coahuila, considerando a este sitio como la localidad tipo. Imlay (1938) la separó en dos miembros; El inferior formado por caliza gruesa a delgada de color gris claro y el superior por caliza y marga gris oscura, en capas de espesor medio a grueso.

b) Distribución.

Se encuentran principalmente hacia el NW del poblado de Vicente Guerrero; se presenta como una ventana pequeña. Otro remanente se encuentra al NW del poblado de San Elías.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992), describieron a la Formación Taraises en el área de Charcas como una secuencia que en la base contiene caliza arcillosa, de color gris oscuro de 3-10 cm, con bandas delgadas y lentes de pedernal negro, intercaladas con estratos de limolita de color café amarillento con espesores hasta de 60 cm. En esta parte hay abundancia de fósiles, predominando los amonites.

Hacia la parte media sigue predominando la caliza arcillosa y entonces se presenta lajeada y carbonosa interestratificada con limolita en capas de 10–15 cm, alcanzando a formar bancos de 1 m de espesor. También se observan ocasionalmente estratos de arenisca de 1-3 cm. La parte superior se presenta como una alternancia de limolita y caliza arcillosa de 20-40 cm de grueso y termina con capas de caliza arcillosa y limolita. El espesor de la Formación Taraises de acuerdo con Tristán-González y Torres-Hernández (1992), es de 75 m.

d) Relaciones Estratigráficas.

La Formación Taraises descansa discordante y transicional con la Formación La Caja y subyace concordante con la Formación Cupido.

e) Edad y Correlación.

Burckhardt (1930) e Imlay (1938), le dieron una edad del Berriasiano a las capas inferiores de la Formación Taraises en la Sierra de Symon, Zacatecas; Córdoba-Méndez (1965) en su estudio del área de Apizolaya, encontró *Neocomites* del Berriasiano y *Thumanniceras*, que tienen un alcance del Berriasiano tardío al Hauteriviano temprano. Rogers y colaboradores (1961) en el área de Concepción del Oro, Zacatecas, reportaron fósiles de edad Valanginiano en las capas inferiores de la Formación Taraises. Jiménez-Camargo *et al.* (1982), de acuerdo a *Berriasella sp?* colectada al poniente de Charcas, le dieron una edad Berriasiano-Valanginiano.

La edad sugerida en este trabajo, de acuerdo a su posición estratigráfica corresponde al Berriasiano medio al Valanginiano-Hauteriviano.

E. Formación Cupido (Kic)

(Hauteriviano 132 Ma. – Aptiano 121 Ma.)

a) Definición.

Imlay (1937) estudió a la Formación Cupido en la parte meridional de la Sierra de Parras, Coahuila; describió su litología y estableció las relaciones cronológicas utilizando amonites. Zwanziger (1978) describió el complejo Cupido para el norte de la República Mexicana. Ross (1979) realizó el estudio de la Formación Tamaulipas Inferior en tres secciones en el nororiente de la República Mexicana e incluyó a la Formación Cupido dentro de este paquete.

b) Distribución.

Su principal afloramiento se observa en el Cerro de San Antonio, que se encuentra en la parte norte del poblado de Vicente Guerrero. Aflora también en las inmediaciones del poblado de San Onofre, en la porción poniente del área.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hemández (1992) describieron la base de la Formación Cupido de una secuencia de capas de caliza microcristalina de color gris claro, en capas de 10 a 20 hasta 40 cm de espesor, intercaladas con lentes esporádicos y bandas de pedernal negro, y capas aisladas de limolita de color violáceo. En esta parte empiezan a aparecer nódulos de hematita, algunos belemnites y amonites. Una de las características más notables de esta formación es la presencia de nódulos de pirita y marcasita ya oxidados, con tamaños entre 0.5 y 5 cm de diámetro. Hacia la parte superior de la Formación Cupido, las capas de caliza son más puras (micrítica) y disminuyen de espesor (10-30 cm). El espesor de esta

formación es difícil de medir debido al plegamiento fuerte que presenta; sin embargo, Tristán-González y Torres-Hernández (1994) le estimaron entre 300 y 400 m.

d) Relaciones Estratigráficas.

La Formación Cupido se encuentra sobreyaciendo concordante a la Formación Taraises; su contacto se colocó donde desaparece la caliza arcillosa y limolita y aparece la caliza micrítica de estratificación delgada a media. Subyace a la Formación La Peña en forma transicional, y el contacto se puso donde empieza a presentarse la caliza en capas delgadas ligeramente arcillosa con intercalaciones de limolita (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994).

e) Edad y Correlación.

Böse (1923) y Rogers *et al.*, (1961), identificaron fósiles en la Formación Cupido en la zona de Concepción del Oro, Zacatecas y Sierra de Arteaga, en las cercanías de Saltillo, Coahuila, identificándolos como: *Monopleura sp.*, *Phylloceras (?)*, *Nerinea sp.*, característicos del Valanginiano al Barremiano y la *Ancyloceras sp.*, que es común en las capas del Hauteriviano tardío y Aptiano temprano. Blausser (1979) reportó la ocurrencia de *Tintinnopsella carpathica*, *Salpingellina levantina* y *Amphorellina*. Ross (1979), propuso el contacto Taraises-Tamaulipas, en el borde Valanginiano-Hauteriviano. Por lo tanto se piensa que la base de la Formación Tamaulipas es de edad Hauteriviano temprano. La Formación Cupido, es correlacionable con las formaciones Hosston y Sligo del sur de Texas.

F. Formación La Peña (Kip)

(Aptiano 121 Ma.)

a) Definición.

Imlay (1936) le dio el nombre de Formación La Peña, y la describió como un grupo de estratos calcáreo-arcilloso, que afloran en el oriente de la Sierra de Parras, Coahuila. Humphrey (1949) estudió esta formación en la Sierra Los Muertos, cerca de Saltillo, Coahuila.

b) Distribución.

Se encuentra en la parte N y SW del área de estudio, en el Cerro Alto y la Zapatilla respectivamente, así como ventanas pequeñas en el NE del poblado Los López.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hernández (1994), describieron su base como una secuencia de capas de caliza de estratificación delgada de 10 a 12 cm, de color gris claro. Hacia la parte media, la caliza presenta cantidades variables de arcilla, y en algunos estratos es posible observar laminación cruzada y gradación. En esta parte intermedia, es abundante el contenido de pirita en la caliza, así como lentes pequeños de sílice blanca. Los horizontes de sílice negra hasta de 5 cm de espesor, son bastante impuros (origen hidrotermal). Hacia la cima de la secuencia, predominan nuevamente las capas calcáreas y entonces se observa una alternancia de caliza arcillosa de 5 – 10 cm de espesor, con caliza micrítica de depósito autóctono, que presenta espesores de 10, 20 y hasta 40 cm, con bandas y lentes de pedemal negro y estratificación ondulada.

Es difícil estimar el espesor de esta formación, sobre todo por el plegamiento fuerte al que fue sometida, ocasionando que el grosor real esté varias veces repetido; sin embargo, de acuerdo con las secciones estructurales, se puede estimar entre 150 y 200 m (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994)

d) Relaciones Estratigráficas.

Esta formación yace concordante sobre la Formación Cupido y su contacto es transicional. Su contacto superior con la Formación Cuesta del Cura es concordante, transicional y se sitió donde desaparecen los sedimentos terrígenos y aparecen estratos delgados de caliza pura intercalada con limolita.

e) Edad y Correlación.

Cantú-Chapa (1963) caracterizó la cima de la Formación La Peña en el norte de la República Mexicana, con *Hypacanthoplites* gr. *Jacobi* y ejemplares de *Acanthohoplites* sp., pertenecientes al Albiano tardío. Humphrey (1949) situó a esta formación en el Aptiano. La Formación La Peña se correlaciona con las formaciones Moritas y Conglomerado Glance, del NE de Sonora; con las formaciones Travis Peak y parte superior de la Viga de Palomas Chihuahua; con la Cuchilla, de Villa Aldama, Chihuahua y con la parte superior de la Pearsall del norte de la Serranía del Burro en Coahuila.

G. Formación Cuesta del Cura (Kcc).

(Albiano 112 Ma. – Cenomaniano 99 Ma.)

a) Definición.

Imlay (1936), definió a la Formación Cuesta del Cura, como capas de caliza de estratificación delgada, con intercalaciones de bandas de pedernal negro. Ice (1979), al estudiar la caliza de la Formación Cuesta del Cura en la parte noreste y norcentral de México, caracterizó a esta formación como una sucesión rítmica vertical de caliza físil y lutita calcárea.

b) Distribución.

Sus afloramientos en el área solo se restringen a ventanas localizadas en la parte SE del Cañón de Lajas.

c) Litología y Espesor.

La Formación Cuesta del Cura se presenta en el área como alternancia de capas de caliza de estratificación delgada a media de 7 a 20 cm de espesor, de color gris claro a gris oscuro. Intercalados entre ellas, se presentan bandas y nódulos de pedernal negro de 3 a 10 cm de espesor. Contiene material calcáreo de depositación química directa y material alóctono. La fauna característica de esta formación son amonites pequeños (0.5 a 1.5 cm). El espesor de acuerdo con Tristán-González y Torres-Hernández (1992) fue estimado del orden de 80 m, para el flanco oriental de la Sierra de Charcas.

d) Relaciones Estratigráficas.

La Formación Cuesta del Cura es concordante con la Formación La Peña. Subyace concordante a los sedimentos de la Formación Indidura,

e) Edad y Correlación.

Ice (1979) en su estudio bioestratigráfico de la Formación Cuesta del Cura, encontró, *Globigerinelloides breggiensis* del Albiano medio; *Planomalina buxtorfi* de todo el Albiano tardío; *Rotalipora apenninica* del Albiano medio y temprano; *Rotalipora cushmani* que abarca hasta el Cenomaniano tardío. Para este estudio se le concede la edad propuesta por Ice (1979), del Albiano – Cenomaniano.

H. Formación Indidura (Ksi)

(Turoniano 93.5 Ma.)

a) Definición.

Kelly (1936), describió por primera vez a la Formación Indidura en la región de Las Delicias, Coahuila, donde estudió una secuencia de 30 m de lajas de caliza, que cubren directamente a la Caliza Aurora, encontrando fósiles indicativos del Albiano tardío, Cenomaniano y Turoniano. Imlay (1936), dividió a la Formación Indidura en cinco miembros, constituidos en general por una alternancia de caliza y lutita en capas delgadas. El nombre de Formación Indidura se ha extendido para nombrar a esa serie de capas de caliza arcillosa y limolita depositada sobre la Formación Cuesta del Cura en la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1982).

b) Distribución.

Esta formación aflora en el flanco NE del anticlinal El Borrego, y en la margen del Arroyo Los San Pedros en las inmediaciones del poblado de Cerro Gordo localizado al norte de la población de Charcas; se encuentran otros lomeríos de poca altura al NW del poblado de Vicente Guerrero, donde también afloran ventanas de estos sedimentos.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992) mencionaron que el contenido arcilloso aumenta hacia la cima, de tal manera que estratos de caliza arcillosa de 10 a 15 cm de grueso alternan con lutita y limolita de 20 a 30 cm de espesor.

La coloración característica de la caliza arcillosa, es gris claro a gris amarillento por oxidación y el de la lutita y limolita es gris oscuro, que por oxidación se torna rojiza. En la parte superior de la secuencia, también se presentan algunos estratos de arenisca de 5 a 10 cm de espesor que en ocasiones se observan como horizontes de "boudines". Algunos estratos contienen fósiles abundantes de pelecípodos con conchas de hasta 12 cm de largo y 5.5 cm de ancho (*Inoceramus labiatus*). En las ventanas del área de estudio se observó como una secuencia de estratos de caliza y pedernal en capas delgadas, las cuales se encuentran plegadas y con fracturas rellenas de calcita. El espesor es difícil estimar por aflorar en ventanas pequeñas.

d) Relaciones Estratigráficas.

Esta formación descansa sobre la Formación Cuesta del Cura, con un contacto concordante. Subyace a la Formación Caracol (información basada en áreas vecinas). En el área aflora por lo general como ventanas entre las gravas Charcas.

e) Edad y Correlación.

Kelly (1936) consideró que la mayor parte de esta formación es del Turoniano, aunque las capas inferiores son del Cenomaniano. En este estudio se le da la edad del Turoniano propuesta por Kelly (1936). La Formación Indidura es correlacionable con la Formación Soyatal de la Sierra de Álvarez, S.L.P; con la Formación Agua Nueva, de Galeana, Nuevo León; con la Formación Eagle Ford del NE de México y sur de Texas y con la Formación Chispa Summit, del Valle del Río Conchos.

I. **Formación Caracol**

(Coniaciano 89 Ma. – Maastrichtiano 71.3 Ma.)

a) Definición.

Descrita originalmente por Imlay (1936) en el Arroyo de Caracol, en la Sierra de San Ángel, al oriente de la Sierra de Parras, Coahuila. Fue descrita por este autor como una serie de capas de lutita y caliza que descansan discordantes sobre la Formación Indidura.

b) Distribución.

En el área solo se encuentra una ventana pequeña localizada en el lecho del Arroyo Las Escobas al poniente del Cerro El Crestón a unos 4.5 km al NW del poblado de Vicente Guerrero.

c) Litología y Espesor.

Se trata de una alternancia de capas de arenisca de color amarillento que en muestra intemperizada es de color café y ocre en muestra fresca en capas de 3-20 cm; sus

componentes son granos redondeados de feldespatos, cuarzo y abundante muscovita. Las capas de arenisca están intercaladas con capas de lutita fisil que varían desde 3-30 cm.

d) Relaciones Estratigráficas.

Por los contactos observados en áreas cercanas, se sabe que esta formación descansa sobre la Formación Indidura, siendo su contacto transicional. Sobre esta roca, solo descansa discordante un paquete de gravas Charcas.

e) Edad y Correlación.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992) sugirieron una edad del Coniaciano hasta el Maastrichtiano, basado en los datos de Carrillo-Bravo (1982). La Formación Caracol se correlaciona con las formaciones Cárdenas y Tamasopo, de la Plataforma Valles-San Luis Potosí; con la Méndez y San Felipe, de la margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí; con la Mezcala del área de Guerrero y con la Creta Austin del NE de México.

J. Intrusivo El Temeroso (Tit)

(Eoceno medio 46.6 ± 1.6 Ma)

a) Definición.

Butler (1972) describió con detalle este cuerpo intrusivo hipoabisal. Lo consideró como un tronco de cuarzolatita con biotita, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. El tamaño de la biotita es de fino a medio y constituye el 10% del volumen de la roca. Presenta también apatito, zircón, pirita y hematita, algo de sericitización en los cristales de plagioclasa y cloritización de la biotita.

b) Distribución.

Sus principales afloramientos se encuentran en la parte NE de la población Charcas, sobre el Arroyo Los San Pedros, donde se observan dos cuerpos grandes de este intrusivo (Figura 7 A). Su afloramiento principal se localiza en la periferia de la Mina de Charcas, así como también en la parte sur del poblado de Cerro Gordo (Figura 7 B).

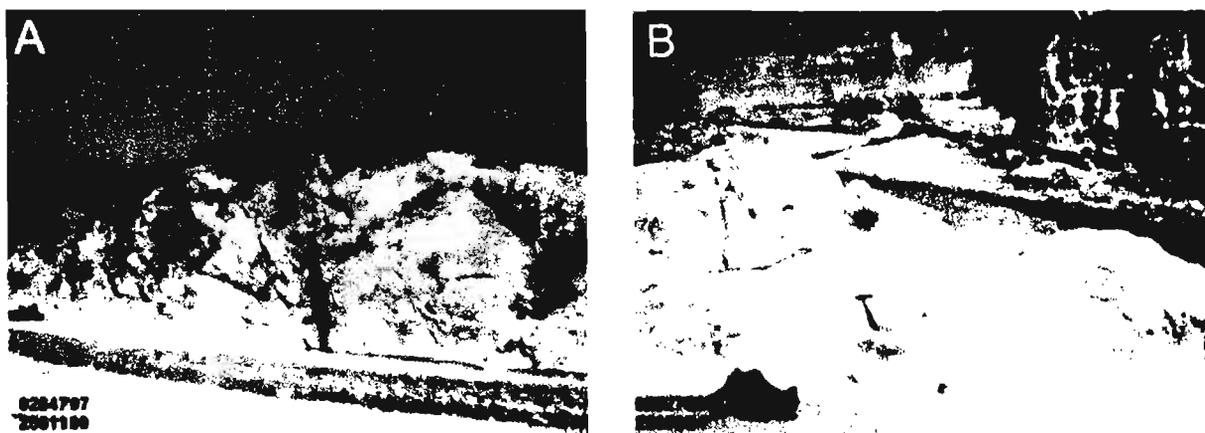


Figura 7. A) Afloramiento del Intrusivo El Temeroso (Tit), en la parte NE del poblado de Charcas sobre el Arroyo Los San Pedros. B) Intrusivo El Temeroso visto al sur del poblado de Cerro Gordo, se aprecia por debajo de las gravas Charcas (Tcg) (las coordenadas UTM, WGS 84 se encuentran en la esquina inferior izquierda).

c) Litología.

Roca ígnea de color gris a gris verdoso, con textura holocristalina, porfirítica con fenocristales de 2-10 mm de plagioclasa, cuarzo y abundante biotita. En algunas zonas como en el arroyo Los San Pedros, se presenta como una roca con diaclasas y fracturamiento multidireccional, de textura porfirítica con 10% de fenocristales de plagioclasa > cuarzo > biotita. Se observan alteraciones pequeñas por oxidación.

Para su estudio petrográfico se colectó una muestra **(Tit - 4)** en la parte NE del poblado de Charcas, sobre el Arroyo Los San Pedros, con coordenadas UTM, WGS84 (0284707-2561180) y se definió al microscopio como una roca ígnea felsófica, de textura porfirítica, hipidiomorfa-inequigranular, con matriz en 60 % total de la muestra, de grano fino microcristalino. Los fenocristales presentes constituyen un 40 % total de la muestra y su proporción es: minerales máficos (biotita) > plagioclasa > feldespato > cuarzo. (Figura 8)

Componentes:

Contiene 20 % de minerales máficos (biotita), moderadamente oxidados, se presentan en forma subhedral.

Presenta 10 % de plagioclasa se le identifico como una oligoclasa, con macla de Carlsbad en forma anhedral.

Contiene 5 % de feldespatos subhedrales.

Y menos del 5 % de cuarzo de forma subhedral, observándose los cristales parcialmente reabsorbidos.

Se clasificó como una roca intrusiva de composición cuarzo-monzonítica, según el diagrama de Streckeisen (1978).

