

11928
REV.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
(COLEGIO DE GEOGRAFIA)

"ANALISIS GEOMORFOLOGICO DE LA SIERRA
DE PEÑON BLANCO, ESTADOS DE
SAN LUIS POTOSI Y ZACATECAS"



T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFIA

P R E S E N T A :

Laura Sierra Rodríguez

MEXICO, D. F.

1992.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CONTENIDO

I.	RESUMEN	
I.	INTRODUCCION	Pags.
	1.- Objetivo del Trabajo	1
	2.- Material y Método de Trabajo	1
	3.- Antecedentes	3
II.	MARCO GEOGRAFICO	
	1.- Mapa de Localización	5
	2.- Vías de Comunicación	5
	3.- Economía	9
	4.- Clima	10
	5.- Vegetación y Uso del Suelo	13
	6.- Fisiografía	15
	a) Orografía	15
	b) Hidrografía	17
III.	GEOLOGIA	
	1.- Registro Estratigráfico	20
	2.- Estructura Geológica	28
	3.- Historia Geológica	33
IV.	GEOMORFOLOGIA	
	1.- Morfometría	35
	a) Pendientes	35
	b) Subcuencas, parámetros y perfiles longitudinales de los causes principales	37
	c) Morfoicchipsas	45
	2.- Morfogénesis	47
	- Sistema de fractura	49
	3.- Evolución Geomorfológica	63
V.	CONCLUSIONES	65
	BIBLIOGRAFIA	67
	ANEXO: CARTA GEOMORFOLOGICA	

RESUMEN

En el área de estudio se reconocieron los distintos procesos que dieron origen a la Sierra de Peñón Blanco, a partir del Cenozoico, y los procesos que han seguido actuando y modificando el relieve reciente de dicha sierra.

La secuencia de eventos es la siguiente:

Primeramente el diastrofismo laramidico provocó la deformación de la secuencia sedimentaria del Jurásico-Cretácico y dio como resultado un relieve de rocas plegadas y una gran cantidad de fallas inversas, después se presentó el emplazamiento de un intrusivo granítico (Eoceno), a lo que siguió una etapa de erosión, y posteriormente se dan los esfuerzos distensivos que dislocan a la sierra en dos sistemas de fallas normales, el primero de orientación NW-SE, y el segundo de dirección NE-SW.

Después ocurre una etapa de actividad ígnea Básica-Alcalina, que marca la terminación de los procesos endógenos y continúa la transformación solo con los procesos exógenos.

Se caracteriza a la sierra de Peñón Blanco como una cuesta inclinada hacia el oriente, con frente montañoso al occidente.

Se clasificó el relieve por medio de análisis morfométricos, destacando el contraste entre la morfología de las planicies oriental y occidental.

La red fluvial desarrollada en el área de estudio vierte sus aguas hacia el flanco oeste de la sierra, donde forma las lagunas de Chapala, Salinas y el Salitre.

El flanco occidental de la sierra presenta nueve subcuencas del tipo corriente torrencial-abanico proluvial, en tanto que el oriental esta drenado por dos subcuencas principales, una de las cuales drena más allá del área. El parteaguas general de la sierra manifiesta una migración hacia el oriente.

Las formas del relieve reconocidas son:

- De tipo Endógeno

Crestas montañosas

- a) laderas de montañas plegadas formadas a partir del Eoceno
- b) laderas de domo intrusivo del Eoceno

Elevaciones menores y lomeríos

- a) conos cineríticos
- b) lomeríos volcánicos
- c) mesas y derrames de lava riolíticas neogénicas
- d) elevaciones menores de rocas sedimentarias plegadas, desmembradas de las montañas

- De tipo Exógeno

Valles erosivos

Escarpes

Fiedemonte

- a) piedemonte de acumulación nivel superior (Cuaternario)
- b) piedemonte de acumulación nivel inferior (Cuaternario)
- c) abanicos aluviales bien definidos en el piedemonte
- d) conos detriticos de formación reciente

Planicie de nivel de base fluvial y lacustre

- a) planicie aluvial (Holoceno)
- b) planicie aluvial con costra de caliche (Holoceno)
- c) planicie lacustre (Holoceno)

CAPITULO I

INTRODUCCION

1.- OBJETIVO DEL TRABAJO

La idea de estudiar la geomorfología de la Sierra de Peñón Blanco, surgió de una salida a campo, cuyo objetivo primordial fue el de realizar la cartografía geológica. Esto suscitó la inquietud de aportar conocimientos más específicos, como los geomorfológicos, dado que los estudios sobre el área han sido enfocados básicamente a las cuestiones geológicas, mineras y petroleras.

Por lo tanto, con base en este análisis, el objetivo de este trabajo, es de aclarar y definir la evolución geomorfológica cenozoica de la Sierra de Peñón Blanco tomando como base la identificación de los distintos procesos que han actuado y los que de encuentran actuando. Los resultados del análisis se sintetizan en la carta geomorfológica que se anexa.

2.- MATERIAL Y METODO DE TRABAJO

Para llevar a cabo los objetivos señalados, fue necesario desarrollar el trabajo geomorfológico en distintas etapas:

En la primera se realizó el trabajo de gabinete, donde se recopiló la información existente sobre el área y las zonas aledañas. También se llevó a cabo la fotointerpretación de fotografías aéreas verticales a escala 1:25,000 y 1:50,000, donde se marcaron fallas y fracturas, contactos litológicos y abanicos proluviales, que posteriormente fueron transferidos a la base topográfica escala 1: 50,000 a partir de la cartografía elaborada por la Dirección General de Geografía (D.G.G.)

En la segunda etapa se llevó a cabo trabajo de campo, en el cual se verificó la información obtenida en gabinete y la confiabilidad de las fuentes.

En la tercera etapa de gabinete se realizó la unificación de los criterios de campo y de gabinete.

Durante esta etapa se elaboraron mapas geomorfológicos para cuantificar y entender los procesos geomorfológicos que actúan o han actuado en el área:

- Se construyó un mapa de densidad de fracturas con base en la interpretación de fotografías aéreas y mapas topográficos. Con la agrupación de los rumbos obtenidos se formaron una serie de rosetas donde se muestra la predominancia en el rumbo de las fallas y fracturas.

- Se definieron las subcuencas, sus características y se analizó el orden de las corrientes en cada subcuenca. Dicho análisis se realizó por medio del planímetro, curvimetro, y fue comprobado posteriormente mediante el programa de dibujo por computadora Autocad V.10.

- Se elaboraron perfiles longitudinales de las corrientes principales de cada subcuenca; Mapas Morfoisohipsas como son:

- Hipsométrico
- De pendientes
- De Morfoisohipsas
- Y se compiló el mapa geológico

Para la realización de todos los mapas anteriores se tomó como base topográfica parte de las hojas: Salinas (F-14-A-61), Espiritu Santo (F-14-A-62), Loreto (F-14-A-71), y Pinos (F-14-A-72) escala 1: 50 000 de la Dirección General de Geografía (D.G.G)

La última etapa consistió en la interpretación de todos los resultados morfoisohipsométricos y cartográficos, con los cuales se caracterizaron las diversas unidades del relieve y con ello la elaboración de la carta geomorfológica final.

3- ANTECEDENTES

En la revisión de la bibliografía se encontraron varios trabajos sobre el área, cuyos objetivos son meramente de carácter geológico. Con excepción de Aguillón, 1983 y Arellano, 1987, los cuales tratan el aspecto geomorfológico pero en forma somera.

Chávez (1968), en su tesis profesional que comprende la parte sur del área reporta cuatro unidades litoestratigráficas informales, una unidad triásica, dos unidades jurásicas descritas con los nombres de Formación Sotolillo y Formación Mayo, la primera la asigna al Jurásico Medio y la segunda al Jurásico Tardío; la cuarta unidad la asignó al Cretácico Inferior y la denominó como Formación Gobernadora.

Hermoso de la Torre (1970). En el Informe Geológico Final de la parte media de la cuenca mesozoica del Centro de México, reporta una columna estratigráfica con unidades del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío con un espesor mayor a 1420 m, de los cuales 820 corresponden a las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises y La Peña, identificadas en la secuencia expuesta al sur del Peñón Blanco.

Labarthe, Tristán y Aguillón (1982), en el "Estudio Geológico Minero del Área de Peñón Blanco" reportan a la Formación Zacatecas del Triásico Tardío, a las formaciones Zuloaga y La Caja del Jurásico Tardío y las formaciones Taraises, Cúpido, La Peña, Cuesta del Cura, Indidura, Caracol, del Cretácico.

Aguillón (1983) y Labarthe et al. (1986), presentan la cartografía geológica a escala 1: 50,000 de las hojas Espíritu Santo y Salinas de Hidalgo respectivamente, donde reportan una columna estratigráfica con una unidad del Triásico, dos formaciones Jurásicas y seis formaciones Cretácicas. También clasifican de manera general las diferentes formas del relieve.

Martínez y Malpica (1983), analizaron la secuencia preoxfordiana formada por conglomerados, derrames andesíticos, lutitas, limolitas y areniscas que afloran al sur del Peñón Blanco.

Arellano (1987), en su tesis profesional reporta en el área 8 unidades sedimentarias, 3 unidades de rocas ígneas y 5 unidades de depósitos recientes, considerando como unidad más antigua a la Formación Nazas del Triásico Tardío- Jurásico Medio. Otro aspecto importante que trata es el geomorfológico, donde diferencia las unidades geomorfológicas con base en las características topográficas, estructurales y litológicas, distinguiendo cuatro formas principales en el relieve.

- 1.- Relieve de rocas plegadas
- 2.- Relieve de rocas intrusivas
- 3.- Relieve volcánico
- 4.- Relieve acumulativo reciente.

CAPITULO II

II MARCO GEOGRAFICO

1.- LOCALIZACION

El área de estudio se localiza entre las ciudades de San Luis Potosí y Zacatecas. Se ubica entre los paralelos $22^{\circ} 15'$ y $22^{\circ} 45'$ de latitud Norte y los meridianos $101^{\circ} 30'$ y $101^{\circ} 45'$ de longitud Oeste, en su parte media se encuentra el límite entre los Estados de San Luis Potosí y Zacatecas, (Fig.1). La superficie que comprende es de 1650 km², expresada cartográficamente por la Dirección General de Geografía (1971), en las siguientes fracciones de las cartas topográficas: Oriente de la carta Salinas de Hidalgo (F-14-A-61), Poniente de la carta Espíritu Santo (F-14-A-62), Oriente de la carta Loreto (F-14-A-71), y en la parte Poniente de la carta Pinos (F-14-72). (Fig.2)

El área comprende los municipios: Salinas de Hidalgo, (S.L.P) y, Pinos y Villa Hidalgo, (Zacatecas).

2.- VIAS DE COMUNICACION

Las principales vías de acceso al área son:

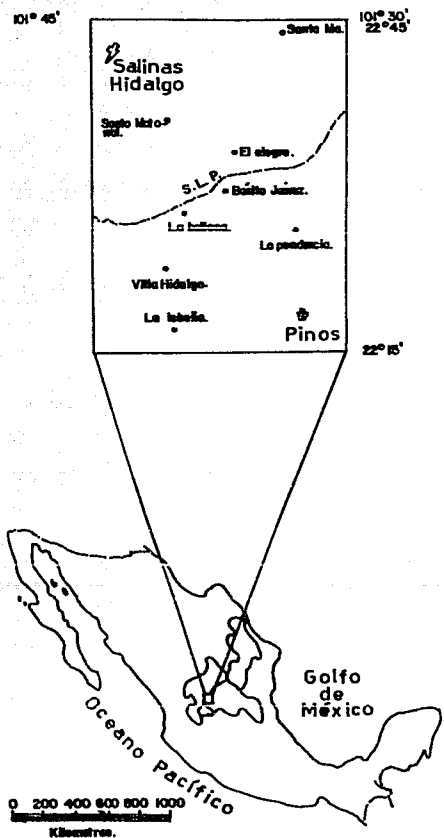
- La carretera Federal No. 49 San Luis Potosí-Zacatecas y la línea ferroviaria San Luis Potosí-Aguascalientes, la cual cruza el área el sector septentrional (Fig.3).

- Desde la carretera No.49, el acceso hacia la Sierra es fácil debido a una gran cantidad de caminos de terracería y brechas que se desprenden, entre ellos tenemos:

- A la altura del km. 81 sale una brecha que pasa por Guadalupe Victoria uniendola con Benito Juárez.

- En el km. 94 de la carretera No. 49, sale otra brecha que va a Salto de Matorral, de esta parten tres caminos, uno va hacia los poblados El Alegre y Benito Juárez, el segundo se dirige a las minas de la Víbora y el tercero a los poblados de Sotolillo y la Ballena.

- Una última brecha sale del km. 90 de la carretera federal, está se dirige hacia el norte y pasa por los poblados de San Vicente y la Mesilla.




LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO (Fig.1)

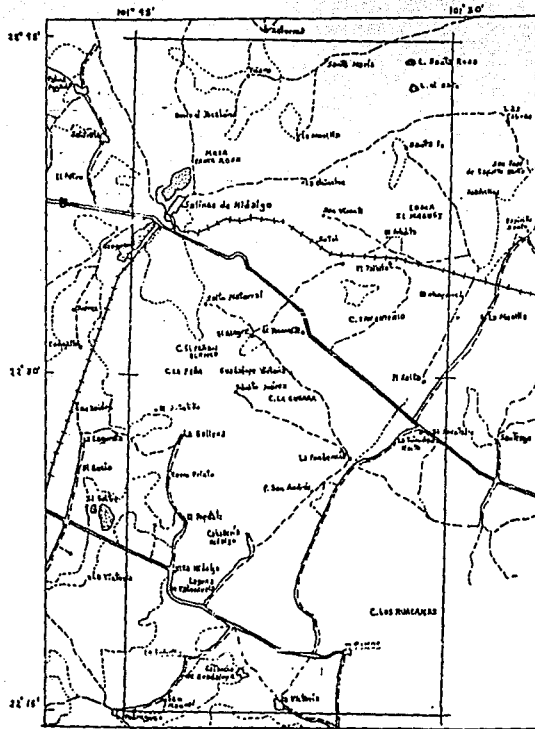
INDICE DE HOJAS ADYACENTES

Escala 1:50000

F-13-B-59	F-14-A-51	F-14-A-52	F-14-A-53
F-13-B-69	F-14-A-61	F-14-A-62	F-14-A-63
F-13-B-79	F-14-A-71	F-14-A-72	F-14-A-73
F-13-B-89	F-14-A-81	F-14-A-82	F-14-A-83
	102°	40'	101° 20'








(Fig. 2)

 Area de estudio



(fig. 3)

SIMBOLOGIA

-  CARRETERA FEDERAL
-  CARRETERA PAVIMENTADA
-  TERRACERIA
-  BRECHA
-  FERROCARRIL
-  POBLACIONES
-  LAGUNA, PRESA O BORDO

 AREA DE ESTUDIO

(Tomado de la hoja topográfica, S.L.P. DETENAL)

Esc. 1:250 000



- Del km. 74 parte una terracería que rodea el área en su parte oriente y sur, pasando por los poblados de la Pendencia y Pinos (estos fuera del área), en este último se une a una carretera pavimentada, la cual comunica a Villa Hidalgo, y se continúa hasta el poblado de Noria de Angeles y Villa González Ortega.

En el poblado de Villa de Hidalgo hay una desviación de terracería hacia El Tepetate, Cerro Prieto y La Ballena.

- Otra que sale del poblado de La Pendencia y pasa por Caballería Hidalgo y Laguna de Valenzuela.

- Y la que inicia en el poblado de la Pendencia y llega al poblado El Tepetate.

3.- ECONOMIA

Dentro de estos municipios se encuentran importantes distritos de yacimientos minerales, como la zona de Benito Juárez y varias áreas vecinas que reciben nombres locales, como Las Tres Marías, Comanja, La Víbora y otros. Aunque algunos ya no son explotados.

Se encuentra mineralización de sulfuros al sur del Cerro Peñón Blanco, fluorita en la parte norte y fosforita con óxidos en varias partes de la sierra. La zona minera Benito Juárez se compone de varias vetas con minerales de oro y plata explotados en forma irregular.

Se ha inferido que la mineralización de sulfuros y fluorita fue producida por soluciones hidrotermales originadas por el intrusivo del Peñón Blanco y sus apófisis, ya que en el cerro La Peña se encuentran vetillas angostas con estibinita y algunos diques y mantos con cristales de sulfuros (Arellano, 1989).

Sulfuros - se encuentran en numerosas vetillas en las fracturas donde se observan cristales de estibinita en hilos muy delgados con presencia de cuarzo. En otras partes se observa cuarzo con abundantes óxidos de fierro, que le da a la roca una coloración roja. Tienen como roca encajonante a rocas de la Formación La Caja y Formación Taraises.

