

00364  
2eje.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS  
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

EVOLUCION ESTRUCTURAL DE LA SIERRA DE  
GUADALCAZAR, ESTADO DE SAN LUIS POTOSI

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGIA)

P R E S E N T A,

JOSE RAMON TORRES HERNANDEZ

DIRECTOR DE TESIS: DR. JOSE JORGE ARANDA GOMEZ

MEXICO, D. F.,

1994

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

<b>RESUMEN</b>	1
<b>INTRODUCCION</b>	5
Antecedentes	5
Definición del problema y objetivos	9
Materiales y métodos	12
<b>ESTRATIGRAFIA</b>	14
Formación Guaxcama	14
Formación El Abra	16
Formación Soyatal	23
Formación Cárdenas	25
Brecha de colapso	25
Intrusivo de Guadalcázar	29
Material aluvial	32
Toba de Guadalcázar	36
<b>GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b>	38
Sierra de Guadalcázar	38
Sierra El Aguaje	41
Sierra Las Playas	41
<b>EL CARST DE LA SIERRA DE GUADALCAZAR</b>	44
Formacion del Altiplano Central	44
Polje de Guadalcázar	46
Polje "El Realejo"	47
Polje La Trinidad	50
Rasgos cársticos menores	50

<b>YACIMIENTOS MINERALES</b>	52
Minerales metálicos	52
Depósitos hidrotermales	52
Depósitos de estano de placer	54
Yacimientos no metálicos	54
<b>ANÁLISIS Y DISCUSIÓN</b>	56
Hipótesis de una intrusión ígnea forzada	56
Hipótesis de un desarrollo diapírico	58
Pliegues recostados ó Cabalgaduras	64
Rompimiento de pliegues concéntricos	65
Formación de un nivel de despegue	65
<b>SUMARIO Y CONCLUSIONES</b>	69
<b>REFERENCIAS</b>	73

## LISTAS DE FIGURAS

Figura	Página
1.- Plano de localización e índice de localidades -----	6
2.- Ubicación del área de estudio en la Plataforma de Valles San Luis Potosí. -----	7
3.- Esquema de ambientes sedimentarios y litologías resul- tantes en la margen occidental de la Plataforma de Valles - San Luis Potosí. -----	8
4.- Mapa geológico simplificado del Estado de San Luis Potosí. -----	10
5.- Estructuras regionales adyacentes a la Sierra de Guadalcázar. -----	11
6.- Tabla de correlación estratigráfica -----	15
7.- Localidades fosilíferas en la SG -----	18
8.- Foto del aspecto característico de la Formación El Abra mostrando su naturaleza masiva y la abundancia de líneas estilolíticas -----	19
9.- Foto de otro aspecto de La Formación El Abra.-----	19
10.- Foto de estratos con ostras de la cima de la Formación - El Abra. -----	20
11.- Foto del aspecto característico de la Formación Soyatal.-----	20
12.- Columna estratigráfica generalizada de la SG -----	22
13.- Límite de las formaciones Soyatal y Cárdenas -----	26
14.- Foto del aspecto característico de la Formación Cárdenas -----	26
15.- Foto del aspecto de la Brecha Calcárea de Colapso -----	27
16.- Foto de otro aspecto de la Brecha Calcárea de Colapso -----	28
17.- Panorámica del intrusivo de Guadalcázar -----	30

18.- Explotaciones de menas aluminosas. ....	30
19.- Aspecto de las obras mineras en el Valle de Terreritos .....	33
20.- Vista parcial de la Sierra de Guadalcázar .....	33
21.- Panorámica del Polje de Guadalcázar. ....	35
22.- Columna estratigráfica generalizada.....	35
23.- Vista parcial de la porción Noroeste de la Sierra de Guadalcázar. ....	39
23.- Detalle del brechamiento de estratos de la Formación El Abra. ....	39
24.- Vista parcial de la Cabalgadura "El Aguaje" .....	42
25.- Otra vista de la cabalgadura .....	42
26.- Rasgos cársticos de la SG .....	45
27.- Estructuras cársticas menores .....	48
28.- Sección esquemática del Polje El Realejo .....	49
29.- Sección esquemática del polje La Trinidad .....	51
30.- Modelo para la precipitación de Ag y Hg en la SG .....	53
31.- Mapa geológico del distrito minero de San Martín, Zcate- cas. ....	57
32.- Mapa geológico simplificado de la Sierra de Guadalcázar. ....	59
33.- Patrón de drenaje y estructuras cársticas de la SG .....	60
34.- Esquema evolutivo de la SG .....	63
35.- Tres hipótesis acerca de la formación de la estructura de El Aguaje.....	66

## RESUMEN

La Sierra de Guadalcázar (SG) se encuentra a 80 km al NE de la ciudad de San Luis Potosí. La secuencia sedimentaria que aflora en ella muestra, en su base, evaporitas del Neocomiano-Aptiano inferior de la Formación Guaxcamá. La Formación El Abra sobreyace a la unidad anterior y está constituida por dolomía y por calizas pre-arrecifales, arrecifales y lagunares. En esta región, dicha formación tiene un alcance estratigráfico del Aptiano superior al Santoniano. Sobre la Formación El Abra, separada por un contacto bien definido, descansa una secuencia delgada de calizas arcillosas y lutitas que constituyen a la Formación Soyatal (Campaniano inferior). Finalmente, la unidad sedimentaria marina más reciente está formada por una secuencia de lutitas y areniscas de la Formación Cárdenas (Campaniano superior-Maestrichtiano). En general, la SG es una estructura anticlinal mayor formada durante la Orogenia Laramide, que sufrió una modificación posterior por efecto del empuje diapírico de las anhidritas de la Formación Guaxcamá. Debido a este fenómeno, las estructuras con tendencia original NW-SE, se reacomodaron concéntricamente respecto al diapiro.

En las Sierras El Aguaje y Las Playas, que bordean las partes occidental y meridional de la SG, la Formación El Abra se presenta cabalgando sobre la Formación Cárdenas. Asociadas a esta cabalgadura se observan imbricaciones en la Formación El Abra; a este conjunto de estructuras se les denomina aquí la Cabalgadura El Aguaje.

En la parte central de la SG existe una meseta en donde fueron labradas grandes estructuras cársticas o poljes (Wencens, 1973). La parte central de esta meseta tiene forma burdamente elíptica, con el eje mayor de 10 km de longitud orientado al NE-SW y el menor de 8 km. En una parte de la meseta aflora una brecha calcárea pre-oligocénica, interpretada aquí como producto del asentamiento o colapso causado por la disolución de la cúpula del diapiro. A su vez, en esta brecha se formaron múltiples estructuras de disolución, lo que indica carsticidad multiepisódica durante el Terciario tardío y, posiblemente, el Cuaternario.

Un cuerpo mayor subvolcánico, el Cerro San Cristóbal (K-Ar=  $31 \pm 2$  Ma; Mujica y Albarrán, 1983), así como apófisis de éste y diques de composición riolítica están distribuidos en toda la parte central de la meseta y en las márgenes occidental, norte y oriental de la SG. Estas estructuras intrusionan tanto a la brecha calcárea y al yeso en la meseta, como a la caliza masiva y estratificada afuera de ésta. Se cree que todos

estos cuerpos intrusivos se enlazan a un plutón que representa a una cámara magmática que existió a mayor profundidad.

Geobarometría en inclusiones fluidas en el granito del Cerro San Cristóbal indica una profundidad de emplazamiento entre 1600 y 2,200 m (Chrissoulis y Wilkinson, 1983). La columna de brecha calcárea y/o caliza que cubría a la masa granítica fué removida en los últimos 31 Ma, lo que significa un ritmo de erosión muy rápido, sólo explicable por la gran facilidad de disolución de la brecha calcárea de colapso y de las calizas y evaporitas que alojaron a la masa granítica. Los grandes poljes y numerosas estructuras cársticas menores evidencian esa enorme actividad erosiva. Se cree que el carst de la SG actualmente está inactivo, dado que la precipitación media anual de la región es de sólo 500 mm. Otra evidencia de lo anterior es que algunas dolinas interconectadas se observa relleno parcial, lo que es signo de un carst fósil.



## ABSTRACT

The Sierra de Guadalcázar (SG) is 80 km NE from the city of San Luis Potosí, México. The sedimentary sequence exposed there, consists of the Neocomian-Aptian evaporitic Guaxcamá Formation at the base, followed by the El Abra Formation, made up of dolomites and limestones accumulated in the foreereef, reef, and lagoonal environments associated to a large calcareous platform. In this region, the El Abra Formation has an age that varies from late Aptian to Santonian. At the top this unit, and separated by a sharp contact, rests a thin sequence of argillaceous limestones and shales of the Soyatal Formation (early Campanian). The youngest sedimentary marine unit is the late Campanian-Maastrichtian Cárdenas Formation, composed by a sequence of interlayered sandstones and shales.

The SG is a major anticline formed during the Laramide Orogeny, that was modified by the diapiric intrusion of the anhydrites of the Guaxcamá Formation. Eventhough, the evaporites should have been emplaced in the core of the structure since the early stages of the orogeny, its upward movement as a diapir, continued after the cessation of the compression, as a consequence of the plastic behavior of the evaporites. Therefore, the original trend (NW-SE) of the Laramide structures was reaccomodated in a near concentric pattern around the diapir. In the Sierras El Aguaje and Las Playas, located west and south of the SG, the El Abra Formation is thrustted on top of the Cárdenas Formation; this structure is named the "Cabalgadura El Aguaje".

In the central part of the SG exists an elevated meseta which contains large karstic structures (Wencens, 1973). The Realejo Meseta has a broad elliptical form, with its major axis 10 km long, oriented NE-SW, and the minor is 8 km long. The rock that crops out is a pre-Oligocene calcareous collapse breccia. Karstic structures were sculptured in the collapse breccia during the late Tertiary and, probably, during the Quaternary. Therefore, the karst of SG was developed during several stages.

The mid-Tertiary (K-Ar = 31 + 2 Ma, Mujica y Albarrán, 1983), subvolcanic granite of Cerro San Cristóbal and several other minor intrusions were emplaced in the El Realejo Meseta and in the western, northern and eastern margins of the SG. These felsic rocks intruded the collapse breccia and the evaporites in the meseta, and reef limestones elsewhere. It is believed that all these isolated intrusive bodies are connected at depth to a major pluton.

Geobarometry in fluid inclusions in the granite of Cerro San Cristóbal indicates a depth of emplacement in the range 1600-2000 m (Chrissoulis and Wilkinson, 1983). Therefore, during the last 31 Ma, a cover of 1.6-2.0 km was removed by erosion. This

erosion rate can only be explained by the large solubility of the collapse breccia and reef limestones that hosted the granite. The large poljes and countless karstic features are evidence of this unusually fast erosive activity. It is believed that karstic activity in the area is not active today, as the annual rainfall is only 500 mm. Additional evidence is that some sinkholes are being filled, which is diagnostic of paleokarst.

## INTRODUCCION

### Ubicación del área y antecedentes

La SG está situada en la parte centro oriental de la República Mexicana, a 80 km al NE de la ciudad de San Luis Potosí y ocupa un área aproximada de 270 km<sup>2</sup> (Figura 1). Geológicamente, el área estudiada está en la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP; Figura 2).

En el área de estudio aflora una secuencia mesozoica de rocas sedimentarias marinas, que de la base (Aptiano) a la cima (Campaniano-Maestrichtiano) incluye a las formaciones Guaxcamá, El Abra, Soyatal y Cárdenas. Las rocas cenozoicas de la SG incluyen a una brecha calcárea, a varios intrusivos graníticos del Terciario medio y afloramientos aislados de una toba cuaternaria denominada Pumicita del Desierto (Tristán y Labarthe, 1979).

Las descripciones de las características litológicas de las formaciones El Abra (El Doctor) y Cárdenas dentro del área de estudio son muy confusas (Urías, 1963), o muy generales (Alonso, 1981). Por otro lado, los datos correspondientes a las rocas ígneas, depósitos de grava con placeres de estaño, y algunas observaciones relacionadas a las depresiones cársticas hechas por Fries y Schmitter (1948) son de gran lucidez. El único inconveniente del trabajo de estos autores, es que a causa de sus objetivos (evaluación del potencial económico de los placeres de estaño en la región) es muy local.

Las características litológicas de Formación El Abra en las regiones al W y SW del área de estudio (Aranda y Labarthe, 1977; Zárate, 1977; Cserna y Bello, 1963; Labarthe y Tristán, 1978) permiten visualizar un ambiente de margen de plataforma en el que la sedimentación ocurrió sobre una rampa (Figura 3), lo que ocasionó la formación de estructuras penecontemporáneas, y el emplazamiento de bloques exóticos (olistolitos) que contienen fósiles característicos de zonas arrecifales (principalmente rudistas) dentro de rocas de cuenca. En otras regiones (Figuras 1 y 2), como en Río Verde-Tamasopo (Bonet, 1952, 1956), Tamazunchale (Bondelos et al. 1956), Sierra de Alvarez (Cserna y Bello, 1963; Labarthe y Tristán, 1978), y Sierra del Coro (Aranda y Labarthe, 1977; Zárate, 1977), la Formación Soyatal se acuña contra la plataforma y se caracteriza porque en ella empiezan a ser abundantes los sedimentos terrígenos. Esto significa que en la época de su depósito se inició el relleno de la cuenca en su parte más externa. Sólo al tiempo de la acumulación de los sedimentos de la Formación Cárdenas (Campaniano sup.-Maestrichtiano), comenzó la transgresión del material terrígeno sobre la parte interna de la plataforma.

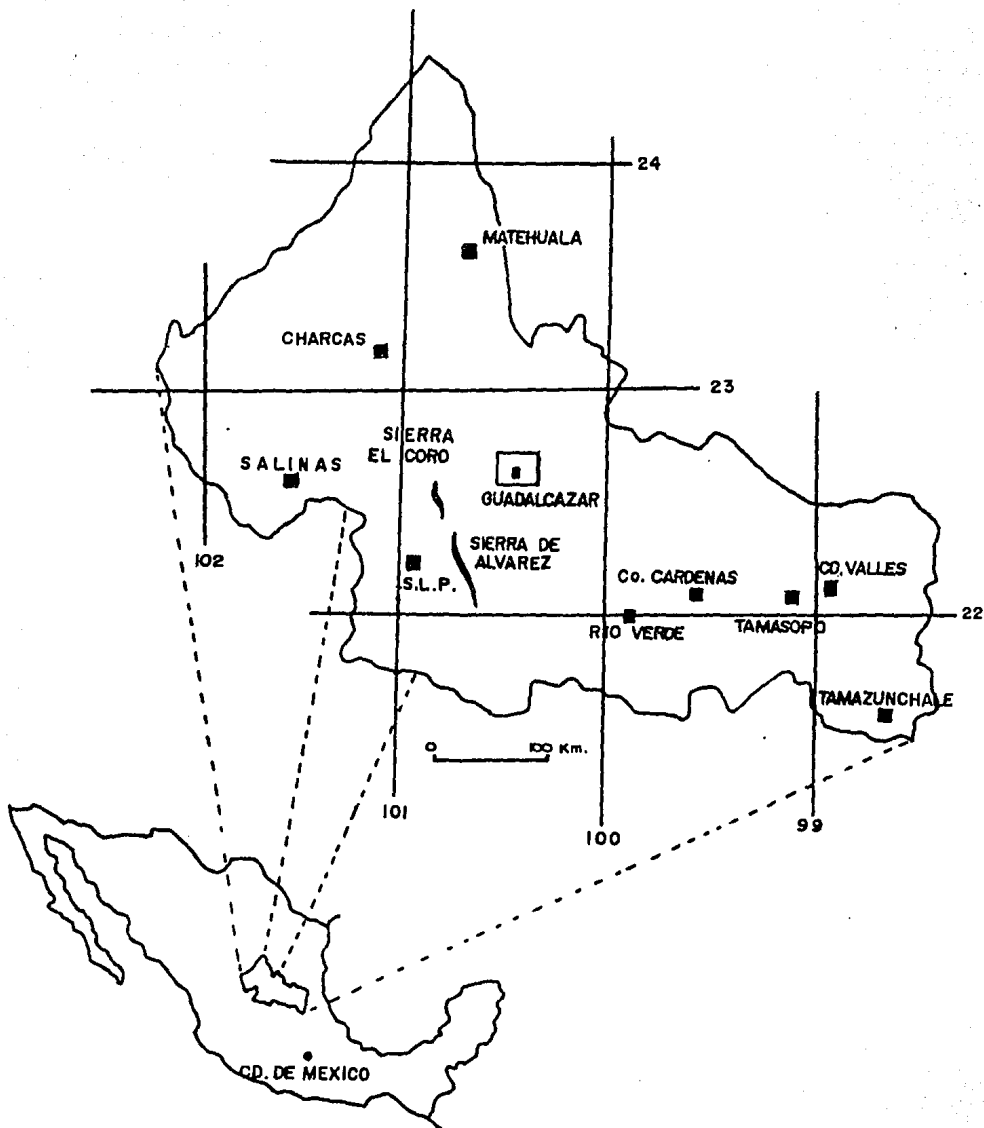


Figura 1. Mapa de localización e índice de localidades.

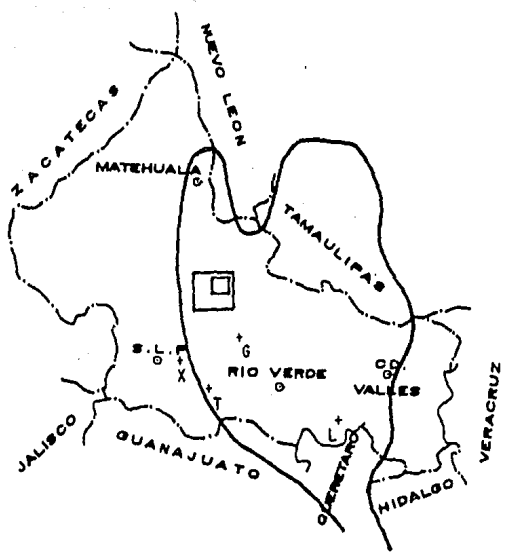


Figura 2. Ubicación del área de estudio en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo, 1971).

(Pozos perforados por PEMEX + X = Xococonxtle

T = Tolentino

G = Guaxcamá

L = Lagunillas

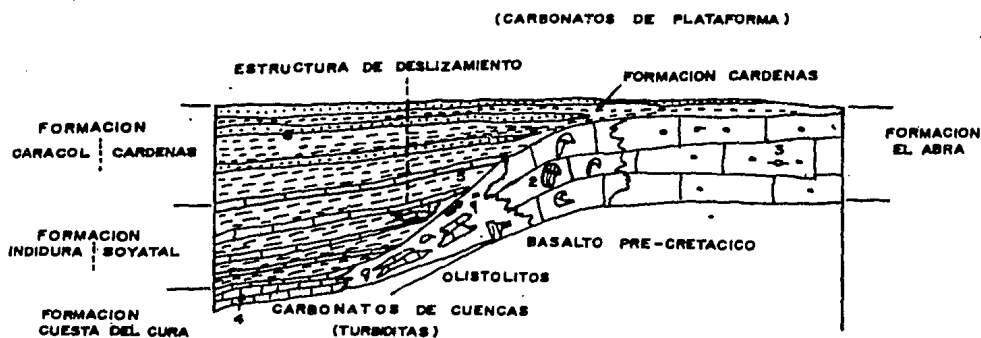


Figura 3. Esquema que muestra los diferentes ambientes sedimentarios y las litologías resultantes en la margen occidental de la plataforma Valles San Luis Potosí. clave: 1. Olistolito, 2. Rudista, 3. Caliza de plataforma con miliólidos, 4. Caliza de cuenca (turbiditas), 5. Calizas y lutitas, 6. Lutitas y Areniscas.

El patrón general de las estructuras laramídicas regionales (NW-SE) en las rocas de plataforma cambia a la latitud de la SG (Carrillo, 1971), pues al norte de la misma, las estructuras toman un rumbo N-S (Figuras 4 ). Al parecer, en esa región hay una discontinuidad estructural de rumbo aproximado E-W y se piensa que este rasgo corresponde a una falla de carácter profundo, pues a ella se asocia volcanismo alcalino que transportó a la superficie xenolitos del manto y de la base de la corteza (Aranda, 1982; Aranda, Luhr y Pier, en prensa).

### Definición del problema y objetivos

La SG presenta dos particularidades importantes que a la fecha permanecen inexplicadas y que constituyen los temas centrales de este estudio: una es su forma anómala en comparación de las estructuras regionales (Figuras 4 y 5) y otra es la presencia de un extenso altiplano en su centro, en el que aflora una enorme cantidad de brecha calcárea.

El hecho de que en la SG se trunquen o se curven las estructuras regionales (Figura 5) sugiere una posible deformación post-laramídica (?). Las hipótesis que se han propuesto para explicar la anomalía estructural no han tomado en cuenta a la sierra en su conjunto, ni están suficientemente documentadas. Las hipótesis son dos: 1).- La que asigna la deformación al afecto del intrusivo San Cristóbal (Wittich y Ragotzy, 1920; Urías, 1963; Alonso, 1981), y 2).- La que considera el efecto del emplazamiento de las evaporitas de la Formación Guaxcamá (Carrillo, 1971).

Wittich y Regotzy (1920) interpretaron al intrusivo San Cristóbal como un lacolito y señalaron que la SG refleja el emplazamiento de este cuerpo intrusivo. Sin embargo, Fries y Schmiter (1948) señalaron que la inclinación que presentan las calizas en la zona de contacto con el intrusivo sugiere que se trata de un tronco o stock granítico y no de un lacolito. Por otro lado, Urías (1963) consideró que el extremo meridional de la SG está formado por un anticlinal y un sinclinal con ejes buzantes, cuya tendencia general es NNW-SSE, y que por efecto del emplazamiento del tronco granítico, los ejes de los pliegues muestran ondulaciones.

Carrillo (1971) consideró a la SG como un arco estructural con forma elíptica, cuyo eje mayor (NNW-SSE) tiene 40 km y el menor 30 km. Este mismo autor señaló que algunas estructuras en la parte meridional de la sierra tienen ejes cóncavos hacia el centro de ella, e indicó que posiblemente las evaporitas de la Formación Guaxcamá modificaron el acomodo de las estructuras laramídicas.

Wencens (1973) consideró que el Altiplano de El Realejo, se formó a partir del Terciario medio por un levantamiento de la región, lo que originó el hundimiento

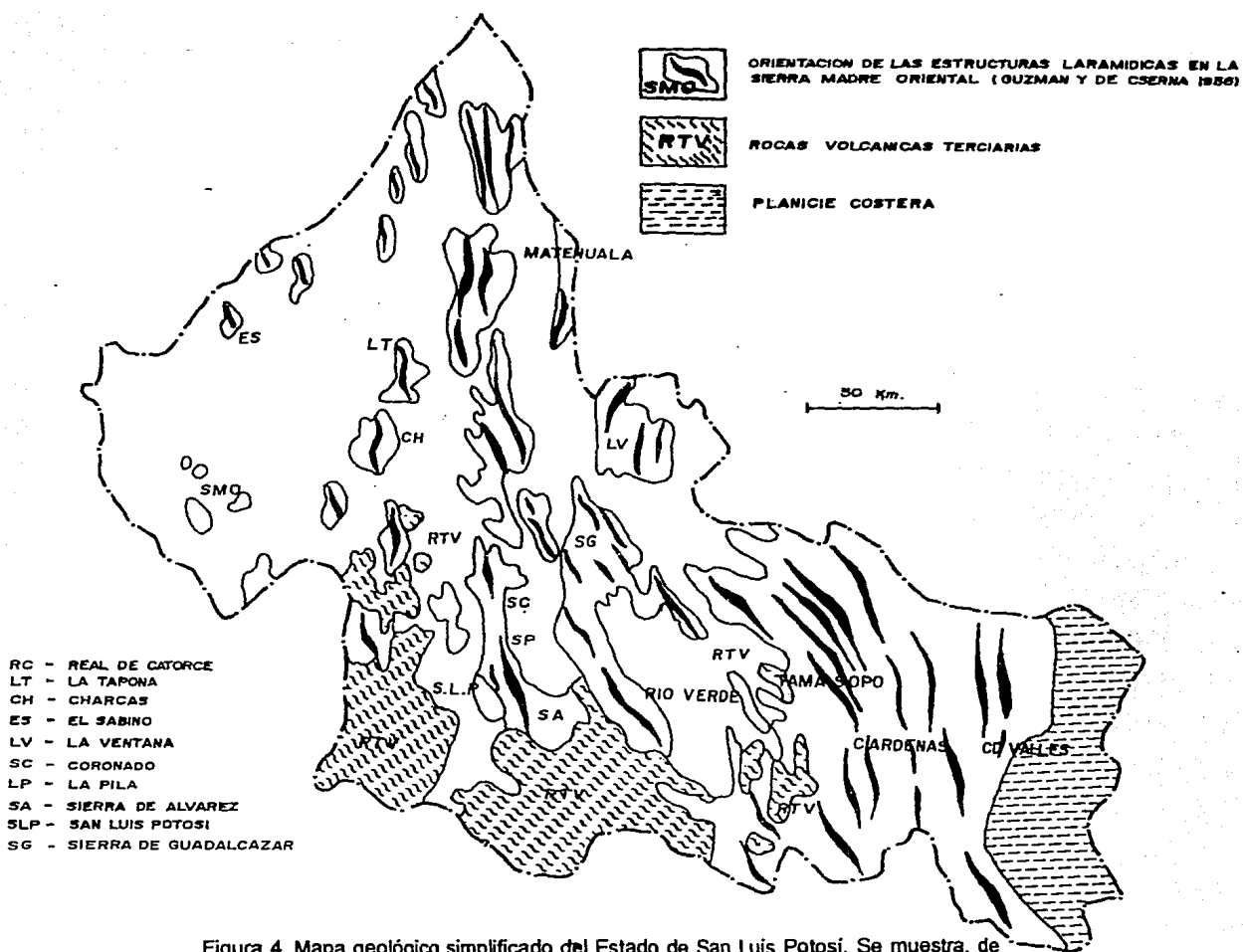


Figura 4. Mapa geológico simplificado del Estado de San Luis Potosí. Se muestra, de manera diagramática la orientación de las estructuras laramídicas en las rocas mesozoicas. Nótese el cambio de rumbo en las estructuras al norte de la SG.



