



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE INGENIERÍA

CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS
AL NORTE DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ**

**REPORTE DEL CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO
RECEPCIONAL, PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

PRESENTA:

CARLOS PALLARES RAMOS

SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P. JUNIO 2001



DEDICATORIA

Por su cariño, comprensión y apoyo, dedico este trabajo :

A Mis Padres, Señor Faustino Pallares y Señora Mace Ramos

A Mi Tía Señora Galdina Pallares

A Mi Abuelo Señor Manuel Ramos †

GRACIAS A DIOS

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Potosino de Ciencia y Tecnología (COPOCYT) por medio del Dr. Roberto Leyva Ramos, por el soporte económico otorgado para la realización de este trabajo. Al Dr. José Luis Morán López, Director General de Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C., por todos los apoyos brindados en mi etapa de preparación del presente trabajo. Al Dr. José Jorge Aranda Gómez, por su disposición de ayuda en el estudio de las láminas delgadas de los nódulos de la corteza inferior encontrados en unos derrames de lavas.

Al Dr. José Rafael Barbosa Gudino, Director del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por sus comentarios y sugerencias en el desarrollo de este trabajo. Al personal académico y administrativo del Instituto de Geología: Dr. Ruben López Doncel, Dr. Rodolfo Rodríguez Ríos, M.C. José Ramón Torres Hernández, Ing. José Luis Mata Segura, Ing. Victor Julián Martínez Ruiz, Ing. Erasmo Mata Martínez, Sr. Efrén Román Guerrero Nava, Sra. María del Refugio Ojeda, Sra. Evangelina Herrera Sierra; a todos ellos por sus comentarios y enseñanzas durante toda mi estancia por el Instituto de Geología.

Especialmente al Ing. Margarito Tristán González, por la dirección de este trabajo, apoyo, sugerencias ya que sin ellos no habría sido posible su realización.

En especial al Ing. Guillermo Labarthe Hernández, por la revisión comentarios, sugerencias para la realización de esta investigación y por sus frases alentadoras.

Y así como al candidato a Dr. Alfredo Aguillón Robles, por todos los apoyos brindados, comentarios y sugerencias.

Al Ing. Alfredo Carrizález Aguilar, por inculcarme la geología desde niño.

A todos mis profesores de la Facultad de Ingeniería y del área Ciencias de la Tierra, particularmente a los Ingenieros Miguel Mayer Tanguma, Guillermo Alvarado Valdez y J. M. Torres Aguilera.

A la señorita Blanca Azucena Guillén Cuevas, por su cariño y comprensión.

A mis compañeros y amigos: Los arriba mencionados, Agustín Cardona Báez, Aurora Zavala Monsivais, Martín Gómez Anguiano, Dolores Trejo Marín, María de los Ángeles Trejo Morán, Pit Sánchez, Isy Jasso Pineda, Iván Tapia, Nelly Guillén, Lupita Maldonado, Olivia Ramírez, Yanet Torres, Edgar Tristán, Daniel barajas. A todos muchas gracias.

LISTA DE FIGURAS

NÚMERO		PÁGINA
1	Mapa de localización del área de estudio.	4
2	Mapa de vías de acceso y comunicación.	5
3	Provincias Fisiográficas del Centro y Norte de la Republica Mexicana y localización del área estudiada.	7
4	Localización del área estudiada en relación con las principales Unidades Paleogeográficas del Mesozoico.	9
5	Columna geológica del área estudiada.	11
6	Esquema idealizado de un domo de Latita Portezuelo.	31
7	Diagrama esquemático de un flujo ignimbrítico.	36
8	Secuencia estratigráfica del área de San Nicolás	38
9	Detalle de la Ignimbrita Panalillo, en el área de San Nicolás.	41
10	Esquema generalizado de la distribución de fallas de extensión durante el Cenozoico Medio y Superior en la Republica Mexicana (Basin & Range).	50
11	Conjunto de los resultados de datos tomados en los sedimentos de La Formación Cenicera.	54
12	Conjunto de polos de las capas de piroclásticos y epiclásticos de la Ignimbrita Peña.	54
13	Estereogramas que muestran actitud de mayor basculamiento.	55
14	Estereogramas en donde el ángulo de basculamiento decrece.	55
15	Estereogramas que muestran el conjunto de planos de fluidez de la Dacita Jacavaquero.	58
16	Estereogramas de actitudes de planos de fluidez de la Latita Portezuelo.	60
17	Estereogramas del conjunto de planos de fallas normales.	64
18	Mapa estructural del área estudiada.	65
19	Diagrama de álcalis total contra sílice	70
20	Diagrame de Peccerillo y Taylor	71

LISTA DE FOTOGRAFIAS

NÚMERO		PÁGINA
1	Conglomerados de la Formación Cenicera Inferior.	16
2	Andesita Casita Blanca Superior, cortando a la Formación Cenicera Inferior.	16
3	Detalle de la textura fluidal de la Dacita Jacavaquero.	19
4	Cristales de plagioclasa y hornblenda, en matriz desvitrificada.	19
5	Zona de fuente de la Dacita Jacavaquero, con planos de fluidez verticales y brechados.	20
6	Brecha compacta del caparazón de los domos de la Dacita Jacavaquero.	21
7	Detalle de la brecha del caparazón de la Dacita Jacavaquero.	21
8	Brechamiento intenso en la parte frontal de los domos de la Dacita Jacavaquero.	22
9	Horizontes epiclásticos conglomeráticos intercalados con oleadas piroclásticas, en la base de la Ignimbrita Peña.	22
10	Secuencia de oleadas piroclásticas.	25
11	Muestras del paquete uno y paquete dos de la Ignimbrita Peña.	25
12	Cristal de plagioclasa zonado en la Latita Portezuelo.	27
13	Cristal de plagioclasa en matriz de microlitos de plagioclasa	27
14	Intemperismo esferoidal en la Latita Portezuelo.	28
15	Diaclasas típicas de la Latita Portezuelo.	28
16	Brechas en zona de fuente de la Latita Portezuelo.	29
17	Brechas de desintegración basal de la Latita Portezuelo.	29
18	Desarrollo de pliegues pequeños en Riodacita Zapatero.	34
19	Depósito de co-ignimbrita en el norte del área.	34
20	Detalle de la Co-ignimbrita El Sauz.	43
21	Unidades litológicas.	43
22	Relación estratigráfica entre el Conglomerado San Nicolás y Riolita Panalillo Superior.	45
23	Depósitos de coluvión en la zona de La Yerbabuena.	45
24	Otro aspecto de los depósitos coluviales.	48
25	Desplazamientos por efectos de la gravedad.	48
26	Margen occidental de un domo de Dacita Jacavaquero.	57

27	Estrías horizontales en un movimiento lateral izquierdo.	57
28	Estrías en una falla normal y lateral izquierda.	63
29	Brechamiento y oxidación del plano en una zona de falla.	66
30	Depósitos de coluvión por procesos de desplazamientos.	68

CONTENIDO

	PÁGINA
RESUMEN.	0
I.- INTRODUCCIÓN.	1
1.- OBJETIVO DEL TRABAJO.	1
2.- METODOLOGÍA.	1
3.- TRABAJOS PREVIOS.	2
II.- GEOGRAFÍA DEL ÁREA.	3
1.- LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO.	3
2.- FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA.	6
III.- GEOLOGÍA.	8
1.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.	8
2.- ESTRATIGRAFÍA.	10
2.1.- FORMACIÓN CARACOL.	10
2.2.- ANDESITA CASITA BLANCA INFERIOR.	12
2.3.- FORMACIÓN CENICERA INFERIOR.	13
2.4.- ANDESITA CASITA BLANCA SUPERIOR.	14
2.5.- FORMACIÓN CENICERA SUPERIOR.	17
2.6.- DACITA JACAVAQUERO.	17
2.7.- IGNIMBRITA PEÑA.	23
2.8.- LATITA PORTEZUELO.	26
2.9.- RIODACITA ZAPATERO.	32
2.10.- CO-IGNIMBRITA EL SAUZ.	33
2.11.- RIOLITA PANALILLO INFERIOR.	37
2.12.- EPICLASTICOS SAN NICOLÁS.	39
2.13.- RIOLITA PANALILLO SUPERIOR.	40
2.14.- CONGLOMERADO SAN NICOLÁS.	42
2.15.- BASALTO LAS JOYAS.	44
2.16.- COLUVIÓN.	46
2.17.- ALUVIÓN.	47
IV.- TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.	49
V.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.	52
1.- ESTRUCTURA DE LOS SEDIMENTOS MARINOS Y CONTINENTALES.	52
2.- ESTRUCTURA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS.	53
2.1.- ANÁLISIS DE BASCULAMIENTO DE ROCAS VOLCÁNICAS.	53
2.2.- ESTRUCTURA DE LOS DOMOS DE DACITA.	56

2.3.-	ESTRUCTURA DE LOS DOMOS DE LATITA.	59
3.-	FALLAMIENTO.	61
3.1.-	FALLAMIENTO LARAMÍDICO (PRE-VOLCÁNICO).	61
3.2.-	FALLAMIENTO TERCIARIO (PRE-VOLCÁNICO).	61
3.3.-	FALLAMIENTO TERCIARIO.	62
3.4.-	FALLAMIENTO TERCIARIO EXTENCIONAL.	62
3.5.-	FALLAMIENTO POR DESLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES.	67
VI.-	GEOQUÍMICA.	69
VII.-	GEOLOGÍA HISTORICA.	72
VIII.-	CONCLUSIONES.	74
IX.-	BIBLIOGRAFÍA.	76

RESUMEN

La zona estudiada se localiza aproximadamente a 50 km al norponiente de la ciudad de San Luis Potosí.

En el área se encuentran afloramientos de rocas marinas de la Formación Caracol y depósitos continentales conglomeráticos conocido como Formación Cenicera, sobre los cuales se depositaron productos de emisiones volcánicas, tanto derrames de lava como de flujos piroclásticos cuya edad abarca desde el Eoceno al Pleistoceno iniciando con la Andesita Casita Blanca de 44.1 Ma; posteriormente se emplazó la Dacita Jacavaquero que consiste de un derrame de lava viscosa fluidal, que formó domos exógenos extensos; la siguiente erupción fue la Ignimbrita Peña, que consiste en una secuencia de flujos piroclásticos sin soldar a soldados incluyendo tobas de caída aérea y oleadas piroclásticas, que representan la apertura de conductos por donde posteriormente se emplazó la Latita Portezuelo, la cual consiste en un derrame de lava porfirítico cuya extensión de sus coladas ocupa la mayor parte del área, dando como resultado la formación de extensos lóbulos que se extendieron decenas de kilómetros, dando origen a los domos exógenos más prominentes en esta zona.

Estas lavas fueron cubiertas en el surponiente del área por la Riodacita Zapatero la cual es un derrame lávico de composición riodacítica.

En las márgenes de las fallas principales se llevaron a cabo erupciones que dejaron depósitos que consisten principalmente de fragmentos de la Latita Portezuelo de variados tamaños, soportados en una matriz de ceniza que representan la apertura de los conductos por donde salieron los productos piroclásticos de las ignimbritas Panalillo y que en este trabajo se le dio el nombre de Co-ignimbrita El Sauz.

La Riolita Panalillo Inferior consiste de derrames piroclásticos sin soldar, tobas de caída, oleadas piroclásticas y la Riolita Panalillo Superior consiste de tres flujos de ceniza soldada y parcialmente soldada hacia sus bases, su composición es riolítica con alto contenido de potasio.

Entre ambos miembros de la Riolita Panalillo se intercalaron una serie de depósitos epiclásticos intercalados con flujos delgados de ceniza de caída que se les dio el nombre de Epiclásticos San Nicolás.

Estos productos volcánicos se encuentran cubiertos por una serie de depósitos conglomeráticos que se les dio el nombre del Conglomerado San Nicolás.

Existe en el área un pequeño cráter por el cual se emplazaron lavas de composición basáltica acompañadas con nódulos del manto superior y base de la corteza correspondientes al Basalto Las Joyas.

A fines del Cretácico la zona estuvo sujeta a intensos movimientos tectónicos (Orogenia Laramide), que causan la formación de una serie de plegamientos asimétricos y fallas inversas por efectos compresivos.

Al principio del Terciario se inició la formación de un sistema de fallas con componente lateral izquierdo, las cuales son las responsables de formar los conductos para el ascenso de los magmas a la superficie, formando a lo largo de ellas domos extensos de tipo exógeno de lavas dacíticas y depósitos piroclásticos puntuales.

La siguiente etapa de fallamiento durante el Oligoceno es un periodo de extensión máxima que dio como resultado la formación de un sistema de fallas normales escalonadas que bascularon el área hacia el NE y dando origen a las fosas tectónicas del SE del área.

Existen movimientos de depósitos coluviales de tipo gravitacional que también están afectando la zona y un claro ejemplo es el desplazamiento de la carretera Ahualulco-Charcas.

I. INTRODUCCIÓN

1.- OBJETIVO DEL TRABAJO

Este trabajo forma parte del proyecto de investigación sobre el volcanismo y tectónica de la parte oriental de la Mesa Central que se desarrolla en el Instituto de Geología de la UASLP por Tristán-González, Margarito y Labarthe-Hernández, Guillermo; y está enfocado a definir con detalle la secuencia estratigráfica de una área ya existente de 150 km² y ubicar las fuentes de salida de los magmas que dieron origen a estas rocas, con el fin de establecer su marco tectónico.

2.- METODOLOGÍA

La metodología empleada en este trabajo fue la siguiente:

2.1 TRABAJO DE GABINETE. Para llevar a cabo este trabajo, se utilizaron fotografías aéreas verticales en blanco y negro escalas 1:25,000 y 1:20,000 y como base topográfica las Hojas Ahualulco (F-14-A-73) y Moctezuma (F-14-A-63) del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). La interpretación de fotografías aéreas se llevó a cabo en gabinete utilizando estereoscopio de espejos. El vaciado de los datos obtenidos en campo se realizó mediante el empleo del pantógrafo óptico y transferoscopio.

2.2 TRABAJO DE CAMPO. Después se procedió a la verificación de campo, en la cual se proyectaron caminamientos que cubrieron los aspectos más importantes a detallar; además se sacaron datos estructurales de las direcciones de fluidez, que llevaron a determinar las fuentes de las rocas volcánicas; otros datos levantados fueron las diaclasas, fallas y contactos litológicos. Para lo anterior se empleó brújula, cinta, martillo y un GPS para posicionar los datos múltiples y ubicación de muestras para petrografía y geoquímica.

2.3 TRABAJO DE LABORATORIO. Se hicieron secciones delgadas las cuales fueron elaboradas en el laboratorio de petrografía, para lo cual las muestras fueron cortadas y pulidas con abrasivos del número 400, 600 y 800; su pegado se llevó a cabo con resinas especiales y el teñido de algunas láminas facilitó la descripción petrográfica y finalmente el estudio

petrográfico fue realizado en los laboratorios del Instituto de Geología de la UASLP. Las muestras de geoquímica se analizaron en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM (LUGIS).

La digitalización de mapas y elaboración de figuras se llevó a cabo en el laboratorio de cómputo del Instituto de Geología de la UASLP, para lo cual se utilizaron los programas de "Autocad" y "Corel Draw".

3.- TRABAJOS PREVIOS

El área se localiza dentro de las Hojas Ahualulco y Moctezuma, que fueron estudiadas respectivamente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1981); Aguillón-Robles y Tristán-González (1981); se contó con el estudio de la Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la Parte Central del Estado de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982); otro estudio base fue la Reinterpretación de la Geología del Centro Volcánico de la Sierra de Ahualulco, S.L.P., (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1995) además de algunos estudios de áreas cercanas como son:

Estudio Geohidrológico en la Cuenca del Río de La Parada, Municipios de Ahualulco y Mexquitic S.L.P. (Medina-Rivero, 1975), Estudio Geológico del área de Santa Teresa-Temascalillo en los municipios de Mexquitic y Ahualulco (Villagrán-Rosas, Enrique, 1979), Estudio Geohidrológico de la Hoja Ahualulco, Estado de San Luis Potosí (Martínez-Ruiz, 1994).

II. GEOGRAFIA DEL AREA

1.- LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO

La zona estudiada se encuentra aproximadamente a 50 km al norponiente de la ciudad de San Luis Potosí y limitada por las coordenadas UTM 2485 y 2495 de Latitud Norte, 275 y 290 de Longitud Oeste. Administrativamente pertenece a los municipios de Ahualulco, Moctezuma y San Luis Potosí, (Figura 1).

Las principales vías de acceso son:

La Carretera Federal número 49 en el tramo de la Ciudad de San Luis Potosí-Zacatecas, donde a la altura del kilómetro 30 existe una desviación de la Carretera Estatal número 63, que comunica al municipio de Charcas, pasando por Ahualulco, Venado y Moctezuma y cruza el área en la porción occidental de norte a sur.

La línea férrea México-Laredo, que pasa muy cerca del área en la parte oriental.

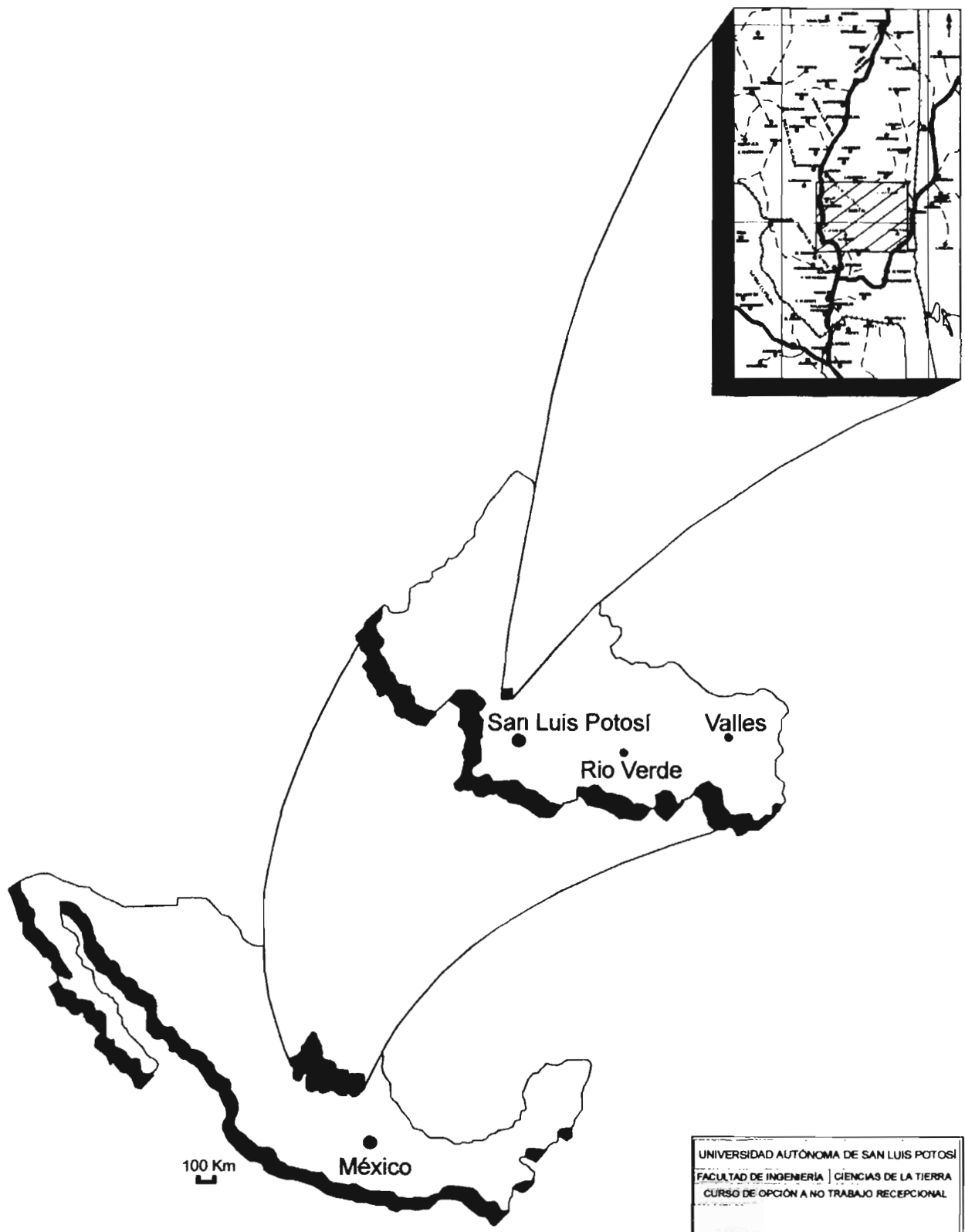
En la Carretera 63 en el tramo Ahualulco-Moctezuma a la altura del kilómetro 4 existe una desviación hacia Valle Umbroso y Estación Hacienda de Bocas.

Existe un tramo de carretera pavimentada que va de Estación Hacienda de Bocas al poblado de La Guaracha, pasando por Maravillas, Conejos, Macarenos y La Saucedá.

La terracería que va a los poblados Angostura y El Gato pasando por diversas rancherías.

Las terracerías que van de La Yerbabuena a la comunidad de La Tinaja, pasando por varios poblados.

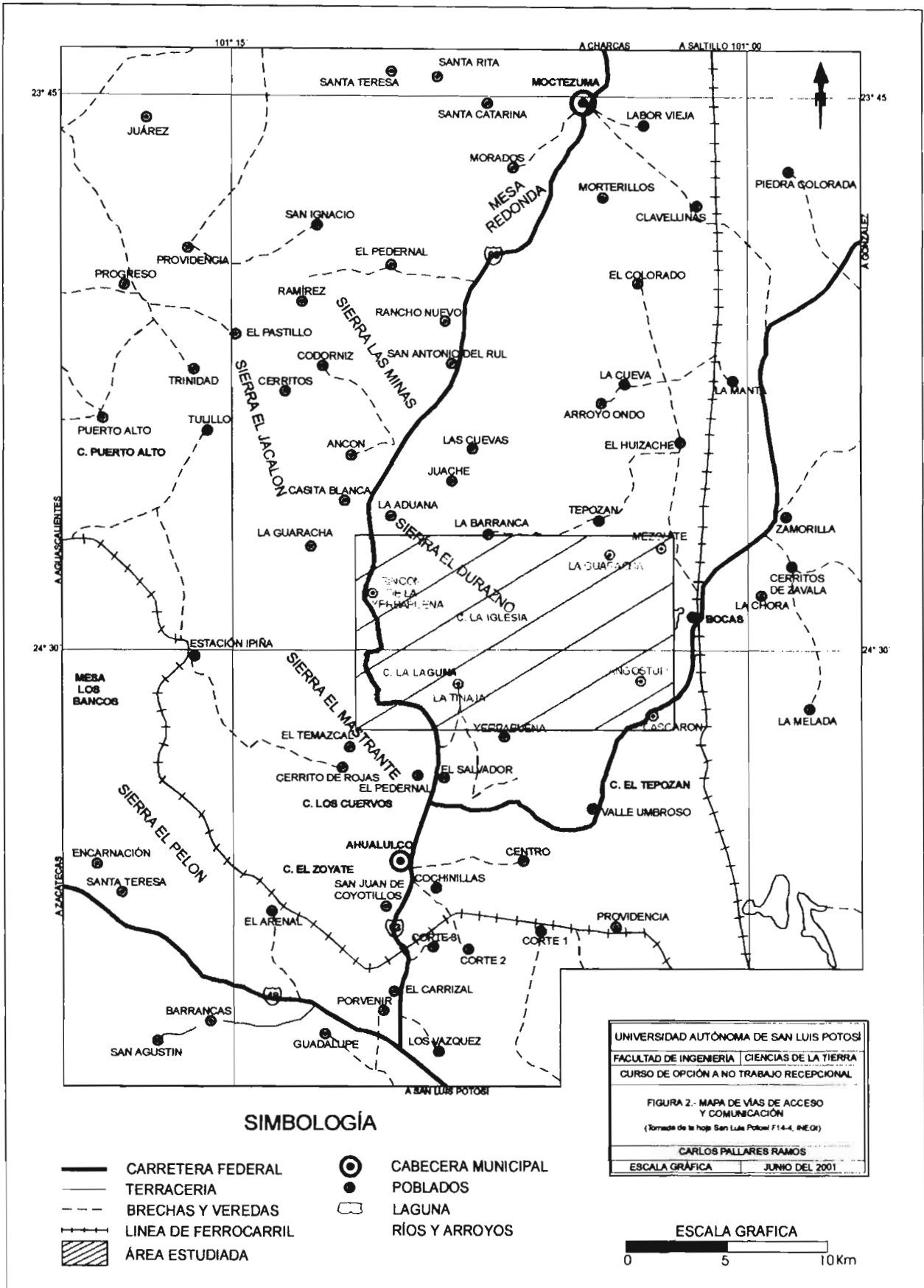
Además existen en el área, brechas y veredas que comunican y unen a todos los poblados y que son transitables en cualquier época del año, (Figura 2).



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA | CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTIVAL

FIGURA 1.- LOCALIZACIÓN DE ÁREA DE ESTUDIO

CARLOS PALLARES RAMOS
 ESCALA GRÁFICA | JUNIO DEL 2001



SIMBOLOGÍA

- | | | | |
|-------|----------------------|----|--------------------|
| — | CARRETERA FEDERAL | ○● | CABECERA MUNICIPAL |
| - - - | TERRACERIA | ● | POBLADOS |
| · · · | BRECHAS Y VEREDAS | □ | LAGUNA |
| + | LÍNEA DE FERROCARRIL | — | RÍOS Y ARROYOS |
| ▨ | ÁREA ESTUDIADA | | |

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTIVAL

FIGURA 2.- MAPA DE VÍAS DE ACCESO Y COMUNICACIÓN
 (Tomado de la hoja San Luis Potosí F14-4, INEGI)

CARLOS PALLARES RAMOS
 ESCALA GRÁFICA JUNIO DEL 2001



2.- FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio está localizada dentro de la Provincia Fisiográfica denominada Mesa Central (Raisz, 1959), (Figura 3).