Fluorita - se halla en vetillas en las que se encuentran hilos delgados con cristales de hasta 5mm. Tienen como roca encajonante a la Formación La Caja.

Fosforita - se encuentra en concreciones de fosfato y óxidos de hasta 5cm de diámetro, las cuales están dentro de los estratos de limolitas calcáreas de la parte superior de la Formación La Caja.

El horizonte con concreciones fosfáticas se encuentra en numerosos sitios, ya que la formación La Caja se presenta en varios afloramientos a lo largo de la sierra.

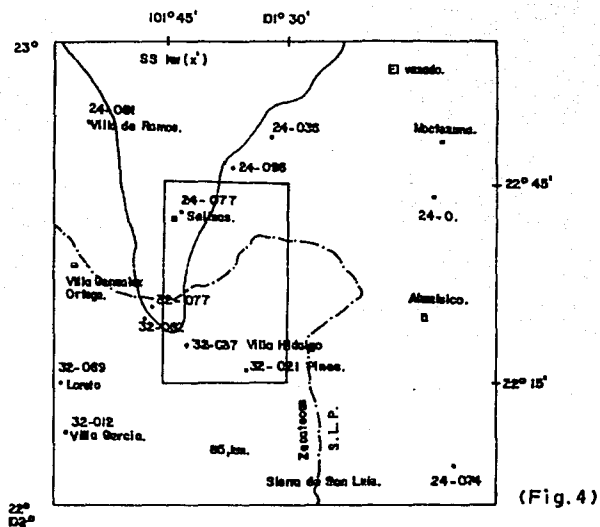
4.- CLIMA

En la zona prevalece el grupo de climas secos, según la clasificación climática de Köppen y modificada por Enriqueta García (1973). En la zona existen dos subtipos de climas: el BS1kw" (e) y el BSoKw (x'), este último solo comprende una parte al NW de Villa Hidalgo. Es un clima semiseco templado (Fig.4). Las estaciones meteorológicas que se encuentran dentro de la zona de estudio presentan los siguientes datos:

Clave	Estación	Temperatura anual	Precipitación anual
24-077	Peñón Blanco	16.3 C	349.6 mm.
32-087	Villa Hidalgo	16.8 C	399.9 mm.
32-021	Pinos	16.3 C	430.3 mm.

A continuación se presentan una serie de gráficas donde se puede observar claramente el periodo en que se presentan las máximas precipitaciones al igual que las temperaturas más elevadas a lo largo del año en la zona de estudio, los datos referidos en dichas gráficas pertenecen a las estaciones meteorológicas ubicadas dentro del área (Fig. 5).

- BS - Seco o Estepario, se subdivide en dos subtipos de acuerdo con su grado de humedad (sólo en los climas con régimen de lluvias de verano).
- BSo - El mes más seco de los BS, con un cociente $P/T < 22.9$
- BS1 - El menos seco de los BS, con un cociente $P/T > 22$.
- w - Régimen de lluvias en verano: por lo menos 10 veces mayor cantidad de lluvia en el mes más húmedo de la mitad de caliente del año que en el mes más seco, un porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 de la total anual.



- Estación Meteorológica
- ◻ Poblado
- Area de estudio

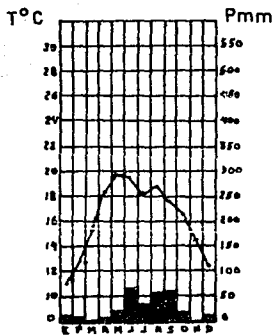
Tomado de la Carta de Climas H. Guadalajara, D.G.G. 1981

ESC. 1:100 000

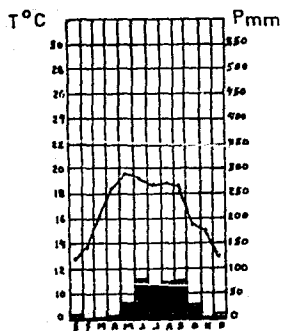
(Fig.5)

— Temperatura
■ Precipitación

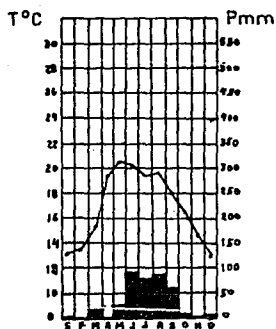
24-077



32-021



32-087



K - Templado con verano cálido, temperatura media anual entre 12° y 18° C, la del mes más frío entre 3 y 18° C y la del mes más caliente >18° C.

(e) - Extremoso, oscilación entre 7° y 14° C.

w" - Se llama canícula a la sequía de medio verano o sequía interestival a una pequeña temporada menos húmeda que se presenta en las regiones con lluvias en verano.

El clima que se presenta en la región de estudio adquiere importancia ya que produce alteraciones en el proceso de interperismo. Esto, es debido a los cambios bruscos que se dan en la zona por las condiciones climáticas extremas, ya que durante el día las temperaturas ascienden, mientras que en la noche disminuyen, y al ocurrir esto diariamente, la roca se ve afectada por dichos cambios.

5.- VEGETACION Y USO DEL SUELO

La zona queda comprendida dentro de la provincia de la Altiplanicie según las divisiones Florísticas de México descritas por Rzedowski (1981).

El número de especies endémicas es considerable y su abundancia es favorecida por la diversidad de substratos geológicos, el clima, suelo y las diferentes altitudes.

Se presenta como cubierta vegetal un matorral de Opuntia, siendo las principales especies dominantes de estas "Nopaleras"- asociación de plantas comúnmente conocidas como nopales, cardenches, cholla, tasajillo, alicoche, etc. Según la D.G.G. (1971), en el área existen básicamente asociaciones de matorrales con predominancia de dos tipos principales:

a) Matorral Desértico Micrófilo

Este tipo de matorral se divide en:

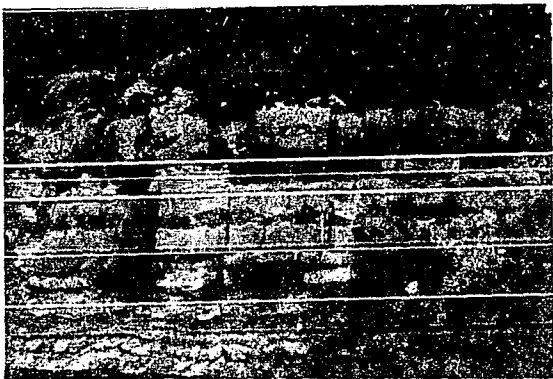
- Matorral Inerme (Gobernadora)
- Matorral Subinerme (Nopaleras e Izotales)
- Matorral Espinoso (Huizache, Mezquite)

Estas asociaciones de vegetación son características de suelos de origen aluvial, descansando sobre depósitos profundos acumulados en el fondo de los valles o depresiones, o bien sobre depósitos más someros y algo pedregosos de las porciones inferiores de los abanicos aluviales en la base de los cerros.

b) Matorral Desertico Rosetófilo

Esta asociación comprende a las Crasirosulifolios espinosos, que son comunidades de plantas con hojas dispuestas en roseta, carnosas y espinosas. entre ellas tenemos: los magueyes, guapillas, lechuguilla, espadín (aparentemente sin tallo). Este tipo de vegetación se desarrolla en suelos someros y en cerros de origen sedimentario .

En la zona de estudio, la vegetación es muy importante principalmente, como indicadora de los cambios litológicos, ya que donde se encuentra la transición entre una y otra formación se observa un cambio en la vegetación ya sea que aumente o disminuya, en este caso tiende a disminuir conforme se asciende topográficamente sobre los contactos litológicos, o bien se encuentra condicionada por los mismos, esto es que en las formaciones donde la roca adquiere mayor dureza, como es el caso de la Formación Tamaulipas Inferior (Foto 1), la vegetación es incipiente y en otros casos se encuentra como indicadora en las zonas de fractura como es el caso del Cerro Peñón Blanco, donde se observa el desarrollo de pequeños matorrales.



(Foto 1) mostrando la vegetación en la Formación Tamaulipas Inferior sobre el Cerro La Peña.

También se encuentran algunas Áreas erosionadas, cubiertas por una vegetación secundaria atípica, constituida por pastos y por ña de gato.

En cuanto a las posibilidades de uso agrícola, la zona cuenta con pequeñas áreas que son utilizadas para las labores agrícolas, siendo la agricultura de temporal de muy bajos rendimientos. Los factores que con mayor frecuencia e intensidad limitan esta actividad en grado considerable, son: la profundidad de los suelos, que en ocasiones es menor de 10 cm y la presencia de obstrucciones superficiales en abundancia.

En cuanto a la ganadería también tiene menor productividad debido a la baja calidad de los pastos. Por lo que otro uso que se le da a el suelo, es el dedicado al pastoreo, aprovechando la vegetación natural únicamente por el ganado caprino pero en pequeña escala.

El tipo de Suelos que presenta la zona son principalmente:

Suelos de rendzina (E)

Dentro de los suelos regosoles tenemos:

Regosol cálcico (Rc)

Regosol eútrico (Re)

Y dentro de los suelos xerosoles:

Xerosol cálcico (Xk)

Xerosol lúvico (Xl)

Xerosol háplico (Xn)

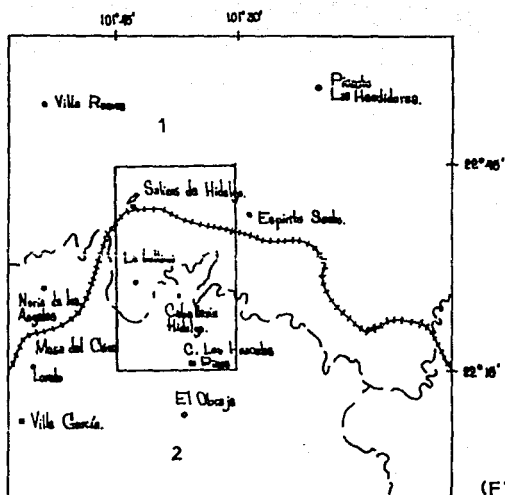
(según la unidad de suelos del sistema FAO/UNESCO 1968).

6.- FISIOGRAFIA

El área queda comprendida en la provincia fisiográfica denominada Mesa del Centro pertenece principalmente a la subprovincia de Llanuras y Sierras Potosinas-Zacatecanas, y abarcan una porción más pequeña de la subprovincia Llanuras de Ojuelos, Aguascalientes. I.N.E.G.I. (1981) (ver Fig. 6).

a) Orografía

La Sierra en general, presenta una orientación hacia el NE 20, y se observa como un conjunto de cerros redondeados tales como El Alto, Los Pirules, Las Cuevas Altas y Majada Prieta.



(Fig.6)

SUBPROVINCIAS FISIOGRAFICAS

- 1 Llanuras y Sierras Potosinas-Zacatecanas
- 2 Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes



Límite de Subprovincias



Area de estudio

Tomado de la Carta Fisiográfica Guadalajara, D.G.G. 1981

E_{sc.} 1:1000 000

Esta región morfológica se ubica hacia el norte del Cerro Peñón Blanco, que a diferencia de los citados anteriormente, presenta bordes angulosos y escarpados. En tanto que hacia el Sur, una cañada lo separa de un macizo serrano. Todos los elementos morfológicos mencionados definen en conjunto un rasgo orográfico orientado en sentido aproximado norte-sur.

La Sierra se encuentra bordeada por amplias planicies, la occidental tiene una altitud de 2200 msnm, en tanto que la oriental se encuentra a los 2300 m sobre el nivel del mar, y los cerros se encuentran separados por angostas cañadas, aunque se presentan prominencias orográficas aisladas y también separadas por valles, estas últimas son: hacia el norte del Cerro Peñón Blanco tenemos el C. El Venadito, C. El Tecomate y la Mesa Santa Rosa, que se constituyen de rocas volcánicas formando los dos primeros cerros redondeados de poca altura y la última, una mesa de poca extensión con bordes abruptos. Mientras que hacia el centro de la sierra se presentan las mayores altitudes teniendo como máxima la del C. El Peñón Blanco con 2740 m s n m y el C. La Peña con 2700 m s n m. Los cerros de menor altura se encuentran hacia la parte norte y hacia donde finaliza la sierra y hacia el sur, con una altura promedio de 2300 m s n m. hacia la planicie que se ubica al NW de la sierra, la altitud mínima es de 2070 m s n m en la Laguna de Salinas.

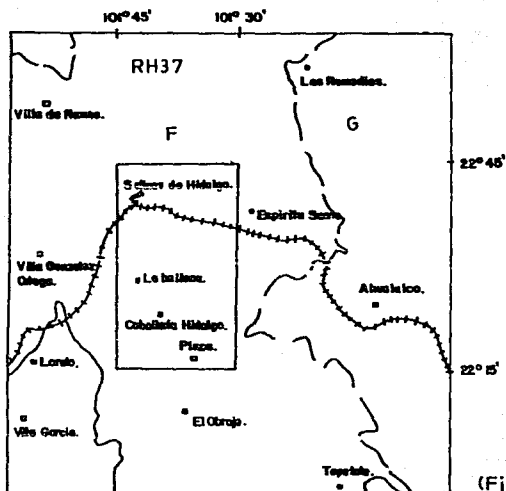
Otros elementos orográficos de la región son las mesas, que por lo general se encuentran hacia el norte de la sierra, presentando una inclinación al sudoeste, como las mesas El Chino, El Jacalón y Santa Rosa, en tanto que hacia el sur de la sierra se ubica una mesa principal de gran extensión y que tiene una inclinación al sudeste denominada La Mesa, en el municipio de Villa Hidalgo.

b) Hidrografía

El área de estudio se localiza en la Región Hidrológica El Salado, la cual forma parte de la Vertiente Interior (Fig.9) Todo este conjunto hidrográfico está constituido por una serie de cuencas cerradas de muy diferentes dimensiones y en su mayor extensión carece de corrientes superficiales permanentes. Propiamente la zona queda comprendida en la cuenca denominada San Pablo.

El drenaje en la región es desintegrado y poco denso, existen numerosos arroyos intermitentes que solo en temporadas de lluvias drenan agua hacia las depresiones.

El sistema de drenaje representa patrones radiales del tipo divergente-dicotómico a partir de las prominencias, y convergentes



(Fig. 9)

RH37- Región Hidrológica El Salado

F- Cuenca San Pablo

⎓ Límite de Cuenca

□ Area de Estudio

⋯ Vía de Ferrocarril

G- P. San José Los Pilares

Tomado de la Carta Hidrológica Aguas Superficiales,
D.G.G. 1981

hacia numerosos lagos intermitentes, entre los cuales destacan los denominados: Lagunas Las Cruces, Salinas, Chapala y El Salitre.

Las corrientes intermitentes son de tipo consecuente, las aguas que drenan en sus cauces se infiltran y se evaporan hasta desaparecer en el cambio de pendiente del terreno en las faldas de los abanicos proluviales.

El patron de drenaje en el intrusivo presenta un control estructural que se debe al fracturamiento que se observa y constituye zonas de debilidad que las corrientes fluviales aprovecharon para emplazarse y desarrollar barrancas con paredes abruptas.

En el relieve volcánico el drenaje ha tenido poco desarrollo ya que únicamente se observan barrancos muy aislados con poca profundidad.

En el relieve acumulativo reciente las corrientes son de carácter intermitente que desaparecen en la planicie.

El agua que utilizan en el consumo doméstico en los poblados cercanos al área, contiene un gran porcentaje de sales minerales, ya que esta agua es extraída de norias de poca profundidad, de un acuífero granular con gran contenido de sales.

CAPITULO III

III GEOLOGIA

1.- REGISTRO ESTRATIGRAFICO

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro de lo que se ha denominado Cuenca Mesozoica del centro de México. (Carrillo Bravo, 1971). Esta cuenca se desarrolló sobre rocas sedimentarias marinas del Triásico; emergida durante el período Jurásico. Además existen formaciones del Jurásico Tardío y del Cretácico, unidades ígneas cenozoicas y unidades de depósitos recientes, respectivamente.

Las unidades más antiguas son las Formaciones Zacatecas y Nazas, pertenecientes al Triásico Tardío y al Triásico Tardío-Jurásico respectivamente, después arriba de ellas se encuentran las Formaciones Zuloaga y La Caja del Jurásico Tardío. Para el Cretácico se tiene a las formaciones Taraises, Tamaulipas Inferior, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol.

Dentro de las unidades cenozoicas se encuentran los depósitos Clásticos Continentales y las formaciones volcánicas: Riolita San Miguelito, Riolita Panalillo, Las Joyas, Domo Riolítico, y otra unidad Ignea de edad Eoceno, representada por un Intrusivo Granítico.

Para el Cuaternario se tienen los Depósitos Recientes representados por abanicos aluviales, depósitos de talud, lacustres y caliche.

La descripción de las formaciones está ordenada desde la más antigua a la más joven y fue sintetizada a partir de la estratigrafía propuesta para el área por Tristán (1986), y Arellano (1987) (Fig.10).

