

## Capítulo 2. Marco geológico.

### 2.1. Geología regional.

El área de estudio forma parte del Terreno Guerrero (Figura 1A, Campa y Ramírez, 1979; Campa et al., 1980; Campa y Coney, 1983); también llamado Terreno Náhuatl por Sedlock et al. (1993).

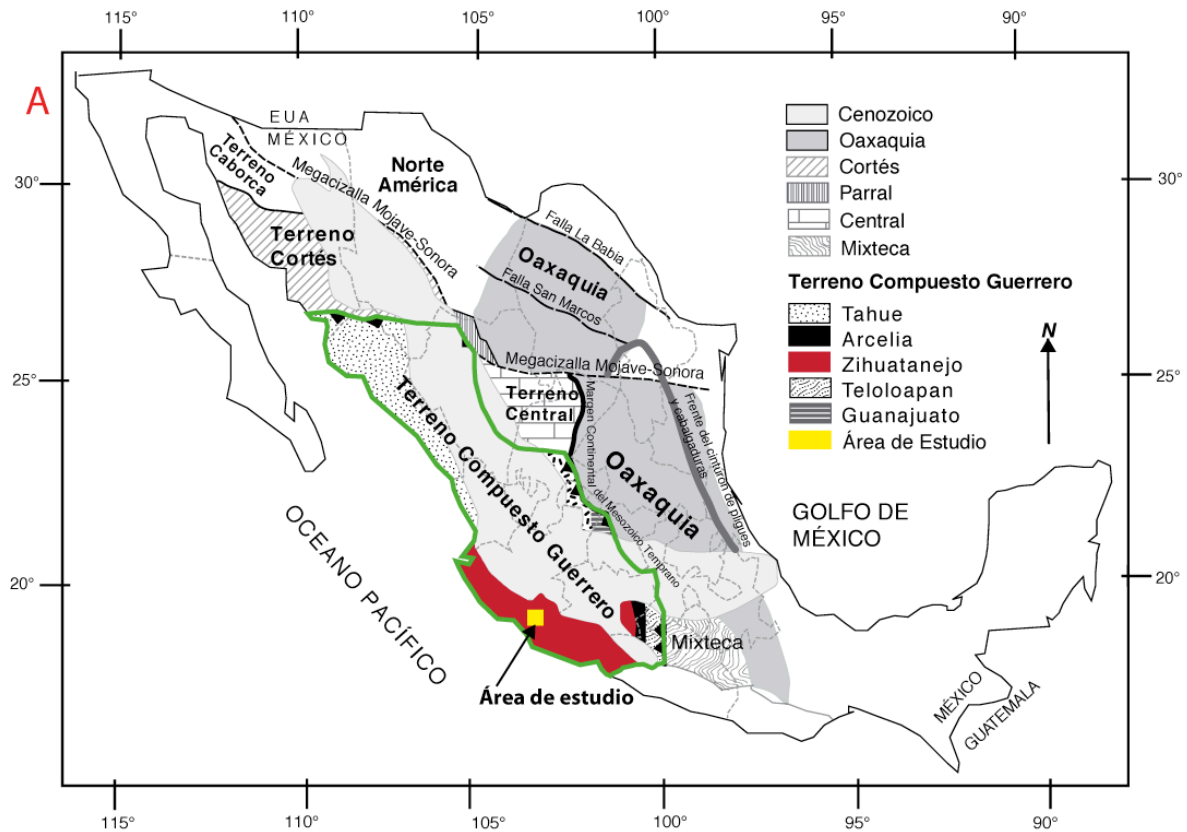


Figura 1A. El Terreno Guerrero, ubicación del área de estudio y otros terrenos tectonoestratigráficos de México (modificado de Centeno et al., 2008).

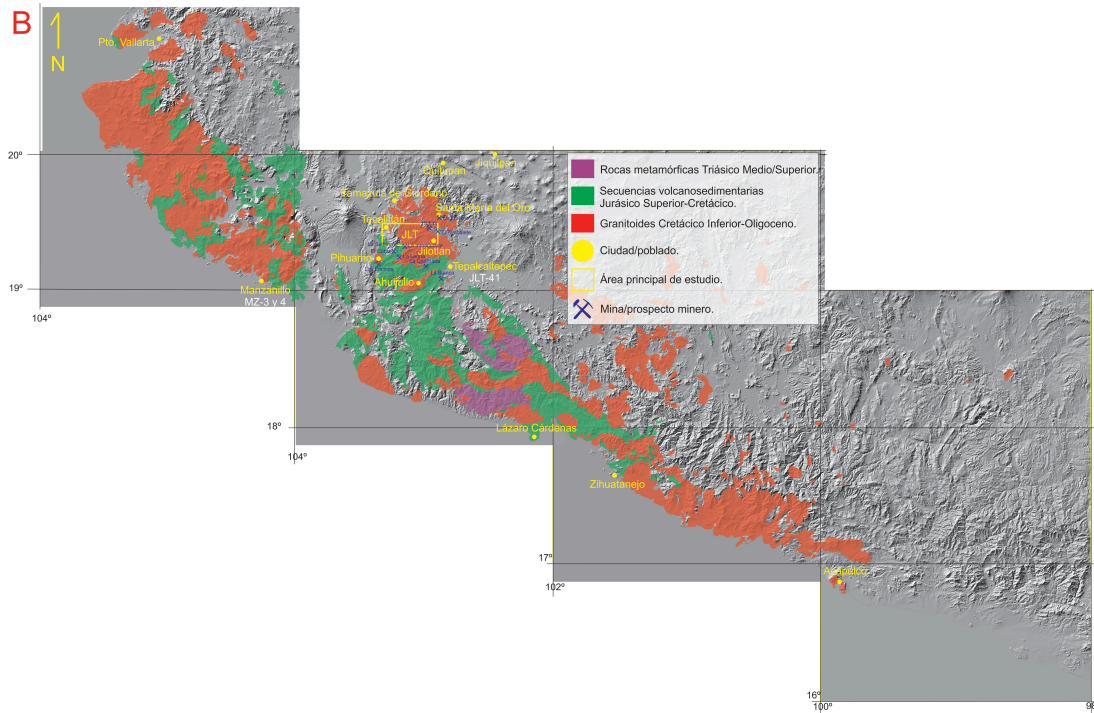


Figura 1B. Mapa geológico regional 1: 2,500,000 de los plutones y rocas volcánicas que afloran de Puerto Vallarta a Acapulco (modificado de la Carta Geológica del SGM, 2007); se emplean fotografías satelitales (.tif) de Inegi como base. Se muestra la ubicación del área de estudio así como de las muestras de Tepalcaltepec y Manzanillo.

El Terreno Guerrero es un terreno compuesto que se caracteriza por sucesiones volcánicas y sedimentarias submarinas y en menor proporción subaéreas con edades del Jurásico Superior (Titoniano) al Cretácico Medio-Superior (Cenomaniano) (Centeno et al., 2003) y algunas rocas con edades del Paleozoico (Centeno et al., 2008).

Fue originalmente descrito por Campa y Coney (1983) como un terreno compuesto por tres secuencias o subterrenos (Teloloapan-Ixtapan, Zihuatanejo y Huetamo) conformados por secuencias volcánicas submarinas y sedimentarias del Jurásico Tardío al Cretácico Medio, con algunas secuencias del Triásico Superior cerca de Zacatecas. Posteriormente fue nombrado Terreno Náhuatl por Sedlock et al. (1993) que consiste de rocas magmáticas y sedimentarias deformadas y metamorfoseadas de afinidad continental y marina, del Jurásico al Cretácico y probablemente rocas paleozoicas en la parte este del terreno. El Terreno Náhuatl corresponde a la parte sur del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983).