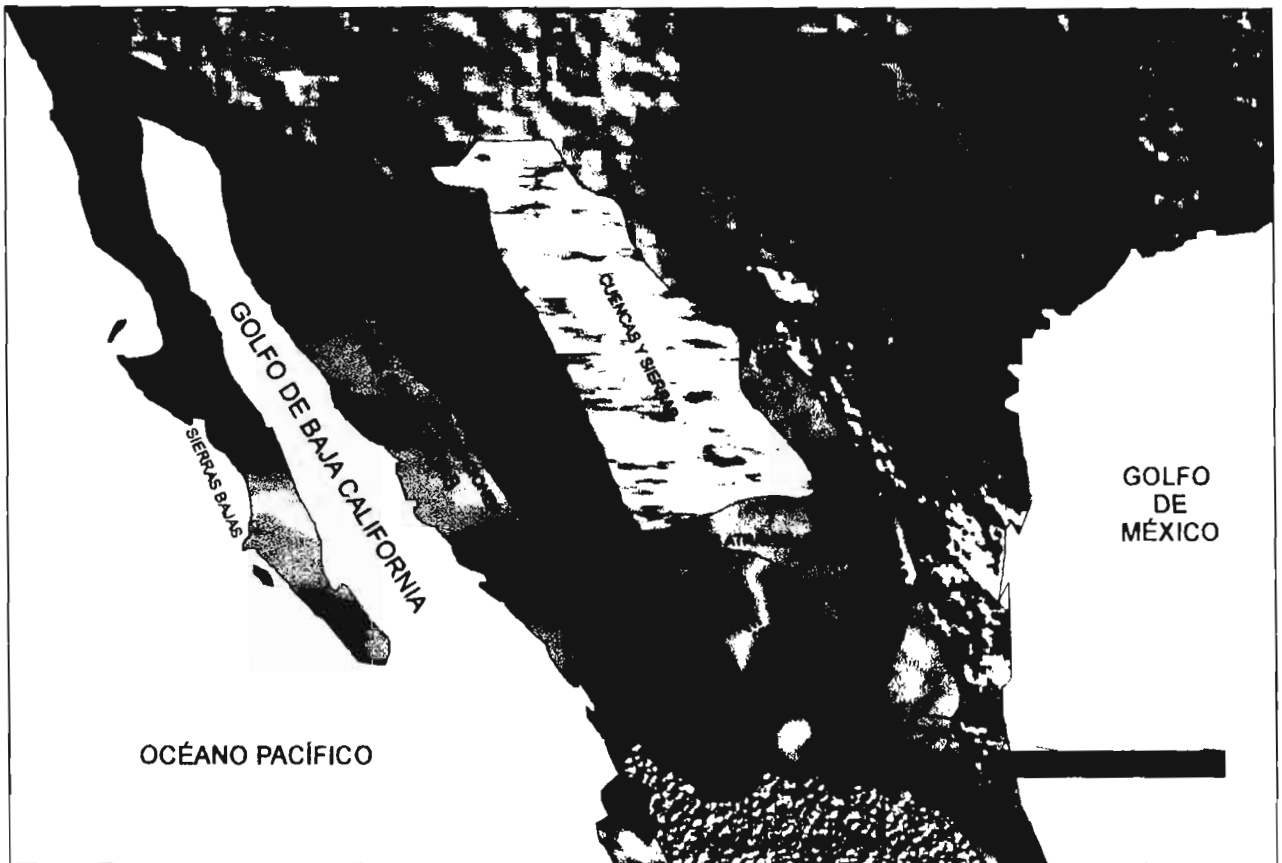
Dentro del área y a sus alrededores existe un conjunto de serranías, formadas por rocas sedimentarias y volcánicas que van desde el Cretácico al Cuaternario; las primeras presentan un estado de madurez temprana dentro del ciclo geomorfológico y topografía de contornos suaves que es el resultado de un ciclo de erosión avanzada, mientras que las unidades volcánicas se caracterizan por una cubierta de rocas terciarias que se encuentran discordantes sobre las rocas sedimentarias y presentan un estado juvenil dentro del ciclo geomorfológico, con geoformas resultantes de escarpes abruptos, barrancas profundas y en algunos sitios forman amplias mesetas.

El relieve varía entre los 1700 y 1800 m en los puntos más bajos, y los 2250 y 2400 m en los puntos más altos.

El drenaje es de tipo dendrítico en las rocas sedimentarias y en las volcánicas debido a su topografía abrupta y fallamiento presentan un drenaje rectangular; estos cauces llevan agua solo en época de lluvia, la cual se pierde principalmente por evaporación e infiltración al llegar a los valles cercanos. En la parte occidental de área la interacción ambiental entre factores como clima, topografía y geología han jugado un papel importante en la ocurrencia de los procesos de remoción.

Se detectaron una serie de movimientos de terreno (remoción en masa), los cuales son depósitos de coluvión (derrubios y detritos) depositados en pequeñas cuencas y lechos de arroyos, los cuales al ser erosionados del lugar de depósito han ocasionado deslizamientos, tal es el caso del desplazamiento de un segmento de la carretera a Charcas en el tramo Ahualulco-Moctezuma.

Las partes más bajas se encuentran cubiertas por material aluvial y suelos residuales recientes, formando terrazas incipientes en los márgenes de los cauces principales.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA | CIENCIAS DE LA TIERRA
CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTIVAL

FIGURA 3 - PROVINCIAS FISIOGRAFICAS DEL CENTRO
Y NORTE DE LA REPUBLICA MEXICANA Y
LOCALIZACIÓN DEL ÁREA ESTUDIADA,
(RAISZ, 1959).

CARLOS PALLARÉS RAMOS
SIN ESCALA JUNIO DEL 2001

III. GEOLOGÍA

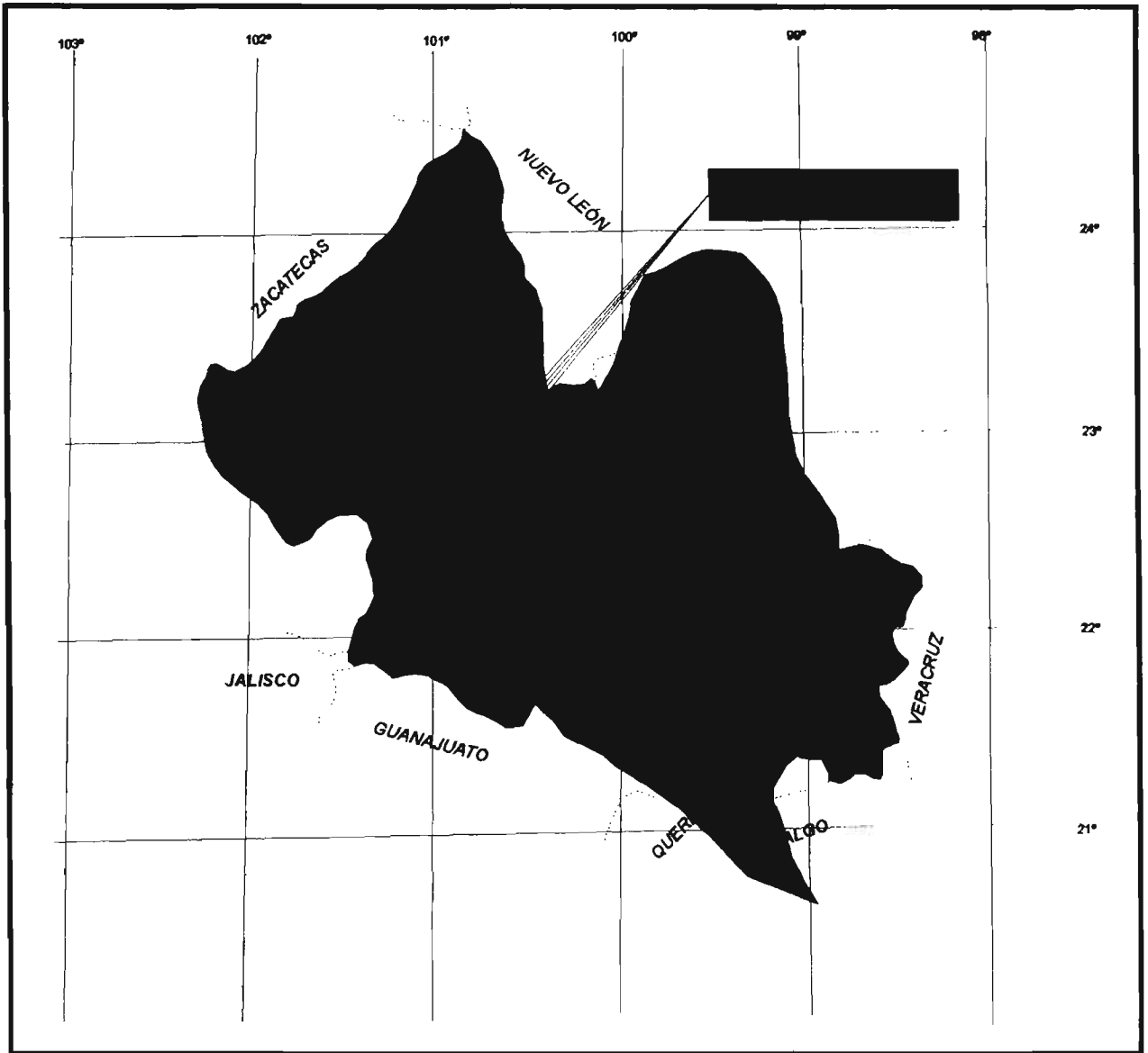
1.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio se encuentra dentro de la unidad paleogeográfica denominada Cuenca Mesozoica del Centro de México, en donde Petróleos Mexicanos realizó una exploración sistemática, por medio de geología superficial, fotogeología, magnetometría, gravimetría, sismología experimental, perforación de pozos de sondeo estratigráfico y estudios de interpretación del subsuelo. Con todo lo anterior definieron una gran cuenca sedimentaria que contiene un volumen aproximado de 700,000 km³ y una superficie de más de 137,000 km² que han puesto de manifiesto una columna de sedimentos marinos de más de 5,000 m de espesor integrada por rocas paleozoicas???, triásicas, jurásicas y cretácicas; afectadas por un sistema complejo de plegamientos y fallamientos de edad Cretácico tardío-Terciario temprano.

La cuenca se encuentra limitada al oriente por la Plataforma Valles-San Luis Potosí, al poniente por el complejo ígneo de la Sierra Madre Occidental, al norte por los plegamientos de la Cadena Transversa de la Sierra Madre Oriental y al sur por el Cinturón Neovolcánico Transmexicano (Carrillo-Bravo, 1971), (Figura 4).

También el área forma parte del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) que pertenece a la provincia ígnea más importante del mundo; comprende más de 1,000 m de espesor de rocas volcánicas félsicas extruídas durante un intervalo corto de tiempo en el Oligoceno (32 a 26 Ma). Formada por extensos flujos de cenizas riolíticas, derrames de lavas riodacíticas y riolíticas extruídas por numerosas fuentes. Antes de estos eventos la única actividad volcánica se representa por aislados derrames andesíticos del Eoceno.

La tectónica extensional del Terciario formó gran número de fosas y pilares. La formación de estas fosas sucede después de la extrusión de la mayoría de las rocas volcánicas las cuales fueron rellenadas posteriormente por depósitos volcanoclásticos y flujos de ceniza riolítica. En esta época empieza un magmatismo bimodal representado por la intercalación de basalto entre las rocas félsicas, que continúan después de los 26 Ma con basaltos suavemente alcalinos. Existe un hiato entre estas rocas y la emisión de las basanitas de las Joyas, (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982).



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA | CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTACIONAL
 FIGURA 4.- LOCALIZACIÓN DEL ÁREA ESTUDIADA
 EN RELACIÓN CON LAS PRINCIPALES
 UNIDADES PALEOGEOGRÁFICAS DEL
 MESOZOICO. (CARRILLO-BRAVO, 1971)
 CARLOS PALLARES RAMOS
 ESCALA GRÁFICA | JUNIO DEL 2001

2.- ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica del área consiste de una secuencia de areniscas y lutitas que representan la base de la columna expuesta y que corresponden al Cretácico superior, así como por un paquete de rocas terciarias de origen volcánico y unidades recientes constituidas de conglomerado y sedimentos finos (Figura 5).

2.1.- FORMACIÓN CARACOL (Ksc)

Descrita originalmente por Imlay (1936), en el arroyo del Caracol, en la parte oriental de la Sierra de Parras, Coahuila y la describe como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura.

Aflora en la parte norponiente del área estudiada, a manera de ventanas en las partes planas, dando lugar a topografía de relieve de contornos suaves, con formación de innumerables cárcavas.

Su litología consiste en una alternancia de lutitas fisiles y areniscas de grano fino a medio, de color gris verdoso, que se presentan en capas de 10 a 50 cm de espesor. Los granos de la arenisca son subangulares a subredondeados de feldespatos y cuarzo, con relativa abundancia de moscovita en matriz calcárea.


















Su espesor es desconocido en el área de estudio y en sus alrededores, ya que se encuentra muy plegada desarrollando pliegues de diferente tamaño, resultado de la gran actividad tectónica laramídica de la zona (Labarthe- Hernández y colaboradores, 1982).

Estratigráficamente sobreyace a la Formación Indidura de manera concordante y transicional, además su contacto se colocó donde dejan de aparecer las calizas carbonosas de la Formación Indidura a la cual sobreyace; esto se observó en las serranías que se encuentran al poniente, cercanas a la zona de estudio.

Es la formación más joven del Mesozoico, depositada en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, subyace de manera discordante a sedimentos clásticos continentales de la Formación Cenicera, (Labarthe-

PERIODO	EPOCA	EDAD	FORMACIÓN	M a
CUATERNARIO	HOLOCENO			0.01
	PLEISTOCENO	CALABRIANO		1.6
TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO	PIACENZIANO ZANCLEANO	5.3
		MIOCENO	MESSINIANO TORTONIANO SERRAVALLIANO LANGHIANO BURDIGALIANO AQUITANIANO	23.7
	OLIGOCENO	RUPELIANO CHATIANO		30.0
				36.6
	EOCENO	RUPELIANO CHATIANO	PRIABONIANO	40.0
			BARTONIANO	43.6
			LUTETIANO	57.8
			YPRESIANO	66.4
	PALEOCENO	RUPELIANO CHATIANO	SELANDIANO	
			DANIANO	
CRETÁCICO	TARDIO	MAASTRICHTIANO		
		CAMPANIANO		
		SANTONIANO		
		TURONIANO	91.0	

LEYENDA

-  Aluvión
-  Coluvión
-  Basalto Las Joyas \pm 1.00 Ma
-  Conglomerado San Nicolás
-  Riolita Panalillo Superior (26.8 ± 1.3 Ma)
-  Epiclasticos San Nicolás
-  Riolita Panalillo Inferior
-  Co-ignimbrita El Sauz
-  Riodacita Zapatero
-  Latita Portezuelo (30.6 ± 1.5 Ma)
-  Ignimbrita Peña
-  Dacita Jacavaquero
-  Formación Cenicera Superior
-  Andesita Casita Blanca Superior (44.1 ± 2.2 Ma)
-  Formación Cenicera Inferior
-  Andesita Casitas Blanca Inferior
-  Formación Caracol

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA | CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTORIAL

FIGURA 5 - COLUMNA GEOLÓGICA DEL ÁREA ESTUDIADA
 (Se tomó como base The Geologic Time Scale, O.S.A., 1983)

CÁRLOS PALLARES RAMOS
 SIN ESCALA | JUNIO DEL 2001

Hernández y colaboradores, 1982); de igual forma en algunos afloramientos del área, subyace a la Andesita Casita Blanca Inferior.

En lo que respecta a su edad se ha estimado por posición estratigráfica, ya que en el área y alrededores no se le han encontrado fósiles, se le asignó una edad de acuerdo con (Carrillo-Bravo, 1971), que oscila del Coniaciano al Maestrichtiano.

Se correlaciona con las formaciones Cárdenas y Tamasopo, de la Plataforma Valles-San Luis Potosí; con la Méndez y San Felipe de la margen oriental de dicha plataforma; con la Mezcala del área de Guerrero y con la Creta Austin del norponiente de México.

Por sus características sedimentológicas y por su medio ambiente de depósito se considera como una secuencia flyschoides que se depositó de manera regresiva en aguas someras correspondientes a la zona nerítica ó infralitoral.

2.2.- ANDESITA CASITA BLANCA INFERIOR (Tcbi)

Esta unidad fue descrita por primera vez por Labarthe-Hernández y Tristán-González, (1978), en la Cartografía Geológica de la Hoja San Luis Potosí, la nombraron como Andesita. En el reporte de la Hoja Ahualulco mencionan que se encuentra tanto abajo como arriba de los Clásticos Continentales Terciarios (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1981). Esta unidad fue propuesta formalmente por Labarthe-Hernández y colaboradores, (1982), como Andesita Casita Blanca, tomando su nombre del poblado Casita Blanca (Lat. 22° 52.1', Long. 101° 13.3').

En este estudio se decidió dividir los dos paquetes que se encuentran separados por la Formación Cenicera, nombrándolos respectivamente como Andesita Casita Blanca Inferior y Superior.

En esta área solo se localizan algunos afloramientos en el lado oriental de la carretera a Charcas.

Se trata de un flujo de lava de color gris verdoso brechado en su base, con un 5% de fenocristales de 0.5-2.0 mm de plagioclasa, biotita en una matriz afanítica. La matriz es un agregado de microlitos de plagioclasa, presenta vesículas rellenas de calcedonia e innumerables vetas delgadas

de calcita. Presenta una estructura lenticular y su espesor no sobrepasa los 10 m.

Esta unidad andesítica se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Formación Caracol, ocasionando una leve alteración (zona parcialmente recocida) y subyace también de manera discordante a la Formación Cenicera Inferior.

Su edad se sugiere mayor a los 44 Ma; edad obtenida radiométricamente para la Andesita Casita Blanca Superior, (Labarthe-Hernández y Colaboradores, 1982). Posiblemente perteneciente al Paleoceno superior.

Se puede correlacionar con la Secuencia Volcánica Inferior de composición andesítica de Sinaloa y Zacatecas descrita por Clark, (1981).

2.3.- FORMACIÓN CENICERA INFERIOR (Tci)

Originalmente descrita por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, le dieron el nombre informal de: Sedimentos Clásticos Continentales Terciarios. El nombre de Formación Cenicera fue propuesto por Labarthe-Hernández y colaboradores (1982). El nombre formal se tomó de su localidad tipo en el arroyo La Cenicera que se localiza a 5.5 kilómetros al S 70° W del poblado de Villa de Reyes S.L.P., en donde no aflora su base, pero en lugares cercanos descansa discordantemente sobre sedimentos del Mesozoico.

En el área de estudio aflora en una franja en su porción occidental.

Su litología consiste de una secuencia de conglomerados gruesos y finos, formados por fragmentos que pueden alcanzar hasta 15 cm; areniscas poco consolidadas, limos y arcillas. Sus fragmentos son principalmente de la Formación Caracol en ocasiones con clastos de caliza, pedernal negro y algunos de dacita e intrusivo granítico. En general presentan variación lateral fuerte, cambiando rápidamente de conglomerados a zonas arcillo-limosas. (Fotografía 1).

Algunos de los horizontes arenosos presentan estratificación cruzada, gradación y numerosos paleocanales. Las capas en su mayoría se encuentran bien compactadas y basculadas.

Su espesor es muy variable ya que se depositaron en cuencas aisladas; en su localidad tipo se consideró un espesor de 80 m. En este estudio de acuerdo al perfil geológico B-B' se le estimó un espesor de 50 m.

Este depósito sobreyace discordantemente a la Formación Caracol o bien en algunos sitios a la Andesita Casita Blanca Inferior.

Su edad se le asignó al Paleoceno-Eoceno, de acuerdo a una muestra tomada en el Cerro del Chiquihuitillo en la Hoja San Luis Potosí estudiada por métodos palinológicos, estudio que llevó a cabo la Dirección de Geohidrología y Zonas Áridas de la S.A.R.H., quienes encontraron las especies *Clasopollis*, sp., *M. Triatriopollanites* sp., las cuales son características de esta edad, (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1978).

Otra base para determinar su edad, es que la Andesita Casita Blanca Superior fue fechada en 44.1 Ma (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982). Por lo que se puede interpretar que la Formación Cenicera realmente corresponde al rango de edad antes mencionado.

Se correlaciona con los Conglomerados Rojos de Zacatecas, Guanajuato y Taxco, cuya edad es del Eoceno (Edwards, 1955).

2.4.- ANDESITA CASITA BLANCA SUPERIOR (Tcbs)

Originalmente fue descrita de manera informal con el nombre de Andesita (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí. El nombre de Andesita Casita Blanca se propuso de manera formal en La Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la Parte Central del Estado de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982); su localidad tipo se localiza en las inmediaciones de la ranchería de Casita Blanca (Lat. 22° 52.1' N y Long 101° 13.3' 0), su sección tipo a 700 m al poniente del kilómetro 24 de la Carretera a Charcas.

Aflora irregularmente como ventanas aisladas localizadas en la parte poniente de la zona estudiada, a ambos lados de la Carretera a Charcas.

Consiste en una roca de color gris oscuro verdoso, porfirítica con 5% de fenocristales de 1-2 mm. de biotita y plagioclasa en una matriz afanítica; presenta un aspecto lajeado y quebradizo; de textura pilotáxica, compuesta de un agregado de microlitos de plagioclasa y biotita.

En la parte que corresponde a la cima, tiene abundantes vesículas con relleno de calcedonia y hacia la parte baja se le pueden ver numerosas vetillas de calcita en direcciones muy distintas.

En un corte de la carretera a Charcas se vio localmente un dique cortando a la Formación Cenicera Inferior, (Fotografía 2). Una muestra tomada en el Arroyo Jacavaquero B-35 examinada al microscopio se describió como sigue:

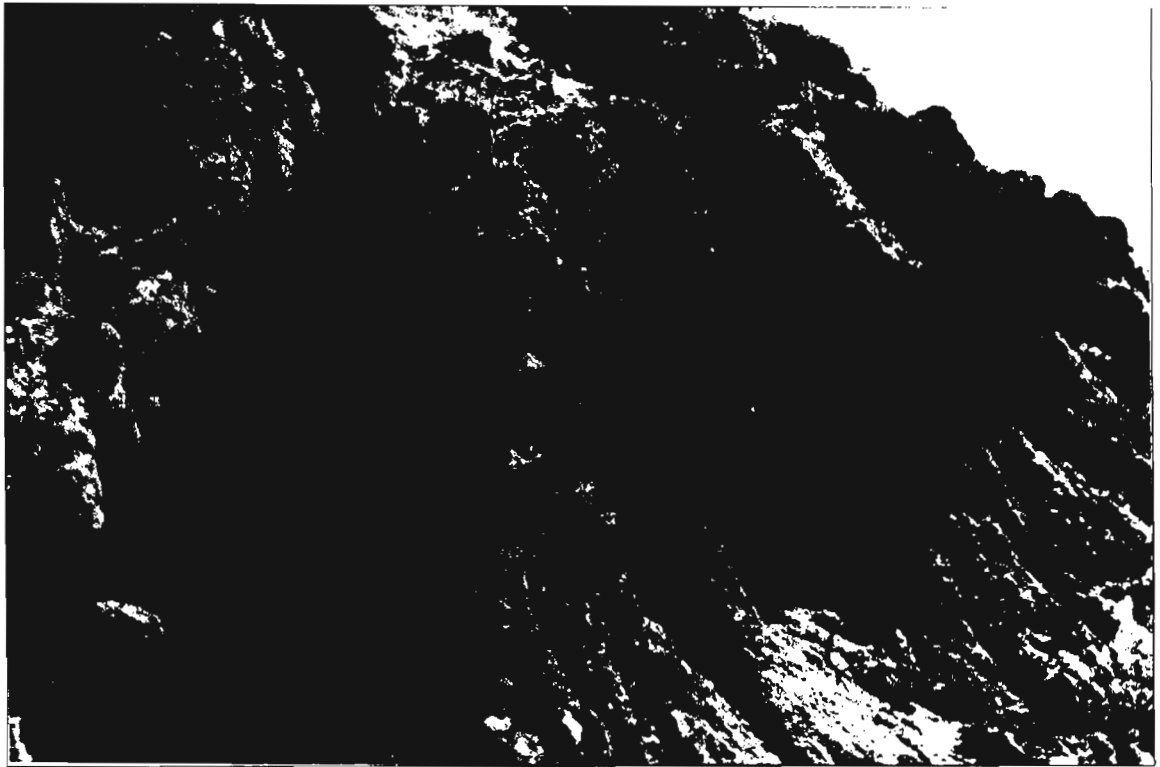
Corresponde a una roca de color gris oscuro verdoso, merocristalina, porfirítica, de grano medio de 1 a 3mm, presenta un 5% de fenocristales de biotita plagioclasa y en menor cantidad minerales máficos (augita, hornblenda ó hiperstena) subhedrales, con matriz afanítica.

Se le observó textura microcristalina, porfirítica, pilotáxica y glomeroporfirítica, vidrio; los cristales son de anhedrales a subhedrales.

En lo correspondiente a su espesor dentro del área no fue posible medirlo debido a que no está expuesta de una manera propicia; además que en algunos lugares son diques alimentadores. Aguillón-Robles y Tristán-González, (1981), le estimaron un espesor de 80 m. En este estudio se estimó un espesor máximo de 20 m.

En cuanto a sus relaciones estratigráficas sobreyace discordantemente a la Formación Cenicera Inferior y subyace discordantemente a la Formación Cenicera Superior.

Su edad determinada por método K/Ar de roca total es de 44.1 ± 2.2 Ma, lo que la sitúa en el Eoceno medio para el Miembro Superior (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982).



**Fotografía 1.- Conglomerado de la Formación Cenicera Inferior
(conglomerados, arenas y limos)**



**Fotografía 2.- Dique de la Andesita Casita Blanca Superior, cortando a la
Formación Cenicera Inferior.**

Su correlación se puede dar con las andesitas del Paleoceno-Eoceno de Sinaloa y Zacatecas (Clark, 1981); con la Andesita Antigua de la secuencia volcánica de Durango (Mc. Dowell y Keizer, 1977).

Es la roca volcánica más antigua de la secuencia terciaria y se coloca intercalada entre los sedimentos de la Formación Cenicera.

2.5.- FORMACIÓN CENICERA SUPERIOR (Tcs)

Descrita originalmente como Clásticos Continentales Terciarios por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), posteriormente Labarthe-Hernández y Tristán-González (1981), mencionan en su reporte de la Hoja Ahualulco, que estos depósitos se encuentran descansando discordantemente sobre sedimentos cretácicos marinos y hacia el norponiente de la hoja sobreyacen a una andesita.

Se trata de un depósito lenticular con una serie de horizontes conglomeráticos parcialmente compactados, formados de fragmentos donde predominan los de areniscas y lutitas de la Formación Caracol y otros de andesita, caliza, algunos de dacita de color morado y granito; los tamaños varían desde 0.5 hasta 20 cm y la moda es del orden de 2-3 cm en matriz arenosa; estos horizontes se llegan a intercalar con bancos de hasta 2 m de limos de color rojizo-amarillento a ligeramente verdoso; su espesor es lenticular y no sobrepasa los 30 m.

Descansa discordantemente sobre la Andesita Casita Blanca Superior y subyace a la Dacita Jacavaquero o bien a la Ignimbrita Peña o Latita Portezuelo.