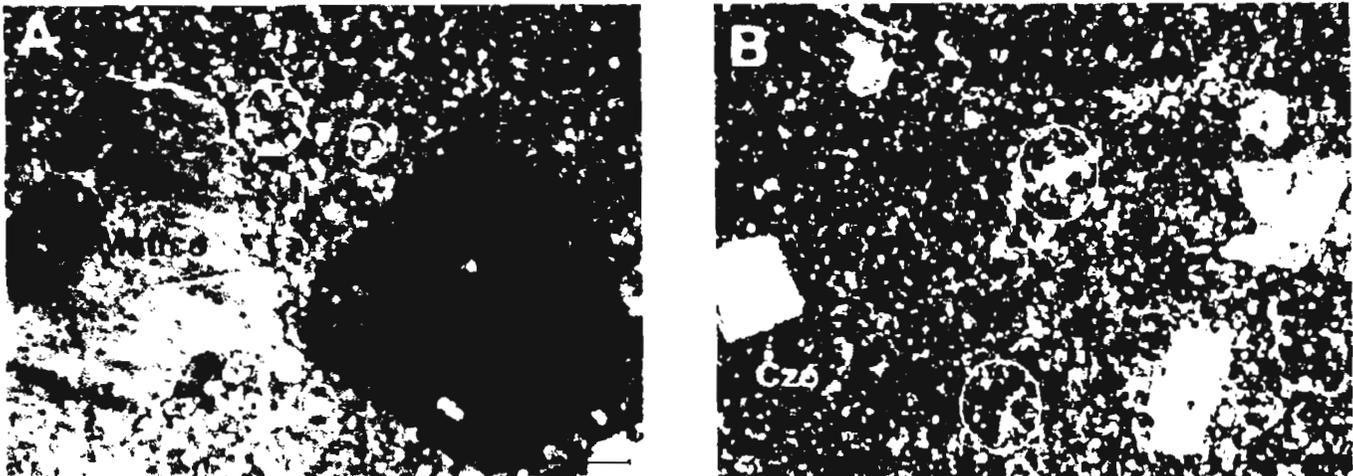


Figura 8. A) Fenocristal de feldespato, subhedral y mica (Bio) en una matriz de grano fino a microcristalino. (5x). B) Textura porfirítica, con un 30% de fenocristales en un orden de: minerales maficos (Bio) > Plagioclasa (PI) > Feldespato (Feld) > Cuarzo (Czo).(5x)

d) Relaciones Estratigráficas.

Tanto las apófisis como los diques se encuentran intrusiónando a toda la columna sedimentaria aflorante, la cual comprende desde el Triásico tardío hasta el Terciario (Oligoceno). Solamente se encuentran cubiertos en algunas zonas por la dacita Charcas, ignimbrita Charcas, conglomerado y gravas Charcas, así como depósitos aluviales recientes.

e) Edad.

Butler (1972) examinó una muestra por el método K/Ar, la cual dió una edad utilizando biotita de 46.6 ± 1.6 Ma. (Eoceno medio). Mujica y Albarrán (1983) del Instituto Mexicano del Petróleo analizaron la muestra (2M4-83) de una granodiorita del Cerro de La Bufa, en la zona de la Mina de Charcas, coordenadas $101^{\circ}09'38''$ W y $23^{\circ}68'15''$ N, por el método K/Ar utilizando la ortoclasa, la cual dio 43 ± 3 Ma.

K. Andesita Zapatilla (Taz)

(Eoceno?)

a) Definición.

Se le dio el nombre de Andesita Zapatilla por (Tristán–González y Torres–Hernández, 1992). Se observó como una roca masiva, con variación en sus colores, debido a las alteraciones que se encuentran presentes, es de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, aislados de cuarzo y biotita en una matriz afanítica.

b) Distribución.

La andesita Zapatilla se encuentra presente al poniente de la Loma El Gato, sobre el Arroyo La Zapatilla, 3.5 km al NW de Cañada Verde. (Figura 9).



Figura 9. A) Afloramiento de la andesita Zapatilla, visto en la Arroyo La Zapatilla. B) Muestra cloritizada, silicificada, argilizada y con frecuentes manchones oxidados, debido a que se encuentra en una zona de alteración hidrotermal intensa.

c) Litología y Espesor.

Se trata de una roca con variación de tonos, debido a las diversas alteraciones a que ha sido expuesta. Es de textura porfírica, con 5-10 % de fenocristales de plagioclasa. Comúnmente se observa muy cloritizada, silicificada y argilizada, con frecuentes manchones de oxidación. Para la petrografía se colectó una muestra (**Taz - 306**) en la parte NW del poblado de Cañada Verde sobre el Arroyo La Zapatilla, con coordenadas (0281496 – 2555921) y se definió al microscopio como una roca ígnea, de textura holocristalina, ipidiomorfa – inequigranular, la matriz esta en un 60 % del contenido total de la muestra, es un agregado microcristalino de microlitos de plagioclasa. Los fenocristales presentes constituyen un 40 % total de la muestra y su proporción es: plagioclasa > minerales metálicos > minerales maficos > óxidos de fierro > minerales de la arcilla. (Figura 10)

Componentes:

Presenta un 20 a 25 % de plagioclasas, con un ángulo de extinción de 19.5°, se le identificó como andesina, con macla Albita-Carlsbad, alteradas hacia minerales de la arcilla.

Contiene 10 % de minerales metálicos, los cuales son principalmente primarios, se encuentran entre los minerales de la matriz y escasamente minerales secundarios que se presentan oxidados por circulación de aguas meteóricas.

Observándose 5 % de minerales máficos (biotita), se presentan alterados intensamente a óxidos de fierro por lo cual no se logró su identificación.

Los minerales de la arcilla son el producto de alteración meteórica.

Se clasificó como una roca ígnea extrusiva de composición andesítica, según el diagrama de Streckeisen (1978), con alteración meteórica de débil a moderada.

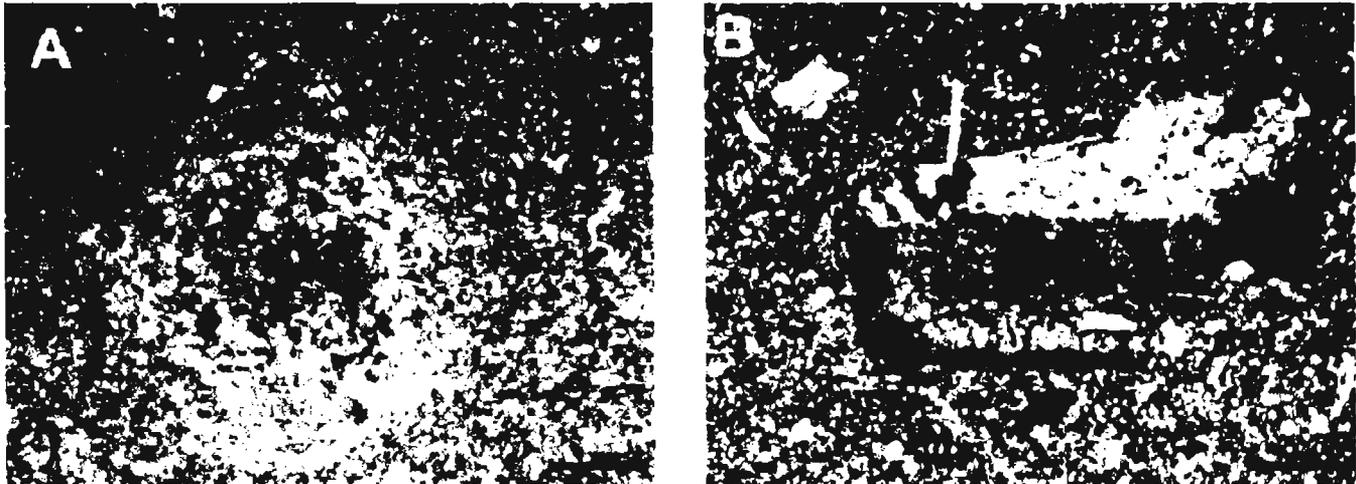


Figura 10. A) Fenocristal de máfico (biotita) euhedral, coronado por plagioclasa (PI) observándose una orientación subparalela de los fenocristales. (5x). B) Fenocristal de plagioclasa (PI) se le identificó como andesina, con macla Albita-Carlsbad (5x)

d) Relaciones Estratigráficas.

Descansa sobre la Formación La Peña y está cubierta en algunos sitios por la dacita Charcas y gravas Charcas.

e) Edad y Correlación.

Su edad no ha sido determinada, pero de acuerdo a su posición estratigráfica, esta en la base de la secuencia volcánica que ahí aflora, pudiera correlacionarse con la Andesita Casita Blanca, localizada al sur de la Hoja Moctezuma, (Aguillón-Robles y Tristán-González, 1981). Si esto es verdad, su edad corresponde al Eoceno medio 44.1 ± 2.2 Ma, obtenida de una muestra colectada en la cercanías del poblado Casita Blanca, (Lat. $22^{\circ}52,1'$ N, -Long. $101^{\circ}13,3'$) en la Hoja Moctezuma. Esa edad se determinó por el Método K/Ar, utilizando la roca completa (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

L. Dacita Charcas (Tdch)

(Eoceno medio 45.2 ± 1.0 Ma)

a) Definición

Tristán-González y Torres-Hernández (1992) nombraron a esta roca como dacita Charcas y la describieron como una lava dacítica que formó domos exógenos.

b) Distribución

Se encuentra aflorando en la parte NE, E y SE del poblado de Charcas; se observa sobre el Arroyo las Magdalenas a la altura de la Planta Potogas (Figura 11A), así como al SE de la Subestación Eléctrica sobre la carretera No 63 a S.L.P (Figura 12 A). Otras ventanas pequeñas se observan al SE del poblado de Vicente Guerrero (Figura 12 B).

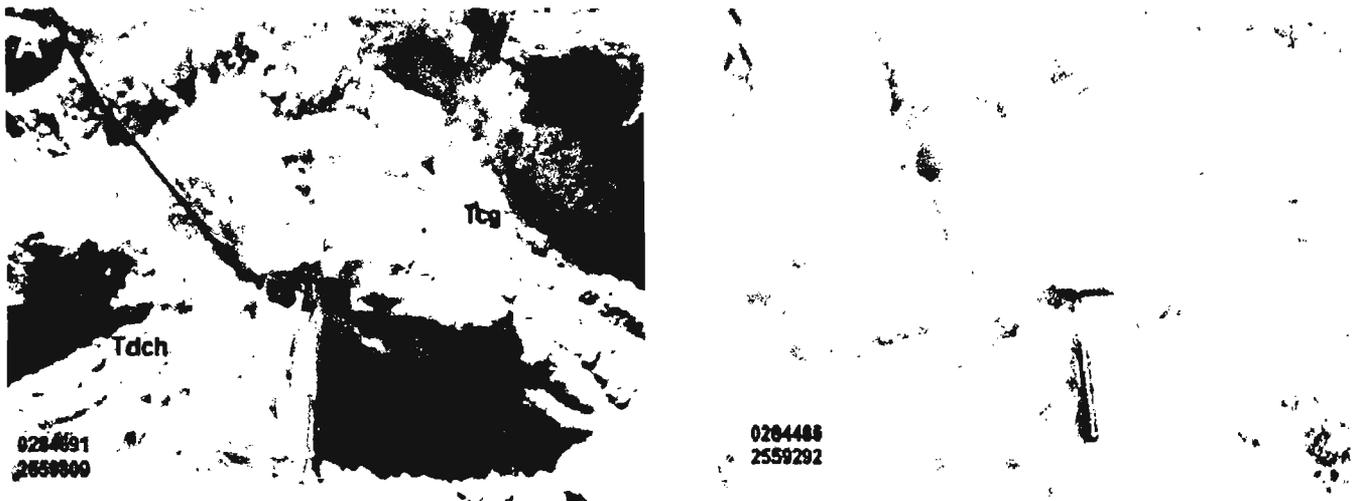


Figura 11. A) Contacto de la dacita Charcas (Tdch) y las gravas Charcas (Tcg), sobre el Arroyo Las Magdalenas. B) Detalle de la fluidez de la dacita Charcas, vista sobre el Arroyo Las Magdalenas.

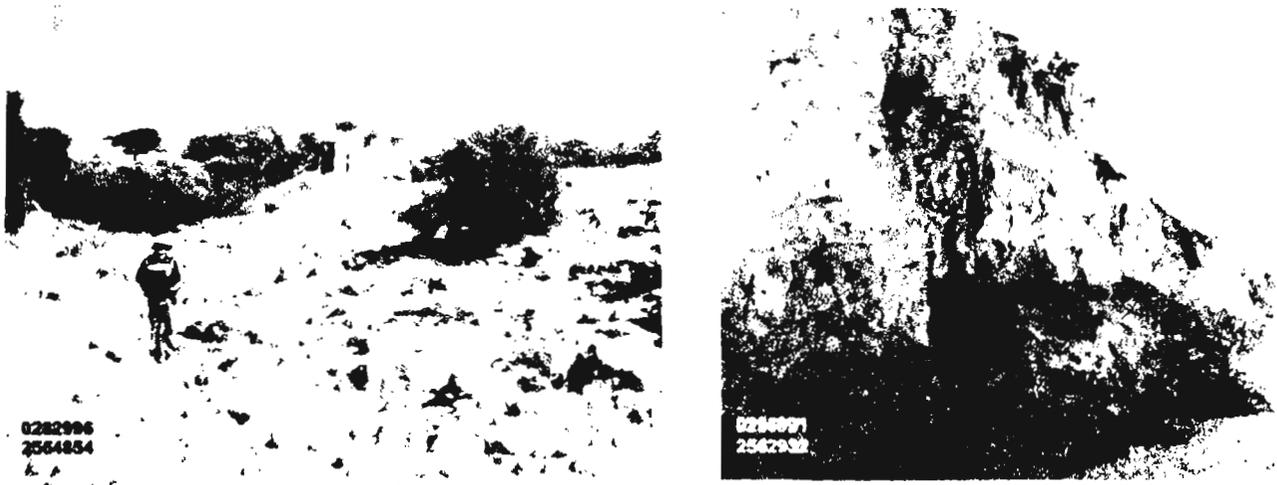


Figura 12. A) Afloramiento de la dacita Charcas sobre el arroyo de Cañada Verde. B) Otro aspecto de la dacita visto sobre el Arroyo Las Escobas al SE del poblado de Vicente Guerrero.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992), la describieron como un derrame lávico, muy fluidal, de color café rojizo, de textura holocristalina, porfirítica, de matriz afanítica. Para la petrografía de este estudio se colectó una muestra (**Tdch - 295**) en la parte norte del poblado de Cañada Verde al costado de la Subestación Eléctrica con coordenadas (0284744 – 2555220) y se definió al microscopio como una roca ígnea de textura hipocristalina, ipidiomorfa–inequigranular, con matriz en un 60 % total de la muestra, los cuales son feldespatos que se encuentran alterados. Los fenocristales se presentan en un 40 % y su proporción es: minerales máficos > plagioclasa > feldespato > cuarzo. (Figura 13)

Componentes:

20 % de minerales máficos (biotita), de forma subhedral.

10–15 % de plagioclasa, que se identificó como una oligoclasa, presentándose zonada con macla polisintética-Carlsbad y de forma euhedral a subhedral.

5 % de feldespato de forma subhedral.

< 5 % de cuarzo, de forma anhedral encontrándose parcialmente reabsorbido.

Se clasifico como una roca ígnea extrusiva, de composición dacítica, según el diagrama de Streckeisen (1978).

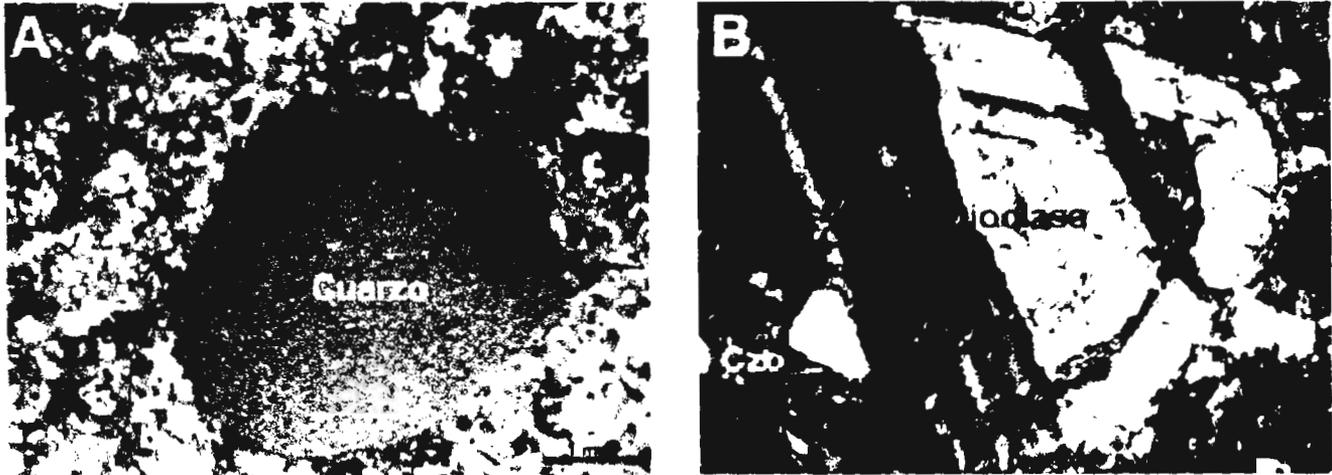


Figura 13. A) Fenocristal de cuarzo (Czo) anhedral parcialmente reabsorbido, observándose minerales maficos (bio) (5x). B) Fenocristal de plagioclasa, zonada, identificada como oligoclasa (5x).

d) Relaciones Estratigráficas.

La Dacita Charcas, debe descansar sobre los sedimentos marinos del Cretácico tardío, esto debido a que no aflora su base. Subyace al paquete del conglomerado y gravas Charcas, ignimbrita y co-ignimbrita Charcas.

e) Edad y Correlación.

Para esta unidad se determinó una edad K/Ar de roca completa que dio 45.2 ± 1.0 Ma (Tristán-González, 2008) y puede ser contemporánea con las lavas dacíticas de las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas, del Eoceno medio (Tristán-González, 2008).

M. Co-ignimbrita Charcas (Tco)

(Eoceno tardío?)

a) Definición.

Esta roca fue descrita por Tristán-González y Torres-Hernández (1992) y la describieron como un "lahar", formado de una brecha de fragmentos donde predomina una roca de color café verdoso de textura porfirítica con un 15% de fenocristales de: biotita > cuarzo > sanidino todos empacados en una matriz de ceniza, de color amarillento donde se observa micro fracturas rellenas de cuarzo. Los fragmentos de la brecha son principalmente de dacita Charcas.

b) Distribución.