Con respecto a su origen, algunos autores lo han propuesto como un terreno autóctono (de Cserna, 1978; 1978a) o como una secuencia volcanosedimentaria marina para-autóctona polideformada y metamorfozada en facies de esquisto verde con afinidad geoquímica de arco continental (Esquisto Tejupilco) (Elías et al., 2000; Talavera et al., 2009) que cabalga sobre un aparente basamento continental mesozoico con afinidad geoquímica y edades heredadas obtenidas en zircones del Grenvilliano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías et al., 1998; Elías et al., 2000), al menos en su parte oriental (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1992). Esta secuencia es a su vez sobreyacida estructuralmente por otra secuencia también marina con deformación heterogénea, la cual aumenta hacia su base, y metamorfismo de facies de prehnita-pumpellyta no penetrante (Elías et al., 2000; Elías, 2004) con afinidad de basaltos toleíticos intra-placa y/o basaltos de cordillera meso-oceánica enriquecidos (Grupo Arcelia-Palmar Chico) (Elías-Herrera, 2004; Talavera et al., 2009) que probablemente corresponda a una cuenca tras-arco (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Elías-Herrera 2004). Para las mismas secuencias en diferentes localidades, otros autores proponen, con base en argumentos geoquímicos principalmente, la presencia de una secuencia volcanosedimentaria con afinidad de

arco de islas evolucionado (Talavera et al., 1995) que contiene zircones detríticos en las secuencias sedimentarias con edades similares al Complejo Acatlán (Teloloapan) (Talavera et al., 2007). Esta secuencia es cabalgada por una secuencia oceánica con afinidad de cuenca tras-arco y basaltos de islas oceánicas (Arcelia) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías et al., 2000) que está en contacto con una secuencia de arco intraoceánico (Palmar Chico) (Talavera-Mendoza, 1993; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Talavera et al., 2007). Dicho contacto no es claro en muchas regiones y los límites entre las dos secuencias se han determinado también con parámetros geoquímicos (Talavera et al., 2009). Además, dichos autores no han encontrado evidencia de un basamento siálico antiguo que influya en estas secuencias. Más autores asumen de manera similar que fue formado por uno y hasta tres arcos periféricos, desarrollados cerca del continente con un basamento heterogéneo pre-Cretácico, sobre el que se acrecionaron dichos arcos (Campa y Ramírez, 1979; Ramírez et al., 1991; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno et al., 2003 y Centeno, 2005). Otros autores han propuesto la formación del Terreno Guerrero por la acreción de un arco oceánico distante que en la parte superior del Cretácico Temprano cerró una gran cuenca oceánica con la placa subducida que buza al oeste de la margen continental (Lapierre et al., 1992; Tardy et al., 1994), o con dos zonas de subducción con buzamiento al oeste y al este de la margen continental (Dickinson y Lawton, 2001). Centeno et al. (2008) proponen una evolución que implica una serie de acreciones hacia el continente seguido de rifting y finalmente una colisión.

El Terreno Guerrero se ha dividido por diferentes autores en subterrenos para separar uno o más eventos tectono-magmáticos sucesivos. Sin embargo, hay ambigüedad en muchos de los contactos geológicos y cambio repentino de facies (Corona, 1999). Como se constató anteriormente, distintos autores llegaron a resultados e interpretaciones muy diferentes en el estudio a detalle de formaciones aparentemente iguales.

Continúa la necesidad de realizar estudios a detalle para obtener datos estratigráficos, geocronológicos, geoquímicos y estructurales que permitan determinar los límites con claridad y comprender la naturaleza del Terreno Guerrero.

El área de estudio se localiza dentro del subterreno Zihuatanejo (Centeno et al., 1993a, 1993b; Talavera et al., 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000), parte del terreno compuesto Guerrero, el más extenso de todos los terrenos de México (Figura 1A). A continuación se presenta el resumen de su estratigrafía según Centeno et al. (2008). Su basamento se compone de grandes volúmenes de turbiditas ricas en cuarzo (Campa et al., 1980; Campa et al., 1982; Centeno et al., 1993a, 1993b) con bloques de basaltos almohadillados, diabasas, gabros bandeados, pedernal y calizas; cuyo conjunto ha sido llamado de diferentes formas en distintas localidades (Formación Zacatecas, Complejo Arteaga, Complejo Las Ollas; Burckhardt y Scalia, 1906; Ranson et al., 1982; Cuevas, 1983; Monod y Calvet, 1991; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Talavera, 2000; Centeno et al., 2003). Las rocas presentan deformación desde plegamientos de baja intensidad hasta cizallamiento de alto grado y nulo metamorfismo hasta facies de esquisto verde-anfibolita (Centeno et al., 2003). Inclusive una localidad presenta esquistos azules (Complejo las Ollas; Talavera, 2000). El conjunto de rocas son interpretadas como parte de un complejo de acreción asociado a subducción del Triásico Superior (?)-Jurásico Inferior (Centeno et al., 2008). Hay algunos afloramientos del Jurásico Medio a Tardío de secuencias volcanosedimentarias de arco evolucionado y granitoides que cortan al complejo de acreción (Bissig et al., 2003; Centeno et al., 2003). Dichas rocas de arco fueron deformadas y exhumadas antes del depósito de los estratos relacionados a un arco del Jurásico Tardío-Cretácico (Centeno et al., 2003). El arco Cretácico contiene abundantes fósiles y se conforma de rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas, basálticas y algunas riolíticas intercaladas con calizas, evaporitas y algunas capas rojas (Grajales y López, 1984). Dicho arco fue deformado antes de ser intrusionado por grandes granitoides del Cretácico Tardío-Paleógeno (Schaaf et al., 2000). Todas las unidades antes descritas están cubiertas discordantemente por capas rojas y rocas volcánicas del Cretácico Superior (Altamira, 2002; Benammi et al., 2005). En su límite norte se ha visto el contacto del subterreno Zihuatanejo con el Terreno Oaxaqueño donde rocas de arco cretácicas del Zihuatanejo cabalgan a calizas someras del Oaxaqueño (Centeno et al., 2008).

Se infiere que el subterreno Zihuatanejo cabalga sobre Arcelia, pero dicho contacto está cubierto por capas rojas Cretácicas-Cenozoicas (Centeno et al., 2008).

Se han determinado al menos dos fases de deformación de tipo compresivo o transpresivo (por estructuras de plegamiento y cizalla regionales acompañadas de metamorfismo de esquistos verdes de diferentes grados e intensidades; Corona, 1999). En el área de Arteaga (Complejo Arteaga) existe la evidencia de un evento de deformación durante el Jurásico (cizallamiento y metamorfismo) y otro posiblemente en el Cretácico Tardío (plegamiento y fallamiento inverso, Centeno et al., 2003). Hay una serie de zonas de cizalla con deslizamiento de rumbo con orientaciones NE-SW, E-W y NNW-SSE que cortan a los intrusivos y a las rocas más antiguas.

Las rocas más jóvenes son terrazas marinas del Pleistoceno y fallas normales recientes (Grajales y López, 1984).

En la figura 2 se presenta un resumen de la estratigrafía del subterreno Zihuatanejo en la región costera, que abarca del Triásico Tardío al Cretácico Tardío (Centeno et al., 2008). Se omitieron los eventos intrusivos documentados para ese periodo de tiempo. La unidad más antigua es el complejo de acreción (complejo Arteaga), considerado el basamento, con edades del Triásico Tardío. Está sobreyacido discordantemente por lavas félsicas del Jurásico Medio-Tardío. Las lavas son sobreyacidas discordantemente por calizas y rocas volcanoclásticas del Jurásico Tardío al Aptiano. Le siguen lavas félsicas y rocas volcanoclásticas subaéreas y marinas del Aptiano al Albiano. Continúan flujos de lava basáltico-andesíticos, calizas, evaporitas, areniscas y lutitas marinas a subaéreas del Albiano al Turoniano. Flujos de lava riolítico-andesíticos del Santoniano al Maastrichtiano cubren discordantemente todas las secuencias anteriores. Los espacios en blanco significan que no se ha encontrado registro estratigráfico para esos periodos de tiempo e implican discordancias geológicas entre las unidades donde se encuentran.