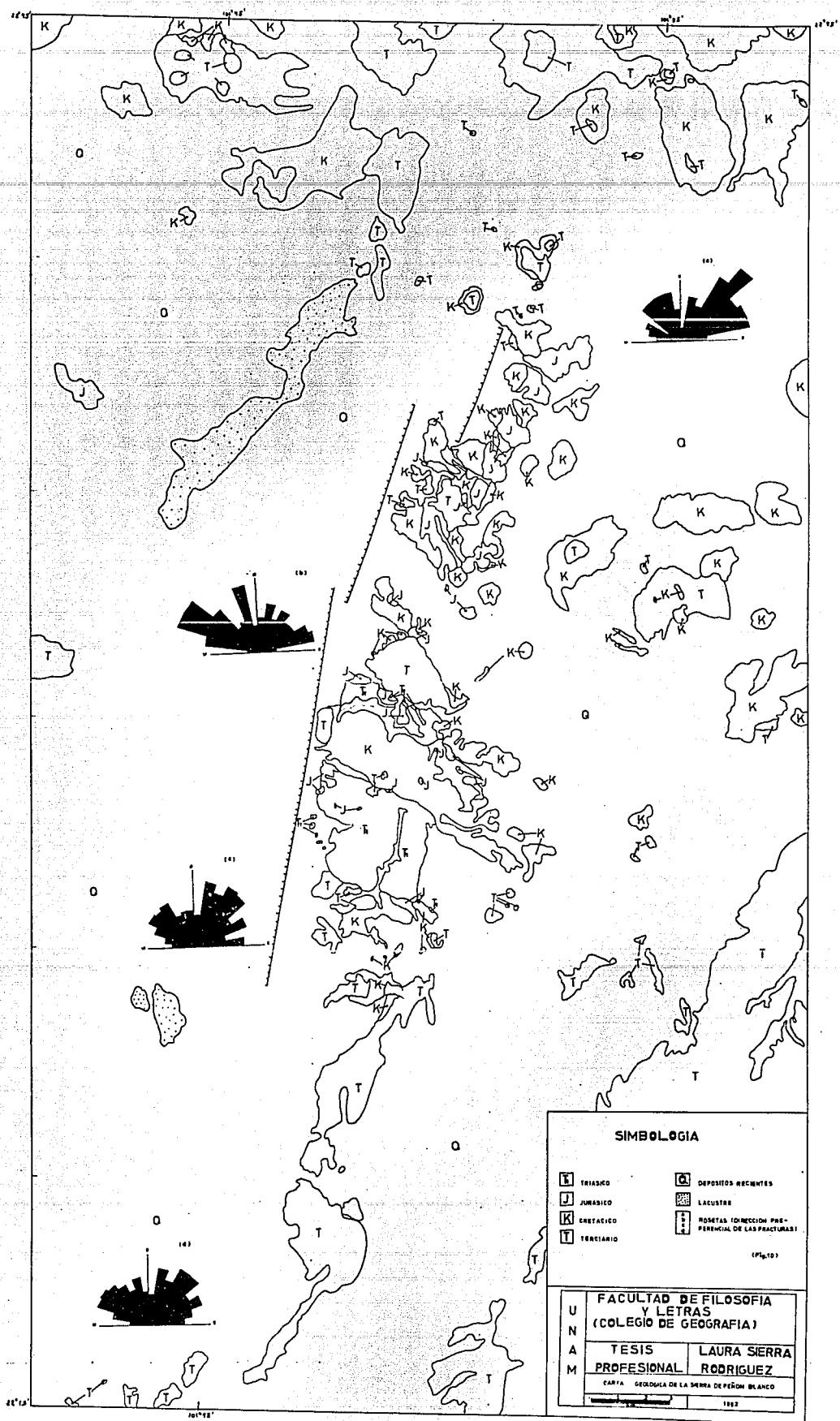
TRIASICO

FORMACION ZACATECAS (Trz)

Triásico Tardío (Cárnico-Rético)

Esta formación fue descrita por primera vez por C. Burckhardt (1906), posteriormente por los siguientes autores.

French y Gutiérrez Amador (1907), F. Méndez (1960), y López Ramos (1965).



SIMBOLOGIA

T	TRIÁSICO	○	DEPOSITOS RECIENTES
J	JURÁSICO	▨	LACUSTER
K	KRATÓICO	▧	ROSETAS (DIRECCION PRE-FERENCIAL DE LAS FRACTURAS)
T	TERCIARIO		

(Fig. 10)

U N A M	FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS (COLEGIO DE GEOGRAFIA)	
	TESIS	LAURA SIERRA
	PROFESIONAL RODRIGUEZ	
	<small>CARTA GEOLOGICA DE LA SIERRA DE PERÓN BLANCO</small>	

1982

En general la formación se halla afectada por un débil metamorfismo regional de bajo grado, lo que dio como resultado una serie de rocas del tipo de filitas y algunos esquistas en capas delgadas a medianas, siguiendo un horizonte lenticular de metaareniscas silicificadas, con un poco de gradación, intercaladas con capas de metaconglomerado de fragmentos pequeños, también presenta cloritización, y más arriba se presenta una secuencia de filitas y metaareniscas de grano muy fino de color gris claro.

Todos los sedimentos están ligeramente cloritizados, cruzados por gran cantidad de vetillas de cuarzo lechoso de diferentes espesores.

FORMACION NAZAS (Trn)

Triásico Tardío

Pantoja Alor (1972) define esta formación como una secuencia de sedimentos continentales que alternan con rocas volcánicas; la cual infrayace a las rocas marinas del Jurásico Tardío.

Esta formación está constituida en su parte inferior por arenitas líticas que contienen fragmentos de rocas volcánicas, cuarzo y feldespatos con intercalación de conglomerados con clastos subangulosos de andesita. En su parte media presenta una intercalación de derrames andesíticos con areniscas conglomeráticas, y en su parte superior consiste en limolitas y arenitas líticas de estratificación delgada y constituyentes volcánicos.

Las rocas clásticas presentan un color gris verdoso que por intemperismo adquieren tonos rojizos, amarillentos y violáceos; las rocas volcánicas son de color gris y verde oscuro. La formación presenta metamorfismo de bajo grado en algunas porciones, que se manifiesta en un intercrecimiento de cristales a partir de la matriz y en la foliación que se observa en algunos estratos de limolita y en la matriz de los conglomerados.

El contacto inferior de la formación es discordante con la Formación Zacatecas. Subyace a la Formación Zuloaga con un contacto aparentemente discordante en las cercanías del Peñón Blanco.

En las rocas consideradas de esta formación no se encontraron fósiles, se le asignó una edad correspondiente al Triásico Tardío, conforme a la edad propuesta para la unidad de su localidad.

Su ambiente de depósito es de tipo continental, en la parte marginal de un arco volcánico.

JURASICO

FORMACION ZULOAGA (Jsz)

Jurásico Tardío (Oxfordiano)

Primeramente Burckhardt (1930), denominó como "Calizas con Nerineas" a las rocas de esta unidad, y posteriormente Imlay (1938), les dió el nombre de Formación Zuloaga.

Esta secuencia presenta en su base un horizonte de areniscas calcáreas intercaladas con calizas recristalizadas de color gris con nódulos y lentes de pedernal. En la parte media se encuentran calizas mudstone y calizas arcillosas de color gris oscuro con algunos nódulos de pedernal gris claro y estilolitas. En la parte superior se observan calizas wackestone y calizas arcillosas de color gris oscuro con algunas intercalaciones de limolitas calcáreas.

Esta formación presenta abundantes nerineas deformadas y algunas Trigonias, por lo que se le asigna una edad Oxfordiano Tardío Kimmeridgiano Temprano.

La formación expresa una transgresión, al inicio de la cual hubo aporte de terrígenos que posteriormente cesó para establecerse un ambiente de plataforma calcárea.

FORMACION LA CAJA (Jsc)

Jurásico Tardío (Kimmeridgiano-Titoniano)

Propuesta formalmente por Imlay, R.W.(1938).

En su base se encuentran estratos delgados de limolitas y limolitas calcáreas de color violáceo con escasas intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino. Después la secuencia consiste de calizas arcillosas, limolitas, calizas oolíticas y calizas wackestone de color gris oscuro con bandas de pedernal negro.

En la cima, la formación se compone de calizas wackestone y calizas oolíticas fosfáticas de color gris oscuro con intercalaciones de limolitas de color violáceo. Se encuentran horizontes de limolitas calcáreas con concreciones de fosforita y bandas de pedernal negro.

En relación con los fósiles, la formación presenta amonitas.

El ambiente de depósito fue una acumulación marina en los límites entre las aguas someras y profundas en condiciones anaeróbicas con un Ph ligeramente menor al normal, que inhibe la precipitación de carbonatos. El depósito se realizó en un marco de estabilidad relativa.

CRETACICO

FORMACION TARAISES (Kit)

Cretácico Temprano (Berriasiano-Hauteriviano)

Imlay, R.W. (1936), denominó como formación Taraises, a una secuencia calcárea arcillosa, la cual está constituida en su base por calizas arcillosas de color gris con intercalaciones de limolitas y lutitas calcáreas, con lentes de pedernal negro deformado. En la parte media y la cima están constituidas por calizas de tipo wackestone y mudstone de color gris oscuro con algunas intercalaciones de limolitas y lutitas de color gris. También en la cima se observan nódulos de pedernal negro. El contenido fosilífero de la formación se encuentra representado por amonitas.

Su ambiente de depósito fue de nerítico a infranerítico en mares de aguas claras y oxigenadas. Condiciones locales de aguas estancadas son sugeridas por escasos horizontes con pirita hematizada.

FORMACION TAMAULIPAS INFERIOR (Kti)

Cretácico Temprano (Hauteriviano-Barremiano)

Primeramente Stephenson (1921) utilizó el término de Formación Tamaulipas Inferior.

La formación está constituida de calizas wackestone y mudstone de color gris oscuro en estratos de 10 a 30 cm de espesor, aunque algunos tienen hasta de 70 cm. Presenta estilolitas y nódulos de pedernal gris claro que intemperizan a café amarillento. Se observan algunos estratos arcillosos hacia la base y en la parte superior predominan las calizas mudstone de color gris claro con concreciones de pirita hematizados.

En el área no se colectaron fósiles.

La presencia de pirita, y debido a las características litológicas nos indican un ambiente marino de aguas profundas con carácter reductor, que propició el desarrollo de concreciones y nódulos de pirita, ahora hematizados.

FORMACION CUESTA DEL CURA (Kcc)

Cretácico Medio (Albiano-Cenomaniano)

Formación definida por Imlay, R.W. (1936).

La litología predominante son las calizas de tipo wackestone, aunque también se observan algunas mudstone y packston, también se encuentra un estrato de conglomerado intraformacional de color gris claro con clastos de wackestone y fragmentos de fósiles recristalizados que se encuentran intercalados en la secuencia de

calizas con pedernal. Hacia la cima se encuentran escasos horizontes arcillosos con presencia de óxidos.

La edad asignada es debida a los fósiles colectados tanto en el área de estudio como en la región de Moctezuma, S.L.P. Debido al contenido de fósiles y a las características litológicas, se deduce que el ambiente de depósito ocurrió en aguas profundas. Esto se evidencia por el espesor de los estratos, los nódulos y bandas de pedernal, los cambios texturales y los numerosos fósiles planctónicos que contiene.

FORMACION INDIDURA (Ksi)

Cretácico Tardío (Turoniano)

Fué propuesta primeramente por Kelly (1936), y posteriormente por Imlay, R.W. (1936).

Esta formación esta constituida en su base por capas de calizas calcáreo arcillosas. También presenta horizontes de bentonita friable de color verde olivo, nódulos de pedernal, láminas de yeso y láminas de hematita. En la parte superior la unidad presenta calizas wackestone, lutitas calcáreas y lutitas de color gris que intemperizan en tonos amarillentos con estratificación delgada, algunos nódulos de pedernal negro y un horizonte con abundantes amonitas recristalizadas.

Con base en el contenido fosilífero que presenta, se le asignó una edad correspondiente al Turoniano Temprano.

Esta unidad se depositó en un ambiente marino de aguas profundas, parcialmente reductor que permitió la acumulación de horizontes de pirita, ahora hematizados. Esta unidad señala el inicio de una regresión que se manifiesta por el aporte de terrígenos arcillosos; con vulcanismo sincrónico hacia el poniente, fuente de material de los horizontes bentoníticos.

FORMACION CARACOL (Ksc)

Cretácico Tardío (Coniaciano-Maestrichtiano)

Imlay, R.W. (1937) consideró como Formación Caracol a esta secuencia que consiste de una alternancia de areniscas y lutitas de tipo flysch de color gris verde con tonos ocre y rojizos al intemperismo.

En la base se observa una caliza wackestone de color gris oscuro, intercalada con areniscas de grano fino de color gris verdoso que intemperiza a amarillo rojizo.

Posteriormente, la secuencia se compone de lutitas intercaladas con areniscas de estratificación gradada, con granulometría que varía desde arenas gruesas hasta arcillas. Esta roca es de color

gris verdoso y se clasificó como grauvaca litica, la cual consiste de fragmentos de roca ígnea, cuarzo, feldespato y muscovita en una matriz arcillosa con cementante calcáreo. En cuanto a su contenido faunístico, presenta muy pocos de los amonoides.

Sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Indidura, y se encuentra cubierta discordantemente por cualquiera de las unidades continentales cenozoicas.

Los de la unidad tuvieron corrientes de turbiedad y se acumularon en la llanura abisal, en la periferia de un abanico marino, en un levantamiento de los terrenos al occidente del área.

CENOZOICO

CLASTOS CONTINENTALES (Tc)

Terciario Temprano (Paleoceno-Eoceno)

Descritos y datados originalmente por Labarthe-Tristán (1970, 1980 y 1981).

Se encuentran formados estos sedimentos, de estratos de arena fina, poco consolidada, de color amarillento a café claro y morado, con abundante muscovita, gradados y cruzados por numerosas vetillas de calcita, intercalados con material limoso de color amarillento. Su medio ambiente de depósito es de tipo continental lacustre.

INTRUSIVO GRANITICO (Tigr)

Terciario (Eoceno)

Se trata de una roca de granito porfídico de muscovita con minerales de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y andesina.

La roca presenta un color rosa claro, de textura porfídica en la que se observan abundantes fenocristales, en una matriz equigranular. Se presenta turmalinizado en algunas porciones, y por ello llega a adquirir tonos azulados, también presenta xenolitos de rocas sedimentarias y vetillas rellenas de turmalina, cristales euhedrales de cuarzo secundario y agregados radiales de turmalina negra.

Intrusión a la secuencia sedimentaria del Jurásico-Cretácico en forma de un tronco, apófisis y diques.

DOMO RIOLITICO (Tdr)

Terciario (Oligoceno ?)

Este tipo de rocas subvolcánicas fue descrita originalmente por Labarthe-Tristán (1981).

La litología de este domo consiste de una roca porfirica con un 30% de fenocristales de cuarzo y sanidino, en matriz silicificada y oxidada. Presenta una estructura fluidal vertical y numerosas cavidades y fracturas con cristalización en fase de vapor. Su afloramiento se encuentra rodeado de material reciente.

RIOLITA SAN MIGUELITO (Tsm)

Terciario-Oligoceno (?)

Unidad volcánica descrita originalmente por Labarthe-Tristán (1978).

Su afloramiento consiste de una roca de color gris claro con fenocristales de cuarzo y sanidino, un poco de biotita y óxidos de fierro, en una matriz desvitrificada con fuerte soldamiento. El color al intemperismo es de tono café claro. Este derrame se depositó sobre superficies erosionadas y sitios ocupados por pequeñas lagos en un medio completamente continental.

RIOLITA PANALILLO (Trp)

Terciario (Mioceno-Plioceno)

Descrita informalmente por Labarthe y Tristán (1978) y propuesta formalmente por Labarthe y colaboradores (1982).

Esta unidad se encuentra compuesta por ignimbritas y tobas líticas de composición riolítica en tonos rosado-morado que intemperizan a gris rojizo. La roca presenta fenocristales y cuarzo y feldespatos en una matriz afanítica.

Esta ignimbrita fue depositada en la superficie continental, sobre zonas erosionadas y algunas lagunas, también se encuentra cubriendo las partes más altas de los cerros, sobrepuesta sobre sedimentos cretácicos marinos y terciarios volcánicos.

LAS JOYAS (Qbj)

Terciario (Mioceno-Plioceno ?)

Propuesta formalmente por Labarthe y colaboradores (1982).

Se compone de dos tipos de litología: una piroclástica y otra lávica. La piroclástica está compuesta por brechas volcánicas y tobas basálticas, entre los piroclastos se observan cenizas, lapilli, bombas y bloques escoriáceos. La de tipo lávico forma derrames que se constituyen de basalto de olivino, de color

oscuro a negro. Se encuentra sobreyaciendo indiscriminadamente en contacto discordante a las formaciones jurásicas y cretácicas. Esta unidad aparece cubierta únicamente por depósitos continentales de talud, caliche y material aluvial.