La co-ignimbrita Charcas se presenta hacia al SE del Cerro San Miguel, así como también en la parte NE del Ojito Santa Cruz sobre el Arroyo Las Magdalenas. (Figura 14).



Figura 14. Aspecto de la co-ignimbrita Charcas, observado sobre el Arroyo Las Magdalenas al oriente del poblado de Charcas S.L.P.

c) Litología y Espesor.

Se trata de un depósito de brecha formada por fragmentos que van desde 1 cm hasta 80 cm de diámetro, soportado en una matriz de ceniza de color amarillento, los fragmentos dominantes son de dacita Charcas. El depósito presenta cierta cloritización en manchones. Para la petrografía se colectó una muestra de uno de los fragmentos de la brecha (Tco - 2) en la parte NE del poblado de Charcas sobre el Arroyo Los San Pedros (Figura 15), con coordenadas (0284796 – 2560764), se definió al microscopio como una roca ígnea, de textura hialocristalina, ipidiomorfica–inequigranular, con matriz en un 60 % total de la muestra. Los fenocristales constituyen el 40 % de la muestra y su proporción es: minerales máficos > plagioclasa > feldespatos > cuarzo > fragmentos de caliza y roca volcánica. (Figura 16).



Figura 15. Contacto de la co-ignimbrita Charcas (Tco) y las gravas Charcas (Tcg), vista en el arroyo Los San Pedros.

Componentes:

Contiene 15 a 18 % de minerales máficos (biotita), los cuales se encuentran deformadas, con forma subhedral.

Con 12 % de plagioclasa, se le identificó como andesina, con macla polisintética-Albita, de forma subhedral.

Presentando 8 a 10 % de feldespato en forma subhedral.

5 % de cuarzo anhedral.

Se clasificó como una roca ígnea extrusiva, de composición riolitica según el diagrama de Streckeisen (1978).

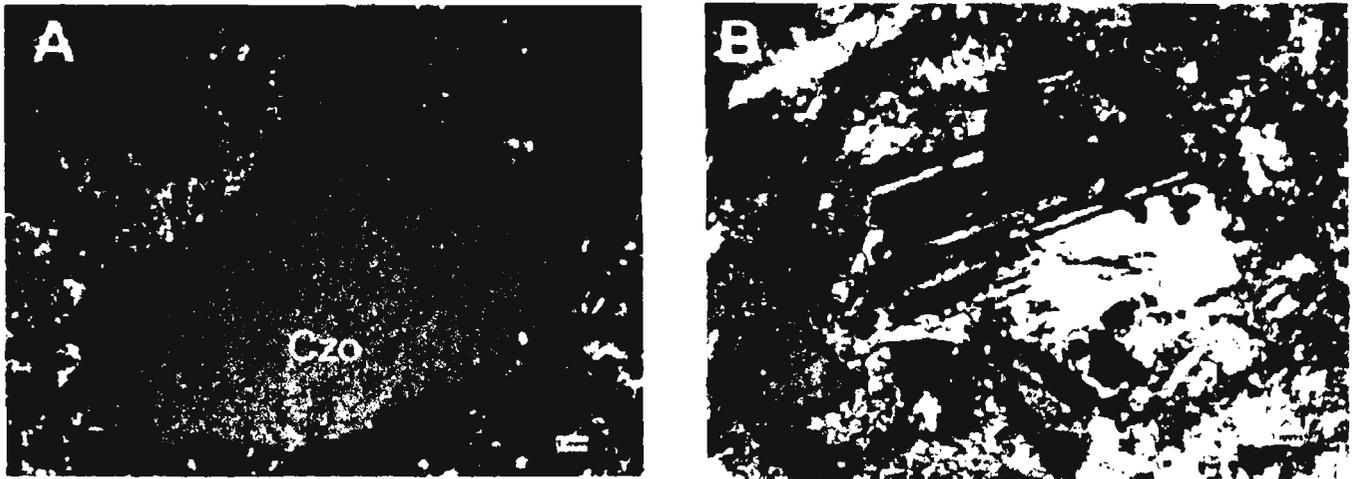


Figura 16. A) Fenocristal de cuarzo (Czo) anhedral, reabsorbido, observándose la mica (Bio) incrustada en él. (5x). B) Fenocristal de plagioclasa (Pl) y de máficos (Bio) parcialmente deformadas en la muestra. (5x).

d) Relaciones Estratigráficas.

Esta formación se encuentra sobreyaciendo a la dacita Charcas y subyace la ignimbrita Charcas.

N. Ignimbrita Charcas (Tich)

(Eoceno?)

a) Definición.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992), le dieron el nombre de Ignimbrita Guanamé, solo por la semejanza con los remanentes de ignimbrita localizados al oriente de Guanamé (López-Linares, 1982).

Para este estudio se definió como una ignimbrita, cuyos afloramientos están restringidos al área de Charcas y cuya base pudiera ser la co-ignimbrita Charcas.

b) Distribución.

En el área de estudio se encuentran ventanas pequeñas en la parte NW del poblado de Vicente Guerrero sobre el Arroyo de Salinillas (Figura 17 A-B), el principal afloramiento se encuentra al NW del poblado de Emiliano Zapata. (Figura 18 B)



0286070
2564013

0286018
2563960



Figura 17. A) Aspecto de la ignimbrita Charcas, visto sobre el arroyo de Salinillas. B) Diversidad en el tamaño de los líticos de la ignimbrita Charcas al NE del poblado de Vicente Guerrero, sobre el Arroyo de Salinillas.

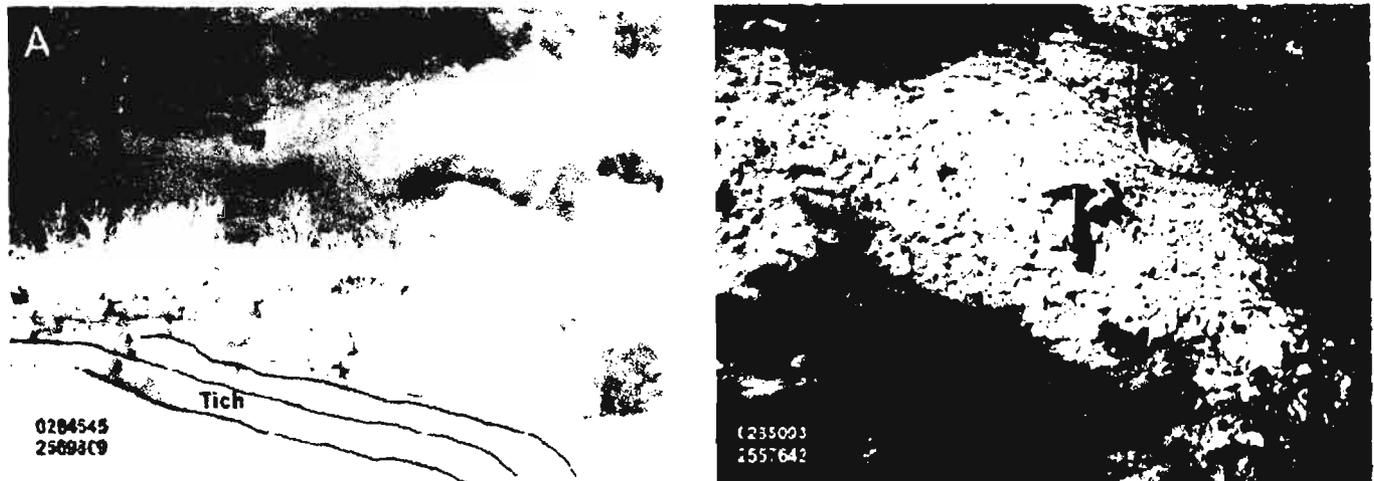


Figura 18. A) Contacto de la ignimbrita Charcas (Tich) y las gravas Charcas (Tcg), visto sobre el Arroyo Las Magdalenas. B) Afloramiento de la ignimbrita Charcas al NW del poblado de Emiliano Zapata.

c) Litología y Espesor.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992) la describieron como una roca de color café rosáceo, de textura porfírica, con un 5-10% de fenocristales euhedrales y subhedrales de 1-3 mm de sanidino, cuarzo y ferromagnesianos alterados aislados. La matriz está desvitrificada, presentando pómez esporádica la cual se encuentra parcialmente colapsada y algunos líticos de color café oscuro. En la (Figura 18 A) se observó un depósito de flujo piroclástico de color crema amarillento con líticos abundantes de 20 a 1 cm, con niveles leves de degradación y estratificación difusa. Para la petrografía se colectó una muestra (**Tich - 140**) en la parte NE del poblado de Vicente Guerrero sobre el Arroyo Salinillas (Figura 17 B), con coordenadas (0286070 – 2564013), se definió al microscopio como una roca ígnea, de textura hipocristalina, hipidiomórfica–inequigranular, con matriz en un 60 % total de la muestra. Los fenocristales constituyen un 40 % de la muestra y su proporción es: cuarzo > minerales máficos > plagioclasa (Figura 19).

Componentes:

Presenta 20 % de cuarzo, en forma subhedral, parcialmente reabsorbido, con 10-15 % de minerales máficos (biotita), de forma euhedral a subhedral.

Con un 5 a 8 % de plagioclasa, se identificó como oligoclasa, con macla polisintética-Carlsbad, de forma subhedral.

Se clasificó como una roca ígnea extrusiva, de composición riolítica, según el diagrama de Streckeisen (1978).

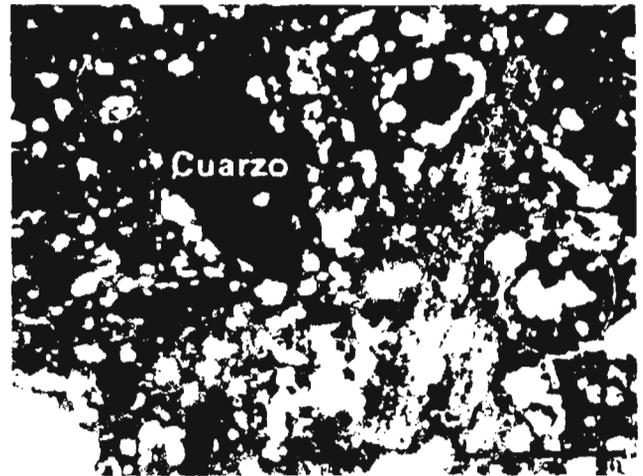
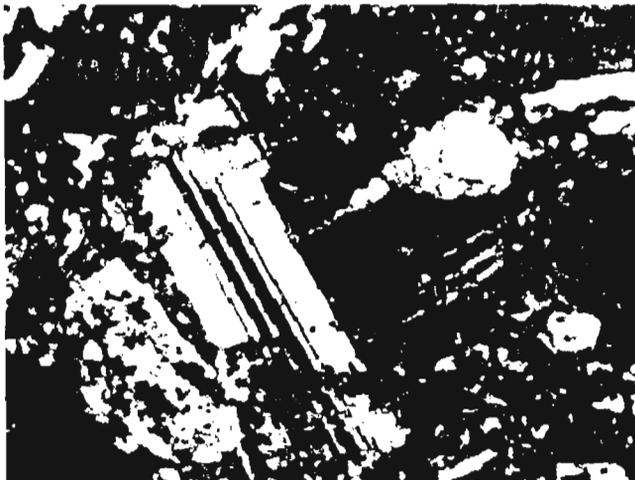


Figura 19. A) Fenocristal de cuarzo (Czo) subhedral, donde se observa micas (Bio) euhedrales (10x). B) Fenocristal de plagioclasa (PI) identificada como oligoclasa, con fragmentos de mica (Bio) euhdrales.(10x)

d) Relaciones Estratigráficas.

Estos remanentes se encuentran descansando discordante sobre la dacita Charcas.

Subyace a las gravas Charcas y a los depósitos de aluvión.

e) Edad y Correlación.

Solo se conoce que descansa sobre la dacita Charcas, por lo que pudiera ser contemporánea, a la fecha no se obtuvo edad radiométrica para este trabajo.

O. Conglomerado Charcas (Tcch)

Terciario?

Se ha nombrado como conglomerado Charcas, a un paquete grueso de un depósito conglomerático formado por clastos redondeados de tamaños que van de 1 cm hasta 80 cm principalmente de caliza, dacita Charcas y algunos del intrusivo El Temeroso (Figura 20), se encuentran muy cementados en una matriz de caliche y arcilla. Entre los conglomerados también se observan intercalados depósitos de limos y arcilla, lo que sugiere la presencia de lagunas en ese tiempo. Estos depósitos se encuentran basculados hasta 35° SW (Figura 21).

La composición de los depósitos finos, son principalmente derivados del intrusivo y consisten de arena y limo, con fuerte gradación y estratificación cruzada, de color amarillento, con abundancia de fragmentos de caliza pequeños. Estos depósitos pasan a una parte más gruesa donde abundan los fragmentos de calizas bien redondeados de 3-10 cm de diámetro llegando a tener bloques de 80 cm de diámetro. La composición principal es de fragmentos de caliza de las diferentes formaciones de la región. El espesor de este conglomerado es incierto, pudiendo alcanzar varias decenas de metros (Figuras 20 y 21).

Su edad, de acuerdo a su posición estratigráfica y por sus componentes de dacita e intrusivo, se puede decir que son posteriores a esas rocas (Mioceno?)



Figura 20. Diversidad en el tamaño de los fragmentos del conglomerado Charcas que son del Intrusivo El Temeroso y de las rocas sedimentarias, vista en el Arroyo Los San Pedros.

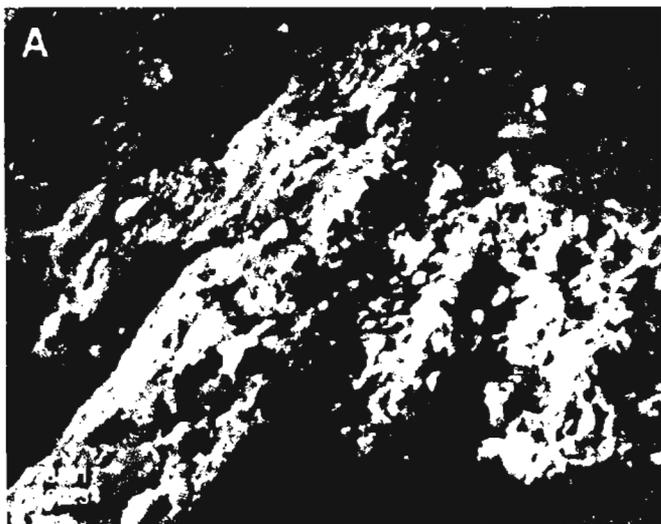


Figura 21. A) Aspecto del conglomerado Charcas, sobre el Arroyo Los San Pedros. B) Basculamiento del conglomerado Charcas, los fragmentos del deposito son principalmente de rocas sedimentarias.

P. Epiclastos Cañada Verde (Tecu)

Terciario (Oligoceno?)

a) Definición.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992) los describieron como un evento explosivo post – dacita Charcas y le dieron el nombre de toba Cañada Verde, la cual tenía el aspecto de oleadas piroclásticas y depósitos de caída.

En este trabajo se hizo un cuidadoso análisis bajo el microscopio, por lo que se propone utilizar el nombre de epiclastos Cañada Verde, esto por su gran variedad de fragmentos redondeados de diversa litología en matriz arcillosa.

b) Distribución.

El principal afloramiento se localiza en la margen SW del Arroyo Cañada Verde, entre los poblados de San Onofre y Cañada Verde, donde la vía del Ferrocarril cruza este arroyo. Otro más pequeño se encuentra en las Lomas El Gato. (Figura 22).



Figura 22. Afloramiento de los epiclastos Cañada Verde. Vista en el arroyo Cañada Verde.

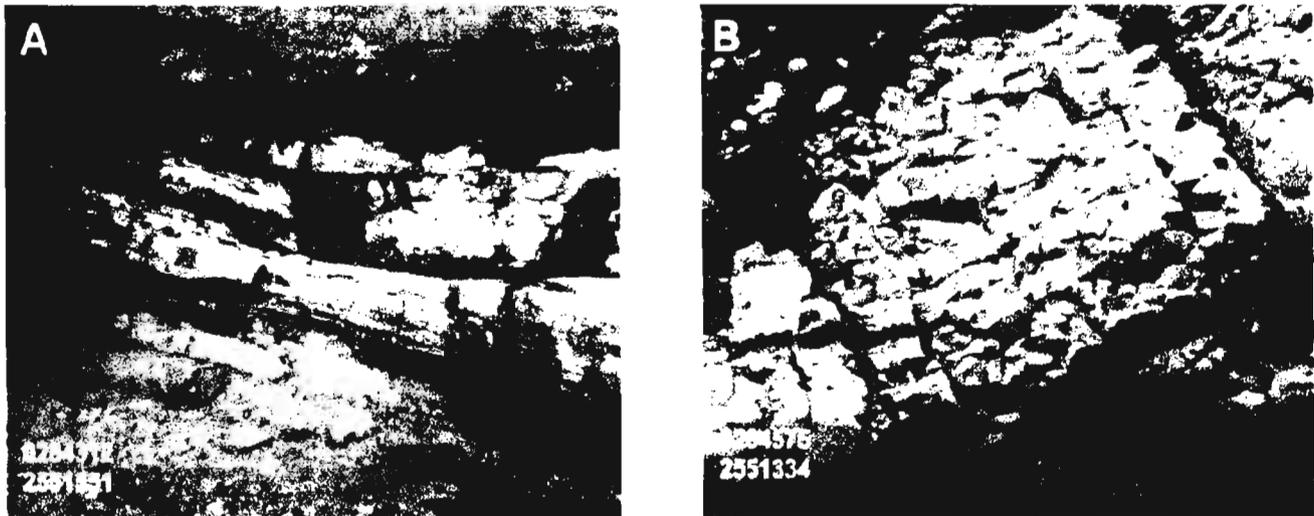


Figura 23. A) Se observa la inclinación presente en los epiclásticos Cañada Verde. B) Estratificación cruzada y gradación se presenta en los epiclásticos Cañada Verde. Fotografía tomada sobre el arroyo del mismo nombre.

c) Litología y Espesor.

Se trata de un depósito de color crema ligeramente verdoso, compuesto principalmente de limo y arena fina en capas que varían de 5 a 40 cm, presentando una estratificación cruzada y gradada. Para la petrografía se colectó una muestra (**Tecv - 310**) en la parte SE del poblado de Cañada Verde sobre el arroyo Cañada Verde (Figura 24), con coordenadas (0284312 – 2551551), se definió al microscopio como un depósito cuya matriz es arcillosa con fragmentos clásticos. Los fenocristales están en un 60 % total de la muestra y su proporción es: cuarzo > sanidino > máficos oxidados > plagioclasas > y los componentes sedimentarios son clastos de caliza y pedernal, todos en una matriz arcillosa. (Figura 24)

Componentes:

Contiene un 30 % de fragmentos de caliza con tamaño de 0.5 a 1 mm de diámetro, con un 25 % de fenocristales de cuarzo subhedral a anhedral y un 18 a 20 % de feldespato (sanidino) de forma anhedral y tamaño menor a 1 mm, 15 % de minerales máficos (biotita) oxidados, de forma subhedral a anhedral.