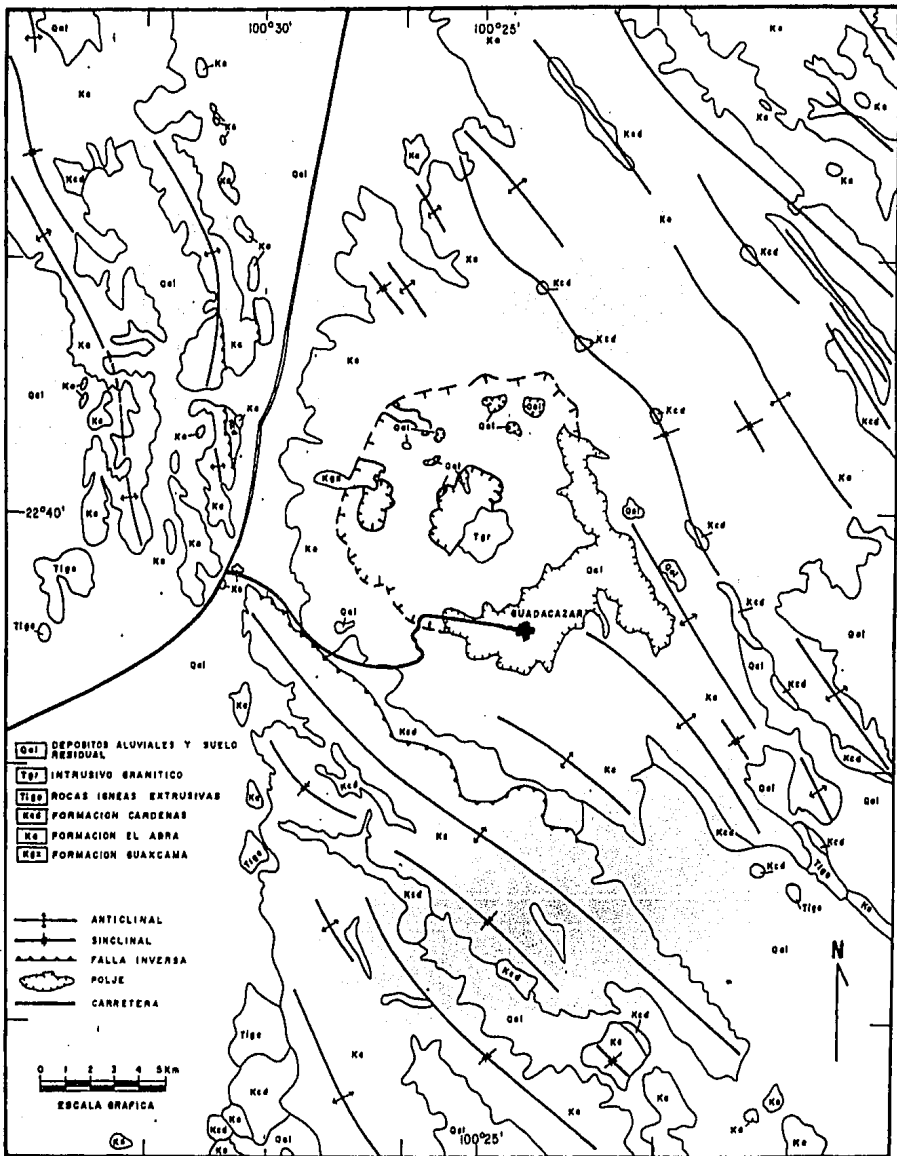


Figura 5. Estructuras regionales adyacentes a la Sierra de Guadalcázar.

relativo del nivel freático, causando la disolución y formación durante el Mioceno y Plioceno de numerosas cavernas y dolinas, formándose así dos grandes poljes: uno en la cima de la sierra (Altiplano de El Realejo), y el otro en el área de Guadalcázar-Abrego, al sur de ella. También señaló que los poljes sufrieron levantamientos diferenciales a fines del Plioceno, como efecto de dislocaciones tectónicas.

Las hipótesis que se han propuesto para explicar la brecha calcárea que aflora en la parte central de la sierra son las siguientes: Pérez-Larios (1958) interpretó la brecha como la expresión de un arrecife mesozoico y afirmó que su forma actual representa los restos de su disolución. Martín del Campo (1959) atribuyó su existencia al efecto de la intrusión granítica.

Urías (1963) consideró que su origen es sedimentario y que puede correlacionarse con los denominados "lechos rojos" del Terciario inferior descritos por Edwards (1956). Alonso (1981) la interpretó como una brecha de colapso, formada por efecto de la disolución de las calizas de la Formación El Abra. Por último, Wencens (1973), que fué quien estudió los fenómenos cársticos que se presentan en la región, no considera la presencia de la brecha calcárea en la formación del altiplano y únicamente se refiere a las gravas graníticas que rellenan parcialmente los poljes.

### **Materiales y métodos**

Se cree que ni el origen de la brecha, ni la naturaleza de la estructura de la SG han sido establecidos porque los trabajos previos fueron enfocados de manera muy local, con fines mineros principalmente (e.g. Wittich y Ragotzy, 1920; Foshag y Fries, 1942; Fries y Schmitter, 1948), o bien, fueron de carácter muy regional como los trabajos de Carrillo (1971), Alonso (1981) y Betanzos (1984). Por lo tanto, para esta investigación se seleccionó un área que permitiera estudiar a la SG dentro de su contexto estructural y que, a su vez, pudiera ser investigada con suficiente detalle para resolver la estratigrafía local, clave para entender la estructura y evolución geológica del área. El método empleado consistió en compilación y revisión crítica de los trabajos previos. Posteriormente, en base a este análisis, se definió el área de estudio, la cual fué cartografiada, empleando como base fotografías aéreas verticales a escala 1:25,000. La información recabada en el campo se vació en un plano topográfico a escala 1:25,000, elaborado a partir de una ampliación de la hoja topográfica 1:50,000 Guadalcázar (DETENAL, 1977). Durante la verificación de campo se colectaron muestras de roca y macrofósiles. Algunas de las rocas fueron estudiadas al microscopio empleando láminas delgadas. Los macrofósiles fueron identificados en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, bajo la dirección

de la Dra. Gloria Alencaster. Por último, se procedió a la redacción de este informe, que resume los resultados obtenidos.

## ESTRATIGRAFIA

La secuencia litológica que aflora en la SG está representada diagramáticamente en la columna D de la Figura 6. El registro litológico inicia con las evaporitas de la Formación Guaxcamá (Aptiano) que representan una transgresión marina sobre el área que después ocuparía la PVSLP. El depósito de rocas carbonatadas de plataforma comenzó en el Aptiano superior o Albiano inferior y en algunos lugares se prolongó por cerca de 29 Ma, hasta el Campaniano, logrando acumularse espesores de hasta 1800 m de rocas características de aguas someras. A este grueso paquete de estratos calcáreos se le conoce como Formación El Abra. En la zona de talud, en el borde occidental de la plataforma, se inició la acumulación de material terrígeno de la Formación Soyatal desde el Turoniano, evento que culminó durante el Campaniano con el depósito de terrígenos sobre el resto de la PVSLP. Las condiciones de aguas limpias, poco profundas y tibias que prevalecían en la plataforma y que favorecían la vida marina en los arrecifes, cambiaron dramáticamente cuando el arribo de terrígenos enturbió las aguas. Esto inhibió la vida en los arrecifes, produciéndose la alternancia característica de calizas y lutitas de la Formación Soyatal. Durante el Campaniano superior el flysch de la Formación Cárdenas comenzó a depositarse sobre toda la PVSLP. Este último evento sedimentario marino concluyó durante el Maestrichtiano, cerrándose así el ciclo de acumulación sobre la PVSLP.

### Formación Guaxcamá

Esta unidad litoestratigráfica fue introducida de manera informal en 1965 por Martínez-Pérez, J. (en Carrillo-Bravo, 1971). Su localidad tipo se encuentra en el poblado de Guaxcamá, S.L.P., a 50 km de la SG. Es una secuencia evaporítica, formada por anhidrita y yesos bandeados con textura cristalina, de color gris claro a oscuro. Ocasionalmente se observan intercalaciones de capas de dolomía y, rara vez, de material arcilloso. En su parte superior, subyaciendo a la Formación El Abra, presenta una secuencia delgada de rocas dolomíticas, que cambia transicionalmente a estratos calcáreos. Dado que se presenta en forma de diapiros, el espesor de la Formación Guaxcamá es muy incierto. El pozo Lagunillas 1, perforado por PEMEX 150 km al SE de la Hoja Guadalcazar (Figura 2), cortó 6100 m de evaporitas sin lograr atravesarlas, espesor que sin duda no es estratigráfico sino tectónico.

PERIODO	EPOCA	EDAD	A	B	C	D	E	
								CUATER-MARIO
TERCIARIO	SUPERIOR	RECIENTE	AHUICHILA		ALUVION	ALUVION		
		PLEISTOCENO			BASALTO	PUMICITA		
		PLIOCENO			CONSLOMERADO			
	INFERIOR	MIOCENO						
		OLIGOCENO				RIOLITAS		INTRUSIVO
		EOCENO						BRECHA DE COLAPSO
		PALEOCENO						
CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO	CARDENAS	CARDENAS	CARDENAS	LUTITAS		
		GOLFIANA	CAMPAÑIANO	CARACOL	TAMASOPO	SOYATAL	TAMUIN MBR	
			SANTONIANO				MENDEZ	
			CONIACIANO				SAN FELIPE	
			SAN FELIPE				SAN FELIPE	
	TURONIANO	INDIDURA	SOYATAL	SOYATAL	SOYATAL			
	INFERIOR	CENOMANIANO	CUESTA DEL CURA	ABRA	CUESTA DEL CURA	ABRA	ABRA	
		COANACHEANO	SUPERIOR					
			MEDIO					
			INFERIOR					
		APTIANO	TAMAULIPAS SUP.	GUAXCAMA	LA PEÑA	GUAXCAMA	GUAXCAMA	
		NEOCONIACIANO	BARREMIANO	OTATÉS				
			HAUTERIVIANO	TAMAULIPAS INF.				TAMABRA Y TAMAULIPAS INF.
VALANGINIANO								
BERRIASIANO						OTATÉS		
TARAISES					TAMAULIPAS INF.			

A... CUENCA MESOZOICA DEL CENTRO DE MEXICO, M. A. KULP (1961).

B... MARGEN OESTE DE LA PLATAFORMA VALLES - S. L. P., CARRILLO B. (1971).

C... HOJA VILLA ARISTA ZARATE M. (1977).

D... AREA DEL PRESENTE ESTUDIO, J. R. TORRES (1989)

E... PORCION ESTE DE LA PLATAFORMA VALLES - S. L. P., AGUAYO C. (1978).

TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA

Figura 6.

La edad de esta formación fué determinada por microfósiles como del Hauteriviano al Aptiano, por lo que se correlaciona con las formaciones Tamaulipas inferior y Cupido (Betanzos, 1984). La fauna reportada incluye: *Dictyoconus sp.*, *Colomiela sp.*, *Orbitolina sp.*, *Glomospira sp.*, e *Hiperamina sp.* En los pozos Colmena 1 y Agua Nueva 1, sobreyace a sedimentos de cuenca (?) del Berriasiano. En el pozo Tula, a sedimentos del Jurásico medio, y a lechos rojos en el pozo Guaxcamá 1 (Figura 2).

### Formación El Abra

Esta formación fué introducida informalmente por Garfias (1917) y formalmente por Kellum (1930). Este último autor le dió el nombre de Formación El Abra y reconoció en ella dos facies: la facies Taninul (de rudistas) y la facies de Miliolina. Muir (1936) y Heim (1940) emplearon el término facies El Abra para designar a la facies de Miliolina de Kellum (Carrillo-Bravo, 1971). La localidad tipo de la facies arrecifal, o facies Taninul, está en la estación El Abra, a 9.4 km al oriente de Ciudad Valles, SLP, sobre la vía del ferrocarril Tampico-San Luis Potosí. Por su semejanza con las rocas productoras de hidrocarburos en la Faja de Oro del Estado de Veracruz (Kellum, 1930; Muir, 1936), la Formación El Abra ha sido extensamente estudiada en su localidad tipo. Estos estudios posteriores a su definición establecieron, de una manera mas clara, la relación de facies y su historia diagenética (Griffith *et al.*, 1969; Enos, 1974; Aguayo, 1978). Así se dilucidó que en la Sierra del Abra sólo afloran dos facies: una de borde de plataforma (facies Taninul) y la otra de ambiente lagunar o post-arrecifal (facies El Abra).

Willson y colaboradores (1955) en su estudio del banco calcáreo de El Doctor, situado en la parte oriental del Estado de Querétaro (Figura 2), establecieron cuatro facies que representan ambientes de depósito entre la cuenca y el post-arrecife, y llamaron a este conjunto litológico Formación El Doctor. Ellos establecieron una equivalencia entre la facies arrecifal de la Formación El Doctor con la facies Taninul de la Formación El Abra de Heim (1940). Desde entonces, el nombre de Formación El Doctor se ha usado para describir a las rocas de plataforma de la parte centro-oriental de México por desconocerse la extensión antaño de elementos paleogeográficos (*e.g.* Cserna y Bello, 1963; Garza-Blanc, 1978), conservándose el nombre de Formación El Abra para el mismo tipo de rocas en la región de Tamaulipas y Veracruz.

En una excelente síntesis de los estudios realizados hasta entonces Carrillo-Bravo (1971) trazó los límites de una extensa área de más de 48,000 km<sup>2</sup> en donde se han reconocido rocas de plataforma (Figura 2). A este conjunto lo llamó la PVSLP. La

Sierra del Abra se ubica en el borde oriental de la plataforma, mientras que el banco calcáreo de El Doctor y otras áreas arrecifales pequeñas, están separadas de ella (Figura 2). Actualmente, el nombre de Formación El Abra es el que más se utiliza. Una historia semejante se puede decir de las rocas calcáreas de cuenca, correlacionables con los sedimentos de plataforma y con las unidades que las sobreyacen, aunque el trabajo reciente de síntesis estratigráfica de Ross (1979) está propiciando la unificación en la nomenclatura de las facies de la cuenca (i.e. Formación Tamaulipas).

En el area estudiada, la Formación El Abra presenta características litológicas de zona arrecifal, de margen de arrecife y de laguna post-arrecifal. En el área no se encontró sección alguna en donde aflore la base de esta formación. Sin embargo, en el Altiplano del Realejo (Localidad A, Figura 7), en bloques que "flotan" en la brecha de colapso, se colectó fauna de caprinidos (*Planocaprina sp.*, *Coalcomana sp.* y *Caprinuloidea sp.*) que señalan una edad mínima entre el Aptiano tardío y el Albiano temprano (*Planocaprina sp.*) para el inicio de la sedimentación carbonatada en esta parte de la plataforma.

En la secuencia levantada por el diapiro de Nuñez, partiendo del puerto La Trinidad, y siguiendo la terracería al margen del arroyo La Bandola (Localidad C, Figura 7) se observó, en la base del afloramiento de la Formación El Abra, un delgado horizonte de dolomías, que pasa transicionalmente a calizas masivas con abundantes fósiles de radiolíticos entre los que se pudo reconocer *Sauvagesia sp.* (?). A partir de esta capa, se observó una alternancia de grupos de estratos muy fosilíferos y otros en los que no se presenta macrofauna. En estos últimos estratos hay abundantes estilolitas (Figuras 8 y 9), concordantes con la estratificación, que se entrelazan y abarcan todo el espesor de los estratos; ahí también se observan algunas estilolitas tectónicas, en posición perpendicular y oblicua a la estratificación. Hacia arriba en la secuencia, los horizontes con fósiles abundantes alternan con estratos que presentan nódulos y lentes de sílice gris claro o morado oscuro y aún negro, entre los que se intercalan horizontes arcillosos. Luego existe un horizonte de estratos masivos de mudstone calcáreo de grano muy fino, que engloban a estructuras de forma arriñonada que son puestas de relieve por la erosión cárstica. Sobre este horizonte nuevamente se presentan las capas ricas en fósiles, con estratificación gruesa a masiva. En ellas, los fósiles son principalmente rudistas (*Durania sp.*), aunque aisladamente también se observaron algunos corales. En la cima de la secuencia, los estratos se caracterizan por presentar numerosos gasterópodos (*Actaeonella sp.*) y algunos corales. Cerca del contacto con las formaciones Soyatal ó Cárdenas, se halla un horizonte rico en ostras (Figura 10), entre las que se recolectó un ejemplar de *Picnodonte sp.* Una



FM. GUAXCAMA

F.M. EL ABRA

BRECHA DE COLAPSO

F.M. SOYATAL

INTRUSIVO GRANÍTICO

ROCA VOLCANICA FELSICA

MATERIAL ALUVIAL

A  
LOCALIDAD FOSILIFERA

EXPLICACION EN EL TEXTO

Figura 7. Localidades fosilíferas en la Sierra de Guadaluázar.



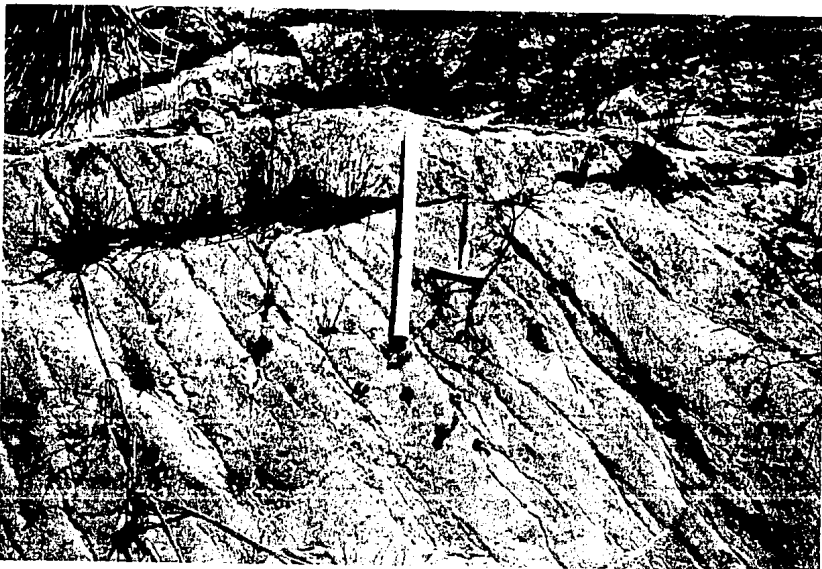


Figura 8. Aspecto característico de la Formación El Abra, mostrando su naturaleza masiva y la abundancia de líneas estilolíticas.

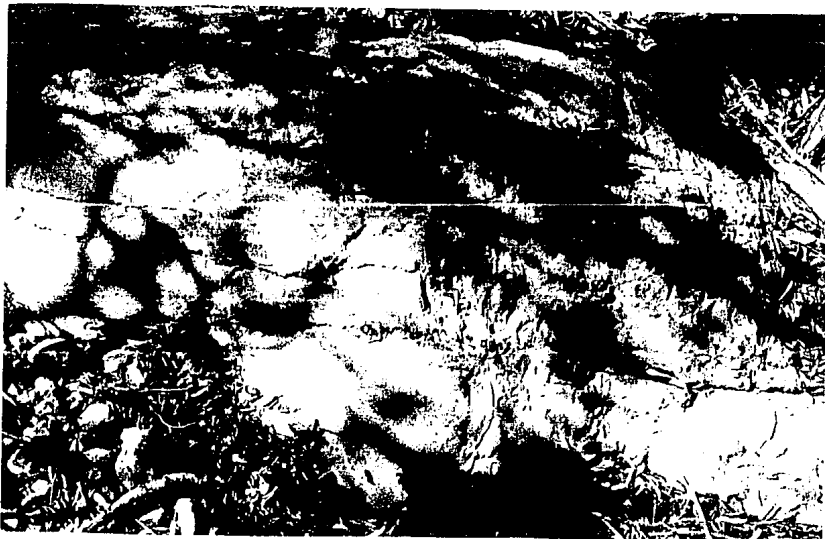


Figura 9. La Formación El Abra puede presentarse con estratificación media a gruesa, o masiva. En algunos lugares son comunes los horizontes con nódulos de sílice y las estilolitas concordantes y/o discordantes con la estratificación.

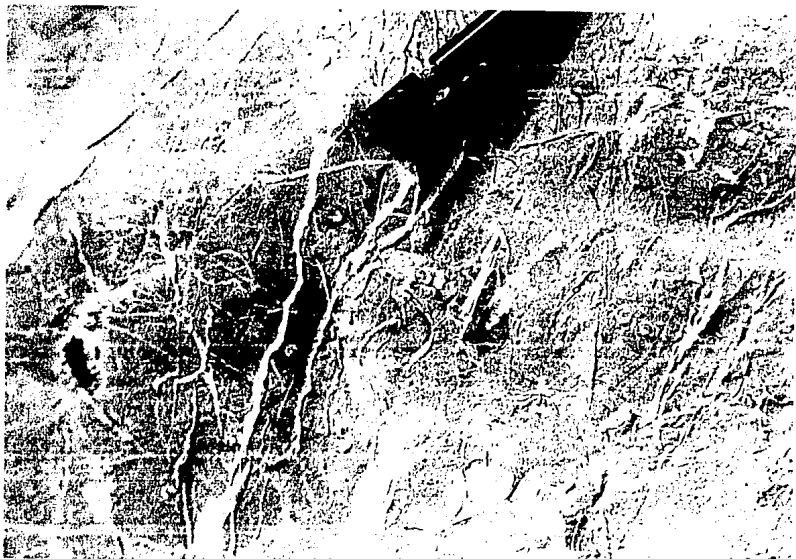


Figura 10. En algunos lugares, la cima de la Formación El Abra se caracteriza por la presencia de estratos con ostras abundantes, tanto en ejemplares completos como fragmentados.

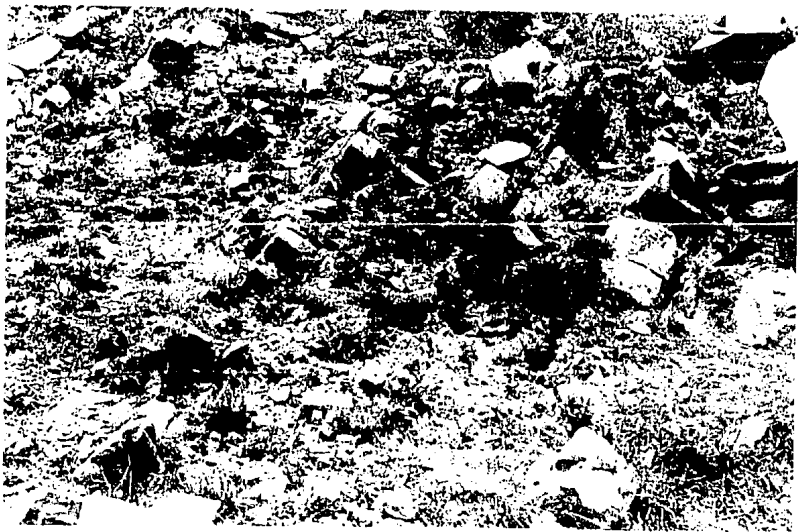


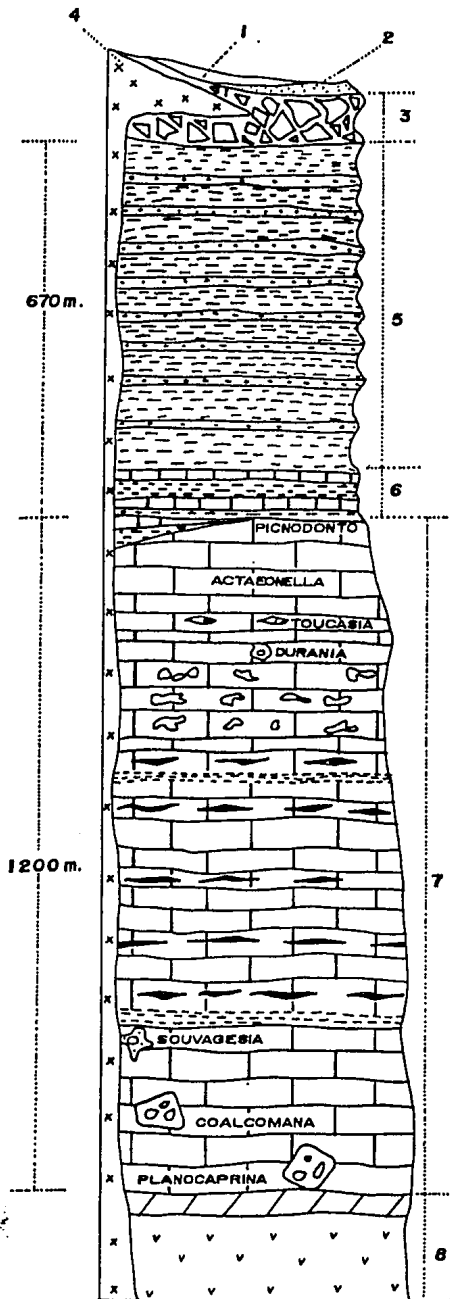
Figura 11. Aspecto característico de la base de la Formación Soyatal. Las calizas arcillosas disminuyen en frecuencia y espesor hacia la cima, con el aumento consecuente de material terrígeno.

alternancia de capas ricas en terrígenos y estratos calcáreos marca la cima de la Formación El Abra y la base de la Formación Soyatal (Figura 11). Esta secuencia y los espesores estimados están representados en la columna compuesta de que se presenta en la figura 12.

Frente al poblado de Charco Blanco, muy cerca del entronque de la Carretera Federal 85 con la carretera que conduce a Guadalcázar (Localidad D, Figura 7), en un corte de la Carretera Federal 85, se observa un horizonte con abundante *Toucasia sp.* y, sobre él, estratos con gran cantidad de miliólidos. Es decir, en esta parte se observan condiciones lagunares, dado que los fósiles mencionados son característicos de este ambiente. El alcance estratigráfico de la Formación El Abra en la SG, con las reservas anotadas en la página 17, línea 7, se puede considerar bien definido en su base, con la presencia de *Planocaprina sp.*, característica del Aptiano superior y Albiano inferior. La asociación de fósiles *Planocaprina sp.*, *Coalcomana sp.* y *Caprinuloidea sp.*, sin que al parecer se presenten radiolíticos ni otros organismos asociados a ellos, puede interpretarse que los caprínidos fueron la fauna dominante desde el Aptiano hasta la mitad del Albiano.

