

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera*

Departament de Geofísica

Programa de Doctorado de *Tectònica y Geofísica*, bienio 96-98

**EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN CONTINENTAL OESTE
DE MÉXICO: FOSA MESOAMERICANA Y GOLFO DE CALIFORNIA
(CORTES-P96)**

Tesis

Presentada por **Rafael Bartolomé de la Peña** ante el *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona* para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Director:

Dr. Juan José Dañobeitia

Tutor: **Dr. Josep Anton Muñoz**

Barcelona, Marzo de 2002

3. Contexto Geodinámico y Tectónico

*Todas las generalizaciones son malas.
(Incluyendo ésta)*

R.H. Grenier

*Sólo cuando el último árbol esté muerto,
el último río envenenado,
y el último pez atrapado,
te darás cuenta que no puedes comer dinero*

Sabiduría indoamericana

3. CONTEXTO GEODINÁMICO Y TECTÓNICO

3.1 Introducción

El contexto geodinámico y tectónico del margen oeste de México se engloba dentro del régimen general de subducción de la placa oceánica del Pacífico bajo el continente Norteamericano que se extiende, desde la boca del Golfo de California (aprox. 20°N) hasta Panamá (aprox. 10°N).

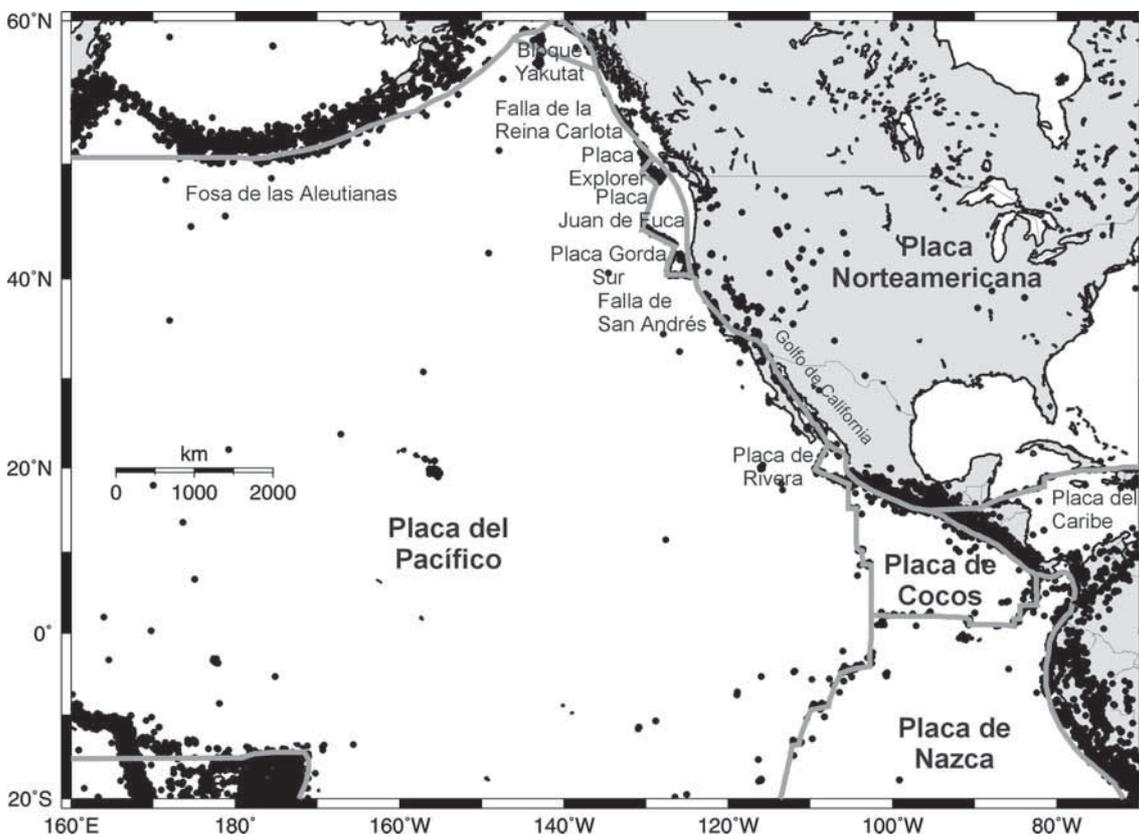


Figura 3.1 Sismicidad (terremotos de magnitud mayor que 5.0 entre los años 1959-2001, red IRIS: <http://www.iris.washington.edu/>) y límites de placas y placas actual en el noreste del Pacífico. En la configuración presente la región noreste del Pacífico está dominada por la enorme placa del Pacífico.

El oeste mexicano comprende, de norte a sur, un margen transformante formado por un conjunto de zonas de expansión. El conjunto de fallas transformantes destrales son la continuación de la falla de San Andrés hacia el sur y bajo las aguas del Golfo de California (o Mar de Cortés). Este enjambre de fallas de salto en dirección supone el límite de las placas Pacífico-Norteamericana entre los 32°N y los 23°N. Al oeste del Golfo de California, se localiza primero la península de Baja California, y al oeste de ésta un paleomargen convergente cuya actividad cesó hace aproximadamente unos 10 Ma (Lonsdale, 1989). En el extremo meridional del Golfo de California, el rasgo estructural más notable es la falla transformante de Tamayo, de 70 km de longitud (Lonsdale, 1989), que conecta hacia el sur con la zona de acreción oceánica de la dorsal Pacífico-Rivera (*Pacific Rivera Rise*, PRR). Esta dorsal confina el límite entre las placas de Rivera y Pacífico, que se desarrolla entre los 23°N y los 19°N. El extremo SW del PRR, o punto triple de Rivera es donde convergen la Placa de Rivera y del Pacífico junto con la zona transformante de Rivera. Algo más hacia el sur, la acreción de nueva corteza oceánica marca el límite entre la Placa de Cocos y el Pacífico. Entorno a los 21°N y al este de la placa Rivera se encuentra el extremo septentrional de la fosa mesoamericana (*Middle America Trench*, MAT) que forma el margen convergente activo del oeste mexicano. La fosa mesoamericana marca de norte a sur la zona de colisión y subducción de la microplaca de Rivera y la placa de Cocos respectivamente (Fig. 3.2).

La reorganización de los movimientos de las distintas placas litosféricas en la zona ha supuesto una historia geodinámica muy compleja en los últimos 25 Ma. La zona de estudio engloba básicamente cuatro elementos claves: el golfo de California, la placa de Rivera, la Fosa Mesoamericana (MAT) y la placa de Cocos.

Así, de manera simplificada, tres episodios fundamentales predominan en la cinemática de placas hasta llegar a la configuración actual de las mismas. La sucesión de los episodios se inicia partiendo de la antigua placa de Farallón que se fracturó y evolucionó, primero, como la placa de Guadalupe (anomalía 7, 26 Ma; Mammerickx y Klitgord, 1982) que posteriormente se segmentó en las actuales placas de Rivera y de Cocos. Por otra parte, la posición relativa de la dorsal oceánica del Pacífico, originalmente (12.5-11 Ma) situada en la dorsal Pacífico-Matemáticos (ver Fig 3.2), se propaga en dirección norte a lo largo de la actual dorsal Pacífico-Rivera y

aparentemente queda desconectada del segmento sur (dorsal Pacífico-Matemáticos), posteriormente durante el mioceno-medio (6.5-3.5 Ma) sufre un cambio brusco (salto en dirección) como consecuencia del desarrollo de la zona de fractura de Rivera, situándose en su posición actual de la dorsal del Pacífico Este (EPR), al sur de Rivera Fz. (Mammerickx y Klitgord, 1982).