Observando un 10 % de plagioclasa identificada como andesina, con macla Albita-Polisintética de forma euhedral a subhedral. Los fragmentos de rocas sedimentarias están en una matriz arcillosa. Se clasificó como un depósito epiclástico.

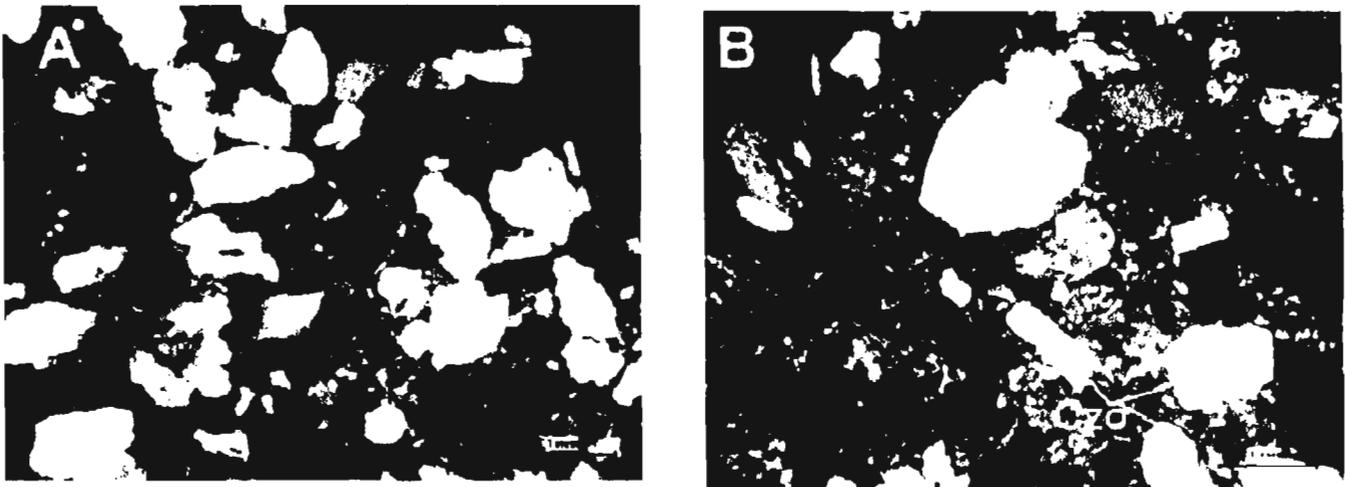


Figura 24. A) Matriz arcillosa con un 60 % de fragmentos de caliza, fenocristales de cuarzo, sanidino, minerales máficos, plagioclasas (10x). B) se observan los fenocristales de cuarzo (Cz) anhedral y plagioclasa (Pl) de forma euhedral (10x).

d) Relaciones Estratigráficas.

Los epiclásticos Cañada Verde se encuentran descansando discordante sobre la dacita Charcas y en el Arroyo Cañada Verde subyace al paquete de gravas Charcas.

e) **Edad y Correlación.**

Este depósito pertenece al evento fluvial con granulometría fina que se depositó en depresiones y cubierto posteriormente por las gravas, por lo que su edad es contemporánea a las gravas Charcas, posiblemente Mioceno-Pleistoceno?.

Q. Gravas Charcas (Tcg)

En el área de estudio se localiza una serie de depósitos de grava, se encuentran formando un abanico extenso en la ladera al oriente de la Sierra de Charcas. Estas gravas consisten de fragmentos de tamaños muy variados, sin consolidar, muchas veces gradados, estratificación cruzada, relleno de canales y algunas intercalaciones de horizontes de arena.

Las diversas avalanchas de estas gravas rellenaron una área cuyos ápices del abanico se encuentran en las laderas de la Sierra de Charcas y los fragmentos predominantes son de caliza, pedernal y rocas ígneas.

En la actualidad estos depósitos se están disectando rápidamente, formando cauces que son verdaderas grietas angostas hasta de 10m de profundidad, esto por rejuvenecimiento de la región. Estos depósitos se encuentran en posición horizontal a diferencia del conglomerado Charcas que se encuentra basculado hacia el oriente (Figura 25).

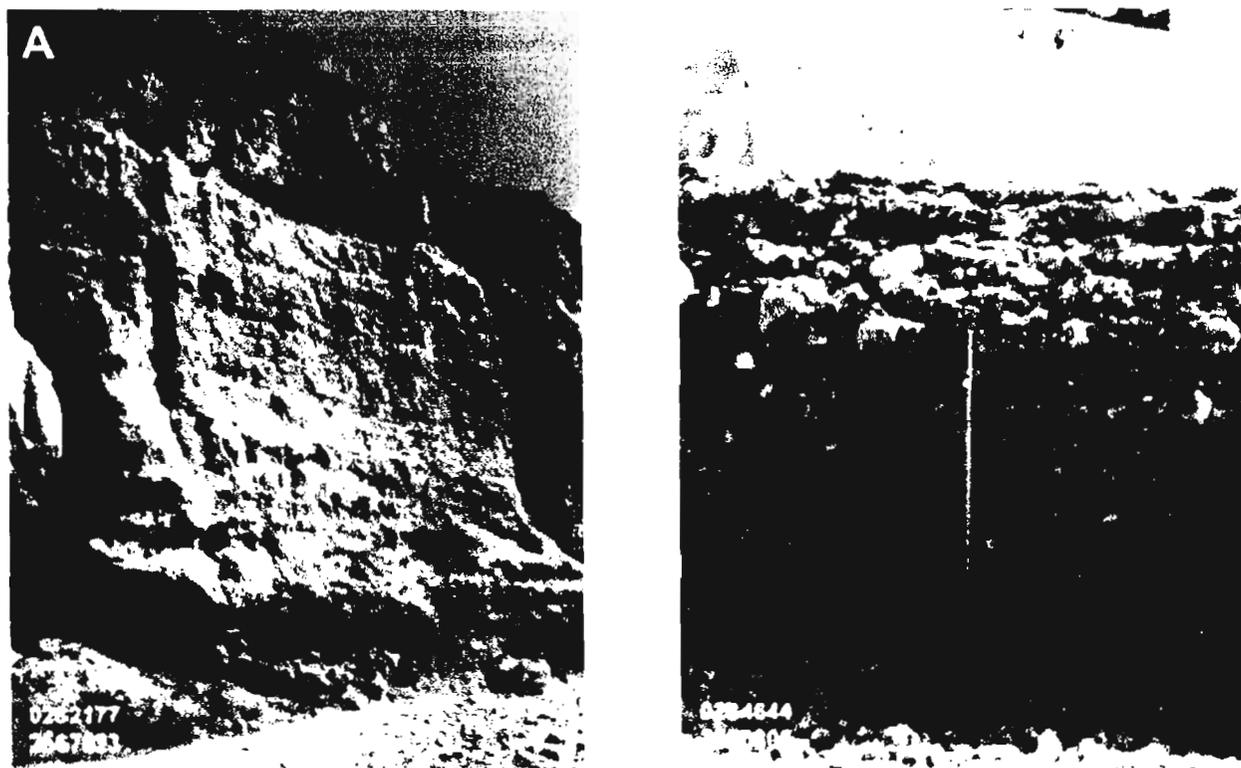


Figura 25. A) Cantil formado por las gravas Charcas al NE del poblado de Cerro Gordo. B) Paquete de las gravas Charcas sin consolidar y con gran variedad en el tamaño de sus fragmentos, visto en el Arroyo Los San Pedros.

R. Aluvión (Qal)

Se ha nombrado aluvión a una serie de depósitos formados por grava, arena y arcilla, que se han acumulado principalmente en las márgenes de los arroyos formando terrazas. En el valle localizado en la parte oriental del área estudiada, su espesor puede ser considerable. También se ha nombrado como aluvión a aquellos horizontes delgados, cuyo espesor no pasa del metro y que se utiliza como tierras de cultivo en las vegas de los arroyos,

4.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El área de estudio se encuentra localizada en el borde oriental de la Sierra de Charcas (SCH), la cual esta formada por una secuencia de rocas cuya edad está comprendida del Triásico al Cretácico tardío depositadas en la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo 1982); toda la secuencia fue deformada de manera intensa durante el evento orogénico de compresión denominado orogenia Laramide ocurrida a fines del Cretácico tardío – Terciario temprano. La orogenia deformó a los sedimentos plegándolos formando anticlinales y sinclinales recostados al oriente. El flanco oriental de la SCH sobre la cual se localiza el Complejo Volcánico de Charcas es parte de un sinclinal recostado, donde afloran principalmente las rocas de las formaciones La Peña, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. En la porción norte del área las estructuras se encuentran afectadas por fallas normales y de movimiento lateral, lo que ocasionó que afloren ventanas de las rocas jurásicas (Formaciones Nazas, Zuloaga y La Caja).

La secuencia del flanco oriental de la Sierra de Charcas está limitada por una falla normal de dirección NS a N-NW, inferida por la desaparición brusca de la secuencia marina del Cretácico temprano, la cual está cubierta por los abanicos de gravas.

El área que ocupa el Complejo Volcánico de Charcas está cubierto por un gran abanico de conglomerados y gravas que cubren gran parte de los afloramientos de rocas ígneas y volcánicas. Las rocas volcánicas sobresalen como ventanas pequeñas sobre la cubierta que forma el abanico. La base de los depósitos clásticos que forman el abanico es un conglomerado bien consolidado que se encuentra basculado al SW (Figura 26), con inclinaciones de sus planos que pueden alcanzar hasta 60°, lo cual sugiere la presencia de

fallas normales con orientación NW-SE. La edad del fallamiento extensional es posterior al Eoceno medio, sugerido por la edad del intrusivo 46 Ma.

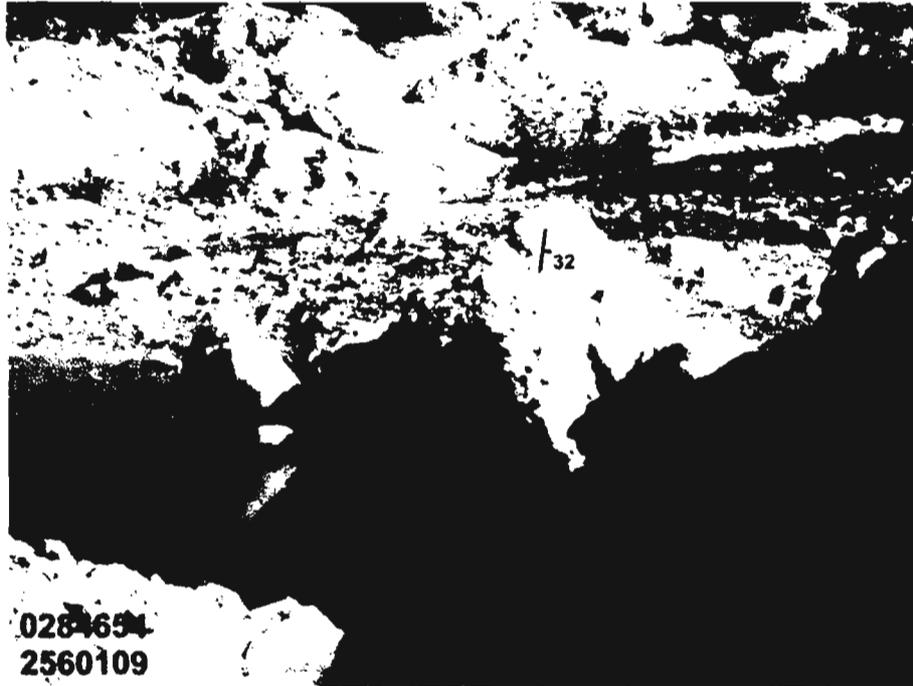


Figura 26. En el Arroyo Los San Pedros, aflora una secuencia de conglomerado bien consolidado, el cual esta basculado 32 °.

Sobre la secuencia de conglomerado basculado hay una cubierta de gravas las cuales están sin bascular (Figura 27). En el corte de la carretera en la entrada de la población de Charcas se aprecia un plano de falla entre la dacita Charcas y las gravas Charcas (Figura 28), lo cual sugiere que la extensión continuó hasta después del depósito de las gravas, a las cuales se les desconoce su edad, pero se le pudiera asociar una edad tentativa del Neógeno tardío?. En cuanto a la estructura de las rocas volcánicas, solo se puede apreciar un ligero alineamiento de sus ventanas de rumbo NW-SE. La foliación de flujo de la dacita Charcas en los afloramientos de Cañada Verde, sugiere que pudiera tratarse de lavas que formaron domos.

Los diques del intrusivo El Temeroso presentan una orientación NW-SE, sugiriendo que éstos se emplazaron siguiendo estructuras de extensión antes ó durante el Eoceno medio.



Figura 27. Gravas Charcas, vistas sobre el Arroyo Las Magdalenas, las cuales están sin basculamiento importante.



Figura 28. Falla normal, que pone en contacto las gravas Charcas (Tcg) y la dacita Charcas (Tdch). Afloramiento en el corte de la carretera en la entrada a la población de Charcas (frente a la Agencia Corona).

5. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

A partir del Cretácico y durante todo este periodo la interacción de la Placa Pacífica con respecto a la Norteamericana fue importante para evitar la deformación de los sedimentos acumulados en la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Le Pichón, 1968).

A partir del Turoniano cuando la Cuenca empieza a perder profundidad debido a la disminución de la velocidad de las placas, sobre todo la Pacífica, originó el levantamiento en el poniente de la Placa Norteamericana empezando actuar los esfuerzos compresivos ocasionando un acortamiento de la secuencia de la cuenca y un rápido flujo de sedimentos de tipo "Flysch" procedentes de un arco que se encontraba en el occidente (Atwater 1970). Es a fines del Cretácico cuando la velocidad decreció en forma gradual, debido a que la dorsal del Pacífico se encontraba cerca del frente occidental de la Placa Norteamericana y es entonces cuando los sedimentos acumulados en la cuenca sufren su máxima compresión. Las rocas mesozoicas sufrieron plegamiento intenso durante el evento laramidico, transportando la secuencia hacia el oriente, recostando la totalidad de los pliegues hacia el NE y produciendo despegues intraformacionales de la secuencia por fallamiento inverso. Contemporáneamente a la desaparición de la dorsal del Pacífico bajo la Placa Norteamericana, y por lo tanto, la extinción de la compresión en el occidente de México, se inició la formación del régimen transformante de San Andrés (Atwater 1970). En el Terciario fue donde se iniciaron los primeros eventos de extensión registrados en el área, formando una serie de fallas normales que fueron los conductos por donde ascendieron los magmas durante el Oligoceno (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez y Henry, 2000).

El adelgazamiento de la corteza bajo la porción central y NW de México provocó un levantamiento y combamiento de la corteza, originando un proceso de fracturamiento y fallamiento desarrollando zonas de debilidad, las cuales sirvieron para el ascenso de los magmas que dieron origen al vulcanismo andesítico, que inició en el Eoceno (Tristán-González, 1986). Después del emplazamiento de las rocas volcánicas del Oligoceno tiene lugar la etapa de extensión máxima conocido como Cuencas y Sierras de la República Mexicana, la cual se considera como la extensión hacia el sur de la Provincia "Basin and Range" del SW de los EUA (Stewart 1978). La extensión máxima en el Campo Volcánico de San Luis Potosí se llevó a cabo entre los 28 y 26 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez y Henry, 2000).

La zona de estudio se localiza al oriente del bloque de la Sierra de Charcas, la cual fue mencionada por Martínez-Pérez (1972) como el Anticlinal La Trinidad, posteriormente Tristán-González y Torres-Hernández (1992) le llamaron Anticlinal San-Rafael-La Trinidad y propusieron que es una estructura desarrollada durante la orogenia Laramide.

La Sierra de Charcas es una estructura elíptica, cuyo eje mayor tiene 30 km y el menor 15 km; su eje principal está orientado N15°E. Este bloque es especial dentro del contexto de la Mesa Central porque exhibe toda la secuencia de rocas del Mesozoico conocido en esta provincia, que abarca desde el Triásico tardío hasta formaciones del Cretácico tardío, además de rocas intrusivas y volcánicas del Eoceno. Dentro del contexto regional, la Mesa Central se encuentra limitada por dos sistemas de fallas regionales nombrados como San Luis-Tepehuanes y Taxco-San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Figura 29). El sistema Taxco-San Miguel de Allende es un sistema de fallas normales de dirección N-S que

se extiende desde Querétaro y San Miguel de Allende hasta el norte de la Sierra de Catorce, formando el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental.

Este sistema de fallas coincide también con el límite paleo-geográfico, entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí, localizada al oriente, y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, localizada al poniente. El área de estudio se localiza hacia la porción poniente de este sistema. El otro sistema importante que cruza la Mesa Central es el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes fue definido como un conjunto de fallas normales de orientación NW-SE que se extiende desde San Luis de la Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango. Su traza coincide burdamente con el límite de los afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental, con los afloramientos de las secuencias vulcanosedimentaria mesozoica del terreno Guerrero y con el límite norte de los "grabens" de la Sierra Madre Occidental. En el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes se reconoce desde San Luis de la Paz hasta Salinas de Hidalgo y constituye un sistema de fallas normales con rumbo NW-SE y un buzamiento principalmente hacia el SW, formando en algunos lugares fosas tectónicas que afectan a las rocas del Oligoceno temprano (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980; Tristán-González, 1987; Alvarado-Méndez, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), lo que indica su actividad máxima en el Oligoceno tardío.