Durante esta investigación no se recolectó microfósil índice del Turoniano alguno, pero geólogos de PEMEX (Betanzos, 1984) realizaron un muestreo exhaustivo en el área y pudieron localizar, mediante microfósiles (*Calciesferúlidos chicos*), afloramientos de esta edad en la Sierra del Aguaje, situada al sur del poblado de Aguaje de los García (Lámina 1). También por microfósiles los geólogos de PEMEX determinaron que la cima de los afloramientos calcáreos tienen un alcance del Coniaciano al Santoniano en casi toda el área; es decir, del Cretácico superior (contienen ya sea *Valvulina sp.*, *Pseudocyclamina sp.*, o *Thalmaninella sp.*, según el ambiente o biozona que representan). Este alcance estratigráfico para la cima de la Formación El Abra la corrobora parcialmente la presencia de *Picnodonte sp. (?)*, el cual es representativo del Santoniano-Maastrichtiano (Myers 1973). En la SG, Betanzos (1984) cartografió como Formación Tamasopo inferior a las calizas del Turoniano y como Tamasopo superior a las del Coniaciano-Santoniano. Este autor no señala los criterios litológicos que permiten hacer esta separación entre las unidades del área. En el presente estudio, se utiliza el nombre de Formación El Abra para toda la secuencia calcárea de plataforma del Aptiano al Santoniano.

El alcance temporal de la Formación El Abra en la SG es muy amplio (Aptiano-Santoniano) en comparación con la edad que se le ha asignado en zonas adyacentes ubicadas al W y SW de la SG. Esta situación se ilustra en las columnas B y C de la tabla de correlación estratigráfica (Figura 6). La columna estratigráfica generalizada



1.- ALUVION Y MATERIAL RESIDUAL

2.- FUMCITA, TOBA FUMCITICA MUY FINA DEPOSITADA POR EL VIENTO, COLOR BLANCO MUY CARACTERISTICO, SE ENCUENTRA ESPACIADA POR TODA EL AREA EN LAS DEPRESIONES.

3.- BRECHA DE COLAPSO (OLIGOCENO INF. MED.) MATERIAL CALCAREO INTENSAMENTE BRECHADO Y AISLADOS BLOQUES DE YESO SIN ORDEN NI CLASIFICACION ALGUNA. LOCALMENTE SE PRESENTA RETRABAJADA.

4.- INTRUSIVOS SAN CRISTOBAL (31 ± 2 m.d.), DOMOS ENDOGENOS Y PEQUEÑOS CUERPOS INTRUSIVOS (DIGUES, APOFISIS, ETC...) DE COMPOSICION GRANITICA, AMPLIAMENTE DISTRIBUIDOS EN EL ALTIPLANO DE LA SIERRA

5.- FORMACION CARDENAS (OAMPA-MAESTRICH.), SECUENCIA TIPO FLYSCH CARACTERIZADA POR UNA ALTERNANCIA DE LUTITAS Y ARENISCAS PREDOMINANDO LAS PRIMERAS.

6.- FORMACION SOYATAL (CAMPANIANO INFERIOR) SECUENCIA DE CALIZAS Y LUTITAS, EN LA QUE GRADUALMENTE HACIA LA CIMA DESAPARECEN LOS ESTRATOS CARBONATADOS.

7.- FORMACION EL ABRA (APTIANO SUP. ? SANTONIANO) CALIZAS ARRECIFALES CON ABUNDANTES FOSILES. PRINCIPALMENTE RUDITAS GASTEROPODOS Y CORALES SON MENOS COMUNES Y SOLO SE OBSERVAN EN ALGUNOS HORIZONTES. EN LA PARTE SUPERIOR SE PRESENTA UN HORIZONTE CON ABUNDANTES OSTREAS, LOS ESTRATOS FOSILIFEROS SE ALTERAN CON ESTRATOS CON NOCULOS DE PEDERHAL.

8.- FORMACION QUAXCAMA (APTIANO) SECUENCIA EVAPORITICA QUE AFLORA EN FORMA DE DIAPIRO EN LA PARTE OESTE DEL ALTIPLANO EL REALEJO EN LOS ARROYOS QUE DRENAN ESTA PARTE DE LA SIERRA.

( MUJICA Y ALBARRAN 1973 )

## COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DE LA SIERRA DE GUADALCAZAR

( J.R. TORRES 1994 )

Figura 12.

para el borde occidental (columna B) de la PVSLP (Carrillo-Bravo., 1971) muestra una interrupción en el depósito de sedimentos carbonatados de plataforma durante el Turoniano, al tiempo que en la cuenca se acumulaba la secuencia calcáreo-arcillosa de la Formación Soyatal. Las razones expuestas por (Carrillo-Bravo., 1971), y antes por Cserna y Bello (1963), son que la Formación Soyatal se acuña contra la plataforma y en la mayor parte de su margen occidental sólo se presenta como horizontes delgados de hasta 6 m de espesor, o bien no se presenta (Cserna y Bello, 1963). Inmediatamente al oeste, en la cuenca o sobre la zona pre-arrecifal, la Formación Soyatal tiene espesores reportados que pasan de 200 m (Labarthe y Tristán 1978; Zárate, 1977). Los autores citados consideraron que estos acuñaientos probablemente se deben a dos causas: La primera es un posible levantamiento general de la región a fines del Turoniano, que erosionó parte de la Formación Soyatal. La segunda, un descenso del nivel del mar durante el Turoniano expuso a la erosión en algunas partes a la Formación El Abra. Bondeios (1956), en la región de Tamazunchale, y Bonet (1956) entre Rioverde y Tamasopo, consideraron que en el contacto entre estas dos formaciones hay una discordancia erosional. Sin embargo, en Sierra de Alvarez (Cserna y Bello, 1963), en Villa Hidalgo (Aranda y Labarthe, 1976), en Arista (Zárate, 1977) y en Guadalcázar, el contacto entre estas formaciones es transicional. Por la edad, que ya se mencionó para su base (Campaniano), se infiere que también está acuñada contra la plataforma. Por lo tanto, el acuñaimiento de la Formación Soyatal contra la plataforma parece ser un fenómeno común para este sector del borde occidental de la PVSLP, de la misma manera que la Formación Agua Nueva y San Felipe se acuñan en la parte oriental de la misma.

### Formacion Soyatal

La base de la Formación Soyotal en el área de estudio se cartografió a partir del primer estrato con un contenido notable de material terrígeno. Se cree que esto refleja un cambio dramático en las condiciones ambientales en que se desarrollaba la vida. Conforme al registro fósil preservado en la cima de la Formación El Abra, la vida era floreciente antes de este suceso, ya que la fauna fósil es más abundante y mayor el tamaño de las rudistas en la Formación El Abra. A partir del primer influjo de material terrígeno, la sedimentación carbonatada sólo pudo persistir poco tiempo.

En la SG la Formación Soyatal se presenta como una alternancia de lutitas y calizas sin macrofauna (Figura 11). Los estratos calcáreos, de 30 a 40 cm de espesor en la base de esta unidad litoestratigráfica, disminuyen paulatinamente en potencia y frecuencia hacia la cima, en donde se tornan en margas o calizas arcillosas, debido al

incremento del aporte de terrígenos. La cima de la Formación Soyotal se cartografió en la última aparición de un estrato calcáreo o margoso (Figura 12). El espesor total estimado para esta unidad en la SG es de 30 m.

Hasta ahora se había considerado que la Formación Soyotal, no estaba presente en esta parte de la plataforma. La sección descrita sólo se observa en el arroyo El Amigo, al E del poblado El Aguaje de Los García. Esta unidad litológica puede interpretarse de dos formas alternativas. La primera considera la secuencia de calizas y lutitas como una formación en sí, a pesar de su reducido espesor y tamaño de su afloramiento en la SG. Las ventajas de esta opción consisten en su litología fácilmente diferenciable de las unidades supra y subyacentes, que refleja un cambio importante en el ambiente de depósito. La segunda interpretación considera la alternancia de calizas y lutitas como la base de la Formación Cárdenas por no ser lo suficientemente distinta la Formación Soyotal, tal como lo han manejado otros autores (Cserna y Bello, 1963). El presente autor prefiere la primera opción, dado que nos permite enfatizar que el primer anuncio del avance del flysch, de la margen de la plataforma hacia regiones cada vez más internas en la misma, está marcado por esta litología. Esto también explica la geometría en forma de cuña de la Formación Soyotal, que es notablemente más gruesa en el límite con la cuenca y se adelgaza sobre la plataforma.

Personal de PEMEX de la Superintendencia Zona Norte (oficina en San Luis Potosí) por la gentil mediación del Ingeniero Arturo Guel D. accedieron clasificar para el Instituto de Geología de San Luis Potosí la microfauna de tres secciones delgadas obtenidas a partir de los estratos margosos de la base de esta formación. Ellos determinaron los siguientes microfósiles: *Sulcoperculina sp.*, *Lepidorbitoides sp.*, *Borelis cardenacensis*, *Calciphaerula gigas*, *Stomiosphaera gigantea*, *Lagena sp.*, y *Globotruncana sp.* Además se observaron fragmentos de moluscos y restos de algas. El alcance crono estratigráfico que asignaron a esta fauna microfósil es Campaniano al Maastrichtiano. Este rango de edad es el mismo que Myers (1963) asignó por macro fósiles a la Formación Cárdenas en su localidad tipo, por lo que al separar ambas formaciones en la SG, se asigna una edad Campaniano Inferior a la Formación Soyotal. Asimismo, la presencia de estos fósiles señalan una sedimentación en aguas con frecuente aporte de sedimentos terrígenos finos (limos y arcillas) como los productos mas distales de las corrientes de turbiedad que ya estaban depositando el flysch en la cuenca.

### Formación Cárdenas

En el área de estudio la Formación Cárdenas tiene su mejor exposición en el arroyo El Aguaje. Su base se cartografió donde dejan de aparecer estratos calcáreos o margosos intercalados con lutitas de la Formación Soyatal (Figura 13). La parte inferior de esta secuencia se caracteriza por el predominio de material arcilloso, pues los horizontes de arenisca son esporádicos y delgados (Figura 14); la parte media de la unidad es una alterancia rítmica de lutitas y areniscas, características del flysch, donde los estratos de areniscas tienen espesores de 3 a 5 cm y los de lutitas de 7 a 10 cm de espesor. Hacia la parte superior de la sección, el espesor de las areniscas aumenta paulatinamente, siendo en su cima del orden de 10 a 15 cm. En las areniscas presenta diastratificación, gradación normal, figuras de carga (load casts) y una gran abundancia de moldes de gusanos (icnofósiles). No se observa ninguna repetición de los horizontes descritos, por lo que se considera que en esta parte no hay duplicación de la formación, por efecto de algún pliegue mayor. El espesor estimado para ésta formación en el Aguaje de Los García es de 670 m. La edad que representan los fósiles que se han colectado en la cima de la Formación El Abra es Coniaciano al Santoniano. PEMEX fechó por microfósiles la secuencia de calizas arcillosas que aquí se considera como Formación Soyotal como de edad campaniana. Por lo tanto, aquí se considera que la Formación Cárdenas en la SG es del Campaniano superior al Maestrichtiano.

### Brecha de Colapso

Esta unidad ocupa la parte central de la SG y está constituida principalmente por una mezcla caótica, sin trazas de estratificación, de bloques pequeños, medianos y gigantes de calizas y, en menor proporción, de fragmentos y bloques de travertino. En la brecha sólo ocasionalmente se encuentran clastos de yeso. En algunos casos, como en los cortes del camino de terracería que une al poblado del Realejo con la carretera a Guadalcázar, es fácil ver cómo los megabloques de caliza, de decenas de metros de diámetro, o aún mayores que todavía preservan estratificación primaria, están "flotando" en la brecha calcarea de colapso (Figuras 15 y 16). En otros lugares, en donde aparentemente aflora in situ la Formación El Abra, la verdadera naturaleza de dichos afloramientos sólo puede establecerse al seguir los arroyos que los cortan y al observar que en realidad son fragmentos gigantes de caliza completamente rodeados por brecha.

Entre los megabloques que se encuentran en el Altiplano del Realejo, algunos de ellos presentan características litológicas de margen de arrecife, por lo que



Figura 13. La cima de la formación Soyatal se cartografió en donde aparece el último estrato de caliza arcillosa, que es claramente visible en el ángulo superior izquierdo de la fotografía.

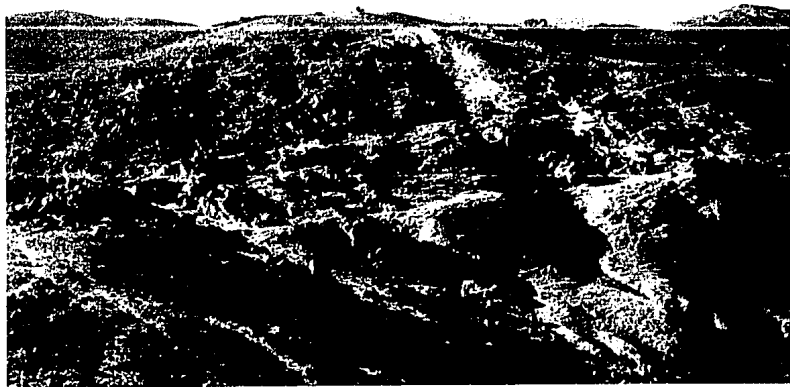


Figura 14. Aspecto característico de la Formación Cárdenas cerca del poblado El Aguaje de los García. La secuencia es predominantemente arcillosa.



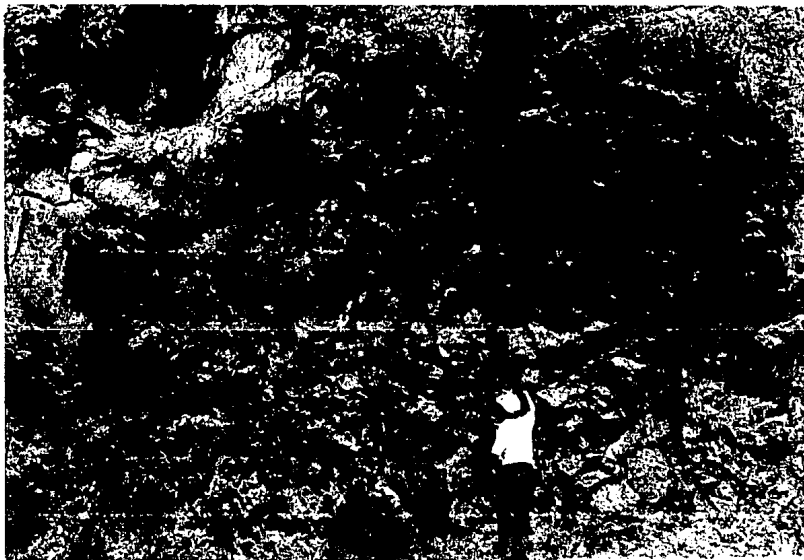


Figura 15. Brecha calcárea de colapso, mostrando bloques de caliza y travertino empacados en material de la misma composición.



Figura 16. Megabloque de la Formación El Abra de la Brecha Calcárea de Colapso (autobrecha). Bloques aún mayores se observan en la misma situación cerca del Intrusivo de San Cristóbal y al norte del Polje de El Realejo.

constituyen verdaderas brechas sinsedimentarias que contienen fósiles de diferente edad (se recolectaron *Planocaprina sp.* del Aptiano, y *Cualcomana sp.* del Albiano inferior) en un solo bloque, mientras que en bloques cercanos sólo se encontro *Actaeonella sp.* (Turoniano al Coniaciano ?). Todas las características ya mencionadas indican que se trata de una autobrecha.

El origen de esta brecha ocupa una parte importante en el presente estudio, dado que su formación esta íntimamente asociada a las peculiaridades estructurales de la SG y sugiere, indirectamente, la posibilidad de una deformación post-laramídica en la región. Dentro de las hipótesis que se han propuesto para explicar su origen están las siguientes: a).- Disolución de una zona arrecifal propiamente dicha (Pérez-Larios, 1948). b).- Conglomerados o brechas epigenéticas relacionados a la erosión de las estructuras calcáreas adyacentes (Urías, 1963). c).- Efecto del emplazamiento del intrusivo granítico (Alonso, 1981). d).- Consecuencia del diapiro y de la actividad cárstica (este estudio). Hasta ahora no se ha discutido en detalle la posibilidad de que su origen esté asociado al diapirismo, no obstante que Carrillo-Bravo(1971) sugirió que en la disposición estructural anómala de la SG podría haber intervenido el desarrollo de un diapiro. Estas hipótesis serán analizadas en la sección correspondiente a las estructuras.

### **Intrusivo de Guadalcázar**

Su afloramiento más extenso lo constituyen los cerros San Cristóbal y Las Comadres (Figura 17 y Lámina I). Se trata de un cuerpo intrusivo granítico con una área de afloramiento de forma burdamente elíptica, con el eje mayor orientado N30E y una longitud aproximada de 2.4 km (Figura 7). Está constituido por granito porfídico de color gris claro, que intemperiza a gris amarillento y cuyos minerales predominantes son el cuarzo y el feldespató potásico. La plagioclasa sódica y la biotita se presentan en menor cantidad. Entre los minerales accesorios los más abundantes son la magnetita y el zircón. Pequeñas cantidades de brookita, monacita, turmalina, topacio y fluorita se encuentran diseminadas en todo el intrusivo, y sólo localmente se halla berilo y casiterita (Fries y Schmitter, 1948). En las láminas delgadas se observa que una proporción apreciable de los fenocristales de cuarzo son bipiramidales y que el feldespató potásico tiene las características ópticas del sanidino, que es el polimorfo de temperatura alta del feldespató potásico. Esto, y la textura porfídica del granito, sugiere que el magma cristalizó a poca profundidad, donde pudo enfriarse con suficiente rapidez para que el sanidino no se invirtiera a ortoclasa o microclina (Fries y Schmitter, 1948). Otro factor importante que se cree que facilitó el enfriamiento

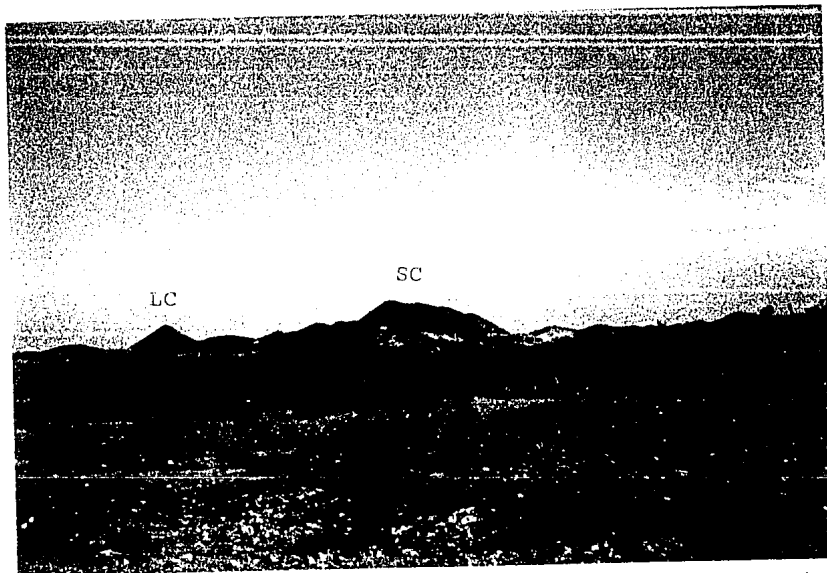


Figura 17. Panorámica del intrusivo del Cerro de San Cristóbal (Intrusivo de Guadalcázar) y del Cerro de Las Comadres. La fotografía fué tomada desde el poblado de La Laguna de Gerardo, viendo hacia el Este. SC = San Cristóbal LC = Las Comadres



Figura 18. Algunos de los intrusivos riolíticos menores están intensamente argilizados y son explotados como menas aluminosas. En esta foto, tomada en el Valle de Terreritos, se aprecian algunas obras mineras

relativamente rápido de la masa granítica es la porosidad alta de la brecha calcárea de colapso donde se emplazó el intrusivo de Guadalcázar. Chrissyoulis y Wilkinson (1983) hicieron un estudio petrológico y de inclusiones fluidas en el granito del Cerro San Cristóbal y por geobarometría de las inclusiones fluidas y paragénesis minerales determinaron una profundidad máxima de enfriamiento entre 1600 y 2200 m en su parte exterior. En las márgenes del plutón de Guadalcázar se halla un gran número de diques aplíticos con espesores entre 6 y 90 cm. Estos diques no se observan en la parte central del intrusivo (Fries y Schmitter, 1948). La aplita consiste, casi en su totalidad, de cuarzo y feldespato potásico, con cantidades menores de biotita. Las aplitas no contienen zircón, pero generalmente se observa algo de magnetita y turmalina y, en algunos lugares, escasa casiterita. En la parte externa del intrusivo se observan también algunos diques "pegmatíticos"; el mayor de ellos sólo tiene 10 cm de espesor. El tamaño del grano de esta "pegmatita" es sólo un poco mayor que el tamaño de grano promedio del granito, por lo que sólo una observación cuidadosa puede revelar su existencia. Gran parte de la "pegmatita" se presenta en forma de cuerpos ovalados de dimensiones muy reducidas, de las cuales la mayor tiene apenas 20 cm de longitud (Fries y Schmitter, 1948). En las "pegmatitas" no se observó zircón, pero en cambio contienen muscovita, turmalina, topacio y en ciertos casos, también existe berilo, molibdenita, scheelita y casiterita. Algunas fracturas presentan recubrimientos delgados de grupos de cristales de turmalina en forma de roseta. La circulación de fluidos hidrotermales alteró algunas partes del granito, por lo que el intemperismo se manifiesta de manera diferencial sobre las partes alteradas del mismo.

En el Cerro San Cristóbal, el topacio y la turmalina son relativamente abundantes y la mineralogía es similar al intrusivo de Peñón Blanco, Zacatecas, localizado 140 km al poniente de Guadalcázar. Por su edad (K-Ar:31 + 2 Ma, Mujica y Albarrán, 1983) y composición, parece ser comagmático con algunas de las riolitas topácíferas de México (Aguillón, 1992; Burt y Sheridan, 1987). En Peñón Blanco se ha prospectado por fluorita y uranio; en Guadalcázar por estaño y plata. En este tipo de cuerpos la mineralización de metales preciosos se localiza en la roca encajonante, casi adyacente al caparazón del intrusivo. El topacio se presenta en una faja de alteración tipo greisen, característica en este tipo de cuerpos hipabisales y en algunos domos riolíticos ricos en fluor, aunque en otros casos, como en los depósitos de estaño en Bolivia la turmalina es más común (Burt y Sheridan, 1987). De acuerdo a los autores citados, yacimientos de metales básicos y de metales preciosos, con abundante plata, pueden presentarse en vetas periféricas a este tipo de plutones. Depósitos

epitermales de oro y plata pueden encontrarse en las rocas volcánicas suprayacientes (incluyendo domos riolíticos ricos en fluorita). La opinión general es que los depósitos comúnmente alojados en rocas volcánicas riolíticas, son formados por la circulación de fluidos meteoricos calentados por cámaras magmáticas someras y enriquecidos por gases y líquidos derivados de plutones más profundos (Buchanan, 1981).

Además del cuerpo intrusivo mayor de los cerros San Cristóbal y Las Comadres (Figura 17), en la SG se presentan numerosos cuerpos menores en formas de diques y apófisis, que intrusionan a la brecha y al yeso (Figuras 18 y 19), o a la caliza de la Formación El Abra (Lámina 1). Algunos de los cuerpos intrusivos menores presentan una capa de alteración argílica, la cual es explotada como una arcilla fina (Figura 18), con alto contenido de alúmina. En el proceso de alteración del granito el flujo de calor hacia la periferia del cuerpo debió jugar un papel importante en el desarrollo de un sistema hidrotermal constituido principalmente por agua meteórica. Pero en el proceso de argilización también debió influir la fuga de gases y líquidos calientes provenientes de la cristalización del magma que alteraron a los feldspatos y movilizaron al sílice, quedando como producto residual arcillas enriquecidas en alúmina. En donde la alteración es intensa, la roca encajonante presenta alteración a clorita y hematita; la clorita se observa en halos alrededor a los fragmentos de la brecha. Este cuerpo intrusivo pudiera corresponder a una cámara magmática somera que alimentó a centros volcánicos ahora erosionados. De lo anterior son testigos un pequeño afloramiento de riolitas que se observan justo al sur del área cartografiada, y en algunos bloques de ignimbrita que aisladamente se observan dentro de la brecha calcárea de colapso (en la terracería que une a la carretera a Guadalcázar con el poblado de Laguna de Gerardo).

### **Material Aluvial**

Este material se presenta formando abanicos aluviales en los lugares en que los arroyos depositan su carga al llegar a los valles. El desarrollo de los abanicos aluviales es más acentuado en la parte occidental de la SG en donde los abanicos casi transgreden hasta el lado opuesto de un angosto valle intermontano (Figura 20). Los abanicos aluviales mejor desarrollados son los que se formaron a partir de los arroyos La Bandola y El Orégano. Ambos abanicos tienen forma aproximada de triángulo equilátero (Véase Lámina 1); el primero con 2 km de lado, y con una pendiente de 6.5% y, el segundo, con 3 km y pendiente de 5%. Los abanicos formados por los otros arroyos tienen dimensiones menores. La disección desarrollada por los arroyos sólo es importante en los ápices de los abanicos mayores, lo cual indica que

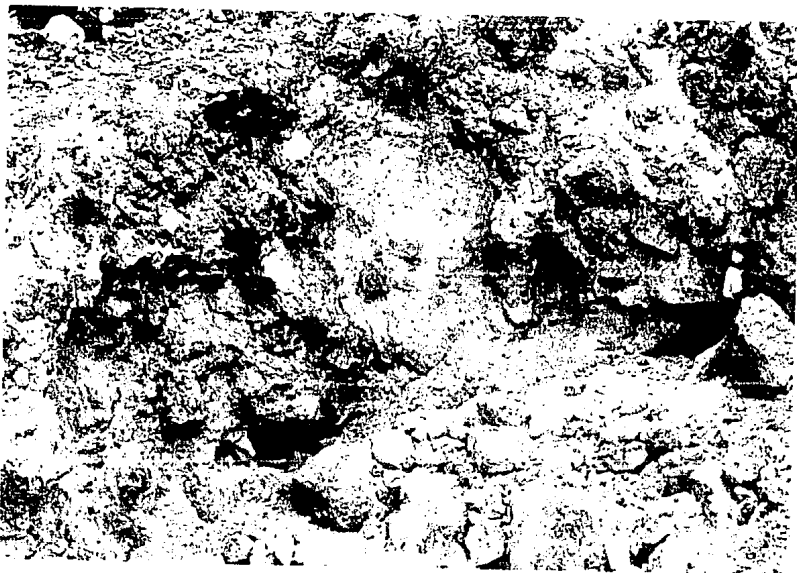


Figura 19. Otro aspecto de las obras mineras en el Valle de Terroritos. Obsérvese como el material ígneo, intensamente alterado, invadió los espacios libres entre los bloques de la brecha calcárea.