Su edad queda determinada por su posición estratigráfica entre los 44 Ma de la Andesita Casita Blanca Superior y los 30 Ma de la Latita Portezuelo.

2.6.- DACITA JACAVAQUERO (Tdj)

Inicialmente esta roca fue nombrada por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1981), en la cartografía de la Hoja Ahualulco, S.L.P. y fue en el año siguiente en que Labarthe-Hernández y colaboradores (1982) la proponen formalmente con este mismo nombre, considerando su

localidad tipo en el Arroyo Jacavaquero a 1 km al oriente del km 24 de la carretera Ahualulco-Charcas, misma donde aflora su cima y su base.

Aflora en la parte norponiente del área estudiada, donde forma una serie de domos.

Consiste en un derrame de lava viscoso, (Fotografía 3), que al enfriarse formó una roca de color gris violáceo, fluidal; es merocrystalina, con aproximadamente el 15% de fenocristales de 2-3 mm de plagioclasas, biotita y hornblenda, en matriz compuesta de pequeños microlitos de plagioclasa y vidrio. Dentro de los minerales accesorios que presenta está la magnetita, circón y apatito, (Fotografía 4).

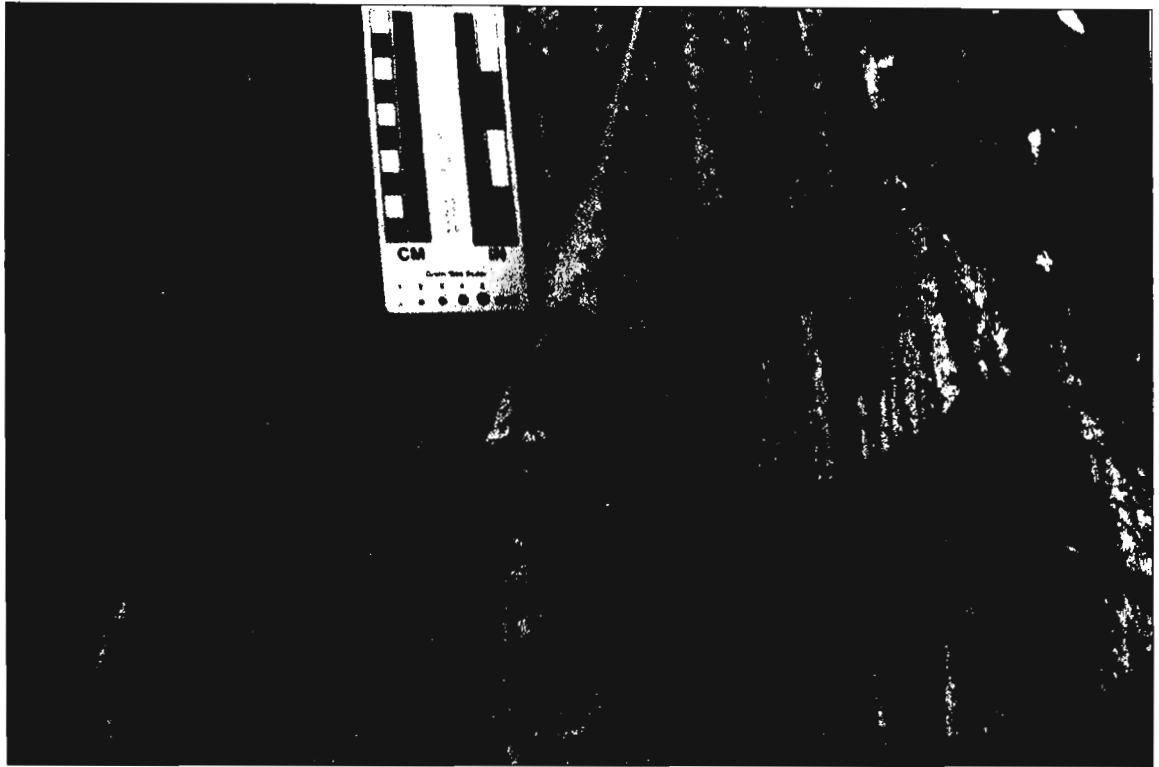
Se presenta en forma de domos masivos con varias fuentes que se pudieron identificar por estar frecuentemente brechadas y por los planos de fluidez de ángulo alto o vertical, (Fotografía 5). Tiene abundante depósito de fase de vapor y fumarolas; también presenta una marcada fluidez que en ocasiones forman múltiples pliegues de diferente dimensión.

En sus cúpulas estos domos forman caparazones gruesos formados por brechas compactas, algunos con zonas silicificadas, los que aún se pueden observar en sus cimas, (Fotografías 6 y 7). Los frentes de los lóbulos, los cuales no alcanzaron a derramar distancias grandes, también presentan brechamiento, (Fotografía 8), este fenómeno de brechamiento es también muy notorio en los márgenes del domo.

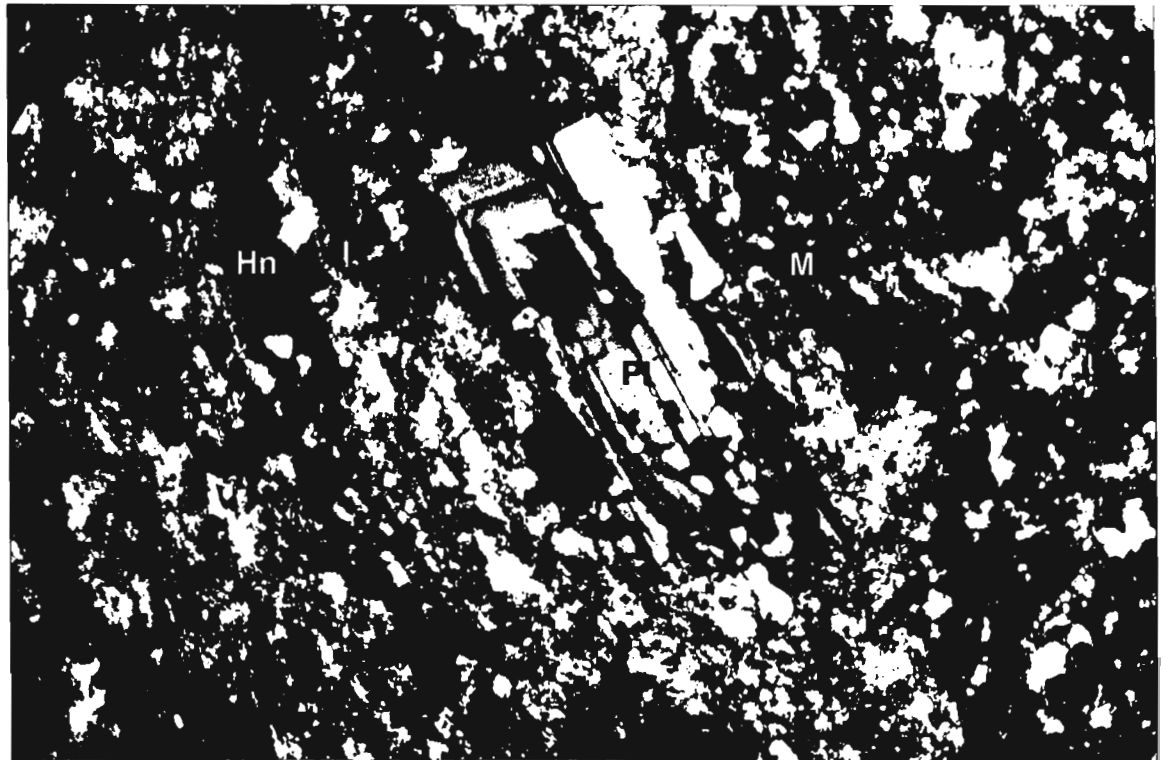
La muestra B-5 analizada en este estudio se describe como sigue:

Roca ígnea extrusiva de color violeta claro, mesocrática, merocrystalina compuesta por cristales con tamaño de 0.1 mm a 1 mm; éstos son principalmente ferromagnesianos como micas (biotita) y hornblendas en un 5%, son de alotriomorfos a hipidiomorfos; la matriz es afanítica compuesta de vidrio alterado a minerales de la arcilla y microlitos de plagioclasa subparalelos en la parte más sana de la roca, presenta abundantes vesículas rellenas de minerales secundarios de aspecto radial.

Por su análisis químico se le clasificó como Dacita (Aguillón- Robles y Tristán-González, 1981). En este estudio se tomaron dos muestras para análisis químico de elementos mayores y trazas, cuyos resultados dan



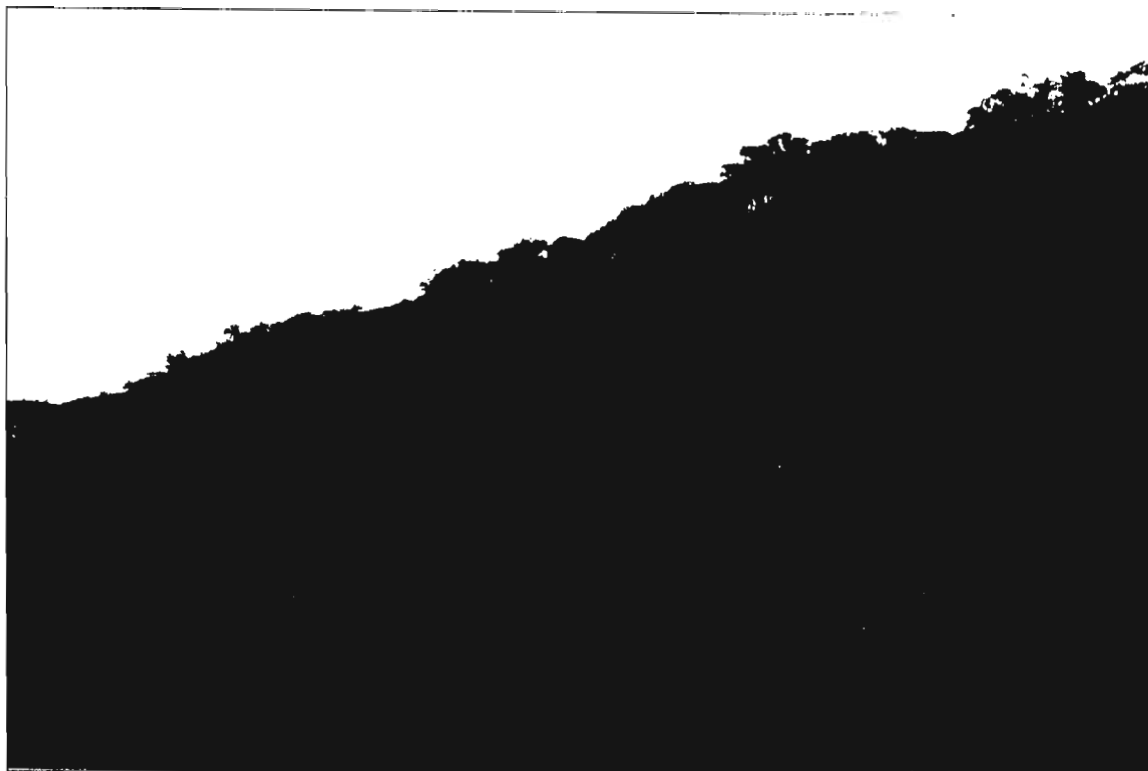
Fotografía 3.- Detalle de la textura fluidal de la Dacita Jacavaquero.



Microfotografía 4.- Cristales de plagioclasa(Pl) y hornblenda(Hn), en matriz desvitrificada (M), (luz polarizada,aumento 5x).



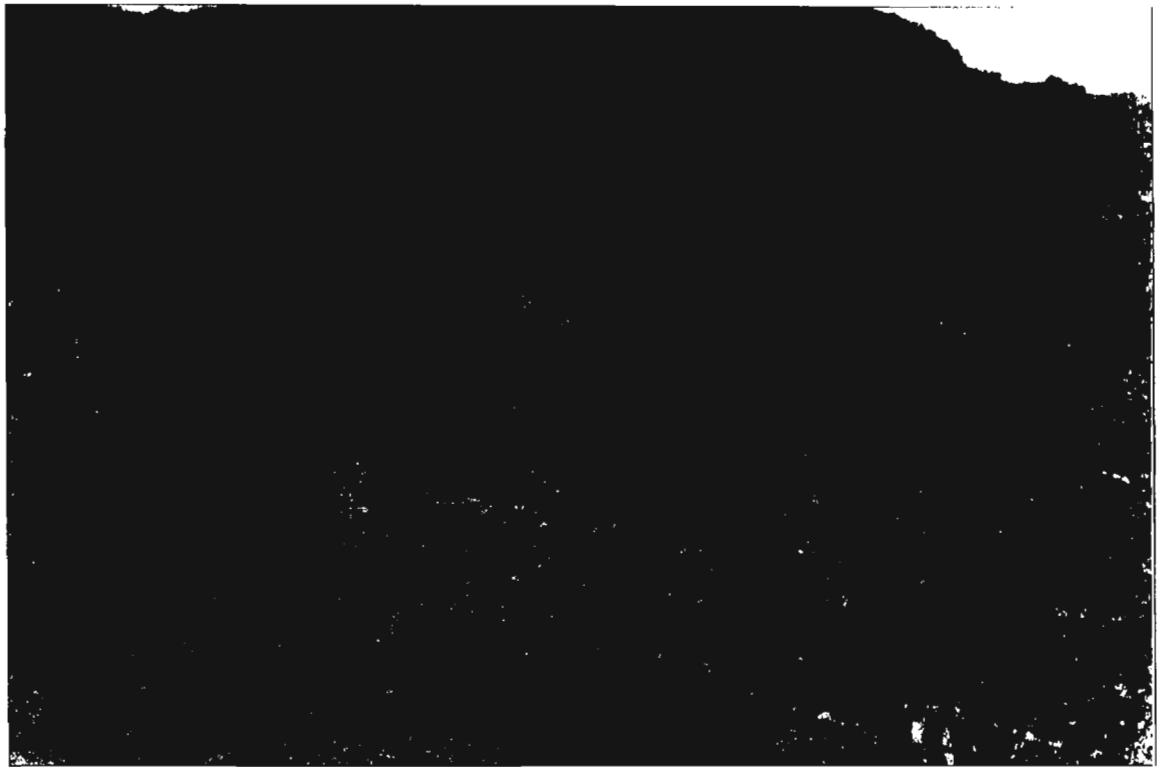
Fotografía 5.- Zona de fuente de la Dacita Jacavaquero, se muestran sus planos de fluidez verticales y brechados.



Fotografía 6.- Brecha compacta del caparazón de los domos de la Dacita Jacavaquero.



Fotografía 7.- Detalle de la brecha del caparazón de la Dacita Jacavaquero.



Fotografía 8.- Brechamiento intenso en la parte frontal de los domos de la Dacita Jacavaquero.



Fotografía 9.- Horizontes epiclásticos conglomeraticos intercalados con oleadas piroclásticas, en la base de la Ignimbrita Peña.

una clasificación de dacita; el análisis puede verse en el capítulo dedicado a Geoquímica, (Pecerillo y Taylor, 1976).

Respecto a sus relaciones estratigráficas, sobreyace a la Formación Cenicera Superior y subyace a la Ignimbrita Peña y en ocasiones directamente a la Latita Portezuelo.

Su edad pertenece al Oligoceno medio, puesto que estratigráficamente se coloca entre la Andesita Casita Blanca Superior de 44 Ma y la Latita Portezuelo de 30.6 Ma.

2.7.- IGNIMBRITA PEÑA (Tip)

Descrita originalmente por Aguillón-Robles y Tristán-González, (1981) en la Cartografía Geológica de la Hoja Moctezuma, S.L.P.

Aflora en la parte norte y norponiente del área en las cercanías del rancho La Barranca y en la parte norte de la Sierra El Durazno.

En general se trata de un flujo de ceniza de color rosáceo, con aproximadamente 10% de fenocristales de 2 a 3 mm de cuarzo y sanidino en matriz desvitrificada, también se puede ver que tiene cristalización en fase de vapor y pómez colapsada. En sitios sobre todo junto a las fallas principales se le pueden observar frecuentemente diques tufocíticos de diferentes espesor.

En el área de la Sierra El Durazno, esta unidad presenta cuatro paquetes descritos de la base a la cima.

PAQUETE UNO. Secuencia de oleadas piroclásticas de diferente espesor, de color blanquizco, con estratificación cruzada, intercaladas con horizontes epiclásticos de color verdoso oscuro, que varían desde conglomerados finos hasta capas limosas, (Fotografía 9). Presentan hacia la cima algunos flujos de ceniza de color rosáceo-blanquizco sin soldar hasta de 1.0 m de espesor; tiene algunas zonas de desvitrificación parcial con 1-2 % de fenocristales de sanidino y cuarzo, con líticos aislados de arenisca, pómez blanca sin colapsar de máximo 0.5 cm de diámetro; el espesor de este paquete es del orden de 20.0 m.

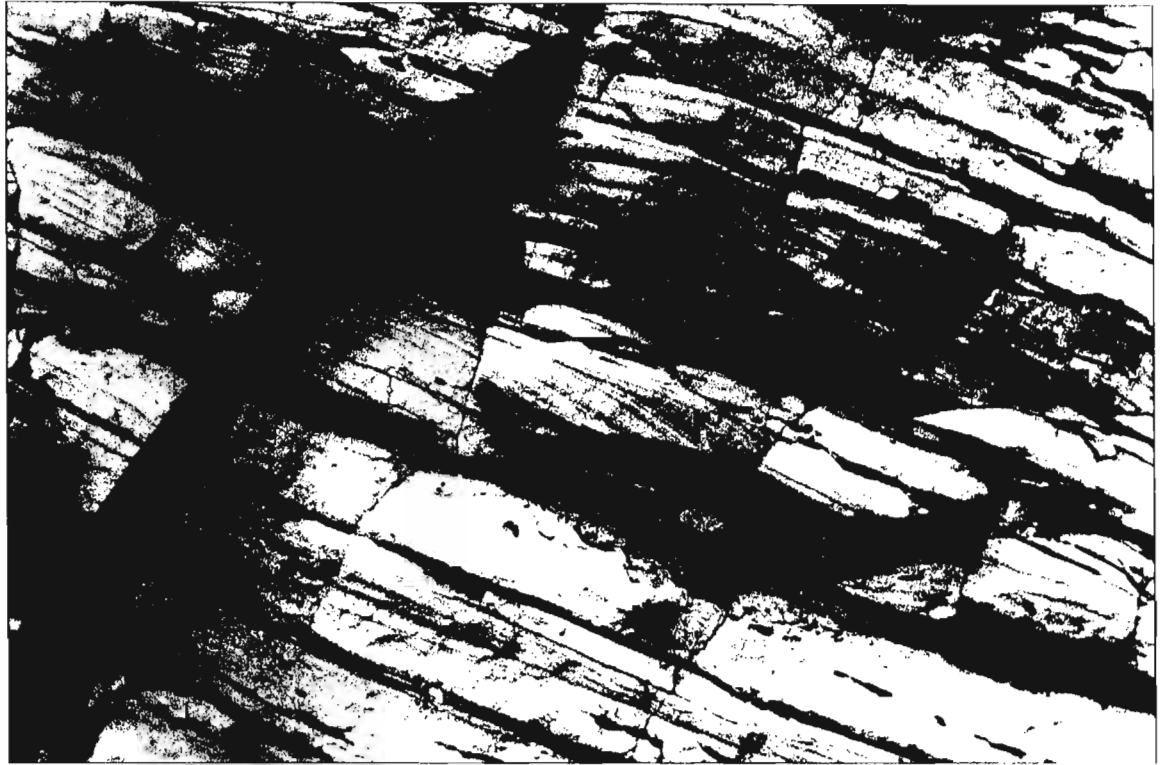
PAQUETE DOS. Flujo de ceniza de color café pardo a pardo rosáceo, bien soldado, con 10-15% de fenocristales de 1-2 mm de cuarzo y sanidino, en una matriz desvitrificada. El espesor aproximado es de 10.0 m.

PAQUETE TRES. Secuencia de flujos de ceniza sin soldar, con soldamiento parcial en la base , intercalados hacia la cima con algunas oleadas piroclásticas de color rosáceo a blanquizco, (Fotografía 10).

PAQUETE CUATRO. Flujo de ceniza soldado de color pardo a pardo rojizo, con 5-10% de fenocristales de cuarzo y sanidino, de 2-3 mm, algunos ferromagnesianos alterados. Tiene matriz desvitrificada, (Fotografía 11).

Los afloramientos de esta unidad en el contacto con la Dacita Jacavaquero y sobre todo en sus partes topográficamente más elevadas presentan por lo general los dos primeros paquetes. Esta secuencia piroclástica marca quizá el principio de la apertura de los conductos por donde se emplazaron posteriormente los derrames de la Latita Portezuelo.

La Ignimbrita Peña sobreyace de manera discordante a la Dacita Jacavaquero; y subyace también de manera discordante a la Latita Portezuelo.



Fotografía 10.- Secuencia de oleadas piroclásticas hacia la cima del paquete tres.



Fotografía 11.- Muestra el paquete uno basal con epiclásicos y oleadas piroclásticas y el paquete dos que es un flujo de ceniza soldado.

2.8.- LATITA PORTEZUELO (Tip)

Originalmente descrita de manera informal como Latita Porfírica por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí. Labarthe-Hernández y colaboradores (1982) le dan el nombre formal de Latita Portezuelo, considerando su localidad tipo en los cerros que se localizan al oriente del poblado de Portezuelo S.L.P. Su sección tipo se encuentra en la esquina suroccidental de esta área estudiada.

La Latita Portezuelo es una de las unidades volcánicas de mayor extensión en el área, cubriendo aproximadamente el 70% del total.

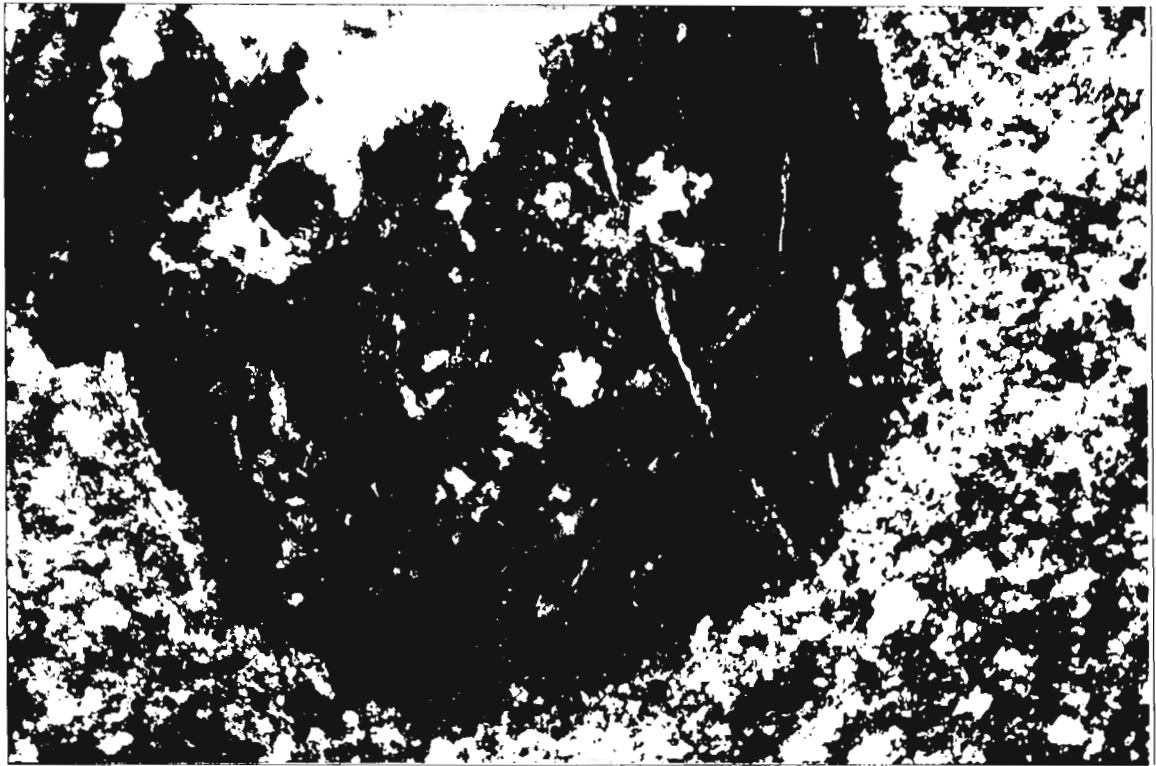
Una descripción general de esta unidad es como sigue:

Se trata de un derrame de lava de color pardo rojizo, holocristalina, inequigranular, porfírica, con matriz afanítica con 15% de fenocristales de 2 a 6 mm de plagioclasa, sanidino y poco cuarzo; también se le encuentran cristales de andesina de formas euhedrales a subhedrales, con cuarzo subordinado; posee matriz desvitrificada que consiste básicamente en microlitos de plagioclasa; como minerales accesorios tiene circón, apatito, abundante magnetita y hematita diseminada y en vetillas, (Fotografías 12 y 13).

Se intemperiza fácilmente formando un material de tamaño de grava fina de color gris claro o amarillento debido a la oxidación de los minerales ferromagnesianos; es común que tenga zonas brechadas y en algunos lugares se observa estructura fluidal. En muchos sitios presenta una marcada exfoliación esferoidal, formando costras separadas por óxidos de hierro, (Fotografía 14).

También presenta abundantes juegos de diaclasas que por lo general son perpendiculares a la dirección de flujo, (Fotografía 15); además en muchos sitios está muy fracturada por efectos tectónicos, dando lugar a numerosas imbricaciones.

Presenta una serie de fuentes que se caracterizan por un brechamiento fuerte y depósitos de fase de vapor, zonas silicificadas o vítreas, calcedonia en fracturas y por planos de fluidez de ángulo alto, (Fotografía 16).



Microfotografía 12.- Cristal de plagioclasa que presenta zoneamiento en la Latita Portezuelo, (luz polarizada, aumento 5x).



Microfotografía 13.- Cristal de plagioclasa en matriz compuesta de microlitos de plagioclasa, (luz polarizada, aumento 5x).



Fotografía 14.- Intemperismo esferoidal en la Latita Portezuelo.



Fotografía 15.- Diaclasas típicas formadas principalmente en los lóbulos de lava de la Latita Portezuelo.



Fotografía 16.- Brechas desarrolladas en la zona de fuente de la Latita Portezuelo (fuente de la Fosa El Zapote).



Fotografía 17.- Brechas de desintegración basal en la base de los lóbulos de lava de la Latita Portezuelo.

Los lóbulos formados por las coladas de la lava fueron amplios y algunos de ellos recorrieron distancias de decenas de kilómetros; en sus bases formaron brechas de desintegración lenticulares, (Fotografía 17).