CUATERNARIO

DEPOSITOS RECIENTES

Los Depósitos Recientes se encuentran ampliamente distribuidos, ocupando extensas áreas. Dentro de estos depósitos se agrupan a las diferentes acumulaciones recientes de origen continental, entre ellos tenemos: aluviones, abanicos aluviales, depósitos de talud, depósitos lacustres y caliches.

Los depósitos aluviales se encuentran constituidos por limos, arenas y gravas desde angulosos hasta subredondeados.

La composición de los clastos varía de un lugar otro en función de los tipos de rocas expuestas.

Los aluviones forman planicies aluviales y rellenan los lechos de las corrientes fluviales.

Los abanicos se encuentran constituidos de materiales proluviales que se acumulan al pie de las prominencias orográficas como consecuencia del cambio de pendiente de las corrientes fluviales.

La granulometría de los clastos decrece de la cabecera del abanico hacia su parte distal.

Los depósitos de talud se conforman de materiales clásticos gruesos y angulosos que se acumulan al pie de algunos cerros, ya que han sufrido poco transporte.

Los depósitos lacustres están compuestos por arenas, limos y sales, que se han acumulado en las partes bajas de las cuencas endorreicas, donde se forman lagos intermitentes.

El caliche que existe en el área es un material en donde se observan persistentes horizontes petrocálcicos y que encuentran conformando la morfología de los lomeríos. Frecuentemente estos depósitos se encuentran intercalados o cementando a otros depósitos recientes y también cubriendo a los afloramientos rocosos.

El espesor de los depósitos recientes varía desde un metro hasta varias decenas de metros y se encuentran cubriendo discordantemente a las diferentes unidades expuestas en el área. Debido a su posición estratigráfica se les considera una edad correspondiente al Cuaternario

2.- ESTRUCTURA GEOLOGICA

A fines del Cretácico y principios del Terciario, se originó el diastrofismo laramídico, que plegó, falló y dislocó la secuencia Jurásico-Cretácico.

Esto, dio como resultado los rasgos estructurales que conforman la Sierra de Peñón Blanco. En esta sierra afloran rocas mesozoicas que se encuentran constituyendo un horst (pilar tectónico), que presenta estructuras complejas, como son; pliegues cerrados con convergencia al oriente, un gran número de fallas inversas imbricadas, y dos sistemas principales de fallas normales (Arellano, 1987).

Descripción de las estructuras:

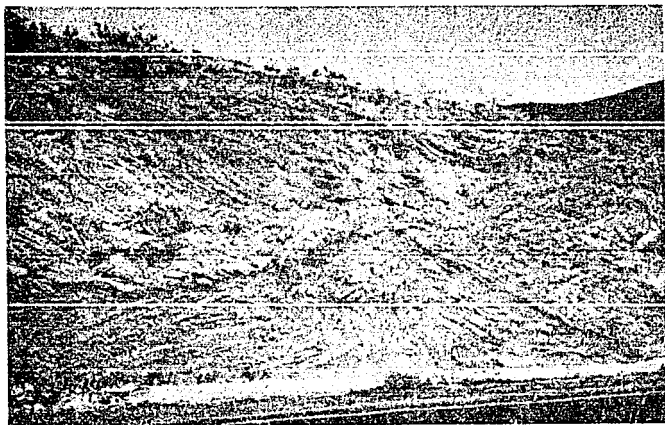
- Pliegues

Existen gran cantidad de pliegues, generalmente cerrados y recostados con un rumbo general al NW 25, y que vergen al oriente. Los pliegues se encuentran afectados por numerosas fallas que los truncan, por eso no se les observa una continuación lateral amplia. También se observan pliegues secundarios; chevrón e isocinales, con vergencia al oriente. Ejemplo (Foto 2).



- Fallas Inversas

Las fallas inversas que afectan a la Sierra de Peñón Blanco se encuentran imbricadas en abanico, convergen al oriente, formando cuñas tectónicas de diversos tamaños. Los planos de falla presentan poca inclinación y ponen en contacto a las diferentes unidades, pero sin una expresión muy clara sobre su morfología. Ejemplo (Foto 3).



En las estructuras se encuentran formaciones tanto jurásicas como cretácicas, desde la Formación Zuloaga hasta la Formación Caracol.

Los pliegues y fallas inversas que son estructuras encontradas en el área, presentan cierta semejanza con el modelo geométrico propuesto por Mitra, (1986), para representar por medio de la evolución durante la deformación. Este modelo propone la existencia de una cabalgadura mayor con un plano subhorizontal que al sufrir flexiones provoca fallas inversas secundarias en abanico a partir de la flexión y hacia arriba del plano principal. Por lo tanto el modelo involucra plegamiento y fallamiento inverso (Arellano, 1987)

Segun Arellano Gil (1987), en la etapa inicial, al actuar las fuerzas compresivas, tienden a formarse superficies de debilidad (fracturamiento incipiente) que pueden ser aprovechados para formar planos de falla en etapas posteriores; al seguir actuando dichas fuerzas se van produciendo deslizamientos y se van plegando las rocas hasta formar un conjunto de fallas inversas imbricadas en abanico, y gran cantidad de pliegues recostados.

En la zona de estudio se encuentra una cabalgadura representada por la estructura que va desde el sur del poblado El Alegre hasta El Potrero, El Difunto, al norte, con una dirección general NE-SW, presenta un plano subhorizontal y vergencia al oriente. De esta cabalgadura se desprenden las fallas inversas de tipo secundario que se localizan en el área. También esta cabalgadura puede representar un despegue a nivel de las rocas triásicas, en un nivel muy cercano a la secuencia Jurásica-Cretácica. Las evidencias que se tienen para la explicación de ese despegue, se observan al sur del Cerro El Peñón Blanco y consisten de un metamorfismo de bajo grado en algunos estratos de conglomerado de la Formación Mazas; un nivel de mármol que se interpreta como cataclástico en la parte basal de la Formación Zuloaga; lentes de pedernal deformados según pliegues de flujo en los estratos de la misma unidad y en la Formación Taraisés; pliegues de arrastre en los estratos clásticos basales de la Formación Zuloaga; además de grietas sigmoidales de tensión y un marcado crucero de roca; todos estos rasgos expresan deformación por cizalla.

- Fallas Normales

La Sierra de Peñón Blanco se encuentra dislocada por dos sistemas de fallas normales, una de orientación NE-SW y la otra NW-SE.

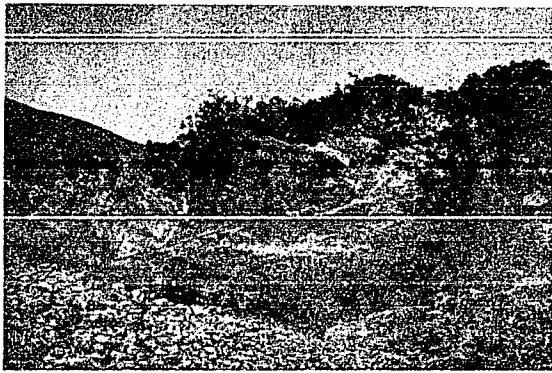
La formación del horst es debida, al sistema NE-SW, ya que las fallas del oriente de la sierra tienen bloque caído al oriente y las fallas de la parte oeste tienen bloque caído al poniente, y por ellos es que se formaron los amplios valles en ambos flancos de la sierra. Las fallas tienen una dirección general al NE 20° SW. El sistema de fallas NW-SE disloca al pilar en bloques, de los cuales nueve se encuentran en el área, esto se refleja en el relieve, ya que podemos clasificarlo debido a que en la parte norte y sur encontramos las cotas más bajas, en tanto que en las partes centrales de la sierra se presentan las cotas más altas.

Existe un graben que sobresale en el área, éste se encuentra entre los poblados El Alegre y Salto Matorral; en este graben no se observan afloramientos de rocas mesozoicas. Este sistema de fallas presenta una dirección predominante al NW 60°, por lo que se ha inferido que los esfuerzos de tensión fueron en dirección NE 30°.

En los dos sistemas, los planos de falla varían de 68° a 90° de inclinación y por lo tanto, el desplazamiento que sufrió la secuencia es variable, porque solo algunas fallas presentan desplazamientos de algunos metros dentro de la misma formación, mientras que otros ponen en contacto a las formaciones.

La edad en que ocurrieron estas fallas es en el Terciario (post-Eoceno), esto se puede deducir porque la falla del Cañón de las Jaras está afectando al intrusivo granítico de edad Eoceno. Primero ocurrió el sistema NW-SE y posteriormente el sistema NE-

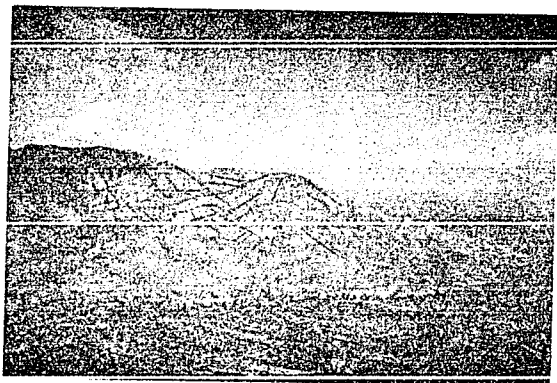
Primero ocurrió el sistema NW-SE y posteriormente el sistema NL-SW, ya que este último se encuentra truncando algunas de las estructuras del primer sistema (Foto 4).



Ejemplo de una falla normal ubicada sobre el arroyo el abronzado, al oeste del Cerro La Leona.

- Fracturas

En cuanto al fracturamiento, las mas claras evidencias se observan en el Cerro Peñon Blanco, donde se presentan las zonas de debilidad que en algunas ocasiones son aprovechadas por las corrientes fluviales para formar arroyos (Foto 5). El origen de estas estructuras se debe a la perdida de volumen causada por el entriamiento que sufrio el material despues de su empiazamiento.



Fracturas del Cerro Peñon Blanco, visto en su parte sur desde el Cerro La Peña.

3.- HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la región se puede reconstruir con cierta claridad a partir del Jurásico Tardío en el cual ocurrió un proceso asociado a la separación de las placas Norteamericana de la Africana y Sudamericana que fue la apertura del Golfo de México. También esto condicionó la distribución de las masas terrestres y marinas del Jurásico y a su vez los patrones sedimentológicos del Noreste de México.

El desarrollo de una margen tectónica convergente en el área, fue producto de la ruptura de la masa continental que se dio en forma simultánea, donde una placa oceánica se consumía bajo el continente. Todo lo anterior fue inferido debido a la composición litológica de la Formación Nazas, la cual se encuentra compuesta por rocas andesíticas que muestran la influencia volcánica a que estuvo sujeta la región. El vulcanismo probablemente estuvo asociado a un arco volcánico continental durante este tiempo.

Triásico Tardío

En este periodo, dentro del área encontramos la depositación de sedimentos tanto en aguas tranquilas como en turbulentas, habiendo un predominio de mares someros. Por ello se pueden observar localidades tanto de ambiente marino como de ambiente continental.

Jurásico

La evolución geológica durante el Jurásico Temprano y Medio no esta bien documentada. El área estuvo sujeta a una etapa de erosión.

Hacia el Jurásico Tardío ocurrió una trasgresión marina, donde las aguas invadieron zonas positivas, y se formó un ambiente sedimentario de plataforma calcárea. Posteriormente se siguieron cubriendo zonas continentales. En estos mares se acumularon primero la Formación Zuloaga y posteriormente la Formación La Caja, la cual atestigua que en el área los mares se fueron profundizando y adquirieron características propicias para la precipitación de carbonatos, y la acumulación de rocas fosfatadas y estratos de pedernal, en un ambiente reductor en la transición entre las aguas someras y las aguas profundas.

Cretácico

Durante el Cretácico Temprano ocurrió sedimentación en aguas cada vez con mayor tirante de mares someros, donde se depositaron las formaciones Taraises y Tamaulipas Inferior, y posteriormente la Formación Tamaulipas, en condiciones de agua estancada como se infiere por la presencia de pirita y marcasita en concreciones.

Hacia el Albiano los mares abarcan la mayor extensión y son más profundos. En este ambiente se originó la Formación Cuesta del Cura, que se encuentra formada por calizas pelágicas laminares, y abundantes bandas de pedernal negro, el depósito continuó hasta el Cenomaniano.

Durante el Turoniano se presenta un cambio brusco, en la sedimentación observándose una disminución de profundidad y comienza el suministro principalmente clástico, en mares someros, oxigenados y de aguas claras en algunos lugares, mientras que otros son de cuenca cerrada, de un medio ambiente reductor y rico en materia orgánica.

La sedimentación a partir del Turoniano hasta el Campaniano-Maestrichtiano se tornó clástica de tipo turbidítico con aporte de material volcánico, donde los mares se fueron retirando hacia el oriente, en el marco de una regresión generalizada.

La Orogenia Laramide comienza a fines del Cretácico y continúa hasta el Terciario Temprano (Eoceno), esto provoca que los sedimentos acumulados sufrieran una compresión y esto a su vez, dio como consecuencia la formación de pliegues cerrados, recostados en su mayoría al NE, también originó fallas inversas imbricadas en abanico. Todo esto indica que los esfuerzos compresionales estuvieron orientados SW-NE. Después de esta orogenia se presenta en el área, el empujamiento del cuerpo intrusivo granítico de Peñón Blanco del Eoceno, y sus apófisis, que emergen entre las rocas ya plegadas demuestran una segunda deformación de las rocas cercanas. Cuando cesan los esfuerzos compresionales, comienzan a actuar los esfuerzos distensivos que se encuentran dislocando a la sierra en dos sistemas de fallas normales; el que ocurrió primero presenta una orientación NW-SE y el segundo con una dirección NE-SW, este último provocó la formación del horst de la Sierra de Peñón Blanco y los valles que se encuentran en sus flancos, donde se han acumulado los depósitos recientes. Posteriormente ocurre un vulcanismo básico alcalino en el Pleistoceno-Reciente, proveniente del manto superior a través de profundas fracturas en la región.

CAPITULO IV

GEOMORFOLOGIA

Los estudios geomorfológicos tienen como objetivo el estudio del relieve terrestre en función de su morfología, génesis, edad y evolución del mismo. En este trabajo se presenta un análisis de la zona estudiada, procurando su detalle. Se inicia con algunos elementos de morfometría para continuar con morfogénesis y culminar con la evolución general.

1.- MORFOMETRIA

Los análisis morfométricos permiten cuantificar las características de las formas del relieve terrestre. Se consideró conveniente realizar algunos análisis de este tipo comprender mejor los rasgos geomorfológicos del área, se eligieron aquellos que proporcionan información básica, como los que se exponen a continuación., los resultados se expresan en forma de mapas.

a) Pendientes

La elaboración del mapa de pendientes en un estudio geomorfológico es muy importante, ya que facilita la comparación cuantitativa de las diferentes formas del relieve y permite evaluar los diversos tipos de procesos exógenos.

El mapa se elaboró con los rangos de pendientes propuestos por el Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática, los cuales están basados en la distancia entre dos curvas de nivel consecutivas en un intervalo de 10 m, como se observa en el cuadro 1.

(cuadro 1)

Distancia en la carta	%	Pendiente
4cm o más	0.0 - 0.5	0.0 - 0.225
2cm a 4cm	0.5 - 1	0.225 - 0.45
1cm a 2cm	1 - 2	0.45 - 0.9
5mm a 1mm	2 - 4	0.9 - 1.8
2mm a 5mm	4 - 10	1.8 - 4.5
1mm. a 2mm.	10 - 20	4.5 - 9.0
0.5 a 1mm.	20 - 40	9.0 - 18
		18 ó más

En el mapa de pendientes se observa un marcado contraste entre la morfología de las planicies oriental y occidental. La primera está caracterizada por la presencia de lomeríos suaves, mientras que en la occidental se define claramente un conjunto de abanicos proluviales (Fig.11).

Con el análisis de las pendientes se ha podido determinar cuales son las regiones en las que la erosión se encuentra actuando con mayor intensidad. Dichas regiones se ubican en la parte central de la sierra, donde se presentan las pendientes más fuertes siendo de 18° donde la erosión hídrica se produce con mayor intensidad.