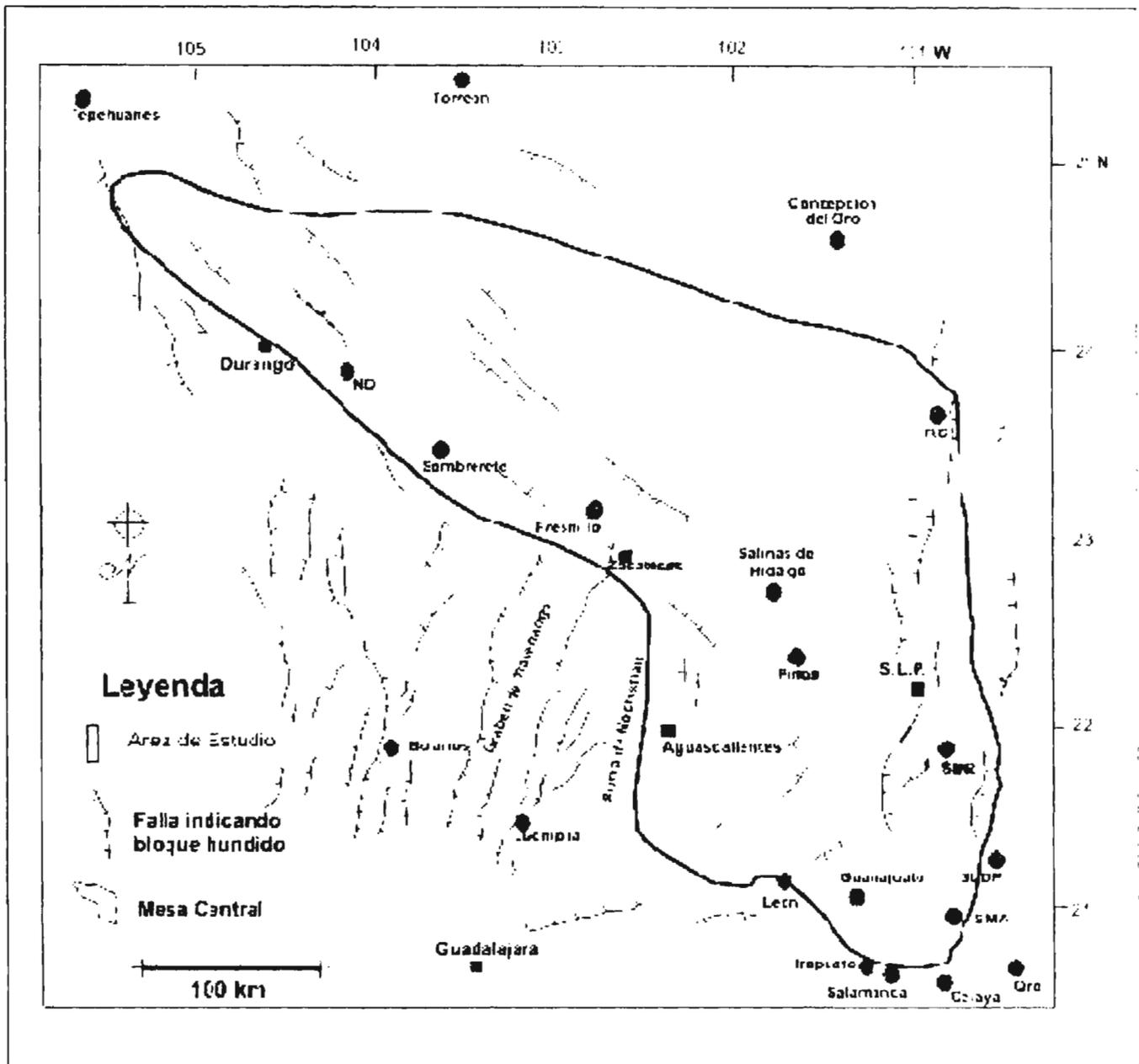


Figura 29. Mapa que muestra las estructuras mayores de la Mesa Central. SMA: San Miguel de Allende, SLDP: San Luis de la Paz, SMR: Santa María del Rio, RC: Real de Catorce, ND: Nombre de Dios. (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Discusión

La zona que bordea al Complejo Volcánico de Charcas se ha estudiado por lo general desde el punto de vista yacimientos minerales, y sobre todo para investigar la génesis de los depósitos de minerales relacionados al intrusivo El Temeroso que se considera responsable de su generación. Poco se ha descrito sobre el origen de las rocas volcánicas que conforman el Complejo Volcánico de Charcas, por un lado, porque la mayoría de sus afloramientos se encuentran sepultados bajo un abanico de gravas. Sin embargo, el estudio de las rocas volcánicas da luz sobre el tiempo de su emplazamiento que debe ser contemporáneo al tiempo de la mineralización y que sin duda esta íntimamente relacionada a este evento mineralizador. El estudio petrográfico y geoquímico ayuda en gran medida a clasificar el tipo de rocas volcánicas que dieron origen al Complejo Volcánico de Charcas, aunque por el momento no se tenga fechado todos los eventos, se puede inferir con las dos fechas obtenidas que este vulcanismo pertenece a los inicios del Campo Volcánico de San Luis Potosí, siendo este complejo el mas antiguo del campo.

El estudio de este complejo puede dar luz en el futuro sobre nuevos yacimientos relacionados con este evento que estén enmascarados por la cubierta de ignimbritas y gravas.

Conclusiones.

- Por primera vez se le da el nombre al conjunto de rocas volcánicas que afloran en las inmediaciones de la población de Charcas como, "Complejo Volcánico de Charcas". El cual pertenece a la porción más al norte del Campo Volcánico de San Luis Potosí.
- El área del Complejo Volcánico de Charcas se desarrolló en la margen poniente de la Sierra de Charcas, sobre sedimentos marinos del Cretácico temprano y tardío.
- Se identificaron cinco formaciones ígneas o volcánicas de diferente composición en el área de estudio, con edad del Eoceno medio al Oligoceno tardío.
- El Intrusivo El Temeroso; de acuerdo a la petrografía se comprobó que es una roca intrusiva de composición cuarzo-monzonítica.
- La Andesita Charcas; megascópicamente se dudaba de su similitud con el Intrusivo El Temeroso. Se comprobó en este estudio por petrografía y específicamente por su alto contenido de plagioclasa, textura holocristalina y de acuerdo a la geoquímica, que se trata de una andesita.
- La Dacita Charcas, es la más extendida, con características similares megascópicamente y petrográficamente. Se comprobó por geoquímica en su contenido de álcalis vs sílice que se trata de dacitas los afloramientos presentes.
- Co-ignimbrita Charcas; se le da este nombre debido a que se trata de una brecha que se presenta con fragmentos de roca dentro de una matriz de ceniza.
- Ignimbrita Charcas; se observó como un depósito de flujo piroclástico con líticos, con niveles leves de degradación y estratificación difusa; se obtuvo un análisis geoquímico de esta muestra y demostró que presenta un bajo contenido de sílice y un muy alto contenido de (P x C) agua, por lo que quedó en la zona de andesita.

- Se dividieron los depósitos clásticos que cubren a las rocas ígneas como conglomerado Charcas, reconociéndolo por su basculamiento de hasta 60° SW, mientras que las gravas Charcas es un depósito grueso formado por clastos redondeados con tamaños de 1 a 80 cm sin consolidar y sin bascular, con fragmentos de rocas del intrusivo, dacita Charcas y rocas sedimentarias.
- Se reconocieron los epiclásticos Cañada Verde por sus características megascópicas y microscópicas. Se les nombró como epiclásticos debido a la gran cantidad de fragmentos redondeados de diversa litología sedimentaria y volcánica.
- De acuerdo a los elementos mayores, el intrusivo El Temeroso presentó un contenido alto de sílice (72.23 %), de acuerdo con el diagrama TAS se clasificó como riolita. La andesita aun con su bajo % en PxC quedo en la zona de la andesita. El par de muestras de dacitas tiene un rango de SiO₂ de 64.22 a 65.88 % clasificándose como dacita. La ignimbritas Charcas posee un 60.31 % de SiO₂, pero tiene un P x C alto, lo que dificulta su clasificación química ya que de acuerdo con el diagrama TAS cae dentro del campo de las andesitas. Sin embargo, la petrografía demuestra que se trata de una roca riolítica por su contenido de cuarzo.
- Los elementos de tierras raras permitieron reconocer que las muestras estudiadas provienen de un mismo ambiente tectónico, esto de acuerdo con el diagrama de discriminación tectonomagmática (Rb vs Y+Nb) siendo el resultado ambiente de arcos volcánicos.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., 1981, Cartografía Geológica Hoja Moctezuma, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 74, 30 p.
- Alvarado-Méndez, H., Sánchez-Garrido, E., Pérez-Vargas, M. A., Caballero-Martínez, J.A., 1997, Carta Geológico-minera Guanajuato F14-7, escala 1:250 000, segunda edición: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectono-magmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53 (1), p. 59-71.
- Atwater, T.W., 1970, implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: Geological Society of American Bulletin, v. 81, p. 3513-3533.
- Blauser, W, H., 1979, Geology of the Southern Sierra de Catorce and Stratigraphy of Taraises Formation in North-Central Mexico. M.S. thesis, Univ. of Texas at Arlington, 80 p.
- Böse, E., 1923, Vestiges of an continent in northeast Mexico. Am. Jour. Sci., 5a ser., v. 6, p. 127-136.
- Burckhardt, C., 1906, Sobre el descubrimiento del trias marino en Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 2, p. 43-45.

- Burckhardt, C., 1930, Etude Synthetique sur le Mesozoique Mexican. Schweizer. Paleont. Gessell Abh. Band 49-50, 280 p.
- Butler, J.H., 1972, Geology of the Charcas Mineral District San Luis Potosi, Mexico: [Master's thesis], Colorado School of Mines, 170 p.
- Cantú-Chapa, A., 1963, Etude biostratigraphique des ammonites du centre et de l' est de Mexique (Jurassique Superieur et Cretace): Memoires Societe Geologique de France, no. 99, t. 62, p. 102 (résume).
- Cantú-Chapa, A., 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: Instituto Mexicano del Petróleo, Revista 1, p. 71-72.
- Carrillo-Bravo, J, 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, v.23, no. 1, p. 21-46.
- Carrillo-Bravo, 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros v. XXXIV, no. 1, p.21-46.
- Córdoba-Méndez, D.A., 1965, Hoja Apizolaya 23R-1 (9), con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, Estado de Zacatecas y Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100 000.
- Cuevas-Pérez, E., 1985, Geologie des Alteren Mesozoikums in Zacatecas and San Luis Potosí, Mexiko. Diss. Univ. Marburg/Lahn. 190 S. (unveroff).
- Escobedo-Espíritu, M.A., 1984, Metalogénesis del sistema de filones del área de San Rafael, San Luis Potosí: Univ. Aut. México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 98 p.

- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana., Tomo LVII, 3, p. 343-378.
- García-Gutiérrez, L., 2003, Glosario de Términos Geológicos: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C. primera edición, 781 p.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos area and paleontology of the Peña Formation, Mexico: Geology Society of America Bulletin, v. 60, p. 89-176.
- Ice, R.G., 1979, Geology of the northernmost Sierra de Catorce and stratigraphy and biostratigraphy of the Cuesta del Cura Formation in northeastern and northcentral Mexico: University of Texas at Arlington, [Mc Thesis], 162 p.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; parte 4. Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of American Bulletin, v.47, p. 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of American Bulletin, v.49, p. 539-602.
- Imlay, R.W., 1938, Ammonites of the Taraises Formation of the northern Mexico: Geological Society of American Bulletin, v.49, p. 539-602.
- Irving, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the Chemicals classification of the common volcanic Rocks. Can. F. Earth Sci., 8, 523-548.

- Jiménez-Camargo, D.I., Porres-Luna, R.P., Rivera-Carranco, E., 1982, Geología de la región de Charcas-Venado, San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, [Tesis Profesional], 163 p.
- Kelly, W.A., 1936, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Bulletin of Geological Society of America, v. 47, p. 1009-1038.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1980, Cartografía geológica Santa María del Río, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 67, 35.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguilón-Robles, A., 1982, Estudio Geológico-Minero del área de Peñón Blanco, estado de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 70, 34 p.
- Le Bass, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R.W., 2002, Igneous Rocks a Classification and Glossary of Terms: International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd Edition, 236 p.
- Le Pichon, X., 1968, Sea-Floor Spreading and Continental Drift, J. Geophys-Res., v. 73, no. 12, p. 3661-3697.
- López-Doncel, R., 2000, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro –

noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, no. 1, p. 1-19.

López-Linares, A.S., 1982, *Cartografía geológica 1:50,000, Hoja Venado, S.L.P: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Revista*, p. 29-59.

Mac Donald, G.A., 1968, Composition and origin of Hawaiian lavas. In: Coast R.R., Hay R.L. and Anderson C.A. (eds.), *Studies in volcanology: a memoir in honor of Howel Williams*. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 116, p. 477-522.

Martínez-Pérez, J., 1972, *Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí (Hojas K-8 y K-9): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 24, p. 325-405.

Mujica-Mondragón, R., Jacobo-Albarrán, J., 1983, *Estudio petrogénico de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 p.*

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.

Nieto-Samaniego; Alaniz- Álvarez, S.A., Camprubi, A., 2005, *La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, no. 3, p. 285-318.*

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *F. Petrol.*, 25, p. 956-983.

- Raisz, E., 1959, Landforms of Mexico, scale 1:3,000 000: Cambridge, Massachussetts, U.S., Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.
- Rogers, C.L., de Csema, Z., Van Vloten, R., Tavera, E., y Ojeda, R., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Bol. 56, 322 p.
- Ross, M.A., 1979, Stratigraphy of the Tamaulipas Limistone, northeastern Mexico: University of Texas at Arlington, [Mc Thesis], 96 p.
- Stewart, J.H., 1978, Basin and Range structure in western North America a review: Geological Society of America Memoir, v.152, p. 1-30.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no. 107, 91p.
- Tristán-González, M., 1987, Cartografía geológica Hoja Tierra Nueva, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 109, 103 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1992, Cartografía Geológica de la Hoja Charcas, estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no.115, 94 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Mata-Segura, J.L., 1994, Correlación estratigráfica de la geología de la Mina Proaño y Plateros, Zacatecas, con otras localidades del Terreno Guerrero al suroriente del estado de Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología,

investigación elaborada para la Compañía Minera Peñoles "Unidad Fresnillo", 97 p. (inédito).

Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguilón-Robles, A., Torres-Hernández, J.R., Aguirre-Díaz, G., 2008, Post-laramidic and pre-Basin and Range deformation and its implication in the Oligocenic volcanism in the Eastern part of Mesa Central, Mexico: *Tectonophysics* 471, p. 136-152.

Tristán-González, M., Aguilón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Ballón, H., López-Doncel, R., Rodríguez -Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009, Geocronología y distribución del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.*, v. 61, 3, p. 287-303.

Verma, S.P., Santoyo, E., Velasco-Tapia, F., 2002, Statistical evaluation of analytical methods for the determination of rare-earth elements in geological materials and implications for detection limits: *International Geology Review*, 44(4), 287-335.

Zwainzeger, J.A., 1978, *Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido*. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. Vol. XXX. Nos. 1 y 2, p. 1-55.

ANEXOS

ANEXO I

GEOQUIMICA

En el Complejo Volcánico de Charcas S.L.P., se colectaron cinco muestras de las unidades de rocas volcánicas para su análisis químico: (Tit 4) intrusivo El Temeroso; (Taz 306) andesita Zapatilla; (Tdch 265 y Tdch 295) dacita Charcas y (Tich 140) ignimbrita Charcas.

Las muestras se prepararon y analizaron en el laboratorio de preparación de minerales del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Los análisis de elementos mayores se efectuaron por el método de fluorescencia de rayos X (FRX), en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, las mediciones se realizaron en los programas RUIZF1. QAN y TRAZAO2. QAN por el Químico Rufino Lozano (Tabla 1)

El análisis de elementos traza y de tierras raras se efectuaron en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Los resultados se muestran en las (Tablas 2 y 3).

En la tabla 4 se representan los elementos mayores % en peso (ppm).

No.	intrusivo	andesita	dacita	dacita	ignimbrita
	Tit 4	Taz 306	Tdch 265	Tdch 295	Tich 140
SiO₂ %	72.23	60.31	65.83	64.22	60.72
TiO₂ %	0.28	1.11	0.615	0.71	0.59
Al₂O₃ %	14.22	16.02	15.36	16.21	15.23
F₂O_{3t} %	1.76	6.15	3.69	4.71	3.54
MnO %	0.01	0.06	0.02	0.05	0.05
MgO %	0.73	3.52	1.12	1.25	1.34
CaO %	1.51	5.65	2.31	3.8	6.68
K₂O	2.79	3.41	2.72	3.29	0.92
Na₂O %	4.97	2.44	4.27	3.41	3.48
P₂O %	0.08	0.29	0.18	0.24	0.19
P X C	1.53	1.09	4	2.33	7.4
Total	100.1	100.09	100.1	100.2	100.2

Tabla 1. Análisis químicos de las muestras por Fluorescencia de Rayos X de elementos mayores del Complejo Volcánico de Charcas.

No.	intrusivo	andesita	dacita	dacita	ignimbrita
	Tit 4	Taz 306	Tdch 265	Tdch 295	Tich 140
Ba	934.03	453.96	1052.92	1073.08	918.51
Rb	179.63	145.16	143.53	123.56	68.19
Sr	142.75	180.39	276.02	616.86	635.21
Y	20.73	19.82	31.31	20.18	23.02
Zr	72.94	59.77	95.27	163.02	207.73
Nb	12.5	12.46	12.57	12.49	13.23
Th	18.96	14.77	17.6	14.6	9.22
Pb	22.86	22.91	26.92	22.44	12.49
Ni	12.57	13.71	15.03	55.9	54.08
V	23.05	81.88	49.64	77.71	113.67
Cr	29.22	54.39	58.92	183.37	156.98
Hf	2.88	1.83	2.81	4.15	5.04
Cs	8.63	7.22	8.22	5.81	6.21
Ta	1.17	1.09	1.15	0.98	0.84
Co	2.64	6.2	5.44	15.26	13.76
U	3.79	3.95	3.82	3.11	1.58

Tabla 2. Análisis químicos de los elementos traza en ppm.

No.	intrusivo	andesita	dacita	dacita	ignimbrita
	Tit 4	Taz 306	Tdch 265	Tdch 295	Tich 140
La	41.54	34.75	46.57	45.54	33.12
Ce	72.26	61.87	82.33	80.98	63.79
Pr	9.86	8.3	11.17	10.92	8.51
Nd	38.18	32.69	43.5	42.78	33.7
Sm	6.72	5.85	8.3	7.47	6.67
Eu	0.94	1.07	1.55	1.74	1.64
Gd	5.23	4.85	7.1	5.76	5.59
Tb	0.77	0.69	1.06	0.76	0.81
Dy	3.91	3.62	5.43	3.76	4.28
Ho	0.75	0.67	1.07	0.69	0.82
Er	1.96	1.77	2.76	1.8	2.14
Tm	0.31	0.26	0.42	0.26	0.32
Yb	1.89	1.58	2.55	1.67	1.99
Lu	0.28	0.23	0.39	0.24	0.3

Tabla 3. Análisis químicos de elementos de tierras raras en valores absolutos, para el Complejo Volcánico de Charcas.

