



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ**

---

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA  
POSGRADO EN GEOLOGÍA APLICADA**

**“EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CAMPO VOLCÁNICO  
SALINAS – VILLA DE RAMOS”**

**TESIS**

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS EN GEOLOGÍA APLICADA

PRESENTA  
LORENA RODRÍGUEZ LEÓN

DIRECTOR DE TESIS  
DR. MARGARITO TRISTÁN GONZÁLEZ

CO – DIRECTOR DE TESIS  
DR. ALFREDO AGUILLÓN ROBLES

ALUMNO BECADO POR  
CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA (CONACYT)  
REGISTRO: 290575





UNIVERSIDAD AUTÓNOMA  
DE SAN LUIS POTOSÍ

19 de mayo de 2011

A LA ING. LORENA RODRÍGUEZ LEÓN  
P R E S E N T E. –

En atención a su solicitud de Tema y Temario, presentada por los **Drs. Margarito Tristán González y Alfredo Aguillón Robles**, Asesor y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestría en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de mayo del presente año, fue aprobado el Tema y Temario propuesto:

**TEMARIO:**

**"EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CAMPO VOLCÁNICO SALINAS-VILLA DE RAMOS"**

Introducción.

- I. Marco Geológico.
- II. Petrografía y Geoquímica.
- III. Tectónica.

Discusión.

Conclusiones.

Bibliografía.

**"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"**

A T E N T A M E N T E

  
ING. ARMANDO VIRAMONTES ALDANA  
DIRECTOR



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA  
DE SAN LUIS POTOSÍ  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCION

\*\*bcb



**FACULTAD  
DE INGENIERÍA**

Av. Manuel Nava 8  
Zona Universitaria - CP 78290  
San Luis Potosí, S.L.P.  
tel. (444) 826 2330 al39  
fax (444) 826 2336  
www.uaslp.mx

*"2011, Bicentenario del Natalicio del Lic. Ponciano Arriaga Leija, Padre de la Constitución de 1857"*

*“A veces en los desafíos que la vida nos lanza a diario, perdemos de vista lo que es verdaderamente importante y a las personas que nos salvan en el momento oportuno sin que se los pidamos. A veces las cosas más importantes de la vida solo requieren de acciones sencillas: solo una llamada, una sonrisa, un gracias, un adelante, un te quiero, un te amo.*

*Gracias por todos los favores que sin merecerlo recibí de ustedes y nunca se los agradecí.”*

*Lorena Rodríguez León*

# CONTENIDO

	Página
<b>TABLA DE CONTENIDO</b>	i
<b>RELACIÓN DE FIGURAS</b>	iii
<b>RELACIÓN DE TABLAS</b>	iv
<b>RESUMEN</b>	v
<b>INTRODUCCIÓN</b>	1
a. Justificación	2
b. Objetivo y metas específicas	5
c. Localización y vías de acceso	5
d. Antecedentes	6
e. Metodología	9
f. Métodos analíticos	11
<b>I. MARCO GEOLÓGICO</b>	13
I.1 Marco Geológico Regional	13
I.2 Estratigrafía	16
A. Formación La Peña	19
B. Formación Cuesta del Cura	20
C. Formación Indidura	21
D. Formación Caracol	22
E. Conglomerado Zaragoza	23



F. Ignimbrita Guanamé	24
G. Toba Herradura	26
H. Riolita Herradura	27
I. Basalto Cerritos de Bernal	28
J. Riolita Panalillo	29
K. Formación Las Joyas	30
L. Coluvión	31
M. Aluvión	32
<b>II. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA</b>	<b>33</b>
II.1 Análisis petrográfico y geoquímico	33
II.2 Análisis de los resultados	42
<b>III.TECTÓNICA</b>	<b>47</b>
III.1 Evolución tectónica mesozoica de la Mesa Central	47
III.2 Evolución tectónica cenozoica de la Mesa Central	50
<b>DISCUSION</b>	<b>59</b>
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>61</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>62</b>

## RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1. Plano de elevación digital del CVSVR	4
Figura 2. Localización del Campo Volcánico Salinas-Villa de Ramos en relación al plano de elevación digital.	6
Figura 3 Localización de la Hoja Salinas-Villa de Ramos, Hoja El Toro y Hoja Cerritos de Bernal, Sto. Domingo, El Estribo y la Herradura.	7
Figura 4. Provincias fisiográficas que cubren el estado de San Luis Potosí.	13
Figura 5. Plano Geológico del Campo Volcánico Salinas – Villa de Ramos.	17
Figura 6. Columna estratigráfica de la región del Campo Volcánico Salinas – Villa de Ramos.	18
Figura 7. 7a) Diagrama “TAS” de clasificación de rocas volcánicas del CVSVR y 7b) Diagrama $K_2O$ vs $SiO_2$ de subdivisión de rocas subalcalinas	37
Figura 8. 8a) Diagramas de Tierras Raras normalizados a Manto Primitivo y 8b) Multielementos normalizados a Condrita 1.	44
Figura 9. (Continuación). 9a) Diagramas de Tierras Raras normalizados a Manto Primitivo y 9b) Multielementos normalizados a Condrita 1.	45
Figura 10. Modelo de la evolución tectónica durante el Mesozoico temprano para el Terreno Guerrero y Sierra Madre en la Mesa Central.	49
Figura 11. Localización del Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos en el contexto de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras y la provincia fisiográfica de La Mesa Central.	51
Figura 12. Localización del Campo Volcánico de Salinas-Villa de Ramos, en la provincia fisiográfica de La Mesa Central y su relación con el sistema de fallas San Luis – Tepehuanes.	54
Figura 13. A) perfil basado en compilación de datos de hipsografía y espesores de la corteza, B) Modelo idealizado de la estructura en la corteza de la Mesa Central.	56

## **RELACION DE TABLAS**

Tabla 1. Fechamientos K–Ar para el Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos.	33
Tabla 2. Resultados obtenidos de los análisis químicos en roca total por elementos mayores.	34
Tabla 3. Concentración de los elementos traza y tierras raras de las rocas del CVSVR.	35

## RESUMEN

El Campo Volcánico Salinas Villa de Ramos (CVSVR) se localiza en el occidente del Estado de San Luis Potosí, en la porción suroriental de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMOc), y de manera particular en la porción centro–oriental de la provincia Fisiográfica de la Mesa Central.

Las rocas del CVSVR de edad terciaria, se encuentra sobre sedimentos marinos del Cretácico temprano-tardío, depositados en la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Terreno Sierra Madre), y su porción occidental sobre segmentos alóctonos (Terreno Guerrero), compuesto de depósitos marinos vulcano-sedimentarios, ensamblado sobre el Terreno Sierra Madre, durante la orogenia Laramide. Durante el Terciario temprano predominó en la zona del CVSVR depositación continental tipo lechos rojos. Para el Eoceno medio hay reportes que mencionan que en esta región de la SMOc se inició el vulcanismo con predominio de lavas de composición andesítica. El vulcanismo en la zona del CVSVR tuvo su mayor actividad durante todo el Oligoceno con lavas e ignimbritas félsicas y basálticas, y en menor intensidad durante el Mioceno temprano. En el Cuaternario se dio una última actividad de tipo puntual con predominio de lavas basálticas, las cuales contienen nódulos de granulitas.

La secuencia volcánica del área se depositó en diversos períodos que varían entre los 46 y 25 Ma para las rocas del CVSVR, y para las rocas basálticas intrapalaca que se traslaparon sobre este campo, de 3.29 a 0.29 Ma. En base a nuevos análisis geoquímicos se pretende establecer un modelo que explique la evolución



de los magmas que dieron origen a este campo volcánico, además de su historia y evolución del magmatismo en el área de Salinas–Villa de Ramos, para establecer su relación con la tectónica regional. Interpretando los resultados geoquímicos se propone: A) Que el origen de los magmas que formaron el CVSVR, pudo ser el resultado de procesos de contaminación cortical y fusión de un manto enriquecido, quizás por zonas de subducción que a menudo se asocian a lavas de arco y tras arco. B) En los grupos de rocas riolíticas, se presenta una cristalización fraccionada inicial en la cámara magmática; característica típica de una procedencia de corteza continental antigua o de rocas recicladas.

La tectónica relacionada con este vulcanismo se considera parte de la Provincia de Cuencas y Sierras de la República Mexicana que ha actuado desde el Oligoceno hasta tiempos recientes. Las estructuras que forman esta provincia son fallas normales que dieron origen a fosas y pilares tectónicos con orientación NW–SE. La Mesa Central se localiza entre dos bloques mayores correspondientes a las sierras madres, y de acuerdo con análisis geofísicos realizado por diferentes autores se ha concluido que la corteza en esta región esta adelgazada ( $\pm 32$  km). El CVSVR se localiza en la parte central de la Mesa Central, lo cual pudo haber facilitado el emplazamiento de los magmas durante los diferentes lapsos de extensión.

## INTRODUCCIÓN

El Altiplano Potosino forma parte de la Provincia Fisiográfica de la Mesa Central, donde se encuentran una serie de campos volcánicos con orientación NW – SE que presentan características muy similares entre ellos (Guanajuato, Río Santa María y San Luis Potosí), los cuales iniciaron su actividad con erupciones de lavas muy dispersas de composición andesítica (45 Ma) y después de un *hiatus* emitieron su etapa más intensa de lavas y piroclásticos de composición dacítica y riolítica emitidos entre los 32 – 28 Ma (Tristán–González *et al.*, 2009). Como parte de este magmatismo se encuentra un conjunto de rocas volcánicas en el área de Salinas–Villa de Ramos, que en trabajos previos de cartografía geológica se había asociado al Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP). Estudios recientes de edades radiométricas y nuevos datos de geoquímica de esas rocas, han resaltado que tienen algunas diferencias significativas, por lo que se propone en este trabajo separarlas como parte de otro campo volcánico, al que en adelante se le nombrará como Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos (CVSVR).

Las rocas mesozoicas pre–volcánicas del área se han documentado adecuadamente en trabajos previos cartográficos y en ellos, se describe la secuencia depositada dentro de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, (Carrillo-Bravo, 1982) correspondiente a las formaciones que abarcan desde el Triásico tardío hasta el Cretácico tardío y los procesos que deformaron, plegaron y levantaron dicha secuencia. También describen los sedimentos clásticos continentales con lavas andesíticas intercalados, e intrusiones graníticas de edad

eocénica. La secuencia sobreyacente discordantemente a la anterior es una secuencia de rocas volcánicas de composición riolítica, basáltica y basanítica con edades que van del Oligoceno al Cuaternario. Esta secuencia es el objeto central de la presente tesis.

En base a nuevos análisis de geoquímica (elementos mayores, traza y tierras raras), fechamientos, petrografía y el análisis tectónico, se pretende caracterizar la historia y evolución del magmatismo en el área de Salinas–Villa de Ramos y caracterizar las relaciones que guarda el emplazamiento de estas rocas con la tectónica regional de la Mesa Central en esta región.

#### **a. Justificación**

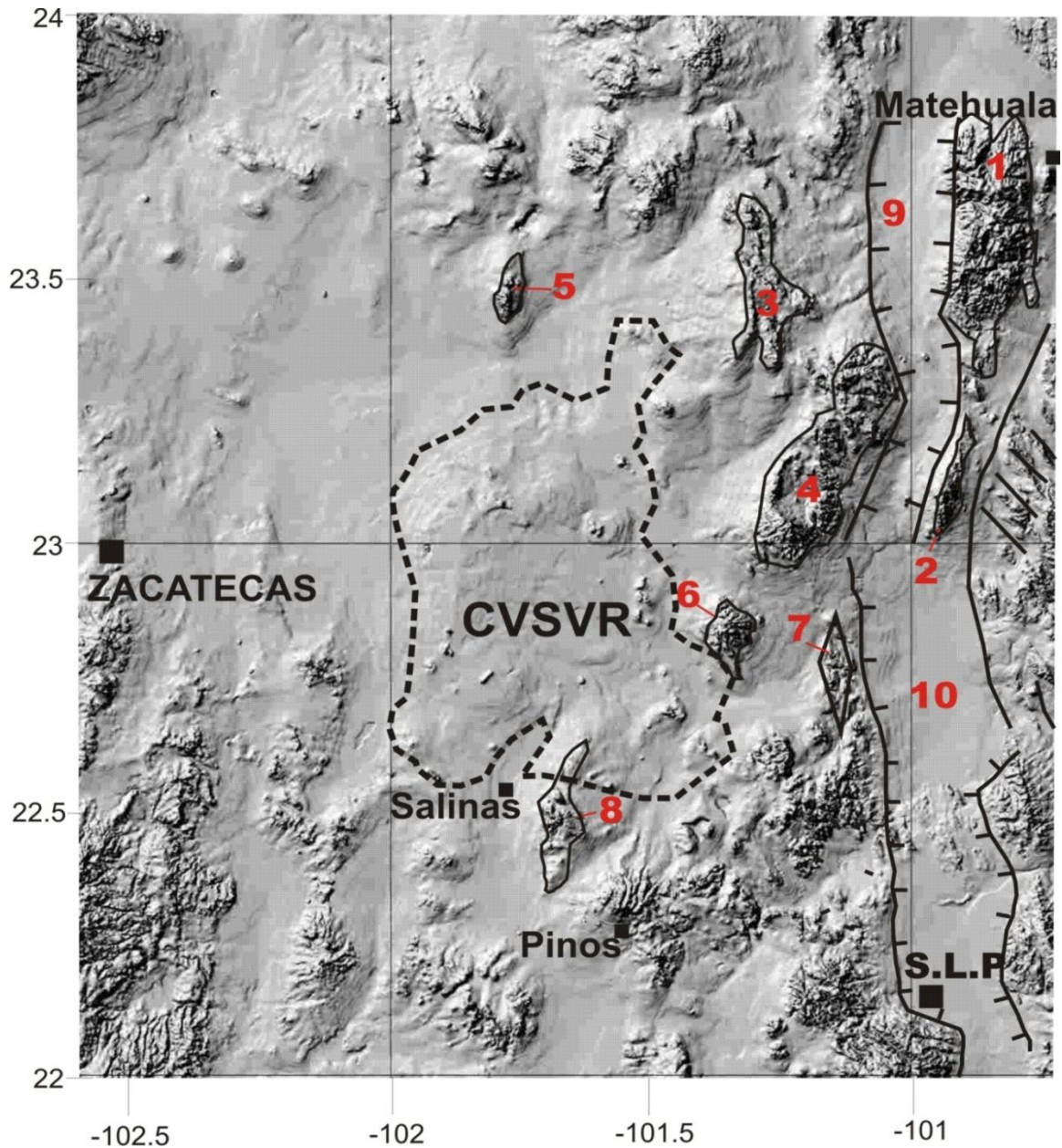
En la década de los 70's, solo se conocía la presencia de un área muy extensa donde afloraba un gran paquete de rocas volcánicas que se conocía como la Sierra Madre Occidental. Conforme se ha avanzado en el conocimiento de estas rocas se han ido reconociendo sus edades determinadas por métodos radiométricos como el de K–Ar, su comportamiento geoquímico así como su estratigrafía; sin embargo, esto solo se ha llevado a cabo en algunos lugares, sobre todo en el núcleo de la SMOc. También se han realizado estudios importantes en regiones del sur–oriente de la Provincia Volcánica de la SMOc donde se encuentran campos volcánicos de edad Terciaria como lo son de Guanajuato, San Luis Potosí y Río Santa María donde ya se cuenta con estudios

estratigráficos, tectónicos, geoquímicos y radiométricos, los cuales han contribuido a conocer con mayor detalle su comportamiento vulcano–tectónico.

Los trabajos anteriores han facilitado el avance en el conocimiento de estos campos, logrando clasificar el tipo de magmatismo y su génesis, permitiendo cada vez más encontrar diferencias geoquímicas que permitan separarlos por regiones con similitudes magmáticas, de tal forma que lo que anteriormente se consideraba como un solo campo volcánico, hoy en día se puedan separar en complejos y centros volcánicos.

Por lo tanto, en base a los conceptos anteriores en este trabajo se propone a la zona volcánica de la porción occidental del estado de San Luis Potosí, como un nuevo campo volcánico. Esta propuesta se basa en nuevos datos geoquímicos y fechamientos que muestran un comportamiento diferente a las rocas volcánicas del CVSLP. Por lo cual se propone nombrarlo como Campo Volcánico de Salinas–Villa de Ramos–CVSVR– (Figura 1). Esta división vendrá a contribuir a conocer mejor el comportamiento tectónico de los diferentes campos volcánicos de la Mesa Central.





**Figura 1. Plano de elevación digital donde se hace una delimitación aproximada del Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos (línea punteada). 1. Sierra de Catorce; 2. Sierra de Coronado; 3. Sierra La Taponá; 4. Sierra de Charcas; 5. Sierra El Sabino; 6. Sierra de Guanamé; 7. Sierra de Santa Catarina; 8. Sierra de Salinas-La Ballena; 9. Fosa Tectónica Wadley; 10. Fosa Tectónica de Arista.**

## **b. Objetivo y metas específicas**

El objetivo general de este trabajo es:

La caracterización magmática de las rocas volcánicas que afloran en la porción occidental del estado de San Luis Potosí, con el fin de obtener un modelo geoquímico a partir de elementos mayores, tierras raras, fechamientos K-Ar y petrografía, que justifique separar a este conjunto de rocas magmáticas como un nuevo campo volcánico, al cual se propone nombrarlo como Campo Volcánico de Salinas-Villa de Ramos (CVSVR) (Figura 1).

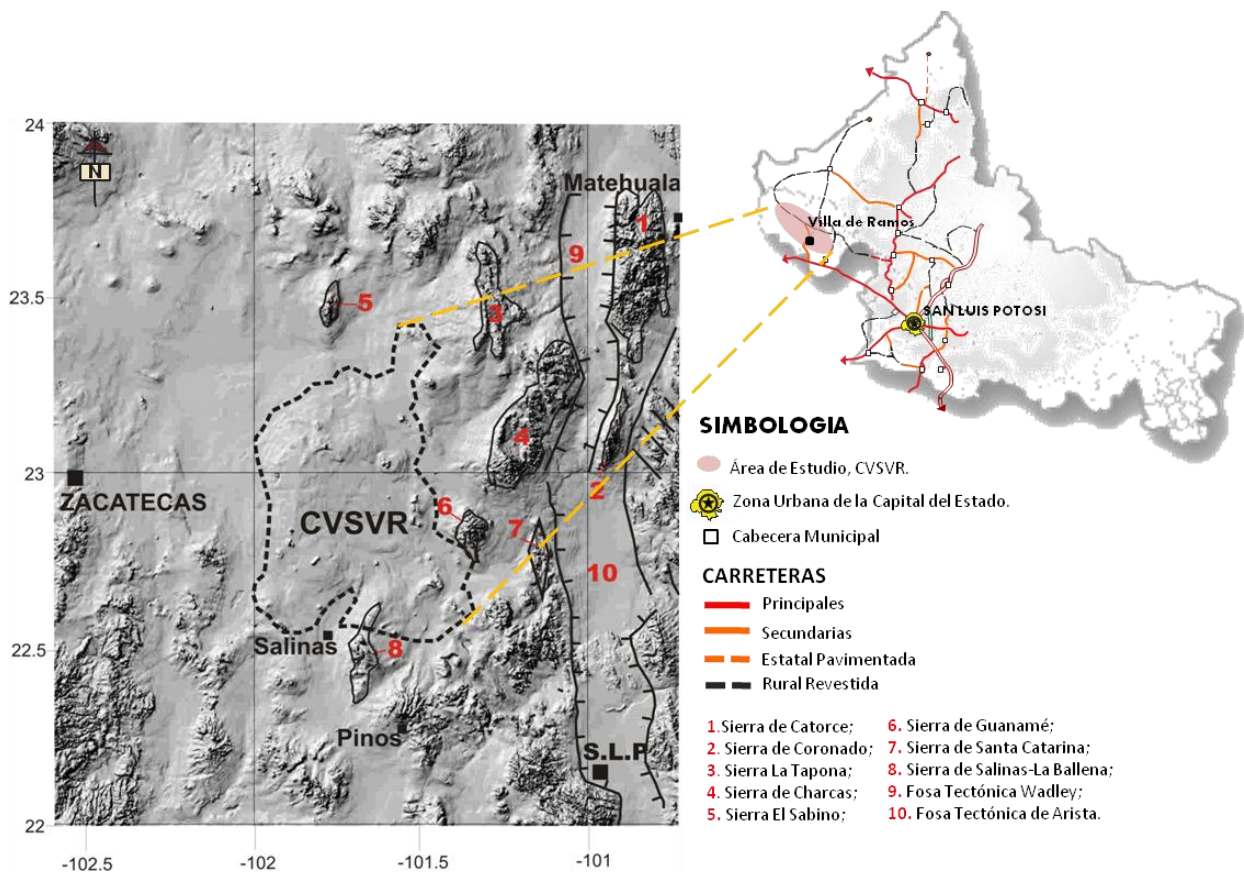
Las metas específicas que se pretenden alcanzar en esta tesis son las siguientes:

- Elaborar un mapa geológico con suficiente detalle estratigráfico de las unidades volcánicas que conforman el CVSVR.
- A partir de análisis químicos (elementos mayores y traza incluyendo tierras raras), dataciones y petrografía, establecer un modelo que explique la evolución de los magmas que dieron origen a este campo volcánico.