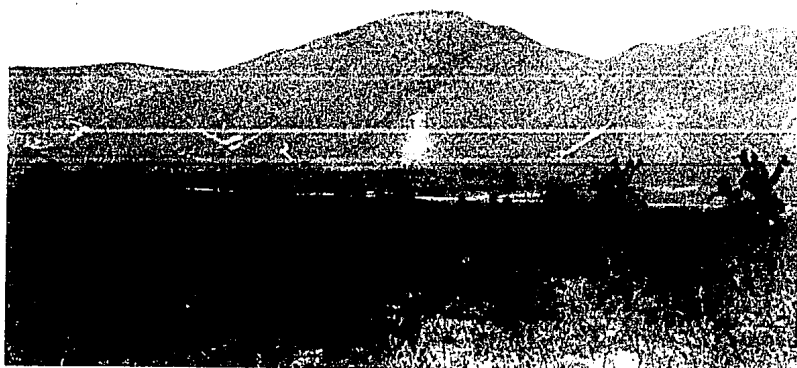


Figura 20. Vista parcial de la parte oeste de la SG. En la base de la sierra se aprecian los abanicos aluviales mencionados en el texto. En las montañas hay terreros

están activos. En ellos se puede ver una alternancia de gravas, gravillas y arenas calcáreas. El lecho del arroyo El Orégano penetra hasta un horizonte calichoso, al cual casi no ha cortado. Un horizonte similar fué reportado por Fries y Schmitter (1948) en las gravas graníticas primarias del Altiplano del Realejo, las cuales están constituidas por bloques, guijarros, guijas y arenas graníticas, lo que señala un volumen y capacidad de arrastre considerable en las corrientes que los depositaron. El material granítico es más fino sobre el horizonte calichoso. Esto se interpreta como producto de un cambio brusco en el clima de la región. Este cambio es muy reciente, pues separando al material fino y el grueso, se presenta un horizonte de toba pumicítica que fue cartografiada por Tristán y Labarthe (1979) en las cercanías de la ciudad de San Luis Potosí, y al que, por su posición estratigráfica, dichos investigadores le asignaron una edad cuaternaria. Se considera que el emplazamiento del intrusivo del cerro San Cristóbal ocurrió a profundidades del orden de 1600 a 2200 m (Chrissoulis y Wilkinson, 1983), y ahora esta expuesto. Asumiendo que el material magmático no llegó a la superficie, y sin considerar (por la incertidumbre del caso) si alguna vez tuvo una cubierta volcánica la SG, suponemos que por lo menos un espesor de 1600 m de rocas calcáreas fueron removidas de la parte central en la sierra en los últimos 31 Ma. Esto significa un ritmo promedio de erosión de 60 m por millón de años. El volumen de los abanicos actuales es mucho menor que la cantidad de material removido, lo que sugiere que la disolución fué el principal mecanismo de erosión post-oligocénico. Para cuando el granito fué expuesto a la erosión, los poljes de Guadalcázar y Realejo (Figura 21) ya casi habían adquirido su morfología actual, pues el material granítico arrastrado por los arroyos formó dos abanicos aluviales en la cuenca de Guadalcázar y uno de dimensiones menores en el polje El Realejo. Fries y Schmitter (1948) consideraron que estas gravas se han venido depositando desde el Plioceno hasta la fecha y que tienen muy poco material calcáreo intercalado entre ellas. Los escasos clastos de caliza en estos abanicos se presentan sobre todo en los bordes de las cuencas. La disolución intensa del material calcáreo está atestiguada por un horizonte de arcilla residual (*terra rossa*), que fué detectado mediante perforaciones en la base de los depósitos aluviales de composición granítica, tanto en la cuenca de Guadalcázar, como en la del Realejo (Fries y Schmitter, 1948). En algunas partes del altiplano de la SG quedan remanentes de suelos residuales formados por arcillas rojas (*terra rossa*) que está siendo acarreada a las depresiones. Cuando esta arcilla se acumula en dolinas, o en depresiones cársticas mayores, llega a obstruir temporalmente el drenaje de las mismas y entonces se forman pequeñas lagunas en la época de lluvias, lo cual es aprovechado por los habitantes de la región durante el





Figura 21. Panorámica parcial del polje de Guadalcázar, vista desde el mirador que se halla en la terracería al poblado de la Laguna de Gerardo.

estiaje como terreno de siembra. Los aluviones presentan intercalado el horizonte de toba pumicítica antes mencionado. La toba se ha mezclado con el material de acarreo y en algunos lugares sirvió como marcador para separar dos generaciones de gravas graníticas, la más reciente de las cuales es de material más fino y tiene poco espesor (máximo de 9 m. en el polje de Guadalcazar).

### **Toba Guadalcazar**

En la entrada al poblado de Laguna de Gerardo, y en casi todas las depresiones del Altiplano del Realejo, aflora una toba de caída libre, de composición riolítica y grano fino. Su espesor es muy variable; cuando se observa en algunos puertos es una costra delgada de apenas 5 a 15 cm de espesor. En algunas depresiones, como en La Laguna de Gerardo, supera el metro de espesor. En el polje de El Realejo, se observa un espesor semejante, intercalado entre los depósitos de arena y grava granítica. En general, la exposición limitada de este material volcánico se debe a que en su mayoría fué removido por erosión desde su sitio original de depósito, hacia las partes bajas y a que está siendo cubierto por material arcilloso, en el cual se desarrolla una delgada capa de suelo. Fries y Schmitter (op. cit.) reportaron que justo al sur del poblado de Guadalcazar (Lámina 1) aflora la toba y que su espesor llega a ser de 4.5 m. En dicho lugar, la toba separa a dos generaciones de arenas o gravas graníticas.

Labarthe y Tristán (1979) identificaron una toba con características similares en el margen de la Sierra de San Miguelito, cerca de la ciudad de San Luis Potosí. Labarthe y colaboradores (1982) propusieron formalmente para las tobas de los alrededores de San Luis Potosí el nombre de Pumicita del Desierto. Por su posición estratigráfica y semejanza litológica, se cree que las tobas de Guadalcazar son correlacionables con ella. En su forma más pura, la Toba Guadalcazar está constituida predominantemente por esquirlas de vidrio (glass shards) muy pequeñas, y por algunos fragmentos de cristales de cuarzo y feldespato (Fries y Schmitter, 1948). Esta composición sólo se observa en los depósitos in situ. En otros sitios, dado que la mayor parte del material fué re TRABAJADO por agua, muestra contaminación con materiales arcillo-arenosos.

Las cenizas volcánicas muy finas viajan distancias grandes arrastradas por el viento dominante al momento de la erupción. Esto les da una distribución muy amplia. Por su misma naturaleza, este polvo fino, sin compactar ni cementar, es fácilmente re TRABAJADO por el agua y el viento, y tiende a acumularse en las cuencas o depresiones. Por esto, es difícil encontrar este material en partes no protegidas, y aún

en estas, generalmente está cubierto por el material aluvial. Estos depósitos son aún visibles en pequeños puertos en el área de Guadalcazar por su depositación reciente. Labarthe y Tristán (1978), también consideraron que los depósitos de toba pumicítica en la localidad conocida como El Desierto son de edad muy reciente, por lo que quizás son producto de un mismo evento. Hasta ahora la fuente de este material es desconocida.

El análisis químico de esta toba pumicítica casi pura, realizado por Mc Allister, y reportado por Fries y Schmitter (1948), dió 73% de  $\text{SiO}_2$ , 19% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , y cantidades menores de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ .

## GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

La SG es una estructura anticlinal de forma marcadamente anómala respecto de las estructuras que le rodean. Al NE de la misma, la traza de los planos axiales de los pliegues laramídicos sigue una dirección aproximada de N40W y presenta una curvatura suave, ligeramente concava hacia el núcleo de la sierra (Figura 5). La disposición estructural de los estratos de la Formación El Abra, conforma un arreglo dómico para la parte W, N y NE de la Sierra, pero en la porción SE, sólo muestra una ligera modificación respecto de la tendencia regional (Lámina I).

La parte central de la SG está ocupada por un altiplano (Altiplano El Realejo) y por los valles intermontanos de Guadalcázar y El Abrego, que fueron desarrollados sobre caliza intensamente brechada. Esta brecha calcárea incluye algunos megabloques (con superficies expuestas de varias decenas de metros cuadrados) empacados en material brechado de todos tamaños. Los poljes de Guadalcázar, El Abrego, El Realejo y la Trinidad, fueron labrados en esta auto brecha. El intrusivo del Cerro de San Cristóbal levantó y acomodó a los bloques de brecha mayores alrededor de él, mientras que los diques y apófisis menores sólo ocuparon los espacios libres entre la brecha.

En el Puerto La Trinidad y en el arroyo que de él parte, se observa un diapiro (Lámina 1) formado por yesos de la Formación Guaxcamá. En otros arroyos de esta parte de la sierra las evaporitas afloran en pequeños cuerpos, los cuales están circundados por estratos calcáreos de diferente nivel de la secuencia que conforma La Formación El Abra. Por ésta razón, estos pequeños cuerpos de evaporitas aquí se interpretan como inyecciones de yeso a través de fracturas. Es en esta parte de la sierra donde los rumbos de los estratos calcáreos están más visiblemente modificados respecto a la disposición regional. El tipo de afloramiento de yeso y el cambio en la actitud de los estratos de caliza circundantes, señalan que un diapiro pudo ser el causante del dislocamiento de las estructuras de la SG. Se estima que este diapiro tiene en su borde W una longitud de por lo menos 7 km. No se han encontrado afloramientos de yeso en otras partes de la sierra y quizá a eso se deba que las estructuras fueron menos intensamente modificadas hacia el SE y E de la misma. El reacomodo de los estratos está evidenciado por su arreglo concéntrico, y porque ante el empuje ascendente del diapiro, hubo deslizamiento capa a capa que provocó un brechamiento intenso en algunos estratos (Figuras 22 y 23). Estas brechas son explotadas comercialmente como "mármol" en los bancos de material Las Palmitas, La Cruz y La Piña (Lámina I).

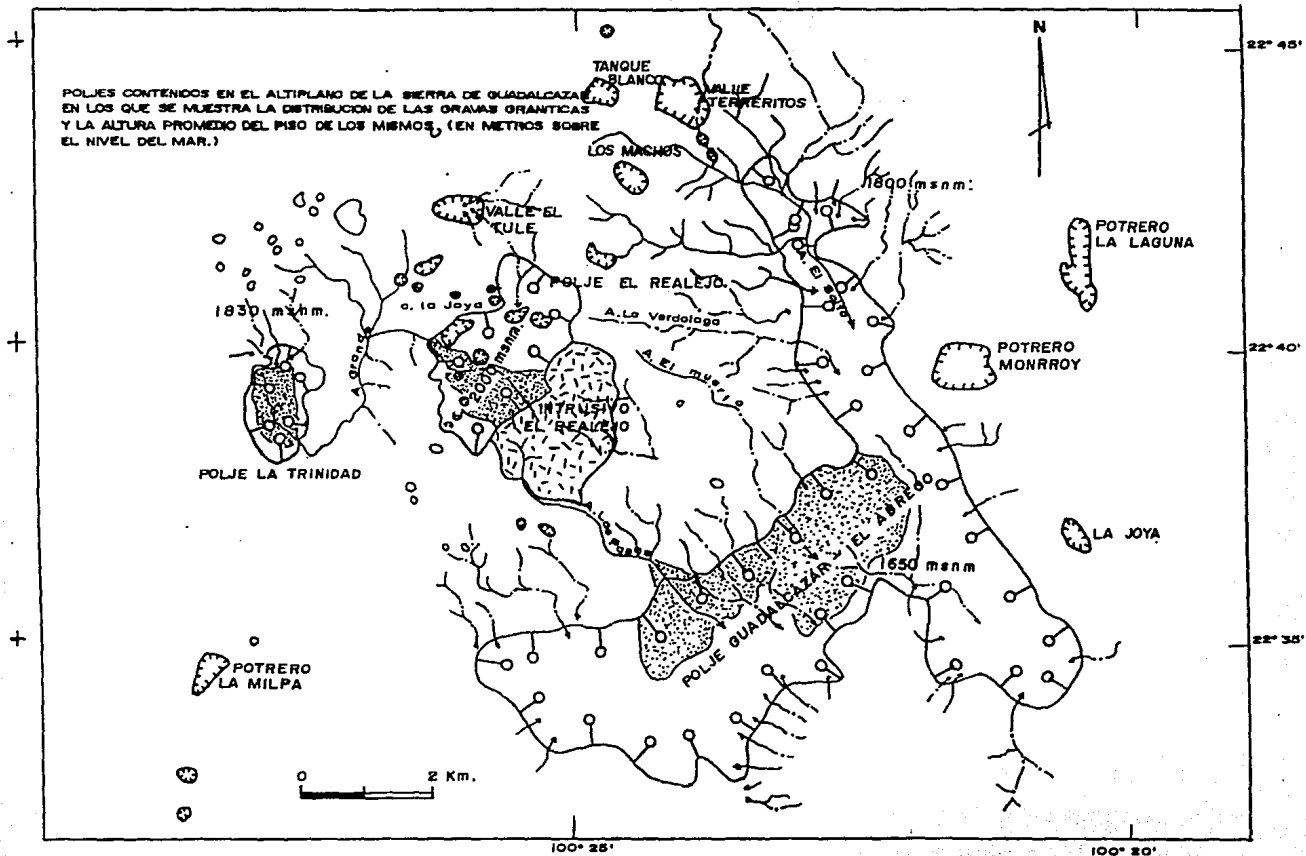


Figura 26. Rasgos cársticos de la SG.

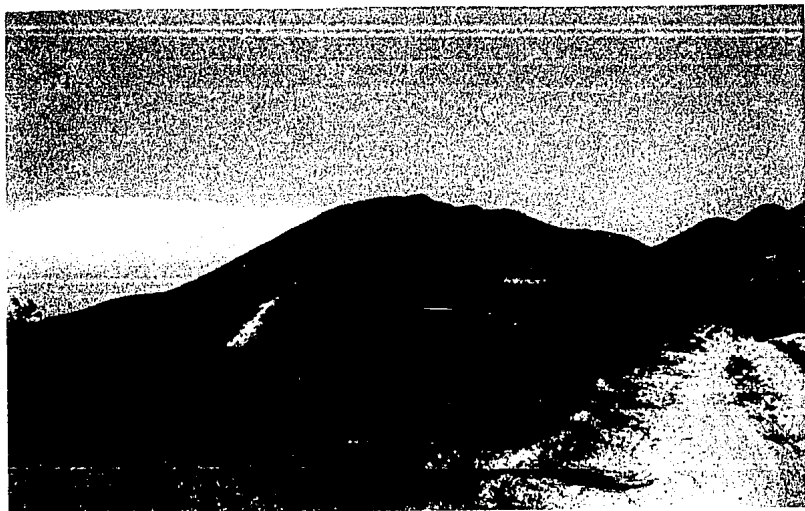


Figura 22. Vista parcial de la porción noroeste de la SG. La fotografía fué tomada desde el poblado de Núñez viendo hacia el noreste. Aquí el reacomodo de los estratos calcáreos y el deslizamiento "capa a capa" ocasionó brechamiento intenso. La zona brechada es explotada comercialmente (nótese el terrero en la ladera del cerro).



Figura 23. Acercamiento a la zona de brecha mostrada en la figura anterior.

Cualquier hipótesis que intente explicar la estructura de la Sierra de Guadalcázar debe integrar de manera congruente la posición anómala de la sierra dentro del contexto tectónico regional, el altiplano central de la misma y la gran cantidad de brecha contenida en él. Sin embargo, en estudios anteriores sólo se han mencionado hipótesis para explicar aisladamente rasgos específicos como la brecha alrededor del intrusivo, o el conjunto estructural. A continuación se hace una síntesis de las hipótesis que se han planteado:

Pérez-Larios (1948) consideró que el altiplano se fué formando progresivamente por erosión diferencial de las rocas arrecifales respecto de las no arrecifales, concluyendo que las brechas "son los restos de disoluciones de un arrecife". Esta explicación está basada solo en una observación parcial de rasgos morfológicos actuales, en una parte del área del Altiplano Central en donde afloran brechas sinsedimentarias, que aquí se interpretan como de borde de arrecife.

Urias (1973) consideró que la brecha contenida en el altiplano es parte de la erosión de la cima de un anticlinal, y la comparó con los lechos rojos del área de Guanajuato, los cuales fueron descritos por Edwards (1954) y por Fries (1956). Esta suposición sólo puede ser tomada en cuenta para los lugares excepcionales donde la brecha calcárea se encuentra retrabajada, tal como en el cruce de el arroyo Las Palmas con la carretera a Guadalcázar, pues en este lugar sí se observa a clastos calcáreos empaquetados en arcilla residual de color rojo, pero en la mayor parte del área no hay tal matriz. Por otro lado, las capas rojas de Guanajuato son una brecha o conglomerado poligmítico, que varía de pobremente seleccionado y estratificado, a un depósito con estratificación bien desarrollada. Por lo tanto, esta hipótesis debe considerarse como un intento de correlación litológica, basado únicamente en el aspecto físico que presenta la brecha calcárea en algunos lugares reducidos del Altiplano Central.

Wittich y Ragotzy (1920) afirmaron que la estructura de la SG refleja a un lacólito, siendo el cerro de San Cristóbal su parte aflorante. Asimismo se ha afirmado que la brecha es producto de la intrusión (Alonso, 1983). Esto no se justifica ni por la relación del intrusivo con la roca encajonante (según lo establecieron Fries y Schmitter en 1948), ni por la distribución de cuerpos intrusivos menores, ni por el volumen y extensión de la brecha.

La única hipótesis, que ha tenido en cuenta a la SG en su contexto regional, es la de Carrillo-Bravo (1971). El consideró dos hipótesis alternativas: La primera es que la estructura de la sierra es la expresión de un arco semejante al de Miquihuana, en donde se exponen rocas triásicas y precámbricas, posiblemente debido a un pliegue

de fondo (?). En base a la estratigrafía aflorante, esta hipótesis no es justificable en la SG. Alternativamente, las evaporitas de la Formación Guaxcamá además de servir como lubricante para permitir un despegue basal de la secuencia calcárea también generaron estructuras de inyección en esta parte de la PVSLP.

### **Sierra Los Cuates ó El Aguaje**

La Sierra de Los Cuates (Lámina I) tiene una dirección NW-SE, y hasta la fecha ha sido considerada (Alonso 1983) como un anticlinal recostado al NE, en el que la traza del eje del pliegue es ligeramente cóncavo hacia la SG. En realidad, en esta sierra se observa una cabalgadura en que la Formación El Abra descansa sobre la Formación Cárdenas. El plano de contacto entre estas unidades tiene una inclinación menor a 30° (Figura 24). En la estructura son claras dos imbricaciones mayores dentro de la Formación El Abra, las cuales están marcadas por un intenso brechamiento, y en algunos lugares, como en el Arroyo Hondo, estas brechas tectónicas coherentes se explotan para material de recubrimiento (pseudo mármol). En el plano de cabalgadura también es posible observar brechamiento. La Formación Cárdenas casi se estrangula en algunas partes (Cerro Picacho) pero siempre es posible ir siguiendo en el campo el frente de la cabalgadura y esta es visible aún a la distancia (Figuras 25).

### **Sierra Las Playas**

En la Sierra Las Playas, en la esquina NW del área (Lámina I), se presentan tres imbricaciones mayores con superficies brechadas muy notables. Durante el proceso de imbricación, la cataclisis involucró una intensa disolución de las calizas que se depositó como calcita en los espacios entre el material brechado, dando la apariencia de ser de origen hidrotermal. Las brechas están formadas por fragmentos angulares de caliza, con tamaños que varían de unos cuantos milímetros hasta bloques de aproximadamente 1 m (aunque la mayoría no pasa de 20 cm). Los espacios entre los clastos están rellenos de calcita y los fragmentos de roca no están en contacto entre sí, por lo que parecen estar "flotando" entre la calcita. Donde este proceso fué más intenso, se tienen verdaderas capas de calcita crustificada. En ocasiones la calcita tiene apariencia botroidal, siendo el diámetro de estas estructuras hasta 50 o más centímetros. En la brecha no se observa silicificación, ni bandas o halos de otros minerales de alteración, que pudiera sugerir un origen hidrotermal. Las bandas de calcita ligeramente coloreadas, parecen deberse a arcilla residual, proveniente de la disolución de la caliza original. Algunos depósitos de calcita secundaria fueron deformados, por lo que se observan formas plegadas y rotas.





Figura 24. Vista parcial de la Cabalgadura de El Aguaje. La foto fué tomada desde el poblado El Aguaje de los García, viendo hacia el suroeste.



Figura 25. Fotografía tomada desde el mismo punto que la foto anterior, viendo al sureste. Se aprecia la traza de la Cabalgadura El Aguaje.

Brechas en las que fragmentos angulares de caliza "flotan" en calcita fueron descritas por de Cserna y Bello (1963) en la Sierra de Alvarez y por Carrasco (1970) en la región de Actopan Qro. Estos autores les atribuyeron un origen sedimentario. En Guadalcázar la relación de la brecha con fallamiento inverso puede verse a pequeña y gran escala: entre las evidencias mas convincentes estan estrias con acumulaciones de calcita, e imbricaciones menores que señalan fallamiento inverso y estrangulación de capas.

## EL CARST DE LA SIERRA DE GUADALCAZAR

### Formación del Altiplano Central

El Altiplano Central de la SG ocupa un área aproximada de 97 km<sup>2</sup>. El nivel actual de erosión representa la remoción, en los últimos 31 Ma, de una columna de rocas calcáreas de por lo menos 1600 m (profundidad de emplazamiento del intrusivo). Esto equivale a un volumen aproximado de 155 kilómetros cúbicos de calizas. El material removido no está representado más que en una mínima parte en los abanicos aluviales que se presentan en las márgenes de la sierra, lo que indica que la disolución fué el principal mecanismo de erosión. En el Altiplano Central se han labrado tres cuencas de disolución de magnitud considerable (Figura 26). La mayor de ellas es conocida como el polje de Guadalcázar. Este tiene un desnivel de más de 300 m respecto de la altura promedio del altiplano (2000 m). Por este motivo se ha mencionado que la parte central de la SG es una altiplanicie en dos niveles (Wenzens, 1983). Los poljes de El Realejo y Trinidad, labrados en el nivel superior, son de dimensiones mucho menores que el polje de Guadalcázar y sus pisos están a alturas promedio de de 2000 y 1830 msnm respectivamente. Las cuencas de Guadalcázar y Trinidad, y otras estructuras cársticas menores en la parte norte del Altiplano Central, fueron labradas en el contacto de la brecha calcárea con las calizas estratificadas. En cambio, la mayoría de las depresiones cársticas menores (dolinas) en la región del Realejo se encuentran en la brecha solamente. Fuera del altiplano, sólo hay depresiones cársticas de mediana magnitud en la parte oriental de la sierra (i.e. Potreros La Laguna, Monroy y La Joya: Figura 26).

Una condición para la formación del carst es la presencia de fracturas y diaclasas en los estratos calcáreos, ya que en el cruce de dos sistemas se inicia la disolución (lapies). El ensanchamiento de esta primera forma cárstica para generar dolinas y, de estas para generar uvalas, es cuestión de un clima favorable y tiempo (Llopis, 1970). Las formas cársticas mayores o poljes, sobre todo de la magnitud de la Cuenca de Guadalcázar, difícilmente pueden explicarse con este esquema evolutivo. Los grandes poljes europeos muestran un claro control tectónico, pues fueron desarrollados en fosas tectónicas en rocas calizas, en sinclinales amplios (Llopis, 1970), o en los frentes escalonados de napas o cabalgaduras (Auboin *et al.*, 1981). En el caso anterior, el entrampamiento de agua es el principal factor en el proceso, pero el área expuesta a la disolución se restringe a las paredes de la fosa o estructura que la contiene. Para el caso del desarrollo del carst post-oligocénico de la SG, el control tectónico estuvo dado por el límite de la zona de colapso. En la parte suroriental la

formación temprana de dolinas se vió favorecida por el borde de la zona de colapso. Con el tiempo la mayor permeabilidad secundaria en el material brechado favoreció la infiltración y disolución permitiendo que el carst se desarrollara preferentemente en este material. Visto de esta manera, la gran depresión central de la SG (Lámina 1) resultó del colapso masivo de la cima de una estructura anticlinal modificada por un diapiro de evaporitas en su núcleo. El resultado de este primer evento cárstico (pre-oligocénico) fué la formación de la brecha de colapso. Posteriormente, los rasgos de disolución post- oligocénicos fueron consecuencia de la mayor solubilidad del material brechado respecto de las calizas masivas estratificadas.