No.	intrusivo	andesita	dacita	dacita	ignimbrita
	Tit 4	Taz 306	Tdch 265	Tdch 295	Tich 140
Potasio (K)	41,251	20,252	35,441	28,303	28,967
Titanio (Ti)	1,680	6,660	3,720	4,260	3,540
Fosforo (P)	343	1,242	814	1,028	857

Tabla 4. Elementos mayores % en peso. (ppm)

Tit 4-intrusivo El Temeroso; Taz 306-andesita Charcas; Tdch 265 y Tdch 295-dacita Charcas; Tich 140-ignimbrita Charcas.

De acuerdo a la clasificación propuesta por LeBas *et al.* (1986) de álcalis vs sílice, las muestras se clasificaron como andesitas, dacitas y riolitas. (Figura 30)

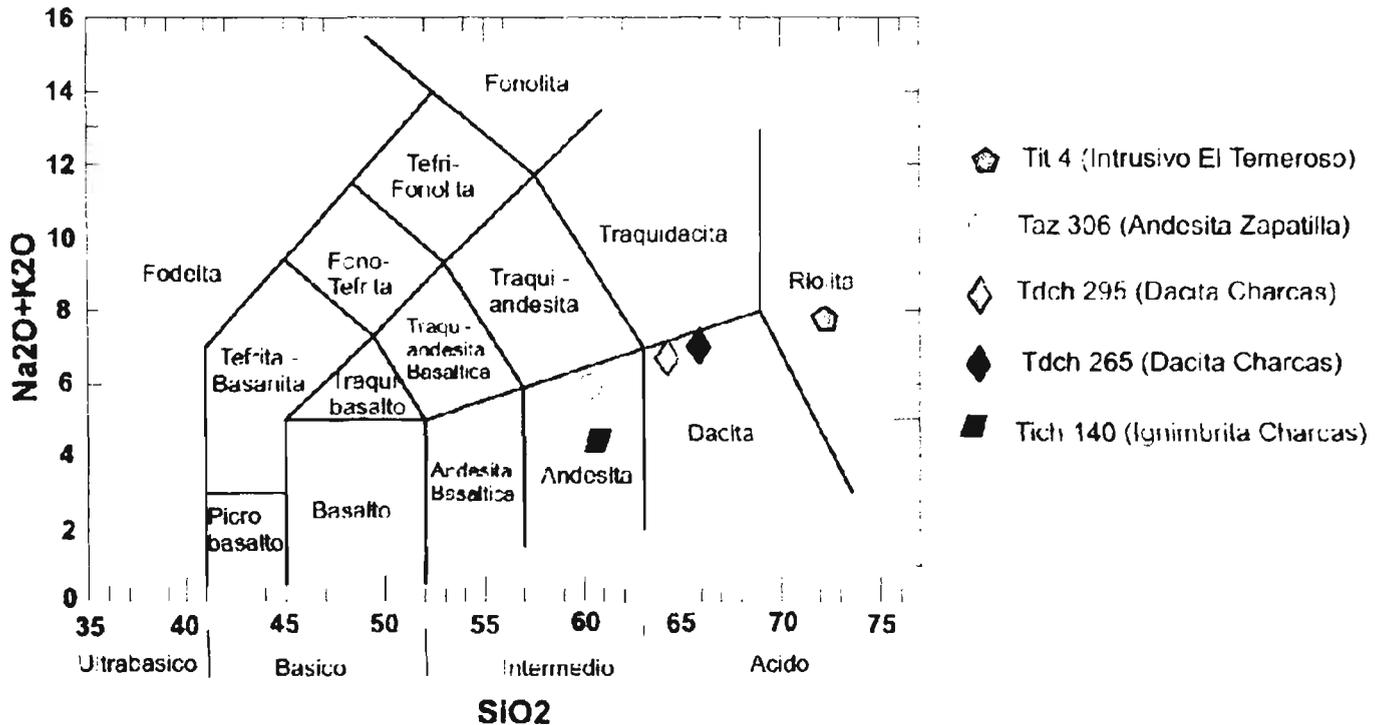


Figura 30. Diagrama "TAS", total de álcalis contra sílice (Na₂O + K₂O vs SiO₂), propuesto por Le Bass *et al.* (1986) para la clasificación de rocas volcánicas.

De acuerdo a las características que presentan las muestras de las diferentes unidades, varían desde andesita a riolita. Para la roca más antigua perteneciente al intrusivo El Temeroso (Tit 4) del Eoceno medio con 72.23 % de SiO₂, la roca andesítica (Taz 306) no presenta alteración por su bajo % en P x C, con un 60 % en SiO₂; el par de dacitas correspondientes a los derrames lávicos de las dacitas Charcas tienen un rango de SiO₂ de 64.22 a 65.88 % y la ignimbrita Charcas (Tich 140) presentó 7.40 % de P x C indicando un contenido alto de agua en la muestra, por lo que disminuyó el valor del SiO₂, esto en el diagrama TAS clasificándola como andesita.

En la Figura 31 de carácter peraluminoso y metaluminoso se observa que las muestras Tich 140 y Taz 306 se clasifican como rocas metaluminosas lo que indica una mayor proporción en los óxidos de sodio y potasio combinados, que la de óxido de aluminio, en las muestras Tdch 265, Tdch 295 y Tit 4 se clasifican como rocas peraluminosas indicando, que la proporción molecular de óxido de aluminio es mayor que la de los óxidos de sodio y potasio combinados,

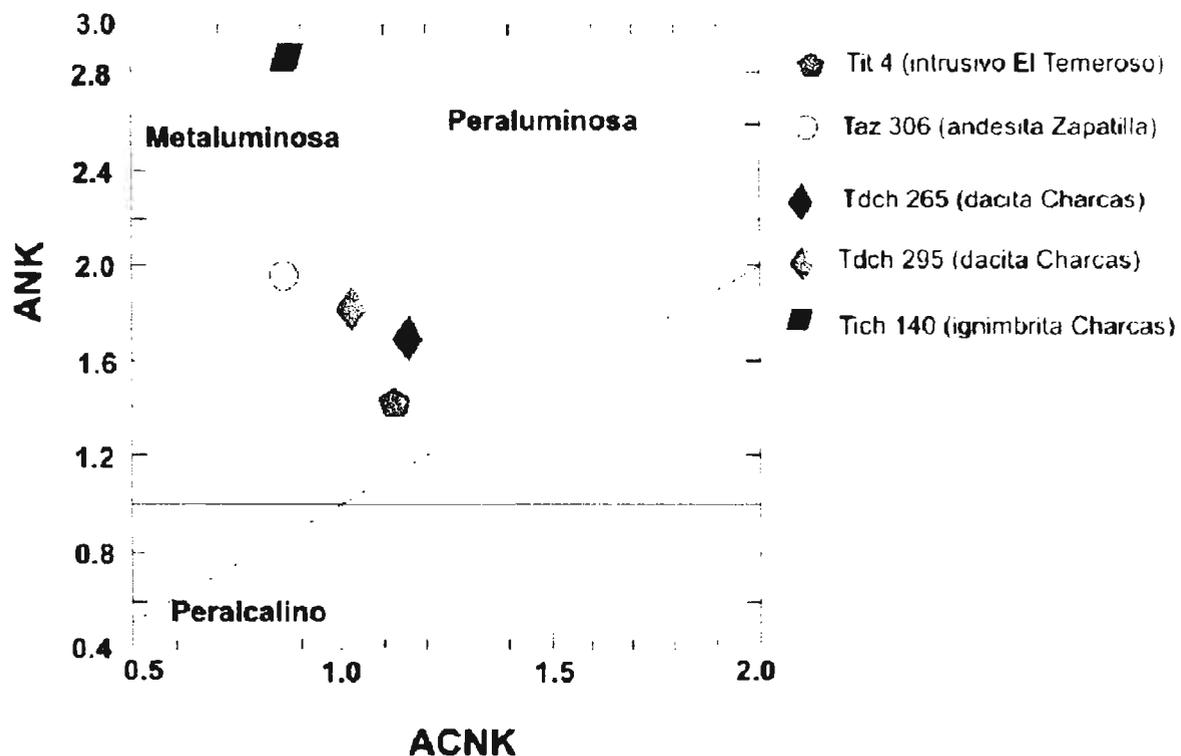


Figura 31. Diagrama utilizando los parámetros A/CNK - ANK.

En un diagrama de álcalis totales ($\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 de la Figura 32, se aprecia que las rocas del Complejo Volcánico de Charcas de edad Eoceno medio al Oligoceno tardío, se localizan en el campo sub-alcalino, parámetros definidos por McDonald (1968) e Irvine y Baragar (1971).

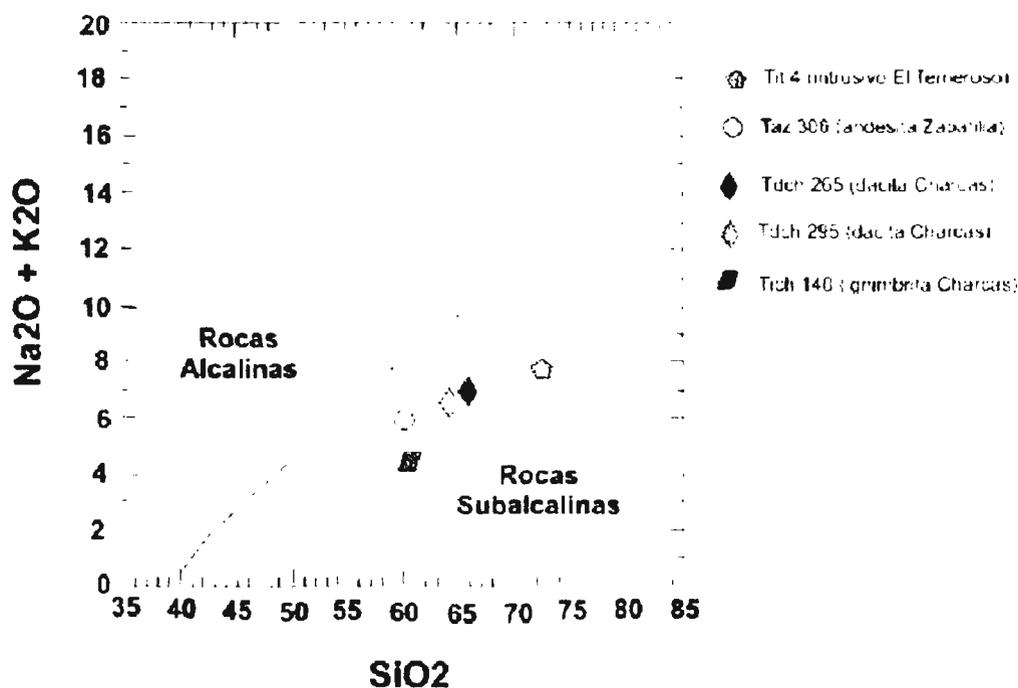


Figura 32. Diagrama propuesto por Irving y Baragar, (1971).

Elementos de Tierras Raras

Los elementos de tierras raras (REE) son los más útiles de todos los elementos traza, son un grupo de quince elementos (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu) con rangos de números atómicos desde 57 (La) a 71 (Lu), catorce de los cuales ocurren naturalmente. Los elementos que poseen números atómicos bajos se definen como LREE ligeros, los números atómicos altos se definen como HREE pesados y los números atómicos intermedios se conocen como MREE medios.

Para poder comparar gráficamente la abundancia de REE en diferentes rocas, es necesario normalizar las concentraciones de REE individuales en una roca, en sus abundancias de condritas meteóricas (Nakamura, 1974).

Las condritas son usadas en el proceso de normalización porque son de material primitivo del sistema solar, y estas pueden haber sido el material primario del planeta tierra.

Las concentraciones de tierras raras normalizadas se grafican en una escala logarítmica en el eje "Y" y los elementos ordenados por número atómico ascendente de izquierda a derecha en el eje "X".

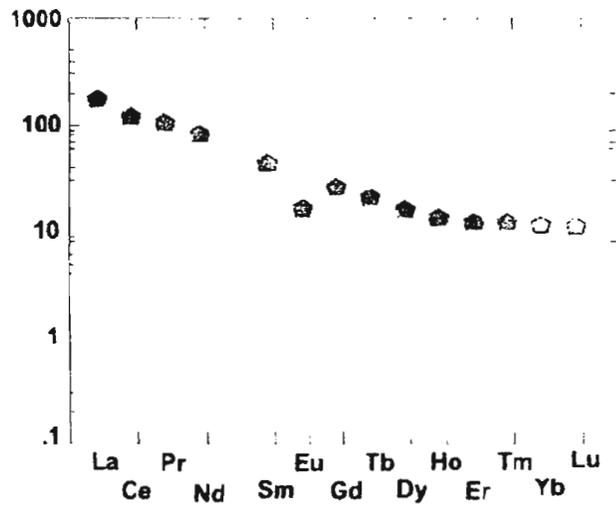
Los elementos de tierras raras (REE) de las rocas volcánicas del área de estudio (Figura 33) presentan las siguientes características: Se observa un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) en relación al contenido de tierras raras pesadas (HREE) lo que presenta un empobrecimiento.

El contenido de los elementos de tierras raras ligeras (LREE) y pesadas (HREE) es muy similar para todas las unidades analizadas, por lo que se considera que estas unidades posiblemente correspondan a un mismo ambiente tectónico.

Las muestras Tit 4, Tdch 265 – Tdch 295, Tich 140 presentan una anomalía ligera negativa de Eu y la muestra Taz 306 presenta la anomalía negativa de Eu muy débil debido a su contenido de plagioclasa.

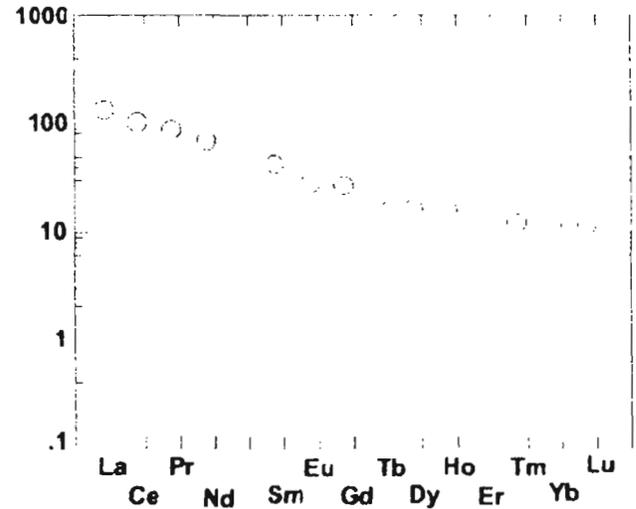
De acuerdo con el diagrama de la Figura 33 en todas las muestras analizadas las LREE presentan un mayor fraccionamiento que las HREE, en las muestras del Tit 4 y las Tdch 265 y Tdch 295; las tierras raras pesadas muestran un patrón horizontal, lo que señala que presentan características del manto.

En el caso de las muestras Taz 306 y Tich 140 las tierras raras pesadas presentan un patrón negativo lo que indica la interacción que hubo con la cámara magmática.



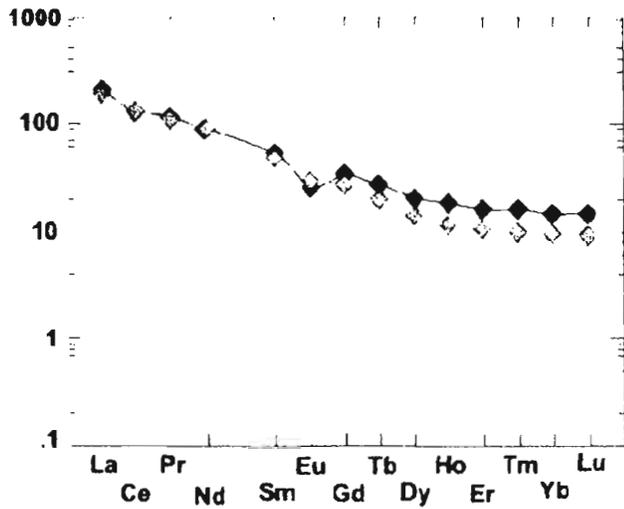
MUESTRA

■ Tit 4 (Intrusivo El Temeroso)



MUESTRA

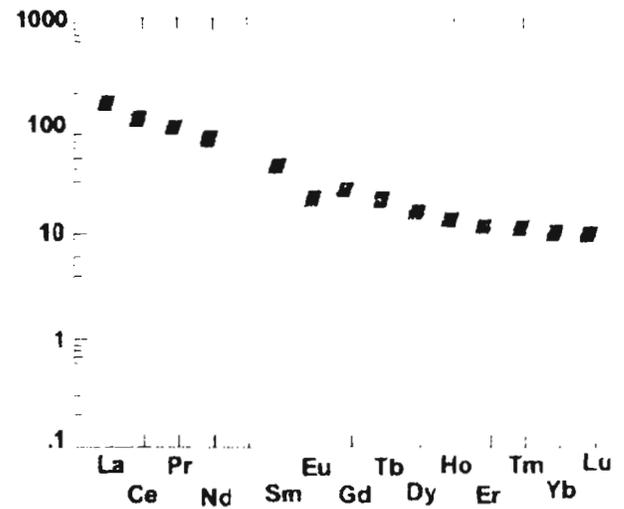
○ Taz 306 (Andesita Zapatilla)



MUESTRAS

◇ Tdch 295 (Dacita Charcas)

◆ Tdch 265 (Dacita Charcas)



MUESTRA

■ Tich 140 (Ignimbrita Charcas)

Figura 33. Diagrama de elementos de tierras raras, para el Complejo Volcánico de Charcas.

En la Figura 34 las cinco muestras estudiadas se encuentran en un ambiente de arcos volcánicos, provenientes por subducción de la placa Pacífica con la Norteamericana.

En la Figura 35 las cinco muestras se encuentran en un ambiente de arcos volcánicos + sincolisión.

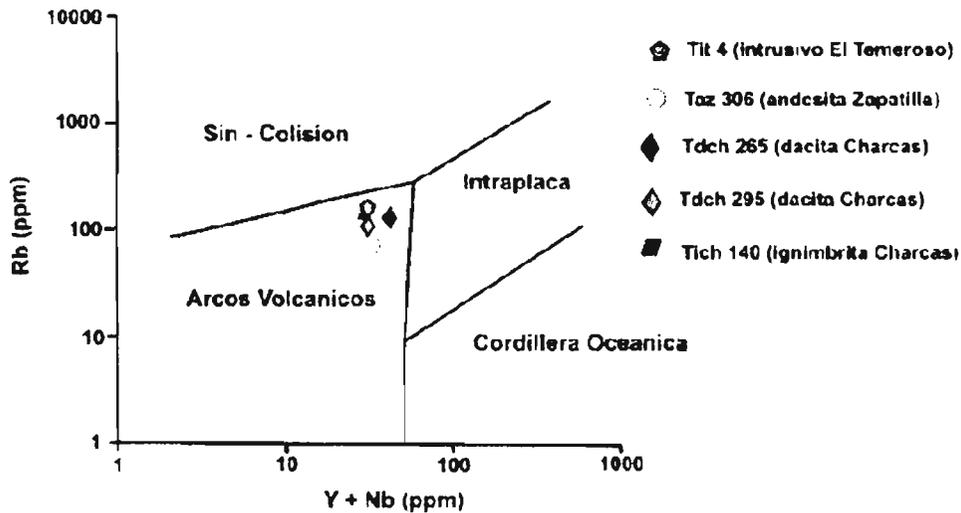


Figura 34. Diagrama de discriminación tectonomagmática, propuesto por Pearce *et al.* (1984).