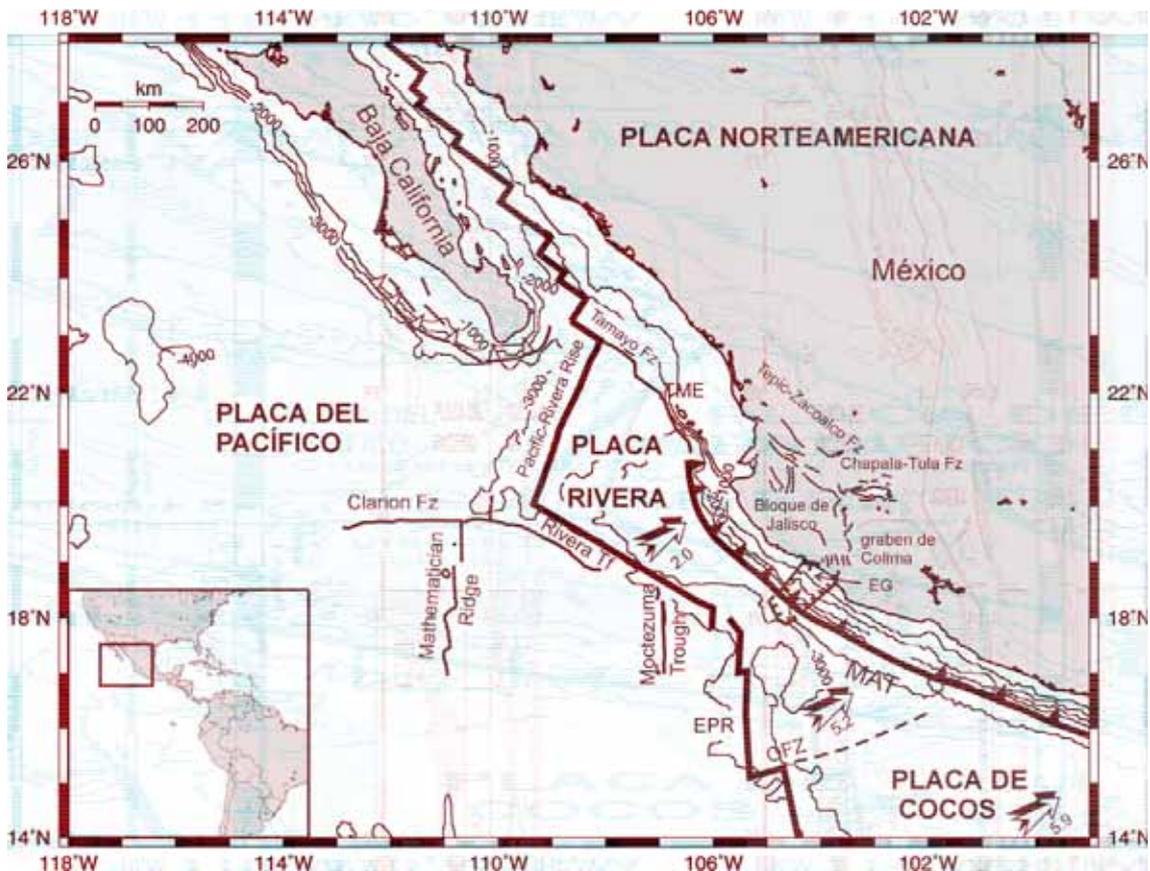


Figura 3.2: Mapa de localización indicando los principales eventos tectónicos: placas de Rivera y Cocos en subducción bajo la placa Norteamericana y zona de fallas transformantes dentro del Golfo de California. La zona de estudio está marcada por el recuadro. Las velocidades relativas de convergencia (cm/año) entre las placas oceánica y continental se indican con las flechas (Pardo y otros, 1995). EPR: East Pacific Rise; MAT: Middle America Trench; OFZ: Zona de Fractura de Orozco; TME: Tres Marias Rise; EG: Graben de El Gordo.

3.2 Marco geodinámico y geológico

El **Golfo de California**, con una anchura que oscila entre 100 y 150 km (Lonsdale, 1989), separa aproximadamente en dirección noroeste la península de Baja California solidaria con el sur de California (USA) de la placa Norteamericana. La segmentación del Golfo se produce como consecuencia de la maduración de cuencas pull-apart, generadas tras cesar la subducción al oeste de la Península de Baja California (12Ma), y la subsiguiente extensión este-oeste, marcada por un volcanismo alcalino-basáltico y un sistema norte-sur de fallas extensionales (aproximadamente paralela a la costa oeste de la futura Península). Esto ocasiona un adelgazamiento cortical paulatino, que unido a la subsidencia de los sedimentos marinos del “proto-golfo”, (Lonsdale, 1989, permitió el acceso de las aguas del Pacífico a estas cuencas, como ocurrió en la cuenca de Yuma con sedimentos del Mioceno Medio (Luchitta, 1979). Actualmente el Golfo está formado por una serie de centros de expansión seccionados por fallas transformantes (ver Fig. 3.3). También se localizan alineamientos de edificios volcánicos, como sucede a la altura de la cuenca de Guaymas (27°N, 111.5°W), asociados los más viejos a las fracturas surgidas en la extensión NE-SW que abrió el Golfo de California en el Plioceno (5.3-1.8 Ma) y en corteza continental, y otros, los más jóvenes, que se localizan perpendiculares a centros de expansión y en corteza de tipo oceánico (Fabriol y otros, 1999).

Se podría considerar el Golfo como una compleja zona de transición localizada entre el sistema transformante continental de San Andrés, en el sur de California, y la zona de acreción de corteza oceánica del East Pacific Rise. Por tanto, cualquier cambio en la acomodación del movimiento de las placas Pacífica-Norteamericana tiene trascendencia para resolver la respuesta mecánica de la corteza y la actividad sísmica asociada dentro del Golfo y a lo largo del sistema de San Andrés.

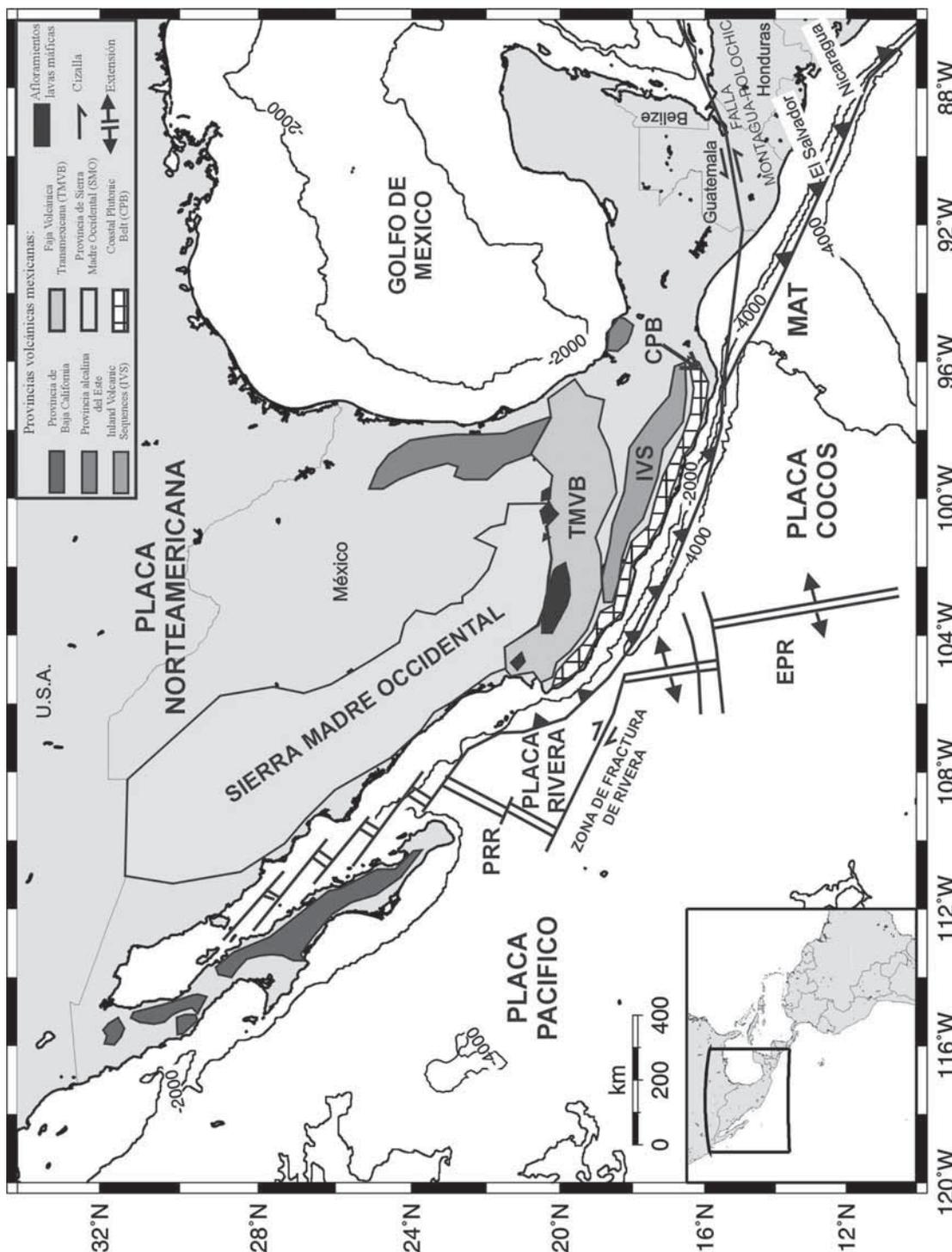


Figura 3.3 Placas tectónicas y provincias magmáticas más importantes de México. IVS=Inland Volcanic Sequences; CPB=Faja Costera Plutónica (Coastal Plutonic Belt); SMO=Sierra Madre Occidental; TMVB=Faja Volcánica Mexicana (Trans-Mexican Volcanic Belt). En negro se destacan los afloramientos máficos de lavas del Mioceno tardío. Abreviaturas: MAT=Trinchera Mesoamericana (Mid America Trench); PRR=Dorsal Pacífico Rivera (Pacific-Rivera Rise). Datos de Martiny y otros, (2000), Ferrari y otros, (2000) y Ruiz-Martínez y otros, (2000).

La frontera entre las placas Norteamericana-Baja California se extiende desde la boca del Mar de Cortés hasta la laguna de Salton, en California, y de allí continua a lo largo del sistema de fallas de San Andrés hasta terminar en la placa de Juan de Fuca (ver Fig. 3.4, Fig. 3.5, Fig. 3.9).