## **c. Localización y vías de acceso**

El CVSVR se localiza en la porción norponiente del estado de San Luis Potosí y suroriental del estado de Zacatecas, enmarcado entre los paralelos 22° 30' y 23° 50' de latitud norte y los meridianos 101° 40' y 102° 00' de longitud oeste, abarcando una superficie aproximadamente de 3000 km<sup>2</sup>, dentro de los municipios de Salinas, Villa de Ramos, Santo Domingo y Moctezuma en el estado de San Luis Potosí (Figura 2). Éste cuenta con una adecuada comunicación a través de

la carretera Federal No. 49 y de terracerías que comunican los poblados principales, siendo transitables en toda época del año; también existen numerosos caminos secundarios que comunican a diversas rancherías de la zona.

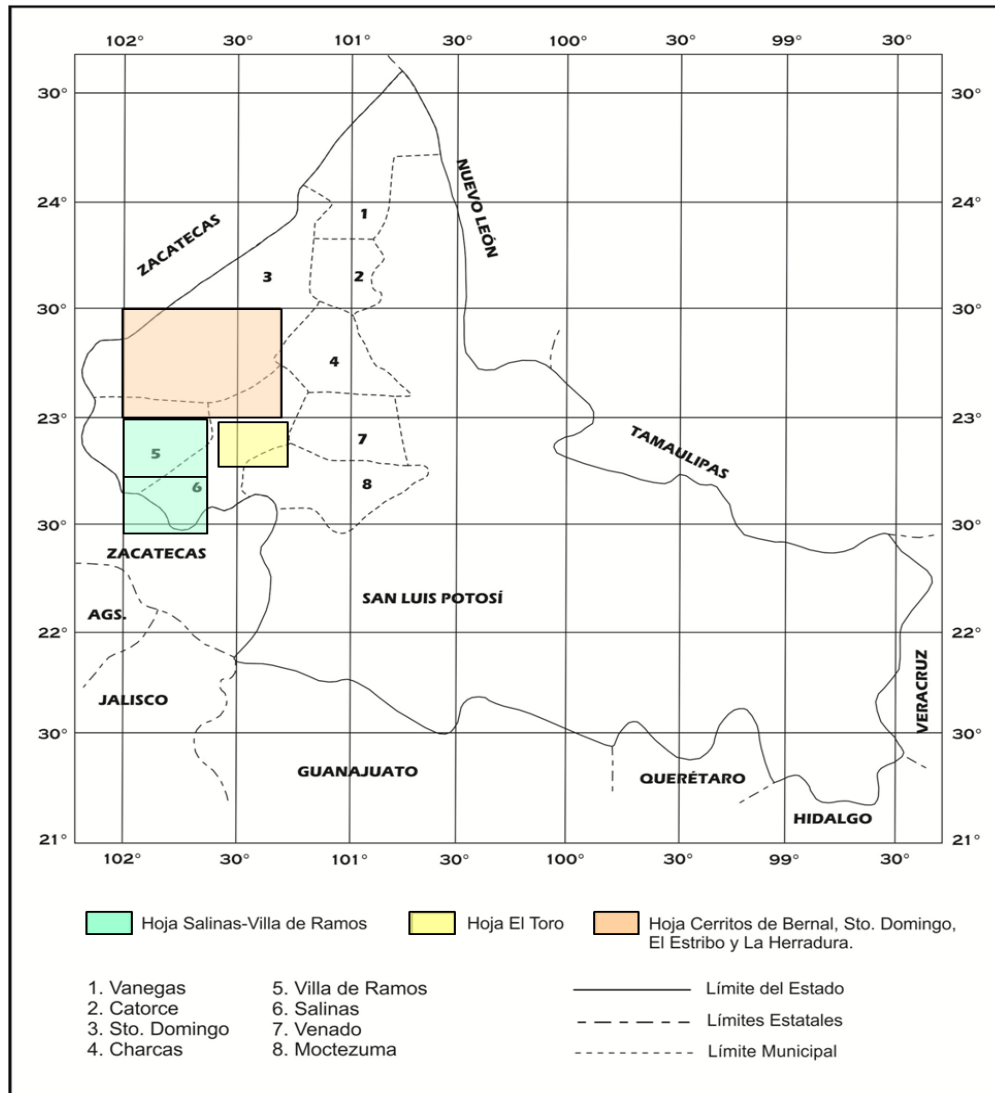


**Figura 2. Localización del Campo Volcánico Salinas-Villa de Ramos en relación al plano de elevación digital donde se hace una delimitación aproximada del mismo con línea punteada. (Figura compuesta con información de Tristán-González, 2008; Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles, 1986).**

#### **d. Antecedentes**

Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles (1986), realizaron la cartografía geológica de las Hojas de Salinas y Villa de Ramos en los estados de S.L.P y Zacatecas (Figura 3), donde describieron toda la secuencia marina mesozoica depositada dentro de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, correspondiente a las

formaciones que abarcan desde el Triásico tardío hasta el Cretácico tardío. El Terciario está representado por sedimentos clásticos continentales del Eoceno; intrusiones graníticas del Eoceno temprano, depósitos piroclásticos del Oligoceno e intrusiones dioríticas y basanitas alcalinos del Plio–Pleistoceno. Además de la presencia de cuerpos de reemplazamiento de tipo *jasperoide*.



**Figura 3. Localización de la Hoja Salinas-Villa de Ramos, Hoja El Toro y Hoja Cerritos de Bernal, Sto. Domingo, El Estribo y la Herradura. Figura compuesta con información de Labarthe–Hernández y Aguillón–Robles (1986, 1987) y Labarthe–Hernández y Jiménez–López (1991).**



Además, identificaron rocas marinas mesozoicas pertenecientes a las formaciones Tamaulipas del Cretácico temprano, Indidura y Caracol del Cretácico tardío, sedimentos clásticos continentales del Eoceno, rocas piroclásticas terciarias y por último, los piroclásticos y basanitoides del Plio–Pleistoceno. Fluidos hidrotermales ricos en sílice, produjeron amplias zonas de jasperoides en las formaciones Tamaulipas e Indidura.

Labarthe–Hernández y Jiménez–López (1991), en la cartografía geológica de las Hojas Cerritos de Bernal, Santo Domingo, El Estribo y La Herradura, S.L.P. (Figura 3), definieron las formaciones marinas del Cretácico temprano correspondientes a Tamaulipas, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol del Cretácico tardío. El Terciario está representado por sedimentos clásticos continentales del Eoceno tardío–Oligoceno temprano; flujos de ceniza riolíticos bien soldados; flujos de cenizas riolíticos sin soldar; domos pequeños y derrames de lava riolíticos con granate, con edades que van de  $32.7 \pm 1.6$  Ma a  $30.2 \pm 1.5$  Ma. Durante el Mioceno (?) se emplazaron derrames basálticos ligeramente alcalinos y dos intrusivos terciarios, uno gabroico y el otro de composición riolítica.

Labarthe–Hernández *et al.* (1992), mencionan que dentro de la evolución geológica del Altiplano Central de México, destaca una serie de cuerpos de jasperoides con alineación general de N-S a N20°E, asociados con intrusivos del Terciario, que se alojaron en estructuras causadas por los eventos de deformación que afectaron a la región.

El Consejo de Recurso Minerales (COREMI), en su Monografía Geológico – Minero del Estado de San Luis Potosí (1992), incluye una descripción de la geología de la región del CVSVR y menciona que en esta área se encuentran tres regiones mineras importantes, la de Salinas, Villa de Ramos y Santo Domingo.

Se contó con la Cartografía Geológica Escala 1:50,000, del Servicio Geológico Mexicano (2007), que incluyen las cartas Geológico-Mineras de Villa de Santo Domingo, Cerritos de Bernal, La Herradura, El Estribo; Espíritu Santo, Salinas de Hidalgo, Villa de Ramos y El Toro. Menciona que la geología está dominada por la presencia de dos terrenos tectonoestratigráficos (Guerrero y Sierra Madre), donde el primero está integrado por secuencias vulcano-sedimentarias y el segundo por las rocas marinas depositadas en la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Sobre los sedimentos marinos mesozoicos se depositó una secuencia de rocas volcánicas de composición riolítica, basáltica y basanítica de edad que varía entre el Oligoceno-Cuaternario.

#### **e. Metodología**

- Trabajo de Gabinete

Éste consistió en la recopilación y análisis de trabajos previos publicados; mapas topográficos a escala 1: 250 000 y 1: 50 000, imágenes de satélite y de *Google Earth*, así como modelos de elevación digital. De acuerdo a la información previa de la zona se elaboró un mapa base, el cual guió el reconocimiento en campo, ubicando las zonas donde se obtuvieron las muestras y datos de campo.

- Trabajo de Campo

Se colectaron 21 muestras de las cuales 17 pertenecen a basaltos y 4 a riolitas, representativas de las unidades volcánicas de la zona de estudio para su posterior análisis geoquímico y petrográfico; también se tomaron datos estructurales para definir el tipo de estructura por la que se emplazaron las lavas y productos piroclásticos del CVSVR. En el recorrido se hizo una descripción lo más detallada posible para afinar las características litológicas de las unidades estratigráficas reconocidas en el área.

- Trabajo de Laboratorio

Se elaboraron láminas delgadas de las muestras obtenidas en campo con el método de corte, desbaste, pulido y pegado; se utilizaron cortadora, desbastadora y pulidora (marca *Hillquist*), resinas epóxicas; se desbastaron y pulieron con abrasivo de carburo de silicio (Carborundum) números: 400, 600 y 800. La descripción petrográfica de las láminas delgadas se realizó mediante un microscopio petrográfico de polarización marca Leica DMLP, con cámara digital *Leica EC3*. Todos estos trabajos se llevaron a cabo en los laboratorios de preparación y de microscopía del Instituto de Geología de la UASLP.

Dentro del intercambio que se tiene con la Universidad de Brest, Francia, se obtuvieron las edades de 16 de las muestras recolectadas de las diversas unidades geológicas presentes en el área de estudio; todas realizadas por medio del método K – Ar según la técnica analítica propuesta por Bellon *et al.* (1981).

También se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores (Universidad de Bretaña Occidental, Francia) de acuerdo al protocolo propuesto por Cotten *et al.* (1995). Los elementos traza y tierras raras se realizaron en laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología de la UASLP. El análisis geoquímico se realizó utilizando graficas elaboradas con la ayuda de los programas *Minpet*, *Sinclass* e *Igpét*, (Richard, 1997; Verma *et al.*, 2002), mostrando los resultados de esta investigación en el escrito final de la tesis.

#### **f. Métodos analíticos**

La geoquímica de las rocas del CVSVR (elementos mayores y traza incluyendo tierras raras), se realizó de la siguiente manera:

##### *Análisis de elementos mayores*

Los elementos mayores se realizaron en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de Bretaña Occidental UBO, Francia, con un equipo de espectrometría de emisión atómica por acoplamiento de plasma por inducción (ICP-AES). Se utilizaron estándares internacionales como pruebas de calibración (BE-N, PM-S). La desviación estándar relativa son  $\pm 1$  % para  $\text{SiO}_2$  y  $\pm 2$  % para los otros elementos excepto para  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{MnO}$  ( $\pm 0.01$  %). La técnica analítica está descrita en Cotten *et al.* (1995). Los resultados de los análisis químicos fueron recalculados en base anhidra con el paquete SINCLAS (Verma *et al.*, 2002).

### Análisis de elementos traza y tierras raras

Éstos se obtuvieron en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología (LGIG) de la UASLP por el método ICP-MS (de sus siglas en inglés; espectrometría de masas de plasma acoplado inducido) con un equipo *THERMO SCIENTIFIC XSERIES2* empleando como base técnicas propuesta por Almaguer-Rodríguez (2010).

Los análisis incluyeron el procesado de 21 muestras, 8 estándares internacionales de rocas con concentraciones conocidas y certificadas: Diabase (W – 2); Tonalite (TLM – 1); Latite (QLO – 1QZ); Basalt (BHVO – 1H), AGV – 1, AGV – 2, BCR – 2, MAG – 1) y un blanco, que siguieron el mismo procedimiento químico de las muestras, aceptando un tamaño de grano en las mismas de <80 µm.

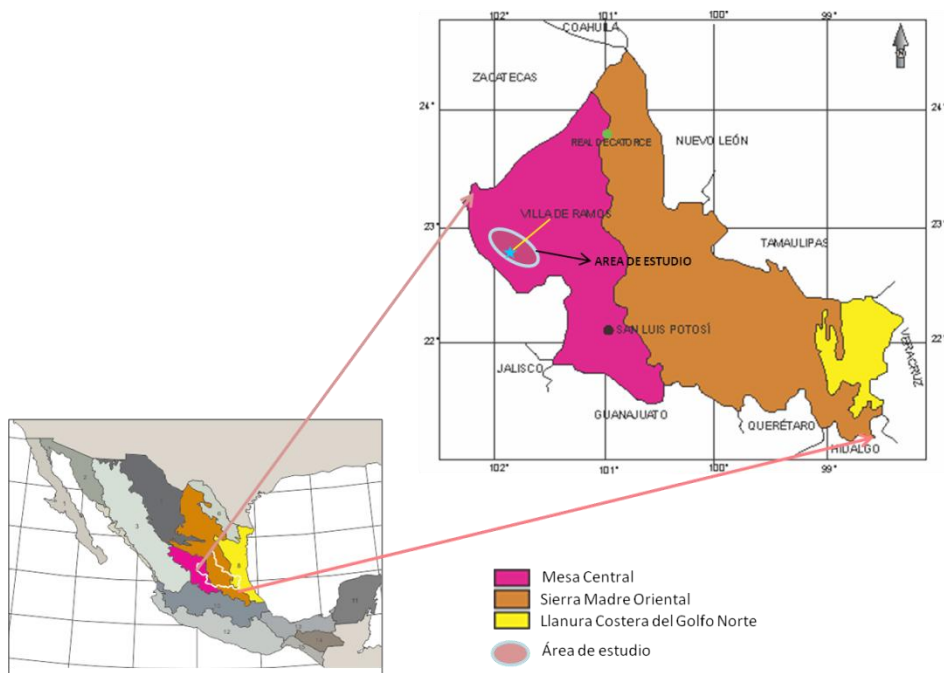
### Fechamientos

También dentro del intercambio que se tiene con la Universidad de Brest, Francia, se obtuvieron 16 fechamientos de las 21 muestras recolectadas de diversas unidades geológicas procedentes de lavas e ignimbritas, preparadas en roca entera y en fase mineral; todas éstas fechadas por medio del método K-Ar (Tristán-González *et al.*, 2009).

# I. MARCO GEOLÓGICO

## I.1 Marco Geológico Regional

El área forma parte de la porción centro-oriental de Provincia Fisiográfica de la Mesa Central (Raísz, 1959), y pertenece a la porción occidental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM, Carrillo–Bravo, 1982),



**Figura 4. Provincias Fisiográficas que cubren el estado de San Luis Potosí (modificada de INEGI).**

La CMCM es una gran cuenca sedimentaria, que contiene un volumen de más de 455 000 km<sup>3</sup> de sedimentos marinos del Jurásico tardío, Cretácico. Las formaciones de la CMCM que afloran en el área del CVSVR, corresponden a la secuencia cretácica que abarca desde el Aptiano hasta el Maastrichtiano.

En la porción occidental del CVSVR afloran remanentes de secuencias vulcano sedimentarias pertenecientes al Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), la cual está compuesta por depósitos terrígenos principalmente arenisca que se intercalan con horizontes calcáreos y andesitas. Estas secuencias se encuentran ensambladas tectónicamente sobre las rocas de la CMCM las cuales son parte del Terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983). La acreción final del Terreno Guerrero sobre el Terreno Sierra Madre ocurrió en el Cretácico tardío (Centeno-García *et al.*, 1994; Tardy *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995), este ensamble debió ocurrir durante la orogenia Laramide (Centeno-García y Silva-Romo, 1997). Al finalizar este periodo de deformación compresiva ya en el Terciario temprano (Paleoceno-Eoceno), la zona estuvo dominada por un ambiente continental, principalmente lacustre, donde se depositaron secuencias de lechos rojos, rellenando cuencas aisladas a lo largo y ancho de la Mesa Central (Edward, 1955). Para la zona del CVSVR se conocen con el nombre de conglomerado Zaragoza.

En la región occidental del CVSVR se dio una etapa intermitente de actividad ígnea intrusiva cuyas rocas son generalmente de tipo granítico, granodiorítico y diorítico que se presentan en forma de lacolitos; y troncos de diferentes dimensiones; se hallan distribuidas en esta región (Labarthe-Hernández y Aguilón-Robles, 1986). El vulcanismo del área forma parte del conjunto de rocas pertenecientes a la porción suroriental de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaugh, 1979; Ferrari *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009).

Esta provincia volcánica silícica resultó de la evolución del sistema de subducción Cretácico-Cenozoico del occidente de Norteamérica, de edad oligo-miocénica. Está ligada a los eventos ocurridos al final de la subducción de la Placa Farallón y se puede ver como el inicio de la apertura del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2005). Los pulsos ignimbríticos se relacionan con la remoción de la Placa Farallón desde la base de la Placa Norteamericana después del término de la orogenia Laramide (Ferrari *et al.*, 2005). En la porción sur-oriental de esta provincia se localizan una serie de campos volcánicos que se formaron entre el Eoceno medio hasta el Mioceno, donde sobresale el CVSLP, Guanajuato, Santa María del Río, Aguascalientes y Zacatecas (Tristán-González *et al.*, 2009, Aguillón-Robles *et al.*, 2009). El CVSVR, forma parte de este conjunto de campos volcánicos cuyas rocas se emplazaron principalmente sobre rocas mesozoicas de los terrenos Sierra Madre y Guerrero. La secuencia que forma este campo se desarrolló principalmente durante el Oligoceno, traslapándose posteriormente eventos volcánicos intermitentes en el Cuaternario.