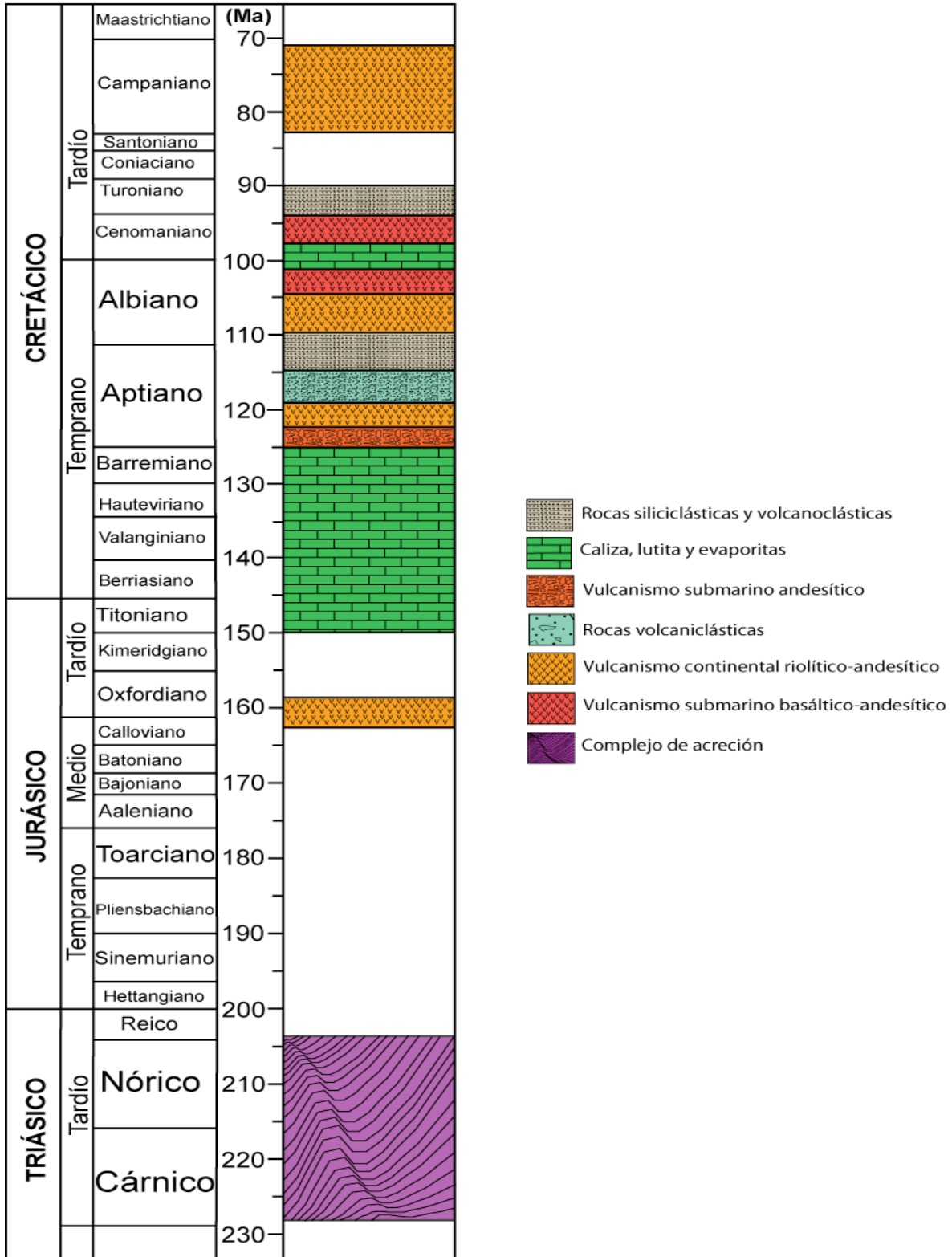


Figura 2. Estratigrafía simplificada de la parte costera del subterreno Zihuatanejo (modificado de Centeno et al., 2008). Los espacios en blanco indican que no hay registro estratigráfico para esos periodos de tiempo y están representados geológicamente como discordancias.

## 2.2. Geología del área de estudio.

El área de tesis se localiza en el ensamblaje Jalisco-Colima (Figura 3), que es uno de los cuatro ensamblajes regionales propuestos por Centeno et al. (2003) para explicar la estratigrafía de arco Jurásico-Cretácico del subterreno Zihuatanejo. Éste ha sido dividido así con base en la similitud o diferencia en las facies que presenta, ya que hay variaciones laterales de éstas, distribución irregular y discordancias internas por erosión.

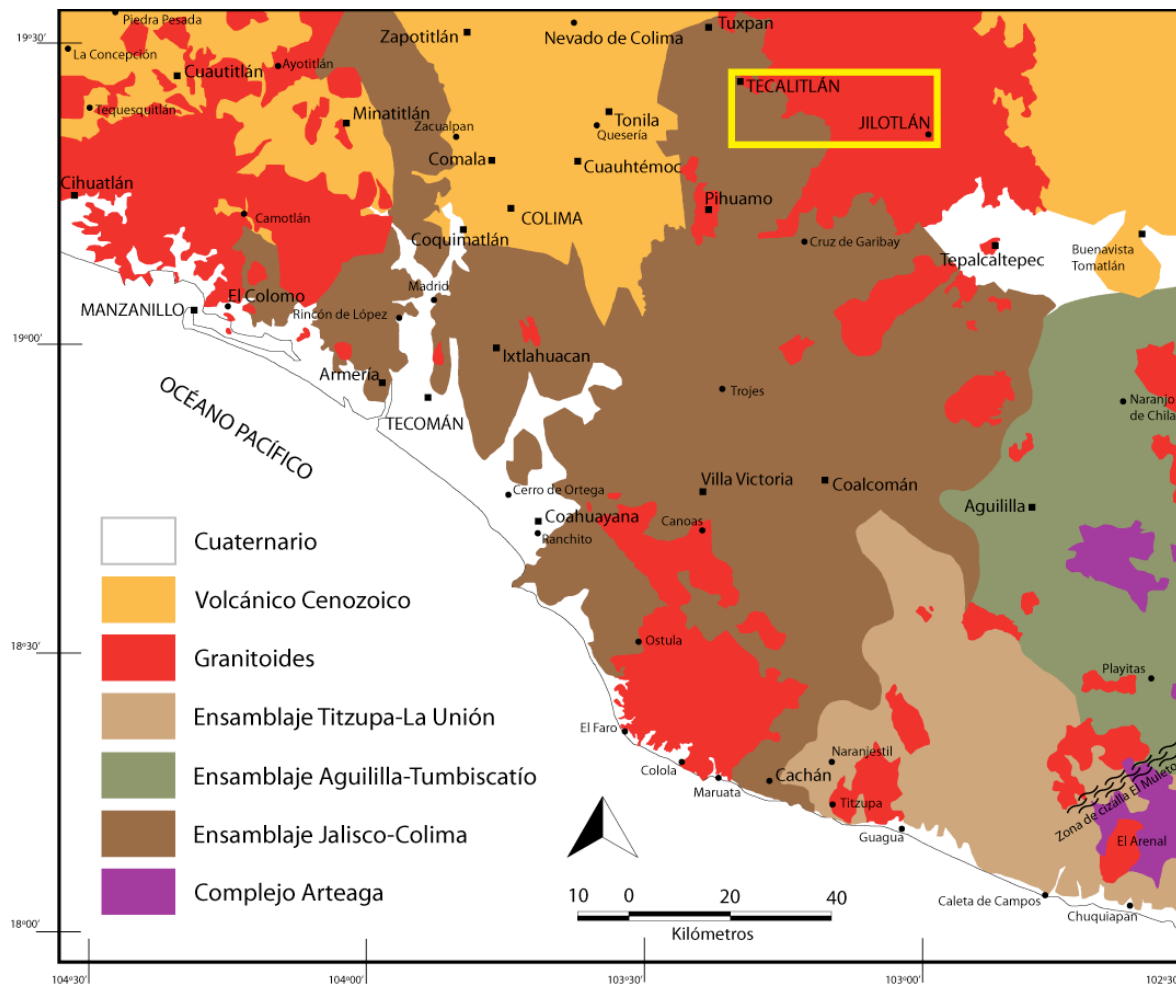


Figura 3. Mapa geológico del margen pacífico entre Manzanillo, Colima y Chuquiapan, Michoacán con la localización del área de tesis en el recuadro amarillo (modificado de Centeno et al., 2003).

El resumen de la estratigrafía del ensamblaje Jalisco-Colima que se presenta a continuación, se basó en el trabajo realizado por Centeno et al. (2003) y demás



trabajos citados. Aguayo (1983) describe la estratigrafía en reportes de perforaciones realizadas pero no publicados de PEMEX, las cuales no cortaron el basamento.

#### *Calizas del Jurásico.*

Existe un solo reporte de rocas jurásicas, en calizas con amonitas de edad del Titoniano Temprano (150-145 Ma; Michaud et al., 1987) cerca de Coquimatlán, Colima, las cuales están intercaladas con rocas volcánicas o volcanoclásticas y en contacto paralelo con rocas cretácicas de arco.

#### *Formación Alberca.*

Las rocas cretácicas más antiguas son de la Formación Alberca (Pimentel, 1980) del Cretácico Inferior. Su miembro inferior consiste de intercalaciones de lutitas negras, areniscas, calizas y de tobas. El miembro superior consiste de flujos basáltico-andesíticos intercalados con caliza y lutitas. La formación tiene fósiles (amonitas) del Berriasiano-Hauteriviano (145.5-130 Ma, Cuevas, 1981). Se han perforado 1800 m sin llegar a la base de esta formación. En el resumen de la carta geológico-minera E13-3 (1999) de Colima, Jalisco y Michoacán realizada por el Consejo de Recursos Minerales, se mencionan para esta formación calizas negras arcillosas dispuestas en estratos delgados.

#### *Formación Tecalitlán.*

La Formación Alberca cambia transicionalmente hacia arriba a la Formación Tecalitlán (Rodríguez, 1980; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986) que registra el principal evento magmático, con flujos andesíticos y basálticos, algunos riolíticos, intercalados con piroclásticos (tobas e ignimbritas intermedias) y depósitos epiclásticos (lahares), tobas retrabajadas con limolita y arenisca calcárea. La edad no se ha determinado adecuadamente debido a la escasez de fechamientos isotópicos confiables, pero dado que se encuentra encima de la Formación Alberca y cubierta

por la Formación Tepalcaltepec, se le asigna una edad del Barremiano-Aptiano (130-112 Ma). Se ha perforado un espesor de 2400 m sin llegar a la base (Grajales y López, 1984).

Corona (1999) menciona la rara presencia de calizas sin especificar en cuál de las dos formaciones antes mencionadas se encuentran (Formación Alberca o Tecalitlán). Sin embargo, el resumen de la carta geológico-minera E13-3 no menciona la presencia de calizas en la formación Tecalitlán.