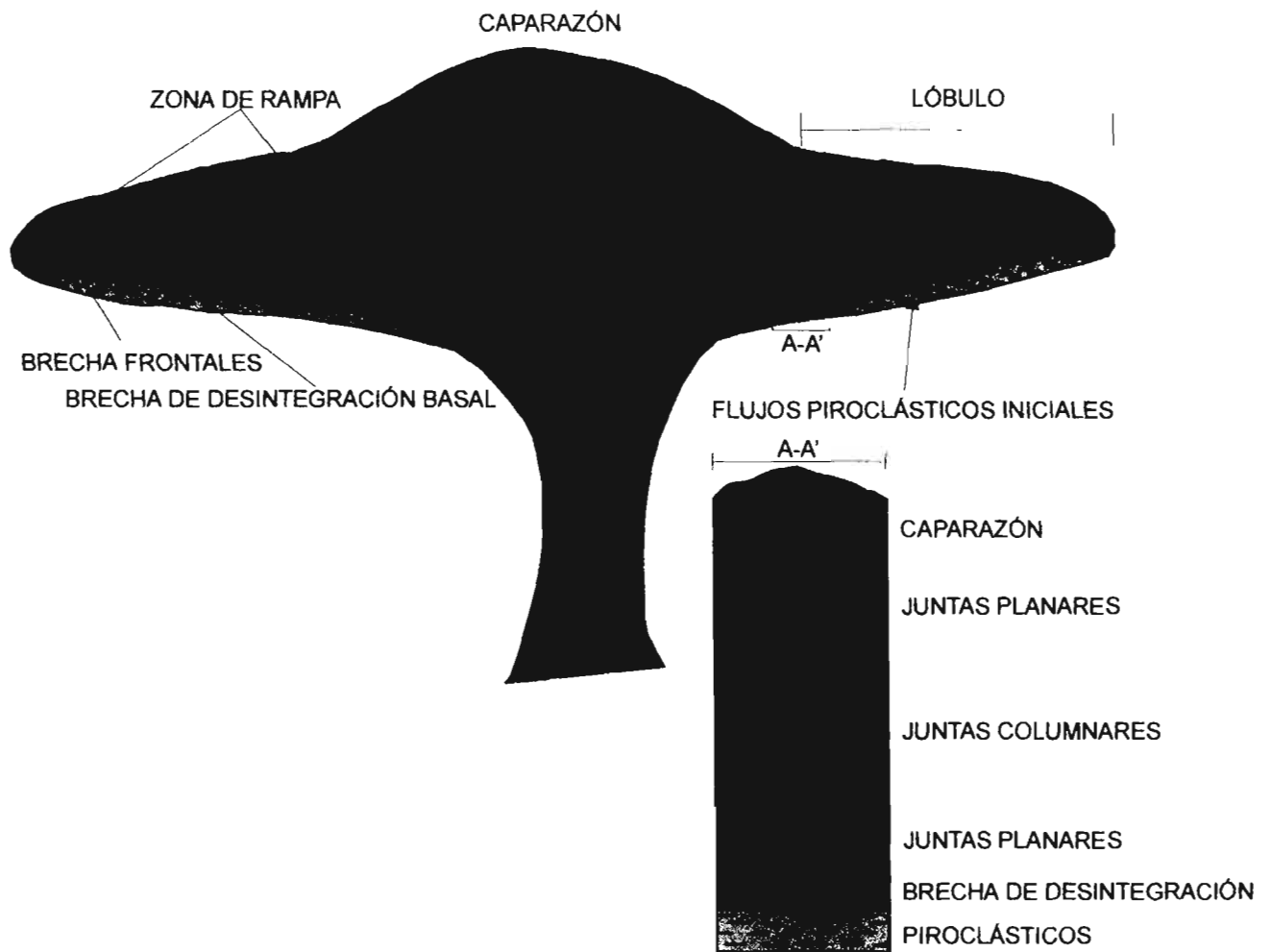
Los remanentes de los caparazones que aún quedan de testigos en la cima de los domos de la Latita Portezuelo se caracterizan por la presencia de zonas brechosas con depósito de calcedonia (no muy abundante), manchones y capas lenticulares de un vitrófido y planos de fluidez verticales o de alto ángulo. Estos caparazones son muy poco frecuentes por la tasa de erosión tan grande que ha sufrido esa roca en 30 Ma.

Los lóbulos son extensos y se caracterizan porque presentan tres zonas de enfriamiento; la base desarrolla juntas planares con abundantes huecos producto del escape de gases; en la parte media es común observar juntas columnares y hacia la cima tiende a volver a desarrollar juntas planares ó bien a ser masiva. Los frentes de los lóbulos tienden a formar suaves rampas y formación de brechas con bloques grandes que dejan importantes huecos entre fragmentos, (Figura 6).

El espesor de la Latita Portezuelo en el pozo para agua PSLO-2 en el poblado de Enrique Estrada en el Municipio de Soledad, S.L.P. es de 446 m, ahí está cubierta por aluvión y sobreyace a la Formación Cenicera, (Labarthe-Hernández y colaboradores 1982). En el suroriente del Campo Volcánico de S.L.P. Grasel, (1979), le consideró un espesor máximo de 300 m, indicando que aumenta hacia el poniente. Su espesor en el área es variable ya que fueron derrames lávicos que formaron domos de diferente dimensión, lo que ocasiona que en sus zonas centrales sea más gruesa que en sus lóbulos; sin embargo, de acuerdo a los perfiles geológicos se le estimó de 200-300 m en las partes más gruesas de los lóbulos.

Sobreyace en forma discordante a la Ignimbrita Peña y en otros sitios a la Dacita Jacavaquero. Subyace a diferentes unidades como son: Riodacita Zapatero, Co-ignimbrita El Sauz, Epiclásticos San Nicolás y a la Riolita Panalillo Inferior o en algunos lugares al Conglomerado San Nicolás.

Su edad fue determinada por el método de K/Ar de roca completa. La muestra se tomó en el arroyo El Jacavaquero y dio como resultado 30.6



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA | CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTORIAL

FIGURA 6.- ESQUEMA IDEALIZADO DE UN DOMO DE LATTITA PORTEZUELO

CARLOS PALLARES RAMOS
 SIN ESCALA | JUNIO DEL 2001

±1.5 Ma, lo que la coloca en el Oligoceno medio (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982).

2.9.- RIODACITA ZAPATERO (Trz)

Fue descrita originalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1981), quienes la nombraron como Ignimbrita Ahualulco en la Cartografía Geológica de la Hoja Ahualulco. Labarthe-Hernández y colaboradores (1982), la definieron más tarde como el Miembro Inferior de la Ignimbrita Ahualulco y el más reciente trabajo de Labarthe-Hernández y colaboradores (1995), en el cual la definen como Riodacita Zapatero, por aflorar en las cercanías del poblado de Zapatero, que se ubica aproximadamente a 1 kilómetro al ENE del cerro El Cochi, en donde aflora la localidad tipo de esta formación. Originalmente a esta roca se le describió como un flujo de ceniza soldado (ignimbrita).

Aflora en la esquina surponiente del área estudiada.

Consiste en un derrame de lava con colores desde gris rosáceo a pardo claro, que suele intemperizar en color café rojizo.

Es una roca merocrystalina a holocrystalina, inequigranular porfirítica, con matriz afanítica, con aproximadamente 25% a 30% de fenocristales euhedrales a subhedrales, hasta de 3 mm de largo y son sanidino, cuarzo bipiramidal y biotita reemplazada por óxidos de hierro. Su matriz presenta desvitrificación y como minerales accesorios tiene circón, magnetita, apatito y en ocasiones cristales aislados de granate rojo (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1995); se puede observar en los afloramientos una marcada fluidez formando pliegues pequeños, (Fotografía 18).

Labarthe-Hernández y colaboradores (1995), mencionan que en la porción occidental del Centro Volcánico de Ahualulco, en las cercanías de esta área estudiada, cerca del Cerro El Negro, se encuentra intensamente alterada en colores rosa claro además de que presenta silicificación penetrativa tanto en la matriz como en los fenocristales.

También en estos afloramientos en las zonas alteradas se observan vetillas y manchones de óxidos de hierro en fase de vapor en fracturas.

Los afloramientos localizados en este estudio, son parte de un extenso lóbulo de lava proveniente de una fuente situada fuera del área hacia el surponiente en la parte central del Centro Volcánico de Ahualulco (aproximadamente a 7 km), en el que se pueden distinguir la serie de rampas que caracterizan las partes frontales del domo y brechas de desintegración basal en forma lenticular presentes en el límite sur del área.

Estratigráficamente sobreyace a la Latita Portezuelo con un vitrófido basal de color negro verdoso de aproximadamente 2-4 m de espesor. En el área de estudio no está cubierta por otra roca.

Labarthe-Hernández y colaboradores, (1982) determinaron su edad por el método de K/Ar obteniendo una edad de 30.6 ± 1.5 millones de años, lo que la coloca en el Oligoceno medio; esta edad es similar a la Latita Portezuelo, lo que se supone que no pasó mucho tiempo entre el depósito de una y otra.

Por sus características se puede correlacionar con la Riodacita Barbechos del área sur del Cerro Grande en la Sierra de San Miguelito, (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1993).

2.10.- CO-IGNIMBRITA EL SAUZ (Tcis)

Se describe por primera vez de en este trabajo, donde se le da el nombre de manera informal de Co-ignimbrita El Sauz.

Su localidad tipo se encuentra en el lecho del Arroyo El Sauz, localizado aproximadamente a 0.5 km del límite norte del área estudiada.

Las brechas co-ignimbríticas proximales generadas en una columna de erupción y como una parte de una ignimbrita fueron dadas a conocer por Wright y Walker(1977); primero fue descrita como una co-ignimbrita de caída rezagada, en los depósitos de la Ignimbrita Acatlán. Este depósito granular rico en líticos, fue identificado como una parte de la ignimbrita porque mostraba características composicionales como ésta, y la brecha acumulada coincidía con la formación de la ignimbrita, ambas posiblemente representando una sola unidad de flujo, considerando que el depósito se formó en o cerca del sitio donde la columna se había colapsado y consistía principalmente de piroclásticos que eran grandes y pesados para el soporte de la columna.



Fotografía 18.- Muestra el desarrollo de pliegues pequeños en la Riodacita Zapatero.



Fotografía 19.- Aspecto de un depósito de Co-ignimbrita en el norte del área.

El término de depósitos de "caída retardada" fue propuesto porque la acumulación de los líticos fue un residuo dejando atrás los flujos de ceniza y pómez (que es un depósito rezagado) dicho depósito se lleva a cabo por caída, formando un tipo de estratificación.

Algunas brechas co-ignimbritas de rezago son asociadas a las ignimbritas, distinguiéndose 4 tipos de brechas líticas de acuerdo al transporte y emplazamiento (Walker, 1985):

1.- Son producto del asentamiento de fragmentos gruesos y densos a través del flujo piroclástico y constituyen una zona de segregación de líticos (capa 2b) (L) de Sparks et al., 1973), ocurriendo justo arriba de la capa basal (2 a), (Figura, 7).

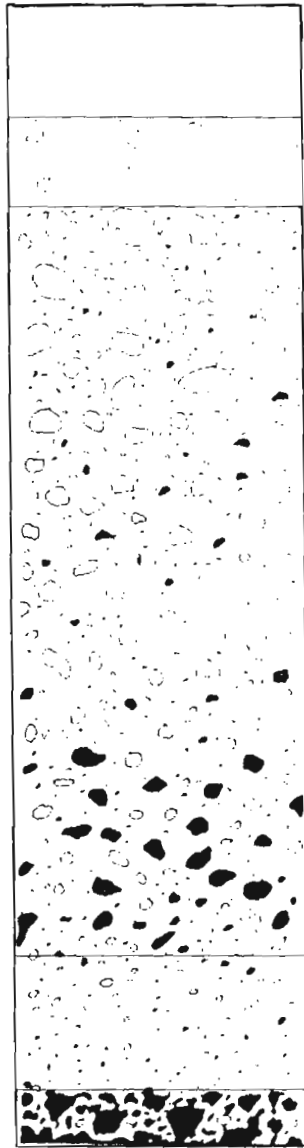
2.- Consisten de fragmentos del piso rocoso sobre el cual viaja el flujo piroclástico, los que se encuentran arriba de la capa de la ignimbrita.

3.- Los líticos son segregados de la cabeza fuertemente fluiditizada del flujo piroclástico y constituyen una capa de superficie ("ground layer") sobre la que cabalga el resto del flujo. En este grupo pueden considerarse las brechas acumuladas en los cambios de pendiente, como el caso de las producidas por la erupción de 1982 en el volcán Chichón en Chiapas (Macias et al., 1998).

4.- Las brechas con fragmentos gruesos, próximas a la fuente o brechas co-ignimbriticas de rezago ("co-ignimbrite lag breccias"), de acuerdo con a Druitt y Sparks, (1982).

Su litología en esta área consiste en un depósito formado de fragmentos de Latita Portezuelo de hasta 1.5 m de diámetro; los más comunes son de 10 cm, soportados por una matriz de ceniza y de fragmentos pequeños; presenta leve gradación sobre todo hacia las partes más distales donde se intercala con flujos de ceniza fina y oleadas piroclásticas. Su asociación está siempre ligada hacia los bloques del alto de las fallas normales (Fotografías 19 y 20).

Estratigráficamente sobreyace a la Latita Portezuelo y subyace en algunos sitios a la Riolita Panalillo Inferior, Epiclásticos San Nicolás y al Conglomerado San Nicolás.



Capa 3

Capa 2 c

Capa 2 b (P): zona de concentración de pómez

Capa 2 b

Capa 2 b (L): zona de concentración de líticos

Capa 2 a

Capa 1

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA | CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTIVAL
 FIGURA 7 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DE UNA
 UNIDAD DE FLUJO IGNEÍMBRÍTICO SIMPLE
 IDEALIZADO, MOSTRANDO LAS CAPAS Y
 GRADACIONES.
 (MODIFICADO DE SPARKS ET AL . 1973)
 CARLOS PALLARES RAMOS
 SIN ESCALA JUNIO DEL 2001

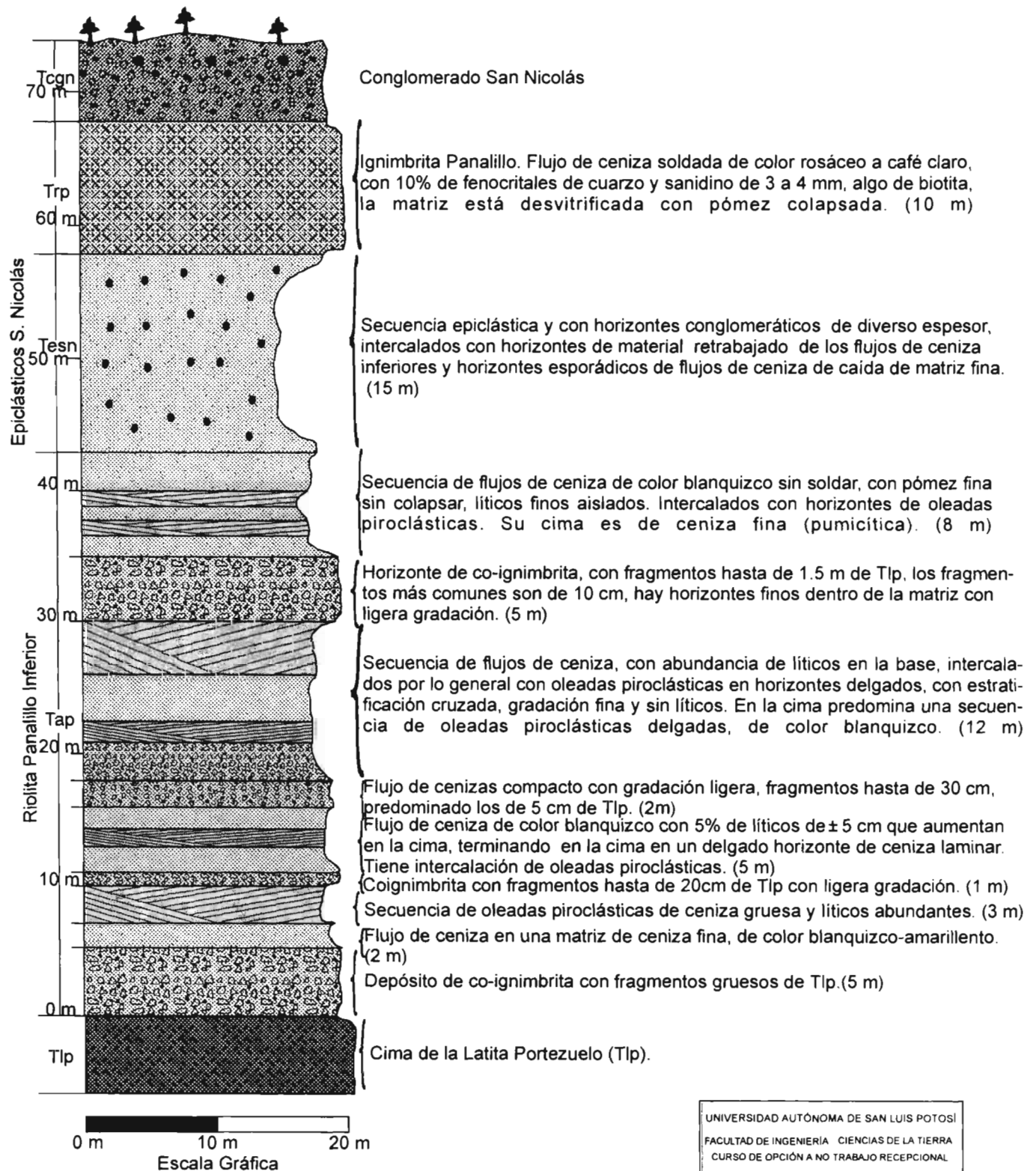
Su edad queda definida por su relación estratigráfica con la Latita Portezuelo de 30.6 ± 1.5 Ma y La Riolita Panalillo Superior de 26.8 ± 1.3 Ma, quedando definida en ese rango.

2.11.- RIOLITA PANALILLO INFERIOR (Tap)

Fue descrita de manera informal con el mismo nombre por Labarthe-Hernández y Tristán-González, (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, S.L.P. y fue hasta que Labarthe y colaboradores, (1982) la dividen en dos miembros el inferior (Tap) y el superior (Trp). En este trabajo se le sigue llamando con el mismo nombre aunque en el campo se aprecia como una serie de flujos de ceniza sin soldar y oleadas piroclásticas y no de una lava como su nombre lo pudiera suponer.

Se ha descrito en varias localidades como un paquete de flujos de ceniza sin soldar y tobas depositadas por aire, de color crema y en ocasiones rojizas; se presenta bien estratificada incluso con gradación, son capas que oscilan de 5 a 30 cm; pueden variar desde grano muy fino hasta grueso. Tiene abundancia de líticos de 2-10 cm, con aproximadamente 5-15% de fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa, en una matriz de grano muy fino que consiste en esquirlas de vidrio y pómez. Al sur del área, cerca de Valle Umbroso, este miembro consiste de un flujo de cenizas sin soldar, sin estratificar, con pómez sin colapsar y aisladas esferolitas de 5-20 mm (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982).

A inmediaciones del rancho abandonado de San Nicolás se midió una sección de esta unidad (Figura 8), la cual se describe como un paquete que se puede dividir en varios horizontes que conjuntamente forman esta unidad; la parte que sobreyace a la Latita Portezuelo consiste en un depósito de co-ignimbrita con fragmentos grandes de la formación antes mencionada, soportados por matriz de ceniza y finos; inmediatamente continúa un flujo piroclástico en una matriz de ceniza más fina de color blanquizco-amarillento; seguida de oleadas piroclásticas de ceniza gruesa y líticos abundantes; posteriormente un depósito de co-ignimbrita con fragmentos hasta de 20 cm de Latita Portezuelo cuya matriz presenta ligera gradación; le sucede un flujo de ceniza de color blanquizco con 5% de líticos de ± 5 cm que aumentan en la cima, terminando en un delgado horizonte de ceniza laminar, intercalado entre oleadas piroclásticas; hacia la parte superior se presenta un flujo de ceniza compacto con ligera gradación, oscilando sus fragmentos de 5-30 cm; este es seguido



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPCIONAL

FIGURA 8 - SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DEL
 ÁREA DE SAN NICOLÁS

CARLOS PALLARES RAMOS
 ESCALA GRÁFICA JUNIO DEL 2001

por una secuencia de flujos de ceniza con abundantes líticos en la base intercalados por oleadas piroclásticas en horizontes delgados que presentan estratificación cruzada, gradación fina y sin líticos, terminado con una secuencia de oleadas piroclásticas delgadas, de color blanquizco; siguiendo a este depósito está un horizonte de co-ignimbrita, con fragmentos hasta de 1.5 m de Latita Portezuelo, siendo los más comunes de 10 cm; dentro de la matriz existen horizontes finos con ligera gradación; y finalmente esta unidad formacional termina con una secuencia de flujos de ceniza de color blanquizco sin soldar, con pómez fina sin colapsar, líticos finos aislados que se intercalan con horizontes de oleadas piroclásticas. La cima de esta unidad es un horizonte de ceniza muy fina (pumicita).

Estratigráficamente sobreyace de manera transicional a la Co-ignimbrita El Sauz y subyace de manera transicional y directa a la Riolita Panalillo Superior (Trp) y en algunos casos al Conglomerado San Nicolás.

Su espesor es muy variado; en el Valle de San Luis Potosí, Labarthe-Hernández y colaboradores (1982), reportan que en algunos pozos para agua tiene más 126 m. En el Valle de Aqualulco en pozos perforados para agua el Miembro Inferior llega a alcanzar hasta 190 m. En este estudio de acuerdo a los perfiles geológicos se le estimó 50-60 m.

2.12.- EPICLASTICOS SAN NICOLAS (Tesn)

Estos depósitos se describen por primera vez en este trabajo, en donde se da de manera informal el nombre de Epiclásticos San Nicolás, ya que en estudios anteriores fue incluido en el paquete que conforma la Riolita Panalillo Inferior (Tap).

Su localidad tipo se localiza en las cercanías del rancho abandonado de San Nicolás, en la parte central del área estudiada.

Consiste en una secuencia epiclástica, formada de una intercalación de horizontes y lentes de conglomerados finos y gruesos (fragmentos hasta de 20 cm de diámetro), donde se observan clastos de rocas volcánicas principalmente de la Latita Portezuelo, areniscas y lutitas de la Formación Caracol y algunos de pedernal negro, caliza y de dacitas; la mayoría tienen una matriz de arena fina. Intercalados entre estos conglomerados, se presentan capas lenticulares gradadas de arena amarillenta fina con pómez retrabajada y horizontes amarillentos.

Esta serie de depósitos tienen además intercalación esporádica de flujos de ceniza fina sin soldar que llegan a contener líticos y pómez sin colapsar.

El espesor estimado es de máximo 60 m, aunque por lo general es lenticular, llegando a medir 5 m en algunos sitios.

Estratigráficamente sobreyace a la Riolita Panalillo Inferior (Tap) y a la Co-ignimbrita El Sauz y subyace a la Riolita Panalillo Superior (Trp) y en algunas lugares lo hace al Conglomerado San Nicolás.

Su edad es asignada por relaciones estratigráficas con la Latita Portezuelo de 30.6 ± 1.5 Ma y la Riolita Panalillo Superior de 26.8 ± 1.3 Ma, quedando situada en ese rango.

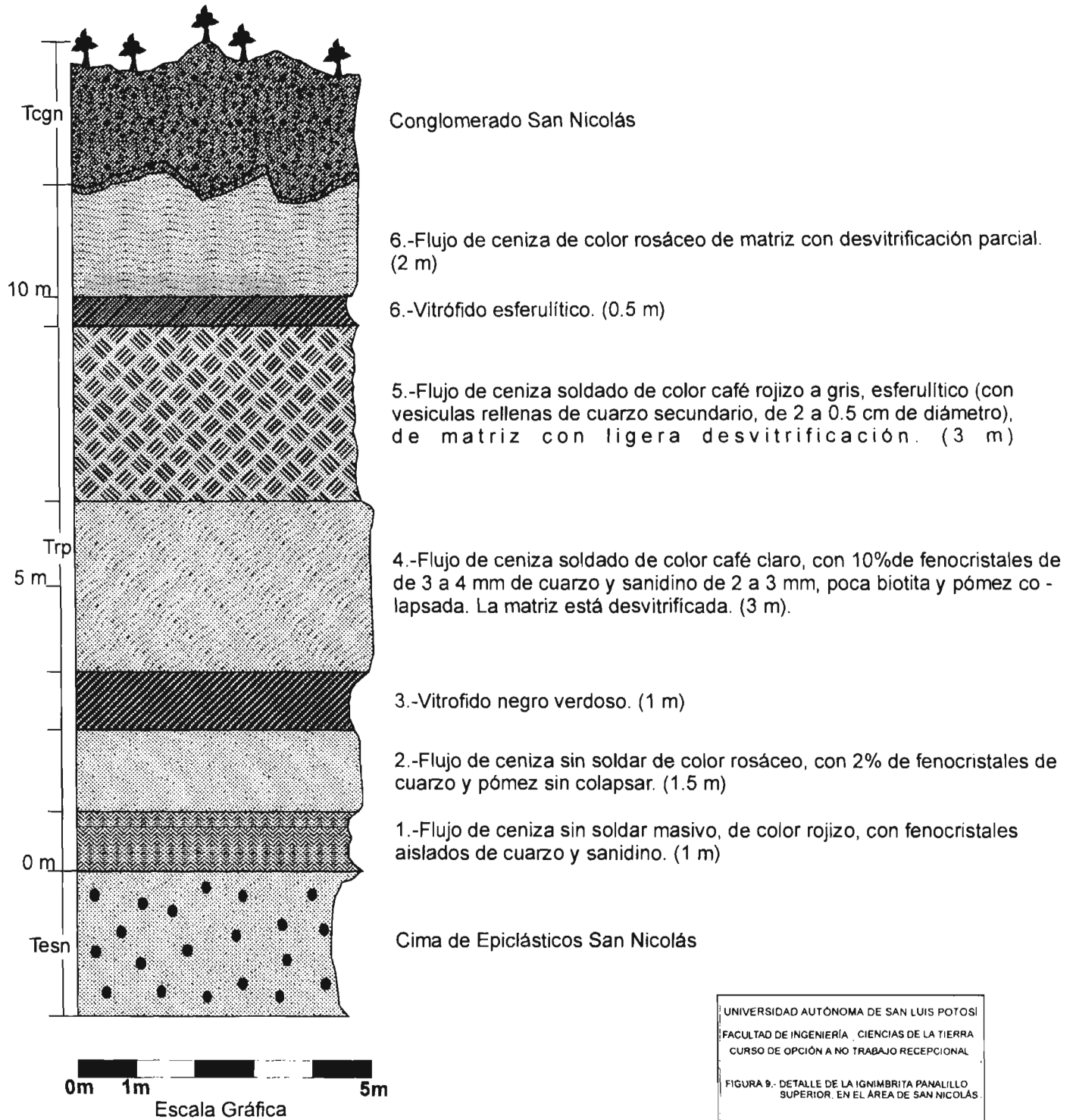
2.13.- RIOLITA PANALILLO SUPERIOR (Trp)

Fue descrita por primera vez de manera informal con el mismo nombre por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí. Labarthe-Hernández y colaboradores (1982) le dan de manera formal el nombre de Riolita Panalillo. En el presente trabajo se conservará el mismo nombre aunque se trate de un flujo de ceniza soldado de composición riolítica (ignimbrita) y no de una lava.