La tectónica extensiva desarrollada en el Terciario está íntimamente relacionada con el vulcanismo de esta región, la cual se ha considerado como parte de la Provincia de Cuencas y Sierras de la República Mexicana (Stewart, 1978, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Tristán-González 2008). El desarrollo de esta provincia tuvo lugar en diferentes episodios desde el Eoceno hasta el reciente (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Tristán-González, 2008). Las estructuras extensionales que forman esta provincia y en particular las de la Mesa Central, son un conjunto



de fallas normales que dieron origen a fosas, semi-fosas y pilares tectónicos, con orientación predominante NW-SE y NE-SW, donde se distinguen dos sistemas de fallas mayores que corresponden a los sistemas San Luis – Tepehuanes y Taxco – San Miguel de Allende, el primer sistema tiene orientación NW-SE y el segundo N-S (Alaniz – Álvarez et al., 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

La actividad hidrotermal fue importante en esta región de la Mesa Central, la cual se llevó a cabo como una etapa residual después de la salida de las rocas volcánicas e intrusivas del Oligoceno, dando lugar a zonas silicificadas (Jasperoides) con asociación de manganeso en sus etapa fumarólica (Labarthe-Hernández *et al.*, 1992).

## **I.2 Estratigrafía**

El paquete volcánico que forma el CVSVR, se localiza sobre una secuencia marina mesozoica perteneciente al Cretácico temprano y tardío, formado por las formaciones La Peña (Tamaulipas Superior), Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. En el Terciario, durante el Paleoceno – Eoceno, se depositaron clásticos continentales representados por el conglomerado Zaragoza, y a partir del Eoceno medio se inició la erupción de la secuencia volcánica cuya actividad principal se desarrolló durante el Oligoceno. Finalmente sobre este campo, hubo un vulcanismo Cuaternario representado por basanitas con nódulos de la base de la corteza.

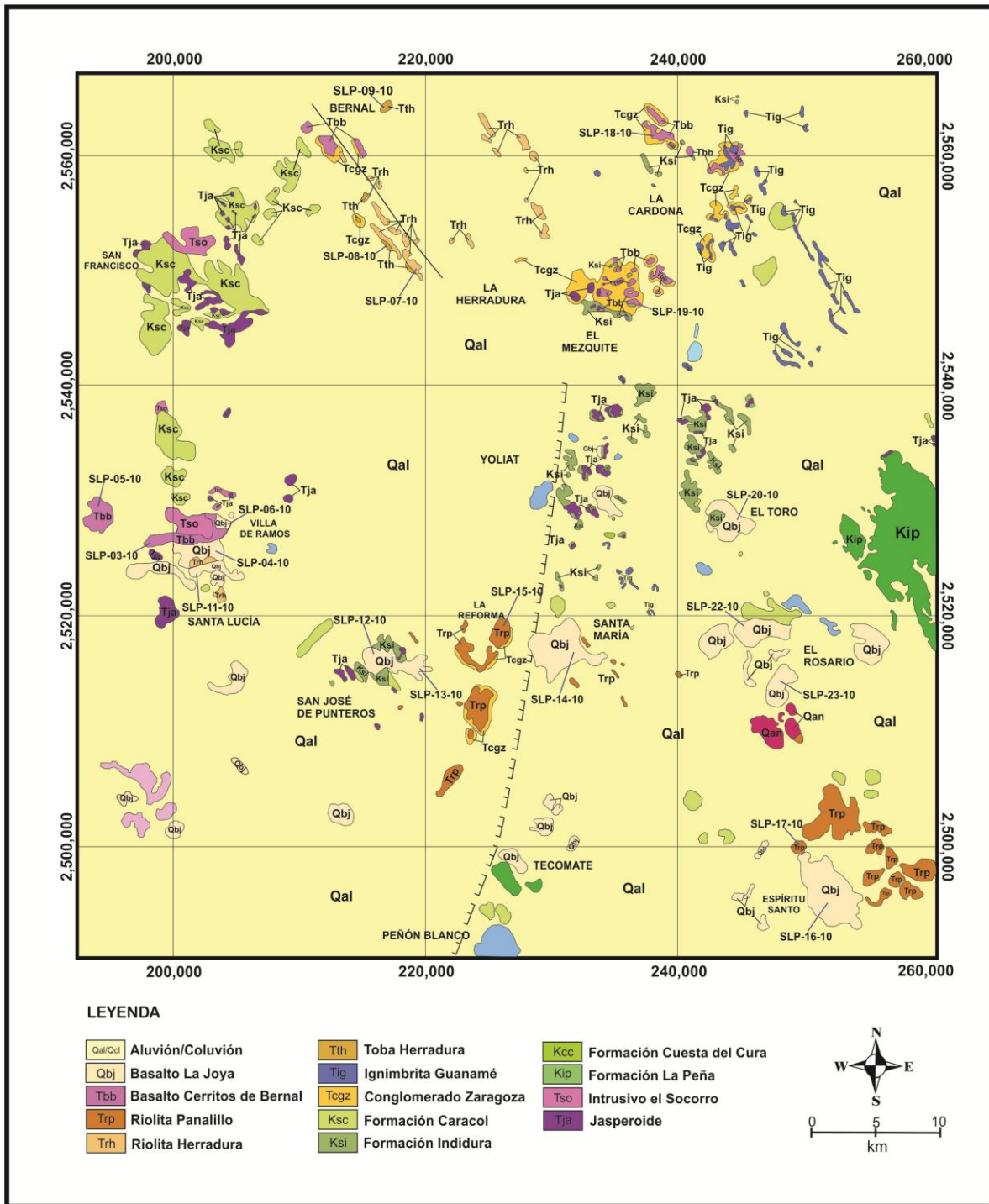
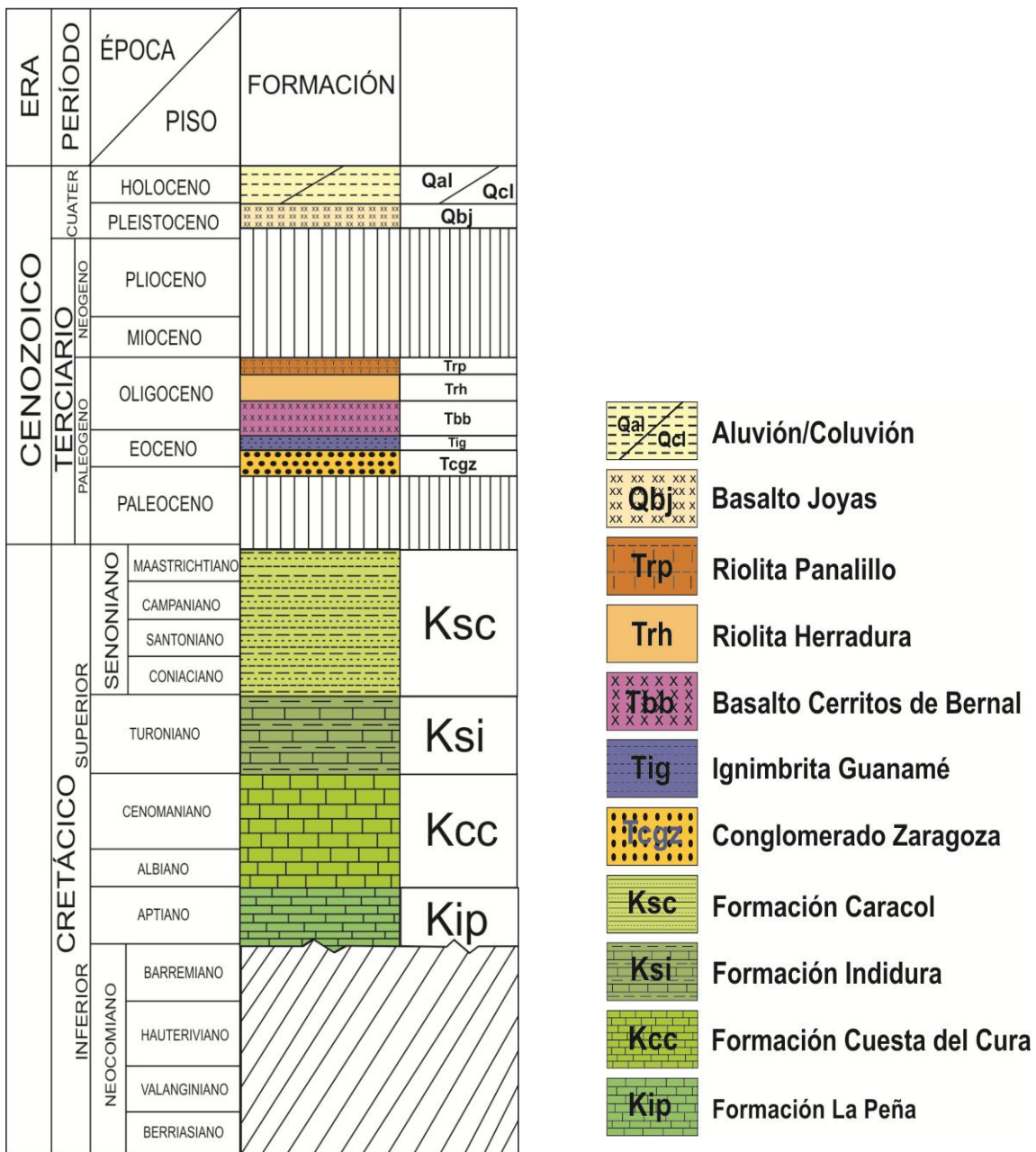


Figura 5. Plano Geol3gico del Campo Volc3nico Salinas – Villa de Ramos que muestra los lugares donde se tomaron las muestras para los an3lisis qu3micos y radiom3tricos (Labarthe–Hern3ndez, G., Jim3nez–L3pez, L.S., 1991; Labarthe–Hern3ndez, G., Trist3n–Gonz3lez, M., 1978; Labarthe–Hern3ndez, G., Aguill3n R. A., 1986 y 1987; modificada por Rodriguez – Le3n, 2012).



**Figura 6. Columna estratigr3fica compuesta de la regi3n del Campo Volc3nico Salinas–Villa de Ramos, modificado de: Labarthe–Hern3ndez y Aguill3n – Robles (1986, 1987) y Labarthe–Hern3ndez y Jim3nez–L3pez (1991).**

El mapa geol3gico de la Figura 5, muestra la distribuci3n de las rocas volc3nicas del CVSVR y en la Figura 6 se aprecia la columna geol3gica compuesta del 3rea de estudio.

*A. Formación La Peña (Kip)*

Cretácico temprano (Aptiano).

Originalmente descrita por Imlay (1936), quien designó como localidad tipo la Hacienda de la Peña, en el flanco occidental de la Sierra de Parras, Coahuila.

En el área aflora en la Sierra de Guanamé, donde su litología predominante, es de una secuencia de capas de caliza microcristalina de color gris claro de 10 – 20 cm, con laminaciones de limolita de color rojizo y bandas y lentes de pedernal negro. En ocasiones se observan algunas líneas estilolíticas y pequeñas concreciones de hematita.

Su espesor se desconoce, ya que el único afloramiento la secuencia está muy plegada impidiendo medir su espesor real. En el área no se encontraron fósiles, pero por su posición estratigráfica en áreas cercanas (Sierra de Charcas) se le asigna una edad del Aptiano, de acuerdo a la edad propuesta por Humprey, (1949). En esta región de la Mesa Central, esta formación también se ha considerado como Tamaulipas Superior, nombre propuesto por Ross (1979) para la Sierra de Catorce.

### *B. Formación Cuesta Del Cura (Kcc)*

Cretácico temprano (Albiano – Cenomaniano).

Descrita originalmente por Imlay (1936) al poniente de Parras, Coahuila, en la Sierra de Parras.

En el área aflora como remanentes en lomeríos aislados, donde se aprecia como una secuencia de capas delgadas de caliza gris claro, microcristalina, de estratificación rítmica ondulada, con bandas y lentes de pedernal negro. Los estratos se hacen más gruesos hacia su base y hacia su cima empiezan a aparecer capas laminaciones de limolita.

Su espesor en el área de estudio no se conoce debido a que sus afloramientos son muy raquíuticos, además de que presenta plegamiento fuerte. En la zona estudiada no se aprecia en contacto con la Formación La Peña subyacente, pero se conoce en la Sierra de Charcas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992), que su contacto es concordante y transicional con la Formación Indidura suprayacente y se colocó donde desaparece el pedernal y aumentan considerablemente las capas de limolita. En el área sólo se encontraron amonites mal preservados y reemplazados por calcita, los que no fueron clasificados por lo que su edad se estimó de acuerdo a su litología y posición estratigráfica. Ice (1979) la estudió en la Sierra de Catorce propuso una edad del Albiano–Cenomaniano. Se le correlaciona con las formaciones Abra, Tamabra y Doctor, de la Cuenca Tampico–Misantla y Plataforma Valles–San Luis Potosí.

C. *Formación Indidura (Ksi)*

Cretácico tardío (Turoniano).

Descrita originalmente por Kelly (1936) en la región de Delicias, Coahuila. Imlay (1936), midió varias secciones en la Sierra de Parras, Coahuila y la dividió en cinco miembros, constituidos por una alternancia de capas delgadas de caliza y lutita. Aflora como lomeríos aislados principalmente en la porción central y central norte del área del CVSVR.

Consiste de capas de caliza gris oscura a negra, en ocasiones algo carbonosa, que intemperiza en un color gris claro a gris crema; en estratos de 10–40 cm., intercalada con capas de caliza de 5–10 cm, lajosa y arcillosa, de color violáceo - gris y estratos delgados de limolita del mismo color. Tiene gran cantidad de vetilleo de calcita de color gris claro. Presenta zonas reemplazadas por sílice de forma irregular (Jasperoide). En el área no se pudo medir su espesor debido a que aflora como ventanas en lomeríos aislados, donde no se aprecia su relación estratigráfica. Su contacto inferior no aflora y el superior con la Formación Caracol se observó concordante y transicional. En los demás sitios se encuentra cubierto por material de talud y carpetas de caliche. Imlay (1936) le asignó una edad turoniana. En el área es común encontrarle *Inoceramus labiatus* y amonites mal preservados, por lo que por su contenido de *inoceramus* (fósil índice) se coloca en el Turoniano. Se correlaciona con la Formación Soyatal de Querétaro, con la Tamabra de la Sierra de Álvarez, S.L.P., y con el Agua Nueva de la Cuenca Tampico–Misantla.

#### *D. Formación Caracol (Ksc)*

Cretácico tardío (Coniaciano–Maastrichtiano).

Descrita originalmente por Imlay (1936), en el Arroyo del Caracol, en la Sierra de San Ángel, en la porción oriental de la Sierra de Parras, Coahuila, en donde se presenta como una serie de tobas desvitrificadas, estratos de lutita y caliza, que descansan discordantemente sobre la Formación Indidura.

Consiste de una secuencia de arenisca de color verdoso, en capas de 10 – 30 cm., en ocasiones hasta de 80 cm., cuyos componentes son granos subredondeados de feldespatos, cuarzo y abundantes hojuelas de muscovita, en una matriz ligeramente calcárea. Las capas de arenisca alternan con estratos de color gris verdoso de lutita físil, la que intemperiza en un color café rojizo. Esta formación presenta gran cantidad de estructuras primarias como rizaduras de corriente, rizaduras de oscilación, crestas, moldes de carga, moldes de estrías de corriente y huellas de animales. Su espesor en el área se desconoce, ya que solo aflora su base.

La Formación Caracol se encuentra cubierta solo por depósitos de talud y aluvión. No se encontraron fósiles y su edad está dada por su posición estratigráfica, asignándole la que le dio Carrillo-Bravo (1982), correspondiente al Coniaciano – Maastrichtiano. Se le 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 misma plataforma y con la Mezcala en el Estado de Guerrero.

### *E. Conglomerado Zaragoza (Tcgz)*

Terciario (Eoceno tardío-Oligoceno).

Se designó informalmente con este nombre a depósitos continentales compuestos de gravas, arenas y limos. Se encuentra estratigráficamente debajo de la toba Herradura y de otras unidades volcánicas del área. Su localidad tipo se encuentra en un banco de préstamo a la orilla de la terracería que va del poblado de La Herradura a Zaragoza, aproximadamente a 4 km al SE del poblado de La Herradura.

Aflora subyaciendo a las rocas volcánicas en la esquina suroriente de la Hoja INEGI, 1:50 000 La Herradura y en la porción central y suroccidental de la Hoja El Estribo.

Su litología principal consiste de un conglomerado de color rojizo más o menos consolidado, con fragmentos de 1 a 20 cm, angulares a subangulares de arenisca, lutita de la Formación Caracol y de jasperoide, y en ocasiones contiene fragmentos de caliza. Su matriz es limo-arcillosa escasamente calcárea. El horizonte de conglomerado sobreyace a un paquete de arena fina a media, ligeramente compactada, de color castaño a rojizo, en ocasiones ligeramente verdosas, con fragmentos subangulares a subredondeados de arenisca, lutita y jasperoide, así como granos subredondeados de cuarzo y feldespato. Su matriz es limo-arcillosa escasamente calcárea. Su espesor se desconoce ya que sus límites base-cima se encuentran en áreas muy distintas.



Sobreyace en discordancia angular a las rocas marinas cretácicas y subyace a la toba Herradura, riolita Herradura, ignimbrita Guanamé y al basalto Cerritos de Bernal.

Su edad está dada por su posición estratigráfica debajo de la ignimbrita Guanamé y de la riolita Herradura; la primera con  $37.7 \pm 1.6$  Ma y la segunda con  $30.2 \pm 1.5$  Ma por lo cual se le colocó en el Eoceno tardío–Oligoceno temprano.

#### *F. Ignimbrita Guanamé (Qig)*

Oligoceno Inferior.

Descrita informalmente por López-Linares (1982), en la cartografía geológica Escala 1:50 000 de la Hoja Venado, donde aflora como remanentes aislados, cubriendo a un paquete de gravas. Consiste de una roca de color café rojizo, con un 25% de fenocristales de 1 – 3 mm de sanidino y cuarzo en una matriz desvitrificada, presenta un 2% de líticos. En su base tiene un vitrófido negro de 0.5 a 1 metro de espesor. Aflora como pequeños cerros aislados, distribuidos en toda el área.

Su litología consiste de una roca de color café rojizo, con 25% de fenocristales de 2 – 4 mm de sanidino y cuarzo en matriz parcialmente desvitrificada con aislados líticos. Su porción superior está bien soldada, con pómez bien colapsada. En otros lugares, la matriz es casi totalmente vítrea, solo tiene de 5-8 % de fenocristales de

2 mm de cuarzo y presenta líticos abundantes, con su base bien soldada y su cima de color amarillento está sin soldar, con bastantes líticos.

Un perfil de esta ignimbrita encontrada sobre una secuencia formada por un conglomerado con fragmentos de caliza, arenisca, lutita y pedernal es como sigue:

1. Deposito piroclástico de color crema, de grano fino. Espesor 5 m.
2. Deposito piroclástico de color crema, con fragmentos abundantes de 1-3 cm de la Formación Caracol y de rocas volcánicas. Espesor 10 m.
3. Flujo de cenizas de color rosa, más compacto, parcialmente soldado. Espesor 5m.