En los alrededores de la mina de fierro El Encino, se fechó un dique diabásico que corta a rocas volcánicas rojas, consideradas parte del miembro inferior/intermedio de la Formación Tecalitlán por Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) y que es seguramente alimentador de una andesita amigdaloides, considerada el miembro superior de dicha formación, al menos en la región de El Encino (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). Se le determinó una edad de  $93 \pm 4$  Ma por el método K-Ar utilizando minerales de la matriz (Carrión, 1982; Pantoja, 1983). Para corroborar la edad de la Formación Tecalitlán se realizó otro fechamiento de un dique o derrame de dacita porfídica de la que se obtuvo por K-Ar una edad de  $92 \pm 2$  Ma en roca total (Pantoja, 1983). Ambas edades discrepan de la evidencia paleontológica y la correlación estratigráfica que realiza dicho autor (1974), la cual es neocomiana (Jurásico terminal-Aptiano: 145.5-112 Ma). Como lo menciona el propio autor, probablemente las edades reflejan la apertura del sistema isotópico por el emplazamiento del tronco de Pihuamo (en un evento en el Cretácico Medio y otro en el Paleoceno) y, regionalmente, por el evento del Cretácico Superior. Hay una edad de  $118.5 \pm 2.5$  Ma obtenida en hornblenda por K-Ar en una andesita porfídica (Bermúdez-Santana, 1994). La muestra se colectó al poniente de Tepalcaltepec, en la sección Cahuinga-Estanzuela y se considera la parte superior de la Formación Tecalitlán. Es la edad isotópica más confiable obtenida hasta el momento ya que concuerda con las edades estratigráficas.

### *Formación Tepalcaltepec.*

La actividad volcánica aparentemente disminuyó durante el Albiano Temprano y se suspendió en el Albiano Medio-Tardío. En este periodo de tiempo se depositó la Formación Tepalcaltepec (Pimentel, 1980) que consiste de gruesas capas de calizas intercaladas con flujos andesíticos y algunos depósitos rítmicos volcanoclásticos y calcáreos, tobas y riolitas, conglomerados y areniscas, limolitas rojas y algunas evaporitas (Grajales y López, 1984). El récord fosilífero indica una edad del Albiano-Cenomaniano (112-93 Ma).

Corona (1999) menciona la presencia de calizas arrecifales, mientras que el resumen de la carta geológico-minera E13-3 menciona a una secuencia volcanosedimentaria que incluye a las formaciones Tepalcatepec, Encino y Vallecitos (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986), dependiendo del lugar donde se hayan estudiado. La región de Tepalcaltepec contiene calizas con rudistas y microfauna bentónica en capas gruesas a masivas.

Por la estratigrafía se asume que las formaciones Tecalitlán y Tepalcaltepec se depositaron en ambientes marinos someros y costeros, con algunas capas subaéreas observadas en el estado de Colima.

La Formación Tepalcaltepec cambia lateralmente, hacia el centro de Colima, a la Formación Madrid (Pano, 1975) que consiste de calizas, lutita calcárea, yeso, y pocos flujos andesíticos y tobas. Los fósiles encontrados por Grajales y López (1984) son del Albiano al Cenomaniano Temprano y sugieren un ambiente marino somero y tranquilo (112-99.6 Ma). Se han perforado hasta 3600 m de caliza (Grajales y López, 1984).

### *Formación Cerro de la Vieja.*

La Formación Cerro de la Vieja (Parga, 1977) es una unidad conglomerática compuesta por fragmentos de caliza plegada junto con caliza cenomaniana subyacente. Contiene flujos lávicos fechados por K-Ar que dan edades de  $80 \pm 6$  y  $78 \pm 6$  Ma (Grajales y López, 1984). Los conglomerados tienen capas de areniscas y limolitas;

sus estructuras sedimentarias y texturas sugieren un ambiente fluvial continental de depósito. Con base en las edades isotópicas antes mencionadas y su posición estratigráfica se considera una edad turoniana (93.6-88.6 Ma, Grajales y López, 1984).

*Granitoides y gabros.*

Algunas de las formaciones de la columna estratigráfica son intrusionadas por granitoides que, localmente, tienen un rango de edades de 68 a 55.2 Ma según los fechamientos realizados y reportados por Schaaf (1990), y que a su vez brechan a gabros.

En la figura 4 se presenta un resumen de la columna estratigráfica que muestra las principales formaciones a nivel local. En ella no se hace diferencia entre los eventos intrusivos (al menos dos fueron identificados en el campo y tres son reportados a nivel regional en la carta geológico-minera E13-3) y cuyas edades más antiguas son inferidas, al menos en el área de estudio.

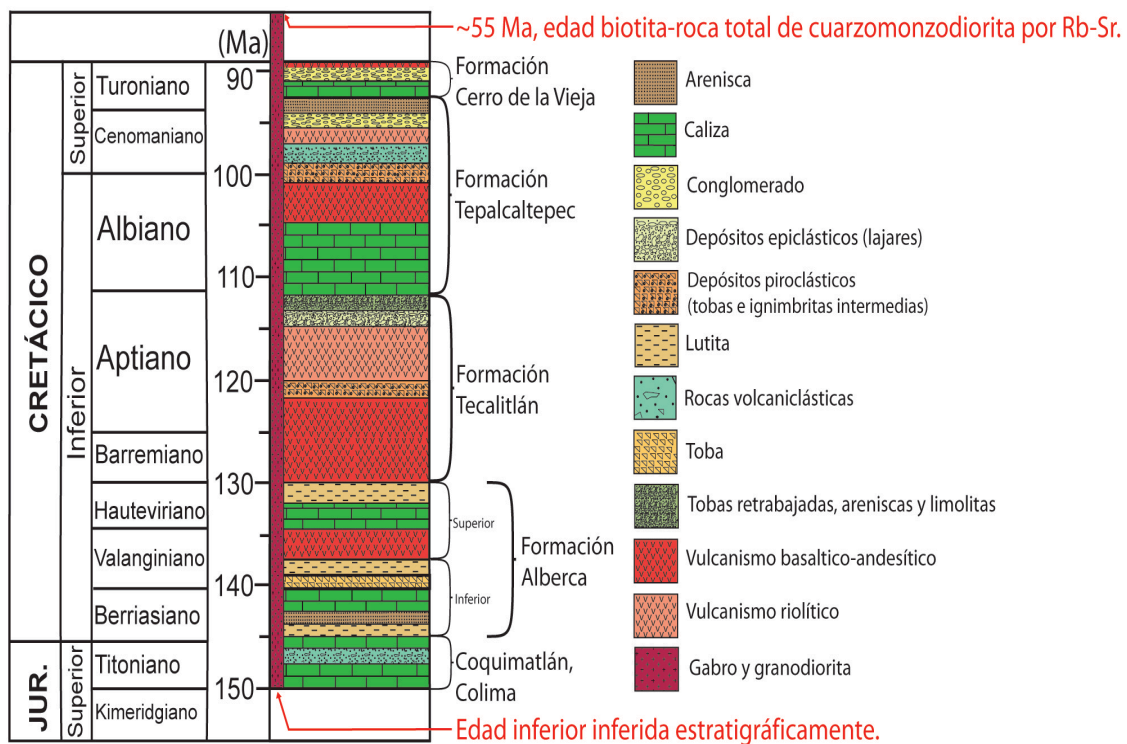


Figura 4. Columna estratigráfica con las principales formaciones dentro y cercanas al área de estudio.

En la figura 5 se presenta la estratigrafía resumida de la parte costera del subterreno Zihuatanejo (Figura 2) y su correlación con la estratigrafía local (Figura 4).