### Polje de Guadalcazar

El *polje* o Cuenca de Guadalcazar ocupa un área aproximada de 40 km<sup>2</sup> (Figura 26). En el confluyen la mayoría de los arroyos que drenan la cuenca interna, y representa la mayor depresión dentro del altiplano. En forma aproximada, su contorno NW está definido por la curva de nivel 1700 msnm, mientras que de su borde SE, lo está por la curva 1650 msnm. El nivel del piso en su parte norte está a 1800 msnm mientras que su parte sur esta a sólo 1610 (Figura 26). El *polje* esta parcialmente relleno de material aluvial calcáreo y por gravas graníticas con un espesor de 50 m. Los pozos perforados para estimar el volumen de gravas graníticas en la cuenca permitieron observar que intercalado con el material granítico hay pequeños horizontes de gravas calcáreas y que en la base de los depósitos graníticos, hay un horizonte de arcillas y limos sobreyaciendo a las rocas calcáreas (Fries y Schmitter, 1948). Las observaciones anteriores sugieren que el material granítico fué depositado en una cuenca cuyo piso estaba por lo menos 100 m más abajo de su nivel actual. En estos términos, podemos suponer que una extensa laguna ocupó la depresión y esto favoreció al ensanchamiento de la cuenca por disolución lateral. El hecho de que ahí confluyeran los arroyos mayores que drenan la parte interna de la SG, es responsable del mayor nivel de disolución en esta cuenca. Fries y Schmitter (1948) reportan fallas normales pequeñas en las gravas graníticas, lo que sugiere asentamientos recientes. El volumen de precipitación anual es actualmente muy reducido (sólo 500 mm por año) y no justifica grandes disoluciones, ni aún que se trate de material brechoide. Este volumen de precipitación deja interrumpido el fenómeno cárstico (Llopis, 1970), por lo que puede considerarse que las formas cársticas actuales se desarrollaron bajo condiciones climáticas distintas. La formación de *terra rosa* y estructuras de esponja en las calizas, que son tan abundantes en la SG, requieren por lo menos un clima subtropical (Wenzens, 1973). Cuando cesó la disolución por el cambio de clima, el

transporte mecánico empezó a ser el mecanismo dominante en el proceso de erosión y empezaron a rellenarse los *poljes*.

### Polje El Realejo

El *polje* del Realejo tiene una forma irregular y su área es aproximadamente 5 km<sup>2</sup> (Figura 26). El nivel promedio de su piso es de 2000 msnm y su contorno está delineado por la curva de nivel 2020. Esta cuenca es una estructura cárstica mas pequeña que la Cuenca de Guadalcázar, pero presenta características similares en su evolución. La mayor parte de sus bordes occidental y septentrional están marcados por el alineamiento de dolinas menores (Figura 27), y sólo su lado oriental está limitado por granito (Figura 28). En la parte central y meridional del *polje* hay cuatro lomas pequeñas constituidas por brecha calcárea y que permanecen como testigos de disolución. En las colinas testigo hay formas cársticas pequeñas. En una primera etapa, el área actual del *polje* del Realejo debió estar ocupada por brecha calcárea de colapso con numerosas cavidades cársticas de pequeña y mediana magnitud, que con el tiempo se fueron agrandando y formando "*uvalas*". En la parte SE del *polje* la infiltración del agua meteórica rica en bióxido de carbono, a través del contacto entre la brecha de colapso el granito pudo ocasionar una disolución considerable en la parte inferior de la brecha calcárea y, subsecuentemente, también una serie de colapsos masivos. Ambos procesos configuraron las dimensiones actuales del *polje*. Un horizonte de arcillas residuales acumuladas en el fondo de la depresión (Fries y Schmitter, 1948) es el testigo de esta intensa disolución. Después de esto, la degradación de la masa granítica expuesta a los agentes del intemperismo empezó a proporcionar detritos al *polje*, que funcionaba como una cuenca cerrada, lo que permitió una distribución de gravas graníticas relativamente amplia en el piso de la cuenca de disolución. La poca profundidad labrada por el carst puede indicarnos que es una cuenca más joven que la de Guadalcázar o que el agua captada en esta parte fué mucho menor. Cuando el *polje* funcionaba como una cuenca cerrada, empezó a desarrollarse un nuevo nivel de disolución, y se formaron nuevas dolinas de penetración en el piso de la parte oeste de la cuenca. Estas depresiones se formaron después de que las gravas graníticas ya se habían acumulado puesto que no contienen relleno derivado del intrusivo (Fries y Schmitter, 1948). El Arroyo Grande (Santa Elena) sólo muy recientemente logró crear la salida del *polje*. Esto es evidenciado por el perfil de la barranca que lo une con el arroyo San Antonio, pues la barranca es estrecha, con paredes abruptas y tiene forma de "ranura", más que de "V". Como resultado de la "fuga" del arroyo, el abanico de material granítico de la

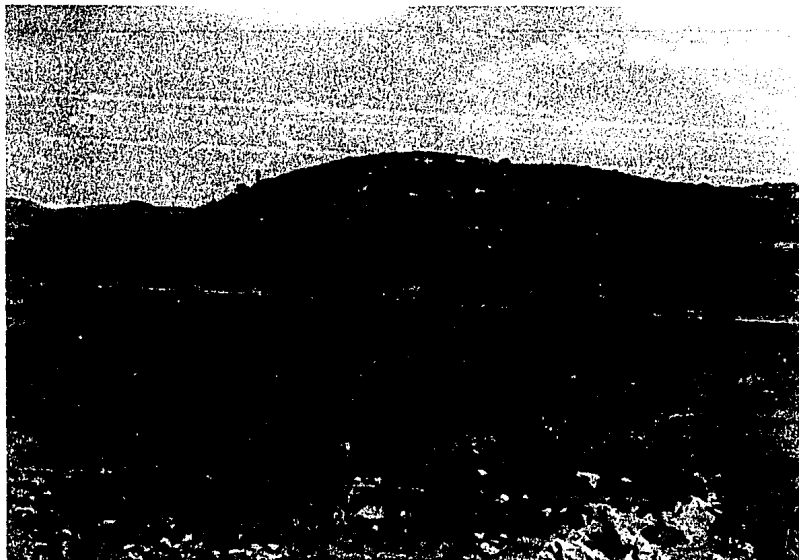
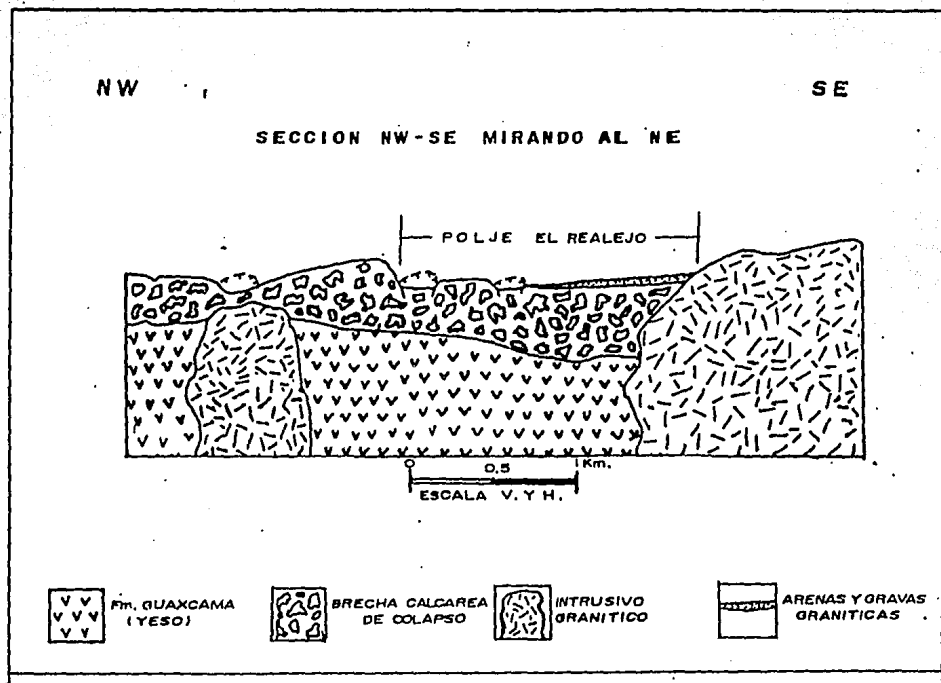


Figura 27. En las inmediaciones del poblado de La Laguna Gerardo abundan las estructuras cársticas menores. La dolina que aquí se muestra tiene un diámetro aproximado de 10 m.



28.- Sección esquemática del Polje El Realejo

parte oriental de la cuenca esta siendo disectado rápidamente y las arenas que remueve el arroyo Grande se depositan en el *polje* de la Trinidad que se encuentra a menor altura (Figura 26). Así pues, dos cosas frenaron el desarrollo cárstico en esta cuenca; primero, el cambio de clima en la región, y segundo, la fuga del Arroyo Grande de la cuenca del Realejo. Las condiciones climáticas actuales, son insuficientes para reactivar la carsticidad, por lo que sólo está ocurriendo la remobilización del material granítico previamente depositado.

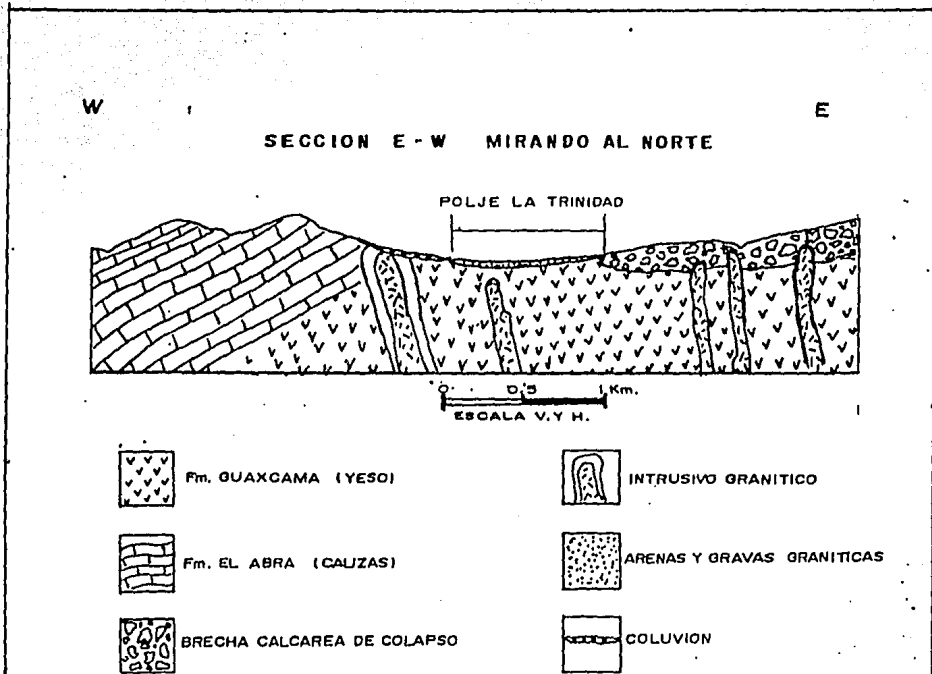
### **Polje La Trinidad**

Esta depresión cárstica es menor (2 km<sup>2</sup>) que la del Realejo (5 km<sup>2</sup>) pero representa un nivel de disolución más profundo. Esto se debe a que está siendo labrado en yeso, como puede observarse en el resumidero de su pared norte, y este es más soluble que la calcita. El contorno de este *polje* está marcado por la curva de nivel 1850 y su parte más baja está a 1830 msnm, pero un escalón superior (curva de 1950) señala la verdadera magnitud de la depresión. Un pequeño abanico aluvial se ha desarrollado sobre la porción meridional del *polje*, y está constituido casi totalmente por arenas graníticas que están siendo removidas del *polje* del Realejo. En el borde occidental de esta estructura se presentan algunos diques graníticos con su borde superior caolinizado (Figura 29), que están siendo explotados en pequeñas obras. Otros cuerpos intrusivos emplazados en yeso, afloran en el cerro Loma El Borrego y en la mina La Trinidad, localizados en el borde norte de este *polje*.

### **Otros Rasgos Cársticos Menores**

Otras dolinas de tamaño considerable, con diámetros mayores entre 600 y 800 m, son las de Valle El Tule, Tanque Blanco y Terreritos (Figura 26). Aunque tienen formas irregulares, o burdamente elípticas, estas dolinas no parecen ser estructuras cársticas compuestas, sino estructuras formadas en un sólo evento de disolución. Dolinas menores se presentan principalmente hacia el borde oeste del altiplano (Figura 27).





29.- Sección esquemática del polje La Trinidad

## YACIMIENTOS MINERALES

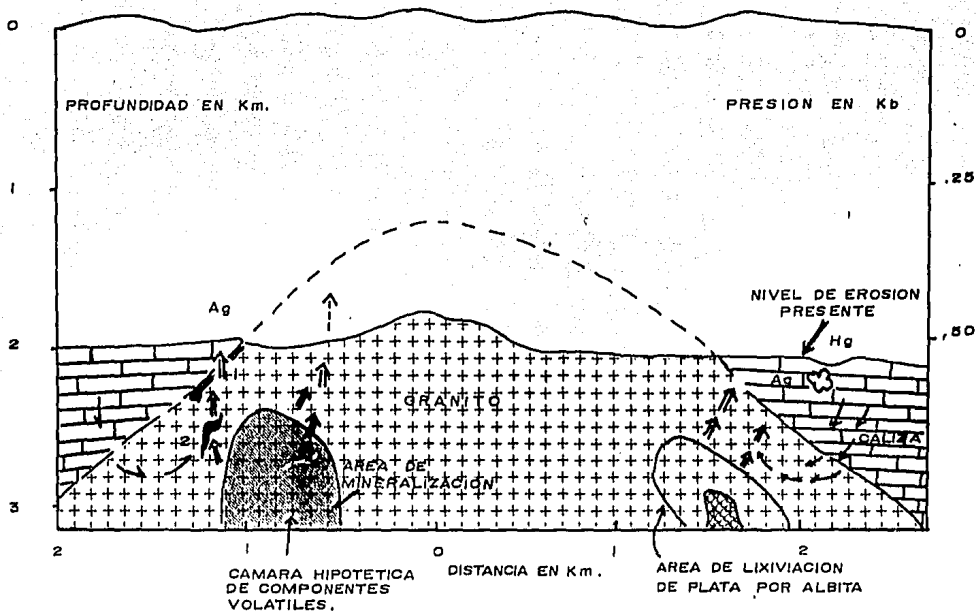
### Minerales Metálicos

Depósitos hidrotermales. Hay una relación directa entre el tipo de mineralización, la composición del intrusivo, la naturaleza de la roca encajonante y la estructura local. Conforme a lo asentado en este trabajo, en la SG estos parámetros tienen características muy especiales. El granito de Guadalcázar, por su edad y composición, es correlacionable con la secuencia de riolitas topacíferas del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Labarthe et al., 1982; Aguillón, 1992). El alto contenido de flúor que caracteriza a los granitos y riolitas estanníferas, es un factor importante en el transporte de metales durante la cristalización de la masa magmática (Burt y Sheridan, 1987). Sin embargo, en las inclusiones fluidas en los minerales de ganga de Guadalcázar, Chryssoulis y Wilkinson (1983), encontraron que el valor máximo de la relación F: Cl es de sólo 0.26 (en ausencia de carbonatos), lo que sugirió a los autores mencionados que el F no fué importante en el transporte de la plata, y que en cambio sí lo fué el cloro. El estaño y el hierro, relativamente abundantes en Guadalcázar, también pudieron ser transportados como complejos clorurados. Otro granito con contenido de cloro aún más alto que el del cerro de San Cristobal es el de Providencia, Zac., que fué reportado por Stollery y colaboradores (1971), y en el cual la mineralización está estrechamente relacionada al contenido de cloro en las inclusiones fluidas, por lo cual, dichos autores señalaron al cloro como una herramienta útil en la prospección.

En la zona de contacto del granito, principalmente en las porciones occidental y meridional del intrusivo del cerro de San Cristobal, existen numerosos yacimientos minerales de volumen pequeño. Estas vetas angostas fueron explotadas para extraer principalmente plata. Fries y Schmitter (1948) reportaron también trazas de oro empotrado en pirita. Otros minerales metálicos que contienen Sn, Zn, Sb, Pb, y Hg también se presentan en pequeñas cantidades adentro de la masa granítica.

Chryssoulis y Wilkinson (1983) sugirieron que uno de los posibles mecanismos de precipitación de la plata fué la mezcla de agua saturada con bicarbonato de calcio con los volátiles provenientes del magma, lo que provocó que éstos depositaran su contenido mineral (Ag y Hg). Los lugares en donde se encuentran las menas coinciden con las partes más alteradas del intrusivo y se cree que el sistema convectivo hidrotermal se centró ahí (Figura 30).

En una franja de aproximadamente 6 km de longitud, situada a 2 km del borde occidental del intrusivo, se explotó mercurio entrampado en la brecha calcárea. Estaño,



( TOMADO DE CHRYSOULIS Y WILKINSON 1983 )

tungsteno y molibdeno se presentan como casiterita, scheelita, wolframita, powellita y molibdenita respectivamente en, o cerca del intrusivo. Los minerales de ganga o de contacto incluyen abundante diópsida, andradita, wollastonita, tremolita, vesuvianita y epidota (Chryssoulis y Wilkinson, 1983; Fries y Schmitter, 1948).

La casiterita, aunque se encuentra diseminada en toda la masa granítica, tiende a concentrarse en el borde SW del plutón, que es la región que dió origen a los abanicos de las Papas y Santa Elena. La esfalerita parece estar relacionada de una manera bastante estrecha con el topacio y el berilio, y en algunos sitios con la turmalina. En el contacto de la parte SW, la brecha calcárea encajonante presenta mineralización de hematita en forma de vetas irregulares, ya sea bordeando bloques de la brecha, o rellenando fracturas y diaclasas en la misma.

Los cuerpos intrusivos menores, que se encuentran dispersos irregularmente en todo el altiplano, no presentan mineralización significativa, a excepción del apópsis de La Trinidad, donde se explotó mercurio. En San Antonio también se extrajo mercurio, pero no aflora un intrusivo como en La Trinidad. De cualquier manera, ambos yacimientos se encuentran dentro de la franja de mineralización de mercurio ya mencionada, y que constituye la zona más importante de éste mineral en toda el área.

De los cuerpos ígneos que intrusionan a las calizas en el borde NW de la sierra, sólo el dique del márgen sur del arroyo El Orégano presenta un halo de mineralización significativo, en el que se pudo distinguir hematita, yeso y trazas de pirita. La alteración más evidente es cloritización.

**Depósitos de estaño de placer.** El material erosionado del granito se ha acumulado en abanicos aluviales en las desembocaduras de los arroyos Grande, Las Papas, y El Muerto. El primero de estos arroyos drena la cuenca de El Realejo y descarga en el polje de La Trinidad (Figura 26), mientras de que los últimos lo hacen en la Cuenca de Guadalcazar. Los minerales de mena también se encuentran en las gravas graníticas a manera de placeres, lo que es reportado por Fries y Shmitter (1948). En su tabla, estos autores calcularon un volúmen de 551,000,000 de metros cúbicos de gravas graníticas repartidas en los tres abanicos. Los placeres de Sn se encuentran en los ápices de los abanicos debido a que ahí se concentran los minerales pesados.

### **Yacimientos no Metálicos**

Algunos de los cuerpos intrusivos menores que afloran en el altiplano, presentan argilización intensa. Estas rocas ígneas alteradas son un material arcilloso

rico en alúmina (Figuras 18 y 19). En los lugares donde la alteración es más pronunciada, las rocas calcáreas encajonantes presentan cloritización y mineralización de hematita, ya sea en los espacios interclastos, o rellenando fracturas angostas dentro de ellos.

## ANALISIS Y DISCUSION

Partiendo del supuesto que la SG es una estructura laramídica que sufrió reajustes posteriores debidos a empujes verticales ascendentes, se pueden analizar dos hipótesis alternativas para explicar las particularidades antes descritas. La primera hipótesis contempla el efecto de la intrusión granítica y la segunda al empuje ascendente ocasionado por un diapiro evaporítico.

Hipótesis de una intrusión ígnea forzada. En la mayoría de los cuerpos intrusivos del área las relaciones de contacto son claras y se observa que los cuerpos ígneos menores penetraron a la brecha calcárea de colapso. Por lo tanto, se cree que ésta ya estaba formada al tiempo de la intrusión. Sin embargo, se buscó en la literatura correspondiente a lo referente los mecanismos de emplazamiento de cuerpos intrusivos si estos son capaces de brechar considerablemente a la roca encajonante. En los procesos de emplazamiento en que la masa ígnea va rompiendo y penetrando a los estratos que atraviesa, la perturbación cataclástica de la roca encajonante es mínima, y el contacto suele ser muy irregular, con entrantes y salientes caprichosas en la roca huésped (Castro, 1987; Neugebauer *et al.*, 1987). Por el contrario, si durante la intrusión predomina el empuje mecánico, los estratos tienden a acomodarse plásticamente a la geometría del cuerpo ígneo en ascenso, por la dificultad en romper a los estratos de la columna suprayacente. En este último caso, la intrusión forzada logra brechar a los estratos suprayacentes, pero sólo en la zona de contacto. De cualquier manera, en éste caso los contactos son regulares y bien definidos, y el espesor de la zona brechada es de sólo unos cuantos metros. En la Sierra Guadalcázar se tienen afloramientos de brecha que cubren un área de casi 70 km<sup>2</sup>, mientras que el mayor de los intrusivos en el área sólo tienen una superficie expuesta de menos de 5 km<sup>2</sup>. Un caso de deformación de una secuencia calcárea por emplazamiento forzado de una masa ígnea fué reportado por Aranda (1978) en el distrito minero de San Martín, Zac., donde los estratos de la roca encajonante presentan una distribución concéntrica alrededor del intrusivo, pero no hay brechamiento significativo (Figura 31). Para nuestro caso, el intrusivo del cerro de San Cristóbal fue inyectado en una brecha sinsedimentaria (facies pre-arrecifal) de la Formación El Abra, que a su vez ya había sido fragmentada en grandes bloques (algunos de decenas de metros) por colapso de estructuras cársicas de tamaño considerable. En general, los fragmentos calcáreos en las brechas no sufrieron metamorfismo térmico o metasomatismo, pues sólo aisladamente se observan pequeños lentes de exoskarn. Por lo anterior, se puede considerar que el

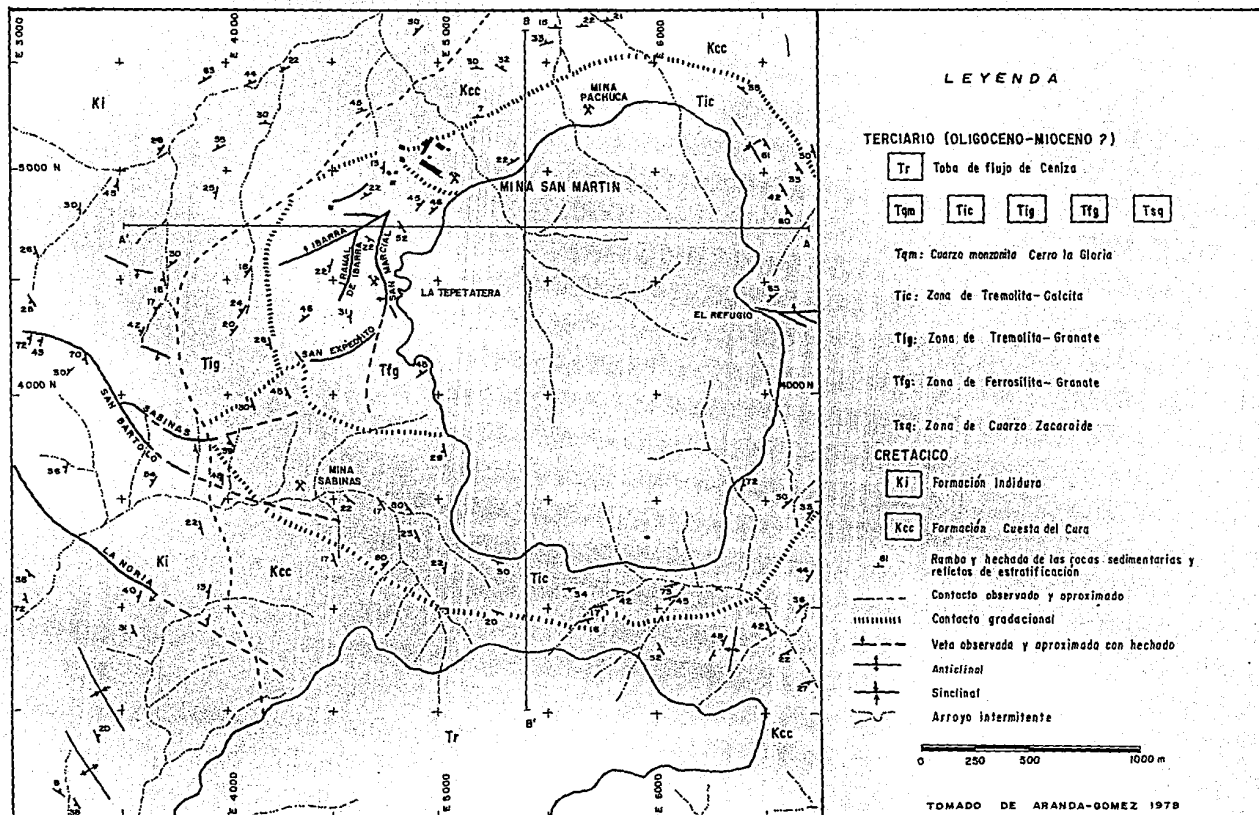


Figura 31. Mapa geológico del Distrito Minero de San Martín, Zac.

brechamiento por empuje mecánico del intrusivo de San Cristóbal es mínimo o inexistente, aunque si hubo reacomodo del material previamente brechado alrededor del intrusivo debido al empuje del magma.

En los cuerpos intrusivos menores de la márgen noroccidental de la sierra, se pudo observar una franja estrecha de brecha en la zona de contacto, con un espesor máximo de dos metros. Por lo tanto, el brechamiento causado por intrusión de cuerpos graníticos se presenta de manera muy restringida en el área, y en la mayoría de los casos es claro el emplazamiento de los cuerpos ígneos en material previamente brechado (Figuras 18 y 19).

Otro argumento que se ha empleado para apoyar la hipótesis del intrusivo como causante del brechamiento, es que el enfriamiento de una masa ígnea provoca disminución del volumen de la misma y un colapso de la columna suprayacente. Sin embargo, no se ha calculado la reducción de volumen por enfriamiento de estos cuerpos, ni la rapidez del proceso. Aquí se considera que éste no es un mecanismo viable para la formación de grandes cantidades de brecha.