Es común encontrar en su base un vitrófido negro de 0.5 a 1 m de espesor, que descansa sobre depósitos de grava. Su espesor es variable, llegando a alcanzar los 20 m. En el Cerro Las Mentiras es de 30 m. Descansa discordantemente sobre sedimentos lacustres y gravas.

Esta unidad fue fechada por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991) en la Hoja El Estribo, localizada al poniente de la Hoja Charcas, por el método K – Ar en roca completa, resultando de  $32.7 \pm 1.6$  Ma, lo que corresponde al Oligoceno Inferior.

*G. Toba Herradura (Tth)*

Oligoceno Temprano.

Descrita originalmente con este nombre por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991) quienes la describieron como un flujo de ceniza riodacítico sin soldar, de color crema a café claro, que forma la base de la riolita Herradura y del basalto Cerritos de Bernal y que a su vez descansa sobre el conglomerado Zaragoza.

Se trata de un flujo de cenizas sin soldar, de color crema, rosa o café claro, con pómez abundante sin colapsar; con un 5% de fenocristales de 1-3 mm de cuarzo > plagioclasas > sanidino y ferromagnesianos alterados aislados en una matriz de ceniza. Sus esquirlas de vidrio están bien preservadas. Tiene además algunos líticos. Su espesor en La Mesa La Herradura es de 60m.

Sobreyace al conglomerado Zaragoza, donde su base es un depósito de ceniza muy fino (*pumicita*) de color gris, de unos 30-40 cm de espesor. Subyace a la riolita Herradura. Tiene en su base un vitrófido verdoso a negro, de 3-7 m de espesor. También subyace el basalto Cerritos de Bernal.

Su edad está dada por su posición estratigráfica debajo de la riolita Herradura ( $30.2 \pm 1.5$  Ma).

### *H. Riolita Herradura (Trh)*

Terciario temprano ( $27.75 \pm 0.66$  a  $30.2 \pm 1.5$  Ma).

Nombrada originalmente por Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991) describiéndola como una lava riolítica con granate, que descansan sobre la toba Herradura.

Aflora como una alineación de cerros alargados de dirección NW. Es una roca de color rosáceo a café claro, textura porfirítica, holocristalina, con 20 a 25% de fenocristales de 2 a 4 mm de cuarzo > sanidino > plagioclasas y escasos ferromagnesianos (biotita?) alterados a óxidos de hierro. Presenta cristales frecuentes de granate rojo de 1-5 mm, algunos con sus caras preservadas y otros reabsorbidos. Presenta como mineral accesorio cristales de apatito hasta de 1 cm de longitud. Su matriz está totalmente desvitrificada y consiste de un agregado felsítico microcristalino de textura fluidal.

En general sus afloramientos presentan escarpes con estructura columnar, formando amplias mesetas ligeramente basculadas ( $15$  a  $20^\circ$  NE), aunque en algunas partes se llegaron a observar los flujos de lava (lóbulos) con formación de rampas, lo que sugiere se trata de domos exógenos de composición riolítica. El espesor aflorante en los cerros al oriente del poblado Zaragoza es de 70 m.

Sobreyace a la toba Herradura, con un vitrófido negro a verdoso de 3-7 m de espesor. Está cubierta solamente por material aluvial y de talud. Un fechamiento realizado en los laboratorios de *Teledyne-Isotopes*, de roca completa por el método K-Ar, dio como resultado  $30.2 \pm 1.5$  Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1991)

y un nuevo fechamiento calculado por el método K-Ar le asigna una edad de  $27.75 \pm 0.66$  Ma (Oligoceno), (Typhaine 2011).

### *1. Basalto Cerritos de Bernal (Tbb)*

Terciario (Eoceno - Oligoceno).

Así nombraron Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991) a coladas de basalto, que estratigráficamente sobreyacen a la toba Herradura o al conglomerado Zaragoza. Designaron su localidad tipo en el Cerro El Trasero localizado a 2 km al suroriente de la ranchería Cerritos de Bernal.

Se trata de una roca de color gris verdoso a negro, en ocasiones oxidada, de color rojizo, frecuentemente vesicular, de matriz afanítica, con pequeños fenocristales escasos (menos de 1 mm) de plagioclasas y de olivino *iddingsitizado*. Tiene una textura merocristalina, microporfídica con arreglo pilotaxítico. Los espacios entre los feldespatos están ocupados por minerales opacos, vidrio, clinopiroxenos y/o clorita. Sus afloramientos son de lava en bloques tipo *aa* y ocasionalmente lajoso sobre todo en su base, en donde se halla ligeramente cloritizada.

Su espesor en los cerros que se encuentran en las inmediaciones de Cerritos de Bernal es de 75 m. En algunos lugares sobreyace discordantemente al conglomerado Zaragoza y en otros, sobreyace a la ignimbrita Guanamé, rellenando paleo-depresiones. Está cubierto solamente por material aluvial. La edad calculada por el método K-Ar varía de  $46.01 \pm 1.08$  Ma (Eoceno) hasta  $29.71 \pm 0.74$  Ma (Oligoceno) (Typhaine, 2011).

### *J. Riolita Panalillo (Trp)*

Oligoceno tardío.

Descrita originalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) en la Hoja San Luis Potosí, donde la dividieron en dos miembros. El miembro Inferior (Tap) y el superior (Trp).

En el área solo aflora el Miembro Superior (Trp), el cual se presenta como remanentes de una ignimbrita soldada formando mesetas. Consiste de un flujo de ceniza bien soldado, donde se distinguen tres fases, de la base a la cima:

- 1) Roca de color rosa claro a rojizo, con textura microcristalina, microporfirítica y eutaxítica, con 5-10% de fenocristales de 1-3 mm de cuarzo y sanidino en una matriz parcialmente desvitrificada con esquirlas de vidrio. Tiene pómez colapsada, (0.5-1.0 cm) y líticos aislados.
- 2) Flujo de ceniza soldado, rico en fenocristales (15-20%), sus fragmentos de pómez son más grandes y menos abundantes que en el horizonte anterior y se presentan con una relación de colapsamiento menor.
- 3) Este flujo es el mejor reconocido y es de color gris rosáceo a gris rojizo, de textura merocristalina, microporfirítica, fluidal, con 10-15% de fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa aislada, en una matriz parcialmente desvitrificada. Su cima se caracteriza por la presencia de numerosas litofísas de 2 a 12 cm, rellenas de sílice, producto de fase de vapor.

Es notable como la riolita Panalillo forma mesetas planas con estructura columnar, coronando algunos cerros. Da la impresión que este derrame piroclástico se

depositó en depresiones y en los cauces de los arroyos y sus afloramientos son producto de una erosión inversa. Su espesor es de 20 a 30 m. De acuerdo con fechamientos realizados en la zona del norte del Campo Volcánico de San Luis Potosí se le puede asignar la edad K-Ar de  $25.4 \pm 0.6$  Ma con roca entera (Tristán-González, 2008) y de acuerdo a un nuevo fechamiento realizado (Typhaine, 2011) la edad calculada por el método K-Ar es de  $24.84 \pm 0.71$  Ma (Oligoceno).

#### *K. Formación Las Joyas (Qbj)*

Plio-Pleistoceno.

Descrita originalmente por Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández (1977), en la cartografía geológica de la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P., fue propuesta formalmente por Labarthe-Hernández *et al.* (1982), como formación Las Joyas, dividiéndola en dos miembros: Piroclásticos (Qpj) y Basalto (Qbj). Para estas localidades se le conserva el nombre de basalto Las Joyas, por la semejanza en composición y contenido de nódulos de granulitas, que contiene en la región de Villa Hidalgo, S.L.P.

Aflora como conos cineríticos bien conservados y derrames lobulares. Y son más manifiestos hacia la porción central poniente del área. El Basalto (Qbj), es una roca de color negro, generalmente vesicular, de textura holocristalina, inequigranular, microporfirítica y pilotaxítica. Los fenocristales son de olivino alterados a *iddingsita*, en una matriz de microlitos de plagioclasa cálcica, con piroxenos relleno los huecos entre ellas.

Asociado con este basalto existe al sur de La Dulcita una roca andesítica oxidada, de color rojizo, con aislados fenocristales de olivino. Se le clasificó como una basanita. Labarthe-Hernández y Aranda-Gómez (1977) le asignaron una edad Pleistoceno-Reciente en base a que sobreyace a gravas con vertebrado (un caballo) en la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P. Se conoce un fechamiento K-Ar, para el volcán de Cúcamo en el norte del Campo Volcánico de San Luis Potosí, en el municipio de Moctezuma, de  $1.5 \pm 0.8$  Ma con roca entera (Tristán-González, 2008), pero un nuevo fechamiento (Typhaine, 2011) le asigna una edad calculada por el método K-Ar varía desde  $0.29 \pm 0.06$  Ma (Pleistoceno) hasta  $3.29 \pm 0.47$  Ma (Plioceno). Estos basaltos alcalinos de muy bajo sílice, con nódulos de rocas ultramáficas y ultrametamórficas, deben de provenir de la porción superior del manto a través de fracturas profundas (Aranda-Gómez *et al.*, 1991)

#### *L. Coluvión (Qcl)*

Cuaternario.

Sobre las laderas de los cerros se depositó material con fragmentos de tamaño diverso desde bloques grandes a guijarros. Los cuales al sufrir la acción de los agentes erosivos se desprendieron ladera abajo por la acción de la gravedad depositándose caóticamente, por lo que presentan formas angulares y pueden estar contenidos en una leve matriz de suelo residual endurecido que se formó por la acción del agua meteórica. Estos depósitos pueden estar dispuestos de forma dispersa sobre la ladera o bien formar cubiertas de varios metros de espesor.



### *M. Aluvión (Qal)*

La planicie de Santo Domingo pertenece a la porción central de la Mesa Central, estos valles son planicies extensas que están cubiertas por depósitos clásticos, donde predomina la grava, arena, limo, arcilla que se depositaron tanto en las vegas de los arroyos como rellenando depresiones. Es común que estos depósitos sean sedimentos lacustres, ya que en algún tiempo estas planicies estaban ocupadas por lagunas. También se considera como aluvión a los sitios de terrazas cultivables, ya que algunas de ellas aun conservan suelo vegetal apto para la agricultura.

## II. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

### II.1 Análisis petrográfico y geoquímico

Dentro del trabajo de campo se recolectaron 21 muestras de rocas volcánicas, que representan las principales unidades cartografiadas, que forman la secuencia volcánica del CVSVR (Figura 5), en ellas se obtuvieron análisis químicos por elementos mayores y traza, análisis petrográfico en láminas delgadas, y algunos fechamientos. A partir de los resultados geoquímicos se construyeron diagramas de clasificación, para tener una interpretación sobre el origen de estas rocas y su posible relación tectónica.

Se obtuvieron 16 edades isotópica por el método K–Ar. (Tabla 1).

UNIDAD VOLCÁNICA	MUESTRA	Edad (Ma)	Incertidumbre $\pm$ (Ma)	K <sub>2</sub> O (%)	<sup>40</sup> Arg (%)	<sup>40</sup> Arg 10 <sup>-7</sup> cm <sup>3</sup> /g	<sup>36</sup> Arg 10 <sup>-9</sup> cm <sup>3</sup> /g
Qbj	SLP - 14 - 10	0.29	$\pm 0.06$	2.25	5.00	0.21	1.08
Qbj	SLP - 23 - 10	0.95	$\pm 0.16$	3.24	5.80	0.99	4.36
Qbj	SLP - 06 - 10	1.22	$\pm 0.27$	2.09	5.50	0.82	3.79
Qbj	SLP - 13 - 10	1.29	$\pm 0.05$	2.33	23.60	0.97	0.85
Qbj	SLP - 11 - 10	1.36	$\pm 0.05$	2.35	26.00	1.03	0.79
Qbj	SLP - 20 - 10	1.44	$\pm 0.06$	2.89	21.80	1.34	1.30
Qbj	SLP - 12 - 10	1.84	$\pm 0.11$	2.70	16.50	1.60	2.20
Qbj	SLP - 04 - 10	3.29	$\pm 0.47$	0.85	6.70	0.90	3.40
Trp	SLP - 17 - 10	24.84	$\pm 0.71$	5.39	40.70	43.47	8.55
Trh	SLP - 07 - 10	27.75	$\pm 0.66$	4.72	69.40	42.56	1.91
Tbb	SLP - 05 - 10	29.71	$\pm 0.74$	2.34	57.10	22.60	2.87
Tbb	SLP - 08 - 10	30.29	$\pm 0.78$	4.53	52.10	44.61	4.26
Tbb	SLP - 10 - 10	35.16	$\pm 0.85$	3.47	65.80	39.72	2.79
Tbb	SLP - 18 - 10	37.32	$\pm 0.94$	2.38	55.20	28.93	4.74
Tbb	SLP - 19 - 10	40.98	$\pm 0.98$	2.51	67.70	33.54	1.62
Tbb	SLP - 09 - 10	46.01	$\pm 1.08$	2.41	77.70	36.21	2.18

Tabla 1. Fechamientos K–Ar para el Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos: Abreviaciones: Qbj: Basalto Joyas; Tbb: Basalto Bernal; Trp: Riolita Panalillo; Trh: Riolita Herradura.

## Elementos Mayores

A 18 de las 21 muestras se realizó la geoquímica de elementos mayores en roca total por el método ICP-AES. Los resultados se muestran en la Tabla 2.

MUESTRA	SLP-04-10	SLP-05-10	SLP-06-10	SLP-07-10	SLP-08-10	SLP-09-10	SLP-10-10	SLP-11-10	SLP-12-10	SLP-13-10
<b>ROCA</b>	Basalto	Basalto	Basalto	Riolita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
<b>UG</b>	Qbj	Tbb	Qbj	Trh	Tbb	Tbb	Tbb	Qbj	Qbj	Qbj
<b>Lat. N</b>	N22°49'37"	N22°51'07"	N22°50'17"	N23°03'00"	N23°07'27"	N23°09'28"	N23°21'24"	N 22°47'42"	N 22°44'29"	N 22°44'12"
<b>Long. W</b>	W101°55'38"	W101°58'40"	W101°53'40"	W101°45'03"	W101°47'59"	W101°47'35"	W101°29'54"	W101°54'17"	W101°46'16"	W101°44'14"
<b>Elementos Mayores (ppm)</b>										
SiO <sub>2</sub>	43.14	61.77	43.62	72.33	60.09	59.46	63.31	43.48	44.83	45.28
TiO <sub>2</sub>	3.71	1.17	3.57	0.39	1.93	1.30	1.09	3.27	3.09	3.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.63	18.38	13.83	14.21	15.14	15.90	15.73	13.38	14.41	14.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.11	5.37	14.99	3.32	9.10	7.32	5.66	14.12	13.80	13.78
MnO	0.22	0.04	0.22	0.03	0.08	0.10	0.08	0.20	0.20	0.20
MgO	7.94	1.06	7.41	0.21	1.23	4.24	2.86	9.43	6.97	7.09
CaO	8.92	5.18	8.64	1.54	4.09	5.70	4.43	8.84	8.24	8.53
Na <sub>2</sub> O	5.34	4.19	4.49	2.77	2.54	2.81	2.95	3.93	4.78	4.22
K <sub>2</sub> O	0.88	2.41	2.17	4.98	4.76	2.81	3.55	2.40	2.62	2.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.11	0.44	1.06	0.20	1.05	0.36	0.34	0.94	1.06	1.09
<b>TOTAL</b>	<b>97.50</b>	<b>97.35</b>	<b>96.55</b>	<b>94.89</b>	<b>94.40</b>	<b>97.24</b>	<b>96.21</b>	<b>97.98</b>	<b>100.36</b>	<b>98.63</b>
MUESTRA	SLP-14-10	SLP-16-10	SLP-17-10	SLP-18-10	SLP-19-10	SLP-20-10	SLP-22-10	SLP-23-10	BS-1	BS-2
<b>ROCA</b>	Basalto	Basalto	Riolita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
<b>UG</b>	Qbj	Qbj	Trp	Tbb	Tbb	Qbj	Qbj	Qbj		
<b>Lat. N</b>	N22°44'47"	N22°32'35"	N22°35'38"	N23°07'40"	N23°02'29"	N22°50'55"	N22°46'09"	N22°44'27"	2498351	
<b>Long. W</b>	W101°38'59"	W101°25'34"	W101°26'54"	W101°34'56"	W101°34'36"	W101°29'47"	W101°28'32"	W101°23'20"	226432	
<b>Elementos Mayores (ppm)</b>										
SiO <sub>2</sub>	44.43	43.98	76.66	54.34	57.78	44.78	43.13	46.38	45.97	45.45
TiO <sub>2</sub>	3.03	2.94	0.24	1.26	1.31	2.78	3.13	2.81	3.30	3.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.64	13.94	11.59	16.23	16.48	13.84	13.92	14.34	14.91	14.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	13.99	2.40	7.61	7.79	13.74	15.17	12.67	13.38	14.37
MnO	0.21	0.21	0.02	0.11	0.12	0.20	0.23	0.19	0.19	0.21
MgO	7.37	8.48	0.07	3.85	4.32	8.10	6.29	7.70	7.14	6.27
CaO	8.92	8.96	0.56	10.97	6.21	8.73	8.78	7.87	9.08	8.10
Na <sub>2</sub> O	4.23	3.97	2.88	3.26	3.03	4.00	5.29	3.57	3.50	4.01
K <sub>2</sub> O	2.28	2.34	5.55	1.97	2.59	2.70	2.72	3.38	1.63	2.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.99	1.20	0.03	0.39	0.38	1.14	1.33	1.10	0.91	1.04
<b>TOTAL</b>	<b>98.76</b>	<b>97.63</b>	<b>97.15</b>	<b>91.79</b>	<b>97.93</b>	<b>97.51</b>	<b>98.23</b>	<b>95.86</b>	<b>95.27</b>	<b>95.70</b>

**Tabla 2. Resultados obtenidos de los análisis químicos en roca total por elementos mayores. Abreviaciones: Qbj: Basalto La Joya; Tbb: Basalto Bernal; Trp: Riolita Panalillo; Trh: Riolita Herradura.**

## Elementos traza

Los elementos traza y tierras raras se determinaron por el método ICP-MS (espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción). Tabla 3.