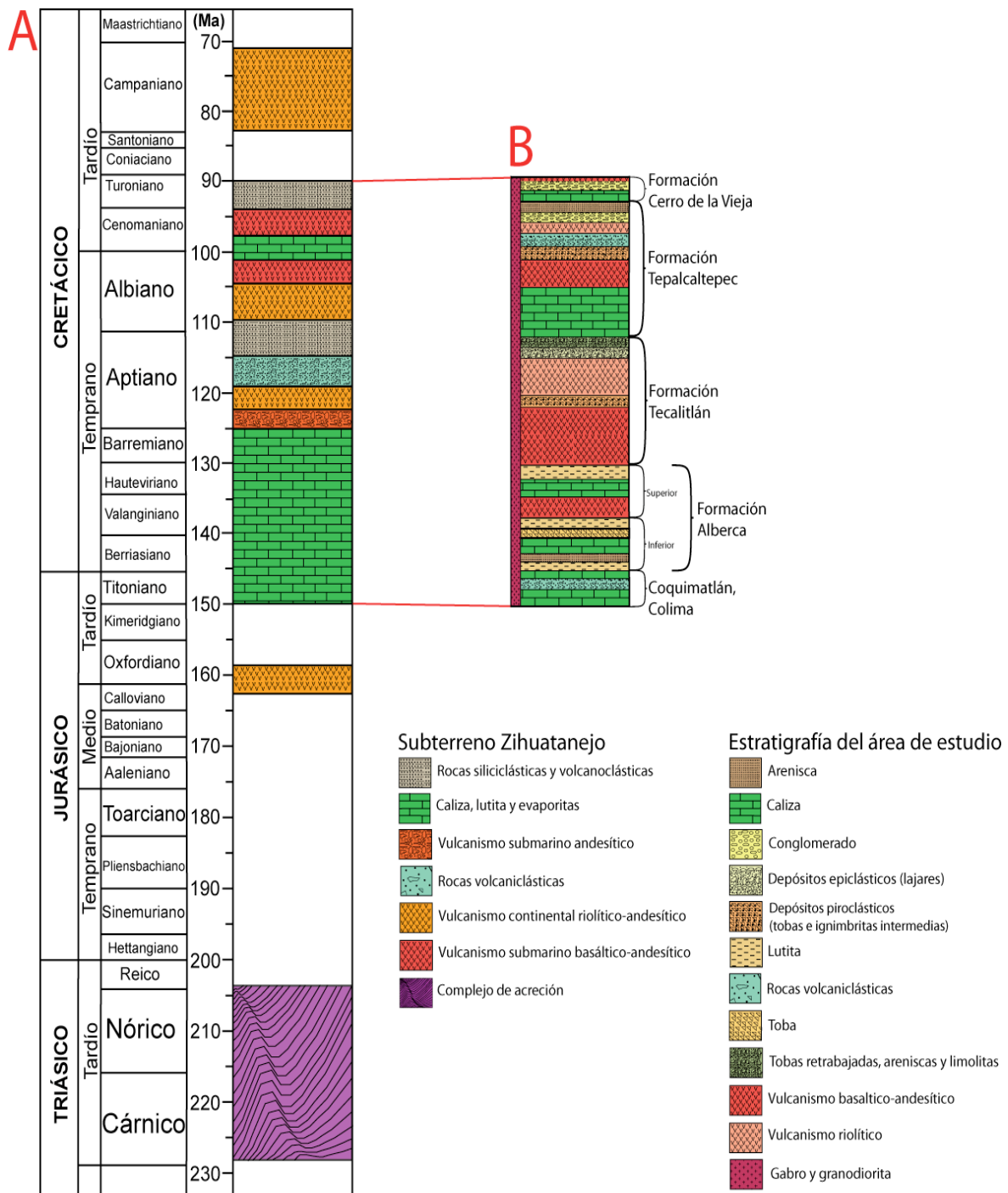


Figura 5. Correlación estratigráfica regional y del área de estudio. A. Estratigrafía simplificada de la parte costera del subterreno Zihuatanejo (modificado de Centeno et al., 2008). Los espacios en blanco indican que no hay registro estratigráfico para esos periodos de tiempo y están representados geológicamente como discordancias. B. Columna estratigráfica con las principales formaciones dentro y cercanas al área de estudio.

### ***2.3. Trabajo de campo.***

En la primera salida se realizó un reconocimiento preliminar del área de estudio y la recolección de muestras en la región de Tecalitlán, Tamazula de Giordano y Jilotlán, Jalisco. En la segunda se llevó a cabo un trabajo de mayor detalle para elaborar un mapa geológico (Figura 6) de la parte gabroica del plutón y coleccionar más muestras. En la tercer salida se hizo un reconocimiento regional. El enfoque general del trabajo de campo ha sido la delimitación del Batolito de Jilotlán y sus diferentes fases intrusivas, y en particular, delimitar la parte gabroica.

El mapa geológico fue realizado a partir de los datos coleccionados en campo e interpretaciones con base en fotografías aéreas y las distintas morfologías del área entre Tecalitlán y Jilotlán. La distribución espacial de los gabros se limitó a los afloramientos vistos en campo, pero puede ser mayor. Dada la extensión del área, éste no pretende ser un mapa a detalle.

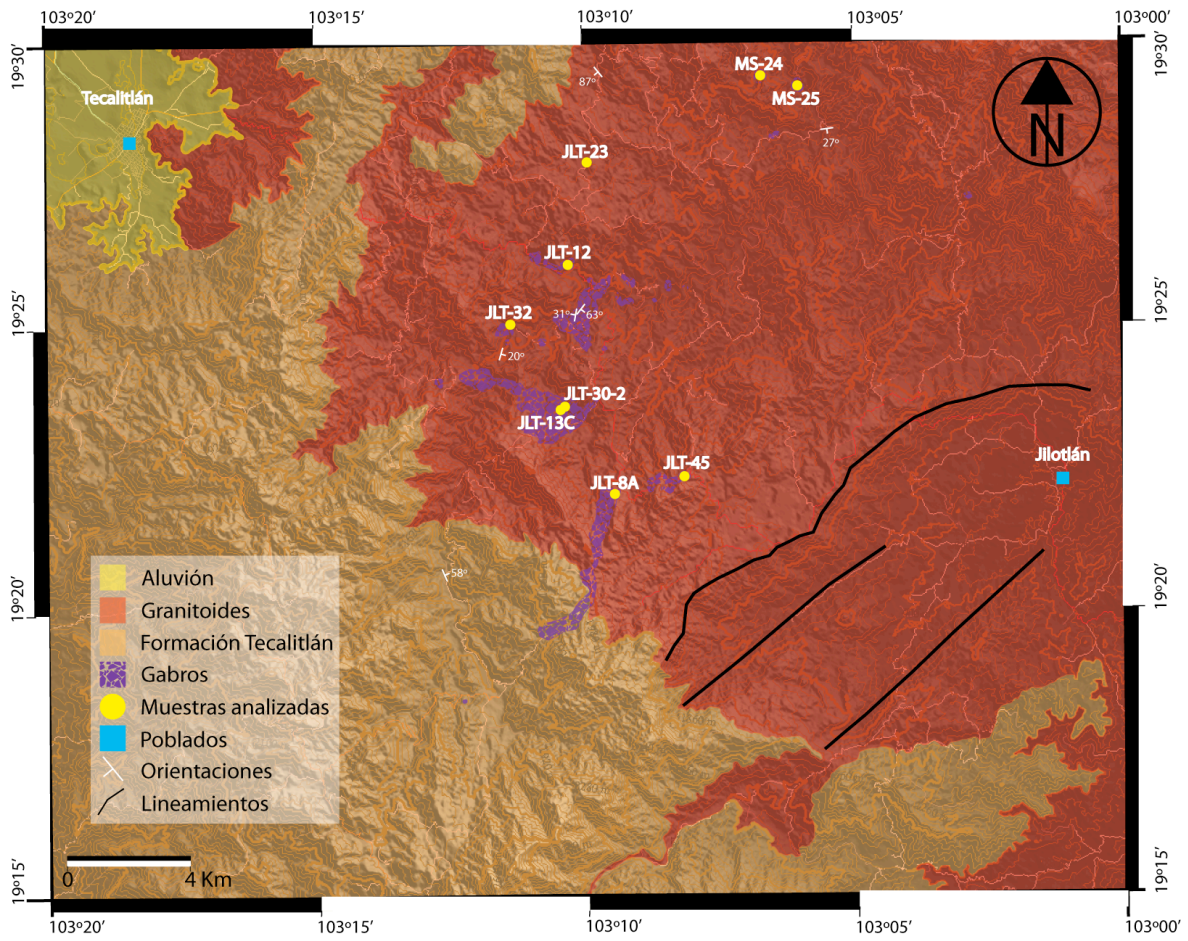


Figura 6. Mapa geológico del área de estudio y localización de las muestras analizadas. Escala 1:50000.

### **2.3.1. Litologías.**

Se reconocieron al menos 5 litologías distintas de acuerdo a lo observado en campo.

#### **1. Formación Tecalitlán.**

La Formación Tecalitlán ha sido identificada en el área de estudio (Figura 6) y se ubica preferencialmente en la parte occidental de la carta topográfica de INEGI Tecalitlán (clave E13-B46, escala 1:50000, 2001).

Las lavas son de composición principalmente andesítica y en menor proporción dacítica. Presenta mucha alteración, fracturamiento intenso y fallamiento (Foto 1). Se reconocieron en algunos afloramientos secuencias sedimentarias conformadas de areniscas de grano medio y fino.



Foto 1. Contacto de lavas de la Formación Tecalitlán con un cuerpo/dique granítico.

#### **2. Plutón de Jilotlán.**

El plutón de Jilotlán, posiblemente un batolito, se compone de un cuerpo gabroico brechado por granitoides de composición principalmente tonalítica-granodiorítica, aunque también presentan composiciones dioríticas y granítica. La fase gabroica del plutón muestra marcadas variaciones texturales. Se han encontrado microgabros y gabros de grano grueso (Foto 2). Los granitoides van de dioritas, a monzodioritas,



cuarzodioritas, cuarzo-monzodioritas, tonalitas, granodioritas y en menor proporción granitos (Foto 3). Algunos presentan fenocristales de plagioclasa.



Foto 2. Micrograbos y gabros de grano grueso brechados por un cuerpo tonalítico-granodiorítico.



Foto 3. Cuerpo tonalítico-granodiorítico intrusionado por un dique máfico.