Hipótesis de un desarrollo diapírico Los argumentos en favor de que la estructura de la SG refleja el emplazamiento de un diapiro de anhidrita de la Formación Guaxamá son los siguientes: 1).- Un diapiro de grandes dimensiones puede ser delineado en base a los afloramientos de yeso en la parte occidental de la SG (Figura 32 y Lámina 1); 2).- La disposición radial que presentan los arroyos que drenan la sierra (Figura 33) sugiere la existencia de un sistema de fracturas radiales, ocasionadas por un empuje vertical ascendente; 3).- La disposición de los estratos calcáreos es cercanamente concéntrica hacia el núcleo de la sierra, llegando a tener disposiciones E-W y aún NE-SW, perpendiculares a la tendencia regional de las estructuras laramídicas del área (Figura 5); 4).- Los estratos que experimentaron reacomodo, presentan deslizamientos capa a capa que desarrollaron un intenso brechamiento cataclástico en algunas de ellas (Figuras 22 y 23). Este fenómeno es muy diferente del que se origina por efecto de "*flexural slip*", que es el mecanismo predominante de plegamiento en esta parte de la PVSLP. En el *flexural slip* el deslizamiento capa a capa tiene desplazamientos pequeños y rara vez llega a desarrollar brechamiento en el contacto entre las capas que se friccionan entre sí. El brechamiento intenso que se observa en los estratos de la parte noroccidental de la sierra (banco de material Las Piñas, y otros, Lámina 1) indica que las rocas tuvieron un comportamiento frágil, por lo que se cree que el reacomodo sucedió bajo muy poca presión confinante. 5).- La traza de los planos axiales de la estructuras adyacentes a la



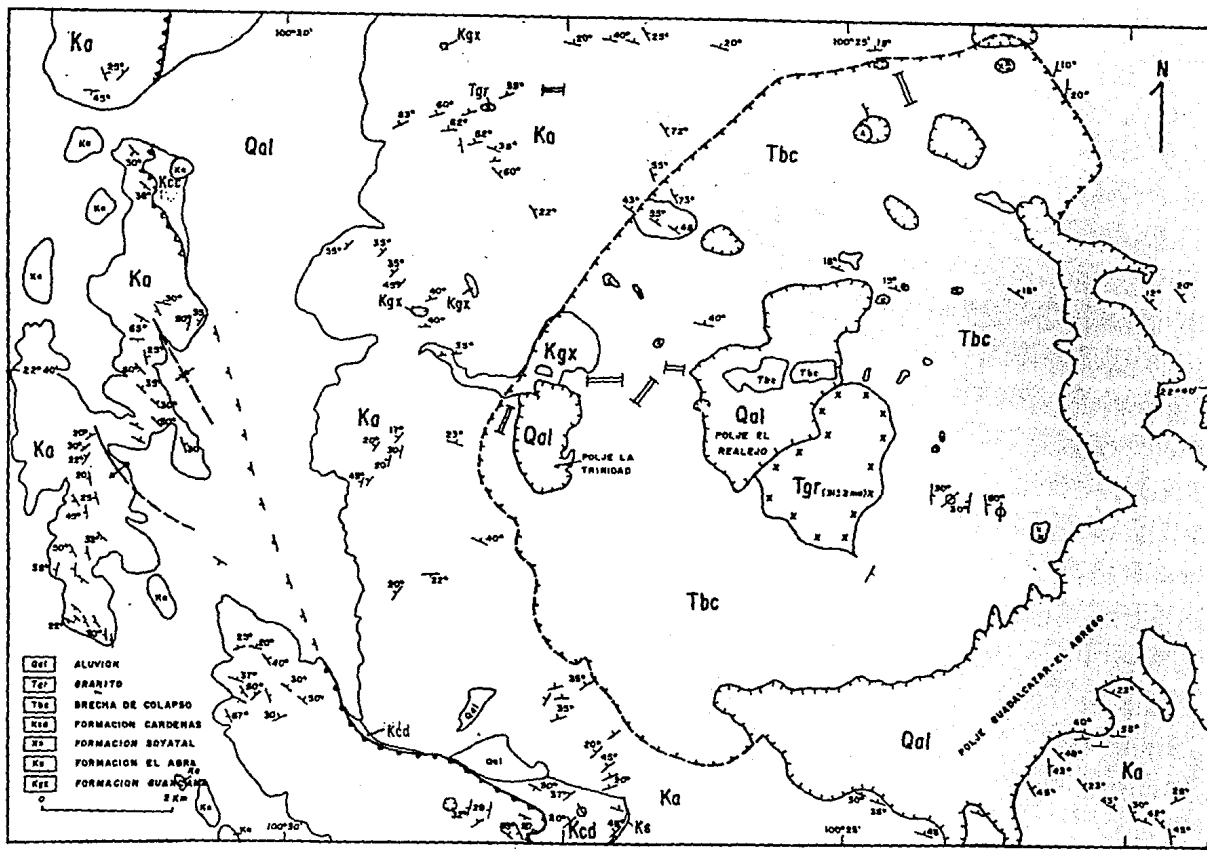


Figura 32. Mapa geológico simplificado de la SG.

SG, muestran deformación local en las inmediaciones de dicha sierra; y 6).- La cúpula del diapiro evaporítico que aflora en la parte occidental de la sierra, muestra un nivel de disolución relativamente profundo y una cubierta de brecha calcárea, lo que sugiere que la disolución de las evaporitas pudo causar el colapso masivo de la cubierta calcárea, y la formación de la enorme cantidad de brecha contenida en el antiplano de la SG. 7).- La presencia de fragmentos de yeso y travertino en la brecha.

Carrillo (1971) ya había considerado la posibilidad de que las evaporitas de la Formación Guaxcamá estuvieran relacionadas con la estructura anómala de la SG, pero él únicamente consideró el cuerpo de yeso que aflora en el Cañón de la Bandola (Las Yeserías) y supuso que el diapiro es de dimensiones reducidas. El verdadero tamaño del diapiro puede estimarse por la distribución de los afloramientos de yeso en la parte occidental de la sierra, que es la que a su vez muestra el mayor grado de perturbación estructural. En la porción noroccidental del polje La Trinidad (Lámina 1), en la mina del mismo nombre, y en la Loma El Borrego, se puede ver una superficie de disolución en la cima del diapiro; esta superficie está parcialmente cubierta por brecha calcárea. El límite entre calizas estratificadas y la brecha calcárea en esta misma región, es un escarpe con un rumbo NE y caída al SW. En el Valle San Juan Dila, dentro del polje La Trinidad, el nivel de disolución de los yesos es aun mas profundo, por lo que se ha formado una depresión elíptica cuyo eje mayor (N-S) tiene una longitud de 1.8 km y su eje menor tiene 0.8 km de largo. El piso del valle esta a 1830 msnm y el borde de la dolina a 1850 msnm.

Bloques aislados de yeso se observan en la brecha calcárea, en el afloramiento cercano al cruce del Arroyo Santa Lucía con la carretera a Guadalcázar y en el túnel que une las Grutas de Las Candelas. Actualmente no se conocen otros afloramientos de yeso en el Altiplano del Realejo.

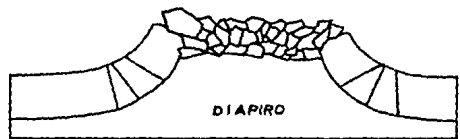
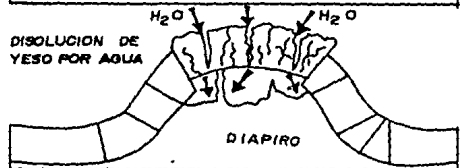
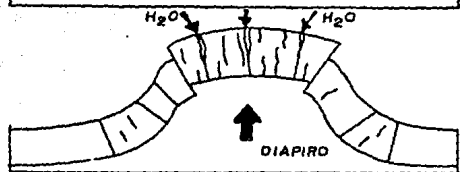
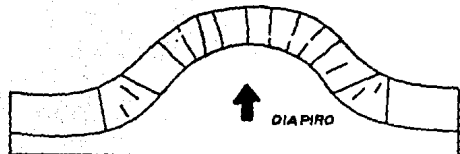
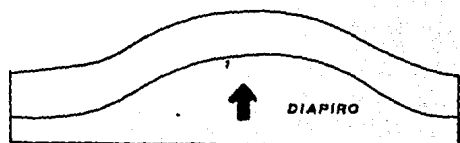
Los afloramientos de yeso en los arroyos de la parte occidental de la sierra, son de pequeñas dimensiones, a excepción del que se presenta en el Cañón de La Bandola. Esta distribución de afloramientos cubre casi toda la parte occidental de la sierra y en su mayoría semejan ser pequeños "reventones" sobre las fracturas que controlan el curso de los arroyos. La posición de los estratos de la Formación El Abra, cambia paulatinamente su rumbo hasta ponerse en posición casi E-W o aún NE-SW opuesto a la tendencia de las estructuras regionales; desafortunadamente no hay otros afloramientos de yeso en el altiplano, ni en el límite oriental del mismo, que nos permitan configurar la geometría del diapiro, pero hay dos líneas de evidencia indirectas que nos permiten intentarlo. La primera de ellas es la distribución de los arroyos principales es radial respecto al centro de la misma (Figura 33). Estos patrones



de drenaje son comunes en estructuras diapíricas (Ramberg, 1981; Collins, Dix y Hobday, 1981), y son controlados por los sistemas de fracturas radiales y concéntricas, que se forman por el empuje ascendente de la masa diapírica. Los experimentos de Ramberg (1981), muestran de manera elocuente, la formación de estos sistemas de fracturas. Como se observa en el plano de patrón de drenaje y estructuras cársticas (Figura 33), esta disposición de los arroyos no es un rasgo local, sino que abarca la mayor parte de la sierra, a excepción de su extremo SE, donde el drenaje es controlado por un sistema de fracturas longitudinales, posiblemente desarrolladas durante el plegamiento laramídico. Tomando como base esta distribución de fracturas, se puede suponer que el núcleo del diapiro se ubica en la parte centro-occidental de la sierra, sólo que su cúpula, parcialmente disuelta, presenta una forma plana, por estar totalmente cubierta de brecha calcárea de colapso. Como ya se mencionó, la brecha que ocupa el altiplano de la sierra es una mezcla caótica de fragmentos, y bloques calcáreos que incluyen megaclastos, en donde aún se puede distinguir la estratificación (Figura 16). En esta mezcla caótica ocurren bloques grandes de travertino y yeso, estos últimos están en lugares tan distantes de los afloramientos conocidos de la Formación Guaxcamá, que es difícil pensar que hayan sido transportados hasta sus lugares actuales. De lo anterior se desprende que antes del colapso que generó la brecha, ya se había desarrollado una intensa carsticidad en la cubierta calcárea y que parte de la cúpula del diapiro ya había sido disuelto. Los bloques de yeso, posiblemente fueron residuos que permanecieron pegados a las rocas calcáreas suprayacentes. De esta manera, el colapso involucró, a los bloques de travertino, característico de las estalactitas y estalagmitas, al yeso, y a los fragmentos de caliza. Hasta aquí expuesto puede sintetizarse en la figura 34, pasos A a E.

El contorno del altiplano, en su mayor parte está delimitado por escarpes que separan a las calizas estratificadas de la brecha calcárea de colapso. Esto puede deberse a un sistema de fracturas concéntricas, desarrolladas por el empuje ascendente de la masa evaporítica. Se considera que parte de la Formación El Abra fué penetrada por el diapiro el cual arrastró, a manera de un tapón, un bloque de la base de dicha formación. Lo anterior es inferido porque en la parte central del altiplano, en el Cerro San Antonio y cerca del contacto occidental del "stock" granítico, se recolectaron fósiles de caprinidos cuyas edades van del Aptiano (*Planocaprina sp.*) al Albiano tardío (*Caprinuloidea sp.*), mientras que a poca distancia al norte del poblado del Realejo (Localidad A, Figura 7), los fósiles colectados (*Actaeonella sp.*) son de una edad Coniaciano-Santoniano. La mayor parte de las rocas aflorantes en el área son de edad Coniaciano-Santoniano y sólo hay franjas aisladas de edad Turoniano que se

## CORTE TRANSVERSAL



## PLANTA

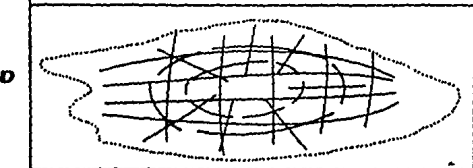
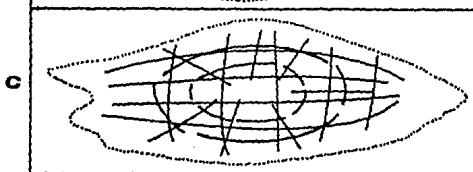
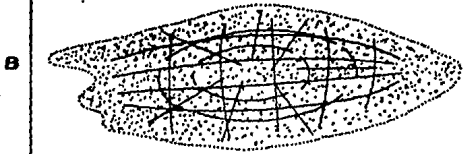


Figura 34. Esquema evolutivo de la Sierra de Guadalcázar.

han reconocido en los núcleos de algunos anticlinales (al sur de Aguaje de Los García). Las rocas de edad Turoniano fueron reportadas por Betanzos (1984) en base a microfósiles (*Calciesferulidos chicos*, Bonet).

### ¿Pliegues Recostados o Cabalgaduras?

Como ya se expuso en la sección anterior, la relación de contacto y la distribución de afloramientos de la Formación Cárdenas sugieren que existe una cabalgadura en las sierras Las Playas y El Aguaje, localizadas al suroeste de la SG (Lámina 1). Sin embargo, para la misma área, Alonso (1983), en base solamente a criterios geométricos, interpretó a dichas estructuras como pliegues recostados fragmentados por fallas normales. Betanzos (1984), apoyado en una firme base estratigráfica, controlada con estudios paleontológicos, sí consideró la existencia de una cabalgadura en las sierras mencionadas.

En el siguiente análisis, que es un intento por darle una mejor definición a lo ya reportado por Betanzos (1983) y por Torres y Alencaster (1988), se discuten las evidencias que soportan la hipótesis de la existencia de una cabalgadura en las sierras El Aguaje y Las Playas. Empezaremos por analizar si hay duplicación de la secuencia de terrígenos de la Formación Cárdenas en la estructura: en el arroyo El Aguaje se puede ver una sección bien expuesta, limitada en la base por la cima de la Formación Soyatal (i.e. la base deposicional de la Formación Cárdenas: Figura 12) y en la cima por la Formación El Abra (el bloque cabalgante). Básicamente, en la sección se presentan tres paquetes principales. El primero corresponde a la parte basal; en él predomina el material arcilloso y, ocasionalmente, presenta horizontes de arenisca de sólo 5 cm de espesor. La parte media está caracterizada por una alternancia rítmica de lutitas y areniscas con estratificación delgada, en que domina el contenido arcilloso. El contenido de arenisca aumenta hacia la cima, observándose estratos de hasta 15 cm de grueso. Desde su base, hasta donde la cubre tectónicamente la Formación El Abra, no se observa repetición alguna de la secuencia de terrígenos de la Formación Cárdenas.

Las rocas calcáreas del frente de la cabalgadura tienen edades comprendidas entre el Coniaciano-Campaniano. Si éstas están cabalgando sobre rocas del Campaniano-Maastrichtiano, podría decirse que, al menos por las edades de las rocas en contacto, no existe en esta área una cabalgadura digna de señalarse. Sin embargo, la traza de la cabalgadura es perfectamente visible, y su plano correspondiente está bien expuesto en los arroyos que la cortan. Este plano tiene una inclinación promedio de 30° y está marcado por un horizonte de brecha cataclástica. Asociadas a la

cabalgadura se presentan algunas imbricaciones que ocasionaron brechamiento en la secuencia calcárea y que hacen aflorar rocas del Turoniano en la cima de la Sierra El Aguaje (al pie el cual está el poblado de El Aguaje).

Apoyar la existencia de una cabalgadura en esta zona requiere acomodar los elementos tectónicos que se han mencionado en una hipótesis coherente, que permita hacer una estimación del desplazamiento de los bloques y, consecuentemente, del acortamiento tectónico. Se considera que son factibles dos explicaciones que se basan en: 1).- el rompimiento de los pliegues concéntricos, o 2).- la formación de un nivel de despegue dentro de la Formación El Abra (Figura 35 a y b).

### Rompimiento de pliegues concéntricos

En la SG las anhidritas de la Formación Guaxcamá constituyen el horizonte viable para la formación de la superficie de despegue de una cabalgadura. En esta primera hipótesis, partimos del supuesto que durante el proceso de compresión de la Orogenia Laramide inicialmente se generaron pliegues concéntricos, que originaron anticlinales y sinclinales abiertos y simétricos. Al continuar la compresión, algunos de los pliegues se rompieron en su parte frontal, generando imbricaciones y cabalgaduras. En estos casos los desplazamientos son pequeños, probablemente de algunos cientos de metros a pocos kilómetros. Es difícil calcular en nuestro caso la magnitud de acortamiento por este proceso, ya que el único dato que tenemos es de que rocas calcáreas de facies lagunares están encima de secuencias con rocas de facies arrecifales.

Los acortamientos pequeños también causan que no logre emerger la base de la secuencia cabalgante (Formación El Abra), y esto en sí mismo explica por que no son las calizas del Albiano-Cenomaniano las que descansan sobre la Formación Cárdenas en la Sierra del Aguaje. Este estilo o geometría de las cabalgaduras y su poco acortamiento es típico de la parte trasera (*trailing edge*) de una faja de pliegues y cabalgaduras, en contraste con la zona frontal (*leading edge*) de la misma, donde las cabalgaduras tienen un mayor desplazamiento y geometría plana, tal como ocurre para la parte oriental de la Sierra Madre Oriental, estudiada por Carrillo y Sutter (1982), y Sutter (1984, 1987).

Una hipótesis alternativa para explicar por que rocas del Coniaciano-Santoniano son los que están cabalgando a la Formación Cárdenas y no rocas del Albiano-Cenomaniano, requiere de un nivel de despegue dentro de la misma Formación El Abra. Esto puede ocurrir por dos posibles mecanismos. El primero consiste en considerar la presencia de un horizonte arcilloso dentro de la secuencia

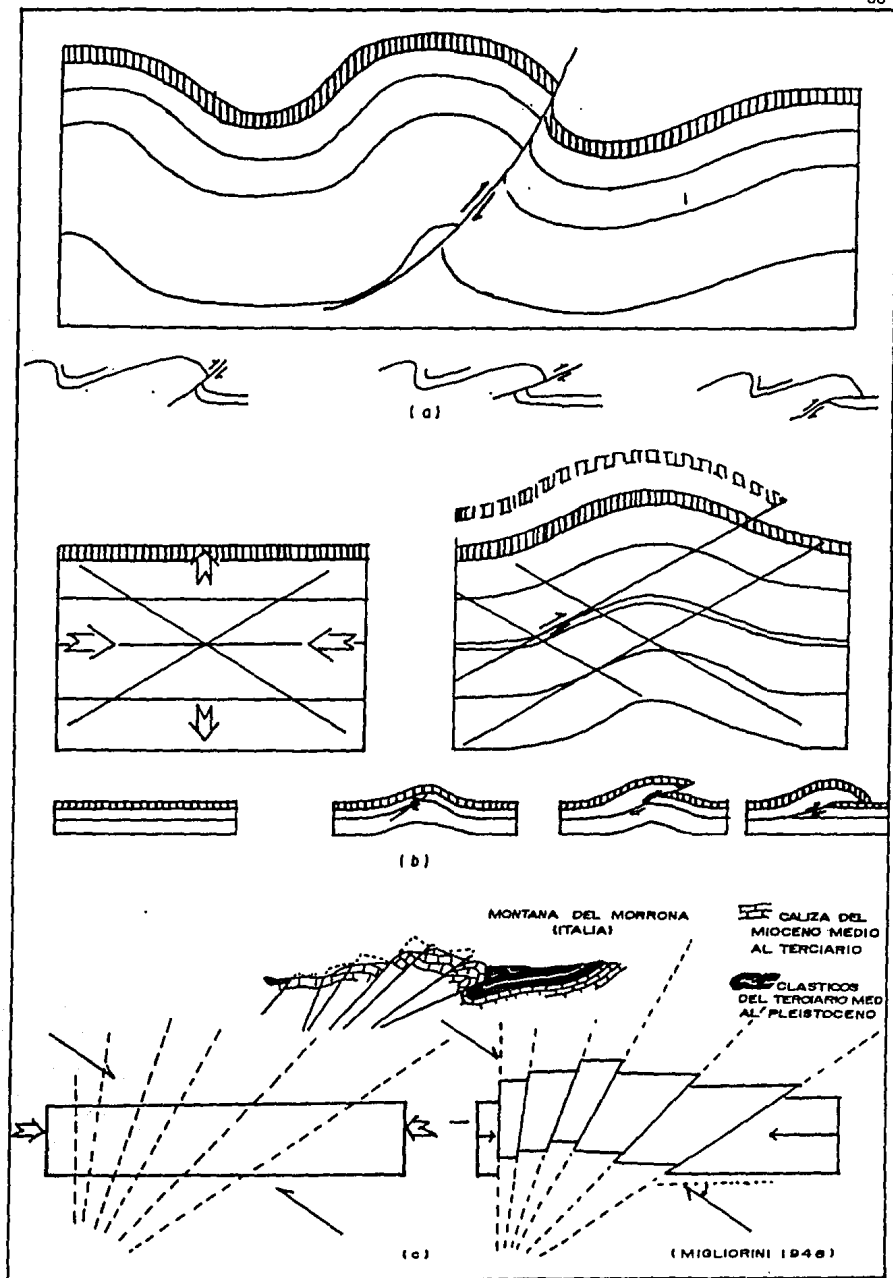


Figura 35. Tres hipótesis acerca de la formación de la estructura de El Aguaje.

(explicación en el texto)



calcárea que pueda servir como superficie lubricante. Una posibilidad en este sentido es que durante el Turoniano en la cuenca se depositó un extenso horizonte con gran contenido arcilloso, conocido como la Formación La Peña y que parte del material terrígeno más fino podría haber caído sobre las plataformas. Esto no es lo que se observa en la secuencia aflorante en la SG, pues solo se presentan delgados horizontes de lutitas de unos cuantos milímetros a un centímetro de espesor, entre los estratos calcáreos de 30, 80 ó más centímetros de espesor. Estos delgados horizontes arcillosos sólo servirían como lubricantes en el proceso de plegamiento en el que ocurren deslizamientos capa a capa (*flexural slip*) pero difícilmente servirían como superficie de despegue de la secuencia calcárea posterior al Turoniano.

Otro mecanismo que podría explicar la cabalgadura es que durante el empuje pudieron formarse juegos de fracturas de cizalla subhorizontales, y que en cierto momento del plegamiento, uno de esos planos coincidió con los planos de estratificación y entonces sobrevino el rompimiento en un nivel determinado de la Formación El Abra (Figura 34). Un caso semejante, sólo que a escala microtectónica, fue reportado por Choukroune (1969) para el borde SE del Macizo Central Francés, cerca de Anduze, donde una secuencia calcárea del Jurásico tardío fue afectada por una deformación que ocasionó plieques isopacos (concéntricos). Aunque es riesgoso extrapolar el ejemplo anterior a la SG, se puede argumentar que las estructuras pequeñas suelen reflejar a las estructuras regionales mayores (Willson, 1961). La dificultad para aceptar esta hipótesis es que en la SG no se observan estructuras pequeñas que señalen este mecanismo, por tanto, no hay evidencia alguna de que esto exista.

De Sitter (1970) refiere un caso en Montagna del Morrone (Italia) donde Migliorini (1948) resalta que cuando una gruesa secuencia rígida de caliza, cubierta por un delgado espesor de sedimentos mas incompetentes, es sometida a plegamiento a baja presión confinante tiende a desarrollar más bien fallas que pliegues y a la estructura resultante la llamó "cuña compuesta". Para el caso de la SG tenemos un grueso espesor de calizas que en su conjunto tiene un comportamiento rígido, y estan cubiertas por un delgado espesor de terrígenos. Sin embargo, regionalmente se observan pliegues concéntricos expresados como anticlinales y sinclinales abiertos, resaltando su caracter plegado, más que una cuña compuesta por fallas. Para explicar la cuña compuesta, Migliorini (1948) propuso un campo de esfuerzos inclinado respecto a la secuencia sometida a deformación, la cual es difícil de aceptarse.

En conclusión, se considera que en la SG el sistema de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, se expresa como pliegues concéntricos y

simétricos, algunos de los cuales evolucionaron a cabalgaduras e imbricaciones con acortamientos pequeños.

## SUMARIO Y CONCLUSIONES

En la SG aflora una secuencia sedimentaria que muestra en su base evaporitas de la Formación Guaxcamá, de edad Neocomiano-Aptiano temprano. Sobre estas descansa la unidad volumétricamente más importante en el área, que es la Formación El Abra, que esta constituida por dolomías y calizas arrecifales, de márgen de arrecife y lagunares. En esta porción de la PVSLP, la Formación El Abra tiene un alcance Aptiano tardío-Santoniano. Sobre estas calizas, y separadas por un contacto bien definido, descansa una delgada secuencia de calizas arcillosas intercalada con lutitas de la Formación Soyatal (Campaniano temprano). Finalmente, la unidad sedimentaria marina más joven es una alternancia de lutitas y areniscas de la Formación Cárdenas (Campaniano tardío-Maestrichtiano).

De manera general, la SG es una estructura anticlinal formada durante la Revolución Laramide, que sufrió un reacomodo por efecto del empuje diapírico de las anhidritas de la Formación Guaxcamá. Aunque estas evaporitas debieron emplazarse en el núcleo del anticlinal desde el inicio de la deformación compresiva, su ascenso posterior continuó a causa de su mayor plasticidad y de la presión tectónica diferencial entre los márgenes de la estructura y su cima. Esto provocó que las estructuras aledañas, de tendencia original NW-SE, se reacomodaran concéntricamente respecto al diapiro. Por efecto del empuje ascendente hubo deslizamientos capa a capa que ocasionaron brechamiento intenso de algunos estratos; este fenómeno es más pronunciado en la parte NW de la sierra. Este material brechado esta empacado en calcita.