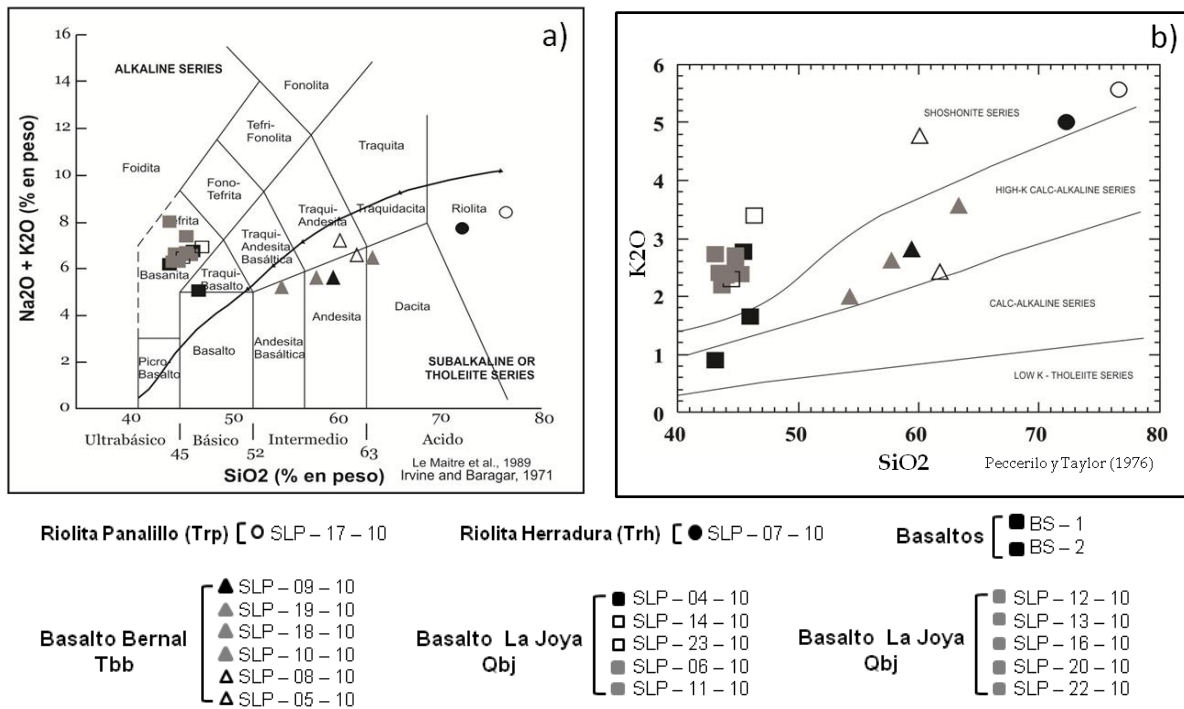
MUESTRA	SLP-03-10	SLP-04-10	SLP-05-10	SLP-06-10	SLP-07-10V	SLP-07-10	SLP-08-10	SLP-09-10	SLP-10-10	SLP-11-10	SLP-12-10	SLP-13-10	SLP-14-10
ROCA	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Riolita	Riolita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
UG	Tbb	Obj	Tbb	Obj	Trh	Trh	Tbb	Tbb	Tbb	Obj	Obj	Obj	Obj
Lat. N	N 22°49'12.5"	N 22°49'36.9"	N 22°51'06.9"	N 22°50'16.5"	N 23°03'00.1"	N 23°03'00.1"	N 23°07'27.2"	N 23°09'28"	N 23°21'24.3"	N 22°47'42.2"	N 22°44'28.7"	N 22°44'11.5"	N 22°44'46.6"
Long. W	W101°54'50.9"	W101°55'38"	W101°58'39.5"	W101°53'35.9"	W101°45'03.4"	W101°45'03.4"	W101°47'59.3"	W101°47'34.5"	W101°29'53.7"	W101°54'16.5"	W101°46'15.9"	W101°44'13.8"	W101°38'59"
<b>Elementos traza (ppm)</b>													
Ba	556.38	687.79	1909.01	535.83	1148.37	1201.43	3316.18	1422.93	366.20	533.48	485.07	754.85	609.85
Rb	57.58	50.16	50.47	48.70	187.64	193.72	72.46	101.32	42.13	88.09	37.17	101.40	36.10
Sr	1098.10	1162.75	1494.64	1113.61	149.36	140.08	2164.51	538.79	187.70	1063.62	1085.79	1161.76	1021.45
Y	30.07	35.21	20.81	32.76	44.11	40.41	35.60	25.92	8.81	29.05	33.31	30.33	31.03
Zr	259.22	290.88	184.66	272.54	90.11	72.42	316.94	270.20	100.22	246.84	296.63	271.48	263.74
Nb	93.60	97.31	8.55	92.55	17.40	18.71	53.76	14.62	4.06	84.91	95.45	89.32	86.81
Th	6.36	6.06	5.36	6.80	13.41	12.50	7.10	15.24	5.70	6.22	6.98	6.46	6.38
Pb	2.87	4.49	14.17	3.64	23.61	23.91	18.88	14.38	5.07	3.08	4.81	4.05	4.57
Ni	123.01	132.11	4.57	144.87	6.58	4.58	77.94	51.45	13.61	221.08	97.62	89.42	95.74
Sc	18.85	17.22	9.97	17.49	6.37	6.25	18.89	17.24	4.17	17.50	18.33	16.36	17.64
Ti	20348.50	22306.56	6794.63	20621.66	1970.33	2066.88	15202.50	7429.39	2069.72	18795.26	18706.29	17256.77	17641.41
V	231.94	211.50	99.64	153.62	17.04	27.09	162.71	144.89	32.59	190.51	198.18	159.89	184.02
Cr	122.52	157.53	20.37	162.77	9.21	6.49	114.37	166.47	33.97	251.36	157.95	150.01	158.38
Hf	7.23	7.77	4.77	7.55	3.15	2.65	8.93	8.02	2.61	6.88	7.84	7.28	7.39
Cs	1.04	0.70	0.74	0.80	12.22	10.12	1.09	1.48	1.20	0.61	0.50	0.62	0.48
Ta	5.83	5.88	0.48	5.85	1.15	1.50	3.27	0.83	0.17	5.33	5.71	5.29	5.45
Co	46.64	46.54	5.20	44.79	2.81	2.64	27.09	18.17	4.40	47.22	41.87	38.29	43.91
U	1.74	1.94	1.05	2.07	5.21	4.48	2.33	1.80	0.95	1.96	2.53	1.78	1.75
<b>Elementos de tierras raras (ppm)</b>													
La	44.05	45.40	51.93	43.85	38.72	36.59	52.80	49.71	17.15	39.89	54.64	44.27	46.03
Ce	114.31	112.10	131.13	111.36	83.98	79.23	146.93	105.12	33.92	100.07	110.35	108.89	107.60
Pr	13.96	13.60	17.35	13.39	10.51	9.98	18.12	13.10	4.25	12.10	13.20	13.19	12.89
Nd	59.52	58.38	68.32	58.01	43.74	41.26	76.52	54.74	17.67	52.11	57.46	56.72	56.05
Sm	11.13	11.55	11.15	11.42	9.49	8.98	15.80	9.40	3.05	10.10	11.01	10.88	10.78
Eu	3.43	3.50	2.95	3.53	1.49	1.45	4.82	2.09	0.66	3.17	3.39	3.46	3.42
Gd	10.25	10.48	8.10	10.60	9.04	8.43	12.75	7.77	2.63	9.38	9.96	9.83	10.09
Tb	1.34	1.45	0.96	1.42	1.42	1.34	1.60	1.01	0.34	1.27	1.36	1.31	1.36
Dy	6.49	7.07	4.34	6.96	7.80	7.24	7.42	5.11	1.69	6.28	6.82	6.38	6.75
Ho	1.18	1.29	0.77	1.26	1.53	1.39	1.31	0.97	0.32	1.14	1.24	1.15	1.22
Er	2.92	3.18	1.97	3.17	3.99	3.51	3.26	2.50	0.83	2.81	3.05	2.88	3.02
Tm	0.40	0.45	0.27	0.44	0.59	0.51	0.45	0.37	0.12	0.38	0.42	0.39	0.41
Yb	2.43	2.62	1.61	2.57	3.44	2.99	2.64	2.31	0.74	2.26	2.51	2.37	2.40
Lu	0.33	0.35	0.22	0.36	0.48	0.41	0.37	0.33	0.10	0.31	0.34	0.33	0.31

**Tabla 3. Concentración de los elementos traza y tierras raras de las rocas del CVSR. Abreviaciones: Qbj: Basalto La Joya, Tbb: Basalto Bernal, Trp: Riolita Panalillo, Trh: Riolita Herradura.**

MUESTRA	SLP 15-10	SLP 15-10V	SLP 16-10	SLP 17-10	SLP 18-10	SLP 19-10	SLP 20-10	SLP 21-10	SLP 22-10	SLP 23-10	BS-1	BS-2
ROCA	Riolita	Riolita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Riolita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
UG	Trp	Trp	Qbj	Trp	Tbb	Tbb	Qbj	Qbj	Qbj	Qbj		
Lat. N	N 22° 45' 48.8"	N 22° 45' 48.8"	N 22° 32' 34.6"	N 22° 35' 38.4"	N 23° 07' 40.2"	N 23° 02' 29.1"	N 22° 50' 54.8"	N 22° 46' 09.1"	N 22° 46' 09.1"	N 22° 44' 27.3"	2498351	
Long. W	W 101° 39'	W 101° 39'	W 101° 25'	W 101° 26'	W 101° 34'	W 101° 34'	W 101° 29'	W 101° 28'	W 101° 28'	W 101° 23'	226432	
	55.2"	55.2"	33.7"	53.5"	55.5"	35.6"	46.8"	31.6"	31.6"	19.9"		
<b>Elementos traza (ppm)</b>												
Ba	134.02	50.48	1445.24	864.17	4242.87	860.13	505.34	579.35	617.62	462.69	440.00	505.00
Rb	216.69	260.91	79.15	197.06	51.46	70.58	34.72	168.46	46.31	40.38	46.00	40.00
Sr	19.52	9.90	1267.89	43.03	885.58	542.40	1142.44	71.31	1294.17	1028.86	925.00	1105.00
Y	77.71	96.65	31.82	80.07	31.47	28.06	30.94	54.01	34.42	27.69	25.00	29.50
Zr	204.58	218.40	296.79	199.42	218.47	244.80	295.17	144.67	320.26	278.07	320.00	390.00
Nb	42.28	44.50	97.98	36.22	14.50	16.03	93.55	20.66	97.41	81.41	69.00	86.00
Th	28.17	32.38	7.55	23.98	9.25	11.09	7.42	24.31	8.86	6.46	5.40	6.90
Pb	33.27	42.04	5.85	29.82	14.98	11.60	4.70	20.49	5.30	5.52	0.00	0.00
Ni	3.82	2.16	136.69	3.24	63.33	40.51	166.41	5.77	62.74	164.16	116.00	90.00
Sc	2.80	2.41	17.10	3.78	17.87	19.10	15.87	7.14	14.44	15.90	15.00	14.00
Ti	1086.96	946.96	16990.18	1403.47	8069.61	7935.79	16130.40	1200.78	18048.64	16813.39	0.00	0.00
V	143.63	7.64	175.39	64.07	224.46	168.48	161.40	62.11	148.43	164.26	210.00	195.00
Cr	6.13	5.54	198.12	7.84	188.74	130.52	208.66	11.23	97.29	227.92	100.00	96.00
Hf	8.51	9.93	7.96	7.87	6.16	7.00	7.83	5.73	8.65	7.57	0.00	0.00
Cs	6.98	12.97	0.64	7.30	1.11	1.28	0.53	1.89	0.63	0.63	0.00	0.00
Ta	2.83	2.06	5.99	2.30	0.78	0.91	5.76	1.61	7.19	5.10	0.00	0.00
Co	0.42	0.27	43.95	1.02	23.90	20.56	41.41	0.71	39.46	40.43	43.00	43.00
U	4.69	7.96	2.81	5.45	2.76	1.84	2.70	3.79	2.77	2.30	0.00	0.00
<b>Elementos de tierras raras (ppm)</b>												
La	70.12	74.02	49.72	73.84	45.23	42.81	52.13	55.76	55.82	45.02	47.00	61.00
Ce	154.64	187.75	117.87	181.77	92.25	88.35	109.24	123.93	133.50	95.32	92.00	120.00
Pr	20.02	22.65	14.09	22.86	11.45	10.94	13.02	15.03	16.21	11.47	0.00	0.00
Nd	80.54	97.76	61.40	94.65	48.04	46.02	56.90	64.55	69.52	49.65	45.00	57.00
Sm	15.25	19.17	11.71	17.24	9.50	8.01	10.46	11.66	12.71	9.50	8.80	10.90
Eu	0.27	0.12	3.67	0.92	2.77	1.86	3.19	0.69	4.04	2.93	2.70	3.22
Gd	14.70	18.80	10.44	16.27	7.54	7.06	9.54	10.87	11.78	8.46	7.30	8.50
Tb	2.29	2.97	1.39	2.53	1.03	0.97	1.30	1.69	1.54	1.16	0.00	0.00
Dy	13.17	16.94	6.75	14.00	5.30	5.13	6.40	9.46	7.45	5.82	5.20	6.00
Ho	2.71	3.43	1.21	2.83	1.04	1.00	1.16	1.91	1.32	1.07	0.00	0.00
Er	7.38	9.44	2.95	7.65	2.76	2.65	2.91	5.20	3.27	2.60	2.20	2.40
Tm	1.15	1.47	0.39	1.16	0.40	0.40	0.39	0.80	0.44	0.36	0.00	0.00
Yb	7.15	9.02	2.25	7.22	2.41	2.46	2.32	4.85	2.71	2.13	1.66	1.85
Lu	1.01	1.30	0.30	1.03	0.35	0.35	0.32	0.68	0.36	0.29	0.00	0.00

**Tabla 3. Concentración de los elementos traza y tierras raras de las rocas del CVSVR. Abreviaciones: Qbj: Basalto La Joya, Tbb: Basalto Bernal, Trp: Riolita Panalillo, Trh: Riolita Herradura.**

Para la clasificación de las rocas del CVSVR analizadas con elementos mayores se elaboraron los diagramas: TAS (Total Alcalis vs. Silice, Figura 7a), propuesto por Le Maitre *et al.* (1989), al que se le añadió la línea que divide los campos alcalino y subalcalino o toleítico (Irvine y Baragar, 1971), mostrando que el área de estudio tiene los dos dominios; el diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  de Peccerillo y Taylor (1976); Figura 7b, que subdivide a las rocas del área en las series: shoshoníticas, calcoalcalina alta en potasio y calcoalcalina.



**Figura 7. 7a) Diagrama "TAS" ( $Na_2O+K_2O$  vs  $SiO_2$ ), de clasificación de rocas volcánicas del CVSVR (Le Maitre *et al.*, 1989). 7b) Diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  de subdivisión de rocas subalcalinas (Peccerillo y Taylor, 1976).**

A partir de elementos mayores y traza ligado a los estudios petrográficos fue posible continuar con la estratigrafía establecida por Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles (1987); para lo que ahora se reconoce como el Campo Volcánico Salinas-Villa de Ramos; determinándose las siguientes características.

## **Basalto Bernal (Tbb)**

Esta unidad se distribuye en la parte NE del campo volcánico, representada por estructuras volcánicas asociado a coladas de lavas asociadas a fallamiento con orientación NW-SE, en el estudio petrográfico se determino compuesto por un 15 % vol. principalmente de plagioclasas (labradorita–bywtonita), olivino, y vidrio. Además contiene fenocristales aislados de augita (levemente alterada a clorita en algunos cristales) y algunos fenocristales de olivino (1%) presentan alteración a iddingsita. En mucha menor proporción se determinaron minerales máficos (principalmente hornblenda) alterados y reemplazados con intercrecimiento radial y con un núcleo de diferente composición, algunos presentan bordes de reacción y minerales secundarios de relleno (piroxenos), la muestra SLP – 09 – 10 tiene cristales máficos intersticiales en toda la matriz. La matriz se observa de microcristalina (plagioclasas), afieltrada (microcristales de plagioclasas) a vítrea con texturas: hialopilítica, eutaxítica – traquítica, pilotáxica, porfirítica y glomeroporfirica. La roca se encuentra afectada por una oxidación ligera que se presenta en algunos minerales alterados a óxidos, presenta vesículas, que en ocasiones están rellenas de calcedonia y/o calcita.

Conforme a sus características geoquímicas y en base a los elementos mayores, esta unidad cae en el campo de las andesitas, subalcalina; con alto contenido de K (Diagrama de Le Bas; 1986; Peccerillo y Taylor, 1976; Figuras 7a y 7b) los minerales normativos CIPW calculados son  $qz= 6.05-19.46$ ;  $or= 11.7-28.44$ ;  $ab= 21.72-35.58$ ;  $hy= 1.46-8.53$ ,  $di= 0.64-11.21$ , considerándose como lavas saturadas en sílice; en su patrón de tierras se observa un moderado

enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas con una tendencia casi horizontal en las tierras raras pesadas. En el diagrama multielemental, se observa un patrón irregular con un enriquecimiento en los elementos incompatibles con altos contenidos de Ba, Th y U, resaltando la anomalía positiva de Ba y las anomalías negativas de Pb y P (Figura 9). Su edad calculada (método K-Ar) varía de  $46.01 \pm 1.08$  Ma (Eoceno) hasta  $29.71 \pm 0.74$  Ma (Oligoceno).

### **Riolita Herradura (Trh)**

Esta unidad se encuentra en la parte N y NW del campo volcánico, representada por un vitrófido negro, estructuras de derrames piroclásticos y/o derrames de lavas, asociados a un fallamiento NW-SE. En su estudio petrográfico se observó un contenido de 15 %vol. con fenocristales de cuarzo, feldespatos, plagioclasas y escasos ferromagnesianos oxidados (probablemente de hornblenda). Los cristales de cuarzo se encuentran en su mayoría rotos o estructura de rompecabezas. También presenta escasos fragmentos de pómez sin colapsar. La matriz se observa de microcristalina a vítrea, con una ligera desvitrificación, con textura fluidal.

Conforme a su composición geoquímica esta unidad cae en el campo de las riolitas, subalcalina, con alto contenido de K (Figuras 7a y 7b), los minerales normativos CIPW calculados son  $qz= 33.60$ ,  $or= 29.51$ ,  $ab= 23.49$ ,  $an= 7.69$ ,  $c= 1.43$ ,  $hy= 0.54$ , considerándola una lava sobresaturada de sílice. El patrón de



tierras raras muestra un ligero enriquecimiento en las tierras raras ligeras respecto a las pesadas con un patrón ligeramente horizontal de estas últimas, también se observa una moderada anomalía negativa de Eu, que indica que se empezaba a fraccionar la plagioclasa en la cámara magmática (Figura 8). En los diagramas de multielementos, también se observa un patrón muy irregular con enriquecimiento en elementos incompatibles con altos contenidos de Ba, Th y en especial de U con marcadas anomalías negativas de Pb, P y Ti (Figura 9). La edad calculada para esta unidad (método K-Ar) es de  $27.75 \pm 0.66$  Ma (Oligoceno).

### **Riolita Panalillo (Trp)**

Distribuida en la parte S y SE del campo volcánico, esta unidad está representada por un vitrófido y derrames piroclásticos o derrames de lavas ligeramente desvitrificados asociados a fallamiento de orientación NW-SE. El estudio petrográfico se observaron un 10 %vol. de fenocristales de cuarzo, sanidino plagioclasas, en matriz parcialmente desvitrificada, presenta pómez bien colapsada y líticos aislados, ligera desvitrificación y con texturas merocristalina, porfídica y eutaxítica.

La composición química de las muestras analizadas esta unidad pertenece al campo de las riolitas, subalcalina, con alto contenido de K (Figuras 7a y 7b); los minerales normativos CIPW calculados son:  $qz= 37.51$ ,  $or= 32.83$ ,  $ab= 24.33$ ,  $an= 2.27$ ,  $di= 0.21$ , considerándola una lava sobresaturada de sílice; de acuerdo a su patrón de tierras raras, muestra un moderado enriquecimiento de tierras raras

ligeras con respecto a las pesadas con un patrón ligeramente horizontal de estas últimas, exhibe también una marcada anomalía negativa de Eu, que nos indica un fraccionamiento en las plagioclasas (Figura 8a; 8b). En el diagrama multielemental, se observa un patrón muy irregular con enriquecimiento en elementos incompatibles con altos contenidos de Ba y Th, con marcadas anomalías negativas de Pb, P y Ti (Figura 9). Su edad calculada por el método K-Ar es de  $24.84 \pm 0.71$  Ma (Oligoceno).