Su localidad tipo se encuentra a 14 km de la Ciudad de San Luis Potosí y a 0.5 km al poniente del poblado de Panalillo S.L.P. Aunque su sección tipo se localiza a medio kilómetro al norponiente del poblado de Cerro Prieto, S.L.P.

Su distribución en esta área es de forma aislada, pero es más común al poniente de la fracción de Bocas. Se aprecia notablemente por su forma muy característica e inconfundible formando mesetas.

La Riolita Panalillo en el área se puede describir de la base a la cima de acuerdo a la Figura 9.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTIVAL

FIGURA 9.- DETALLE DE LA IGIMBRITA PANALILLO SUPERIOR, EN EL ÁREA DE SAN NICOLÁS.

CARLOS PALLARES RAMOS
 ESCALA GRÁFICA JUNIO DEL 2001

- 1.- Comienza con un flujo de ceniza sin soldar de color rojizo, con fenocristales aislados de cuarzo y sanidino, con espesor de 1m, que sobreyace a los Epiclásticos San Nicolás.
- 2.- Flujo de ceniza sin soldar de color rosa, con el 2% de fenocristales de cuarzo y pómez sin colapsar, el espesor medido fue de 1.5 m.
- 3.- Vitróido de color negro verdoso con un espesor de 1 m.
- 4.- Flujo de ceniza soldado de color café claro, con 10% de fenocristales de 3-4 mm de cuarzo y sanidino de 2-3 mm; presenta poca biotita y pómez colapsada, su matriz está desvitrificada y tiene espesor de 3 m.
- 5.- Flujo de ceniza soldado café rojizo a gris, esferulítico (con vesículas rellenas de cuarzo secundario, de 2-0.5 cm de diámetro); su matriz está ligeramente desvitrificada y el espesor medido fue de 3 m.
- 6.- Vitróido esferulítico con un espesor de 0.5 m.
- 7.- Flujo de ceniza de color rosáceo con matriz parcialmente desvitrificada con espesor de 2 m.

En lo que respecta a sus relaciones estratigráficas, sobreyace a los epiclásticos San Nicolás o bien a la Riolita Panalillo Inferior e inclusive a la Latita Portezuelo, (Fotografía 21). Subyace de manera discordante al Conglomerado San Nicolás, y a todos los sedimentos cuaternarios.

Su edad determinada por el método K/Ar de muestra completa es de 26.8 ± 1.3 millones de años lo que la coloca en la parte alta del Oligoceno y parte baja del Mioceno (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982).

2.14.- CONGLOMERADO SAN NICOLAS (Tcgn)

Este conglomerado se describe por primera vez en este trabajo y se le da el nombre informal de Conglomerado San Nicolás.

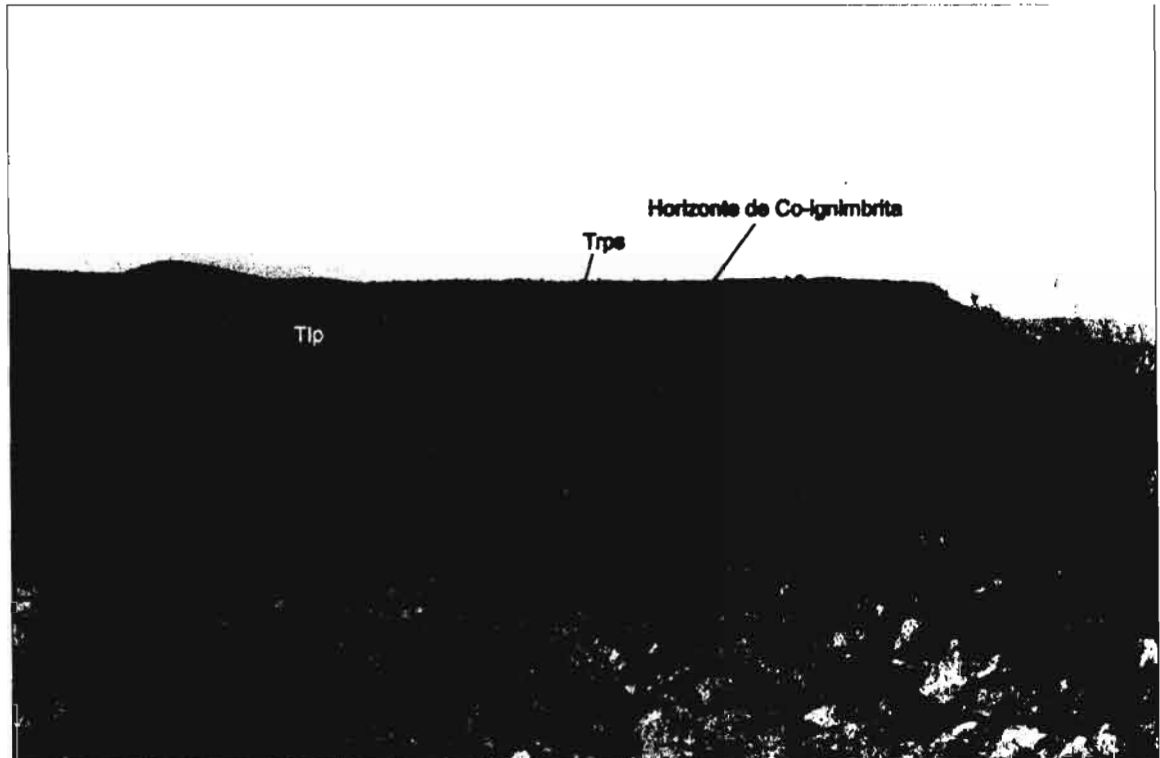
Anteriormente no fue tomado en cuenta como una unidad Terciaria y solo se describió como conglomerado Cuaternario.

Su localidad tipo se encuentra en las inmediaciones del pueblo abandonado de San Nicolás.

Consiste en un conglomerado polimíctico, con gravas de composición variada, principalmente de fragmentos de la Latita Portezuelo, Riolita Panalillo Inferior y Superior, Dacita Jacavaquero y de las demás unidades a las cuales sobreyace; presenta pobre clasificación y consolidación; los fragmentos varían de subredondeados a redondeados, de tamaños muy variados algunos llegando a alcanzar 0.5 m predominando los de 10 cm. En la parte inferior los fragmentos son más finos y en algunos casos



Fotografía 20.- Detalle de la Co-ignimbrita El Sauz en el poblado de San Nicolás.



**Fotografía 21.- a) Riolita Panalillo Superior (Trps).
b) Riolita Panalillo Inferior (Trpi).
c) Co-ignimbrita de la base de Riolita Panalillo inferior.
d) Latita Portezuelo (Tlp).**

están en una matriz areno-limosa, mientras que hacia la cima los fragmentos son mayores y generalmente sin matriz.

Es común verlos que se encuentran cubriendo a la Latita Portezuelo y a las mesetas de Riolita Panalillo Superior, presentando un importante basculamiento hacia el oriente.

Estratigráficamente subyace al Basalto Las Joyas y sobreyace discordantemente a la Latita Portezuelo, Riolita Panalillo Inferior y Superior, (Fotografía 22).

Su edad fue asignada por posición estratigráfica ya que se encuentra comprendido entre la Riolita Panalillo Superior de 26.8 ± 1.3 Ma y el Basalto Las Joyas de ± 1.0 Ma. Por su basculamiento importante en la zona de San Nicolás puede asociársele a una edad del Terciario superior.

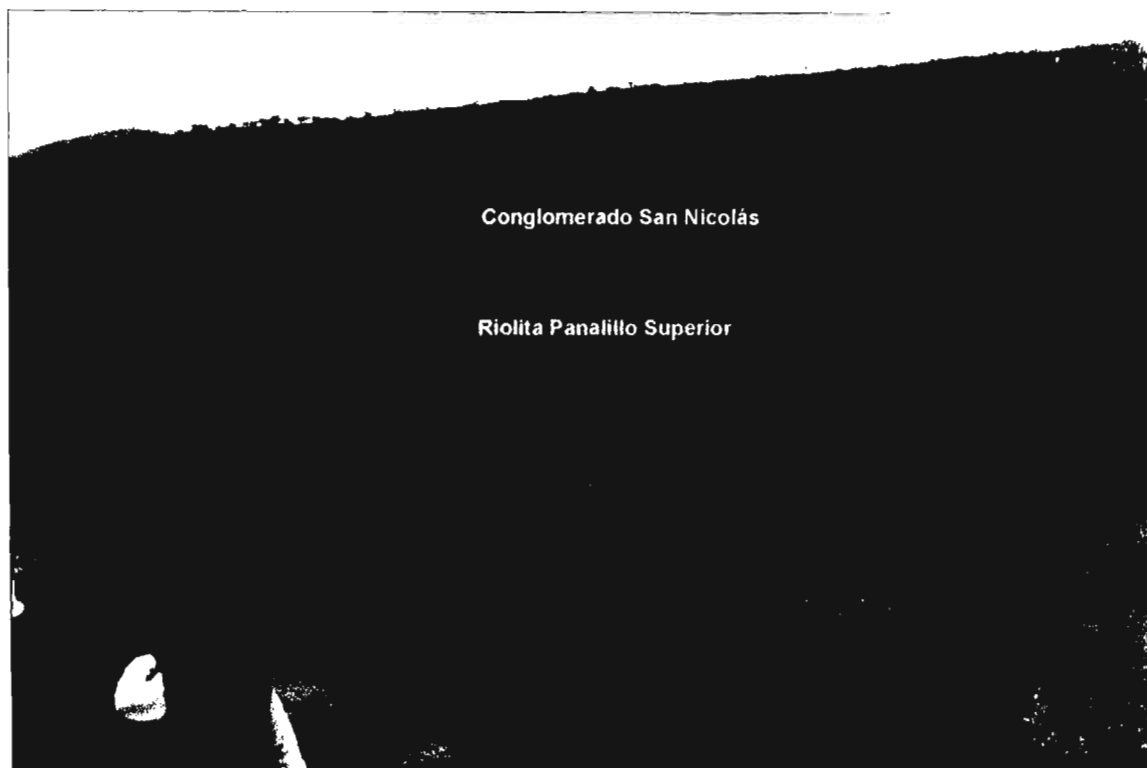
2.15.- BASALTO LAS JOYAS (Qbj)

Descrito originalmente por Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández (1977), en la cartografía de la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P., en donde se separó en tres unidades cartografiables con los nombres de Brecha Tobácea Basáltica (BvB), Toba Basáltica (TvB) y Basalto (B). Labarthe-Hernández y colaboradores (1982), le proponen formalmente el nombre de Formación Las Joyas (Qj) y la dividieron en dos miembros: Piroclásticos (Qpj) y Basalto (Qbj). Su localidad y sección tipo se encuentran en la pared norte del Xalapazco de La Joyuela a 2 kilómetros al surponiente de Estación Ventura S.L.P.

Su distribución en el área se restringe a un cráter pequeño localizado en las inmediaciones de Gonzalitos en la esquina suroriente de la zona estudiada.

Corresponde a un basalto que muestra un aspecto de escoria, con vesículas parcialmente rellenas o cubiertas de calcita; presenta una textura merocristalina, inequigranular, microporfídica, con gran aporte de material accidental derivado de granulitas feldespáticas y lherzolitas de espinela; el olivino se encuentra alterado a iddingsita; presenta núcleos de ortopiroxenos con anillos de reacción.

Dentro de este basalto, se encontraron una serie de nódulos de los cuales su descripción es:



Fotografía 22.- Muestra de la relación estratigráfica del paquete de Conglomerado San Nicolás y Riolita Panalillo Superior.



Fotografía 23.- Muestra un detalle de los depósitos de coluvión que están sufriendo deslizamientos en la zona de la Yerbabuena.

1.- Contiene Iherzolita de espinela, olivino, éste se encuentra deformado, además contiene ortopiroxenos ricos en Mg (hiperstena); clinopiroxenos (diópsida cromífera); posee textura granular y los contactos entre los cristales son rectos o ligeramente curvos llegando a formar juntas triples, lo anterior nos puede indicar que se trata de una roca metamórfica.

2.- Posee cristales equigranulares, granates parcialmente fundidos, rutilo, cuarzo, plagioclasas, feldespatos; se le observaron juntas triples, un posible bandeamiento o textura gneísica, la cual la puede identificar como una granulita.

3.- Roca que contiene plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, apatito; los piroxenos se encuentran maclados, su textura es granulítica con juntas triples.

4.- Contiene plagioclasa un poco deformada, clinopirixenos, ortopiroxenos, minerales opacos y una textura mirmequítica; podría clasificarse como granulita.

Su espesor es desconocido puesto que no aflora su base.

Estratigráficamente sobreyace al Conglomerado San Nicolás y subyace a sedimentos cuaternarios.

La edad fue asignada por fechamiento correspondiendo a ± 1.00 Ma (comunicación personal con el Dr. José Jorge Aranda Gómez) colocándola en el Holoceno, correspondiendo a la parte alta del Cuaternario.

2.16.- COLUVIÓN (Qcl)

En este estudio se separaron a la serie de depósitos que se encuentran en las laderas de los cerros, los cuales son muy extensos y consisten de fragmentos desprendidos de la roca madre cuyos tamaños varían desde unos cuantos centímetros hasta bloques de 5 m de diámetro. Los más sobresalientes son los derivados de las mesetas de la Riolita Panalillo Superior; pero los de mayor abundancia son los que resultan de la Latita Portezuelo; estos depósitos se encuentran generalmente sin consolidar.

En la parte suroccidental de área se encuentran depósitos coluviales que son el resultado de procesos de erosión sobre todo a lo largo de zonas de fallas; estos detritos se acumularon en las cuencas o barrancas a las cuales rellenaron hasta colmarlas. Estos sufrieron posteriormente un nuevo período de erosión por rejuvenecimiento de la zona, formándose un nuevo sistema de drenaje.

Como consecuencia de este fenómeno se crearon zonas importantes de inestabilidad de las laderas por procesos de remoción en masa que

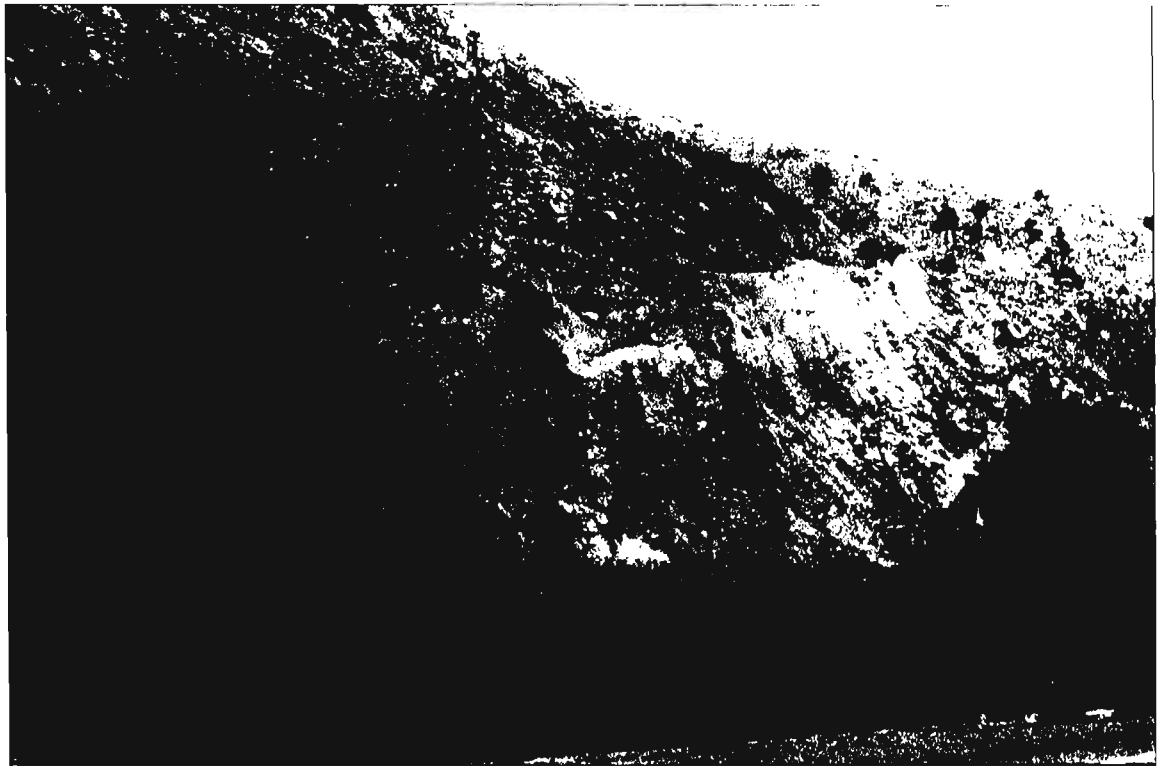
involucraron el movimiento de los materiales bajo la influencia de la gravedad (proceso gravitacional); estos materiales son principalmente fragmentos de roca, detritos y suelo. Sin duda alguna, el factor topográfico jugó un papel muy importante en el control estructural de los deslizamientos, además de la litología de la roca sobre de la cual se depositaron, que en este caso se trata de areniscas y lutitas de la Formación Caracol y sedimentos arcillo-limosos de la Formación Cenicera, que por sus características litológicas son sedimentos impermeables, cuya arcilla sirvió como plano de deslizamiento que actuó principalmente en la época de lluvias por la infiltración del agua.

El ejemplo más típico de este fenómeno de remoción es en la localidad de la Yerbabuena, donde la carretera que comunica a Charcas ha sido desplazada (Fotografía 25) por la masa de detritos pendiente abajo; la inestabilidad es causada por la pérdida de soporte al erosionarse los depósitos en el fondo de la barranca.

El depósito consiste de fragmentos de diferente medida envueltos en una matriz de suelo que muestra una coloración rojiza, (Fotografías 23, 24 y 25).

2.17.- ALUVIÓN (Qal)

Se consideró como aluvión a todos aquellos sedimentos sin consolidar formados de gravas, arenas y limos, que se han acumulado en los valles intermontanos y cauces de los arroyos, donde forman pequeñas terrazas aluviales y por lo general son la mayoría de los suelos que se emplean a la agricultura y cuya edad es muy reciente.



Fotografía 24.- Otro aspecto de los depósitos coluviales en el fondo de la barranca, en el área donde la carretera a Charcas se ha desplazado.



Fotografía 25.- Aspecto de desplazamiento de la carretera en el tramo Ahualulco-Moctezuma.

IV. TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área estudiada forma parte de la Provincia de Cuencas y Sierras ("Basin & Range"). Algunos tratados de la historia sobre esta provincia mencionan que sobre más de 1500 km de la longitud de la Cordillera Oeste de América del Norte, la tectónica extensional del Cenozoico superior, se ha estructurado en bloques tipo "Basin & Range", caracterizados por una alternancia de montañas alargadas y cuencas aluviales paralelas, orientadas NNW-SSE. El desarrollo de fallamiento está controlado por la estructura anterior, particularmente por la del Mesozoico y por las deformaciones del Terciario inferior. La estructura de "Cuencas y Sierras" está representada por bloques basculados a lo largo de fallas lítricas (inclinaciones fuertes); el levantamiento de un bloque forma una montaña y su hundimiento forma un valle, que son alternancia de bloques (fosas y pilares) separados por fallas normales. Esta estructura es producida por extensión, estimada entre 10% y 35% de la longitud original de la zona afectada. La provincia está caracterizada por un manto superior anormal de corteza adelgazada, flujo de calor elevado y levantamientos regionales, (Figura 10).

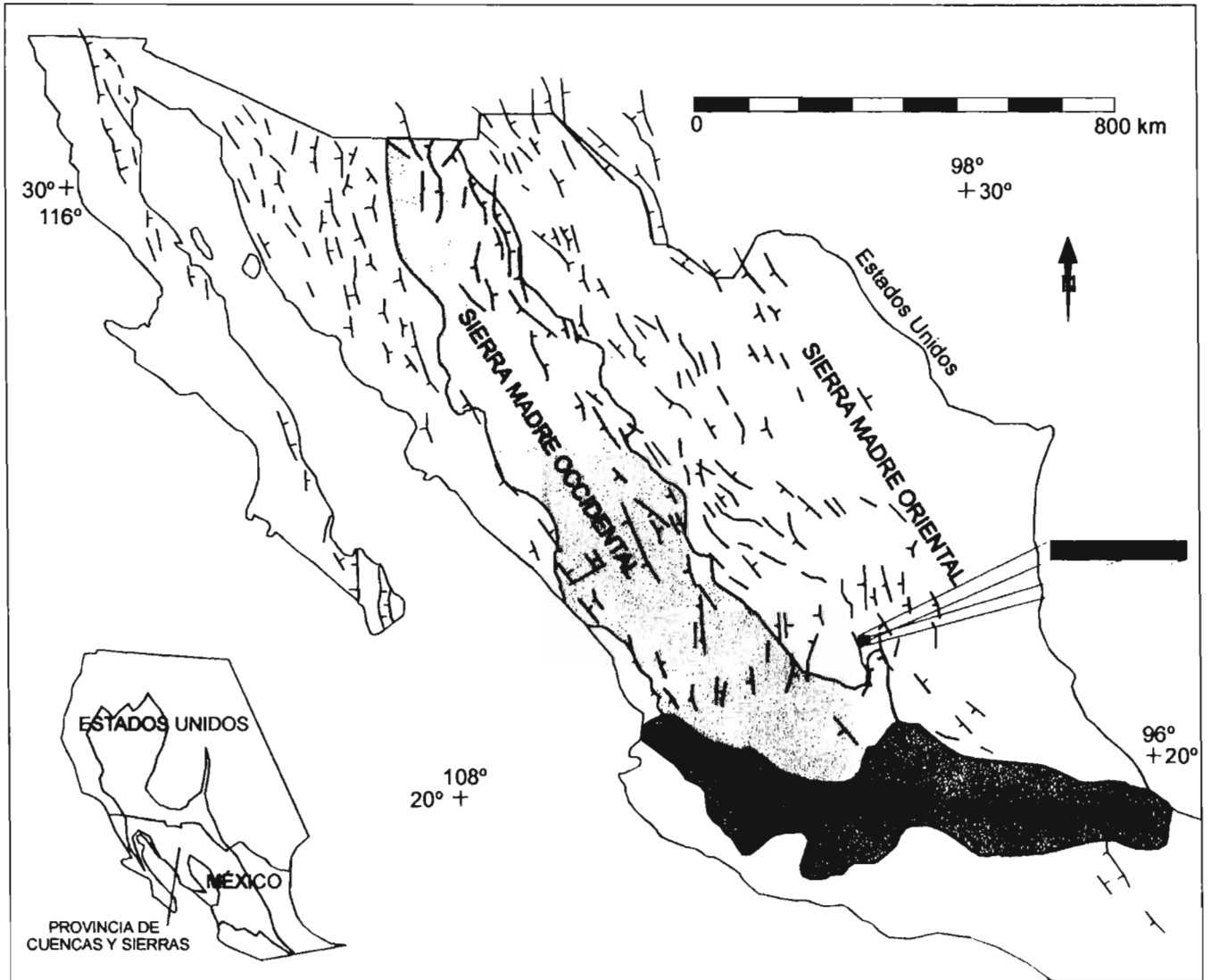
Algunas teorías sobre el origen de esta estructura se pueden agrupar en cuatro modelos principalmente (Stewart, 1978).

-La primera menciona que esta estructura está ligada a la fragmentación bajo tensión oblicua de movimiento derecho. Este movimiento se inició por la colisión de la parte oriental de la Placa Pacífica con la Placa Norteamericana, dando lugar a la formación del sistema de fallas transformantes de movimiento derecho del Sistema San Andrés.

-La extensión está ligada a un levantamiento del manto en la parte trasera de una zona antigua de subducción.

-El desarrollo de la estructura es el resultado de la subducción supuesta de la Placa Pacífica bajo una parte de la Placa Norteamericana.

-La estructura está ligada a movimiento de placas, provocado por la convección del manto en forma de plumas estrechas del manto.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA | CIENCIAS DE LA TIERRA
 CURSO DE OPCIÓN A NO TRABAJO RECEPTACIONAL
 FIGURA 10: ESQUEMA GENERALIZADO DE LA DISTRIBUCIÓN DE FALLAS DE EXTENSIÓN DURANTE EL CENOZOICO MEDIO Y SUPERIOR EN LA REPÚBLICA MEXICANA (BASIN & RANGE PROVINCE) TOMADO DE STEWART (1978)
 CARLOS PALLARES RAMOS
 ESCALA GRÁFICA | JUNIO DEL 2001

La tectónica extensional de la provincia de Cuencas y Sierras y el volcanismo asociado, pueden explicarse cuando a fines del Cretácico la velocidad de convergencia disminuye gradualmente porque el borde de la Placa Norteamericana se está acercando a la Cresta Oceánica de la Dorsal del Pacífico y es entonces cuando toda la columna geológica depositada sobre la placa Norteamericana sufre su máxima compresión y al disminuir los esfuerzos se emplazan grandes cuerpos graníticos más o menos paralelos al borde poniente de la placa; éstos en su ascenso asimilan parte de las rocas existentes.

Casi al terminar este evento conocido como Orogenia Laramide, comienza el volcanismo calcoalcalino representado por la Andesita Casita Blanca, siendo este evento la representación de la última etapa de subducción de la Placa Pacífica, cuando la Cresta de la Dorsal del Pacífico colisiona a la altura de lo que hoy es Guaymas Sonora con la Placa Norteamericana y desapareciendo así la fosa oceánica, formándose el sistema de fallas transformantes, paralelas a la Falla de San Andrés, sufriendo a partir de aquí un cambio de dirección la Placa Pacífica ahora hacia el NW.