Dentro del Mar de Cortés encontramos segmentos de expansión escalonados, seccionados por fallas transformantes, que en la zona más septentrional se encuentran recubiertos por una importante cobertera sedimentaria, debido a los aportes sedimentarios del Río Colorado (extremo norte). En este caso hay reportada, en la Cuenca de Guaymas (Einsele y Kelts, 1982), una tasa de sedimentación de 1m/1000 años con una composición de limos de grano fino de turbiditas, no obstante la sedimentación puede incrementarse localmente en algún orden de magnitud (Lonsdale, 1989). Esta sedimentación en las regiones centro-norte y noroeste del Golfo llega a ser tan notable que cubre la nueva corteza conforme se va generando, de manera que los segmentos de expansión se localizan bajo importantes coberteras sedimentarias. La sedimentación en el centro y sur del Golfo está dominada por la gran población de plancton (el Golfo es una zona de cría de ballenas provenientes del ártico en busca de aguas más cálidas y ricas en alimento para los ballenatos) que provee de una gran cantidad de restos pelágicos, y del aporte de los ríos que drenan Sierra Madre a su paso por el desierto de Sonora y Sinaloa, aunque muchos de ellos no sean permanentes. Mucho menor es el aporte sedimentario de los ríos de la Baja California, cuya división de aguas se encuentra muy cerca de la costa del Golfo.

En el límite entre el territorio continental, justo en los márgenes norte del Golfo de California se localizan zonas geotérmicas – que son centros de expansión localizados en grabens cubiertos por sedimentos- en el valle del Mexicali y el de Imperial conectados por las fallas de Imperial y Brawley (ver Fig. 3.4).

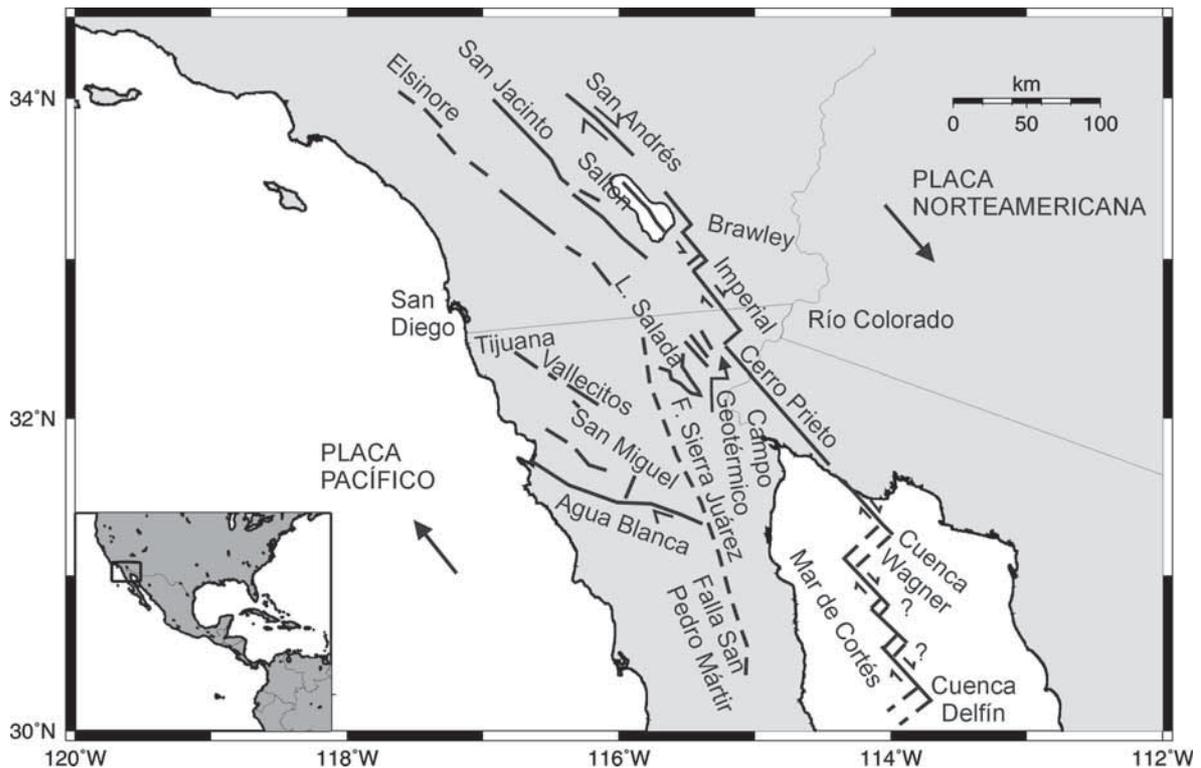


Figura 3.4 Extremo septentrional del Mar de Cortés y las últimas cuencas submarinas (difíciles de identificar debido a los sedimentos del Río Colorado). La frontera continúa en la falla de Cerro Prieto que une el Campo Geotérmico de Cerro Prieto con la cuenca de Wagner para seguir más tarde por la Laguna de Salton y conectando con el sistema de fallas de San Andrés (Fig. 3.5).

A partir de la zona de expansión localizada junto a la laguna (“Mar”) de Salton, comienza la rama principal de la zona de fallas de San Andrés. Hasta aquí los desplazamientos del límite de placas habían sido hacia al este (dirección entre un centro de expansión y el siguiente hacia el Norte), causando la formación de centros de expansión; ahora comienzan a existir desplazamientos hacia el oeste ocasionados por la antiguo límite del continente, que producen enormes esfuerzos de compresión en la falla transformante. Así, esta curva hacia el oeste da lugar a

1. la acumulación de esfuerzos que producen terremotos grandes pero infrecuentes.

2. impide el movimiento a lo largo de la falla principal (la rama principal es propiamente la falla de San Andrés) y propicia el movimiento de otras fallas, algunas de ellas supuestamente abandonadas en el nacimiento del Golfo como las fallas de San Isidro, San Benito y Tosco-Abreojos (Lonsdale, 1989).

La falla de San Andrés abandona el continente cerca de los 40°N , cerca del punto triple donde comienza la placa de Juan de Fuca.



Figura 3.5 El límite entre las placas Pacífico y Norteamericana en California (USA) continúa por la falla Imperial, a través de la zona de expansión de la laguna de Salton, donde comienza la rama principal de la falla de San Andrés hasta aproximadamente los 40°N de latitud, y se localiza el punto triple de la placa Juan de Fuca.

La existencia de la **placa de Rivera** cuyos límites están definidos por las zonas de fractura de Rivera (RFZ) y Tamayo (TFZ), el EPR y el MAT, fue sugerida inicialmente por Atwater (1970). Posteriormente, Bandy y Yan (1989) y Eissler y McNally (1984) presentan datos que confirman que las placas de Rivera y Cocos son independientes y tienen velocidades instantáneas distintas, de 2.0 cm/año (Pardo y Suárez, 1993) y 5.2 cm/año para Rivera y Cocos respectivamente. Además, DeMets y Stein (1990) concluyen que para ajustar el modelo global de movimientos NUVEL-1, la única solución que verifica las tasas de acreción de corteza (extraídas de datos magnéticos marinos en la zona transformante de Rivera) con los vectores de Euler (para

las parejas de placas Pacífico-Norteamericana y Norteamericana-Cocos), es aquella que resulta de considerar la placa de Rivera como cinemáticamente independiente.

La localización precisa del límite entre las placas de Rivera y Cocos no es evidente, ya que no es posible asociarla claramente a ningún rasgo batimétrico (Eissler y McNally, 1984; Mammerickx, 1984; Bourgois y Michaud, 1991). Se ha sugerido que el graben de El Gordo podría ser parte de dicha frontera (Bandy, 1992) y que la unión más oriental entre la RFZ y el EPR estaría localizada a ~165 Km al oeste de la fosa (Bourgois y Michaud, 1991).

Recientes datos de batimetría de alta resolución obtenidos durante la campaña CORTES-P96 (Dañobeitia y otros, 1997) han puesto de manifiesto la enorme complejidad de la parte más oriental de la zona de fractura de Rivera y su conexión con el segmento más septentrional del EPR, donde co-existen cortezas oceánicas superpuestas.

En esta zona los acimut de la “fábrica” oceánica van desde 150° hasta 170°, mostrando una cierta curvatura hacia el oeste, similar a la actual observada en el EPR. Hacia el este (18°30’N; 104°50’W), el fondo oceánico muestra similares características topográficas, pero la fábrica tectónica exhibe una consistente dirección N-S, que es muy diferente a la observada a lo largo de la pared exterior de la fosa mesoamericana, que es paralela al eje de la fosa. En la intersección, el fondo oceánico de la trinchera es entre 500-700 m más superficial que en el resto de la trinchera, y además la trinchera es más estrecha. La presencia de corteza oceánica joven a lo largo de la pared externa de la trinchera, reclama otra interpretación de la terminación hacia el norte del EPR, y nos sugiere que el EPR alcanzó la trinchera y que posiblemente llegó a subducir bajo el continente, antes de desarrollarse el complejo sistema de cortezas superpuestas (overlapping) entre Rivera y el EPR.