### **Basalto Joya (Qb)**

Esta unidad se distribuye en la parte S, SE y SW del campo volcánico, está representada por estructuras volcánicas tipo maar, asociado en ocasiones a un anillo de tobas, derrames piroclásticos o derrames de lavas. En el estudio petrográfico se determinó con 15 % vol. de fenocristales de plagioclasas (albita-andesina) y vidrio; algunos derrames presentan fenocristales de olivino y augita, también escasos a abundantes minerales alterados con óxido de Fe. Contiene minerales secundarios de relleno asociados a calcita. La matriz se observa de vítrea a microcristalina (cristales de plagioclasas) y con texturas que van de afieltrada (microlitos de plagioclasa), traquítica, porfirítica y hialopilítica. La roca se encuentra afectada por una oxidación moderada a intensa en zonas. Presenta amígdalas rellenas de calcita o sílice alotriomorfos y vesículas <1% con una ligera desvitrificación en sus márgenes.

De acuerdo a sus características geoquímicas esta unidad pertenece en su mayoría al campo de las basanitas y solamente algunas a tefritas, alcalina y con un alto contenido de K (Figura 8a), perteneciendo a la serie shoshonítica (Figura 8b); los minerales normativos CIPW calculados son:  $or= 5.23 - 20.24$ ;  $ab= 6.60 - 17.71$ ;  $an= 6.29-13.46$ ;  $ol= 4.49-8.48$ ,  $di= 10.97-15.8$ ,  $ne= 8.53-20.97$ , se considera una lava subsaturada de sílice. En sus diagramas de tierras se observa un ligero enriquecimiento de tierras raras ligeras respecto a las pesadas, con una tendencia casi horizontal en las tierras raras pesadas (Figura 8). En el diagrama multielemental, se observa un patrón irregular con un enriquecimiento en los elementos incompatibles con altos contenidos de Ba, Th, U y Nb, resaltan las anomalías negativas de K, Pb y P (Figura 9). La edad calculada por el método K-Ar varía desde  $0.29 \pm 0.06$  Ma (Pleistoceno) hasta  $3.29 \pm 0.47$  Ma (Plioceno).

## **II.2 Análisis de los resultados**

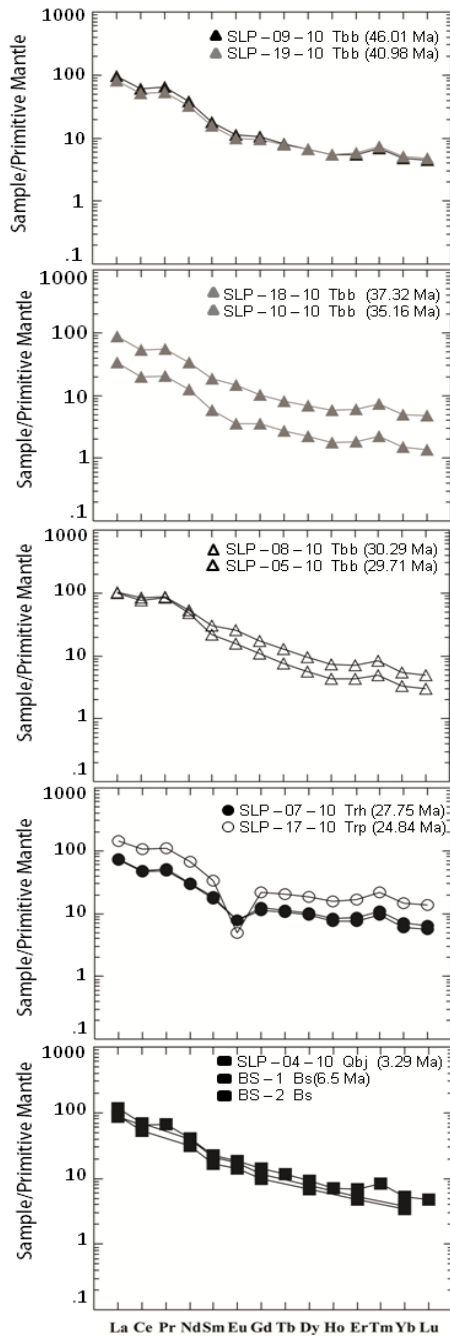
La importancia en contar con análisis químico de rocas, y principalmente en su composición en elementos traza; es que estos elementos son inmóviles en los diferentes ambientes geológicos; y las concentraciones que presentan en las rocas pueden variar considerablemente durante diferentes procesos magmáticos ya sea por fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magma y metasomatismo (Aguillón-Robles *et al.*, 2012); así mismo varios elementos traza, tales como Y, Th, Zr, Hf, Nb y Sc o las Tierras Raras (La–Lu ), son muy útiles para determinar procedencia y ambientes tectónicos, ya que sus valores no se alteran

significativamente durante los procesos por lo que llegan a ser más útiles en la discriminación de ambientes tectónicos que los elementos mayores.

En los diagramas de tierras raras se puede observar que en las muestras de los grupos de basanitas, tefritas, andesita basáltica, andesitas, traquiandesitas y dacita presentan patrones muy similares en general, estas rocas presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con patrones planos o casi planos en las tierras raras pesadas (HREE) característico de un arco no diferenciado, además muestran una anomalía en Eu, pero de mucho menor grado que en el grupo de las Riolitas, por lo que se puede deducir que sufrieron una menor diferenciación o que este mineral estuvo presente en la fuente a poca profundidad. La marcada anomalía negativa de Europio en el grupo de las riolitas, es una característica típica de una procedencia de corteza continental antigua o de rocas recicladas, ésta es debido a que en la corteza continental tiene lugar la fusión parcial y la cristalización fraccionada, ambos procesos desarrollan diferenciación de plagioclasas, dando como resultado este tipo de anomalía (Figura 8).

Se realizaron diagramas de proporciones entre las Tierras Raras Ligeras (LREE) vs las Tierras Raras Pesadas (HREE) y también de Multielementos representados en la Figura 9.

A)



B)

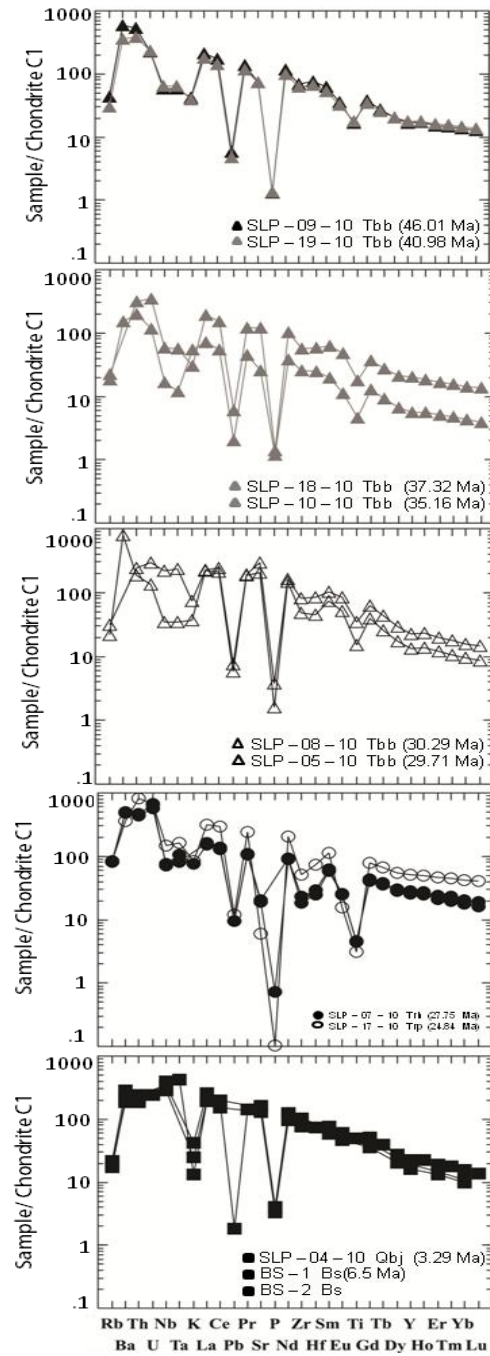


Figura 8. 8a) Diagramas de Tierras Raras normalizados a Manto Primitivo y 8b) Múltiple elementos normalizados a Condrita 1, con los valores de Sun y McDonough, (1989). Abreviaciones: Qbj: Basalto La Joya; Tbb: Basalto Bernal; Trp: Riolita Panalillo; Trh: Riolita Herradura.

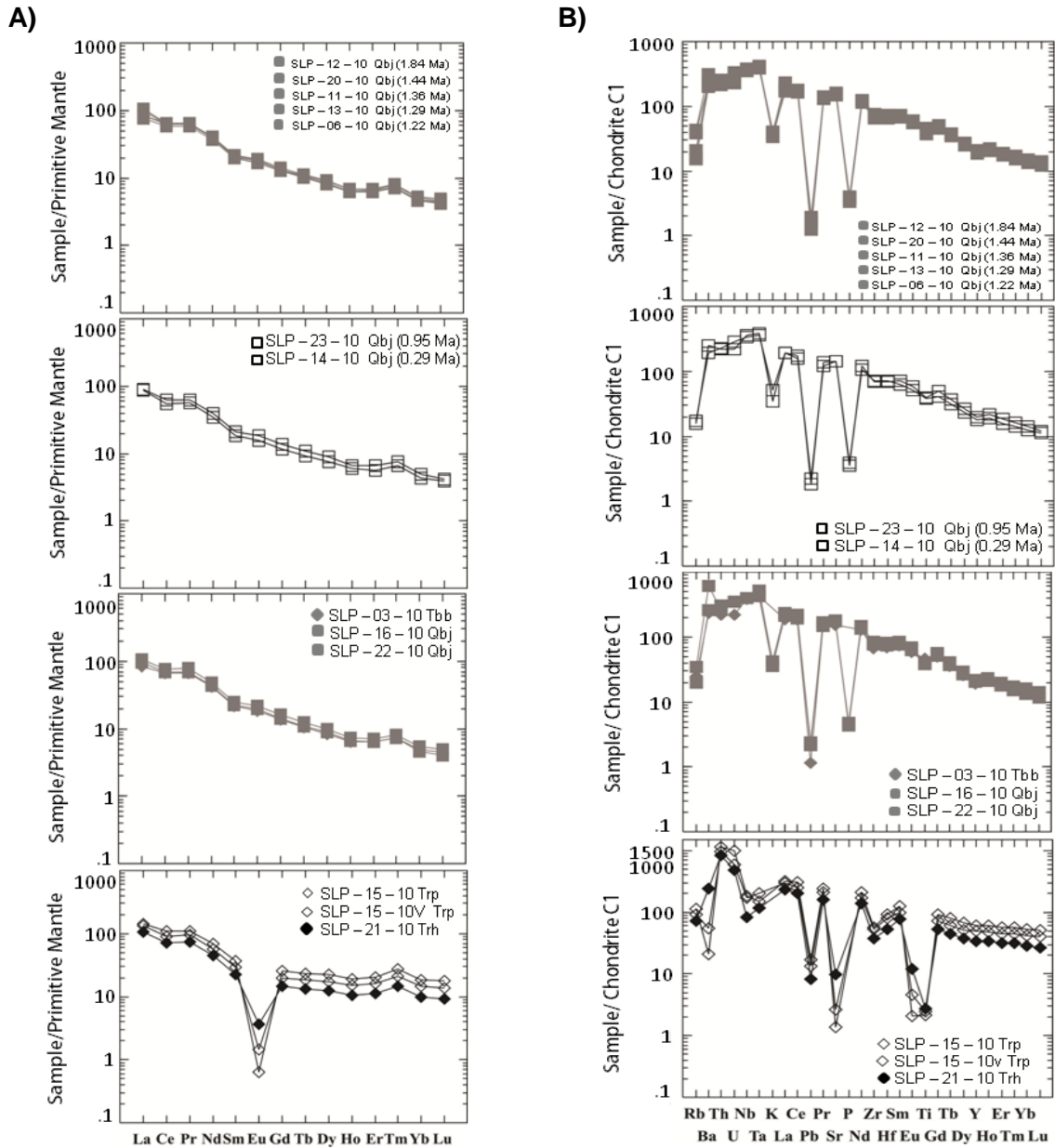


Figura 9. (Continuación). 9a) Diagramas de Tierras Raras normalizados a Manto Primitivo y 9b) Multielementos normalizados a Condrita 1, con los valores de Sun y McDonough, (1989). Abreviaciones: Qbj: Basalto La Joya; Tbb: Basalto Bernal; Trp: Riolita Panalillo; Trh: Riolita Herradura

En el CVSVR, se pueden identificar los siguientes eventos en su evolución:

Primer evento. A finales del Eoceno, que se caracteriza por un vulcanismo calcoalcalino muy potásico cuyas muestras analizadas tienden a la serie shoshonítica:  $46.0 \pm 1.08$ ;  $40.9 \pm 0.98$ ;  $37.3 \pm 0.94$  y  $35.2 \pm 0.85$  Ma.

Segundo evento. En la base del Oligoceno, con rocas calcoalcalinas de composición andesítica a riolítica:  $30.29 \pm 0.78$ ;  $29.7 \pm 0.74$  y  $27.8 \pm 0.66$  Ma. Los complejos volcánicos se ven afectados por fallas normales. Este evento se ha interpretado como vulcanismo sintectónico.

Tercer evento. A finales del Oligoceno con actividad volcánica muy silícea,  $24.8 \pm 0.71$  Ma. Estas rocas se forman por la gran contribución que la corteza permite asociar este evento con el proceso de delaminación en la base de la corteza.

Cuarto evento. En el Plioceno medio con emisión de lavas basálticas alcalinas calcoalcalinas y no significativamente sub-saturadas en sílice:  $3.3 \pm 0.47$  Ma.

Quinto evento. En el Pleistoceno y parece ser una continuación del episodio anterior. Se distingue por la dirección de las líneas de los edificios que son paralelas a la estructura principal de las Cuencas y Sierras (Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992), se generó entre  $1.8 \pm 0.11$  hasta los  $0.95 \pm 0.16$  Ma.

En base a los resultados anteriormente demostrados se infiere que en la zona predominó un magmatismo subalcalino relacionado a subducción.

### III. TECTÓNICA

#### III.1 Evolución tectónica mesozoica de la Mesa Central

El área del CVSVR se localiza de dos terrenos tectonoestratigráficos conocidos como terrenos Guerrero y Sierra Madre en la Mesa Central propuestos por Campa y Coney (1983). La historia de estos terrenos se inició en el Jurásico temprano, cuando un arco magmático se desarrollaba de manera continua desde California pasando por la parte sur de Arizona y en la adyacente Sonora, donde los plutones del arco magmático cordillerano intrusieron la corteza de Laurencia (Anderson y Silver, 1979). Otros ensambles de arcos jurásicos contemporáneos están presentes más hacia el sur-oriental sobre el Bloque Tampico (Dickinson y Lawton, 2001), y otros más en la parte central de México (Campa y Coney, 1983; López-Infanzón, 1986; Wilson, 1990; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995). El arco desarrollado en el centro de México, se le dio el nombre de “Arco Nazas” ó Caopas-Rodeo-Nazas que se desarrolló al oriente del complejo de subducción Mesa Central (Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001), abarcando el intervalo del Triásico tardío al Jurásico medio (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999).

En la porción occidental de la CMCM se encuentran segmentos del Terreno Guerrero ensamblado sobre el Terreno Sierra Madre, el primero consiste en su mayoría de sucesiones sedimentarias y volcánicas submarinas y subaéreas localmente que varían en edad desde el Jurásico (Titoniano) hasta el Cretácico medio a tardío y escasas exposiciones de otras rocas antiguas correspondientes a



las formaciones Zacatecas y La Ballena del Triásico tardío (Burckhardt y Scalia, 1906; Cserna, 1976; Yta, 1992; Centeno-García y Silva-Romo, 1997).

Barboza–Gudiño *et al.* (1998, 1999) sugieren en su modelo, que en el Aptiano-Albiano se llevó a cabo la acreción al continente del Terreno Guerrero y el depósito de las secuencias calcáreas del Terreno Sierra Madre. Centeno-García y Silva-Romo (1997) de acuerdo a las observaciones realizadas en las formaciones Zacatecas y La Ballena, sugieren un modelo para explicar la evolución del centro de México, que abarcan del Jurásico medio al Cretácico tardío, que involucra los terrenos Sierra Madre y Guerrero, el cual se muestra en la Figura 10.

El CVSVR se localiza principalmente dentro del Terreno Sierra Madre y en segmentos alóctonos del Terreno Guerrero en su porción occidental. La orogenia Laramide jugó un importante papel en la deformación de la secuencia de rocas marinas depositadas en ambos terrenos (Guerrero y Sierra Madre), evento ocurrido a fines del Cretácico y principios del Terciario. En el contexto de la tectónica de placas, se ha interpretado a la orogenia Laramide como el resultado de la interacción de la Placa Farallón que se consumió bajo la Placa Norteamericana con un ángulo de subducción bajo durante el Cretácico tardío-Terciario temprano. Al disminuir el ángulo de subducción de la Placa Farallón e incrementarse su velocidad a fines de Cretácico, ocasionó que la secuencia marina mesozoica fuera plegada y acortada hacia el oriente (Coney, 1973, 1978, 1983; Coney y Reynolds, 1977; Atwater, 1989; Dickinson *et al.*, 1988).