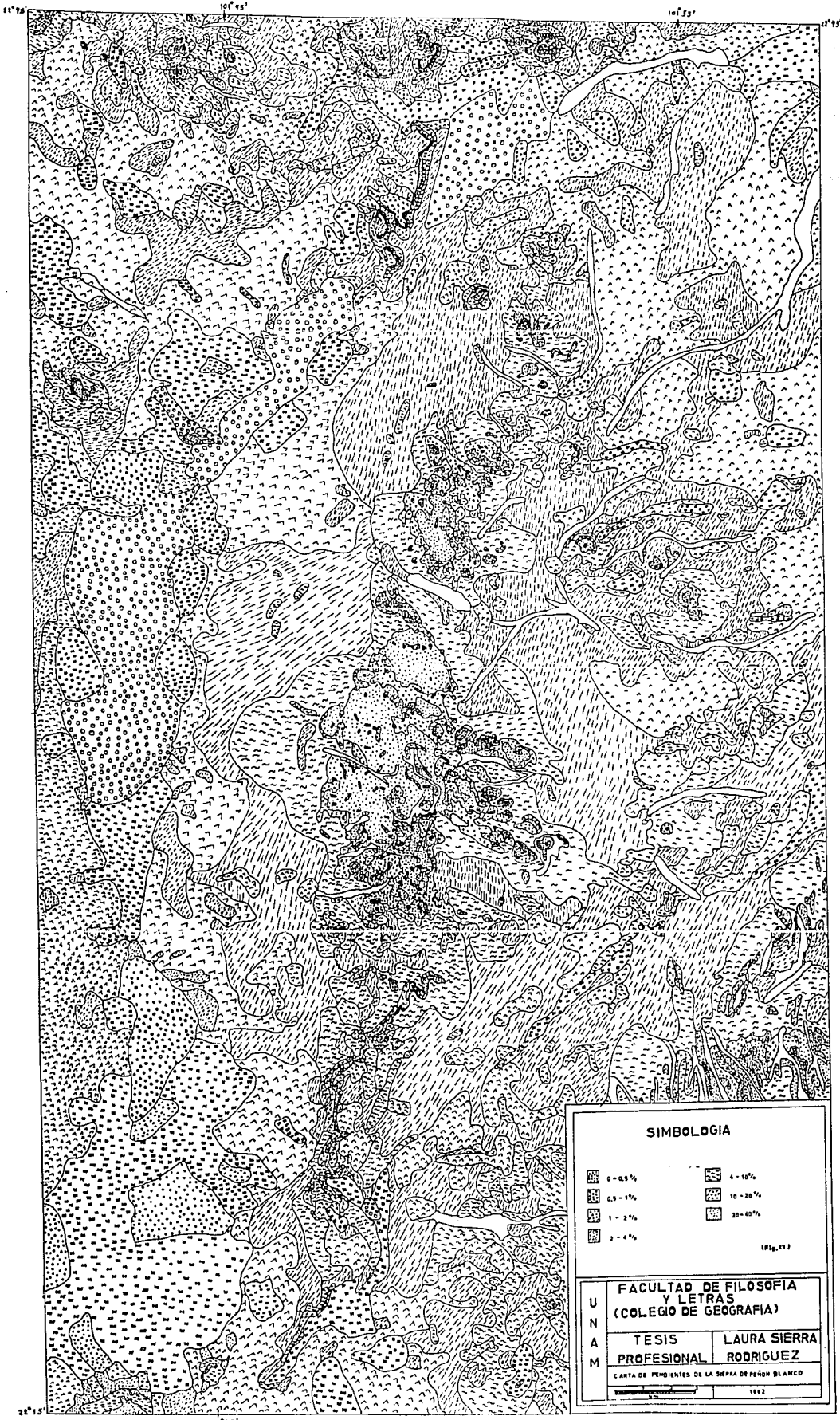
Además se presenta la caída de material rocoso, producido por la acción de la gravedad que ocurre donde las pendientes son fuertes. Esto se observa principalmente en el Cerro Peñón Blanco, donde las laderas presentan valores de más de 9° , como consecuencia tenemos la formación de pequeños conos detriticos (material coluvial) en las faldas del cerro.

La intensidad del proceso de erosión vertical se valoró de acuerdo a los parámetros propuestos por Palacio (1983).

Pendiente (grados)	Grado de erosión (potencial)	Relieve
De 0 a 1.5	Nula	Planicie
De 1.5 a 3	Muy débil	Planicie
De 3 a 6	Débil	Planicie
De 6 a 12	Moderada a fuerte	Laderas de montañas plegadas
De 12 a 20	Fuerte	Laderas de domo intrusivo

(según Palacio, 1983)

Con relación a las rupturas de pendiente de tipo litológico, tenemos que los valores se encuentran condicionados por la resistencia de las diferentes formaciones litológicas como son, la Formación Zuloaga, Tamaulipas Inferior, Cuesta del Cura, que



SIMBOLOGIA








 0-0,5%	 4-10%
 0,5-1%	 10-20%
 1-2%	 20-40%
 2-4%	

Fig. 11

U N A M	FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS (COLEGIO DE GEOGRAFIA)	
	TESIS	LAURA SIERRA
	PROFESIONAL	RODRIGUEZ
CARTA DE PENDIENTES DE LA SIERRA DE PERÓN BLANCO		
		1992

se presentan en la sierra. Con ello se observa que las mayores pendientes se ubican donde las rocas son más resistentes, formando los cerros de mayor altura, mientras que donde se encuentran las formaciones con menor grado de resistencia, la pendiente disminuye.

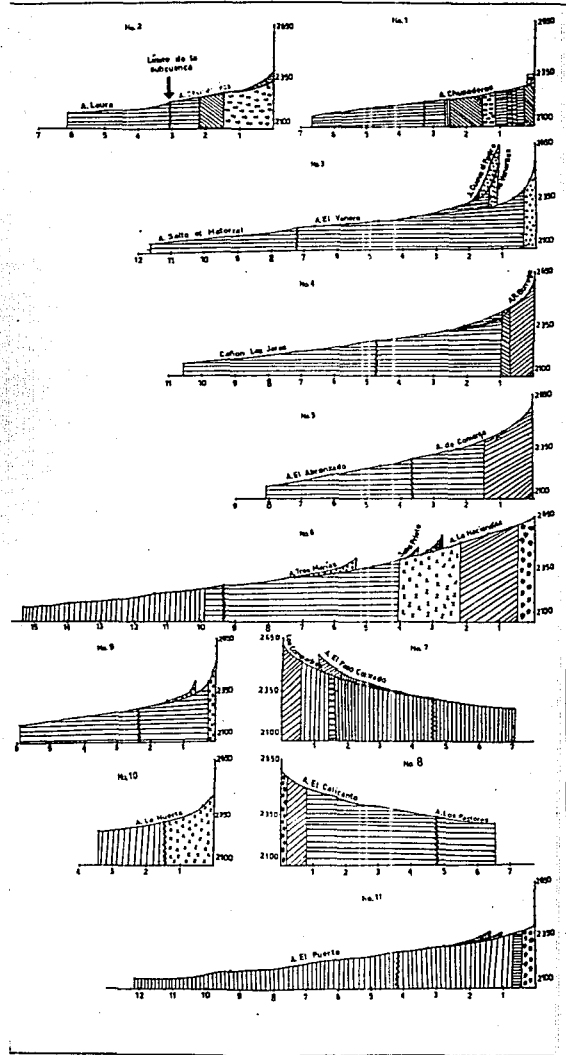
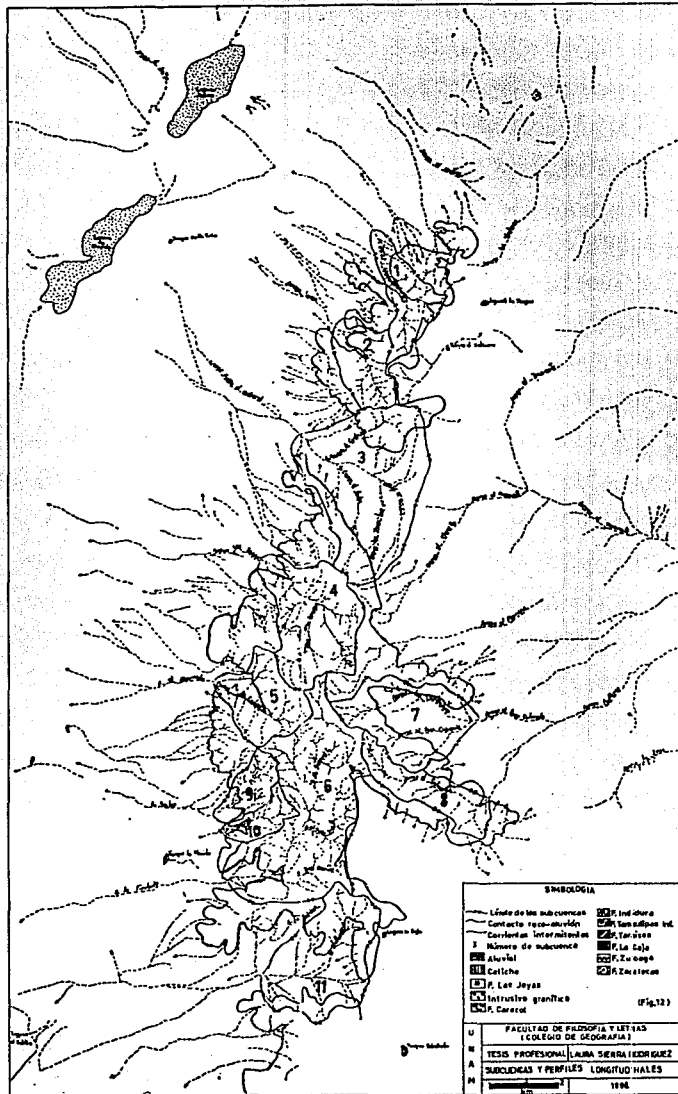
En las zonas donde las pendientes disminuyen entre 0.9 y 1.8, los valores en la densidad de las corrientes fluviales decrecen, mientras que donde la pendiente es mayor (18°) dicha densidad aumenta. La cual a su vez es influenciada por el grado de fractura de la roca (debido a que las líneas del drenaje se ajustan a las de debilidad de las rocas, donde el afallamiento se produce en las áreas de debilidad y en las líneas de afallamiento se acomoda el drenaje). Por lo tanto las zonas con mayor densidad de fracturas tienden a presentar mayor cantidad de corrientes fluviales, lo que se puede apreciar en los arroyos: Cañón Las Jaras y arroyo La Haciendita que se observan en la (Fig.12).

b) Subcuencas, parámetros y perfiles longitudinales de los cauces principales.

Dado que las corrientes del área son intermitentes, se procedió a reconocer sus características principales para establecer comparaciones entre ellas y entender su origen; así se delimitaron once subcuencas, se calculó su área de captación y la longitud de la subcuenca (Fig.12).

La red fluvial que se presenta en la región solo llega a alcanzar un orden quinto. Las corrientes de primero, segundo y tercer orden son las más erosivas porque se encuentran drenando desde un grado de pendiente más abrupto, por lo que favorecen al escurrimiento tomando más fuerza para el arrastre de los sedimentos, en tanto que la demás corrientes son más estables o son de menor grado erosivo debido a que los ordenes de las corrientes se encuentran reflejando un proceso evolutivo, donde las ordenes mayores, en general, reflejan las etapas más antiguas de desarrollo de la red fluvial.

El mayor porcentaje de las corrientes drenan hacia el flanco oeste de la Sierra, hacia una planicie donde se encuentran los cuerpos de agua de mayor volumen, formando lagunas como Chapala y Salinas, al noroeste de la sierra, y la Laguna el Salitre al suroeste.



La configuración del drenaje en el intrusivo (Peñón Blanco) es de tipo radial centrifugo y regularmente estas corrientes se ajustan al fracturamiento.

Realizando una comparación entre las subcuencas, se tiene que en la subcuenca número 6 se presenta un mayor número de escurrimientos, entre los cuales se concentran los de primer orden, disminuyendo en número hasta el cuarto orden, en tanto que la subcuenca 4 adquiere un orden quinto a diferencia de todas las demás, a la vez que también posee mayor porcentaje de corrientes de primer orden. Un orden quinto quiere decir que es más antigua. En esta subcuenca se encuentran los límites entre el intrusivo (Peñón Blanco) y las rocas sedimentarias, lo cual se marca por una falla que se extiende a lo largo del arroyo Cañón Las Jaras, provocando una interrupción en la secuencia litológica (cuadro 2).

En la gráfica número 1 se encuentran representadas las diferentes áreas que adquieren las subcuencas, destacando entre ellas las de mayor superficie, siendo estas la tres y la seis.

En las gráficas 2 y 3 se definieron las relaciones entre los parámetros morfométricos de las subcuencas.

En la gráfica 2 se tienen los valores de área de las subcuencas contra la longitud total de las corrientes principales (de cada una de las corrientes), donde se observa que hay una equivalencia entre el área y la longitud, resaltando así que las subcuencas que tienen mayor superficie, también adquieren un rango más o menos equivalente o mayor en el valor de sus longitudes. En dicha gráfica se encuentran representadas las longitudes de las corrientes que drenan la subcuenca comparados contra la frecuencia del orden de las corrientes, donde a menor longitud se observa una disminución en el total de las corrientes.

En la gráfica 3 se ha comparado el área contra la longitud que alcanza la corriente principal fuera de la subcuenca, teniendo que donde el área de las subcuencas supera a la longitud, los valores se encuentran disparados.

También se tiene la longitud del cauce principal dentro de la subcuenca contra la longitud del mismo cauce, pero fuera de la subcuenca, donde los valores que se observan disparados corresponden a que las longitudes dentro, son mayores a las longitudes medidas fuera de las subcuencas.

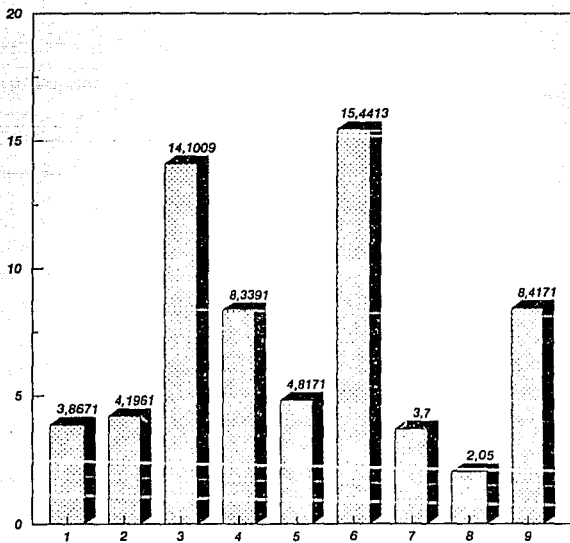
En la gráfica 4 se puede observar la frecuencia en la que se presentan los órdenes de las corrientes, destacando entre ellas, las de primer orden, en tanto que solo la subcuenca 4 alcanza un orden de quinto grado.