En la parte central y NW de México se desarrolla una gran zona de extensión dando como resultado una serie de grabens con una orientación ligeramente NW; todos tienden a cambiar su dirección hacia el NE, estando casi todos ligados al volcánismo félsico del Oligoceno, principalmente los del centro de México. La gran semejanza de nuestra zona con la provincia de "Basin & Range" en Estados Unidos, en particular con el Rift de Río Grande, tanto en edad como en magmatismo, permite hacer una comparación, (Kelley, V. C., 1952).

V.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

1.- ESTRUCTURA DE LOS SEDIMENTOS MARINOS Y CONTINENTALES

Estos sedimentos se encuentran localizados en la parte poniente del área estudiada y forman parte del anticlinal de San Antonio de Rul, estructura que se localiza al norponiente, donde afloran las formaciones Peña, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol; tiene una longitud de 7.5 km por 4 km de anchura; es un anticlinal que buza hacia el SE y sus ejes estructurales se orientan aproximadamente al N 20° W, siendo su parte central la Formación Peña.

El análisis de los pocos afloramientos de la Formación Caracol en el área muestran que la mayoría de los planos So tienen un rumbo promedio N10°-20° W, con echados muy variables, predominando los de actitud al SW, formando una serie de antiformes y sinformes, que de acuerdo a lo anterior muestran un recostamiento al NE, correspondiendo los echados de mayor ángulo al flanco volcado y los de menor ángulo al flanco normal. La mayoría de los pliegues son del tipo chevron, cuyo rumbo de los ejes varía desde N 5° W a N 15° E, con cabeceos tanto al norte como al sur, lo que evidencia un plegamiento cónico; la medición de estrías marcadas en calcita da un promedio de N 60° - 80° E, lo que da una idea de la dirección del transporte tectónico cuyo σ_1 de compresión se orientó de SW a NE, lo mismo se comprueba con la medición de una serie de planos de imbricación cuya vergencia al NE coincide con lo anterior. Se observa en muchos sitios la ruptura de los pliegues los que se imbrican unos sobre otros. También se pudieron medir unos planos de fallas laterales izquierdas de orientación predominante N 5° - 20 W . A todo el proceso de compresión se le asigna como responsable a la Orogenia Laramide.

En cuanto a los sedimentos de la formaciones Cenicera Inferior y Superior depositados en el Terciario inferior, muestran en algunos sitios un ligero ondulamiento e imbricación; esto se puede asociar a los movimientos de transpresión que sufrió la zona. Algo muy notorio observado en estos depósitos es el alto ángulo de basculamiento que presentan al E-NE, cuyo promedio se estimó en la red estereográfica de 087/32 lo que sugiere un fallamiento normal de fallas de alto ángulo con echados de 70-80° al SW, que están afectando la zona (Figura 11 a y b).

2.- ESTRUCTURA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Para estudiar la estructura de las rocas volcánicas se analizaron una serie de elementos planares como son los basculamientos de los productos piroclásticos, fallas, fracturas y planos de fluidez de los derrames lávicos, lo que sirvió para determinar el estilo de fallamiento y localización de fuentes por donde salieron las lavas. Este análisis se realizó por unidades volcánicas para ver la evolución estructural del área estudiada.

Se sabía por estudios anteriores que la zona estaba afectada por fallamiento normal, que ocasionó la formación de varias fosas tectónicas sobre todo en la parte central. En este estudio se pudo determinar con más detalle el proceso de formación de esas estructuras.

2.1.- ANALISIS DE BASCULAMIENTOS DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Los depósitos piroclásticos y epiclásticos de la Ignimbrita Peña presentan en campo una característica muy bien definida y es notorio su basculamiento; se analizaron 41 datos de la parte norte del área, donde se localizan estos depósitos, encontrando un franco predominio hacia el NE. Un promedio de acuerdo a los datos de polos representados en la red estereográfica muestra una actitud $87/25.7$ lo que apoya lo representado para los sedimentos de las formaciones Cenicera Inferior y Superior, evidenciando un fallamiento normal con echado al SW, solo que el basculamiento promedio es de menor ángulo (Figura 12 a y b).

Con respecto a la secuencia superior formada por los Epiclásticos San Nicolás e Ignimbrita Panalillo superior e inferior en la zona de la fosa de San Nicolás, arrojó los siguientes resultados:

El conjunto de datos para el paquete de Epiclásticos San Nicolás que se encuentran dentro de la fosa, continúa mostrando un franco basculamiento al NE; para este ejercicio se analizaron datos que promedian un valor de $75/40.7$ lo que muestra el mayor ángulo de basculamiento del área, (Figura 13 a y b).

Por lo que respecta la paquete formado por la Riolita Panalillo Inferior y Superior, se analizaron 46 datos y se observa que siguen conservando la misma actitud, solo que el ángulo disminuye notablemente con respecto a los epiclásticos inferiores $79.2/27.8$, (Figura 14 a y b).

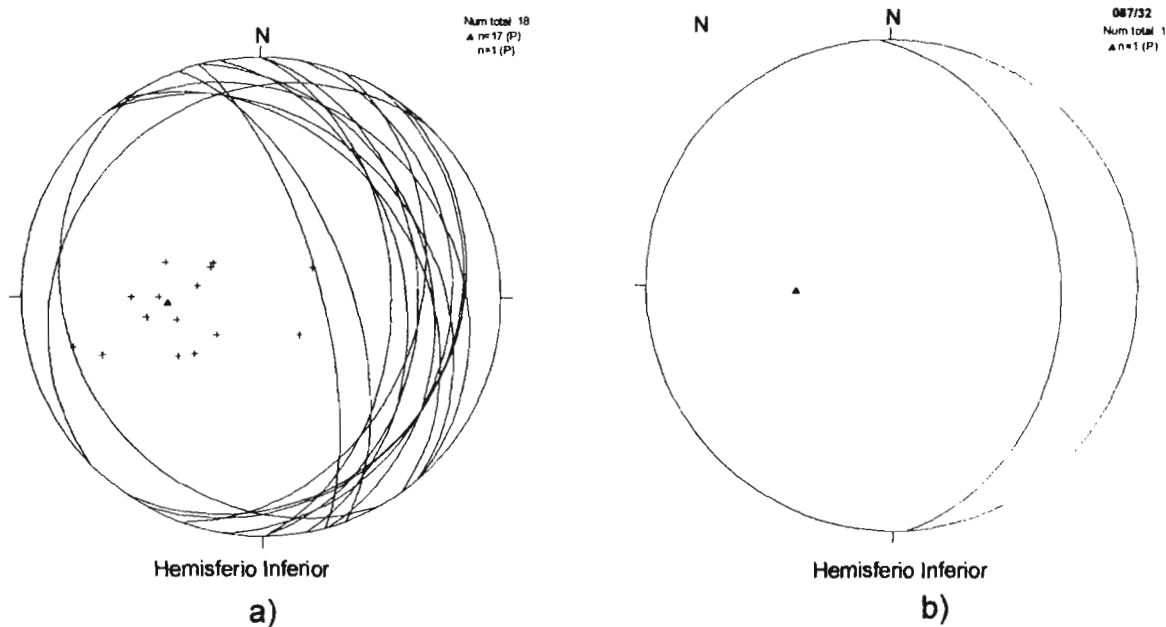


Figura 11.- Muestra un conjunto de los resultados de datos tomados en los sedimentos de la Formación Cenicerá. a) representa la actitud de basculamiento y b) el promedio de mediciones que da 087/32

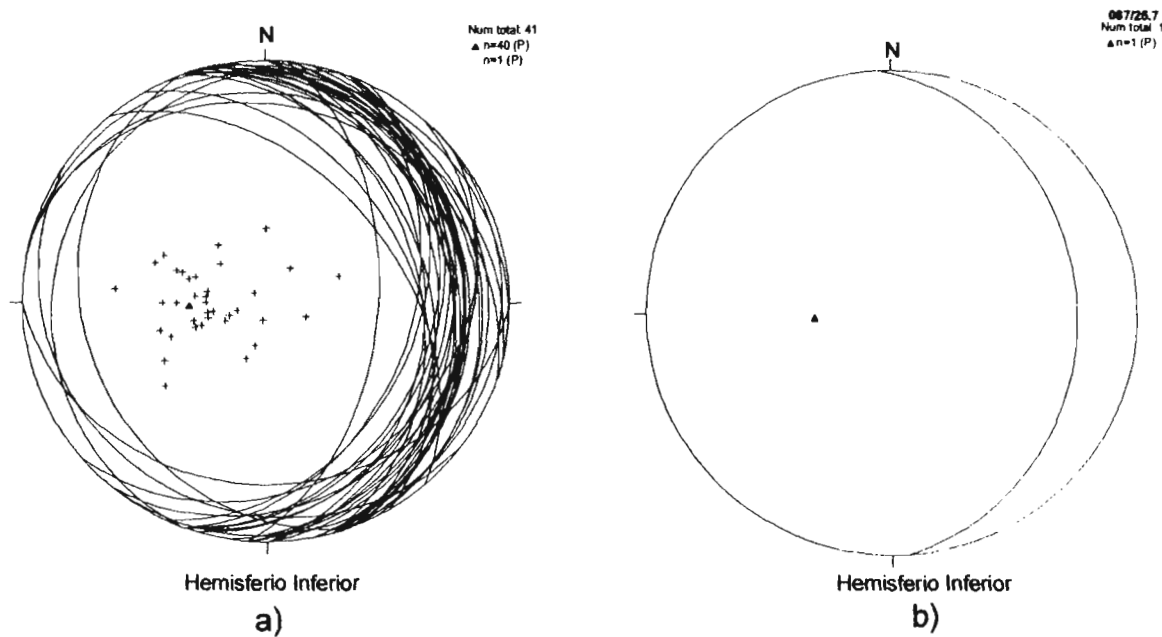


Figura 12.- El conjunto de polos de las capas de piroclásticos y epiclásticos de la Ignimbrita Peña, muestra un claro basculamiento al NE, a) proyecciones de los planos que dan un promedio de 87/25.7, mostrado en b)

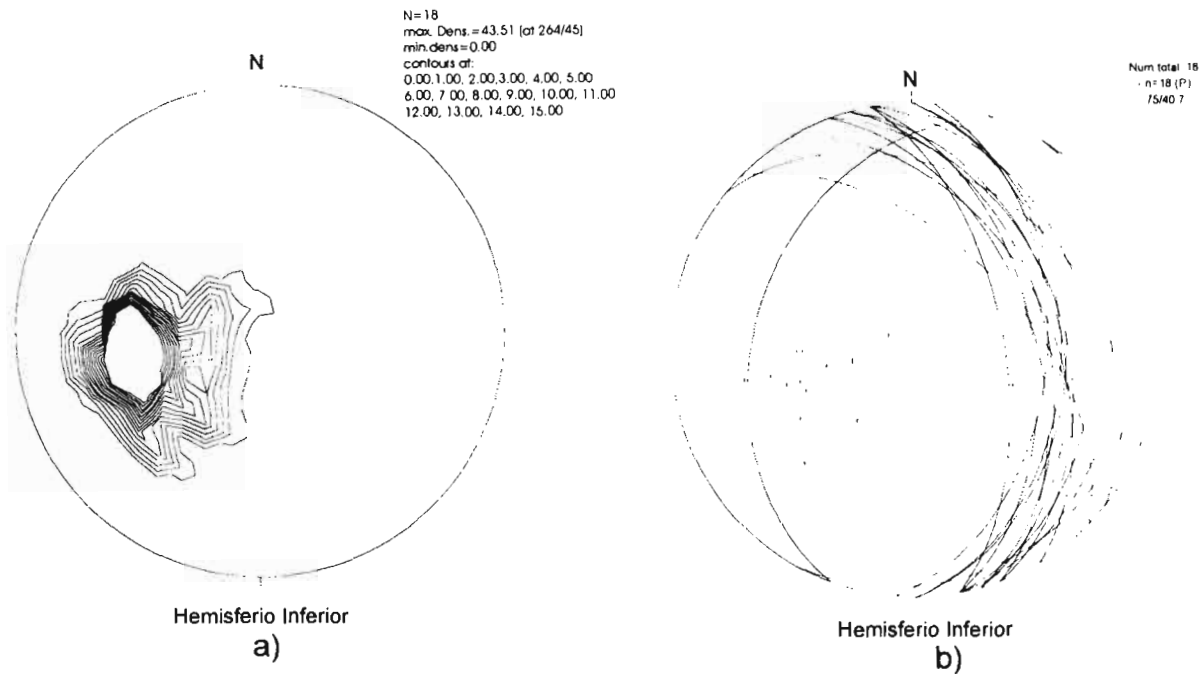


Figura 13.- Los polos en la figuras a y b muestran la actitud del basculamiento el cual sigue mostrandose al NE, con una actitud promedio 75/40.7.

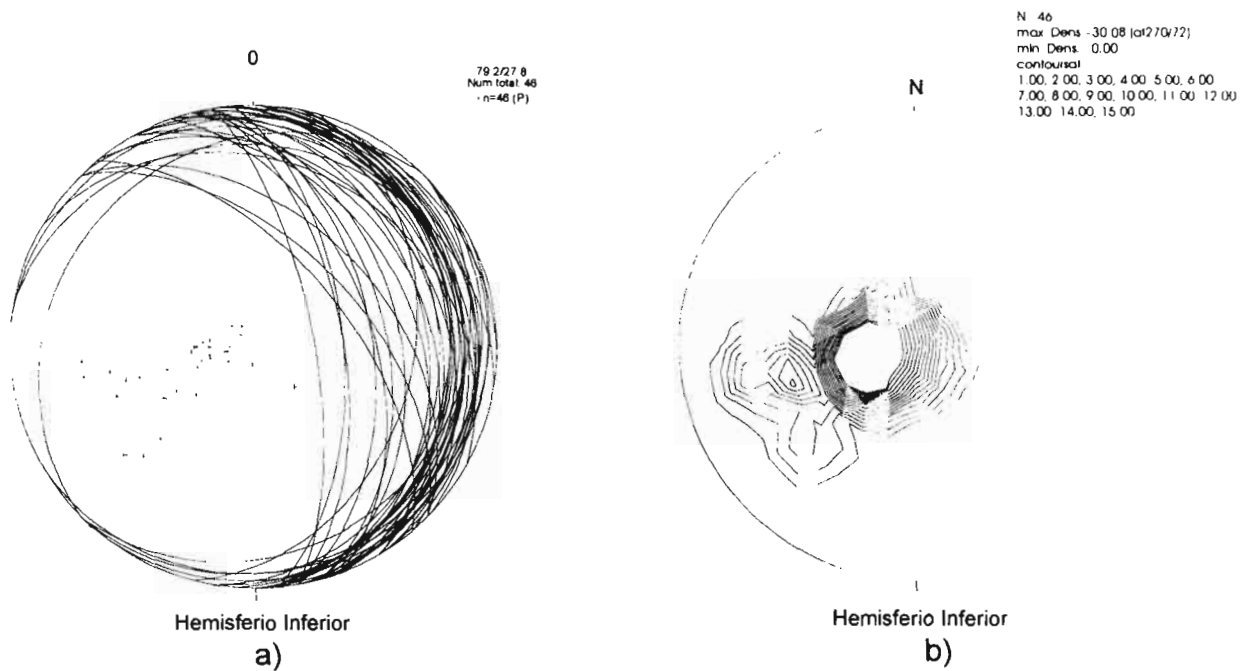


Figura 14.- Los polos de los planos de la figura a y b, siguen mostrando la misma actitud que las rocas volcánicas del paquete inferior, solo que el ángulo de basculamiento decrece

Este análisis de basculamientos, muestra como conclusión que el ángulo de basculamiento disminuyó desde el Eoceno donde fue de 32° y finaliza en el Oligoceno con 27.8° lo que sugiere un fallamiento normal episódico, con un aumento para las rocas depositadas en el interior de la fosa San Nicolás, lo cual se incrementó por efectos de movimientos laterales.

2.2.- ESTRUCTURA DE LOS DOMOS DE DACITA

Los afloramientos correspondientes a la Dacita Jacavaquero se localizan en el norponiente del área estudiada, teniendo una longitud de 6 km y un ancho de 3.5 km. Presentan una orientación aproximada NW-SE, misma que guardan sus fuentes y que su vez es controlada por un patrón estructural regional obedeciendo principalmente al sistema de fallas de desplazamiento lateral izquierdo.

Estos domos son de tipo exógeno que en algunos sitios se llegan a aglutinar debido a que pertenecen a varios centros alineados sobre fallas pre-existentes. La lava extruída presentaba alta viscosidad lo cual impidió que sus coladas se extendieran a distancias considerables del centro de emisión creciendo como una gran burbuja, formando un caparazón brechoso en su cima, de los cuales aún se conservan algunos remanentes.

A los domos localizados en la parte más occidental del área se les pueden apreciar sus márgenes, donde se observa la masa ígnea cortando a los sedimentos de la Formación Cenicera; sus paredes son verticales donde se observa perfectamente su foliación, (Fotografía 26).

El análisis de planos de fluidez en total 103, muestran claramente en el diagrama de rosas de polos que la orientación del eje de los domos es NW-SE (Figura 15 a), y sus proyecciones estereográficas en general muestran una amplia distribución ligeramente radial y ángulos de planos de fluidez de ángulo alto, que corresponden a las zonas centrales de fuente (Figura 15 b y c). Hacia las partes más distales la inclinación disminuye y en ocasiones tiende a la horizontal; en las zonas correspondientes a los caparazones existe abundante brechamiento y presencia de fase de vapor.



Fotografía 26.- Muestra la margen occidental de un domo de Dacita Jacavaquero.



Fotografía 27.- Estrías horizontales producto de un movimiento lateral izquierdo en la Dacita Jacavaquero.

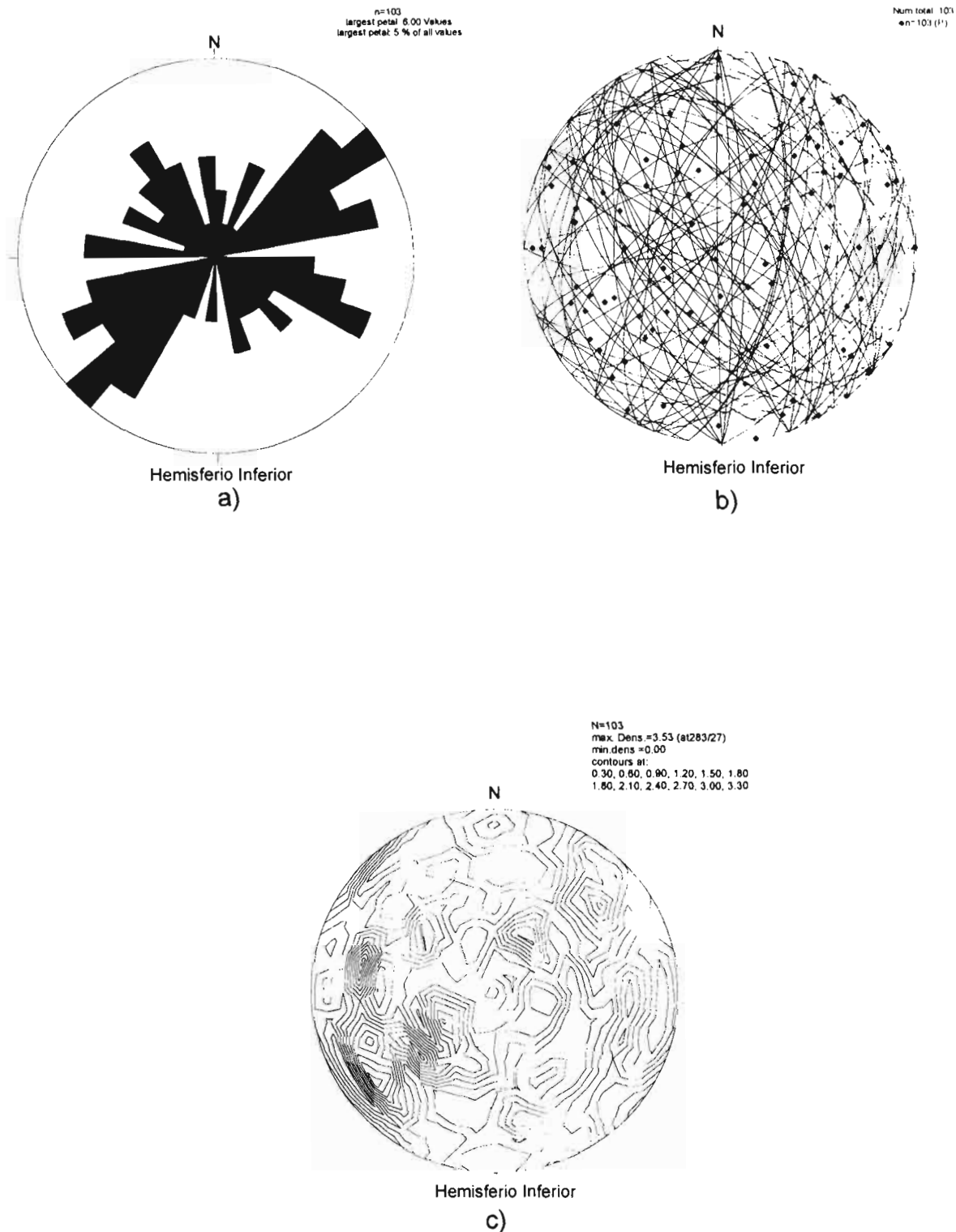


Figura15.- En el conjunto de planos de fluidez de la Dacita Jacavaquero se observa:
 a) los polos de los planos de fluidez que muestran la orientación de eje principal de los domos de la Dacita Jacavaquero, orientados NW-SE. b y c muestran la distribución más o menos radial de los planos de fluidez

2.3.- ESTRUCTURAS DE LOS DOMOS DE LATITA

Los domos que conforman la Latita Portezuelo afloran en la parte central del área cubriendo aproximadamente un 70% del total de la zona, con orientación de las zonas de fuente con un rumbo NW-SE; estos domos presentan de una manera idealizada hacia la parte central una zona de fuente o salida del material, la cual se caracteriza por tener planos de fluidez con ángulos que casi tienden a la vertical y sus diaclasas producto de enfriamiento son perpendiculares a las anteriores.

Hacia las partes que son consideradas como la base del domo presenta con frecuencia un horizonte de piroclástos que representan el destape del conducto.

Por el contenido de fragmentos en la parte inferior se puede pensar que en ocasiones la Latita Portezuelo utilizó los mismos conductos de salida que la Dacita Jacavaquero. Hacia las bases y partes frontales del lóbulo, muestran brechas de desintegración que fueron causadas por el traslado de esta lava fluida; en las partes intermedias de los lóbulos presentan un marcado conjunto de juntas planares que desaparecen hacia la parte frontal y central del domo y hacia la parte del frente del lóbulo la colada empieza a levantarse, formando verdaderas rampas, cuyos planos de fluidez pueden alcanzar la verticalidad, (Figura 6).

El análisis de los planos de fluidez de las lavas de la Latita Portezuelo permitieron comprobar la actitud que guardan las zonas de fuente y sus respectivos lóbulos. En el mapa geológico se observa en su parte central una franja de roca de esta unidad con una orientación aproximada N 30° W, la cual tiene un ancho de 16 km en la parte norte y se adelgaza hacia el sur con 10 km y es en esta parte donde se formaron tres fosas tectónicas en abanico con un vértice al SE. Las fuentes son franjas que se adelgazan y se enanchan conservando el rumbo de N 30° W, lo que sugiere que los conductos fueron a través de fallas pre-existentes.

El estereograma de la (Figura 16 a y b) de un conjunto de polos para planos de fluidez de la parte central y oriental de la masa de la Latita Portezuelo muestran (A) las correspondientes a las zonas de fuente, mientras que (B) representa los planos de fluidez de los lóbulos, los cuales tienen en general una actitud que indica que el mayor volumen de lava fue eruptada hacia el NE con echados de 5° a 35°, esto sin tomar

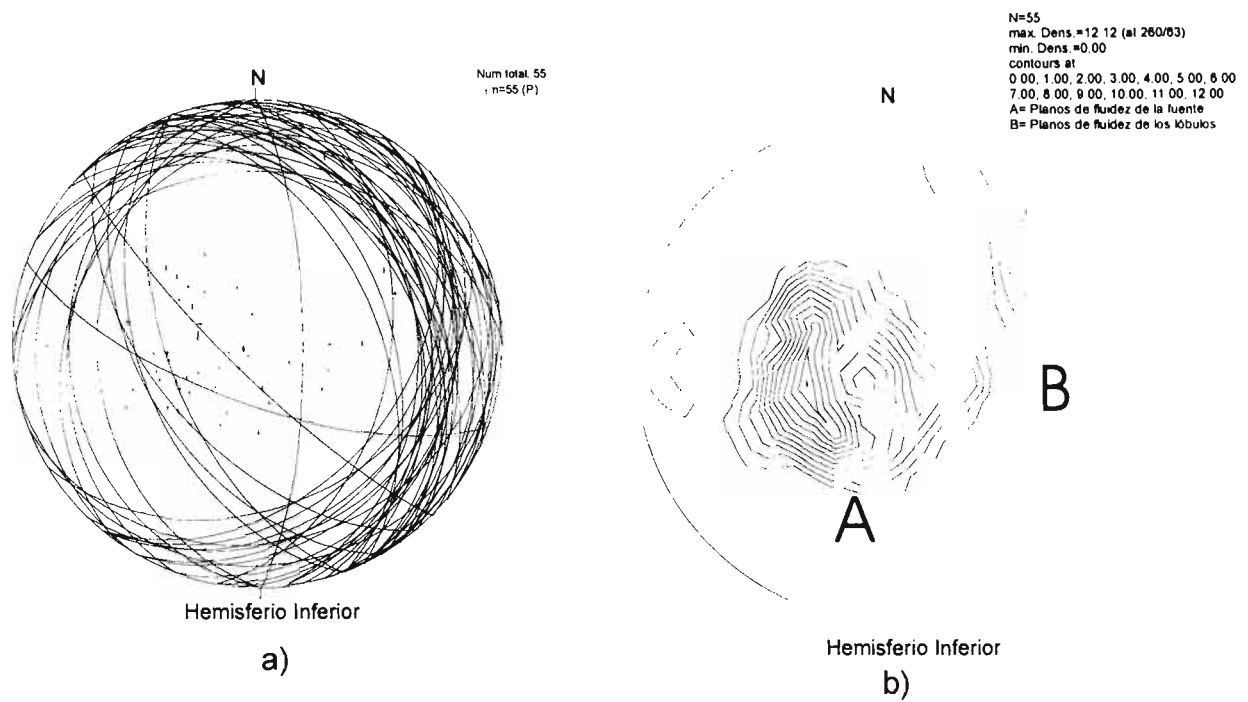


Figura 16 a) y b).- Representan las actitudes de los planos de fluidez de la Latita Portezuelo.
 A= Las densidades de los planos de fluidez tienden a ser de ángulo alto y corresponden a las partes centrales de las zonas de fuente.
 B= Corresponde a los planos de fluidez de los lóbulos de la Latita Portezuelo, los cuales son de ángulo menor

en cuenta el basculamiento producido por las fallas normales que afectaron el área.