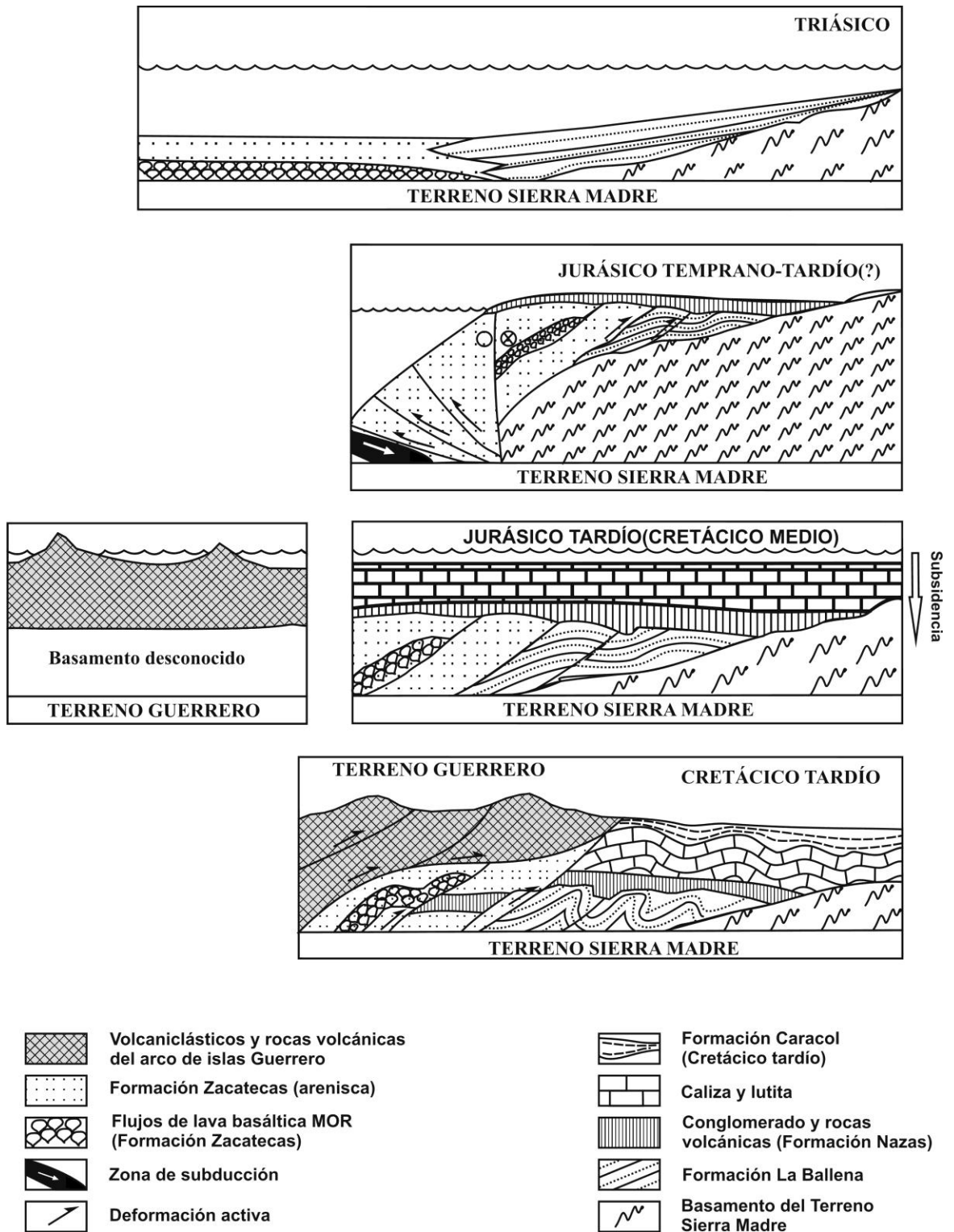


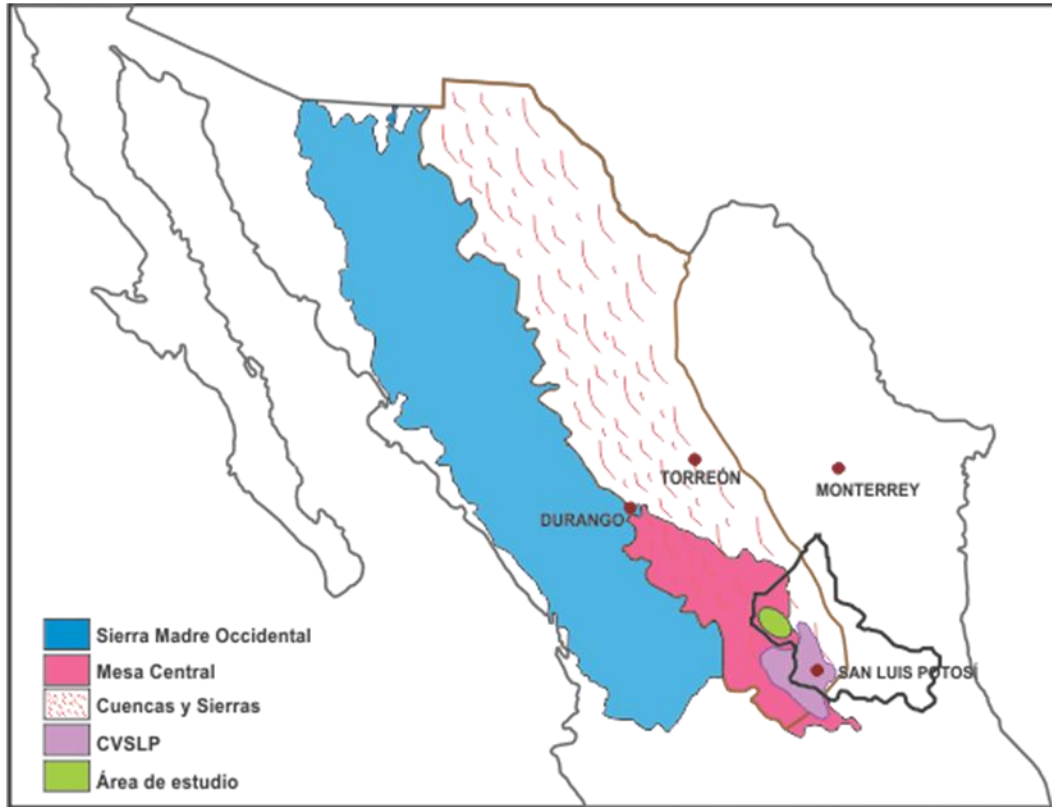
Figura 10. Modelo de la evolución tectónica durante el Mesozoico temprano para el Terreno Guerrero y Sierra Madre en la Mesa Central (Tomado de Centeno-García y Silva-Romo, 1997).

Tristán–González (2008) planteó, de acuerdo con fechamientos de granitos no deformados y depósitos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno, que la edad aproximada para la última fase de la orogenia Laramide en la región centro y oriente de la Mesa Central, fue al menos en el Eoceno temprano.

### **III.2 Evolución tectónica cenozoica de la Mesa Central**

El CVSVR se localiza en la porción central de la MC, formando parte de la porción suroriental de la provincia extensional de Cuencas y Sierras (CyS). Al finalizar el evento de la orogenia Laramide, da inicio en el Eoceno medio una etapa de deformación extensional Cenozoica que dio origen a provincia de CyS que afectó a gran parte del occidente de la placa Norteamericana. Las características de esta provincia se han estudiado con detalle, aunque su origen aun está en debate, asociándola a varias interacciones entre las placas Farallón y Norteamérica (Atwater 1970; Severinghaus y Atwater, 1990; Atwater y Stock, 1998).

La provincia de CyS se extiende desde el surponiente de los EUA, prolongándose hacia el sur a uno y otro lado de la Sierra Madre Occidental, hasta el límite norte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Stewart, 1978). La Mesa Central forma parte de la provincia de CyS y se localiza al oriente de la SMO formando una planicie cuya altitud varía entre los 2000 y 3000 donde se distinguen cadenas de montañas de origen volcánico que se prolongan hasta el límite norte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Figura 11, Stewart, 1978, 1998). Henry y Aranda–Gómez (1992) mencionan la posibilidad de que se extienda al menos hasta



**Figura 11. Localización del Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos en el contexto de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras y la provincia fisiográfica de La Mesa Central (Modificado de Stewart, 1998).**

Oaxaca. En la franja al oriente de la SMO su morfología consiste de una serie de valles elongados y filas de montañas con orientación predominante NW–SE.

En la zona de San Luis Potosí y Guanajuato se encuentran fosas tectónicas y sistemas de fallas en patrones en dominó de rumbo NE y NW (Aranda-Gómez *et al.*, 1989). Se ha documentado que el fallamiento extensivo máximo en los campos volcánicos del suroriente de la SMO se dio entre los 32-26 Ma, basado en la relación de corte de las rocas volcánicas asociadas al vulcanismo sin-extensional, dado por las edades K-Ar del paquete volcánico (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

Sin embargo, se ha podido documentar que la extensión se dio en diferentes periodos para el suroriente de la SMOc, iniciando desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Tristán-González, 2008)

El papel de las estructuras pre-existentes en la Mesa Central jugaron un papel importante en la reactivación simultanea de sistemas ortogonales (NE y NW) de fallas normales que fue triaxial durante el Cenozoico medio, con alargamiento principal máximo (~20%) aproximadamente E-W (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

El vulcanismo del Terciario a partir del Eoceno medio estuvo íntimamente asociado a los eventos de tectónica extensiva de (sintectónico), a cada inicio del fallamiento siguió después de un lapso breve al del vulcanismo (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Ambos fenómenos sucedieron en toda la región en al menos cuatro pulsos de actividad: 32 – 27 MA, 24 – 20 Ma, 12 – 10 Ma y < 5 Ma (Henry y Aranda Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Sin embargo, la intensidad y carácter de estos pulsos variaron de manera sistemática a lo largo de la provincia de CyS.

Los pulsos de actividad tectonomagmática coinciden en el tiempo con etapas en que se incrementó notablemente la tasa de divergencia entre las placas Farallón y Pacífica y/o con períodos de reorganización mayor de las placas en la costa del Pacífico (Coney, 1978). Esta actividad se vio reflejada en el interior del continente La actividad magmática asociada a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica dio origen a la extensa y voluminosa Sierra Madre

Occidental, que es la acumulación de ignimbritas silíceas más grande hasta ahora conocida en la Tierra (McDowell y Kaizer, 1977; Ferrari *et al.*, 1999; Bryan *et al.*, 2002). Conforme cesó la subducción, gradualmente inició el magmatismo intraplaca en la región situada al oriente de la SMOc (Engebretson, 1984). A partir del Eoceno, los eventos geológicos más importantes en la región noroccidental de México han sido vulcanismo y fallamiento (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

En cuanto al fallamiento normal ocurrido en la Mesa Central, Nieto-Samaniego *et al.* (2005) propusieron dos sistemas de fallas que limitan a la Mesa Central. El primer sistema denominado San Luis – Tepehuanes (SFSLT, Figura 12) que se observa en imágenes de satélite como lineamientos NW-SE que se extienden desde San Luis de La Paz, Guanajuato hasta Tepehuanes, Durango y forma burdamente el límite entre la Mesa Central y la SMOc. Este sistema se dividió en dos segmentos: el primero entre San Luis de La Paz, Guanajuato, hasta Salinas, S.L.P, sobresaliendo la porción entre Santa María del Río y la Sierra de San Miguelito, San Luis Potosí, donde predomina el sistema de fallas normales de orientación NW–SE, con buzamiento principal al SW, llegando a formar en algunos sitios fosas tectónicas estrechas en las rocas oligocénicas (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1980; Tristán-González, 1987). En particular en la zona de la Sierra de San Miguelito el sistema está formado por numerosas fallas normales con orientaciones NW-SE con buzamientos al SW que pueden alcanzar los 75° y forman principalmente un arreglo en dominó, lo que causó basculamiento de los bloques unos 20° NE (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993, 1994;

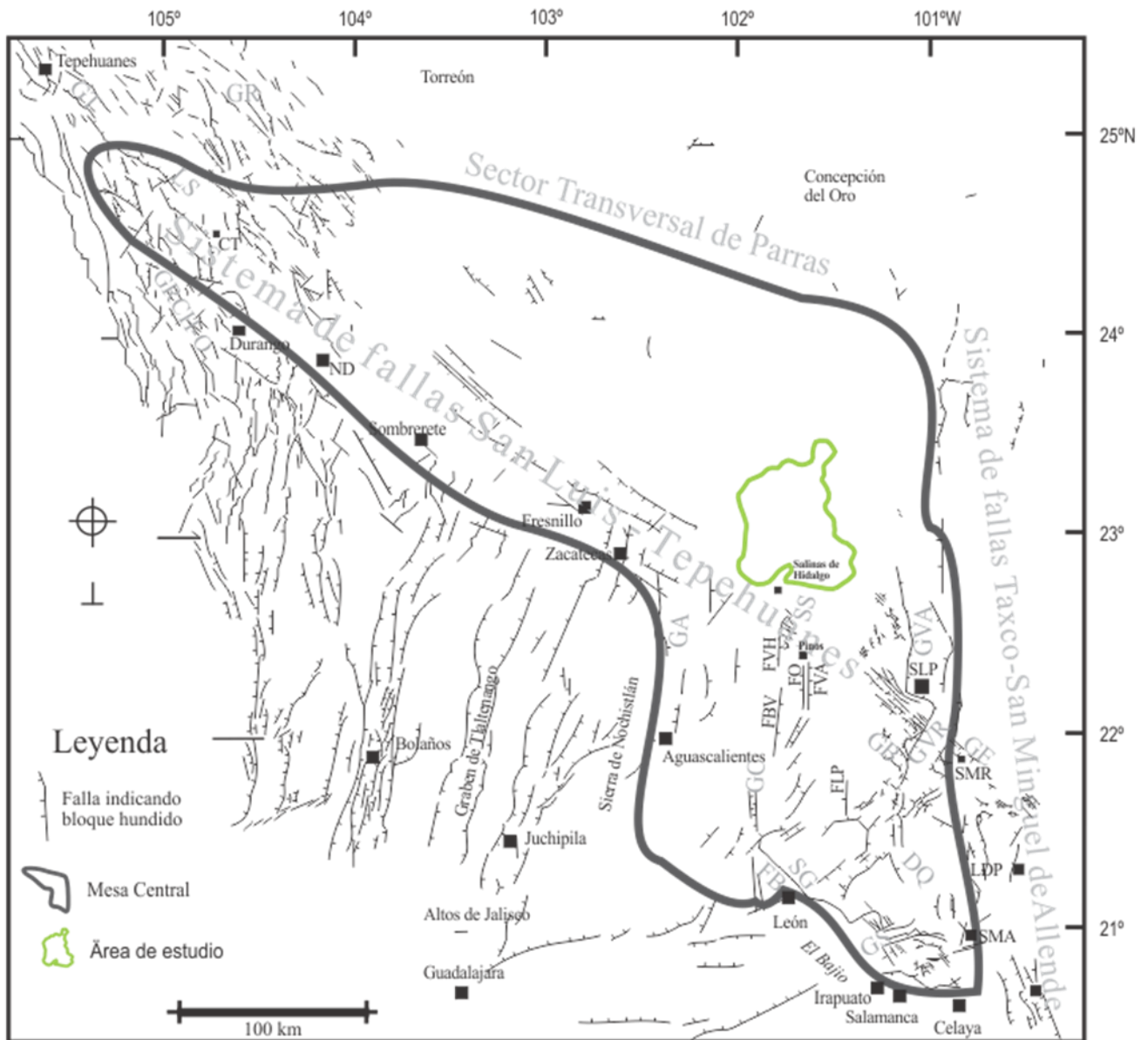


Figura 12. Localización del Campo Volcánico de Salinas-Villa de Ramos, en la provincia fisiográfica de La Mesa Central y su relación con el sistema de fallas San Luis – Tepehuanes (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). La deformación en esta zona produjo una extensión del 20% con dirección ~ NE–SW, perpendicular al rumbo de las fallas (Xu *et al.*, 2004). La actividad principal de estas fallas ocurrió en esta zona en el Oligoceno temprano y una segunda de menor magnitud en el Oligoceno tardío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Dentro del segundo segmento entre la Sierra de

Salinas, S.L.P. y Zacatecas, se documentaron fallas de rumbo N–S, que cortan a la sierra longitudinalmente. Sin embargo, las fallas normales asociadas al SFSLT de orientación N50°W cortan a la sierra de Salinas y Zacatecas manera oblicua, formando un sistema de pilares y fosas tectónicas (Silva-Romo, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Ponce-Sibaja y Clark, 1988; Loza-Aguirre, 2005).

En la Sierra de Zacatecas las fallas tiene orientación NW–SE, y éstas son las que alojan las principales vetas hidrotermales de la sierra (Ponce-Sibaja y Clark, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Tristán-González, 2008).

Otro sistema de fallas importantes de orientación N-S denominado Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), son un conjunto de fallas normales de dirección N–S que se extienden desde San Miguel Allende hasta el norte de la Sierra de Catorce, en el norte de San Luis Potosí (Figura 12), y representan el límite tectónico entre la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental. En el mismo trabajo se sugiere que el sistema de fallas Taxco–San Miguel de Allende pueden ser el reflejo de rasgos heredados de una zona antigua, cuando menos del Mesozoico, en la transición plataforma marina–cuenca marina.

La estructura de la corteza de la Mesa Central entre las dos sierras madres, se ha interpretado a partir de análisis de secciones sísmicas reportadas por diferentes autores (Meyer *et al.*, 1958; Fix, 1975; Rivera-Ponce, 1986). Nieto-Samaniego *et al.* (1999), realizaron una recopilación de datos de los autores anteriores representada en la Figura 13 A, donde se ha interpretado un espesor de corteza



en la Mesa Central entre 30-32 km. Fix (1975) interpretó en su modelo sísmico, que abajo del bloque adelgazado de la Mesa Central existe una zona de fusión parcial cercana al 20%, que inicia alrededor de los 34 km de profundidad y se extiende hasta los 200 km de profundidad, disminuyendo paulatinamente el porcentaje de fusión parcial. De acuerdo con la información disponible, la configuración más probable de la corteza debajo de la MC y parte superior del manto es como sigue:

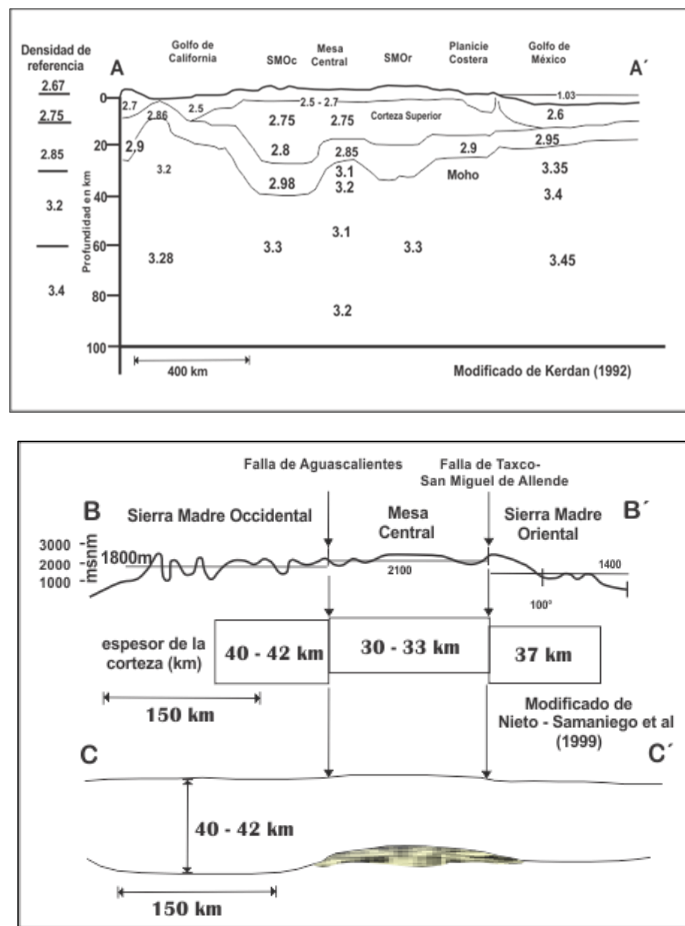


Figura 13. A) perfil basado en compilación de datos de hipsografía y espesores de la corteza, B) Modelo idealizado de la estructura e la corteza de la Mesa Central (Tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

La corteza de la MC muestra una corteza adelgazada y elevada (Figura 13 B), la cual está bordeada por bloques más gruesos y deprimidos. Esto sugiere que el probable levantamiento de la corteza superior en esta región se debió a la presencia de material parcialmente fundido bajo la zona elevada (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

En la zona del Campo Volcánico Salinas–Villa de Ramos, se encuentra en la porción central de la MC donde la corteza se encuentra adelgazada  $\pm$  32 km, de acuerdo con el modelo gravimétrico de Kerdan (1992) ejemplificado en la Figura 13 A). De acuerdo con la Figura 13 C, la corteza de la MC se muestra adelgazada y elevada bordeada por dos bloques corticales relativamente más gruesos y deprimidos, que de acuerdo al análisis de propuesto por Nieto-Samaniego *et al.* (2005) aparecen atrapados como cuerpos parcialmente fundidos de material mantélico. Este adelgazamiento de corteza debió ocurrir a partir de que los esfuerzos de compresión producto de la subducción de la Placa Farallón dejaron de actuar, dando origen al desarrollo de un arco magmático (Eoceno) y extensión, como lo plantea Engebretson (1984) para la cordillera occidental de Norteamérica.