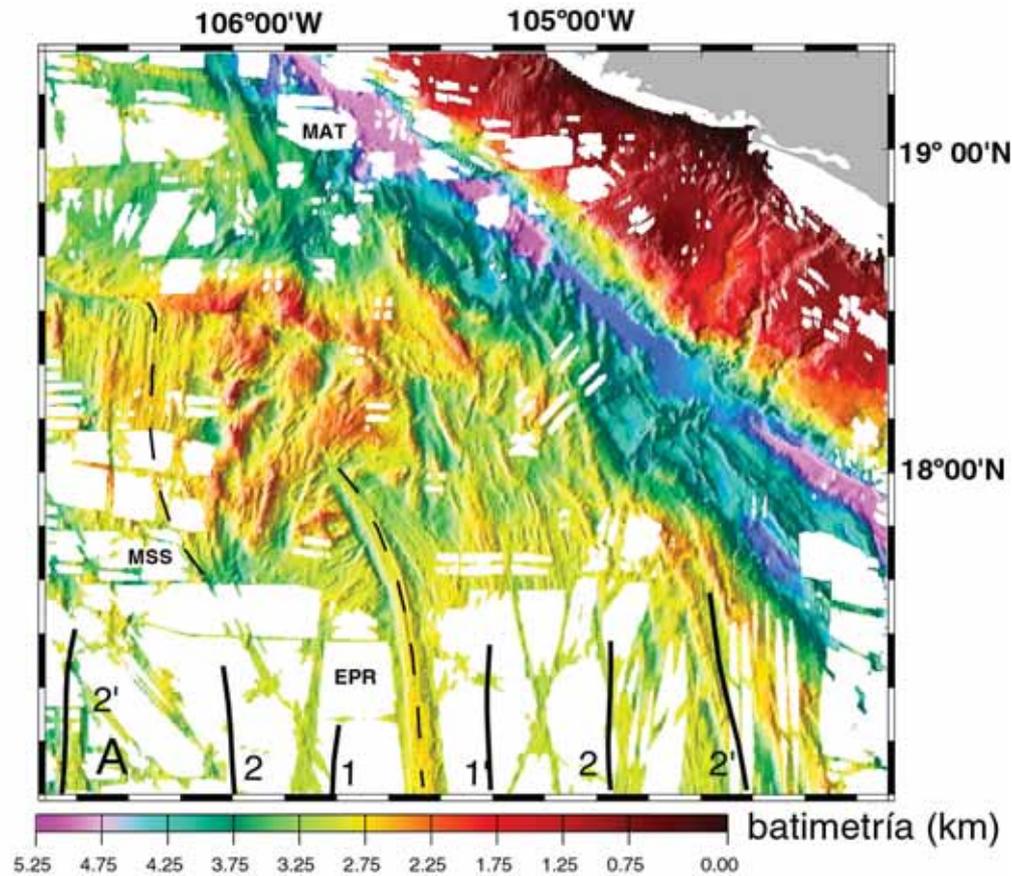


Figura 3.6: Mapa batimétrico iluminado desde el oeste (datos del National Geophysical Center, Institut Français pour la Recherche et l'Exploitation de la Mer y CORTES-P96). Las líneas negras continuas son las alineaciones magnéticas de Cande y otros (1989). Líneas discontinuas: Dorsal del Pacífico Este (EPR), Dorsal Moctezuma (MSS). Al norte de $17^{\circ}30'N$, el eje del EPR cambia de dirección hacia el N-NO hasta las $18^{\circ}20'N$, mientras que en la zona al este del EPR (area a) se encuentran unas pseudofallas con la forma de V simulando un aparente propagador del EPR.

Por otra parte, aunque la sismicidad relacionada con la subducción de la placa de Rivera bajo el bloque de Jalisco es baja, se han documentado al menos seis grandes seísmos ($M_s > 7.0$) desde 1837, incluyendo el gran terremoto de Jalisco en 1932 ($M_s = 8.2$) (Eissler y McNally, 1984; Singh y otros, 1985). Esta evidencia contradice la hipótesis de que la placa de Rivera subduce de manera asísmica (Nixon, 1982). Pardo y Suárez (1993) concluyeron, en base a la relocalización de hipocentros de telesismos, que la placa de Rivera subduce inicialmente con un ángulo de 10° a una profundidad de 20km para incrementarse gradualmente a un alto ángulo de inclinación de $\sim 50^{\circ}$ a

profundidades mayores que 40km. Existen zonas similares en la tierra que nos permitiría comparar la placa de Rivera con la placa Juan de Fuca, tanto en términos de dimensión, edad (joven) del fondo oceánico, una lenta velocidad relativa y baja actividad sísmica. En ambos casos, una vez las pendientes de las capas oceánicas se desacoplan de la corteza continental (~40 km), son similares dándose en la zona de subducción de Cascadia ángulos de subducción de ~50° (Crosson, 1992; Taber y Smith, 1985).

El polo de rotación de Rivera-Norteamérica para los últimos 3 Ma está localizado muy cerca de la placa de Rivera (DeMets y Stein, 1990; Bandy y Pardo, 1994), lo cual produce variaciones rápidas en la dirección y velocidad relativa de convergencia a lo largo de la trinchera, con valores entre 1.2 y 2.2 cm/a. La edad de la litosfera oceánica en la trinchera es Miocena (9Ma) (Klitgord y Mammerickx, 1982). Aunque esta podría ser menor si efectivamente el segmento norte del EPR subdujo bajo México.

La **placa de Cocos** se forma a partir de dos dorsales diferentes: el EPR, que se localiza al oeste del MAT y transcurre aproximadamente paralela a la fosa, y la de Galápagos, perpendicular al MAT, en el Sur. La expresión morfológica del contacto entre los fragmentos de placas generados en el EPR y en el GSC está situado ligeramente al este de la península de Nicoya, y es conocida como la zona de fractura del Este de Nicoya (East Nicoya Fracture Zone, ENFZ) (Corrigan y otros, 1990). Ambos sectores se diferencian en las propiedades morfológicas y físicas de la placa y la pendiente continental. Al norte de la ENFZ, la placa de Cocos presenta un relieve batimétrico poco importante, mientras que al sur de la ENFZ, las irregularidades batimétricas aumentan de forma abrupta, hasta llegar al Cocos Ridge. Esta es la razón por la que esta zona de fractura ha sido denominada en la literatura como rough-smooth boundary (RSB) (Hey, 1977). Esta placa subduce bajo la placa Norteamericana con una velocidad que aumenta hacia el sureste, a lo largo de la trinchera, de 4.8 cm/a cerca de 104.5°W a 7.5 cm/a alrededor de los 94°W (DeMets y otros, 1990). La edad de la placa de Cocos también varía a lo largo de la trinchera, con saltos asociados a zonas de fractura siendo las más importantes las de Orozco (OFZ) y la de O'Gorman (OGFZ). Sobre los 95°W la dorsal de Tehuantepec (TR) intersecta la MAT. La litosfera oceánica es más joven hacia el Noroeste del TR -10Ma- que la del sureste -25 Ma- (Couch y

Woodcok, 1981). La placa de Cocos se originó en el Oligoceno Superior (29-24 Ma), como consecuencia de la ruptura de la placa de Farallón a lo largo de una zona de fractura preexistente (Hey, 1977). Esta zona de fractura se corresponde con la Dorsal de Galápagos actual (Canales y otros, 1997), que se inició hace unos 25 Ma (isocrona 6C). La iniciación de esta dorsal determinó la divergencia N-S entre la placa de Cocos y la de Nazca, que se ha mantenido hasta la actualidad (Hey, 1977).

El último elemento clave de la región es la **fosa mesoamericana** (MAT) cuyo origen septentrional se puede situar en las Islas Tres Marías -sobre los 21°N, cerca de la boca del Golfo de California- extendiéndose hasta el suroeste de Costa Rica –Península de Osa- resiguiendo toda la costa mexicana con una longitud de 3000km (Watkins, 1989) y una anchura sólo de 40 km alcanzando profundidades de 6.7 km en algunas áreas. La zona de fractura de Tamayo (TFZ), limita en la parte norte a la MAT y la zona de fractura de Panamá en la parte sur. La dorsal de Tehuantepec (TR) separa la fosa en dos segmentos, norte y sur, con características morfológicas y estructurales diferentes. La parte norte, que es el objeto de este estudio, está rellena por una serie discontinua de sedimentos con un máximo de 625 m de turbiditas que recubren unos 200 m de sedimentos pelágicos y hemipelágicos, todo esto asentado sobre una corteza oceánica del Mioceno (Watkins, 1989). Los límites de márgenes convergentes, como el MAT, constituyen de por sí zonas complicadas con un alto relieve, deformación intensa, grandes terremotos y muy a menudo volcanismo extensivo. Además, la estrecha plataforma, la pronunciada pendiente cortada por cañones submarinos y la ausencia de cuencas de antepaís han favorecido el transporte de grandes volúmenes de sedimentos de gran tamaño dentro de la trinchera (Watkins, 1989). En la parte sur de la MAT, donde limita la placa de Cocos con la Norteamericana, Watkins y McMillen (1982) calcularon utilizando la geometría del prisma de acreción delimitado por las líneas sísmicas en los informes del DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) Leg 66, situado cerca de Acapulco, junto con los 21 cores que extrajeron de la zona, que para los últimos 10 Ma, cerca de un tercio de los sedimentos que han entrado en la trinchera han sido acretados, otro tercio subducidos y el último tercio están en *underplating* causando el levantamiento de la corteza continental y elevando el margen.