En las sierras El Aguaje y Las Playas, la Formación El Abra sobreyace a la Formación Cárdenas por efecto de una falla inversa, o cabalgadura con un desplazamiento de corto alcance. Además de esta estructura principal, y asociadas a ella, existen imbricaciones pequeñas dentro de la Formación El Abra, en donde se desarrollaron brechas cataclásticas, hasta de 20 m de espesor, que son explotadas económicamente como "mármoles". Estos rasgos son mas espectaculares en la Sierra Las Playas, en donde las imbricaciones mayores en la secuencia calcárea forman brechas cataclásticas cuyos afloramientos se prolongan a rumbo, hacia el norte, por varios kilómetros.

La parte central de la SG esta ocupada por una altiplanicie en la que se han labrado grandes estructuras cársticas o poljes (Wenzens, 1973). El altiplano tiene una forma burdamente elíptica, con un eje mayor con una longitud de 10 km orientado al NE-SW, y el menor tiene 8 km. En el altiplano afloran brechas calcáreas. El Altiplano

ESTA COPIA NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

Central, y la brecha contenida en él, son interpretados como productos del colapso debido a la disolución de la cúpula del diapiro. Esta disolución fue favorecida por las fracturas radiales y concéntricas causadas por el empuje ascendente del diapiro, que actuaron como conductos que permitieron la entrada de aguas meteóricas al interior de la estructura, iniciando el proceso de disolución de las evaporitas. Previo al colapso, en los grandes bloques delimitados por el sistema de fracturas radiales y concéntricas, debió desarrollarse una intensa carsticidad que es atestiguada por grandes bloques de travertino mezclados caóticamente con bloques y clastos calcáreos y con algunos bloques de yeso en la brecha de colapso. Sólo en algunas áreas se observa a esta brecha cementada por "terra rosa", o débilmente cementada por caliche. En general, la brecha de colapso se presenta como un gran apilamiento caótico de bloques de todos tamaños (de unos cuantos centímetros a varios metros de diámetro).

El estudio de los fósiles recolectados en los sedimentos marinos indica una edad Coniaciano-Santoniano para las rocas calcáreas de las márgenes de la sierra, pero en el altiplano se recolectaron fósiles del Aptiano (*Planocaprina sp.*), del Albiano temprano (*Coalcomana sp.*) y del Albiano medio (*Caprinuloidea sp.*), lo que sugiere que parte de la Formación El Abra fué atravesada por el diapiro, y que esté levantó, a manera de un tapón, un bloque de la base de la Formación El Abra.

La secuencia temporal de los eventos tectónicos hasta aquí inferidos comprende: plegamiento de la secuencia sedimentaria marina y emplazamiento inicial de las evaporitas durante el Paleoceno al Eoceno medio (Revolución Laramide). Se cree que del Eoceno medio al Oligoceno temprano continuó el ascenso del diapiro. Durante este mismo lapso se desarrolló el carst en el caparazón de calizas y sucedió la disolución a gran escala de las evaporitas, que condujo al colapso y formación de la brecha. En el Oligoceno medio se emplazaron una serie de cuerpos intrusivos, el mayor de los cuales es el intrusivo del cerro de San Cristóbal o Granito de Guadalcázar (K-Ar  $31 \pm 2$  Ma; Mujica y Albarrán, 1983). Este es un "stock" burdamente elíptico, cuyo eje mayor tiene 2.4 km y el menor 1.5 km de longitud. Este intrusivo ocupa la parte central del altiplano y de la sierra y su afloramiento principal tiene una orientación N30E. Apófisis y diques riolíticos están distribuidos alrededor del intrusivo del cerro de San Cristóbal. Aparentemente, a primera vista, el granito se emplazó en una brecha sinsedimentaria, que cambia lateralmente a roca masiva con intercalaciones de caliza dolomítica, o rica en clastos dolomíticos (facies de margen de arrecife y lagunar de la Formación El Abra). Pero un estudio detallado de estos cuerpos de roca masiva y brecha arrecifal sinsedimentaria, muestra que no tienen una continuidad lateral, sino que parecen ser bloques fragmentados (¿producto del colapso

de la cúpula del diapiro?) que se acomodaron concéntricamente alrededor del intrusivo. La falta de continuidad lateral es evidenciada en los arroyos que drenan la parte NE del altiplano. El reacomodo de estos megabloques y la formación de un domo alrededor del intrusivo hacen pensar que éste se emplazó por inyección forzada (*forcefull injection*). Los diques y apófisis menores intrusionaron a la brecha de colapso, a yesos y, en la parte NW de la sierra, a calizas masivas y estratificadas.

Geobarometría en inclusiones fluidas en el granito de Guadalcázar (Chrysosoulis y Wilkinson, 1983) indica una profundidad de emplazamiento entre 1600 y 2200 m. La columna de rocas que cubría al granito fue erosionada en los últimos 31 Ma, lo que da una velocidad de erosión promedio entre 50 y 70 m por Ma. Los abanicos aluviales en la sierra tienen un volumen estimado mucho menor, por lo que se infiere que gran parte del material fué removido por disolución. Los poljes de Guadalcázar, El Realejo y La Trinidad, y numerosas depresiones cársticas de mediana y pequeña magnitud, son testigos de una segunda etapa de disolución post-oligocénica. La formación de un horizonte calichoso, que se observa en los abanicos mayores, parcialmente disectados por los arroyos, señala que la disolución masiva fué terminada por una época de sequía intensa. El clima actual, aunque menos severo, con 500 mm de precipitación anual, no es propicio para lograr disolución significativa (Llopis, 1970), por lo que el carst de la SG debe considerarse fósil. Al escasear las lluvias, el aporte de material hacia los abanicos se redujo, por lo que en la actualidad están siendo erosionados y el material de sus ápices está siendo removido. Una explosión volcánica reciente, de fuente hasta ahora desconocida, ocasionó el depósito de una toba pumicítica, de composición riolítica, que cubrió un área muy extensa en San Luis Potosí. Actualmente, en la SG sólo se conservan algunos remanentes de esta toba en las partes altas, mientras que la mayor parte fué removilizada hacia las depresiones topográficas.

En la zona de contacto entre el intrusivo del cerro de San Cristóbal y la brecha calcárea encajonante, pero principalmente dentro del primero, se presentan cuerpos mineralizados pequeños con plata y estaño. La mineralización de mercurio está emplazada principalmente en la brecha calcárea, en una franja de aproximadamente 6.5 km de largo, situada a 2 km del borde occidental del intrusivo. También hay mineralización escasa de mercurio dentro de la masa granítica. El material erosionado proveniente del intrusivo ha formado placeres de estaño en los abanicos aluviales de las cuencas de Guadalcázar y El Realejo. Otros cuerpos mineralizados pequeños

también se presentan asociados a intrusivos menores emplazados al NW de la sierra, pero en el altiplano lo que es más característico, es el desarrollo de menas aluminosas por alteración hidrotermal intensa de las rocas graníticas.

## REFERENCIAS

- Aguayo-, J.E., 1978**, Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico; An. Centro Ciencias del Mar. y Limnol. Univ. Nal. Aut. Mexico. 5 (1): 83-140 (1978).
- Aguillón-Robles, A., 1992**, Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario medio en la porción meridional de San Luis Potosí, Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Aloñso-Lomeli, Luis F., 1981**, Estudio Geológico Minero del Area "El Realejo" y parte norte de la hoja Guadalcázar en el estado de San Luis Potosí: Escuela de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis Profesional (inédita).
- Aranda-Gómez, J.J., y Labarthe-Hernández, G., 1977**, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P.: Instituto de Geología y Met. Univ. Autón. de San Luis Potosí, Folleto Técnico 53, 58 p.
- Aranda-Gómez, J.J., 1978**, Geology of San Martin mine district: Tesis de maestría, Colorado School of Mines. 98 p (inédita).
- Aranda-Gómez, J.J., 1982**, Ultramafic and high grade Metamorphic Xenoliths from Central Mexico: Ph. D. Thesis University of Oregon, 236 p.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., y Pier, J.G., (en prensa)**, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza del estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología, Univ. Nac. Autón. México, Bol. 106, parte 1.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J. and Pier, J., 1989**, Spinel-Lherzolite Quaternary Volcanic Centers in San Luis Potosí, México. 1. Geology, Mineralogy and Petrology: Journal of Geophysical Research, v. 94, No. B-6, pag. 7916-7940.
- Auboin, J., Brouse, R., Lehman, J.P., 1979**, Précis de Geologie 3: Tectonique, Tectonophysique et morphologie 4a. edition. Dunod ed. p. 603-607.
- Betanzos, J., 1984**, Estudio geológico de detalle de la Sierra de Guadalcázar, San Luis Potosí, Reporte interno de PEMEX Superintendencia Zona Centro, inédito.
- Bonet, F. 1952**, "La Facies Urganiana del Cretácico Medio de la Región de Tampico", Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 4, 153 p.
- Bonet, F., 1956**, Zonificación microfaunística en las calizas cretácicas del Este de México: Internacional geological congresso 20 th. Mexico, 102 p.
- Bondelos, A.J., Bonet, F. y Segerstrom, K., 1956**, Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la carretera entre Reynosa Tamps., y México, D.F.: Congr. Geol. Internacional, Excursiones A-14 y C-6.

- Bose, E., 1906 (b),** De San Luis Potosí a Tampico, Guide des excursions du X Congrès Géologique Internat, Mexico. Excursión Geológica No. 30, 16 p.
- Buchanan, L.J., 1979,** The Las Torres Mine, Guanajuato, Mexico. Ore controls of a fossil geothermal sistem: Golden, Colorado School of Mines, Ph. D. thesis, 119 p. (inédita).
- Burt, D. M., and Sheridan, M., 1987,** Types of Mineralization related to fluorine-rich silicic lava flows and domes: Geological Society of America Special Paper 212.
- Carrasco, B., 1970,** La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: Revista del IMP, v. 2, 96.
- Carrillo-Bravo, J., 1971,** La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, no. 1-6, 102 p.
- Carrillo-Martínez, M., y Suter, M., 1982,** Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro: Soc. Geol. Méx. Conv. Geol. Nal., VI. México, D.F., Libro guía p. 1-120.
- Castro., A. 1987,** On granitoid emplacement and related Structures: A review with 13 figuras Geologische Rundschav 76/1 /01-124 Stuttgart.
- Choukroune, P., 1969,** Un exemple d' analyse microtectonique d' une serie calcaire affectee de plis isopaques ("Concentriques"): Tectonophysics, v. 7, no. 1, p. 57-70.
- Colins, E. W., Dix. O.R., and Hobday, D.K., 1981,** Oakwood salt dome, East Texas: surface geology and drainage analysis: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Geological Circular 81-6, 23 p.
- Chrissoulis, S. and Wilkinson, N., 1983,** High Silver Content of fluid Inclusions in Quartz from Guadalcazar Granite, San Luis Potosí, Mexico: A contribution to Ore-Genesis Theory: Economic Geology, v. 78. p. 302-318.
- Cserna-Gombos, E. y Bello-Barradas, A., 1963,** Geología de La Sierra de Alvarez, Municipio de Zaragoza, Estado de San Luis Potosí: Univ. Nac. Aut. de Mexico Inst. de Geología Bol. 71 pte. 2, p. 23-63.
- De Sitter, L.U., 1970,** Geología Estructural (Segunda Edición) Editorial Omega. Barcelona Espana
- DETENAL, 1973,** [Hoja] Guadalcazar (F14- A65), San Luis Potosi: México, D.F., Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Carta topográfica escala 1:50,000.
- Edwards, J.D., 1956,** Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: U.S. Geol. Survey, Prof. 264-H, p. 153-183.
- Enos, P., 1974,** Reefs, platforms and basins of midle Cretaceus in northeast Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 800-809.
- Foshag, W.F., Fries, C.S., 1942,** Tin deposit of the Republic of Mexico: U.S. Geological Survey Bull. 935-C, p. 99-176.

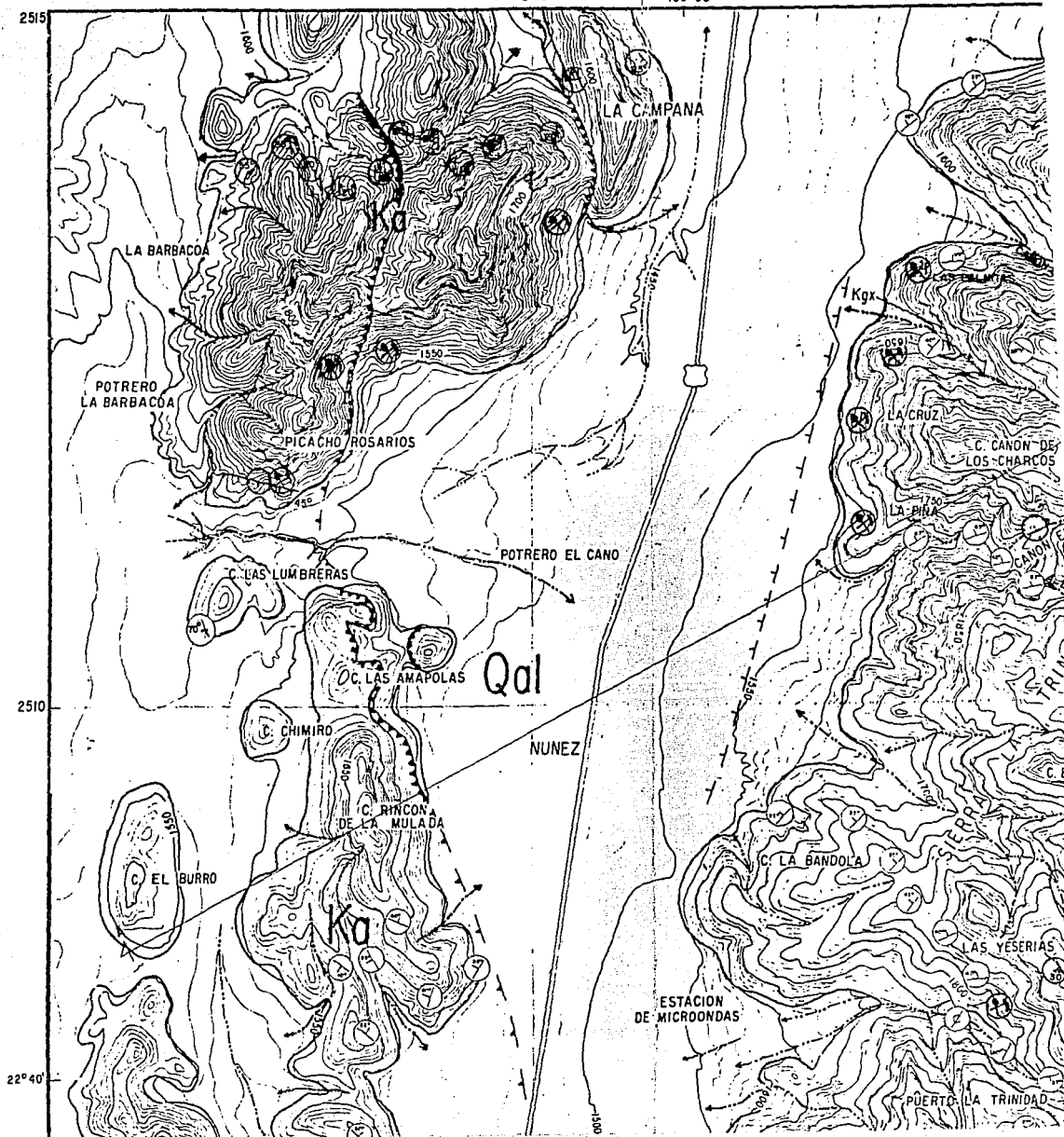


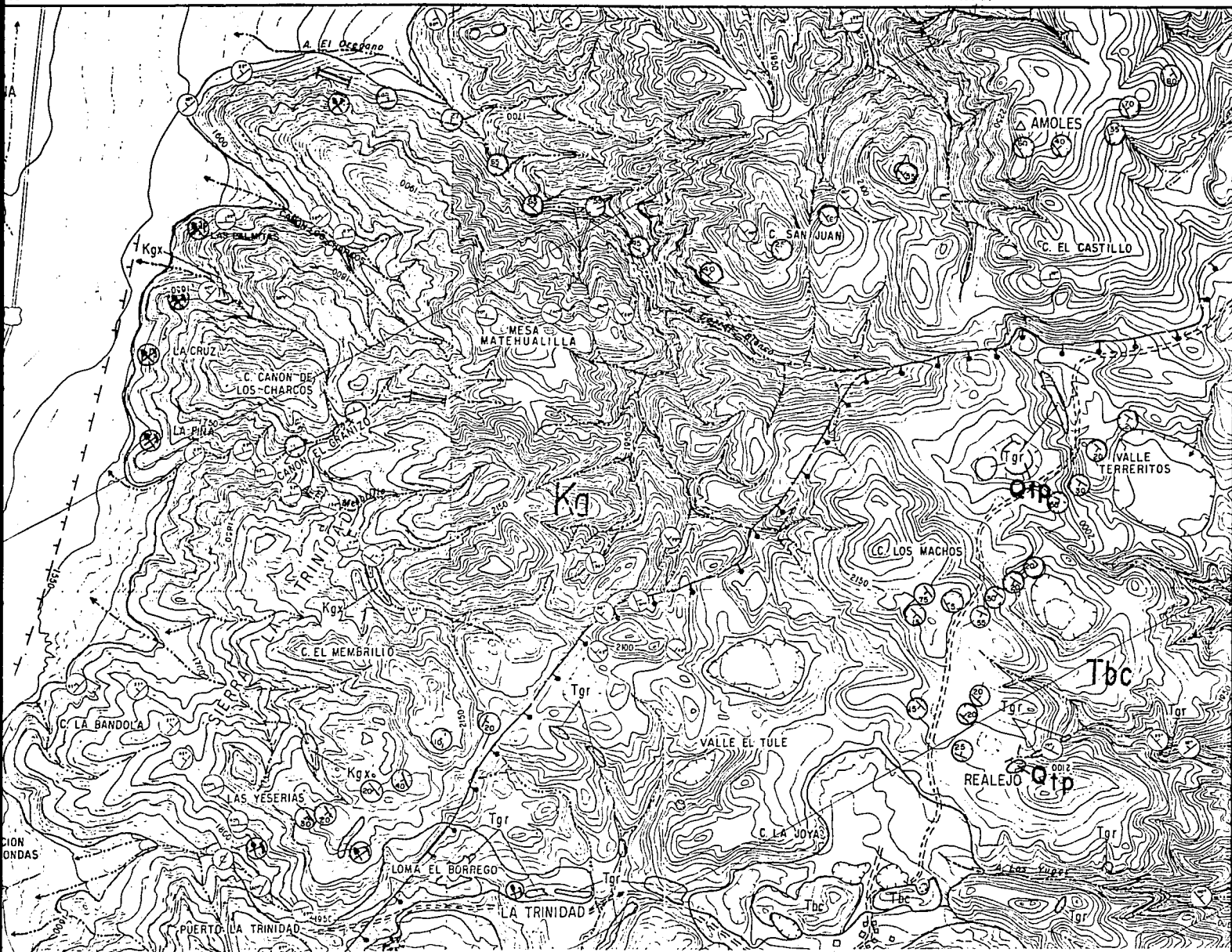
- Fries, C.S., y Schmitter, E., 1948, Los Placeres de Estaño de la Región de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí: Boletín N° 17 Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Naturales de México, en colaboración con el Geological Survey, United States, Department of the Interior. 50 p. 7 figuras, 6 tablas.
- Fries, C.S., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México: Bol. del Instituto de Geología UNAM, no. 60, 236 p.
- Garfías, V.R., 1917, "The Oil Region of Northeastern Mexico": Economic Geology v. 10, p.195.
- Garza-Blanc, S.A., 1978, Cartografía Geológica de la Hoja Santa Catarina, SLP: Instituto de Geología y Metal., Univ. Autón. de San Luis Potosí, Folleto Técnico 61, 40 p.
- Griffith, L.S., Pitcher, M.G. y Rice, G.W., 1969, "Quantitative Environmental Analysis of a Lower Cretaceous Reef Complex": Soc. Econ., Pal. Min. Special Pub. 14, p. 120-138.
- Heim, A., 1940, The front ranges of the Sierra Madre Oriental Mexico from Ciudad Victoria to Tamazunchale: Eclogae Geol. Helvetiae v. 33, p. 313-352.
- Humprey y Díaz (comunicación personal citada en Enos 1974).
- Kellum, L.B., 1930, Similiarity of surface geology in front range of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 14 n. 1 p. 73-91.
- Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1978, Cartografía Geológica de la Hoja San Luis Potosí: Instituto de Geología y Met. Univ. Autón. de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 59, 41 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Inst. de Geol. y Met., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., y Jiménez-López, L.S., 1990, Cartografía Geológica de la Hoja El Realito: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 112, 76 p.
- LLopis-LLado, N., 1970, Fundamentos de Hidrogeología Carstica (introducción a la geospelología): Editorial Blume, 269 p.
- Martín del Campo, M., 1959, Estudio sobre arcilla con alto contenido de Aluminio en el Municipio de Guadalcázar: Escuela de Ingeniería, Univ. Autón. de San Luis Potosí, Tesis Profesional (inédita).
- Martínez, P.J., 1965, Estudio Geológico del área de Río Verde-San Bartolo-Tepeyac San Luis Potosí, México: Informe geológico PEMEX (inédito) Original no consultado, citado en Carrillo-Bravo, J., 1971, (referencia ya citada).

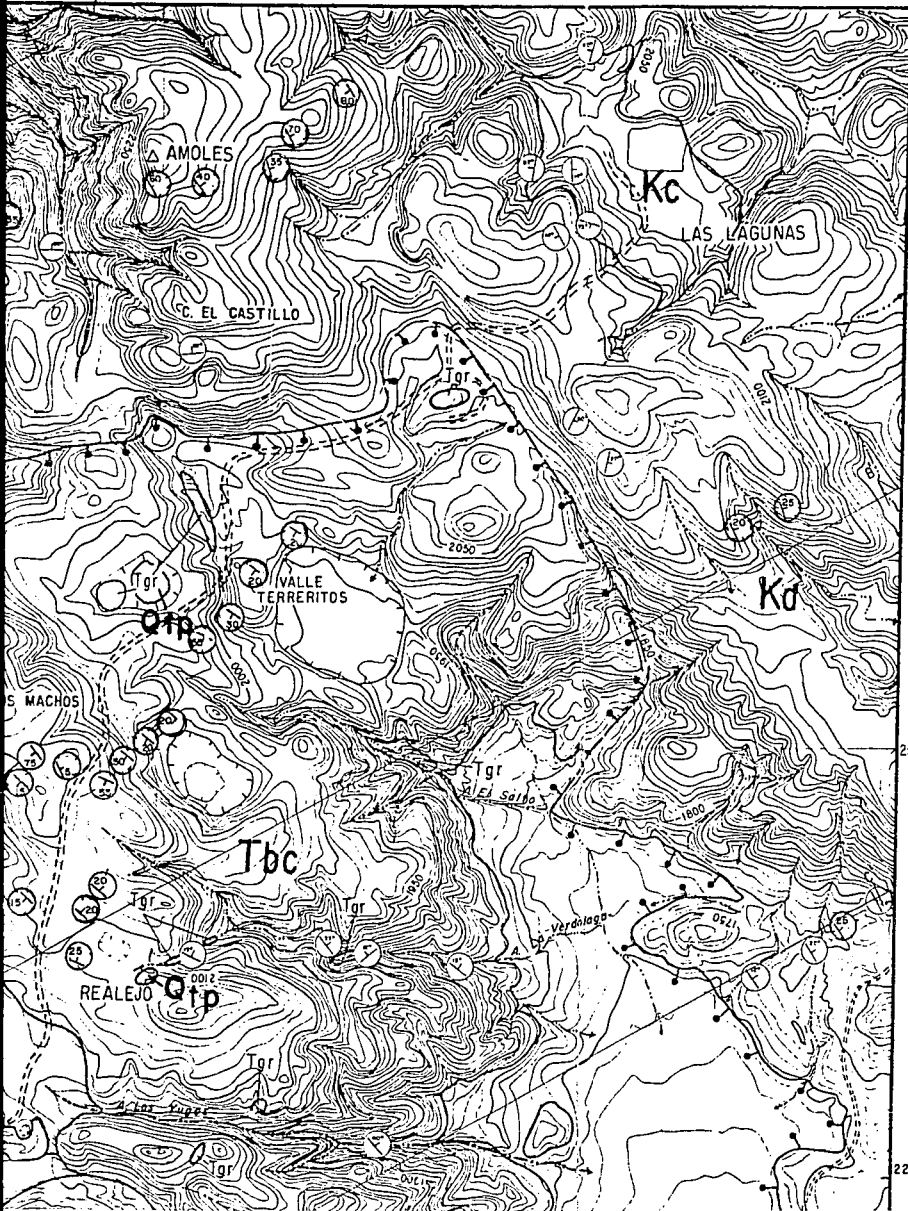
- Migliorini, C.I., 1948, I cunei composti nell "Orogenesi: Soc. Geol. Bol., 67, pág. 142.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Región, México: Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologist, 280 p.
- Mújica, M.R., y Albarrán, J., 1983, Estudio Petrogenético de las rocas Igneas y Metamórficas del Altiplano Mexicano: Reporte interno (Inédito). Instituto Mexicano del Petróleo.
- Myers, R., 1963, Biostratigraphy of the Cárdenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí, México: Revista Paleontología Mexicana, v. 24, 89 p. Instituto de Geología UNAM.
- Neugebauer, H.S., Reuther, C., 1987, Intrusion of igneous rocks physical aspects: Geol. Rundschau, v. 76, p. 89-99.
- Pérez-Larios, J., 1948, Estudio de los placeres de estaño del área del Realejo, Abrego y Guadalcázar, S.L.P.: Tesis Profesional Vol. II Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Ramberg, H., 1981, Gravity, deformation and the earth's crust: Academic Press, second edition, Sweden. 452 p.
- Ross, M.A., 1979, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone Northeastern, Mexico: M.S. Thesis, Univ. of Texas at Arlington, 96 p.
- Seegerstrom, K., 1961(b), Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Querétaro, Mexico survey Bull. 1104-b, U.S. p. 19-26.
- Stollery G., Boresik, M., and Holland, H.D., 1971, Chlorine in intrusives: A possible prospecting Tool: Economic Geology, v. 66, p. 361 - 367.
- Suter, M., 1980, Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust and fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states): Univ. Nat. Aut. Mexico. Inst. Geología, Revista, v. 4, no. 1, p. 19-31.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east central Mexico: Geological Society of America Bull., v. 95 p. 1387-1397.
- Suter, M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 249-264.
- Torres-Hernández, R., y Alencáster, G., 1988, La Sierra Las Playas expresión de una cabalgadura mayor al Oeste de la Sierra Guadalcázar. Memoria de la IX Convención de la Soc. Geológica Mexicana. México (resúmenes).
- Tristán - González, M., y Labarthe - Hernández, G. 1979, Cartografía geológica de la "Hoja El Tepetate", S. L. P. Instituto de Geología y Metalurgia, Univ. Aut. de San Luis Potosí, folleto técnico no. 66, 31p
- Urias, R.A., 1963, Estudio Geológico de La Sierra de Guadalcázar: Instituto de Geología y Metalurgia., Univ. Autón. de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 8, 35 p.