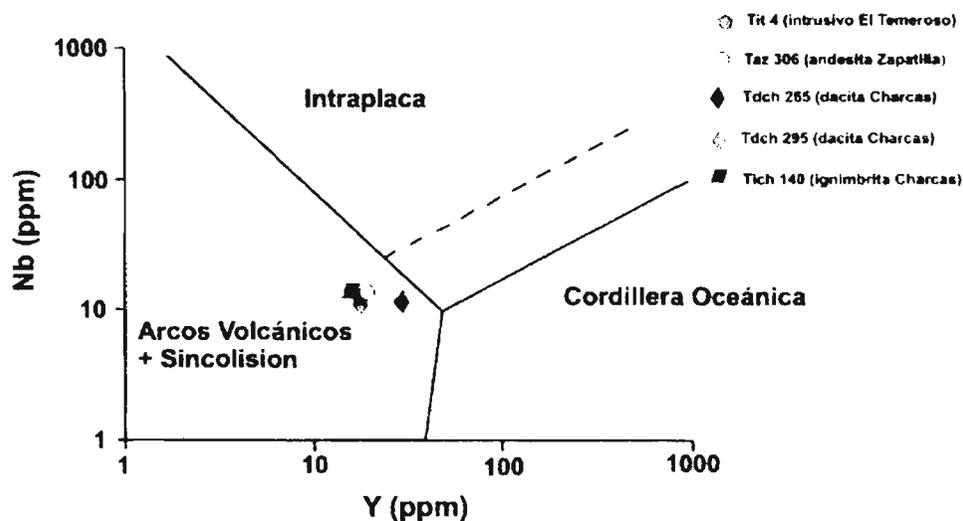


Figura 35. Diagrama de discriminación tectonomagmática, propuesto por Pearce *et al.* (1984).

ANEXO II
ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS PROVENIENTES DEL
“COMPLEJO VOLCANICO DE CHARCAS S.L.P.”

Muestra: Tit 4

Localización y relaciones de campo: Muestra colectada en la parte NE del poblado de Charcas S.L.P. sobre el Arroyo Los San Pedros, con coordenadas (0284707-2561180).

Descripción megascópica: Roca ígnea de color gris a gris verdoso, con textura holocristalina, porfirítica con fenocristales de 2-10 mm de plagioclasa, cuarzo y abundante biotita. En algunas zonas como en el Arroyo Los San Pedros, se presenta como una roca con diaclasas y fracturamiento multidireccional, de textura porfirítica con 10% de fenocristales de plagioclasa > cuarzo > biotita. Se observan pequeñas alteraciones por oxidación.

Estudio petrográfico: Roca ígnea felsofírica, de textura porfirítica, hipidiomorfa - inequigranular, con matriz en 70 % total de la muestra, de grano fino microcristalino. Los fenocristales presentes constituyen un 30 % total de la muestra.

Contiene:

Minerales maficos (biotita) > plagioclasa > feldespato > cuarzo.

Componentes:

Minerales maficos.

20 % de minerales maficos (biotita), moderadamente oxidados, se presentan en forma subhedral.

Plagioclasa.

10 % de plagioclasa se le identificó como una oligoclasa, de forma anhedral. con macla de Carlsbad.

Feldespato.

5 % de feldespatos subhedrales.

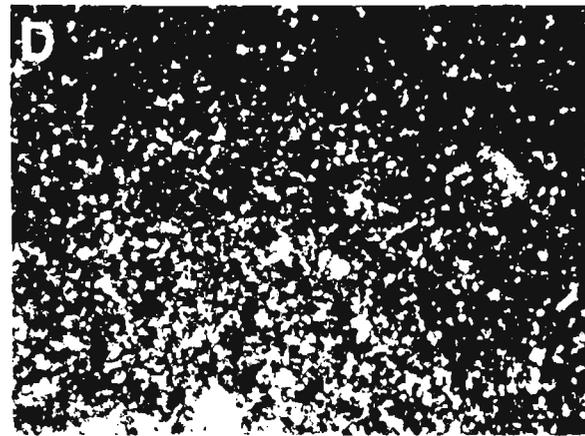
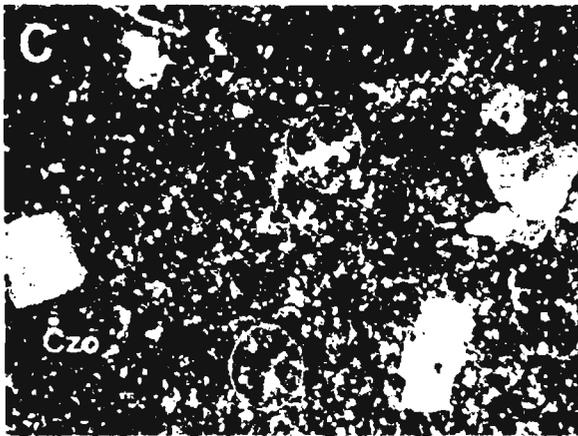
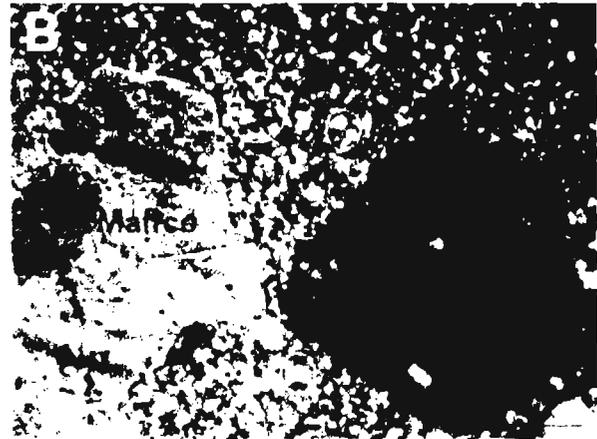
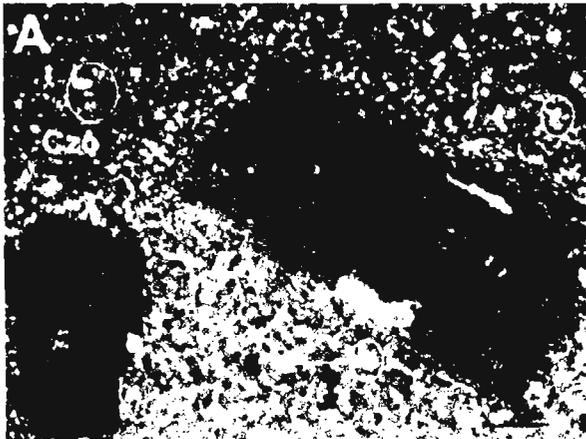
Cuarzo.

< 5 % de cuarzo de forma subhedral, observando los cristales parcialmente reabsorbidos.

Se clasificó como una roca intrusiva de composición cuarzo-monzonitica, según el diagrama de Streckeisen (1978).

Tit 4 (Intrusivo El Temeroso)

(0284707-2561180)



- A) Fenocristales de minerales máficos (biotita), en una matriz de grano fino (5x)
- B) Fenocristal de biotita subhedral y feldespato subhedral (5x)
- C) Textura porfirítica (5x)
- D) Matriz de grano fino (5x)

Muestra: Taz 306

Localización y relaciones de campo: Muestra colectada a 3.5 km del poblado de Cañada Verde sobre el Arroyo La Zapatilla, con coordenadas (0281496 – 2555921).

Descripción megascópica: Roca ígnea con variación de tonos, debido a las diversas alteraciones a que ha estado expuesta, se observa muy cloritizada, silicificada y argilizada, con frecuentes manchones oxidados; esto se pudo deber a que se encuentra en una zona de intensa alteración hidrotermal.

Estudio petrográfico: Roca ígnea, de textura holocristalina, ipidiomorfica–inequigranular, la matriz está en un 60 % del contenido total de la muestra, es un agregado microcristalino de microlitos de plagioclasa. Los fenocristales presentes constituyen un 40 % total de la muestra.

Contiene:

Plagioclasa > minerales metálicos > minerales máficos > óxidos de fierro > minerales de la arcilla.

Componentes:

Plagioclasa.

20–25 % de plagioclasas, las cuales tienen ángulo de extinción de 19.5° se le identificó como andesina, con macla Albita-Carlsbad, moderadamente alteradas hacia minerales de la arcilla.

Minerales Metálicos.

10 % de minerales metálicos son principalmente primarios y se encuentran entre los minerales de la matriz y escasamente secundarios donde éstos se presentan normalmente oxidados por circulación de agua meteórica

Minerales Maficos.

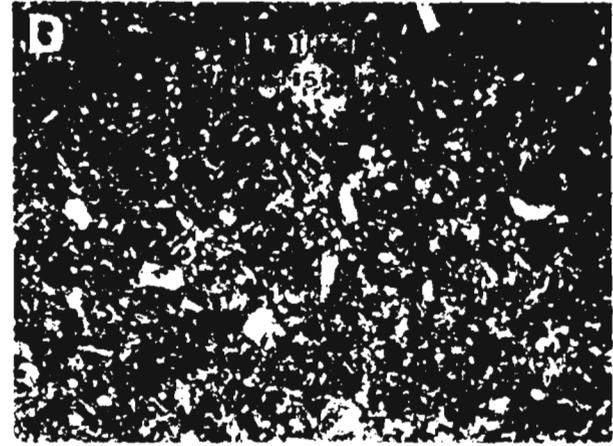
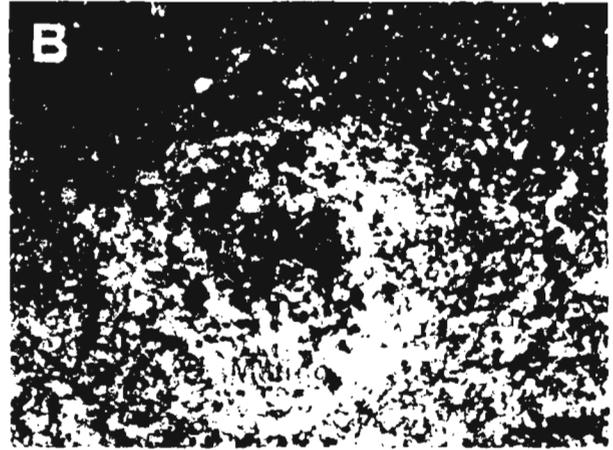
5 % de minerales maficos (biotita), están alterados intensamente hacia óxidos de Fe.

Los minerales de la arcilla son el producto de alteración meteórica e hidrotermal.

Se clasificó como una roca ígnea extrusiva de composición andesítica, según el diagrama de Streckeisen (1978), con alteración meteórica de débil a moderada

Taz 306 (Andesita Zapatilla)

(0281496 – 2555921)



- A) Fenocrystal de mineral máfico (biotita), alterado intensamente con presencia de aislados de cuarzo (5x).
- B) Fenocrystal de mineral máfico, de forma euhedral a subhedral. (5x)
- C) Fenocrystal de plagioclasa, identificada como andesina, con macla albita-Carlsbad (5x)
- D) Textura holocrystalina. (5x)

Muestra: Tdch 295

Localización y relaciones de campo: Muestra colectada en la parte norte del poblado de Cañada Verde al costado de la subestación eléctrica localizada en la carretera 63, con coordenadas (0284744 – 2555220).

Descripción megascópica: se trata de un derrame lávico, muy fluidal, de color café rojizo, de textura holocristalina, porfirítica y matriz afanítica.

Estudio petrográfico: roca ígnea de textura hipocristalina, ipidiomórfica – inequigranular, con matriz en un 60 % total de la muestra, los cuales son feldespatos que se encuentran alterados

Contiene:

Minerales maficos > plagioclasa > feldespato > cuarzo.

Componentes:

Minerales Maficos.

20 % de minerales máficos (biotita), de forma subhedral.

Plagioclasas.

10 – 15 % de plagioclasa que se identificó como una oligoclasa, presentándose zonada con macla Polisintética-Carlsbad y de forma euhedral a subhedral.

Feldespato.

5 % de feldespato de forma subhedral.

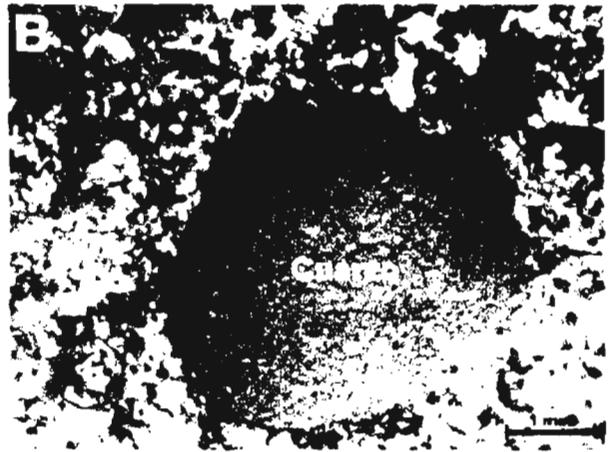
Cuarzo.

< 5 % de cuarzo, de forma anhedral encontrándose parcialmente reabsorbido.

Se clasificó como una roca ígnea extrusiva, de composición dacítica, según el diagrama de Streckeisen (1978).

Tdch 295 (Dacita Charcas)

(0284744 – 255220)



- A) Fenocristales de plagioclasa (Pl), minerales máficos (bio) y cuarzo (czo) (5x).
- B) Fenocristal de cuarzo euhedral y presencia de micas (biotita) (5x).
- C) Fenocristal de plagioclasa zonada, se le identificó como oligoclasa, con macla Polisintética-Carlsbad y forma euhedral a subhedral.
- D) Textura hipocristalina (5x).

Muestra: Tco 2

Localización y relaciones de campo: Muestra colectada al NE del poblado de Charcas, en el Arroyo Los San Pedros, con coordenadas (0284796 – 2560764).

Descripción megascópica: Es un depósito de brecha formada por fragmentos que van desde 1 cm hasta 80 cm de diámetro, soportados en una matriz de ceniza de color amarillento, los fragmentos que dominan son de dacita Charcas. El depósito presenta cierta cloritización en forma de manchones. Se colectó una muestra de un fragmento de la dacita Charcas para su estudio petrográfico.

Estudio petrográfico: roca ígnea, de textura hialocristalina, hipidiomorfica – inequigranular, con una matriz en un 60 % total de la muestra.

Contiene:

Minerales maficos > plagioclasa > feldespato > cuarzo

Componentes:

Minerales maficos.

20 % de minerales maficos (biotita), se encuentran deformadas, de forma subhedral.

Plagioclasas.

Contiene 15 % de plagioclasa con macla Polisintetica-Albita

Feldespato.

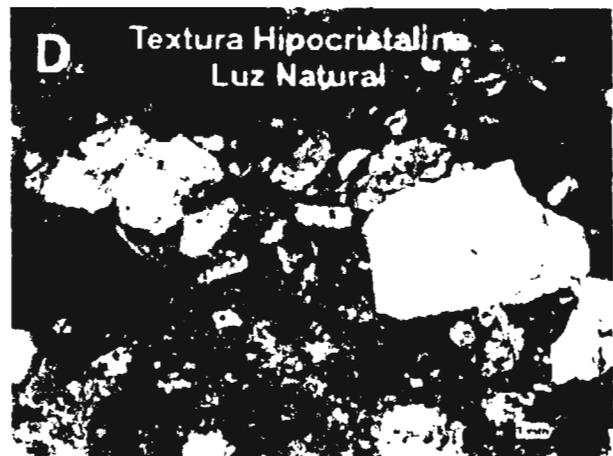
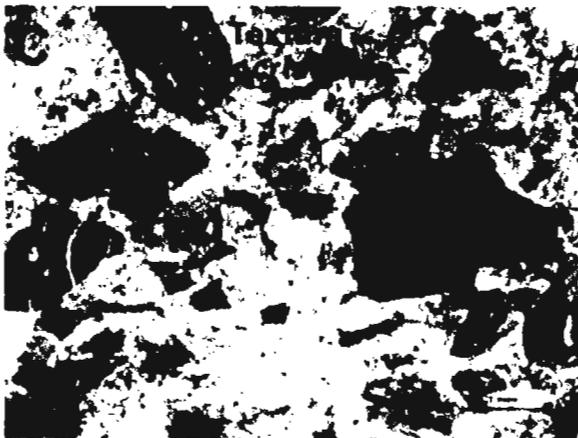
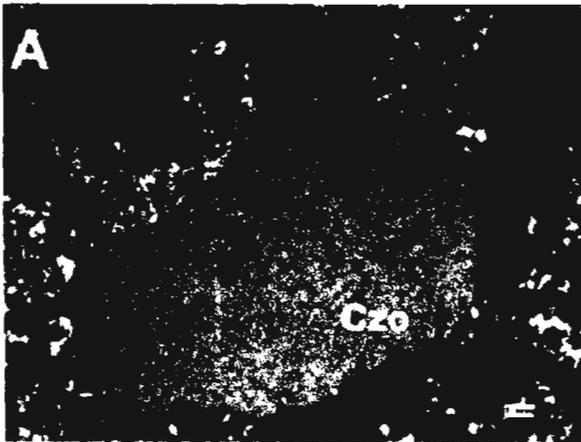
Presenta 10 % de feldespato de forma subhedral.

Contiene 5 % de cuarzo anhedral.

Se clasifico como una roca ígnea extrusiva, de composición riolitica, según el diagrama de Streckeisen (1978).

Tco 2 (Co-ignimbrita Charcas)

(0284796 – 256074)



- A) Fenocristal de cuarzo anhedral con un fenocristal de mineral máfico (mica) incrustado en él (5x).
- B) Fenocristal de plagioclasa con macla polisintética-albita y fenocristales de mica y cuarzo anhedral (5x).
- C) Textura hipocristalina (5x).
- D) Textura hipocristalina a luz natural (5x).

Muestra: Tich 140

Localización y relaciones de campo: Muestra colectada en la parte NE del poblado de Vicente Guerrero, visto sobre el Arroyo Salinillas, con coordenadas (0286070 – 2564013).

Descripción megascópica: Se trata de un depósito de flujo piroclástico de color crema amarillento con abundantes líticos de 20 a 1 cm, con niveles leves de degradación y estratificación difusa.