39

No. de la Subcuena	Area Subcuena	Longitud del cauce	Longitud dentro	Longitud fuera	Orden maximo	Total de cada orden					Frecuencia acumulada	long d/ long f	Area/ long f	Area/ long t	Long d/ frecuencia
						1o	2o	3o	4o	5o					
1	3.8671	6.70	3.30	3.40	3	29	6	1	0	0	36	0.97	1.14	0.58	0.09
2	4.1961	6.15	3.10	3.05	3	28	6	1	0	0	35	1.02	1.38	0.68	0.09
3	14.1009	11.55	7.15	4.40	4	35	10	2	1	0	48	1.63	3.20	1.22	0.15
4	8.3391	10.45	4.60	5.85	5	62	19	5	2	1	89	0.79	1.43	0.80	0.05
5	4.8171	8.05	3.60	4.45	4	24	6	2	1	0	33	0.81	1.08	0.60	0.11
6	15.4413	15.15	9.20	5.95	4	95	25	6	1	0	127	1.55	2.60	1.02	0.07
7	3.7000	5.95	2.35	3.60	4	23	8	2	1	0	34	0.65	1.03	0.62	0.07
8	2.0500	3.35	2.65	0.70	3	14	3	1	0	0	18	3.79	2.93	0.61	0.15
9	8.4171	12.05	4.10	12.05	3	27	6	1	0	0	34	0.34	0.70	0.70	0.12

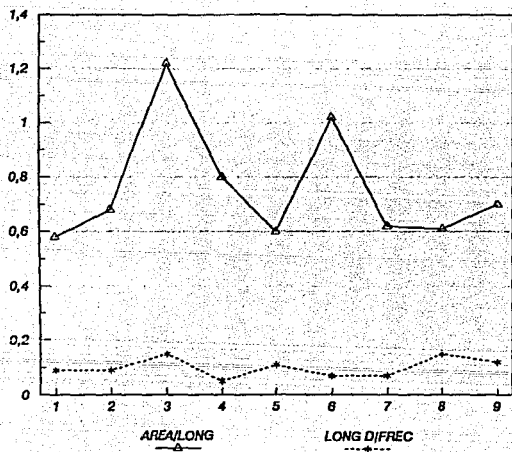
(CUADRO 2)

AREAS DE LAS SUBCUENCAS



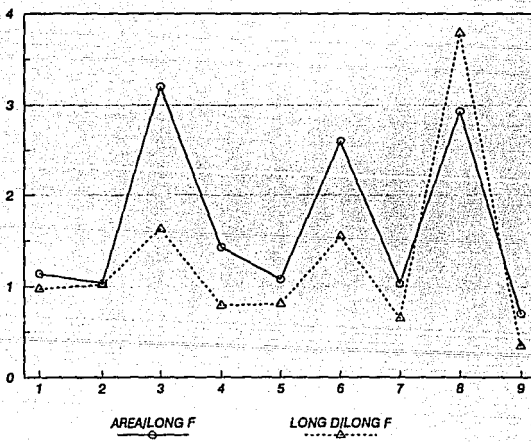
GRAFICA No. 1

**RELACION ENTRE LOS PARAMETROS
MORFOMETRICOS**



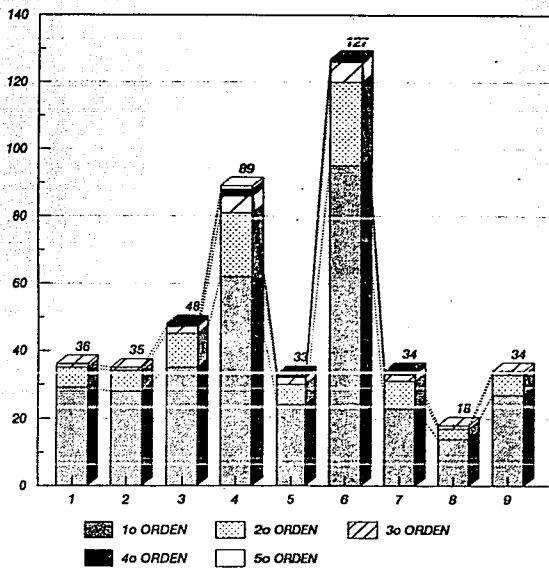
GRAFICA No. 2

RELACIONES ENTRE LOS PARAMETROS
MORFOMETRICOS



GRAFICA No. 3

**RELACIONES ENTRE LOS PARAMETROS
MORFOMETRICOS**



GRAFICA No. 4

Al norte del Cerro Peñón Blanco las corrientes alcanzan cuarto orden en tanto que al sur, en La Mesa (Villa Hidalgo), las corrientes son de primero y segundo orden. Con esto se deduce que las partes centrales de la sierra son más antiguas, con excepción del Cerro Peñón Blanco (que es más reciente), y que hacia los extremos austral y septentrional se encuentran las partes más jóvenes del relieve.

El drenaje de la meseta, al sur de la sierra, no se puede considerar de gran importancia, debido a que no adquiere ningún tipo de configuración, solo se presentan pequeñas corrientes intermitentes que en ocasiones alcanzan el orden segundo, en tanto que las de menor longitud desaparecen o se pierden en su recorrido.

Las únicas subcuencas que tienen una red fluvial importante respecto al flanco oriental de la sierra, son la número 7 y 8, con órdenes tercero y cuarto. Se deduce que la subcuenca 7 en comparación con la 8, es más antigua, en ella se observa mayor erosión por lo que los abanicos presentan mayor desarrollo.

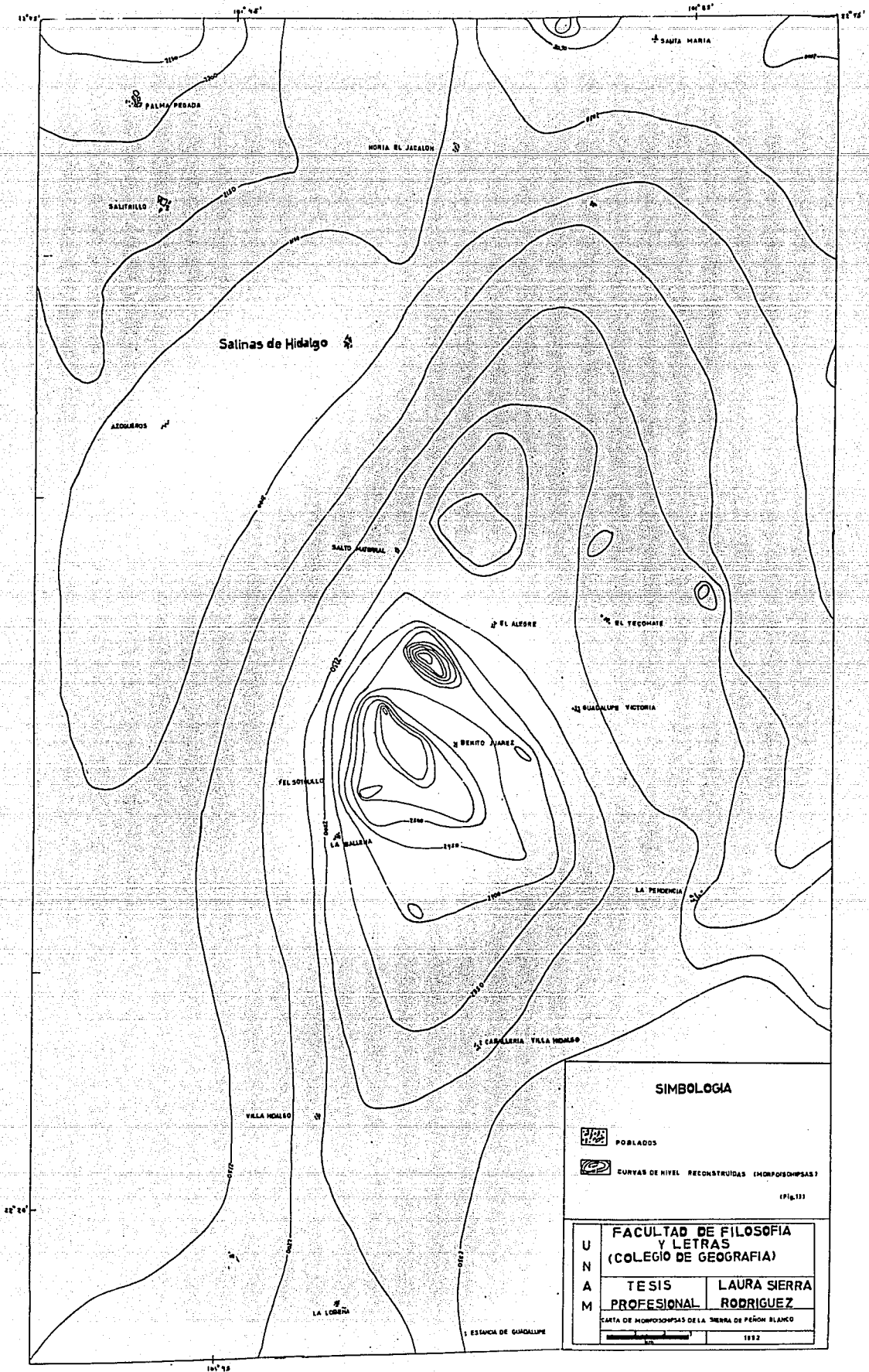
También se tiene que las subcuencas 4 y 6, sobresalen ante las demás en cuanto al orden de sus corrientes, ya que en ellas hay alta densidad de corrientes fluviales y son las zonas con más grado de erosividad.

Se elaboraron los perfiles longitudinales de los cauces principales de cada subcuenca, mismos que se presentan en la figura número 12.

El perfil número 3 tiene su cabecera en el Peñón Blanco, con una pendiente más fuerte (entre los 18), en tanto que un cambio marcado se presenta en el sitio a partir del cual drenan las corrientes sobre la secuencia sedimentaria. Se observa una pendiente más uniforme donde se ubican los abanicos proluviales.

Siguiendo la secuencia estratigráfica en los perfiles de las corrientes fluviales, se puede observar que en algunos de dichos perfiles la secuencia se trunca por la presencia de fallas, o bien se pierde por encontrarse cubierta de grandes depósitos de material aluvial y caliche.


Las pendientes se encuentran condicionadas por la composición litológica de las formaciones existentes en la zona de estudio, las mayores son debidas a que el grado de resistencia de la roca aflorante es mayor. Esto se puede observar en los perfiles del número 3 al 8, mientras que los demás adquieren una pendiente más suave por tener una resistencia débil en estructura litológica en comparación con las anteriores.



SIMBOLOGIA

-  POBLADOS
-  CURVAS DE NIVEL RECONSTRUIDAS (MORFODIOMORFAS)

(Fig. 133)

U N A M	FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS (COLEGIO DE GEOGRAFIA)	
	TESIS	LAURA SIERRA
	PROFESIONAL	RODRIGUEZ
	<small>CARTA DE MORFODIOMORFAS DE LA SIERRA DE PERON BLANCO</small>	
		1952

c) Morfoisohipsas

En este mapa, realizado por medio de las curvas de nivel maestras, se pudo hacer una reconstrucción del relieve lo más aproximado a las etapas previas de los diferentes procesos erosivos. En dicho mapa se pueden observar los límites inferidos donde se extendía la zona montañosa (Fig.13).

En forma general, se observa que la sierra presenta una inclinación hacia el oriente, en tanto que en forma aislada, el intrusivo (Cerro Peñón Blanco) tiene un rumbo NW-SE.

La alineación que se observa en el flanco poniente de la sierra, corresponde a una falla inactiva con una dirección NE 20° SW cuya longitud es de 26.100 km con una sinuosidad del frente montañoso de 2.15, de acuerdo con el método de Bull y McFadden (1977), quienes consideran a la sinuosidad (Smf) como la relación entre la longitud curva del frente montañoso y la longitud recta de la traza de la falla expresada en la siguiente fórmula:

$$Smf = Lmf/Ls$$

Donde:

Smf= Sinuosidad

Lmf es la longitud curva del frente montañoso a lo largo del piedemonte que es igual a 56 km.

y Ls es la longitud recta de la línea en el frente montañoso= 26.100 km.

$$\text{Si } 56\text{km}/26.100 \text{ km}$$

$$\text{Entonces Smf} = 2.15$$

Se considera que los valores entre 1.01 y 1.14 de la sinuosidad de un frente montañoso corresponden a fallas activas, en tanto que los mayores de 1.15 son fallas inactivas. La falla mencionada anteriormente, se encuentra cubierta por los depósitos de material reciente.

Con todo esto, también se puede decir que el intrusivo Peñón Blanco, ya se encontraba expuesto en el tiempo de esta reconstrucción, ya que regionalmente se han reportado evidencias de la temprana erosión, y donde la sierra tenía una geometría similar a un cuerpo tabular inclinado hacia el oriente; con un rumbo aproximado de NE 20° SW, de tal forma que hacia el poniente se presentaba un desnivel de más de 650 m.

El cuerpo tabular bosquejado forma una cuesta con el frente hacia el poniente, y el dorso hacia el oriente. Dicha cuesta se originó por rotación de bloques, en un marco tectónico extensional.

2.- MORFOGENESIS

En la zona estudiada se reconocen las formas del relieve principales, clasificadas de acuerdo con su origen (endógenas y exógenas) y morfología (montañas, mesas piedemonte, planicies, etc.), así como la historia de su desarrollo.

RELIEVE ENDOGENO

Este tipo de relieve se ha formado por procesos tectónicos, metamórficos y magmáticos. Está representado por las crestas montañosas plegadas y una elevación dómica.

Crestas Montañosas

Las crestas montañosas se orientan al norte, a partir del poblado El Tepetate con una extensión de 23 km y un ancho promedio de 4 km. Consiste en una serie de elevaciones heterogéneas en su morfología, al sur es una serie de elevaciones desmembradas por la erosión, que alcanzan hasta 2500 msnm. Están separadas por barrancos en un proceso avanzado de erosión fluvial. Han excavado las zonas de debilidad, controlados por la estructura geológica. En dirección al norte aumenta la pendiente de las laderas y gradualmente de las cimas de las elevaciones, hasta el Cerro La Leona, donde tienen aproximadamente 2600 msnm.

Aunque esporádicamente la disolución se manifiesta por el desarrollo de lapiaz en las calizas. En las partes más elevadas de la sierra se presenta un lapiaz en forma de acanaladuras.

El grado de disección es considerable, tanto visto en plano como en perfil, permite apreciar una fuerte concentración de cauces fluviales y una profunda erosión de más de 150 metros en el arroyo Rincón de Borregos. La línea divisoria principal tiene una orientación NE y presenta en plano una configuración sinuosa. Esto significa que ha sido transformada por la erosión. En este tipo de relieves normalmente las divisorias son las porciones mejor conservadas, rectilíneas o ligeramente curvas, casi siempre con rocas calizas, o sea, muy resistentes.

En el Cerro La Leona se reconoce una extensión de la cresta montañosas con orientación NW, en apariencia un residuo de erosión constituido por rocas más resistentes que en el relieve contiguo. Consiste en pequeñas elevaciones de 100-150 metros de altura.

Al norte del Cerro La Leona y separado por un valle fluvial, se localiza el Cerro Peñón Blanco, de configuración ovalada, con pendientes fuertes, de altura absoluta de 2740 metros. A diferencia de las elevaciones anteriores, constituidas de rocas sedimentarias plegadas, este cerro de rocas intrusivas presenta una disección menor en densidad. En dicho Cerro y sus apófisis se observa un desarrollo de capas de líquenes, los cuales se alimentan de los minerales de las rocas y contribuyen a dar una coloración amarillo verdosa, este proceso actúa con más fuerza sobre las estructuras ígneas debido a que las rocas sedimentarias se encuentran formadas generalmente por minerales más estables que los de las rocas ígneas y metamórficas.

Hacia el norte continúa la cresta de elevaciones plegadas separada del Peñón Blanco por el valle intermontano del arroyo Cueva del Padre. Consiste en una serie de elevaciones desmembradas por la erosión, donde la mayor es el Cerro Alto, con 2400 m de altura hacia el N-NE. Esta cresta se va reduciendo en anchura y en altitud para ser remplazada por el piedemonte.

El conjunto de elevaciones descritas está constituido por rocas sedimentarias mesozoicas, excepto el Peñón Blanco. En la superficie afloran especialmente calizas del Jurásico y del Cretácico que por ser rocas muy resistentes a la erosión constituyen una coraza que cubre a las rocas más débiles. La erosión se ha producido principalmente a lo largo de diaclasas y fracturas con orientaciones NE, NW, N, y E-W. El Peñón Blanco presenta una morfología totalmente distinta, reflejo de su composición litológica y de su edad, aquí hay que considerar que si bien pertenece al Eoceno, su exposición en el relieve debe ser posterior.

En el domo, el sistema de fractura dominante es al NW-SE. La escasa disección que presenta se puede explicar por un proceso dominante y homogéneo de intemperismo que forma una costra de alteración en toda la estructura, la que se va desprendiendo por efecto de la gravedad, junto con la acción del agua de lluvia y del viento, de manera que retroceden las laderas (que se encuentran en proceso de erosión) y aumenta la pendiente.

En sí, el mayor poder erosivo solo se efectúa en la temporada de lluvias, que es cuando fluye agua sobre los cauces, en tanto que en otra época del año, todos los cauces son de carácter intermitentes.

Los escurrimientos que drenan de las partes más elevadas, se encuentran en un arroyo principal que se ubica a menor altura, pero algunos de estos escurrimientos no alcanzan a llegar y se pierden por infiltración o por evaporación.

La mayoría de las corrientes se encuentran condicionadas por el fracturamiento que se presenta en la sierra. Así, el transporte que efectúan todos los arroyos, producen acumulación y concentración de las partículas en el cauce principal y hacia la desembocadura de las pequeñas subcuencas, formando así, abanicos proluviales y la planicie aluvial.

A lo largo de los principales arroyos que se encuentran en las subcuencas de la sierra, pero especialmente en aquellos que tienen un caudal mayor, se puede observar como actúa la erosión, dejando al descubierto las formaciones litológicas, lo que permite seguir sobre el lecho del arroyo y reconocer la secuencia estratigráfica.

Los cambios que se observan por la intervención del hombre son excavaciones que se llevan a cabo en la búsqueda de yacimientos minerales. Esto se identifica por los socabones que se encuentran en la sierra, los cuales fueron provocados con el fin de explotar cierto tipo de mineral. Aunque algunos de los socabones no son recientes son objeto de exploración, en tanto que otros lo fueron de explotación.

Recientemente han seguido explotando pequeñas minas aunque no son muy productivas, como es el caso de la mina que se encuentra en el poblado de Benito Juárez, de la cual se extrae oro y plata en pequeñas cantidades, y donde la transformación del área está teniendo una nivelación en el relieve, ocasionando menores declives en los cerros. Por lo tanto, se tiene que este tipo de erosión en el área de estudio, se lleva a cabo en forma de nivelación y excavación.