### 3. Pegmatitas.

Se observaron unas pegmatitas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíboles, y pocos piroxenos, y otras que tienen fenocristales (algunos euedrales) de cuarzo y feldespato potásico (ortoclasa, Foto 4). Se presentan asociadas a algunos granitoides aparentemente como fases residuales del líquido. Algunas partes de los cuerpos félsicos son de textura aplítica y otros presentan índices de color leucocráticos. Como fase residual probablemente del líquido, en el gabro se observó también una pegmatita que contiene fenocristales euedrales de anfíboles y piroxenos (Foto 5).



Foto 4. Fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en un cuerpo aplítico.

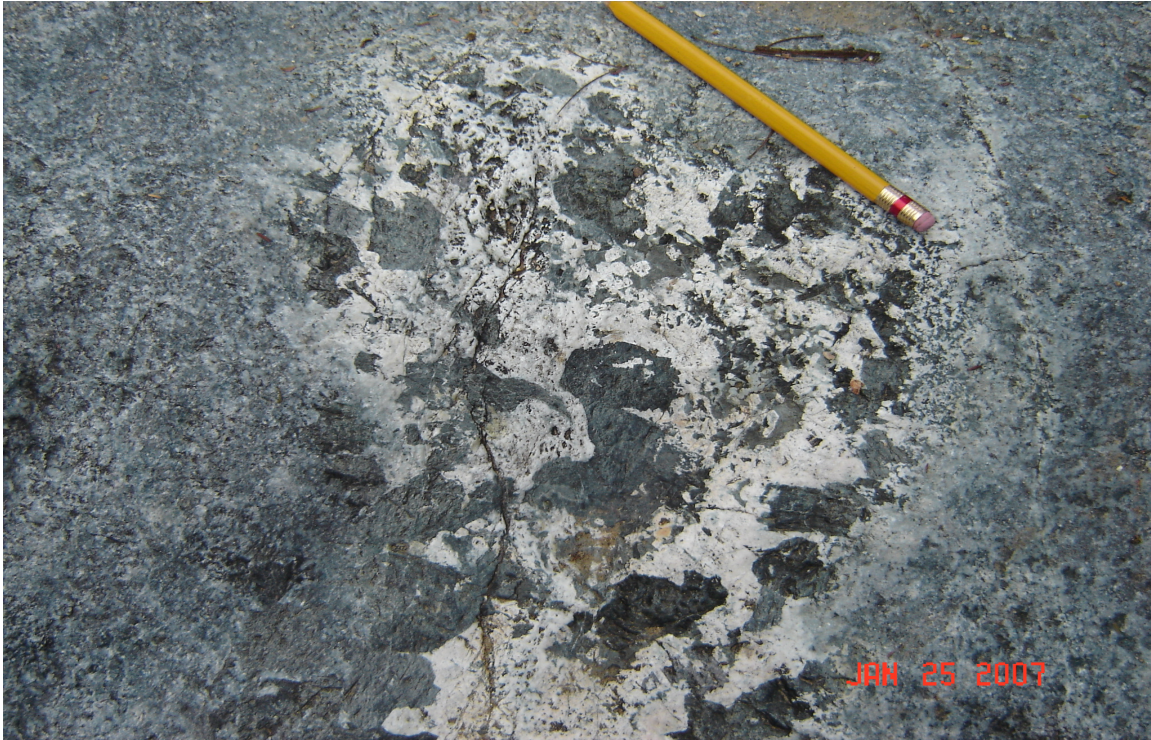


Foto 5. Pegmatita con fenocristales de anfíboles y piroxenos en un gabro con feldespato potásico y piroxenos.

#### 4. *Diques.*

Se identificaron también una serie de diques (Foto 6) de diferentes texturas y composiciones, desde máficos afaníticos y porfídicos a félsicos leucocráticos-graníticos, aplíticos-graníticos, hasta porfídicos cuarzo-feldespáticos (fenocristales de ambos minerales), los cuales intrusionan a todas las fases del plutón e inclusive a las lavas de la Formación Tecalitlán.



Foto 6. Dique máfico porfídico intrusionando a cuerpo tonalítico-granodiorítico con enclaves máficos.

##### 5. *Rocas metamórficas.*

Adicionalmente se encontró un afloramiento con pizarras, también probables esquistos verdes (al este de Tamazula de Giordano) y algunas rocas metamórficas que contienen vidrio y epidota. Por la presencia de vidrio, puede tratarse de una pseudo-taquilita asociada a falla y posteriormente hidrotermalizada, cuerpos metaígneos y metasedimentarios.

##### *Relaciones de contacto entre litologías.*

En campo se ha visto que el gabro es intrusionado por los granitoides. Dicha intrusión parece haber ocurrido una vez que el primero estaba parcialmente enfriado y fracturado ya que en extensas regiones hay enclaves angulosos de composición gabroica en una “matriz” félsica. También se notan cúmulos semicirculares de cristales máficos de hornblenda y piroxeno que pueden haberse aglomerado en el

magma o ser relictos de enclaves que reaccionaron o se asimilaron con el magma que intruye.

En adición, hay zonas en las que se ven rocas en que probablemente el gabro fue asimilado y mezclado con los granitoides ya que se puede observar en algunos sitios una asociación mineral que no está en equilibrio: feldespatos potásicos que se encuentra junto con gran cantidad de máficos (hornblenda y probablemente piroxenos) y plagioclasas seguramente muy cálcicas (Foto 5).

A lo largo del río Maravillas, que se ubica en la parte central entre Tecalitlán y Jilotlán (Figura 7); que es la parte topográficamente más profunda y donde se encontraron los mejores afloramientos de gabros intrusionados de todos los lugares visitados, se vio una gradación de bloques de gabro en el intrusivo félsico y un contacto entre un gabro brechado y sólo el cuerpo félsico.

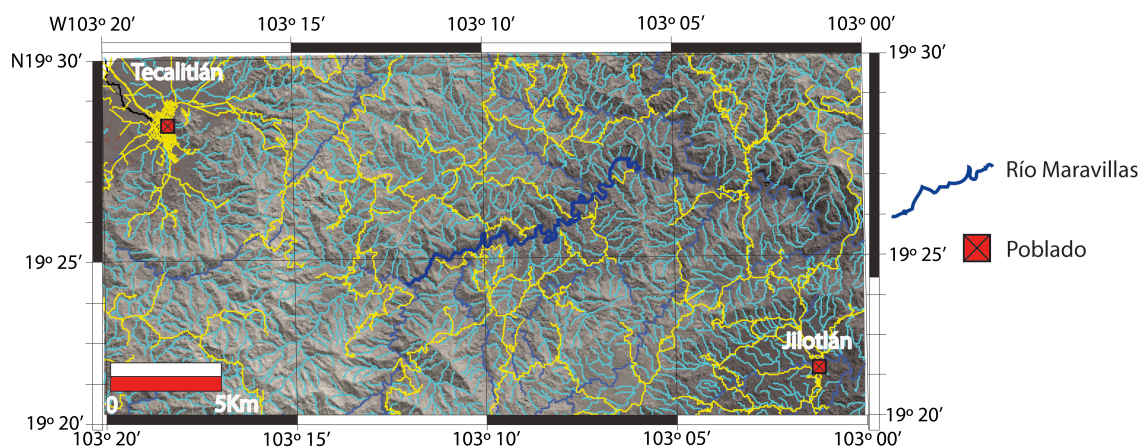


Figura 7. Mapa donde se observa parte del río Maravillas.

Se notan a lo largo de dicho río zonas del cuerpo félsico con flujos magmáticos interiores con enclaves máficos que presentan forma de diques con contactos difusos, lo que puede indicar que son flujos magmáticos sin-tectónicos del emplazamiento o pulsos magmáticos cuando el intrusivo todavía se encontraba en estado plástico (Foto 7).



Foto 7. Flujos magmáticos sintectónicos en el cuerpo félsico.

El contacto del plutón félsico con la roca encajonante (Formación Tecalitlán) se observa en varias regiones pero su origen no es claro del todo. Dicho contacto en algunas zonas parece ser tectónico ya que no se encontró un metamorfismo extenso en los contactos, solamente gran alteración hidrotermal que se ve regionalmente. Sin embargo, en la carretera Tecalitlán-Jilotlán, en un transecto de dos kilómetros recorridos a detalle hay gabros, apófisis del intrusivo félsico, diques andesíticos, y bloques de la Formación Tecalitlán con estructuras sedimentarias y la presencia de mica blanca y posiblemente sillimanita. Estos bloques son interpretados como parte de la Formación Tecalitlán que cayeron dentro del plutón cuando éste se emplazaba (posiblemente un “roof pendant”). También se observaron bloques metaígneos y metasedimentarios en la parte este de Tamazula de Giordano. Es fácil confundir las diferentes litologías por la alteración que tienen y que las hace ver como una formación homogénea, lo que también podría confundir un contacto de la intrusión. Se encontraron también en varios puntos andesitas y diques andesíticos afectados probablemente por alteración hidrotermal propilítica.