También en el margen occidental de esta masa rocosa se pudieron detectar fuentes en franjas estrechas orientados N 10°- 15° W, que se caracterizan por planos de fluidez muy cercanos a la verticalidad y brechas cuyos huecos intra-clásticos están rellenos por calcedonia. También cabe mencionar que muchas de las fallas principales formadas en esta roca siguieron actuando como conductos para dar lugar a los depósitos piroclásticos posteriores.

Los domos resultantes son de tipo exógeno, los cuales en algunos lugares se aglutinaron, ya que sus fuentes fueron a través de las fracturas que en la mayoría de los casos estaban paralelas y cuyos productos se encimaron unos a otros y formaron cerros alargados con poco o nada de formación de lóbulos, como en el caso del conjunto localizado hacia el límite sur del área (Cerros la Ciénega y la Masa).

En el margen occidental, los afloramientos de la latita están sepultados por productos piroclásticos y conglomerados, sobresaliendo solo remanentes de ella, lo cual sugiere que parte de esta roca está sepultada por efectos del fallamiento.

3.- FALLAMIENTO

Se puede citar que el área estuvo sujeta cuando menos a tres tipos de fallamiento; los cuales se describen como sigue:

3.1.- FALLAMIENTO LARAMIDICO (PRE-VOLCÁNICO)

Todo el paquete de sedimentos marinos depositados en la zona fueron afectados por esfuerzos compresivos que dieron origen a un plegamiento cuya vergencia de sus pliegues es netamente al NE, lo cual indica que el esfuerzo actuó de SW-NE, ocasionando por lo tanto una serie de imbricaciones tectónicas, mostradas en campo por una gran cantidad de pliegues rotos e imbricados unos a otros; esta serie de fallamiento inverso, tiene una orientación N-N 15° W.

3.2.- FALLAMIENTO TERCIARIO (PRE-VOLCÁNICO)

Hay evidencias que al cesar los movimientos compresivos se inició un sistema de fallamiento lateral-izquierdo que dio origen a una serie de

estructuras “pull-apart” de diferentes dimensiones, donde se empezaron a depositar paquetes gruesos de conglomerados y al mismo tiempo se estaban preparando para ser las zonas por donde posteriormente se emplazarían las rocas volcánicas durante el Oligoceno.

3.3.- FALLAMIENTO TERCIARIO

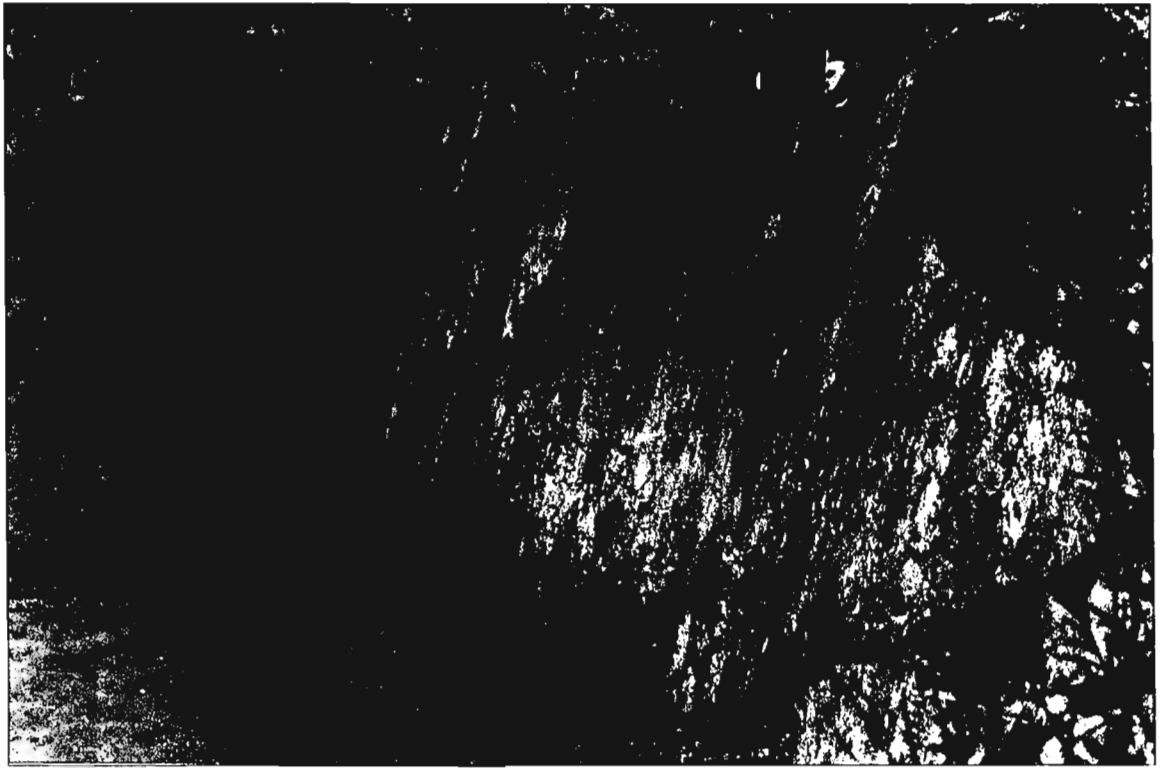
El gran volumen de magmas de composición intermedia, aprovecharon las zonas sujetas a fallamiento lateral para llegar a la superficie y formar grandes masas de roca alineadas sobre estos conductos (domos exógenos), los que después de emplazados, siguieron estando sujetos a movimientos laterales izquierdos, (Fotografía 27), que los dislocaron, deformándolos, sobre todo en las cercanías de las fallas; estas fallas son producto de reactivación de fallas pre-existentes que siguen actuando, quizá con menos intensidad que en el pasado.

3.4.- FALLAMIENTO TERCIARIO EXTENSIONAL

En el Oligoceno, quizá en el rango de 26-27 Ma tiene lugar un evento de máxima extensión en el área (Tristán-González, 1976), que dio origen a una serie de fallamiento en dominó, cuyos bloques se bascularon principalmente al NE y por lo tanto bloques caídos hacia el SW, (Fotografía 28), además de algunas fosas tectónicas estrechas como la de San Nicolás y El Zapote, cuyos anchos no sobrepasan a los 2 km y que se originaron principalmente sobre franjas de fuentes de la Latita Portezuelo y que posteriormente se rellenaron de epiclásticos, tobas sin soldar de la Riolita Panalillo Inferior e Ignimbrita de la Panalillo Superior.

Este fallamiento normal tuvo una actitud predominante de las fallas de $229.7/78.6$ como se indica en la (Figura 17 a, b y c). También en el mapa estructural, (Figura 18), se aprecian las fosas que tienden a formar un abanico cuyo vértice se localiza al SE, y que no tiene una continuación al NW; en sí el patrón representado muestra un arreglo de una zona sujeta a movimiento lateral izquierdo; el fallamiento lateral, muestra evidencia de haber estado actuando desde el Terciario inferior (intensidad importante) que tuvo una disminución paulatina hasta la fecha.

Muchos de los planos de falla muestran alteración importante (oxidación) y brechamiento, (Fotografías 29) y algunos de ellos con depósitos co-



Fotografía 28.- Estrias de una falla normal sobrepuestas a estrias horizontales producto de una falla lateral izquierda.

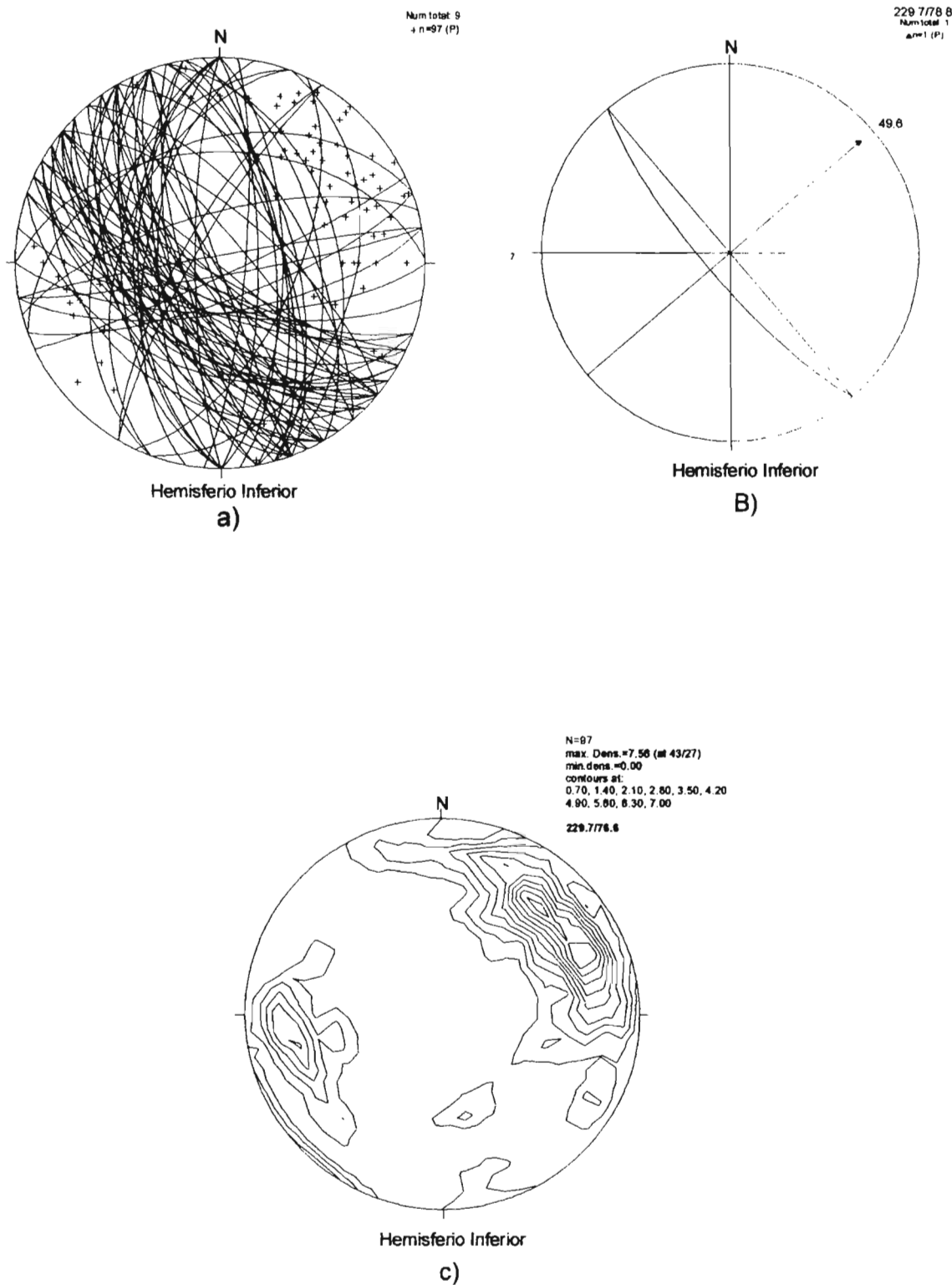


Figura17.- a) El conjunto de planos de fallas normales, dan una idea de su disposición. Donde e promedio y actitud predominante se muestra en b) los planos en su mayoría buzan 229/78.8, y en c) se observa la formación de fosas

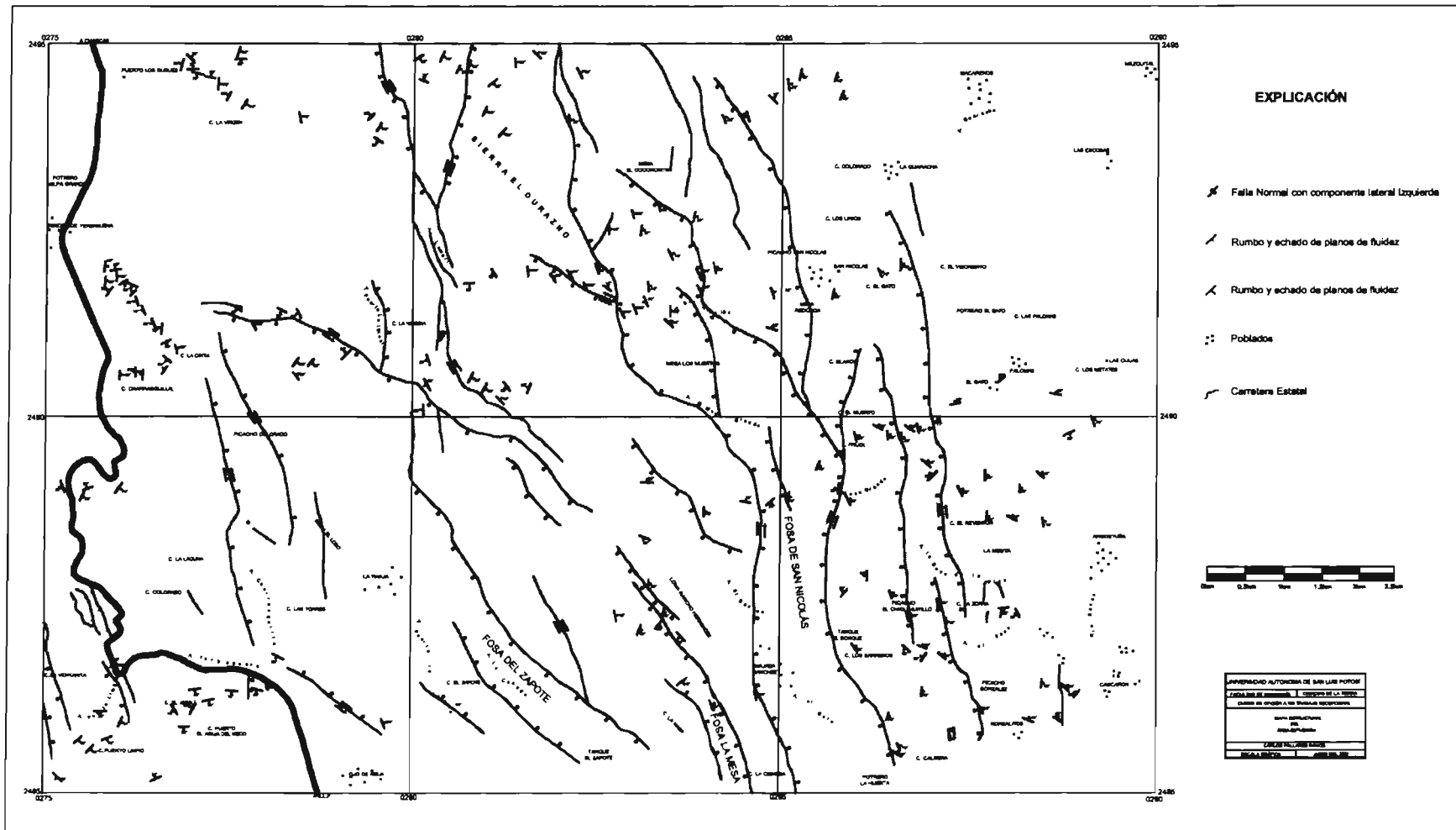


Fig. 18.- Mapa estructural del área estudiada



Fotografía 29.- Muestra el brechamiento y oxidación del plano y zona de falla.

ignimbríticos asociados y en otros casos una zona delgada deformada y argilizada por efectos del movimiento lateral.

3.5.- FALLAMIENTO POR DESLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES

En la zona sur-occidental del área, existen depósitos importantes de coluviones, que en la actualidad se están deslizando por efectos gravitacionales, ocasionando movimientos de las laderas.

El movimiento aumenta en las temporadas donde la precipitación pluvial crece; a este fenómeno se le conoce como remoción en masa y ocurre cuando las laderas pierden estabilidad por efectos topográficos, sobre todo donde aquellos depósitos que rellenaron cuencas o barrancas, se están erosionando y formando nuevos cauces que erosionan a su vez el fondo de la barranca o valle intermontano y comienzan a perder estabilidad por falta de soporte en el pie del talud.

Las laderas generalmente se empiezan a escalonar por el movimiento descendiente del depósito, (Fotografía 30); el ejemplo más notorio se localiza en la zona del Rincón de la Yerbabuena donde un tramo de la carretera a Charcas ha sido desplazada.



Fotografía 30.- Aspecto de los depósitos de coluvión por procesos de deslizamientos.

VI.- GEOQUÍMICA

En el área estudiada se recolectaron un total de 50 muestras de las rocas más representativas que afloran en la zona, de las cuales se seleccionaron ocho muestras, tomando las más convenientes para realizar los análisis químicos, de acuerdo a sus características, tal como su tipo, su estado físico (alteración) y su ubicación. Se realizaron análisis químicos de diez elementos mayores. Estos análisis se llevaron a cabo por el método de fluorescencia de rayos X (FRX), en el laboratorio del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México; las mediciones se realizaron en los programas RUIZF1.AN y TRAZAO2.AN por el Ingeniero Químico Rufino Lozano Santa Cruz.

No. De Mtra.	B2Tjp	B3Tip	B9Trp	B11Tap	B23Qbj	B32Tj	B35Tcb	B41Tj
SiO ₂ %	69.51	70.92	73.34	70.15	45.99	70.22	56.41	69.51
TiO ₂ %	0.524	0.603	0.209	0.426	2.372	0.444	1.382	0.411
Al ₂ O ₃ %	14.42	14.68	12.17	14.01	13.33	15.40	16.96	14.51
Fe ₂ O _{3T} %	5.01	1.89	2.89	3.24	12.71	3.22	8.73	5.14
MnO %	0.029	0.02	0.023	0.035	0.181	0.057	0.092	0.053
MgO %	0.482	0.254	0.21	0.568	9.67	0.371	3.638	0.776
CaO %	1.653	2.409	0.888	1.598	8.784	1.911	6.659	2.182
Na ₂ O %	2.505	3.286	1.457	1.373	3.258	3.113	3.114	3.196
K ₂ O %	4.757	4.871	6.627	4.022	1.699	4.677	2.249	4.273
P ₂ O ₅ %	0.219	0.217	0.036	0.084	1.224	0.133	0.42	0.176
PXC	1.11	0.64	2.94	5.26	0.19	1.25	1.02	0.47
TOTAL	100.2	99.81	100.8	100.7	99.42	100.8	100.7	100.7

Tabla No. 1 Análisis Químicos de ocho muestras por Fluorescencia de Rayos X que nos muestran el contenido de diez Elementos Mayores

La clasificación de las muestras analizadas geoquímicamente se realizó con el uso del diagrama "TAS" en donde se utiliza el total de álcalis contra el total de sílice (Na₂O+K₂O vs SiO₂), propuesto por Le Maitre et al. (1984). La clasificación obtenida fue la siguiente:

B2Tlp	69.51	7.26	DACITA
B3Tlp	70.92	8.15	RIOLITA
B9Trp	73.34	8.08	RIOLITA
B23Qbj	45.99	4.95	BASALTO
B32Tdj	70.22	7.79	RIOLITA
B35Tcb	56.41	5.36	ANDESITA BASALTICA
B41Tdj	69.51	7.46	DACITA

La distribución química de estas rocas se representa en el diagrama "TAS"; en este diagrama se puede observar en que tipo de roca se clasifican las muestras analizadas; la muestra B23Qbj se clasifica como básica, la muestra B35Tcb se clasifica como intermedia y las muestras restantes se clasifican como ácidas; los contenidos de SiO_2 varían de 45.99 a 70.92% en peso y los contenidos de álcalis varían de 4.95 a 8.15% en peso.

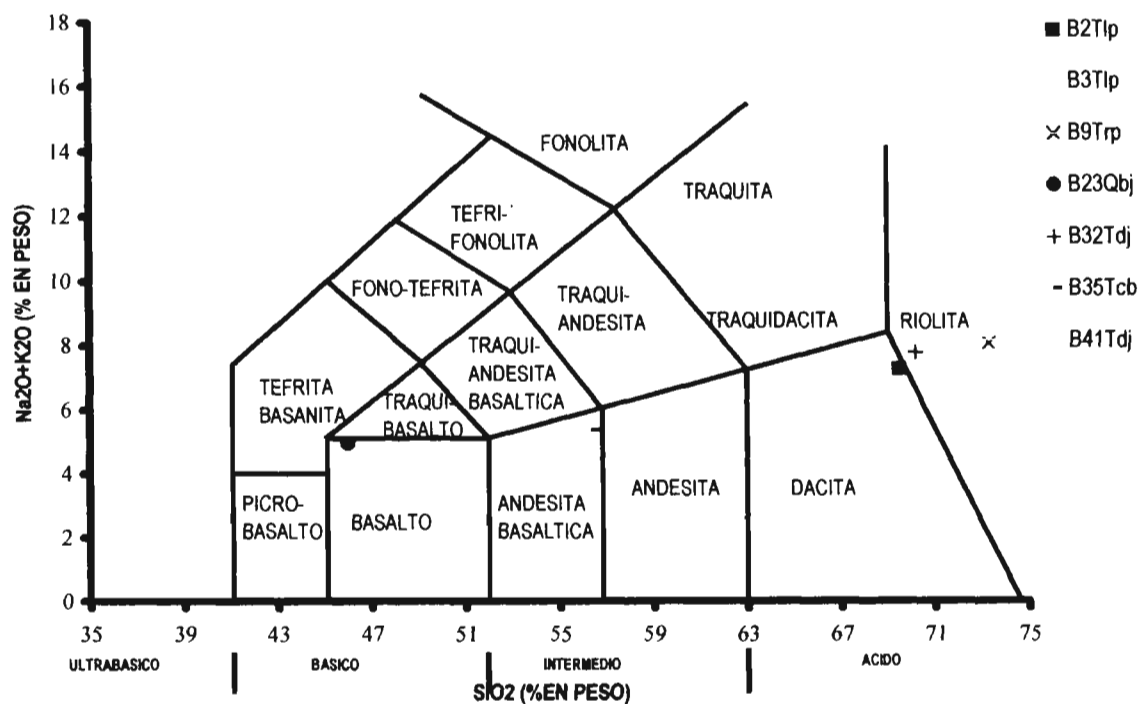


Figura.- 19 Diagrama "TAS", total de álcalis contra sílice ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2), propuesto por Le Bas et al., (1984) para la clasificación de rocas volcánicas.

En el diagrama de Peccerillo y Taylor las muestras se grafican en la serie (III) calcoalcalina rica en potasio, con excepción de la muestra B23Qbj, la cual no tiene clasificación y no cae dentro de esta gráfica. La muestra B35Tcb se clasifica como una andesita rica en potasio, las muestras B2Tlp, B3Tlp, B32Tdj y B41Tdj se clasifican como riodacitas ricas en potasio y la muestra B9Trp en una riolita rica en potasio.

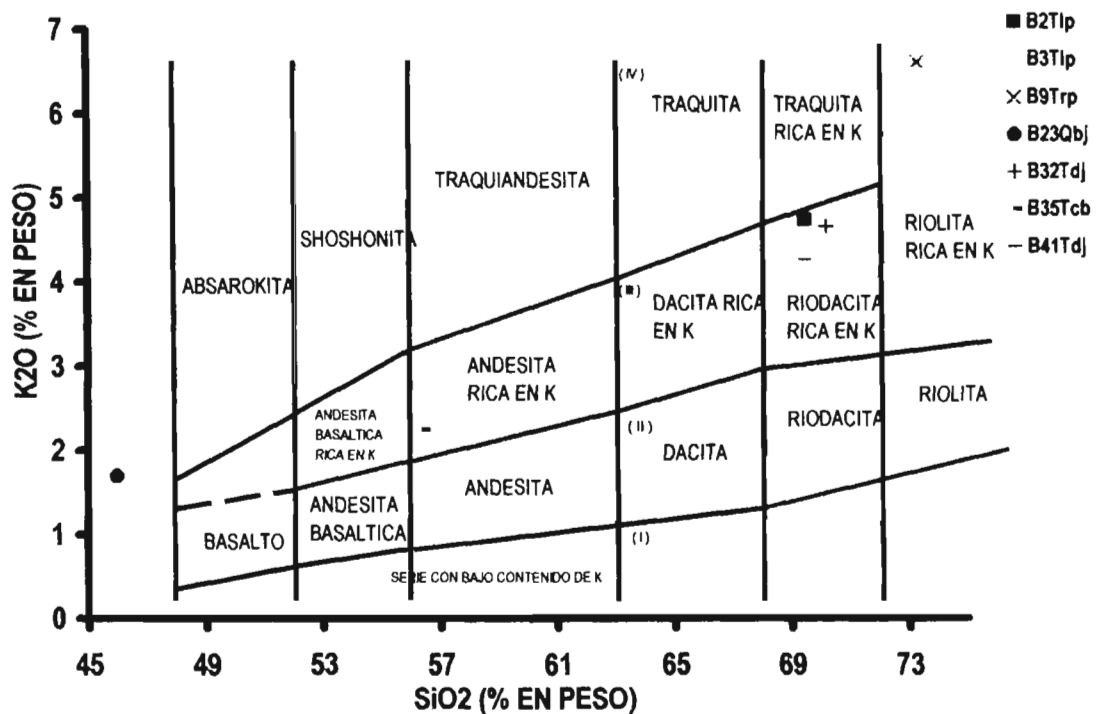


Figura.- 20 Diagrama propuesto por Peccerillo y Taylor (1976), que grafica el total de SiO_2 contra total de K_2O . (I) Serie toleiítica, (II) Serie calcoalcalina, (III) Serie calcoalcalina rica en K y (IV) Serie shoshonítica.

VII.- GEOLOGÍA HISTORICA

Aunque en la zona estudiada solo afloran los sedimentos del Cretácico superior, se puede hacer una historia del contenido de los depósitos que conforman el basamento sedimentario del área, comenzando así un registro que permite reconstruir la historia de sedimentación de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo Bravo, 1982), iniciando en el Pliensbaquiano y finalizando en el Turoniano (Campaniano). Dichos sedimentos conformaron depósitos de mar profundo, que en conjunto señalan la evolución de un margen continental divergente.

Las unidades que conforman este paquete son: Formación Nazas, que indica un medio ambiente de depósito sub-aéreo; al parecer la invasión del mar fue paulatinamente ya que pasa a una sedimentación de tipo marina que es representada por la Formación La Joya, indicando también que el piso marino se profundizaba; lo anterior dio lugar a que se depositara la caliza de la Formación Zuloaga ya que lo hace de manera transicional.