Por último, se ha observado la existencia de gases hidratados en las muestras recogidas en el Leg 66 *siempre* en el prisma de acreción -entre la MAT y la corteza

continental-, además de encontrar el típico aumento de velocidad en el techo de la capa helada que sella los gases y el decrecimiento de velocidad, junto con la fuerte reflexión negativa, que marca la existencias de éstos, formando el reflector *Bottom-Simulating Reflector* (BSR). El estudio del BSR ha cobrado vida en los últimos años fundamentalmente por dos razones, las dos relacionadas con el leve peso molecular de las moléculas que lo forman: la primera, por ser un depósito de hidrocarburos –alto contenido en metano (CH₄)– y la segunda, por su contenido en CO₂ y sus las repercusiones en el efecto invernadero.

Un rasgo importante tectónico continental adicional en el sur de México es la presencia de la Faja Volcánica Transmexicana (*Trans-Mexican Volcanic Belt*, TMVB), una ancha cadena de volcanes alineados Pliocuaternarios (últimos 5 Ma) de ~1000km (Alva-Valdivia y otros, 2000) que cruza el sur de México de este a oeste sobre los 19°N. Típicamente en los arcos de islas o de montañas asociados con las zonas de subducción, se suelen encontrar (en el caso que existan) volcanes alineados paralelamente a la trinchera. Es el caso de México con la Faja Volcánica y la fosa Mesoamericana, pero con la particularidad que sus direcciones no son paralelas. Esta faja volcánica se podría comunicar, a través de los volcanes Chichón y Tacaná, con la línea de volcanes centroamericanos paralelos a la fosa (Fig. 3.7). Los volcanes de la TMVB presentan estructuras y composición química variables. El vulcanismo en la TMVB está caracterizado por una variedad de edificios: estratovolcanes, conos monogenéticos, calderas, domos y las secuencias volcánicas que forman esta cadena son calco-alcalinas, a pesar de que en algunas zonas existe vulcanismo alcalino, especialmente en el oeste de México (Lur y otros, 1985; Allan y otros, 1991). Según Wilson (1989) en los márgenes de placa destructivos, tanto arcos de islas como márgenes continentales, las cadenas de estratovolcanes dispuestas sobre zonas de Benioff (aproximadamente 100 km por encima de la capa que subduce) representan una de las más notables características en la Tierra, con productos eruptivos que abarcan todo el espectro de concentraciones de SiO₂ (desde basaltos hasta riolitas), aunque el magma más común eruptado sub-aéreamente son las andesitas. Aunque esta generalización es aceptada por la comunidad científica, en la actualidad numerosos artículos hablan de casos que no la cumplen, en concreto Righter (2000) realiza una comparación entre el vulcanismo de Cascades con el del oeste de México como ejemplo de la diversidad composicional en los arcos continentales y justificándola como el resultado de la fusión por descompresión

(disminuye la presión, por ejemplo debido a un adelgazamiento cortical) de una enriquecida o empobrecida astenosfera en elementos raros y/o elementos pesados.

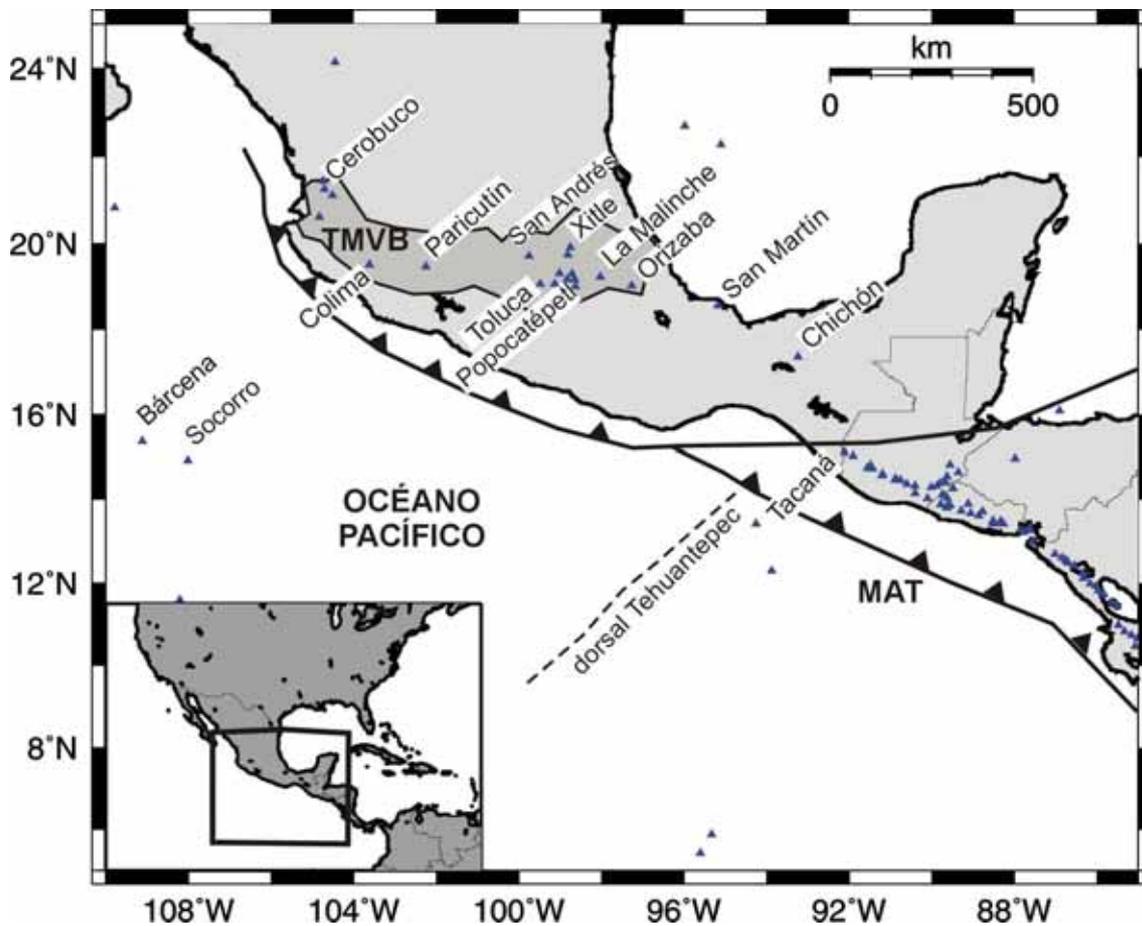


Figura 3.7: Vulcanismo en la Faja Volcánica Transmexicana (TMVB) donde se observa la conexión, a través de los volcanes de Chichón y Tacaná, con la línea de volcanes centroamericanos que son paralelos a la trinchera.

La historia tectónica del oeste continental de México se inicia con la creación de la provincia silícica de Sierra Madre Occidental durante el Cenozoico (65-0 Ma) como resultado del continuado vulcanismo relacionado con la subducción de las placas del este del Pacífico (principalmente Farallón) que se consumían bajo la placa Norteamericana (Atwater, 1989). Ferrari y otros, (2000) propone que también es en esta época cuando se origina el TMVB siguiendo la dirección E-W y que la transición entre la SMO y el TMVB acontece durante el Mioceno Medio y Superior (16-5.3 Ma) y culminó con una progresiva rotación, siguiendo la dirección de las agujas del reloj, del arco volcánico (Ferrari y otros, 1999). Sea cierto o no, la Faja Volcánica, que se inició

en el Mioceno, ha presentado mayor actividad durante el Plio-Cuaternario y unos de los rasgos más importantes, como ya se ha comentado, es que su orientación no es paralela a la trinchera, sino oblicua con respecto al MAT en $\sim 16^\circ$ de promedio (Pardo y Suárez, 1995). La razón por la cual sucede esto no es conocida. Algunos investigadores incluso han propuesto que se debe a la subducción de la dorsal de Tehuantepec, que si bien es cierto influye grandemente en la sismicidad, su influencia en el vulcanismo es más que dudosa (Nava, 1993), ya que éste parece acercarse de nuevo a la trinchera justo donde se encuentra la dorsal, y el vulcanismo al sureste de ésta no aparece desalineado. La solución es probablemente mucho más compleja y un dato muy importante es que hoy en día aún no existe un modelo cinemático comprensible que explique la deformación cortical, los mecanismos tectónicos y la variedad de composición en el vulcanismo (Ferrari y otros, 2000). Lo que sí es cierto es que cualquier modelo que se proponga debería de tener en cuenta el periodo del Mioceno Superior en el que termina de subducir los restos de la placa de Farallón y empieza la extensión del Golfo de California (con Baja California capturada por la placa del Pacífico), con todo lo que significa para el vulcanismo y la tectónica de la placa Norteamericana esta reorganización de placas.