Hay una serie de diques de diferentes texturas y composiciones, desde máficos con pocos fenocristales de olivino, plagioclasa y hornblenda y porfídicos, a félsicos leucocráticos graníticos, aplíticos graníticos, hasta porfídicos cuarzo-feldespatos (fenocristales de cuarzo y feldespato).

Los diques leucocráticos y aplíticos probablemente están asociados a la intrusión de los granitoides ya que están siempre presentes en lugares donde afloran ampliamente éstos con sus diferentes variaciones. En otros sitios están en contacto con el gabro o intrusionando al cuerpo félsico con enclaves de gabro.

Algunos diques máficos están asociados probablemente a la intrusión del gabro; pero por evidencia de campo, hay otros que intrusionan también al cuerpo granítico. Se observó también un dique máfico siendo intrusionado por otro dique máfico de grano más fino. El primero presenta fracturamiento, lo que facilitaría su intrusión.

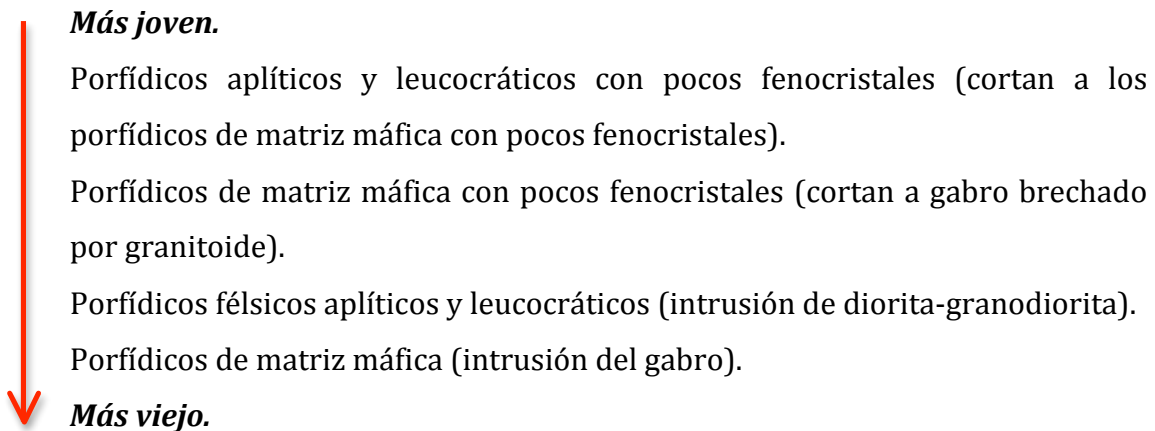
Sin embargo, también se vio que delgados diques leucocráticos intrusionan a los diques máficos (Foto 8). Varios diques máficos cortan a una tonalita que a su vez corta al dique máfico, lo que indica sus edades cercanas ya que se encontraban en estado plástico.



Foto 8. Diques máficos que intrusionan a un cuerpo tonalítico y que a al vez son intrusionados por dicho cuerpo.

En varias zonas los límites de los diques con los granitoides félsicos o máficos son difusos por la gran alteración y tectonismo que ha sufrido la roca.

Una columna tentativa de las distintas generaciones de diques en la región estudiada sería la siguiente:



Se requiere analizar con mayor detalle el tamaño y tipo de los cristales que se presentan en los diques.

### **2.3.2. Recorrido regional.**

Durante la última etapa de campo se hizo un recorrido desde la parte noreste del plutón de Jilotlán; se principió en la ciudad de Jiquilpan, después por Santa María del Oro, y finalmente se llegó a Tepalcaltepec, Michoacán, para buscar evidencia (tipo de contactos) de la posible intrusión del batolito o respaldar su carácter alóctono, y para comprobar cuál es su extensión. Se viajó también a Manzanillo, Colima para coleccionar granitoides y gabros y compararlas con las coleccionadas en esta y anteriores salidas de campo en la región de estudio (Figura 1B).

En el recorrido de la ciudad de Jiquilpan, Michoacán a Quitupan, en dirección a Valle de Juárez, se tomó una carretera nueva que llega a Santa María del Oro. Se observaron derrames de andesitas basálticas o basaltos, coladas riolíticas o dacíticas e



ignimbritas riolíticas con gran cantidad de líticos, después una cuarzodiorita, luego una tonalita o granodiorita y diques cuarzo-feldespáticos.

Se documentó la presencia de un conglomerado de clastos de diferentes tamaños, subredondeados a redondeados de riolitas, dacitas, ignimbritas, y algunos metamórficos. Presenta gradaciones y se observa una colada riolítica intercalada, intrusionados por un gran dique cuarzo-feldespático.

Hay un cuerpo volcánico alterado en probable contacto tectónico (sólo 1 cm de alteración) con una granodiorita. Se ve un bloque de ésta, rodeado por el volcánico. En el mismo afloramiento se observa una arenisca, tal vez parte del conglomerado (dada su cercanía y altura a la que se encuentran) en contacto tectónico con la granodiorita.

Sigue una secuencia volcanosedimentaria de areniscas y rocas volcánicas andesíticas/basálticas con diques andesíticos que se encuentran posiblemente en contacto tectónico con la granodiorita-tonalita, aunque todas las rocas presentan gran alteración como si se tratara de metamorfismo de contacto. Además, en numerosos afloramientos, hasta Santa María del Oro, hay diques graníticos y rocas granodioríticas/tonalíticas intercaladas con la secuencia volcanosedimentaria.

La interpretación más simple de la columna en esta sección es que el cuerpo plutónico félsico intrusiona al conglomerado y a la arenisca relacionada con éste (suponiendo que el dique es producto de la intrusión del plutón y que los contactos no son tectónicos) y por lo tanto a las volcanosedimentarias que se encuentran debajo. Todo está cubierto por un cuerpo volcánico alterado (rodea a la granodiorita) y flujos andesíticos/dacíticos e ignimbritas riolíticas. Será necesario obtener al menos una edad máxima de depósito del conglomerado y la edad del cuerpo plutónico para aclarar lo anterior.

De Santa María del Oro en dirección a Tepalcaltepec se encuentra un gran montículo a la lejanía con apariencia de domo volcánico pero que a la cercanía se trata de un conglomerado rojo con clastos de rocas volcánicas que a diferencia del visto antes de Santa María del Oro contiene fragmentos de andesitas e ignimbritas, y pocos clastos de cuarzo. Otra diferencia es que los clastos no están redondeados. De esta manera se

concluye que grandes montículos observados a distancia con la misma forma de domo desde antes de llegar a Santa María de Oro son conglomerados erosionados.

En el descenso hacia Tepalcaltepec aflora una granodiorita/granito (plagioclasa, hornblenda y feldespato) sobre un río y también un cuerpo volcánico cuya relación no es clara con las demás litologías. Se observa el contacto de la granodiorita-granito con el conglomerado parecido al encontrado al salir de Santa María del Oro (con 260 m de diferencia de altitud). Después afloran lutitas, granito y lutitas nuevamente.

Sigue sin definirse claramente el tipo de contacto del plutón con la roca encajonante.

De Tepalcaltepec hacia el oeste hay una granodiorita y un dique porfirítico máfico y otro dique máfico afanítico. Un poco más adelante se vio un microgabro sobre un río. Se encuentra un gran cerro de ignimbritas que contienen fragmentos de líticos que cubren al gabro junto al río.

Hacia el oeste afloran conglomerados que cubren gruesos paquetes de calizas con muchos fósiles. En la mina La Codiciada (Figura 1B) se observa un skarn con barita y wollastonita. Es una mina a cielo abierto con un pequeño tiro. Los fragmentos mineralizados tienen un muy alto peso específico. En la parte de la mina a cielo abierto hay diques porfiríticos mineralizados que cortan a toda la secuencia. Las calizas consisten de gruesos paquetes que tienen gran cantidad de fósiles y con intercalaciones de lutitas y areniscas. Hacia abajo del sitio de la mina, hay nuevamente calizas y lutitas.

Adelante, más hacia el oeste, se sube un poco al noreste y al regresar a Tepalcaltepec aflora un microgabro con enclaves o xenolitos de diques máficos porfídicos y varios afloramientos de gabros.

Las columnas estratigráficas locales de los distintos transectos recorridos antes descritos se muestran en la Figura 8. Su correlación con la estratigrafía local y regional no se puede precisar con los datos obtenidos en este trabajo, ya que se requieren edades geocronológicas o por fósiles. Dadas las litologías observadas y la relación con los cuerpos plutónicos, se presume que dichas unidades pueden pertenecer a las Formaciones Tepalcaltepec, Tecalitlán y Alberca.