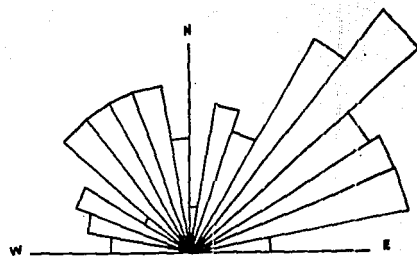
- SISTEMA DE FRACTURA

Con base en la densidad relativa y las orientaciones de las fracturas, se definieron tres regiones, la Norte que comprende la sierra, al norte del Peñón Blanco, y la Sur.

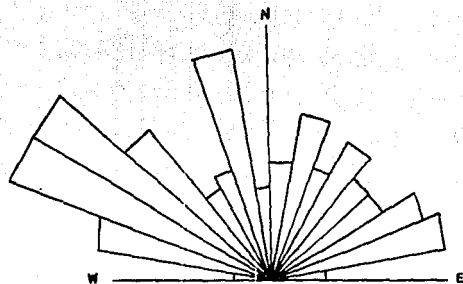
El mayor número de fracturas fueron identificadas en el Cerro El Peñón Blanco. Se elaboraron rosetas para cada región y en cada una de ellas se puede observar cual es la dirección preferencial de las fracturas (Fig.14).

En la región Norte, la dirección predominante se encuentra entre los rangos NE de 40° a 50° SW (roseta A).

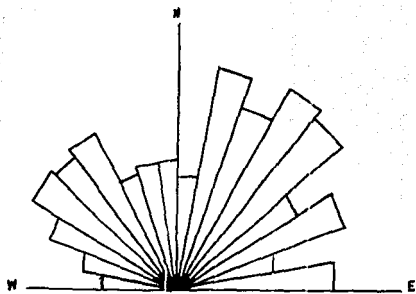
En la región del Peñón Blanco predominan rangos NW de 50° a 70° SE (roseta B).



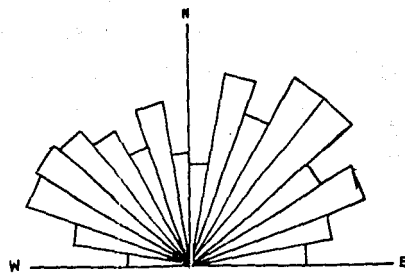
REGION NORTE (A)



REGION DEL PEÑON BLANCO (B)



REGION SUR (C)



REGION NORTE Y SUR (D)

ORIENTACION DE LAS FRACTURAS (Fig.14)

La dirección principal que presenta la región Sur tiene un rumbo NE de 30° a 40° SW (roseta C).

Los datos de la roseta D, son una agrupación de las rosetas A y C, donde se pudo detectar que dichos rumbos son igualmente al NE-SW, mientras que en la roseta B, el rumbo es al NW-SE, cuya dirección es opuesta a las anteriores. Esto se debe a que los datos de dicha roseta, solo fueron tomados aisladamente del Cerro Peñón Blanco que representa al intrusivo granítico dentro del área, con una estructura litológica distinta a los otros (Fig.15).

El origen de estas estructuras se debe a la pérdida de volúmen, causada por el enfriamiento que sufrió el material después de su emplazamiento. Por lo tanto, el Peñón Blanco, es el que evidencia la mayor densidad de fracturas en la sierra.

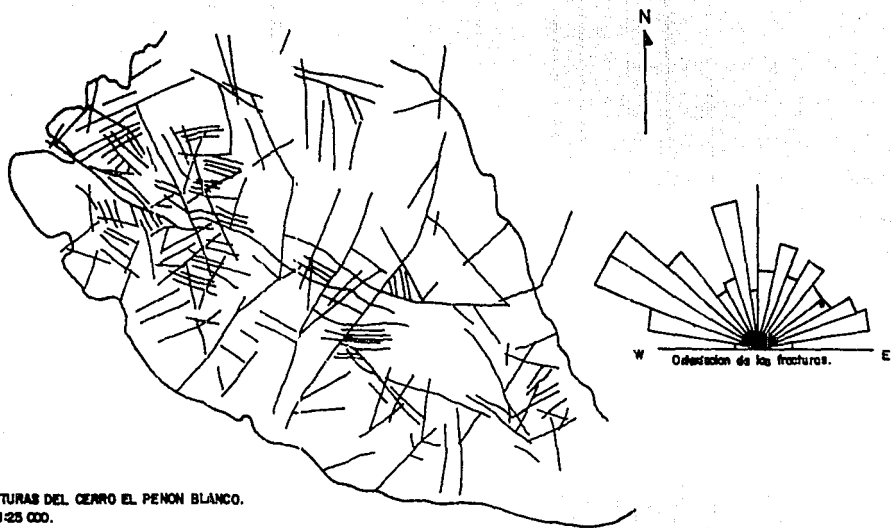
Otro tipo de estructuras que se encuentran en la sierra y que a diferencia de la anteriores, si implican un desplazamiento de bloques, son las fallas, tanto de tipo normales como inversas y ponen en contacto a las diferentes unidades litológicas, originadas por movimientos compresivos y distensivos.

Dichas fallas se han considerado inactivas, por medios de la sinuosidad que presenta la falla del flanco oeste de la sierra y que se extiende en una dirección NE-SW (Bull., 1977). Los rasgos curvilíneos de los frentes montañosos que tienen baja sinuosidad, pueden representar fallas en movimiento.

En el caso anterior podemos decir que la falla se encuentra inactiva porque existe una alta sinuosidad a lo largo de la sierra. Dichos rasgos se observan claramente en el mapa del contacto entre la roca y el material aluvial (Fig.12).

El piedemonte representa un periodo de tectonismo inactivo, lo que apoya la inactividad de la falla. Por lo dicho anteriormente tenemos que la falla no es evidente a simple vista, porque se encuentra cubierta por los distintos paquetes de material depositado como consecuencia de las desembocaduras de las subcuencas en este flanco de la sierra.

A lo largo de las subcuencas se presenta un número considerable de fracturas, también un valor elevado en la densidad del drenaje, por lo tanto, relacionando esto con la pendiente, se encontró que el rango mayor de pendientes favorece al escurrimiento, y con ello a las líneas de drenaje que se ajustan a las líneas de debilidad de las rocas, las cuales al no tener



FRATURAS DEL CERRO EL PENON BLANCO.
E. 1:25 000.

(fig.15)

una resistencia mayor, se encuentran sujetas al fracturamiento, produciendo así el afallamiento en dichas áreas de debilidad.

Las fracturas favorecen el encajamiento y la erosión lineal, siendo mayor en la cabecera que hacia el nivel base, debido a que en la zona de planicie, la pendiente ya ha decrecido, y con ello es más difícil detectarlas porque existen grandes capas de material depositado.

Elevaciones Menores y Lomerios

Estas se clasifican en cuatro tipos principales:

- a) Conos cineríticos cuaternarios
- b) Lomerios volcánicos cuaternarios
- c) Mesas y derrames de piroclastos riolíticos neogénicos
- d) Elevaciones menores de rocas sedimentarias plegadas, desmembradas de las montañas.

Al norte de Salinas de Hidalgo se localizan algunos conos volcánicos cuaternarios de aproximadamente 50 metros de altura, rodeados de lavas y material piroclástico.

En la región septentrional se observan algunas estructuras volcánicas cuaternarias de derrames y piroclastos parcialmente desmantelados que constituyen un relieve de lomerios.

La Mesa volcánica es una superficie inclinada de norte a sur, entre los 2250 y 2350 m, orientada al NE con una extensión de 7 kilómetros y un ancho aproximado de 1.5 kilómetros. Al occidente limita con un escarpe de hasta 50 metros de altura y al oriente con otro menor de 10 metros. Esta mesa es de edad terciaria (Mioceno-Plioceno) y refleja un derrame de fisura con dirección SW. Está constituido por rocas del tipo de las ignimbritas.

Las Elevaciones menores conformadas por rocas sedimentarias se observan discontinuas y con sus laderas asimétricas.

RELIEVE EXOGENO

Este es el que se ha formado por la acción de los procesos de la erosión y la acumulación, de la que resultan principalmente los mantos de piedemonte y las planicies.

Piedemonte

Se extiende hacia el occidente y oriente de la cresta montañosa una amplia superficie de piedemonte con sus límites mejor definidos hacia el occidente, donde tiene una anchura de hasta 6 kilómetros entre las cotas 2250 y 2100 metros. Esta última representa la unión con la planicie de nivel de base en esta vertiente occidental. El piedemonte es de acumulación, constituido por abanicos coalescentes y aunque atravesado por varias corrientes paralelas, estas no ejercen una erosión importante.

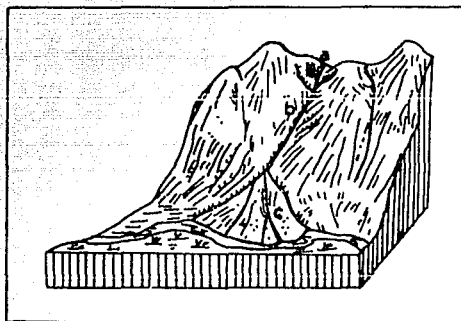
Al oriente de la cresta montañosa el piedemonte es irregular ya que se conjuga con varias elevaciones menores de aproximadamente 100-150 metros de altura, resultado de la erosión de antiguas montañas desmembradas y parcialmente cubiertas por los depósitos de las corrientes montañosas (proluviación). Las elevaciones residuales son volcanes cuaternarios.

Los pequeños conos detríticos que se localizan en la zona de estudio se encuentran en las laderas del Cerro Cañón Blanco. La coalescencia de este tipo de conos genera el talud.

De las once subcuencas identificadas en el área de estudio, nueve presentan abanicos bien definidos. Son formas acumulativas de las corrientes torrenciales, observándose en ellas tres zonas claramente diferenciables:

- A - Cuenca de captación o cabecera
- B - Canal de escurrimiento o de desagüe
- C - Cono de deyección o zona inferior (Fig.16)

Se originan en la desembocadura de una corriente montañosa, en una superficie plana o de poca inclinación. El cambio brusco de pendiente provoca que la corriente deposite su carga hacia el frente, expandiéndose. Se origina en diversas condiciones climáticas, pero principalmente en zonas áridas, con lluvias torrenciales de temporada. Consiste en material detrítico mal clasificado. En la base de las montañas es común encontrar los



(fig.16)

a- Cuenca de captación o cabecera

b- Canal de escurrimiento

c- Cono de deyección

conos de deyección fusionados, formando un extenso manto acumulativo.

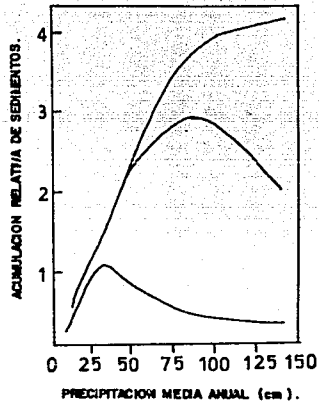
En la zona de estudio, la pendiente de los abanicos varía entre el 4% y el 10%. Dicha variación se encuentra asociada a los cambios que presentan las corrientes, ya que éstas, desde el ápice del abanico sufren una disminución en el declive hacia la salida de las subcuencas. El promedio de precipitación anual en el área es de 40 cm y en un clima semiárido y con una cobertura vegetal escasa, de acuerdo a Shumm, (1968) la cantidad de sedimentos susceptibles de ser arrastrados bajo las condiciones edáficas y de vegetación del área, es casi la máxima (Fig.17).

En el área se observa una asimetría en la red de drenaje; mientras que hacia el poniente drenan nueve corrientes principales, hacia el oriente únicamente fluyen dos. Esto es debido a que la planicie occidental tiene una menor altitud que la oriental, como se observa en el mapa de pendientes.

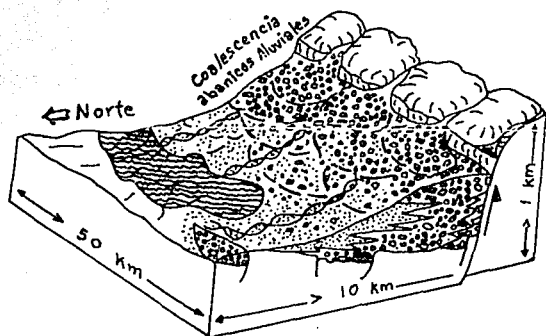
Los abanicos que se forman en la planicie, a diferencia de los mencionados anteriormente, son de mayor extensión. Se encuentran constituidos por material aluvial transportado por las corrientes fluviales.

Ya que la precipitación no es elevada, el transporte de los materiales solo se da en el período de lluvias. Por ello, se tiene una depositación sobre otra, y cuando el material acumulado aún no se ha consolidado y se presenta otra etapa de depósito, los nuevos sedimentos empujan a los más antiguos para ocupar su lugar, y así poco a poco, los abanicos van avanzando hacia la zona de planicie. Se observa una estabilidad porque el suelo adquiere mayor consolidación y favorece el desarrollo de la vegetación, mientras que en los abanicos que aún siguen recibiendo sedimentos, es menor el desarrollo de la vegetación. También los abanicos migran lateralmente, debido a que las corrientes cargadas de sedimentos se desvían bordeando a los materiales acumulados ya que están consolidados y tienden a expandirse hacia los lados porque los abanicos ya existentes no permiten el paso de los nuevos sedimentos tan fácilmente. Por lo tanto, se van uniendo con otros que también se expanden lateralmente hasta formar una coalescencia donde se generan los conos más jóvenes de arriba hacia abajo (Fig.18).

(fig.17)



RELACIONES ENTRE LA CANTIDAD DE PRECIPITACION EN EL AREA Y LA ACUMULACION RELATIVA DE SEDIMENTOS. LA CURVA A REPRESENTA EL TIEMPO ANTERIOR A LA APARICION DE CUALQUIER PLANTA EN LA TIERRA. LA CURVA B REPRESENTA EL TIEMPO DEL PALEOZOICO TARDIO Y LA CURVA C EL TIEMPO MODERNO, (Sherwin, 1966).



(fig.18)

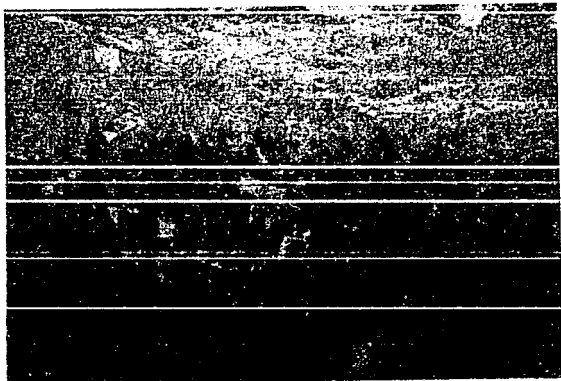
Esquema representativo
del medio ambiente de
depósito.

(Según Mustard, 1991)

Planicie de nivel de base fluvial y lacustre

La planicie de nivel de base está bien reconocida al oriente de la cresta montañosa. En la zona donde se ubica la ciudad de Salinas de Hidalgo se extiende una depresión lacustre (salinas) alargada hacia el SW y ensanchándose gradualmente en esta dirección. Marca, en apariencia, un lineamiento controlado por la tectónica o la estructura geológica.

El caliche que se encuentra en la región producto de la acumulación secundaria del carbonato de calcio, y con aspecto de una masa harinosa, es muy importante, ya que ocupa grandes extensiones. Estos depósitos cubren los afloramientos rocosos y frecuentemente se encuentran intercalados o cementando a otros depósitos recientes (Foto 6).



Símbolos Complementarios

Finalmente, se han diferenciado en el mapa geomorfológico tres elementos principales del relieve:

- a) Valles erosivos
- b) Escarpes
- c) Principales divisorias de aguas

a) Valles erosivos

Este tipo de formas del relieve representan la actividad de la erosión fluvial a lo largo del tiempo. Su expresión en el mapa permite reconocer fácilmente:

- 1- La concentración de valles en el plano
- 2- La profundidad de los mismos, que queda definida por las curvas de nivel
- 3- las orientaciones dominantes.

Todo esto tiene importancia por cuanto a que son elementos que favorecen la interpretación de la evolución del relieve, además, ya que normalmente en las montañas como las correspondientes a la zona estudiada, los valles en la mayoría de los casos están controlados por fracturas de origen tectónico o estructural (diaclasas).

La erosión fluvial muestra un grado avanzado en las crestas plegadas y débil en las laderas del cuerpo intrusivo. En el primer caso, la erosión se ha visto favorecida por las debilidades estructurales, como son los contactos litológicos, el rumbo y el echado de las capas, el rumbo de los pliegues y el espesor de las capas. A esto se agregan las grietas y las fallas. La erosión, así, se produce en forma lineal, considerada en plano, y predominantemente vertical vista en perfil.

Las divisorias han sido poco afectadas por las cabeceras de los valles, en cambio se produce un retroceso lateral de las laderas hacia el oriente y el poniente. Este proceso se da a lo largo de escarpes que limitan la ladera montañosa con el piedemonte, mismos que permanentemente están en retroceso por caída de rocas y derrumbes. Así, el piedemonte actual define con aproximación lo que debieron ser los límites originales de las laderas montañosas.