Se han propuesto varias hipótesis para explicar esta orientación diagonal pudiéndose dividir en dos grupos:

1) las que favorecen una asociación directa entre la subducción y el vulcanismo (Nixon, 1982; Suárez y Singh, 1986; Urrutia y Böhnell, 1987; Ferrari y otros, 1999; Ferrari y otros, 2000). Urrutia y Böhnell (1987) sugieren que la falta de paralelismo entre el arco y la fosa está causado por diferencias en el ángulo de subducción : 45° para Rivera y entre 30° y $<20^\circ$ para Cocos, Pardo y Suárez (1993, 1995). Bandy y otros, (1995) propone una rotura de la capa que subduce en el límite de placas Cocos-Rivera. Ferrari y otros, 2000) lo completa con un régimen transtensional (cizalla + extensión) para los estados iniciales de la actividad volcánica en el TMVB, producidos por los esfuerzos de la captura de los restos de la placa de Farallón por el continente Norteamericano en el norte y por la subducción de Rivera y Cocos en el sur.

2) las que sugieren que el TMVB no tiene relación directa con la subducción a lo largo del MAT y explican su origen como el resultado de zonas de debilidad a episodios

anteriores de deformación (Mooser, 1972; Johnson y Harrison, 1989); debido a la relocalización de la dorsal Matemáticos en el continente mexicano (Luhr y otros, 1985); o debido a la presencia de un hot spot bajo el continente (Moore y otros, 1994).

En medio de estas discusiones algunos autores han propuesto que la parte sur de México está constituida de uno o más terrenos alóctonos (es decir, originados en otro lado) que se han integrado a la placa Norteamericana posiblemente durante el Jurásico. Otros han encontrado evidencias de fuertes movimientos transcurrentes (cizalla) a lo largo del TMVB, lateral izquierda en las fases iniciales de formación en la parte central (Pasquaré y otros, 1988; Garduño y otros, 1993; Ferrari y otros, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994), mientras que de tipo lateral dextra en la parte oeste (Ferrari, 1995). Otros añaden a los movimientos transcurrentes la propuesta de zonas de debilidad por donde asciende el magma. Se han propuesto rotaciones del continente, paleotrincheras alineadas con el TMVB, deformación de la placa subducida, deformación de las isothermas bajo la placa,Es decir, la TMVB sigue siendo un enigma para la tectónica de placas.

3.3 Evolución tectónica

En la configuración actual de las placas tectónicas la región noreste del Pacífico está dominada por la enorme placa del Pacífico (Fig. 3.8). Los límites de placa más complejos de toda la zona ocurren allí donde el borde de esta placa entra en contacto con la placa Norteamericana, dándose límite de placas de tipo cizalla con extensión: el sistema de fallas de la Reina Carlota –incluyendo el movimiento oblicuo de bloque de Yakutat-, y el sistema de San Andrés incluyendo la extensión oblicua del Golfo de California, como se ve en la Fig. 3.1. Según DeMets, comenzando hace 12 Ma, el movimiento entre las placas del Pacífico y Norteamericana a lo largo de Baja California cambia gradualmente de una convergencia oblicua a lo largo de fallas al oeste de Baja California hacia “strike slip” a lo largo del actual límite de placas en el golfo. Además, la sismicidad que se observa en la Fig. 3.1 muestra que el límite de placas dentro de la litosfera continental no es tan estrecho y simple como el observado en las placas oceánicas, dándose dos zonas difusas de deformación en la placa Norteamericana (en EEUU). Esta situación actual es bastante inusual en el sistema oceánico mundial, desde el punto de vista que una zona tan vasta esté dominada por una sola placa y contenga tan pocos centros de expansión o dorsales. De hecho, se verá que durante la evolución tectónica desde el Cenozoico (65 Ma) o incluso en tiempos posteriores y anteriores toda esta zona ha involucrado distintos movimientos diferenciales de placas y dorsales que se irán colocando hacia el Norte, Sur y Este de la placa del Pacífico a medida que pase el tiempo.

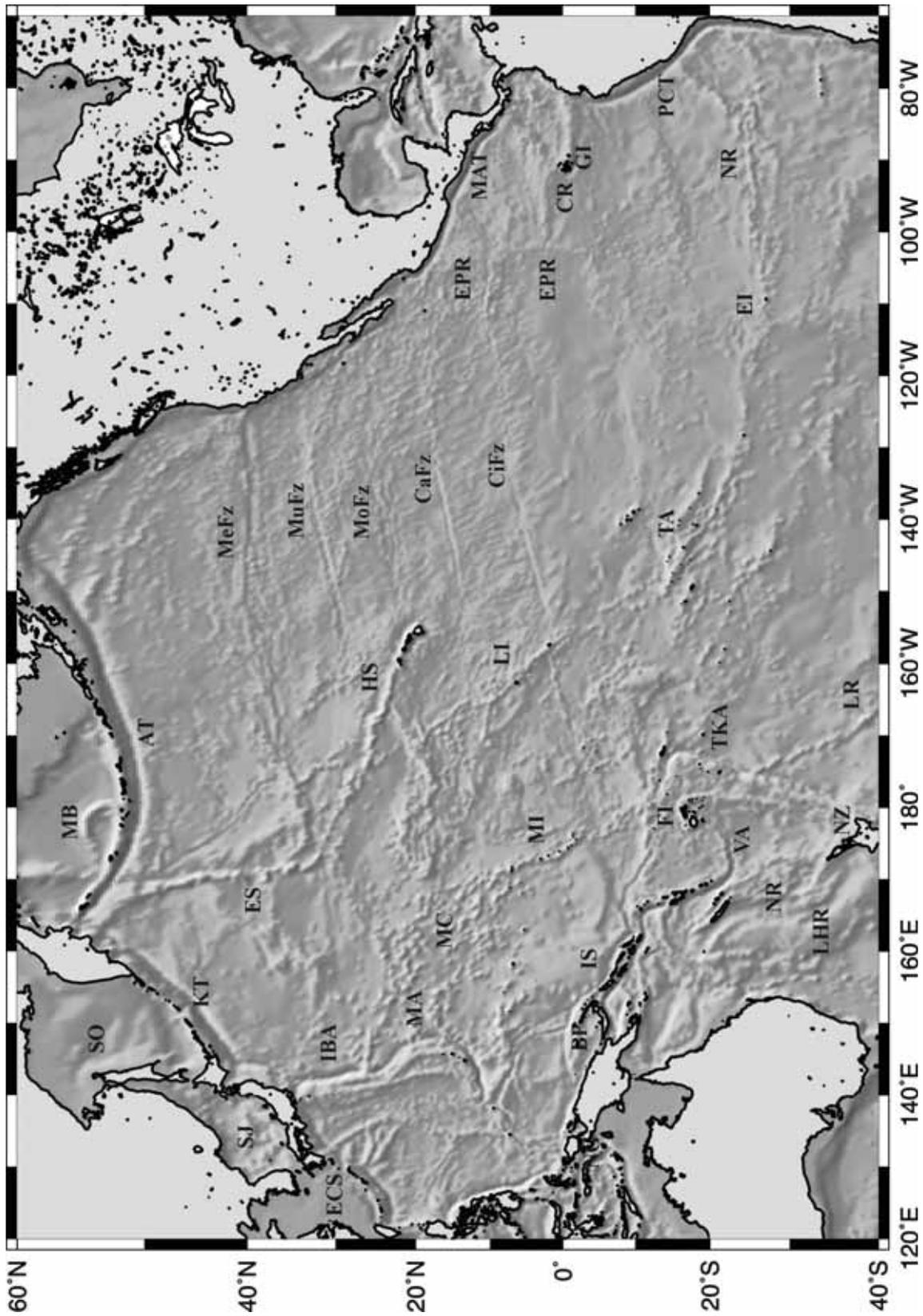


Figura 3.8: (Ver página siguiente)

Figura 3.8: Situación tectónica actual en el Pacífico, con los principales eventos de la zona: **AT:** Fosa de las Aleutianas. **BP:** Placa de Bismarck: microplaca del Pacífico. **CaFz:** fractura de Clarion. **CiFz:** Fractura de Clipperton. **CR:** Dorsal de Cocos. **ECS:** Mar Este de China: mayoritariamente plataforma continental. **EI:** Islas del Este: Isla de Pascua, hot spot en el límite de la dorsal del Pacífico Este (EPR). **EPR:** Dorsal del Pacífico Este. **ES:** Volcanes Emperador: Volcanes del hot spot de Hawai con edades superiores a 40 Ma. **FI:** Islas Fiji: antiguamente islas volcánicas, ahora evolucionadas a un plateau oceánico. **GI:** Islas Galápagos: lugar donde se encuentra una pluma mantélica de hot spot. **HS:** Volcanes Hawai: Hot Spot track, con volcanes entre 5Ma y 40 Ma. **IBA:** Arco Izu-Bonin: subducción de la placa del Pacífico bajo la placa de Filipinas. **IS:** Islas Salomón: actual subducción de la placa Australiana bajo la del Pacífico. **KT:** Fosa de las Kuriles. **LHR:** Lord Howe Rise: fragmento continental sumergido formado por el rifting de Nueva Zelanda y Nueva Caledonia desde Australia. **LI:** Islas Line: En gran parte islas volcánicas y atolones provenientes de un hot spot sumergido. **LR:** dorsal Louisville: hot spot track- la parte norte fue subducida pero aparece de nuevo al norte de la fosa de Tonga como Tuvalu. **MA:** Arco de las Marianas: arco primitivo de islas. **MAT:** Fosa Mesoamericana: subducción de la placa de Rivera y mayoritariamente Cocos bajo la placa Norteamericana. **MB:** Mar de Bering: La parte norte es plataforma continental, la parte SW son los restos de la inactiva placa de Kula. **MC:** Micronesia: vasta area del centro-oeste del Pacífico repleta de volcanes y atolones. **MeFz:** Fractura de Mendocino. **MI:** Islas Marshall-Kiribati-Tuvalu: extensa cadena de volcanes, hoy en día preservada como atolones. **MoFz:** Fractura de Molokai. **MuFz:** Fractura de Murray. **NG:** Nueva Guinea: extremo norte de la placa Australiana por encima de las placas Bismarck y Pacífico. **NR:** Dorsal de Nazca: dorsal asísmica (antiguo hot spot track). **NR:** dorsal Norfolk: fragmento continental. **NZ:** Nueva Zelanda: límite strike-slip entre las placas Indo-Australiana y Pacífica. **PCT:** Fosa de Peru-Chile: Subducción de la placa de Nazca bajo Sudamérica. **SA:** Samoa: atolones, típicos en el uplift anterior a una subducción. **SJ:** Mar del Japón: cuenca de back-arc. **SO:** Mar de Okhotsk: plataforma continental en las 2/3 partes norte, y cuenca de back-arc de Kuril en el sur. **TA:** Archipiélago de Tuamotu: amplio archipiélago de islas volcánicas provenientes de un hot spot. **TKA:** arco Tonga-Kermadec: subducción de la placa Pacífico bajo la Indo-Australiana. **VA:** arco Vamatu: subducción de la placa Indo-Australiana bajo la microplaca de Fiji.