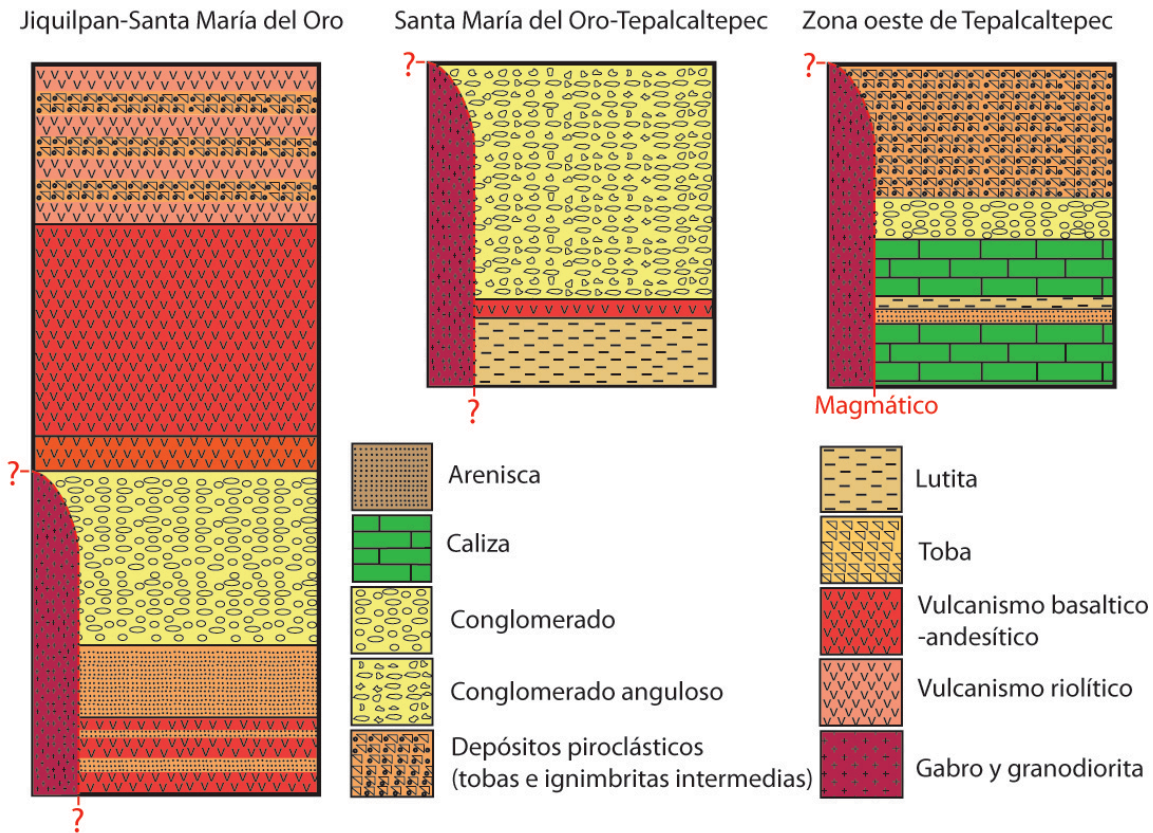


Figura 8. Columnas estratigráficas locales tentativas de los transectos recorridos regionalmente.

De Tepalcaltepec a Tecalitlán se pasa por Jilotlán y al lado de la carretera está expuesta una granodiorita y al otro los volcánicos de la Formación Tecalitlán. El gabro se reconoce principalmente en la parte central del área de estudio (entre Tecalitlán y Jilotlán). En la parte E-SE aflora la granodiorita y granito, y en la parte W-NW predomina la formación Tecalitlán (Figura 6).

De Tecalitlán se viajó a Manzanillo donde se colectaron muestras de gabro perteneciente al Batolito de Manzanillo en un corte carretero a la altura del mirador sobre la Bahía de Santiago (aproximadamente a 18 Km de Manzanillo sobre el libramiento Manzanillo-Cihuatlán, carretera No. 200). Estos gabros presentan una gran variación textural en muy poca distancia: tamaño de grano muy fino a muy grueso, con foliación magmática y cúmulos de piroxenos. Se vio una aureola de cúmulos de hornblenda y piroxeno que rodean a fragmentos de gabro.

### ***2.3.3. Variaciones de composición y textura dentro del plutón de Jilotlán.***

Se observaron variaciones de composición y textura en el cuerpo plutónico, importante para poder definir una posible secuencia de cristalización o emplazamiento y su evolución.

Los gabros se presentan, como ya se mencionó (Foto 2) en la parte central del área de estudio (Figura 6) como microgabros o gabros de mayor cristalinidad (grano más grueso). Con lo visto en campo no parece haber zonas en las que se presente preferencialmente gabros de grano grueso o microgabros y su distribución más bien parece ser caótica. Todos los gabros, aunque algunos aparecen en grandes bloques, son intrusionados por granitoides. Casi todos los fragmentos de gabros son muy angulosos y macroscópicamente no presentan minerales de metamorfismo de contacto.

En los granitoides hay mucha mayor distribución de composiciones. Se observó la presencia de feldespato potásico, a veces como fenocristales, cerca de los contactos entre el gabro y granito. La biotita aparece sólo en las partes más félsicas (tonalitas, granodioritas, y sobre todo granitos).

Han habido diques máficos con textura dolerítica e inclusive un pórfido con textura rapakivi.

Se encontraron cuerpos aplíticos y pegmatíticos donde hay grandes extensiones de cuerpos félsicos, pero también se vieron pegmatitas con cristales de hornblenda y piroxeno en afloramientos de gabros.

### ***2.3.4. Rasgos estructurales.***

Se observaron fallas normales e inversas en varias zonas, lo que indica posiblemente actividad relacionada al graben de Colima. Además, la formación Tecalitlán está muy tectonizada (Foto 1) en comparación con los intrusivos.

Aunque no se ha hecho ningún análisis riguroso de los relativamente pocos datos estructurales colectados, se han observado dos rasgos claros:

Fracturas y fallas, en el plutón y en algunos afloramientos de la formación Tecalitlán, tienen un rumbo preferente NW-SE. El tipo de fallamiento que se ha visto es normal, inverso y lateral izquierdo. Por otro lado, los diferentes tipos de diques presentan un rumbo preferente NE-SW. Si se supone que todos los diques son formados por el emplazamiento del plutón, lo cual seguramente no es así ya que hasta hoy han habido continuos eventos magmáticos posteriores, la orientación NE-SW correspondería a un evento de deformación anterior o contemporáneo al emplazamiento del plutón (si se supone un emplazamiento a través de fracturamiento). Como el fracturamiento y fallas con orientación NW-SE se presentan tanto en el plutón como en la formación Tecalitlán, se asume que dicha deformación es posterior al emplazamiento del plutón. Sin embargo, dada la falta de datos y un análisis adecuado, esto es especulativo.

#### ***2.4. Mineralización.***

La carta geológico-minera E13-3 (1999) del Consejo de Recursos Minerales menciona la existencia de mineralización regional por la subducción de la Placas del Pacífico debajo de la de Norteamérica con una intensidad máxima en el Cretácico Superior al Terciario Inferior. Hay gran variedad de yacimientos metálicos de tipo vulcanogénico, hidrotermal, metasomático de contacto y pórfidos cupríferos. En la región occidental de la carta se encuentra la región minera de Pihuamo que comprende tres Distritos Mineros (Pihuamo, Tepalcatepec y Ahuijullo) y dos Áreas Mineralizadas (Jilotlán de Dolores y Santa María del Oro). El Distrito de Pihuamo tiene yacimientos ferríferos metasomáticos de contacto, con minas en producción como Los Encinos con reservas de 17, 000,000 de toneladas de fierro con contenidos de 65% de Fe. El Distrito de Tepalcatepec con yacimientos vulcanosedimentarios, dentro de los cuales las minas más importantes y actualmente en producción son la antes mencionada Mina La Codiciada con valores de 1.0 g/ton. de Au, 1957 g/ton. de Ag, 4% de Cu y 1.5% de Pb-Zn; y la Mina La Blanca con mineralización polimetálica de Ag, Pb, Zn y Ba, ambos en cuerpos irregulares. También se tienen minas y prospectos con mineralización polimetálica en forma de vetas, stockworks e irregulares. El Distrito de Ahuijullo consiste de yacimientos irregulares de fierro, de origen metasomático, además de

vetas hidrotermales con oro, plata, plomo, zinc y barita asociada. El Área Mineralizada de Jilotlán de Dolores se caracteriza por vetas hidrotermales con mineralización aurífera con valores de 1.8 g/ton de Au y 1.33% de Cu (Mina La Inmaculada), y otros prospectos como El Cobre con 5 g/ton de Au y 0.6% de Cu, La Sultana con 0.6 g/ton de Au y 0.3% de Cu y La Leona sin valores de Au pero con 0.14% de Cu. El Área Mineralizada de Santa María del Oro o Manuel M. Diéguez se caracteriza por vetas angostas de poco corrimiento, pero con valores altamente anómalos como en la Mina La Fortuna con valores de 14.82 g/ton de Au y 277 g/ton de Ag, el Prospecto El Bimbalete con valores de 450 g ton de Ag y la Veta Hukas con 24.7% de Zn.

En campo se han visto más comúnmente sulfuros como pirita y calcopirita. También hay otros que parecen galena o esfalerita (los últimos aparecen dentro de un cuerpo cuarzo-feldespático cerca del puente que cruza el Río Maravillas sobre la carretera Tecalitlán-Jilotlán).