Estudio petrográfico: Roca ígnea, de textura hipocristalina, hipidiomórfica – inequigranular, con matriz en un 60 % total de la muestra, contiene esquirlas de vidrio y fenocristales de cuarzo, con índice de refracción mayor que el bálsamo de Canadá.

Contiene:

Cuarzo > minerales máficos > plagioclasa.

Componentes:

Cuarzo.

20 % de cuarzo en forma subhedral.

Minerales Máficos.

10 -15 % de minerales máficos (biotita), de forma euhedral a subhedral.

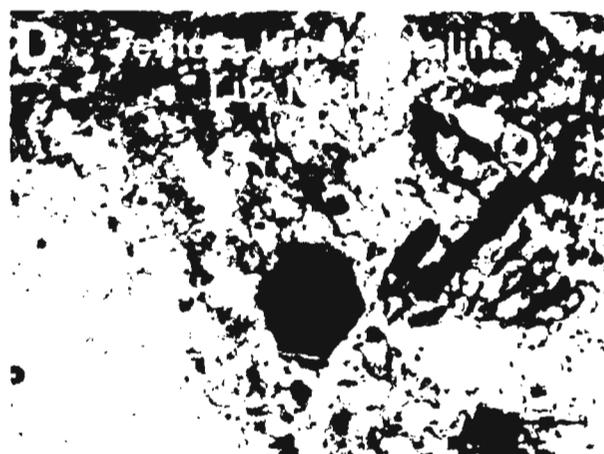
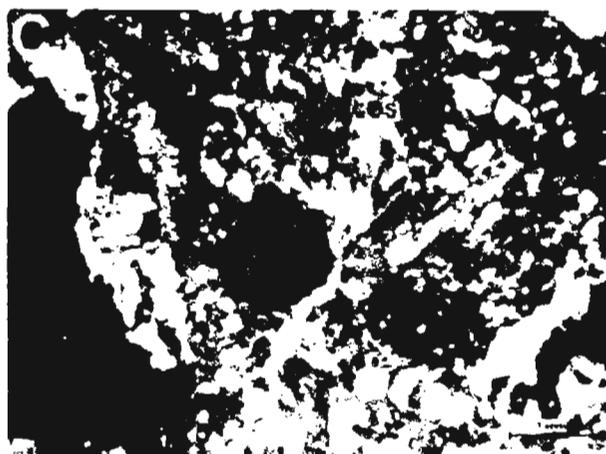
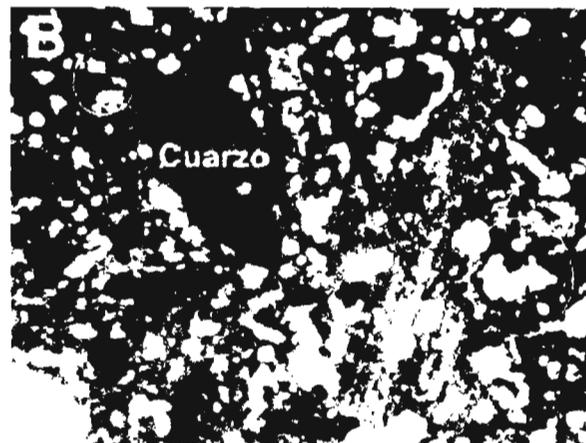
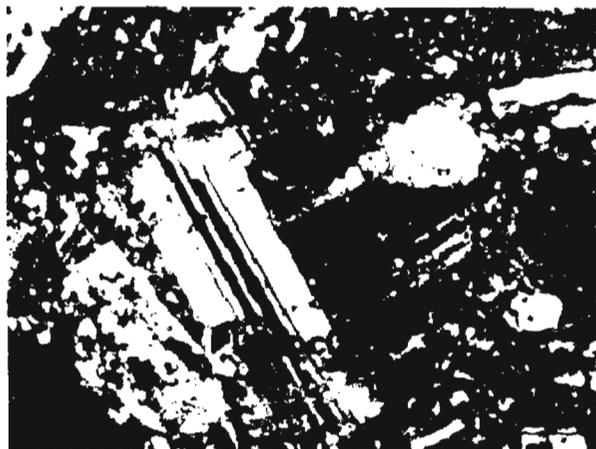
Plagioclasas.

5 - 8 % de plagioclasa que se identificó como oligoclasa, de forma subhedral, con macla polisintética-Carlsbad.

Se clasificó como una roca ígnea extrusiva, de composición riolítica, según el diagrama de Streckeisen (1978).

Tich 140 (Iqnimbrita Charcas)

(0286070 – 256413)



- A) Fenocristal de plagioclasa, se le identificó como una oligoclasa, con macla Polisintética-Carlsbad, de forma subhedral (5x).
- B) Fenocristales de minerales maficos (mica), de forma euhedral y cuarzoes anhedrales (5x).
- C) Fenocristal de mineral mafico euhedral. (5x).
- D) Textura hipocristalina a luz natural (5x).

Muestra: Tecv 310

Localización y Relaciones de Campo: Muestra colectada en la parte SE del poblado de Cañada Verde sobre el Arroyo Cañada Verde, con coordenadas (0284312 – 2551551).

Descripción megascópica: Se trata de un depósito, color crema ligeramente verdoso, de matriz arcillosa. Se presenta en capas que varían de 5 a 40 cm presentando una estratificación cruzada y gradada.

Estudio petrográfico: La muestra posee una matriz arcillosa con abundantes clastos. Contiene fenocristales en un 60 % total de la muestra.

Contiene:

Fragmentos de caliza > y fenocristales de cuarzo > sanidino > minerales máficos > plagioclasa

Componentes:

Contiene un 30 % de fragmentos de caliza anhedral, con tamaño de 0.5 a 1 mm de diámetro, presenta el 25 % de cuarzo subhedral a anhedral.

Con 18 a 20 % de feldespato (sanidino), de forma anhedral y tamaño menor a 1 mm.

15 % de minerales máficos (biotita) oxidados, de forma subhedral a anhedral.

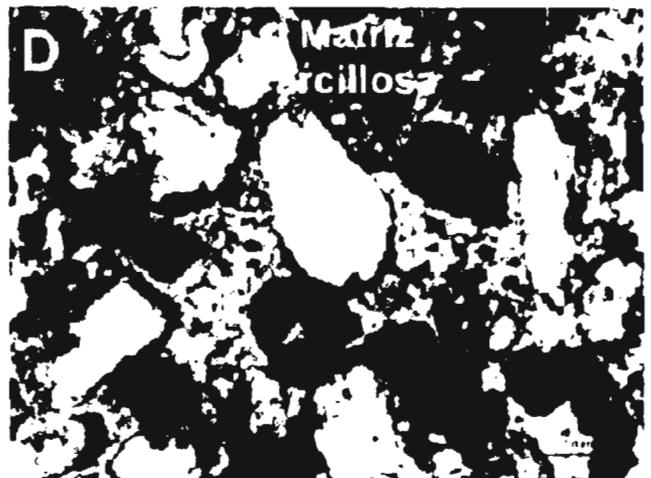
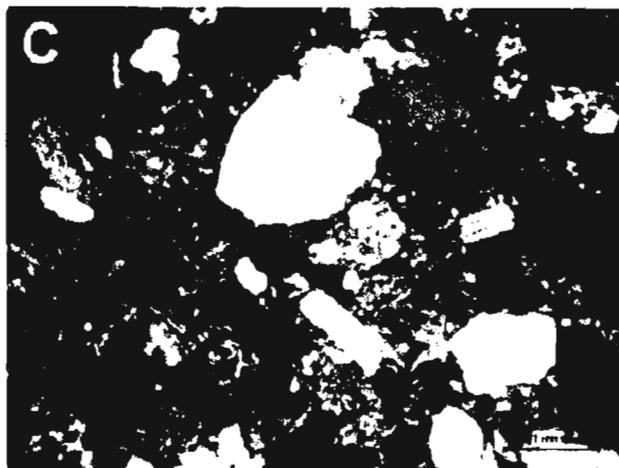
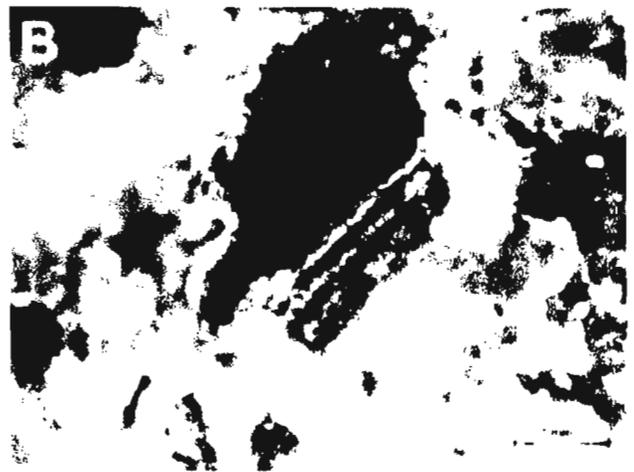
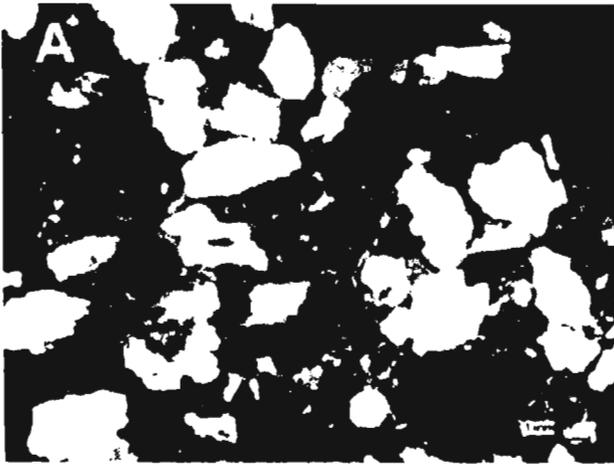
Observando un 10 % de plagioclasa identificada como andesina, con macla Albita-Polisintética de forma euhedral a subhedral.

Los fragmentos de rocas arcillosas se encuentran dentro de la matriz.

Se clasificó como un depósito epiclástico.

Tecv (Epiclástos Cañada Verde)

(0284312 – 2551551)



A) Fenocristales de cuarzo, sanidino, minerales maficos (10x).

B) Fenocristal de mineral máfico (biotita) de forma subhedral, parcialmente oxidado (10x).

C) Fenocristal de plagioclasa identificada como andesina y macla albita-polisintetica (10x).

D) Matriz arcillosa a luz natural (10x).

ANEXO III

GLOSARIO

Afloramiento. Es la porción de una estructura rocosa o formación geológica que aparece en la superficie de la tierra.

Anhedral. Se dice de un cristal mineral que no alcanzó a desarrollar sus propias caras racionales o que tienen forma redondeada o indeterminada, producida por la abundancia de granos minerales adyacentes durante la cristalización o recristalización.

Anticlinal. Pliegue generalmente convexo hacia arriba, cuyo núcleo está formado por rocas estratigráficamente más antiguas.

Arco Volcánico. Cadena de islas que se elevan del fondo del mar y cerca de los continentes.

Boudstone. Término usado por Dunham (1962), para una roca sedimentaria carbonatada cuyos componentes originales fueron ligados entre sí durante el depósito y permanecieron prácticamente en la posición de crecimiento.

Cárcavas. Son socavones producidos en los suelos de lugares con pendiente a causa de las avenidas de agua de lluvia, representan el inicio de un sistema fluvial.

Cizallamiento. Deformación resultante de los esfuerzos que ocasionan las partes contiguas de un cuerpo en relación una con otra en dirección paralela a sus planos de contacto.

Clásto. Componente individual, grano o fragmento, de una roca o sedimento, producida por el intemperismo mecánico (desintegración), de masas rocosas mayores.

Complejo. Asociación o conjunto de campo en gran escala de diferentes rocas de cualquier edad u origen.

Complejo Volcánico. Conjunto de rocas ígneas íntimamente asociadas burdamente contemporáneas que difieren en forma o en tipo petrográfico; puede consistir de rocas plutónicas, rocas volcánicas o ambas.

Deformación. Proceso de plegamiento, fallamiento, cizallamiento, compresión o extensión de las rocas como resultado de varias fuerzas terrestres.

Diaclasas. Terminio dado a las grietas que se forman en una roca sin existir desplazamiento de los bloques situados a ambos lados de la misma.

Drenaje del Tipo Dendrítico. Es aquel que se caracteriza por mostrar una ramificación arborescente en la que los tributarios se unen a la corriente principal formando ángulos agudos.

Erosión. Proceso general o grupo de procesos por los cuales los materiales de la corteza terrestre son aflojados, disueltos o desgastados y simultáneamente movidos de un lugar a otro, por los agentes naturales que incluyen el intemperismo, disolución, corrosión y transporte.

Erosión Retrograda. Es aquella que erosiona nuevamente aunque ya se había erosionado antes. Es el inicio de un sistema de drenaje.

Estratificación. Es la distribución o disposición de una roca sedimentaria en capas o lechos de espesores y carácter distintos. El término es aplicado a la distribución en capas y a la estructura de las rocas ígneas y metamórficas.

Estratificación Cruzada. La disposición de estratos inclinados en ángulo con la estratificación principal.

Estratificación Difusa. Es aquella estratificación, donde no se observa la separación entre los planos, visto en los estratos.

Estratificación Graduada. Tipo de estratificación en la cual la cada capa muestra cambio gradual y progresivo en tamaño de partículas, comúnmente gruesas en la base y finas hacia arriba.

Estrato. Capa o cuerpo tabular a manera de sábana de roca sedimentaria, que pueda separarse visualmente de las demás capas de encima y debajo; lecho. Se le ha definido como unidad estratigráfica que puede estar compuesta de varias capas (Dana, 1985), como capa mayor de 1 cm de espesor y constituyente de parte de un lecho (Payne, 1942).

Estructural. De o perteneciente a la deformación de la roca o a rasgos que resulten de ella.

Euhedral. Se dice de la forma de tal cristal, que está completamente bordeado por sus propias caras racionales y cuyo crecimiento durante la cristalización o recristalización no fue inferido por los granos adyacentes.

Falla. Fractura o zona de fracturas a lo largo de la cual ha habido desplazamiento de los lados uno con respecto al otro, en dirección paralela a la fractura.

Fallas de Sobrecorrimiento. Son aquellas fallas que provocan que las rocas más antiguas se encuentren por encima de las más jóvenes.

Falla Normal. Falla en la que el respaldo del alto parece haberse movido hacia abajo con respecto al respaldo del bajo. El ángulo de la falla es generalmente entre 45 y 90°

Fenocristal. Término sugerido para los cristales relativamente grandes y conspicuos en las rocas porfiríticas.

Flujo Piroclástico. Corriente de densidad, generalmente muy caliente, mezcla de gases volcánicos y polvo, que desciende por los flancos de un volcán o se desliza por la superficie de un terreno, producido por la desintegración explosiva de lava viscosa en un cráter

volcánico, o por la emisión explosiva de polvo cargado de gases por una fisura o grupo de fisuras.

Fósil. Cualesquiera restos, trazas, impresiones de una planta o animal que se han conservado en la corteza terrestre desde algún tiempo pasado geológico o prehistórico.

Geología. Es el estudio del planeta Tierra, los materiales de que está compuesta, los procesos de que actúan sobre estos materiales, los productos formados y la historia del planeta y sus formas de vida desde su origen.

Geoquímica. Estudio de la distribución y cantidades de los elementos químicos en los minerales, menas, rocas, suelos y la atmosfera; con base en las propiedades de sus átomos y iones.

Intemperismo. Proceso destructivo o grupo de procesos por los cuales los materiales terrosos o rocosos son cambiados al exponerse a los agentes atmosféricos en o cerca de la superficie terrestre, modificándose su color, textura y composición.

Lahar. Corriente de lodo compuesta principalmente de materiales volcanoclásticos en los flancos de un volcán.

Líticos. Se dice de la roca sedimentaria de grano medio y de algún depósito piroclástico que contiene en abundancia fragmentos de roca formados previamente.

Matriz. Es el material que está entre los fenocristales de una roca ígnea porfirítica. Es de grano relativamente más fino que los fenocristales, pudiendo ser vítrea, cristalina o ambas.

Matriz Afanítica. Es aquella matriz donde los componentes cristalinos no se distinguen a simple vista.

Metaluminoso. Se dice de la roca ígnea donde la combinación de los óxidos de sodio y potasio son mayores a la del óxido de aluminio.

Nivel de Degregación. Es el desgaste o reducción de la superficie terrestre por los procesos naturales del intemperismo y la erosión.

Peraluminoso. Se dice de la roca ígnea en la cual la proporción molecular de óxido de aluminio es mayor que la de los óxidos de sodio y potasio combinados.

Planos de Fluidéz. Es la orientación que presentan los magmas efusivos.

Plegamiento. Curva o doblez de una estructura plana, producto de la deformación.

Rumbo. Es la dirección horizontal de un punto terrestre con respecto a otro, medido usualmente en sentido de las manecillas del reloj desde una dirección de referencia y expresado en grados desde 0° a 360°.

Sedimentos Tipo Flysch. Llamados así debido a las características mineralógicas y los componentes volcánicos que presentan.

Sinclinal. Plegamiento cuyo núcleo contiene estratigráficamente las rocas mas jóvenes; en general es cóncavo hacia arriba.

Subducción. El proceso de una placa litosférica descendente bajo de otra.

Subhedral. Se dice del grano mineral que está rodeado en parte por sus propias caras racionales y en parte por superficies formadas contra granos pre-existentes, como resultado de cristalización o recristalización.

Tectónica. Rama de la geología que trata de la arquitectura amplia de la parte externa de la Tierra, es decir, del conjunto regional de los rasgos estructurales o deformacionales, el estudio de sus relaciones mutuas, origen y evolución histórica.

Textura Hialocristalina. Se dice de la textura de la roca ígnea porfirítica en la cual los cristales y la matriz vítrea están en proporciones volumétricas iguales o casi iguales.

Textura Holocristalina. Tipo de textura compuesta enteramente de cristales.

Textura Inequigranular. Con cristales de tamaño variado.

Textura Pilotaxítica. Textura de la matriz de una roca holocristalina, en donde las plagioclasas se encuentran entrelazadas orientadas subparalelamente debido a flujo.

Textura Porfirídica. Textura de roca ígnea en la que los cristales mas grandes están situados en una matriz grano fino.

ULTREX. Ultra diluído.

Vulcanismo. Son los procesos por los cuales el magma y sus gases asociados se elevan en la corteza y son extruidos sobre la superficie terrestre y la atmosfera.

Vulcanismo Félsico. Vulcanismo que presenta un alto contenido de sílice, es viscoso y suele experimentar temperaturas inferiores a 800° C.