3.3.1 Aspectos Generales

De la época del Mesozoico quedan pocos vestigios, difíciles de interpretar. Prácticamente hay que basarse en las inversiones del campo magnético M29-M0 (160-118 Ma).

En general, se pueden resumir las inversiones del campo magnético de las que se tienen conocimiento a lo largo de la historia geológica en tres periodos. El primero, durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, la polaridad del campo se invirtió frecuentemente en una secuencia que se llama la “serie M” (Larson y Pitman, 1972). En esta serie, los intervalos más importantes han sido numerados desde M29 (162 Ma) hasta M0 (120 Ma), el último el más joven. Este periodo fue seguido por un intervalo durante el Cretácico Medio (120-82 Ma) durante el cual el campo fue estable no teniendo casi ninguna inversión. Durante el tercer periodo, entre el Cretácico Superior y el presente, el campo se fue invirtiendo en una secuencia llamada serie de Heirtzler (de Heirtzler y otros, 1968) y que van numeradas de la 34 (82 Ma) a la 1 (ésta última la época que disfrutamos hoy en día, 0Ma). En algunas partes de la escala de tiempo, para identificar sucesos especiales, se le añaden letras al número joven más cercano, por ejemplo, anomalía 5C (16 Ma) entre la anomalía 5 (12Ma) y la anomalía 6 (20 Ma). Para datar estas inversiones suelen utilizarse datos paleontológicos, muchos de ellos extraídos de los sondeos del DSDP (Deep Sea Drilling Project), lo cual puede dar variaciones en la edad a medida que se realizan nuevos estudios. Además, típicamente se conoce de manera muy precisa la época de una localización del fondo del mar, por lo que se suele describir un evento como de la época M5, más que como 126 Ma porque este número podría variar en dataciones posteriores. En el presente trabajo para las dataciones he utilizado la escala de Palmer y Geissman, de 1999, de la Geological Society of América.

Así, basándose en las anomalías magnéticas registradas dentro de la placa del Pacífico puede observarse el crecimiento de ésta, desde un núcleo pequeño hasta su tamaño gigante actual, gracias al movimiento de al menos tres antiguas placas – Izanagi, Farallón y Phoenix- siempre alejándose de la placa del Pacífico durante el Mesozoico Medio (Fig. 3.9).

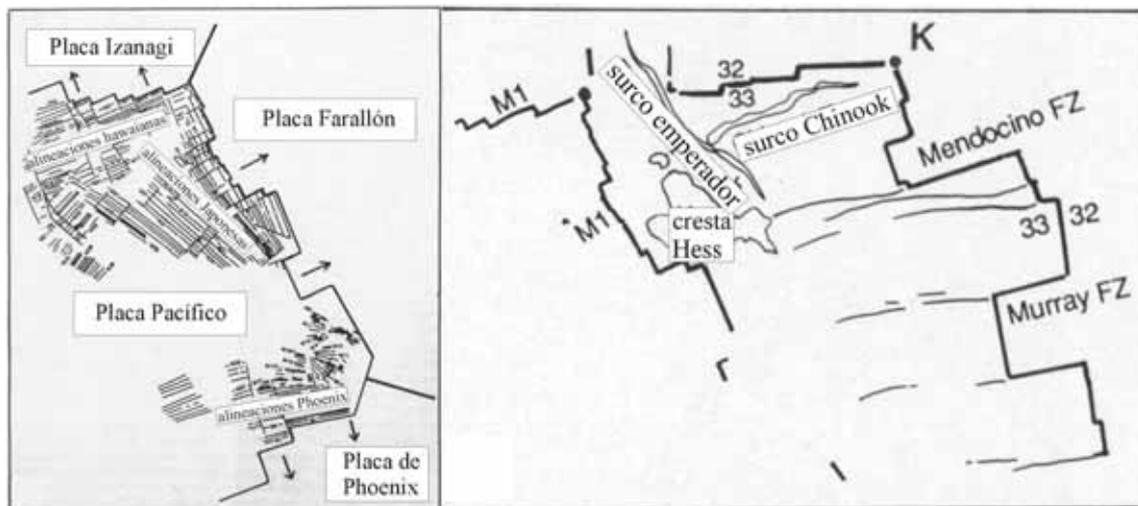


Figura 3.9 En la izquierda: configuración de las placas según la serie M, ilustrada para M1 (121 Ma). Al menos existían tres placas, Izanagi, Farallón y Phoenix, moviéndose entre ellas y la Placa Pacífico a lo largo de, por lo menos, cinco centros de expansión. En la derecha: la isocrona M1 (121 Ma) y la 32 (72 Ma) que incluyen el período estable sin inversiones de campo magnético. I es el punto triple Izanagi-Farallón-Pacífico y K el punto triple Kula-Farallón-Pacífico. Se observa la aparición de la mayoría de las zonas de fractura que funcionarán a lo largo de toda la expansión de la placa Pacífico hasta su actual enorme dimensión (figura modificada de Atwater, 1989).

Hace unos 60 Ma existía, entre la placa del Pacífico y la de Norteamérica esta placa llamada Farallón que era consumida por una fosa que existía a todo lo largo de la costa de Norteamérica. Alrededor de 40 Ma la dorsal donde se producía la placa de Farallón entró en contacto con la fosa, aproximadamente a la altura de Guaymas y surgió una falla transformante entre dos puntos triples.

La mayor parte del registro magnético durante el Cenozoico (65 Ma –0) en la parte norte de la placa del Pacífico engloba la historia de la extensión de la placa de Farallón, mostrando su rotura gradual en pequeñas placas y sus desapariciones y colapsos en zonas de subducción a lo largo del borde oeste de Norteamérica, rotura que empieza a darse sobre los 30 Ma (Atwater, 1989) de manera generalizada, aunque la primera está datada sobre los 55 Ma en la franja estrecha entre las zonas de fractura de

Pioneer y Murray, seguramente como respuesta a la invasión de la placa Norteamericana por la placa de Farallón (opt. cit.).

Hace 30 Ma la placa de Farallón se fracturó en la placa de Vancouver (la futura Juan de Fuca) al norte de las fracturas de Pioneer y Mendocino, Guadalupe al sur de la fractura de Murray y Nazca en el sur, donde la dorsal de Galápagos empieza a actuar sobre los 25 Ma (Hey, 1977; Handschumacher, 1976).

La evolución tectónica más reciente se explicará más adelante con más detalle pero baste anunciar como resumen que sobre los 20 Ma la falla transformante se extendía del sur de Guaymas a Los Ángeles (USA), mientras el resto de la placa de Farallón, que como ya dijimos, al evolucionar se denominó por algunos Juan de Fuca (al noroeste) y de Guadalupe (al sureste), continuaba siendo consumida. Hace unos 10 Ma la dorsal alcanzó la fosa al noroeste y el punto triple del sureste alcanzaba su punto más al sur. Entre 4-5 Ma el extremo norte del EPR salta al lugar donde ahora se encuentra el Mar de Cortés y el golfo comienza a abrirse.

3.3.2 Evolución tectónica reciente: Neógeno y Cuaternario

La historia tectónica en el NE del Pacífico en los últimos 25 Ma ha incluido al menos tres grandes reorganizaciones en el movimiento de las placas, deducidas de datos magnéticos y batimétricos. Cada una de estas reorganizaciones ha sido de corta duración seguida por largos períodos de extensión uniformes del fondo oceánico (Mammerickx y Klitgord, 1982). En la region (comprendida entre 7°N y 30°N) hay actualmente vestigios de varios segmentos abandonados de centros de expansión, una fosa abandonada, otros límites de placas abandonados por las reorganizaciones de las placas y los actuales centros de expansión, zonas de subducción y fallas transformantes. Dos de estas reorganizaciones ocurridas hace 25 y 12.5 Ma parecen haberse propagado hacia el sur, mientras que la última, hace 6.5-3.5 Ma, lo hizo hacia el norte.