Se reconocen una serie de lineamientos muy claros que predominan al NW y sus correspondientes secundarios al NE.

Los valles de longitudes y ordenes mayores, siguen la primera orientación y los afluentes secundarios la segunda, aunque esto no es una regla. Otro tipo de lineamientos fácilmente reconocibles son E-W y N-S. En apariencia, el sistema NW-NE es más antiguo y se relaciona más estrechamente con la estructura geológica, mientras que al E-W, N-S, es más joven y tiene mayor relación con fracturas de origen tectónico.

b) Escarpes

Estos elementos del relieve tienen una amplia distribución en la zona estudiada, aunque no todos han sido cartografiados debido principalmente a la escala y la secuencia de las curvas de nivel, ya que es necesario que presenten una altura superior a los 30 metros y 500 metros de longitud como mínimo para ser representados en la escala 1: 50,000.

Los escarpes son paralelos a las crestas montañosas y definen un escalonamiento del relieve, esto se debe principalmente a contactos litológicos y también a presencia de fallas. Además, prácticamente todos los valles erosivos tienen laderas escarpadas, por lo que resulta innecesario representarlos en este caso.

Los escarpes con mejor expresión son los que delimitan las mesas volcánicas con orientación dominante de sur a norte y marcando la ladera en retroceso, en este caso la oriental.

c) Principales divisorias de aguas

El reconocimiento de estos elementos, en estrecha relación con los valles, tiene una importancia muy grande porque considerando la zona estudiada, definen el grado de simetría de las montañas, a las cuencas fluviales principales y reflejan en parte, la evolución del relieve, así como propiedades litológicas y estructurales.

En la cresta montañosa, la divisoria longitudinal principal tiene una dirección de sur a norte, aunque bien definida, con numerosas sinuosidades. Originalmente, estas líneas divisorias son continuas casi rectilíneas y en la medida que las cabeceras de los valles las afectan, cambian su configuración. Por tanto la erosión en estas zonas se encuentra avanzando hacia el oriente, alterando totalmente la configuración de las divisorias.

3.- EVOLUCION GEOMORFOLOGICA

La evolución geomorfológica de la zona estudiada se puede reconstruir a partir del término del diastrofismo laramídico, que comenzó a fines del Cretácico y continuó hasta el Terciario Temprano. Dando origen a estructuras plegadas y cabalgaduras con vergencia hacia el noreste, tal como se expuso en la descripción de las estructuras geológicas que conforman al Peñon Blanco.

Posteriormente a la etapa orogénica, se presentó en el área el emplazamiento de un cuerpo intrusivo granítico del Eoceno, el Cerro del Peñón Blanco y sus apófisis, que emergen entre las rocas ya plegadas al SW de la sierra.

En dicha intrusión se presenta un período de erosión, provocando con ello que algunas formaciones litológicas de la secuencia sedimentaria se fueran desgastando y perdiendo por la erosión, dejando expuesto al cuerpo intrusivo. Los materiales producto de la erosión se acumularon formando el piedemonte y las planicies aluviales.

La conformación actual de la sierra es el resultado de la dislocación en bloques, que ocurrió después en el marco de una distensión regional. Dichos esfuerzos dislocaron a la sierra en dos sistemas de fallas normales, el primero con una orientación NW-SE, y posteriormente el segundo con una dirección NE-SW. Este último provocó la formación del bloque inclinado de Peñon Blanco. La inclinación de dicho bloque propició el desarrollo de abanicos aluviales en su flanco obsecuente, mientras que el flanco consecuente casi no ha sido disecado por las corrientes fluviales.

Penecontemporánea a la distensión, ocurrió un vulcanismo con actividad de tipo básico alcalino, en el Pleistoceno Reciente.

Dicho vulcanismo conformó los pequeños conos cineríticos que se encuentran hacia el N-NW de la sierra, donde el material se desplazó por medio de fracturas hasta la región de estudio, formándose también las mesas compuestas de ignimbritas y tobas liticas que fueron depositadas en la superficie continental sobre zonas erosionadas aunque también se encuentra cubriendo las partes más altas de los cerros.

Al finalizar el vulcanismo, termina la actividad de los procesos endógenos creadores del relieve y continúan actuando los diferentes procesos exógenos, primero los diversos tipos de intemperismo tanto físico como químico, seguidos de la erosión y la acumulación.

CAPITULO V

CONCLUSIONES

En la clasificación del relieve realizada por medio de análisis morfométricos se pudo observar el contraste entre la morfología de las planicies oriental y occidental. La primera caracterizada por la presencia de lomeríos suaves, mientras que en la occidental se definieron claramente un conjunto de abanicos aluviales.

- Se determinaron las regiones donde la erosión se encuentra actuando con mayor intensidad; las cuales corresponden con las partes centrales de la sierra, debido a la presencia de fuertes pendientes y donde la erosión hídrica se produce con mayor intensidad.

- Se reconoció la red fluvial que se presenta en la región, donde el mayor porcentaje de las corrientes drenan hacia el flanco oeste de la sierra formando las lagunas: Chapala, Salinas y el Salitre.

- Por medio del orden de corrientes fluviales se detectaron las partes más antiguas de la sierra siendo estas las zonas centrales de la misma exceptuando el Cerro Peñón Blanco que es reciente.

- El flanco occidental de la sierra presenta nueve subcuencas del tipo corriente torrencial-abanico aluvial, en tanto que el oriental esta drenado por dos subcuencas principales, una de las cuales drena más allá del área. El parteaguas general de la sierra manifiesta una migración hacia el oriente. De las nueve subcuencas, 4 tienen corrientes hasta de tercer grado, cuatro hasta de cuarto y una de quinto grado.

- Con base en la densidad relativa y en las orientaciones de las fracturas se definieron tres regiones: la norte, región del Peñón Blanco y la sur. Donde el mayor número de fracturas fueron identificadas en el Cerro Peñón Blanco con orientación NW-SE.

- Las fallas de tipo normal que se presentan en la sierra fueron consideradas inactivas debido a su alta sinuosidad. La sierra de Peñón Blanco tiene una morfología general que corresponde con una cuesta inclinada hacia el oriente y con frente hacia el poniente.

- Se reconocieron las formas del relieve principales clasificadas de acuerdo con su origen y morfología (endógenos y exógenos) y se expresan en un mapa geomorfológico.

En el relieve endógeno se presentan las crestas montañosas (laderas de montañas plegadas formadas a partir del Eoceno y laderas de domo intrusivo del Eoceno), elevaciones menores y lomeríos (conos cineríticos, lomeríos volcánicos, mesas y derrames de lava riolíticas neogénicas, elevaciones menores de rocas sedimentarias plegadas, desmembradas de las montañas).

Y en el relieve exógeno se localizó el piedemonte (piedemonte de acumulación nivel superior e inferior, abanicos aluviales bien definidos en el piedemonte, conos detríticos de formación reciente), planicie de nivel de base fluvial y lacustre (planicie aluvial, planicie aluvial con costra de caliche, planicie lacustre).

También se reconocieron valles erosivos, escarpes, y las principales divisorias de aguas.

BIBLIOGRAFIA

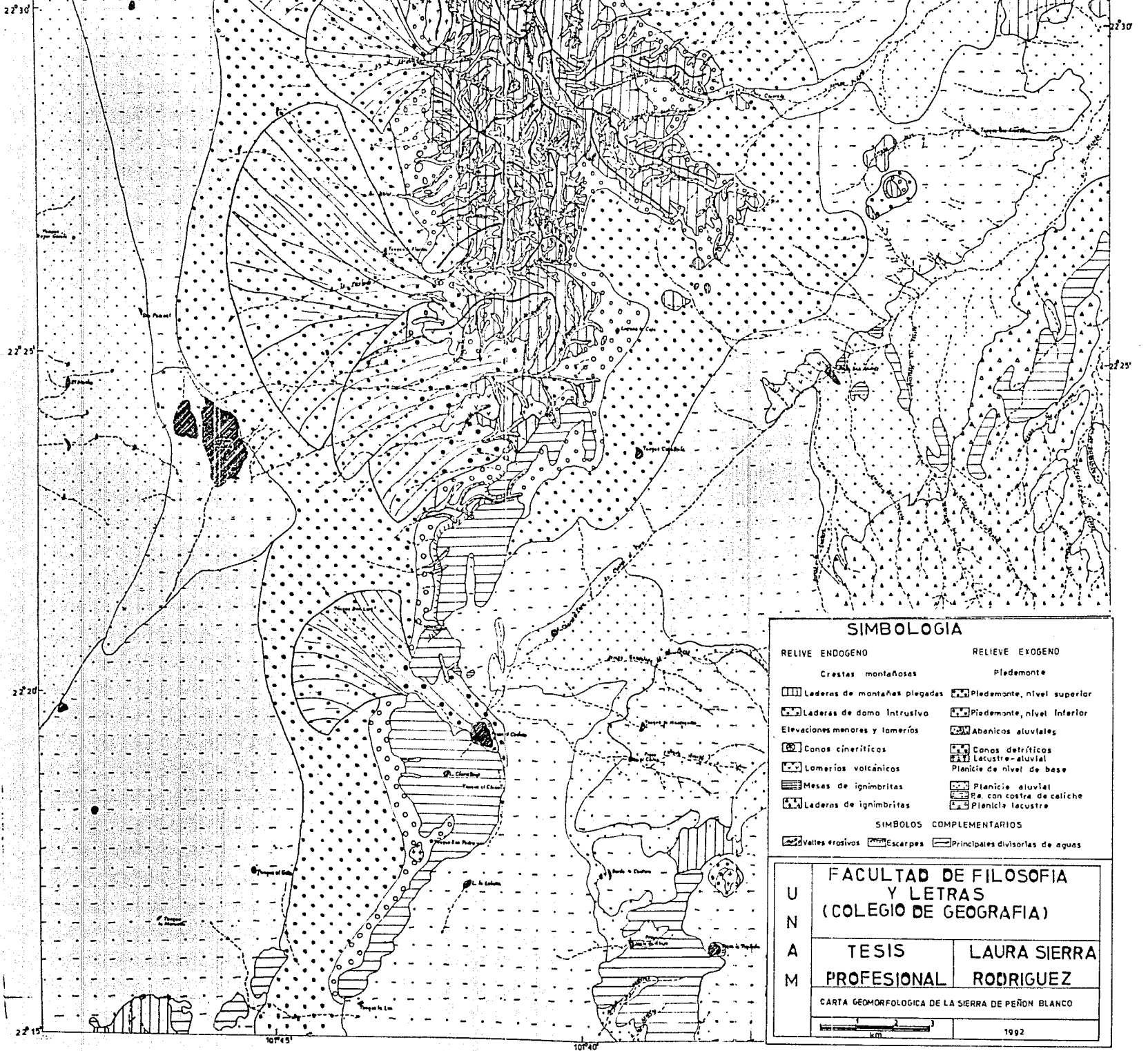
- Arellano, G.J. 1987. Geología de la Porción Septentrional de la Sierra de Peñón Blanco, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas. Univ. Nac. Aut. de México. Facultad de Ingeniería U.N.A.M. Tesis Profesional 115 p.p.
- Bull and McFadden. 1977. Original no consultado citado por Keller, E. 1986. Investigation of Tectonics: Use of Superficial Earth Processes. In: National, Academy. Press. 1986. Studies in Geophysics. Active Tectonics. Washington, D.C. 266 p.p.
- Bull, William B. 1964. Alluvial Fans and Near-Surface Subsidence in Western Fresno Country California. Studies of Land Subsidence. United States Government Printing Office, Washington: 1964.
- Carrillo, B.J. 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. No. 23.
- Carrillo, B.J. 1982. Exploración petrolera en la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. V.34 No. 1 p.p. 21-46
- Comisión de Estudios del Territorio Nacional. 1971. Cartas Topográficas Salinas de Hidalgo (F-14-A-61), Espiritu Santo (F-14-A-62), Loreto (F-14-A-71), Pinos (F-14-A-72). Secretaria de la Presidencia. México. Primera Edición.
- Coque, R. 1984. Geomorfología. Madrid, Edit. Alianza. 475 p.p.
- Chávez, A.R. 1968. Bosquejo Geológico de la Sierra de Peñón Blanco. Zac. Fac. de Ingeniería, U.N.A.M. Tesis Profesional. 78 p.p.
- Davis, G.H. 1984. Structural Geology of Rocks and Regions. The University of Arizona. 492 p.p.
- Derruau, M. 1970. Geomorfología. España, Edit. Ariel.
- Dirección General de Geografía, 1981. Carta de Climas, Fisiográfica e Hidrológica. Hoja Guadalajara. Escala 1:1000 000 Primera Edición.

- Guerra, Peña. 1985. Fotogeología. Fac. de Ingeniería U.N.A.M.
- Hermoso de la T.C. 1970. Informe Geológico Final IGZN636. Reconocimiento Geológico de la parte media de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Cuenca Salinas-Ramos. Hojas México K-6, K-7, L-6, L-7, L-8, L-9. Petróleos Mexicanos. Superintendencia General de Exploración Zona Norte. Inédito.
- Imlay, R.W. 1938. Studies of the Mexican Geosyncline. Geol. Soc. Am. Bull. V. 49 p.p. 1657-1662.
- Labarthe, G., Tristán, M., y Aranda, J. 1982. Estudio Geológico Minero del Area de Peñon Blanco. Estados de San Luis Potosí y Zacatecas. Inst. de Geol. y Metalurgia, Univ. Aut. de S.L.P. Folleto Técnico No. 76.
- Labarthe, G., Tristán, M. y Aranda, J. 1982. Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí. Int. de Geol. y Metal. Univ. Aut. de S.L.P. Folleto Técnico No. 85.
- Lugo, H.J. 1988. Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos). Inst. de Geografía U.N.A.M.
- Lugo, H.J. 1988. La Superficie de la Tierra. Un vistazo a un mundo cambiante. La Ciencia desde México/54. Fondo de Cultura Económico.
- Lugo, H.J. 1989. Diccionario Geomorfológico. Instituto de Geografía. U.N.A.M.
- Mc.Dowell, F.W. and Keizer, R.P.1977. Timing of mid Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán. México. Geol. Soc. Amer. Bull.V. 88 p.p. 1479-1487.
- Mitra, S. 1986. Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems; Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 70, No.9., p.p. 1087-1112.
- Morán, Z.D. 1984. Geología de la República Mexicana. Facultad de Ingeniería. U.N.A.M. e Inst. Nal. de Geo. e Inf.
- Mustard, S. 1991. Ottawa-Carleton Geoscience Centre and Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Ontario, K15 5B6 Canadá. Original no consultado citado en : Geological Society of America. Bulletin. Volume 103 Number 10 October 1991.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- Ollier, Cliff. 1981. Geomorphology Texts. Tectonics and landforms. University of New England.
- Palacio, P. 1983. "Metodología para el desarrollo de trabajos Geomorfológicos a Escala 1: 50,000. Original no consultado citado en: Inst. de Geografía. 1983. Primer Congreso Interno del Instituto de Geografía de la U.N.A.M. 545 p.p.
- Rzedowski, J. 1981. Vegetación de México. Ed. Limusa. México. 432 p.p.
- Schumm. 1968. Original no consultado citado en: Eicher, Don, L. y McAlester, Lee, A. 1980. History of the Earth. University of Colorado y Southern Methodist University. 413 p.p.
- Thornbury, W. 1969. Principles of Geomorphology. New York, J. Willey 1969. 594 p.p.
- Viers, Georges. 1978. Geomorfología. Barcelona, Oikos-Tau. 320 p.p. 2ª Edic.





SIMBOLOGIA

RELIEVE ENDOGENO		RELIEVE EXOGENO	
Crestas montañosas		Piedemonte	
[Symbol]	Laderas de montañas plegadas	[Symbol]	Piedemonte, nivel superior
[Symbol]	Laderas de domo intrusivo	[Symbol]	Piedemonte, nivel inferior
Elevaciones menores y lomeríos		Abanicos aluviales	
[Symbol]	Conos cineríticos	[Symbol]	Conos detríticos
[Symbol]	Lomeríos volcánicos	[Symbol]	Planicie de nivel de base
[Symbol]	Mesas de ignimbritas	[Symbol]	Planicie aluvial
[Symbol]	Laderas de ignimbritas	[Symbol]	Pa. con costera de coliche
SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS			
[Symbol]	Valles erosivos	[Symbol]	Escarpes
[Symbol]	Principales divisorias de aguas		

U N A M	FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS (COLEGIO DE GEOGRAFIA)	
	TESIS	LAURA SIERRA
	PROFESIONAL	RODRIGUEZ
CARTA GEOMORFOLOGICA DE LA SIERRA DE PEÑON BLANCO		
		1992