Posteriormente para fines del Oxfordiano se da lugar un arribo masivo de terrígenos que rompe con el esquema de depósito dando lugar a la Formación La Caja; aunado a esto pudo haber un levantamiento isostático, dándose un contexto geodinámico de reorganización global de las placas, marcando el final del Jurásico y comienzo del Cretácico.

Al estabilizarse el piso marino se da una alternancia de depósitos terrígenos representados por las formaciones Taraises, Cupido, Peña y Cuesta del Cura en la que esta ultima se representa la máxima profundidad de la cuenca.

Al comienzo de la Orogenia Laramide se depositan terrígenos intercalados con calizas representados por la Formación Indidura. Posteriormente el aporte de terrígenos sobre la cuenca comienza a crecer a partir del Coniaciano rellenándola totalmente y llevándose a cabo una transgresión que ocasionó un depósito de tipo "flysch", representado por la Formación Caracol; al mismo tiempo continuaba el levantamiento producido por movimientos tectónicos de las pulsaciones de la Orogenia Laramide.

Al término del Cretácico y principios de Terciario, dicha orogenia plegó de manera intensa y provocó fallas en las rocas cretácicas marinas e hizo que la zona se levantara y emergiera de manera definitiva, comenzando la actividad volcánica de tipo andesítico, (que provocó el derrame de la Formación Andesita Casita Blanca Inferior) y al mismo tiempo debido a movimientos laterales se formaron zonas de “ pull-apart”, en donde se depositaron sedimentos de tipo continental de la Formación Cenicera inferior, todos ellos producto de la erosión de las rocas expuestas que ya existían.

Contemporáneamente a estos eventos continuaba la actividad volcánica con los derrames de lava andesíticos (de la Formación Andesita Casita Blanca superior); mientras continuaba el depósito de sedimentos continentales que conformarían a la Formación Cenicera superior.

Durante el Oligoceno la actividad volcánica representada por derrames de lava y piroclástos, iniciando la Dacita Jacavaquero y prosiguiendo la Ignimbrita Peña, Latita Portezuelo, Riodacita Zapatero, Co-ignimbrita El Sauz, Riolita Panalillo inferior, Epiclásticos San Nicolás y Riolita Panalillo superior.

En el Cuaternario derivado de los procesos de intemperismo y erosión se deposita el Conglomerado San Nicolás que rellenó las partes bajas, que fueron producto de los movimientos a la que estuvo sujeta la zona y como último evento volcánico se da la emisión de una lava de composición basáltica representada por el Basalto Las Joyas, encontrándose en lugares muy aislados de la zona y fuera de ella.

Debido a la gravedad y características litológicas de algunas rocas, hubo grandes desplazamientos de derrubios que estaban acomodados en laderas y partes bajas y por último la formación de los suelos residuales y de cultivo que en conjunto con otros materiales de arrastre forman el aluvión.

VIII.- CONCLUSIONES

1.- Las unidades Andesita Casita Blanca y Formación Cenicera, se separaron en dos unidades miembro inferior y superior, ya que las relaciones de campo y la estratigrafía demuestran que la andesita tuvo dos emisiones lávicas; al término de la primera hubo un lapso de tiempo en el cual se depositó la Formación Cenicera Inferior. Posteriormente vino otra emisión que dio origen a la Andesita Casita Blanca Superior y continuando después de ésta los procesos de sedimentación para dar origen a la Formación Cenicera Superior.

2.- Se localizaron zonas de fuente y lóbulos de lava de la Dacita Jacavaquero utilizando sus planos de fluidez llegando a reconstruir las estructuras dómicas de esta masa rocosa, concluyendo que se trata de domos exógenos.

3.- Se pudo corroborar que la base piroclástica de la Ignimbrita Peña se divide en cuatro paquetes, los cuales se intercalan, entre sí, conformados por oleadas piroclásticas, flujos de ceniza soldada, sin soldar y depósitos epiclásticos.

4.- Se localizaron zonas de fuente de la Latita Portezuelo las cuales se encuentran alineadas en franjas con rumbo NW-SE, utilizando principalmente los planos de fluidez, que en esa parte son de ángulo alto, además por la presencia de brechas y abundancia de depósito de calcedonia y óxidos de fierro.

5.- Se reporta en este estudio una nueva unidad litológica que marca el inicio de las erupciones piroclásticas que conforman el Miembro Inferior de la Riolita Panalillo, dándosele el nombre de Co-ignimbrita el Sauz.

6.- Se separó el Miembro Inferior de la Riolita Panalillo, de una serie de depósitos epiclásticos a los cuales se les da el nombre de Epiclásticos San Nicolás, éstos en estudios anteriores se les consideraba dentro de este miembro.

7.- Se hizo una separación de los diferentes conglomerados del área, separándose una nueva formación la cual lleva el nombre de Conglomerado San Nicolás, a los cuales se les asigna una edad del Terciario Superior, encontrándose muy basculados al NE del área.

8.- Se verificó que algunos desplazamientos, no fueron producto del fallamiento de la zona, si no que fueron producto de movimientos gravitacionales (remoción en masa), como es el caso del desplazamiento de la carretera Ahualulco-Moctezuma.

9.- En aspectos estructurales se comprobó que la zona ha estado afectada por diferentes etapas de fallamiento desde el Terciario inferior, principalmente por movimientos laterales izquierdos y normales, los cuales son responsables del volcanismo que ha tenido lugar desde el Terciario hasta principios del Cuaternario.

IX.- BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., 1981. Cartografía geológica Hoja Moctezuma, San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, folleto técnico 74, 30 p.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G., 1977. Estudio Geológico de la Hoja Villa Hidalgo, Estado de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., 1990. The nature of the upper mantle and lower crust of North-Central México, based on deep seated xenoliths in Cenozoic alkalic rocks. Symposium on the tectonics, geophysics and volcanism of Mexico, University of New Orleans, New Orleans, E.U.A. p. ?
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Pier, J.G., 1991. Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La plataforma Valles-San Luis Potosí; Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. 23, p. 1-112.
- Carrillo-Bravo, J., 1982. Exploración Petrolera de La Cuenca Mesozoica del Centro de México; Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. 24, p.21-35.
- Cas R.A.F. & Wright J.V., 1987. Volcanic Successions. London Unwin Iman.
- Dirección de Estudios del Territorio Nacional. Hoja Topográfica Ahualulco (F-14-A-73), Esc. 1: 50,000.
- Dirección de Estudios del Territorio Nacional. Hoja Topográfica Moctezuma (F-14-A-63), Esc. 1: 50,000.
- Edwards, J.D., 1955. Studies of some early tertiary red conglomerates of central México; U.S., Geol. Survey Prof. Paper 264-H, p. 153-183.
- 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.
- Labarthe-Hernández, G., 1978. Algunos Xalapazcos en el Estado de San Luis Potosí. Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1978. Cartografía Geológica Hoja San Luis Potosí. Instituto de Geología y Metalurgia, Univ. Autón. San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 59, p. 41.
- Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1981. Cartografía geológica Hoja Ahualulco, San Luis Potosí, Instituto de Geología y

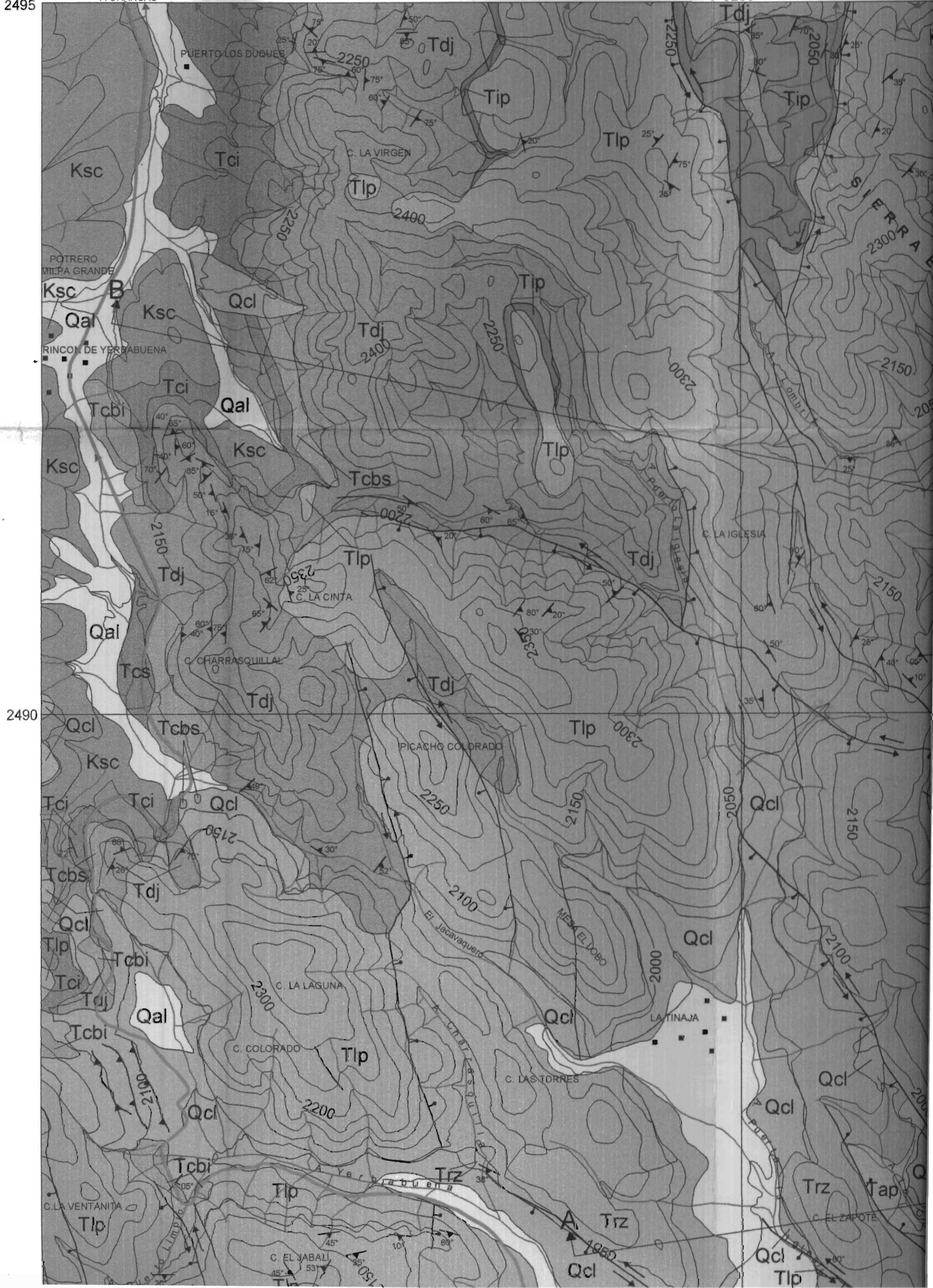
- Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, folleto técnico No. 70, p. 34.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M. Y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte Central del Estado de San Luis Potosí. Inst. de Geol. y Met., UASLP, Folleto Técnico no. 85, p. 208.
- 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.; Instituto de Geología, U.A.S.L.P., folleto técnico No. 114, p. 31.
- Labarthe-Hernández, G. y Jiménez-López, L.S., 1993, Geología del Domo Cerro Grande, Sierra de San Miguelito, S. L. P., Inst. de Geol., UASLP, Folleto Técnico no. 117, p. 22.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S. Y Aranda-Gómez, J.J., 1995, Reinterpretación de la Geología del Centro Volcánico de Ahualulco, SLP, Inst. de Geol., UASLP, Folleto Técnico no. 121, p. 30.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lamiere 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.
- Martínez-Ruiz, V.J., 1994. estudio Geohidrológico de la Hoja Ahualulco estado de San Luis Potosí. Instituto de Geología, UASLP.
- Martínez-Ruiz, V.J., 1984. Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas; Universidad Autónoma de san Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, folleto técnico 97, p. 12.
- Medina-Rivero, . 1975. Estudio Geohidrológico en La Cuenca del Río La Parada, municipios de Ahualulco y Mexquitic, San Luis Potosí, UASLP.
- McDowell, F.W., Clabaugh S.E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of Western Mexico in: Chapin C.E., Elston W.E., Eds. Ash flow tuffs; Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 1980, p. 113-124.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977. Timing of mid Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan Mexico; Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 88, p. 1479-1487.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Min. Petr., v. 58, p. 63-81.

- Raiz, E., 1964. Landforms of Mexico; Cambridge Mass. U.S., Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto, esc. 1:3000000, 2a Ed.
- Rodríguez-Ríos, R., 1997. Caractérisation Du Magmatisme Et Des Minéralisations associées Du Dome De Pinos Et Des Domes De Rhyolite a Topaze Du Champ Volcanique de San Luis Potosí (Mexique), Faculte Des Sciences, Université Henri Poincaré, Nancy France.
- Stewart, J.H., 1978. Basin and Range structure in Western North America, a review; Geol. Soc. América. Mem. 152, p. 1-30.
- Tristán-González, M., 1986. Estratigrafía y Tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México; Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, folleto técnico No. 107,.
- Villagrán-Rosas, E., 1979. Estudio Geohidrológico del Área de Santa Teresa-Temascalillo en los municipios de Aqualulco y Mexquitic, S.L.P. UASLP.
- Wright, T.L., 1974. Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 48, p. 233-248.

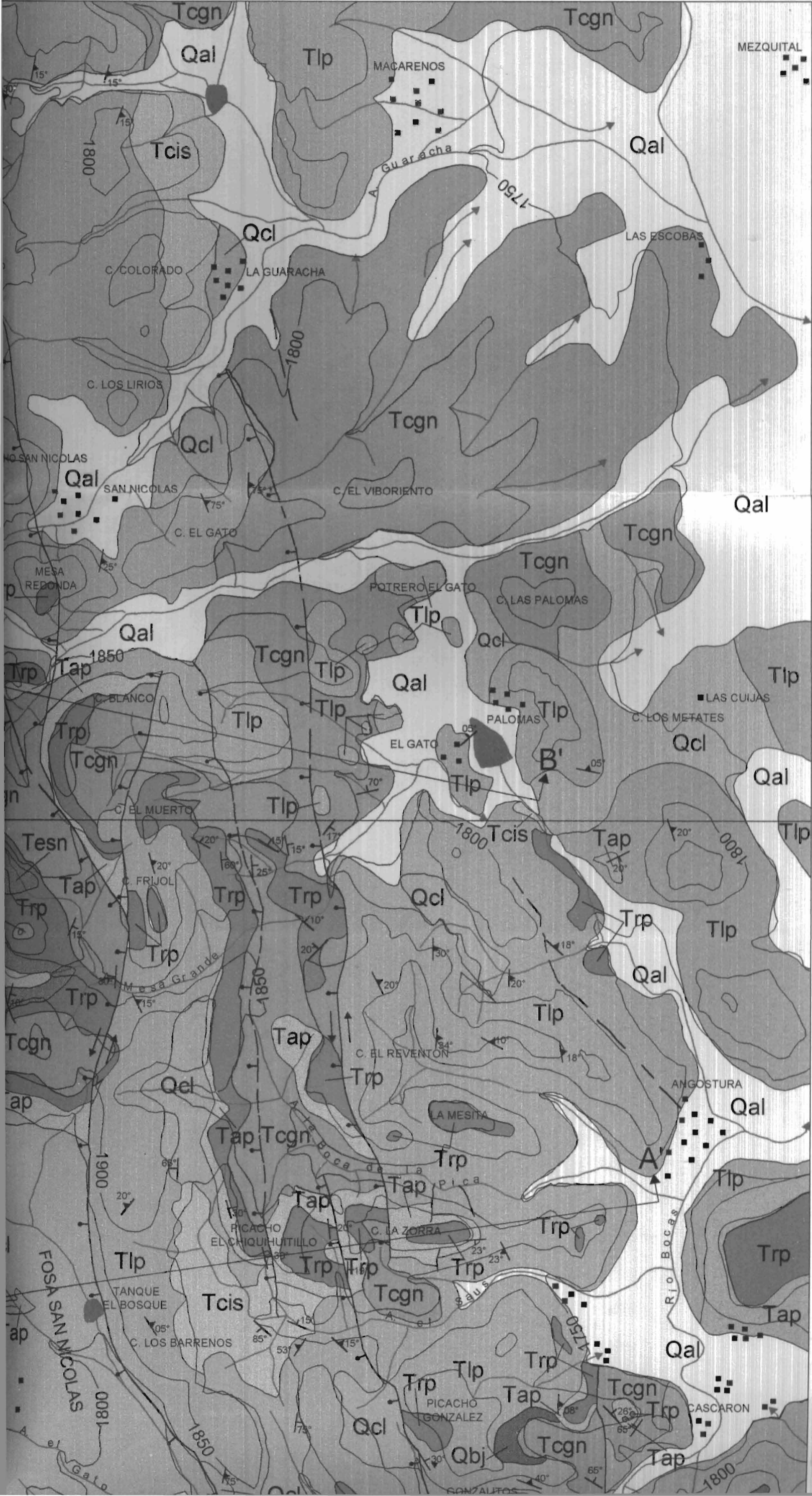
0275
2495

A CHARCAS

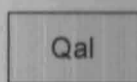
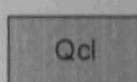
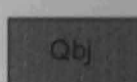
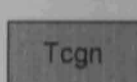
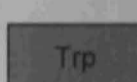
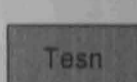
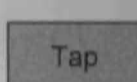
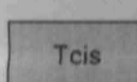
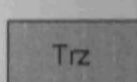
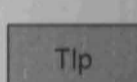
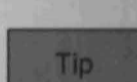
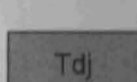
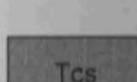
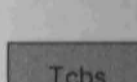
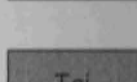
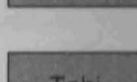
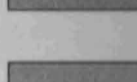
0280






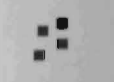
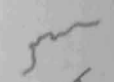


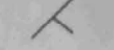


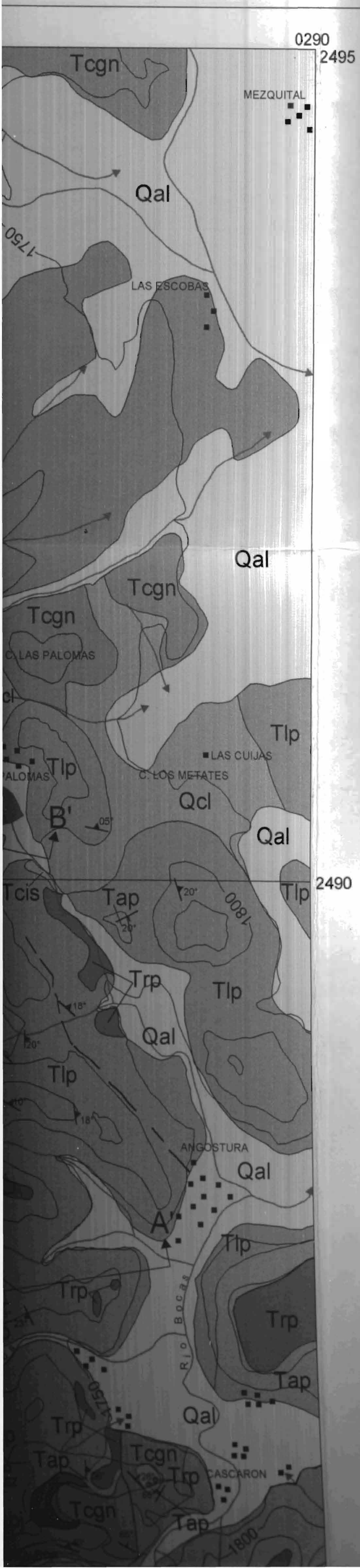


LEYENDA

-  Aluvión
-  Coluvión
-  Basalto Las J...
-  Conglomerado
-  Riolita Panalill
-  Epiclásticos S...
-  Riolita Panalill
-  Co-ignimbrita
-  Riodacita Zap...
-  Latita Portezue
-  Ignimbrita Peñ...
-  Dacita Jacava...
-  Formación Cer...
-  Andesita Casit...
-  Formación Cer...
-  Andesita Casit...
-  Formación Car...

EXPLICACION






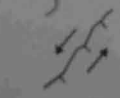


-  Contactos Geológicos
-  Hidrografía
-  Curvas de nivel
-  Poblados
-  Carretera Estatal
-  Falla normal con co...
-  Rumbo y echado de...
-  Rumbo y echado de...

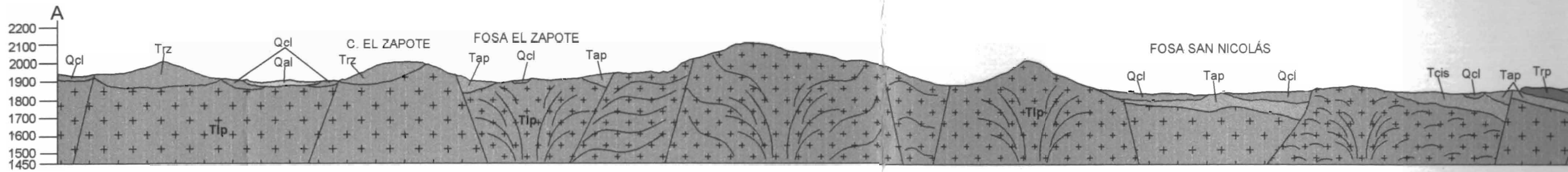


LEYENDA

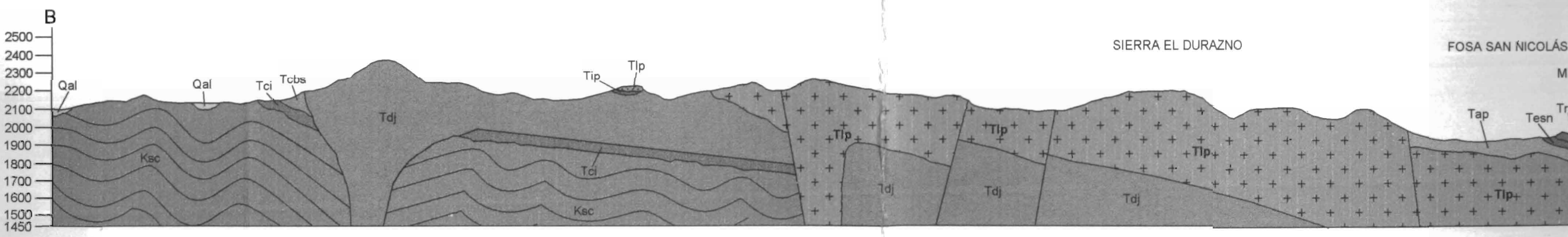
	Aluvión
	Coluvión
	Basalto Las Joyas
	Conglomerado San Nicolás
	Riolita Panalillo Superior
	Epiclásticos San Nicolás
	Riolita Panalillo Inferior
	Co-ignimbrita El Sauz
	Riodacita Zapatero
	Latita Portezuelo
	Ignimbrita Peña
	Dacita Jacavaquero
	Formación Cenicera Superior
	Andesita Casita Blanca Superior
	Formación Cenicera Inferior
	Andesita Casita Blanca Inferior
	Formación Caracol

EXPLICACIÓN

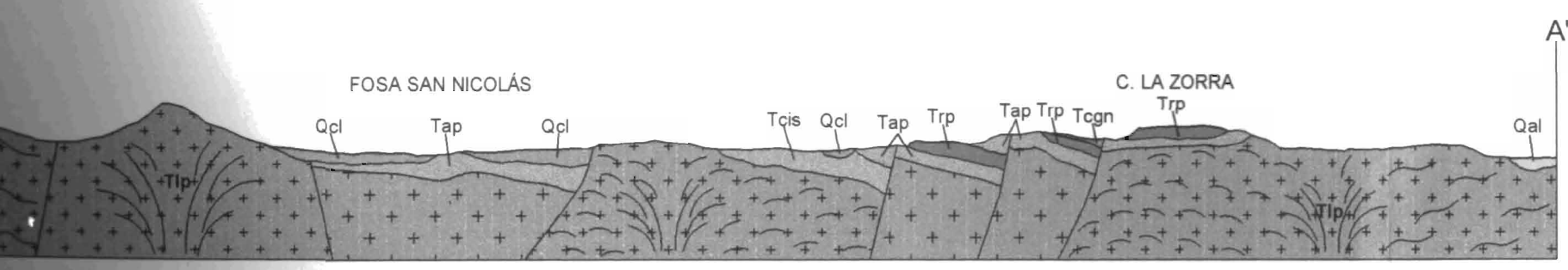
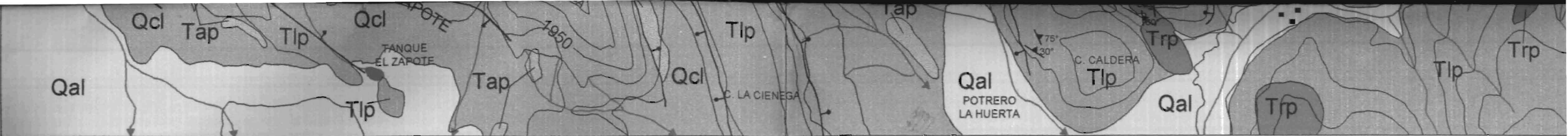
	Contactos Geológicos
	Hidrografía
	Curvas de nivel
	Poblados
	Carretera Estatal
	Falla normal con componente lateral izquierdo
	Rumbo y echado de planos de fluidez
	Rumbo y echado de las capas volcánicas y sedimentarias



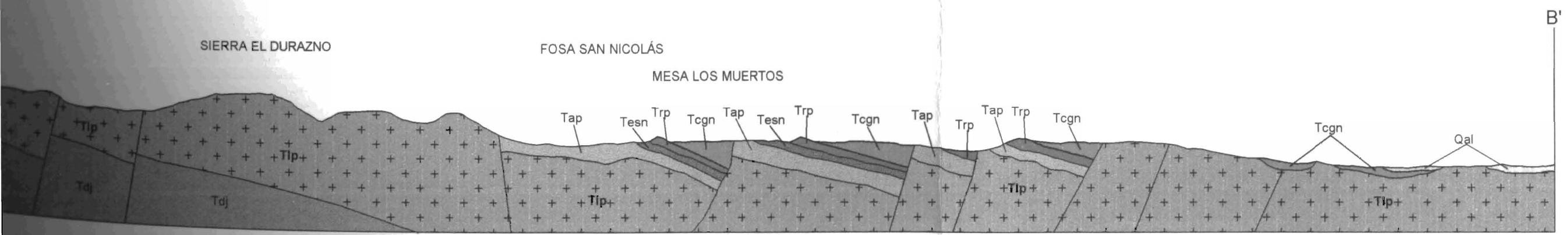
SECCIÓN A-A'



SECCIÓN B-B'



SECCIÓN A-A'



SECCIÓN B-B'