- Wencens, G. 1973**, Investigaciones geomorfológicas en la región carstica del Norte de San Luis Potosí y Sur de Nuevo León: Boletín Sociedad Geológica Mexicana v. 34, nos. 1 y 2, p. 71-91.
- Wilson, G., 1978**, Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo de campo: Ediciones Omega, 107 p.
- Wilson, B.W., Hernández, J. P., y Meave, T.E., 1955**, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, v.18, p.1- 10
- Wittich, E., y Ragotzy, F., 1920**, Apuntes preliminares acerca de la zona de Guadalcázar , S.L.P.: Petróleo, v. 13, no. 196, p. 5.
- Zárate-Muñoz, J.C., 1977**, Cartografía Geológica de la Hoja Villa Arista, S.L.P.: Instituto de Geología y Metalurgia. UASLP, Folleto Técnico no. 52, 47 p.

2515





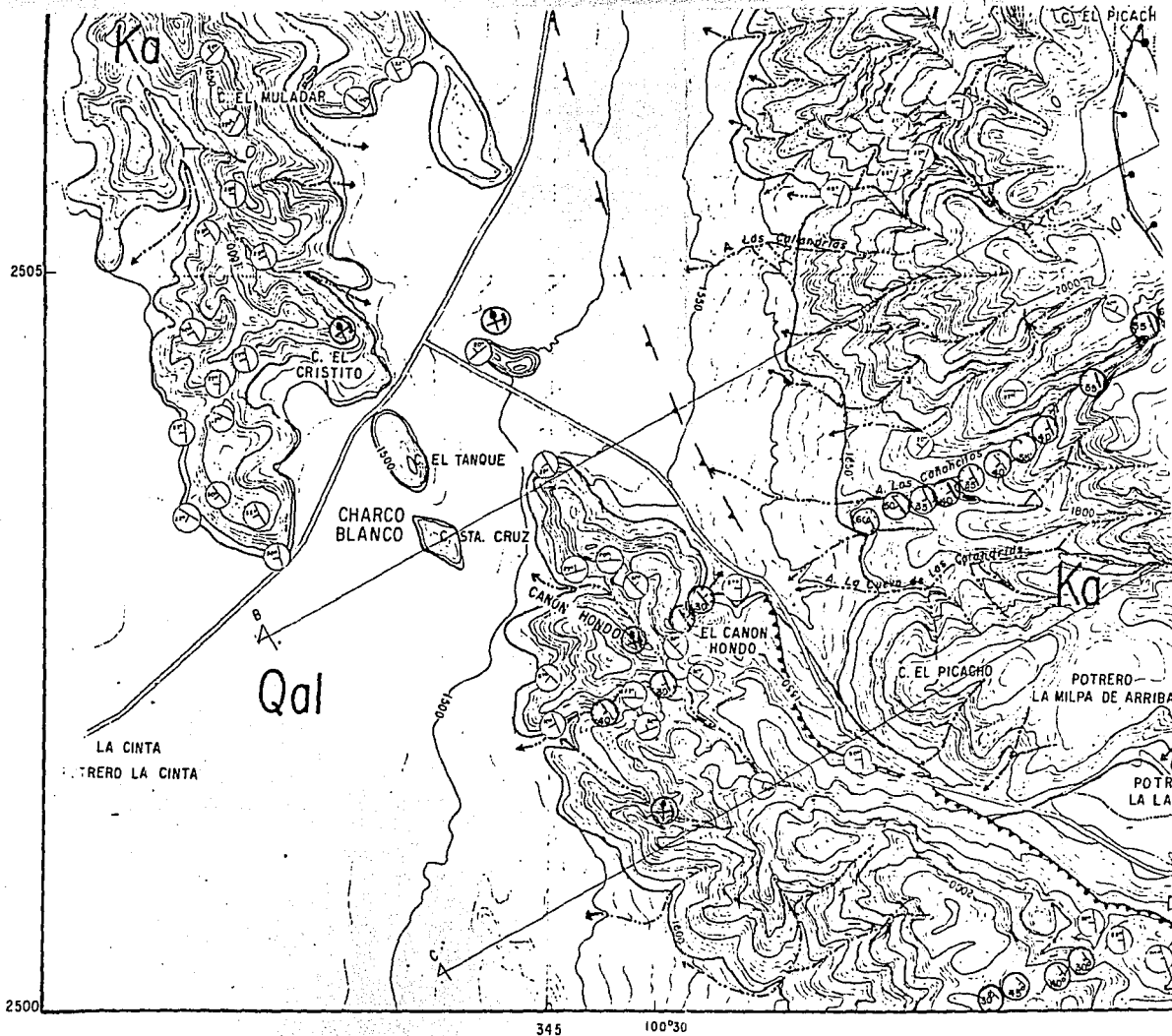


## LEYENDA

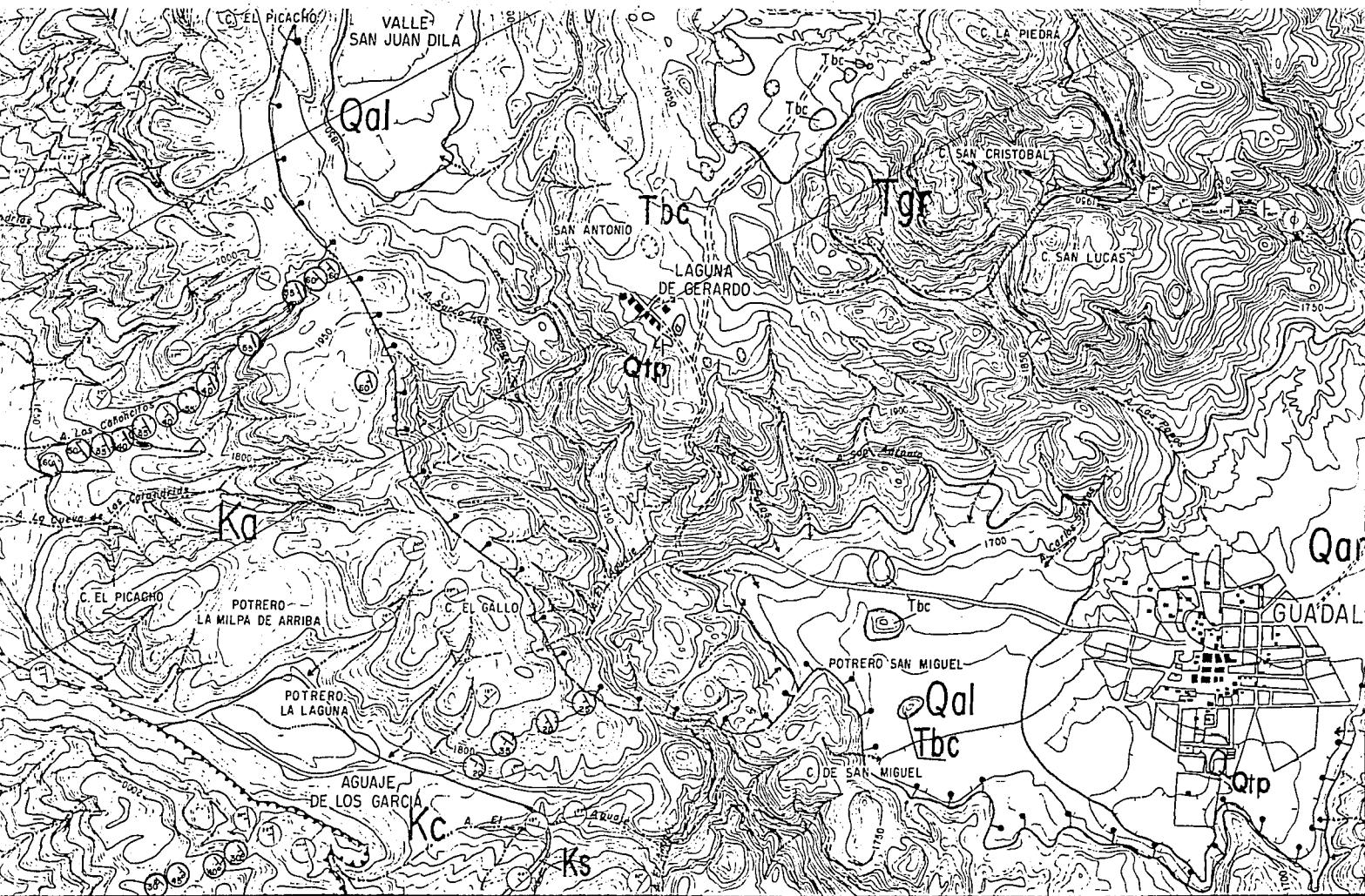
### Rocas sedimentarias

- |     |                    |
|-----|--------------------|
| Qal | Aluvión            |
| Qar | Arenas riolíticas  |
| Tbc | Brecha de colapso  |
| Kc  | Formación Cardenas |
| Ks  | Formación Soyatal  |
| Ka  | Formación El Abra  |
| Kgx | Formación Guaxcamá |

Rocas ígneas

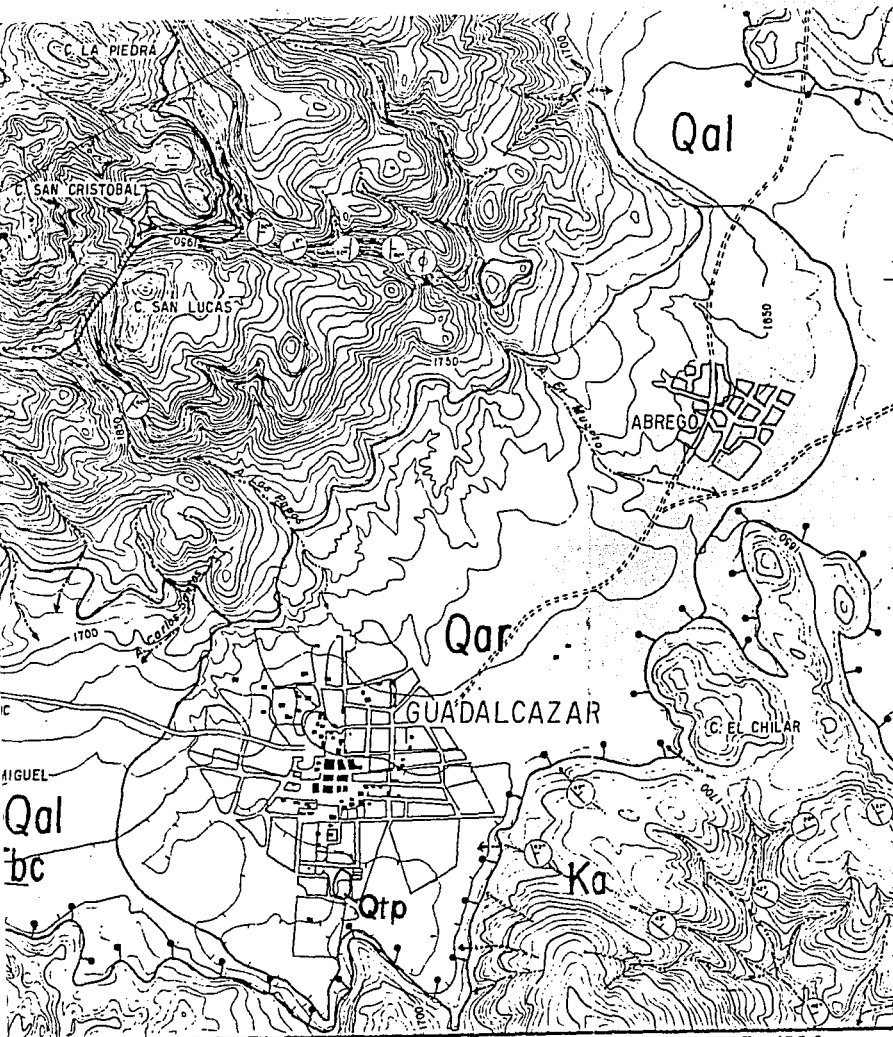


MAPA GEOLOGICO D



# OLOGICO DE LA SIERRA DE GUADALCAZAR





Qtp

Toba pumicítica

Tgr

Intrusivo granítico

## SIMBOLOGIA



CONTACTO GEOLOGICO



RUMBO E INCLINACION DE LOS ESTRATOS



FOLIACION



DIACLASAS



FRACTURAS



FALLA NORMAL



FALLA INVERSA



LIMITE DEL COLAPSO



LIMITE INFERIDO DEL COLAPSO



EJE DE ANTICLINAL



EJE DE SINCLINAL



DIQUE



POLJE



DOLINA



PONOR



BANCO DE MATERIAL



OBRA MINERA



CARRETERA PAVIMENTADA



TERRACERIA



POBLADO O RANCHERIA



ARROYOS

# JADALCAZAR

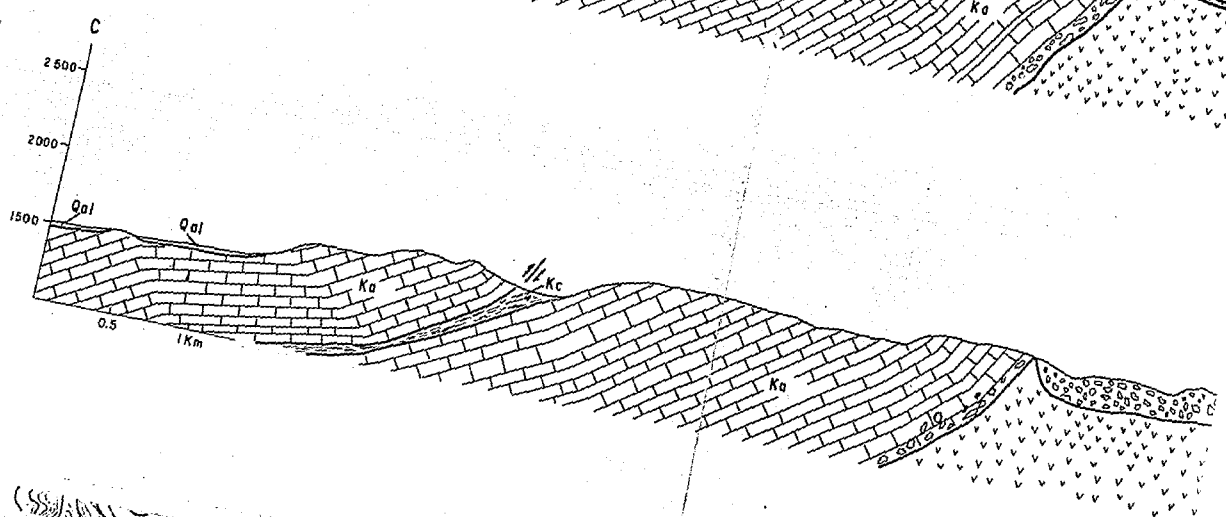
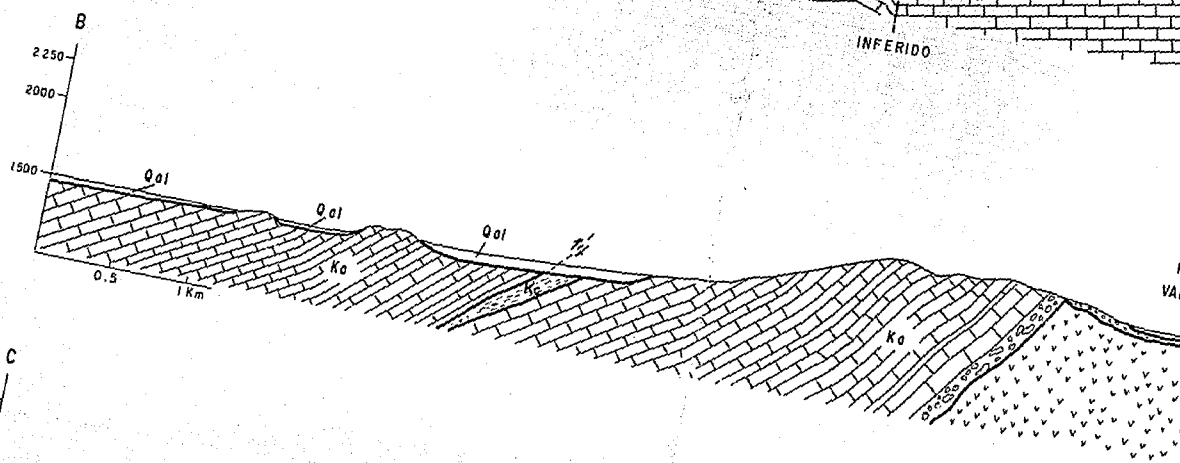
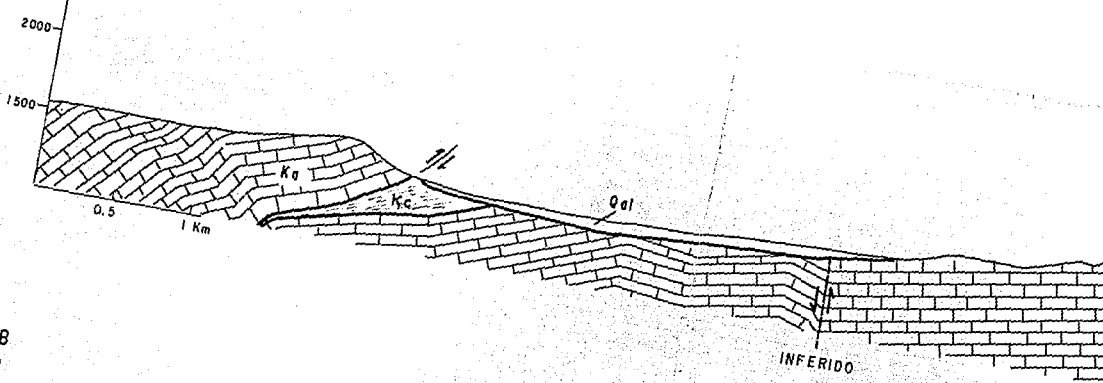
J.R. TORRES - HERNANDEZ 1994

KILOMETROS

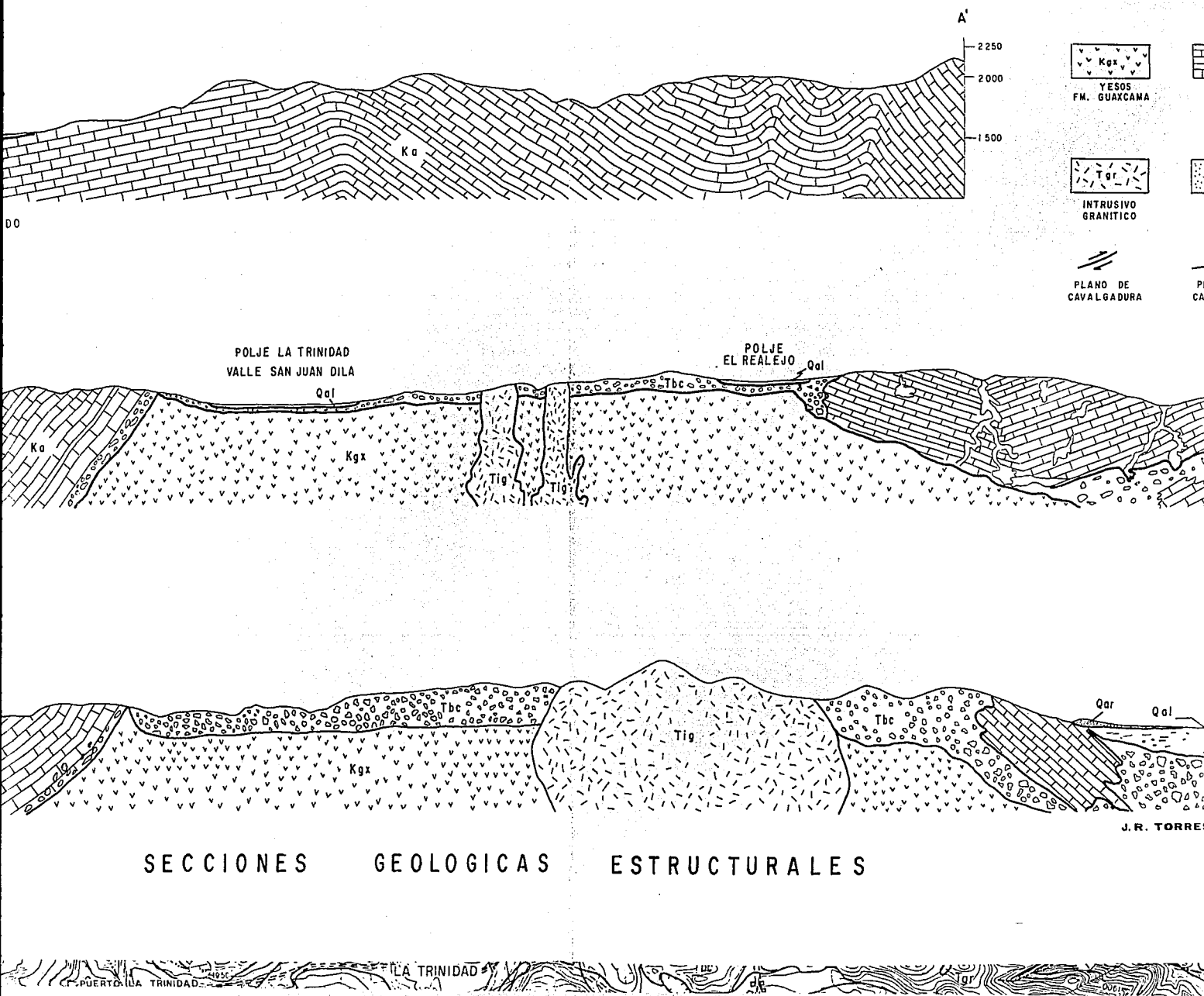


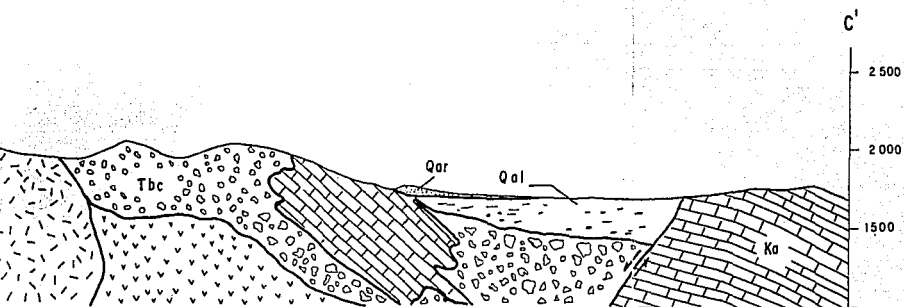
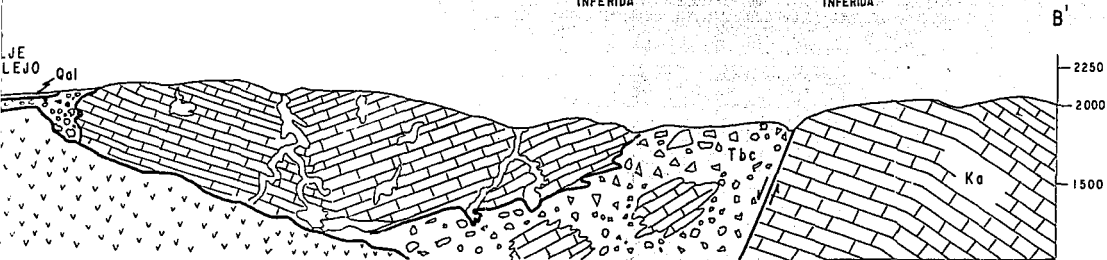
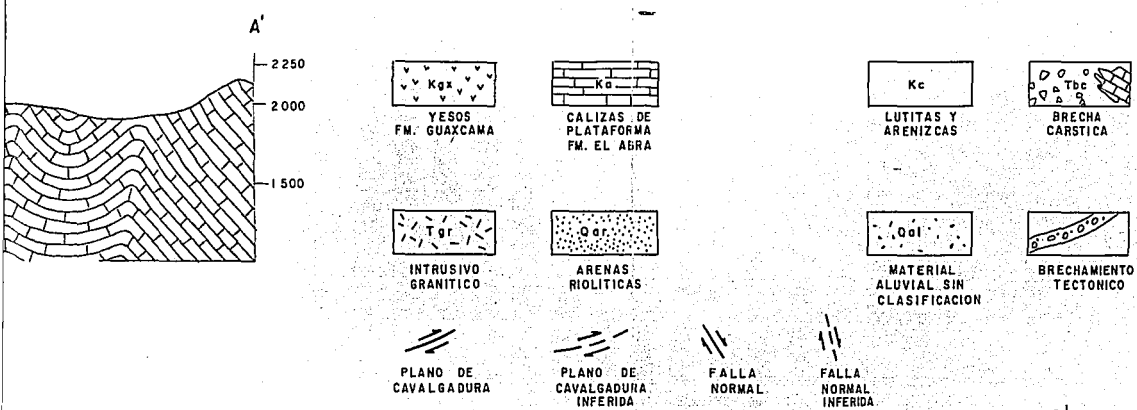
ESCALA GRAFICA

BASE TOPOGRAFICA INEGI (HOJA FI4-A-65)



SECCION





J. R. TORRES - HERNANDEZ 1994

RALES