En la porción central de la MC donde se localiza el CVSVR, es una planicie elevada con un promedio de los 2200 msnm. En dicho campo es notoria la ausencia de fallas normales visibles, debido a la cubierta clástica que cubre la zona y solo se pueden interpretar por el alineamiento de hileras de rocas volcánicas del Terciario, asumiendo que utilizaron fisuras para su emplazamiento con orientación NW-SE. El CVSVR quedaría limitado en su porción NE por el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes propuesto por Nieto-Samaniego *et al.*

(2005) dentro del segmento comprendido entre la Sierra de Salinas y Sierra de Zacatecas y forma la porción más elevada de la MC. La mayor parte del área está formada por un valle extenso relleno de depósitos aluviales y lacustres, donde sobresalen ventanas dispersas de sedimentos marinos del mesozoico que se elevan como lomeríos de poca altura, y remanentes de rocas volcánicas terciarias que en algunos casos forman mesetas escarpadas, y aparatos volcánicos que aun conservan parte de su cráter. En el modelo digital de elevación (Figura 1), se aprecia que la zona con mayor concentración de rocas volcánicas se localiza en esta altiplanicie, en un área ligeramente circular que forma el Valle Salinas-Santo Domingo. Las rocas volcánicas que afloran dentro del CVSVR pertenecen a dos series; calcoalcalinas de alto K y shoshonítica y varían desde riolitas hasta basanitas. De acuerdo con los argumentos de Nieto-Samaniego *et al.* (2005), sobre los cuerpos parcialmente fundidos de material mantélico, debajo de la MC, se puede aceptar que el vulcanismo del CVSVR estuvo controlado por la fusión parcial que sufrió la base de la corteza. La presencia de magmas primitivos de composición basanítica con xenolitos de la parte superior del manto, hace suponer que estos magmas aprovecharon lo delgado de la corteza para ascender rápidamente hasta la superficie durante el Cuaternario.

Este tipo de basaltos pleistocénicos también son frecuentes en la zona de la Meseta del Colorado, fechados con  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre 100 y 600 ka (Frenton *et al.*, 2004) y donde se conoce que también el espesor de la corteza está adelgazada variando entre 45 y 35 km (Keller *et al.*, 1979).

## DISCUSIÓN

De acuerdo con los diferentes estudios realizados en los campos volcánicos del suroriente de la Sierra Madre Occidental y en particular los que localizan en la porción sur y suroriental de la Mesa Central, se ha argumentado que el vulcanismo fue sintectónico a partir del Eoceno medio con lavas andesíticas, acentuando su máxima actividad durante el Oligoceno con el emplazamiento de lavas y piroclásticos de composición félsica y concluyendo en etapas intermitentes durante el Mioceno.

En este trabajo se está proponiendo al conjunto de rocas volcánicas que afloran en la parte central de la Mesa Central como el Campo Volcánico Salinas-Villa de Ramos. Este campo se había considerado en estudios anteriores como la porción más al norponiente del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández y Aguillón-Robles, 1986,1987; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1991, 1992). Sin embargo, con la obtención de nuevos fechamientos K-Ar y estudios geoquímicos, se ha llegado a la conclusión de que este conjunto de rocas volcánicas se pueden agrupar como un nuevo campo volcánico, debido a sus características geoquímicas que muestran diferencias con los demás campos volcánicos de la región suroriental de la Mesa Central. En este campo las rocas están distribuidas de manera dispersa formando alineamientos NW-SE, y son de poco volumen en composición que varía desde riolitas hasta basaltos, mientras que, en el resto de los campos volcánicos las rocas están dispuestas en masas dómicas grandes de composición que varía de dacitas a riolitas (alto sílice). Los fechamientos indican que la actividad volcánica fue contemporánea con los demás

campos volcánicos y muy relacionada con la deformación extensional que formó la provincia de Cuencas y Sierras de México.

En base a la interpretación de los resultados de geoquímica se propone que el conjunto de rocas corresponden a la serie alcalina y toleítica. Las muestras pertenecen a los grupos de tefritas, basanita, basaltos, andesitas y dacitas. Predominan texturas características de los basaltos, a su vez, el zoneamiento de las plagioclasas muestra una heterogeneidad en los procesos de cristalización. Los resultados en el contenido de Europio en el grupo de las riolitas, contrastados con los grupos de basanitas, tefritas, andesita basáltica, andesitas, traquiandesitas y dacita, se interpretan como consecuencia de una menor cristalización fraccionada debido a una menor diferenciación de plagioclasas dando como resultado una anomalía negativa de Europio (o también que este mineral estuvo presente en la fuente a poca profundidad. Además, la marcada anomalía negativa de Europio en el grupo de las riolitas, puede ser provocado por una procedencia de corteza continental antigua o de rocas recicladas. Se proponen estudios más favorables para una interpretación más adecuada.

Una causa para explicar la presencia de estas rocas volcánicas en la parte central de la Mesa Central, es con resultados de estudios geofísicos realizados por autores diversos y reportados por Nieto-Samaniego *et al.* (2005), donde argumentan que el espesor de la corteza debajo de este altiplano está adelgazada ( $\pm 32$  km), donde se detectó fusión parcial en su base, lo que pudo haber ocasionado mayor facilidad para el ascenso de los magmas, principalmente para las basanitas que se generaron en el Cuaternario

## CONCLUSIONES

-Los nuevos datos publicados en este estudio, nos hablan de que el origen de los magmas que formaron el CVSVR, puede ser interpretado como el resultado de procesos de contaminación cortical (marcada anomalía positiva de Ba) y fusión de un manto enriquecido (anomalía negativa en Nb), siendo esta última una firma típica de zonas de subducción que a menudo se asocian a lavas de arco y tras arco.

-En los grupos de rocas riolíticas, los diagramas vuelven a mostrar marcadas anomalías negativas de Eu, Las anomalías negativas de Sr y Eu en las rocas riolíticas pueden resultar de la sustitución del Ca en las plagioclasas, que es indicativo de una cristalización fraccionada inicial en la cámara.

-De manera general se concluye que en la zona predominó un magmatismo subalcalino relacionado a subducción, relacionado a la Orogenia Laramide ya que ésta jugó un importante papel en la deformación de la secuencia de rocas marinas depositadas en los terrenos Guerrero y Sierra Madre a los cuales pertenece el CVSVR, evento ocurrido a fines del Cretácico y principios del Terciario. En el contexto de tectónica de placas, se ha interpretado a la Orogenia Laramide como el resultado de la interacción de la Placa Farallón que se consumió bajo la Placa Norteamericana con un ángulo de subducción bajo durante el Cretácico tardío-Terciario temprano.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón–Robles A., Tristán–González M., Aguirre–Díaz G.J., H. Bellon., Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 187, 33 - 52, 2009.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R.A., Maury, R.C., García-Arreola, M.E., Almaguer-Rodríguez, J.L., 2012, Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from San Luis Potosi and Rio Santa Maria volcanic fields, Mexico: the bearing of ICP-QMS data: *Geofísica Internacional*, v. 51, no. 3, p. 293-308.
- Alaniz–Álvarez, S.A., Nieto–Samaniego, A. F., Orozco–Esquivel, M. T., Vasallo, L. F., Xu, S.S., 2002, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, no. 1, p. 12-29.
- Almaguer-Rodríguez, J.L., 2010, Estudio geoquímicos de elementos traza en unidades volcánicas del CVSLP: método ICP-MS (validación del método): San Luis Potosí, México. Tesis Ingeniería Geológica, Facultad de Ingeniería, UASLP, 89 pp.
- Anderson, T.H., Silver L.T., 1979, The role of the Mojave–Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Mexico, *en* Anderson, T.H., and Roldan-Quintana, J., eds., *Geology of northern Sonora: Hermosillo*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 59-68
- Aranda–Gómez, J.J., Aranda–Gómez, J.M., Nieto–Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 8, no. 1, p. 33-46.
- Aranda–Gómez, J.J., Luhr, J.F., Pier, J.G., 1991, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza del estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* 106, p. 1-22.
- Aranda–Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene in the southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134.

- 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.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, *in* Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado Geological Society of America, The Geology of North America, v. N, p. 21-71.
- Barboza–Gudiño, J.R., Tristán–González, M., Torres–Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic–Early Jurassic active continental margin of western North America in north eastern Mexico: Geofísica International, v. 37, p. 283-292.
- Barboza–Gudiño, J.R., Torres–Hernández, J. R., 1999, Carta Geológica Minera y Geoquímica, Real de Catorce, F14-A24, S.L.P: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, escala 1:50,000, informe y mapas anexos.
- Bellon, H., Qouc Buü, N., Chaumont, J. C., Philippet, J. C., 1981, Implantation ionique D'argon dans une cible support : application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches : C.R. Academic des Sciences de Paris, v. 292, p. 977-980.
- Bellon, H., Rangún, C., 1981, Geochemistry and isotopic dating of Cenozoic volcanic arc sequences around the Celebes and Sulu Seas: *en* Silver, E., and Rangin, C., Procceding, Ocean Drilling Program. Scientific result, v. 124, Washington, D.C., U.S. Government Printing office, p. 51-63.
- Best Myron G., Christiansen Eric H., 2001, Igneous Petrology, Ed., Blackbell Science, Department of Geology Brigham Young University.
- Campa–Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono–stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- 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, J, 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros v. XXXIV, no. 1, p. 21-46.



- Centeno–García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., and Ortega–Gutierrez, F., 1993, Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, p. 419–422.
- Centeno–García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., and Ortega–Gutierrez, F., 1994, Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the southern Cordillera from new geochemical data: Reply: *Geology*, v. 22, p. 477-478.
- Centeno–García, E., Silva–Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, p. 244-260.
- Centeno–García, E., Guerrero–Suastegui, M., Talavera–Mendoza, O., 2008 “The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra–subduction zone”. *Geological Society of America Special Paper 436*, p. 279 – 308.
- Coney, P.J., 1973, Non–Collisión Tectogenesis in western North America, *en* tarlin, D.H., and Runcorn, S.K., (eds), *implications of Continental Drift to the Earth Science*, v. 2 Academic Press, London, p. 713-730.
- Coney P.J., Reynolds, S.J., 1977. Cordilleran Benioff Zones. *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Coney, P.J., 1978, Mesozoic Cenozoic Cordilleran plate tectonics, *in* Schmidt, R.B., and Eaton, G.P., eds., *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera: Geological Society of America Memoir 152*, p. 33–50.
- Coney, P.J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur, y el Caribe: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 15, p. 6-15.
- Consejo de Recursos Minerales (COREMI), 1992, Monografía Geológico–Minera del Estado de San Luis Potosí, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de Minas e Industria Básica, Gobierno del Estado.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Carroff, M., Maury, R., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995, Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerally exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, v. 119, p. 115-138.
- Cox, A., Dalrymple, G.B., 1967, Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating: *Journal of Geophysical Research*, v. 72, p. 2603-2614.

- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., Olivares, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basin in central Rocky Mountains region: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1023-1039.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: U.S. Geological Survey Professional Paper 264-H, p. 153-185.
- Engelbreton, D.C., 1984, Correlation of plate motions with Continental Tectonic: Laramide to Basin and Range: Tectonics, v.3, no. 2, p. 115-119.
- Frenton, C.R., Poreda J.P., Nash, B.P., Webb, R.H., Cerling, T.E., 2004, Geochemical discriminations of five Pleistocene Lava-Dam Outburst-flood deposits, Western Grand Canyon, Arizona: The Journal of Geology, v.112, p. 91-110.
- Ferrari, I., 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, núm. 3, p. 343-378.
- Fix, J.E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 43, p. 453-499.
- Grajales–Nishimura, J.M., Terrell, D.J., Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico–Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 42, p. 1-18.
- Guel Díaz de León Arturo, Petróleos Mexicanos, Monografía: Mesa Central y Plataforma de Valles–San Luis Potosí.
- Gunter Faure, 2001, Origin of Igneous Rocks, The Isotopic Evidence. Ed. Springer.
- Henry, C. D., Aranda–Gómez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, v. 20, p. 701-704.
- 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, México; part 4. Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of American Bulletin, v. 47, p. 1091-1152.
- Jones, N.W. Mckee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico a possible remnant of a cordilleran magmatic arc, *en* Jackes-Ayala, César: González-León, C.M. and Roldán-Quintana, J., eds. Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 45-62.
- Keller, G.R., 1979, Regional crustal structure of the Rio Grande Rift from Surface Wave Dispersion Measurements, in Rio Grande Rift: Tectonic and Magmatism, R.E. Riecker, ed., American Geophysical Union, p. 115-126.
- 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., 1978, Cartografía Geológica Hoja San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 59, 41 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1982, Estudio Geológico-Minero del Área de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 76, 63p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 85, 208 p.
- Labarthe-Hernández, G., Aguillón R. A., 1986: Cartografía Geológica 1:50 000 de la Hojas Salinas y Villa de Ramos, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 106.
- Labarthe-Hernández, G., Aguillón R. A., 1987: Cartografía Geológica de la Hoja El Toro, S.L.P. escala 1:50- 000, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 110.

- Labarthe–Hernández, G., Jiménez–López, L.S., 1991, Cartografía Geológica de las hojas Cerritos de Bernal, Santo Domingo, El Estribo y La Herradura, estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no. 113, 62p.
- Labarthe–Hernández, G., Jiménez–López, L.S., 1992, Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no.114.
- Labarthe–Hernández G., Jiménez–López L.S., Motilla–Moreno J.L.,1992, Jasperoide – Guía Posible en la exploración minera, Mesa Central, México. Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, Vol. 10, No. 2, p. 137 – 142.
- LeBass, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, v. 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lamire Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Lhur, J.F., Pier, J.G., Aranda–Gómez, J.J., Podosek, F., 1995, Crustal contamination in early Basin and Range hawaiites of the Los Encinos volcanic field, Central Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 118, p. 321-339.
- López-Infanzón, M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las formaciones Huizachal y Nazas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 47, p. 1-42.
- 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.
- Loza-Aguirre, I., 2005, Estudio estructural de la actividad cenozoica del sistema de fallas San Luis Potosí–Tepehuanes de la región Zacatecas-San José de Gracia: México, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, [Tesis de Licenciatura], 95p.
- Mahood, G., Drake, R.E., 1982, K–Ar Dating Rhyolite Rocks: a Case Study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 1232-1241.

- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88.
- McDowell, F.W., and Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, Geological Society of America Special Paper 180, p. 113-124.
- Myer, R.P., Steinhart, J.S., Woolard, G.P., 1958, Seismic determination of crustal structure in the central plateau of Mexico: Transactions American Geophysical Union, 39, 525p.
- Nieto-Samaniego A. F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica post-laramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.14, p.13-25.
- Nieto-Samaniego A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J.G., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 111, no. 3, p. 347-363.
- Nieto-Samaniego A.F, 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.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, p.37-56.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.
- Ponce-Sibaja, B., Clark, K.F., 1988, The Zacatecas Mining District: A tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: Economic Geology, v. 83, p. 1668-1682.
- Ráisz, E., 1959, Landforms of Mexico, scale 1:3,000 000: Cambridge, Massachusetts, U.S., Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.
- Rivera, J., Ponce, L., 1986, Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad del grupo de las ondas Rayleigh: Geofísica Internacional, 25, p.383-402.

- Rodríguez–Ríos, R., 1997, Caractérisation du magmatisme et des minéralisations associées du dôme de Pinos et des dômes de rhyolite à topaze du Champ Volcanique de San Luis Potosi (Mexique). [PhD Tesis], Université Henri Poincaré Nancy-1, France, 357 p.
- Rodríguez–Ríos, R., 2006, Evolución geoquímica y temporal del Domo de Pinos, Campo Volcánico de San Luis Potosí: XVI Congreso Nacional de Geoquímica, Mérida, Yucatán, Actas, v. 12, no.1, (disco compacto).
- Rodríguez–Ríos, R., Aguillón–Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 24. no. 3, p. 328-343.
- Sedlock, R.L., Ortega–Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México: Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2007, Carta Geológico–Minera Salinas de Hidalgo F14 – A61 San Luis Potosí y Zacatecas, Escala 1: 50 000, Gobierno del Estado de San Luis Potosí
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000, Carta Geológico–Minera Villa de Ramos F14–A51, Escala 1: 50 000, Gobierno del Estado de San Luis Potosí.
- Silva–Romo, G., 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, estados San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado [Tesis de Maestría], 139p.
- Steiger, R. H., Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology; convention on the use of decay constants *en* geo-and cosmochronology: Earth Planetary Science Letters, v. 36, p. 359-362.
- Stewart, J.H., 1978, Basin and Range structure in western North America a review: Geological Society of America Memoir, v. 152, p. 1-30.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America: Geological Society of America Special Paper 323, p. 47-74.
- Talavera–Mendoza, O., Ramírez–Espinosa, J., Guerrero–Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean: A Lower Cretaceous evolved intraoceanic island arc: Geofísica Internacional, v. 34, p. 3-22.

- Tardy, M., 1980, Contribution á l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris (Tesis Doctoral), 459 p.
- Tardy, M., Lapierre, H., Boudier, J.L., Yta, M., Coulon, C., 1991. The Late Jurassic-Early Cretaceous of western Mexico (Guerrero Terrane) origin and geodynamic evolution: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigación de Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía; Secretaría de Educación Pública. Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hidalgo., p. 213-215.
- Torres–Aguilera, J. M., Rodríguez–Ríos, R., 2005, Hipótesis preliminares sobre el origen del volcanismo bimodal en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: XV Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INAGEQ, v. 11, no. 1, p. 107.
- 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, 94p.
- Tristán–González, M., Labarthe–Hernández, G., Aguillón–Robles, A., Aguirre–Díaz, G.J., 2005, Los domos exógenos del Oligoceno sin-extensionales de la Mesa Central. Características físicas: Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2005, v.25, no.1, p. 203.
- Tristán–González M., 2008, Evolución Tectono–Volcánica durante el Paleógeno en la porción sur–oriental de la Mesa Central, Tesis Doctoral, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Tristán–González M., Aguillón–Robles A., Barboza–Gudiño J.R., Torres–Hernández J.R., Bellon H., López–Doncel R., Rodríguez–Ríos R., Labarthe–Hernández., 2009, G., Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen 61, núm. 3, p. 287–303.
- Tyrrel G. W., 1981, Principios de Petrología, Introducción al Estudio de la Ciencia de las Rocas. Ed. Continental, C.E.C.S.A.
- Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., England, P.C., Sonder, L.J., 1987, Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North America Cordillera: *en* Coward, M.P., Dewy, J., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonic. Geological Society [London] Special Publication 28, p. 203-221.

Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mexican carbonate facies in northeastern Mexico.-A review: *en*: Tucker, M.E., et al., eds., Carbonate platforms, facies sequences and evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication 9, p. 235–25.

Wyllie P.J., 1967, Ultramafic and related rocks, Ed., John Wiley & Sons, Inc.

Xu, S.S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2004, Vertical shear mechanism of faulting and estimation of strain in the Sierra de San Miguelito, Mesa Central, Mexico: *Geological Acta*, 2, 189-201.