Según Atwater (1970) una gran reorganización de placas empezó en el Pacífico con la intersección de la dorsal Pacífico-Farallón con la zona de subducción de Norte América justo al sur de la zona de fractura de Mendocino. Las edades de las anomalías más jóvenes reconocibles en la placa del Pacífico decrecen progresivamente desde los 29 Ma justo al sur de la zona de fractura de Mendocino hasta los 25 Ma justo al norte de la zona de fractura de Murray (Fig. 3.8). El progresivo consumo de la dorsal Pacífico-Farallón –desde la zona de fractura de Mendocino hasta la de Murray - por la zona de subducción y la sustitución del centro de expansión y la zona de subducción como límite de placas por un alargamiento de la falla transformante da una explicación para la zona de fallas que se desarrolló en ese momento, dando un cambio de margen convergente a transformante a lo largo del oeste de Norte América.

El rasgo general que hay que retener de la evolución tectónica en el Cenozoico Superior (20Ma) es que está dominada por la rotura de grandes placas por dorsales que se acercan a la zona de subducción. Así, hoy en día, varios segmentos del EPR forman el centro de expansión que separa la placa del Pacífico de las de Rivera, Cocos y Nazca.

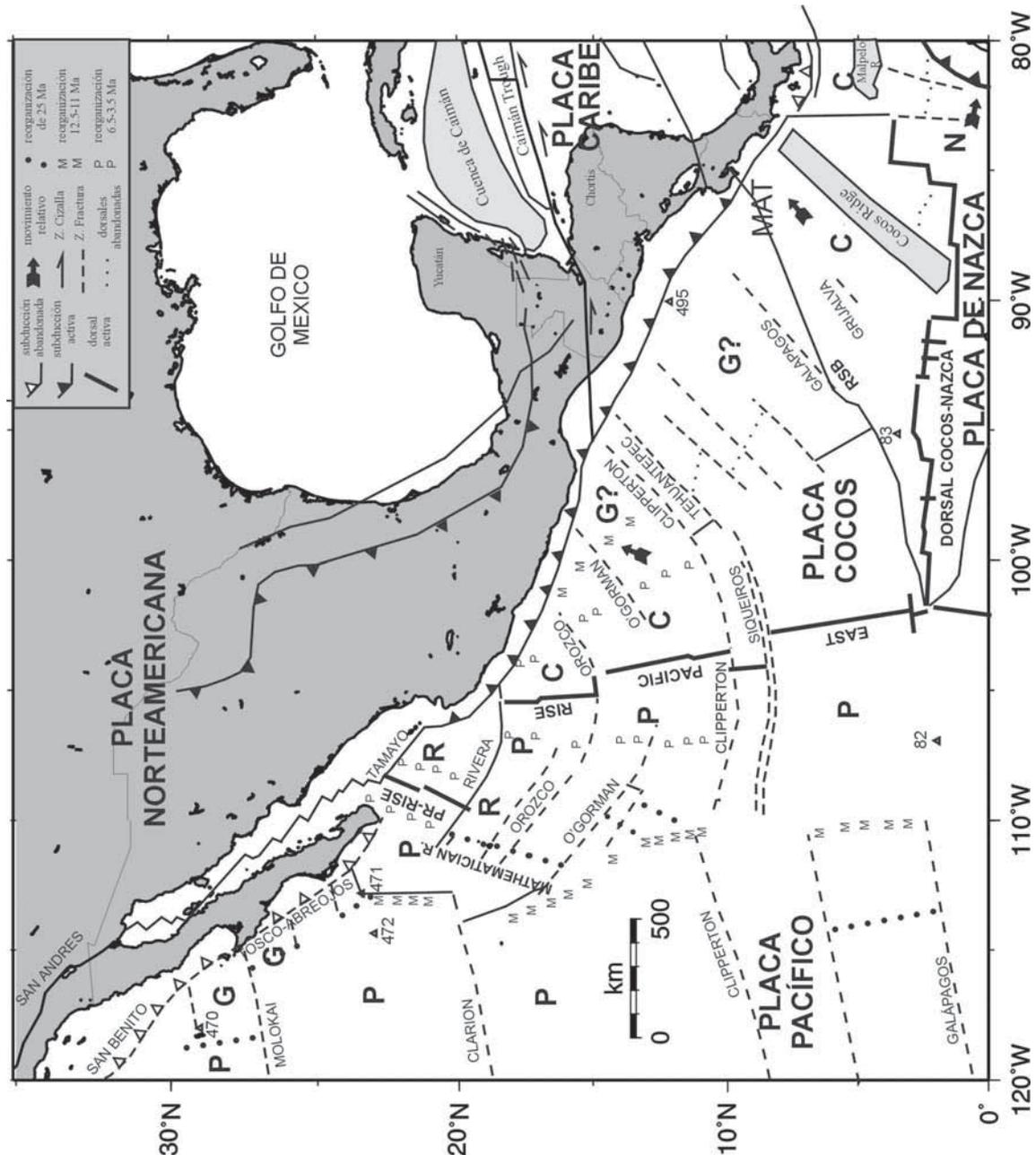


Figura 3.10 Mapa tectónico, placas y límite de placas. En trazo grueso continuo se muestra la actual localización del EPR y en trazo más fino continuo las fallas transformantes más importantes. Las dorsales abandonadas son líneas de puntos y las zonas de fractura líneas discontinuas. Trazas magnéticas o batimétricas de las distintas reorganizaciones están representadas con OOO:25 Ma; MMM:12.5-11 Ma y PPP: 6.5-3.5 Ma. Las subducciones activas están representadas con líneas con triángulos negros y las subducciones abandonadas con líneas y triángulos blancos. Los sites de los DSDP están identificados con un triángulos y su número. También se presentan las partes abandonadas de la Placa de Guadalupe (G) que ahora forman parte de la placa del

Pacífico más allá de Baja California o de la placa de Cocos más allá de la fosa Mesoamericana y las cortezas identificadas hasta ahora de las placas Pacífico (P), Rivera (R) y Cocos (C). Abreviaturas: RSB (Rough-Smooth Boundary); MAT (Middle América Trench). Datos obtenidos de Klitgord et. al (1982) y Mammerickx y otros, (1982).

La primera de las grandes reorganizaciones en la expansión del Pacífico empieza en los 29 Ma y culmina en los 25 Ma (Oligoceno Superior, anomalía magnética 7). Es en este momento cuando la placa de Farallón se rompe en varias porciones más pequeñas, con la placa de Guadalupe formándose entre las zonas de fractura de Mendocino (y después Murray) en el norte, y la de Grijalva, cerca del ecuador, en el sur (Menard, 1978). En este momento (25 Ma) el centro de expansión de Cocos-Nazca se abrió a lo largo de la zona de fractura de Grijalva (Fig. 3.10) según Handschumacher (1976) quien además correlacionó la zona de fractura de Tehuantepec con la zona de fractura de Clipperton.

Tras esta reorganización en el Oligoceno Superior, el centro de expansión al sur de la zona de fractura de Murray continuó durante 10 Ma y la configuración de las placas permaneció relativamente estable. En concreto, la placa de Guadalupe tenía al norte la fractura de Murray y en el sur la dorsal Guadalupe-Nazca, al oeste el centro de expansión Pacífico-Guadalupe y al este la fosa . Entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Medio (25-12.5 Ma) la zona de fractura de Murray intersectó al límite transformante de la trinchera, con subducción continuando sólo en el este de la placa de Guadalupe (Atwater, 1970), dando una progresiva extinción cada vez más joven de la dorsal de expansión (Yeats y Haq, 1981) , comprobado por el DSDP site 469 al sur de la zona de fractura de Murray.

Entre el 12.5-11 Ma (Mioceno medio) se produce una nueva reorganización de las placas. El segmento entero entre 29°30'N y 23°30'N de la dorsal Pacífico-Guadalupe desaparece sobre los 12.5 Ma al intersectar la zona de subducción. Al hacerlo, los segmentos de la dorsal que estaban un poco más hacia el oeste podrían haber dejado algunos fragmentos de la placa de Guadalupe pegados a la costa de Baja California. En el norte, entre 28°N y 23°N Spencer y Normark (1979) han observado una zona de fallas, la Tosco-Abreojos, que se extiende a lo largo del margen continental y que se

uniría más al norte a la falla de San Benito hasta los 29°N sirviendo como límite de placas transformante entre la Pacífico-Norte América. En el sur de Baja California la dorsal siguió activa (12.5 Ma) girando en el sentido de las agujas del reloj rápidamente y formando un nuevo régimen de expansión creando un ancestral EPR reemplazando el Pacífico-Guadalupe Rise. La ahora reducida placa de Guadalupe evolucionó en dos: Rivera y Cocos (los restos de la placa Guadalupe hoy en día ya habrían subducido en la MAT), y la nueva dorsal Pacífico-Rivera giró del noroeste al noreste. La dorsal Pacífico-Cocos se volvió activa y sobre los 11 Ma se observa la aparición de la dorsal de Matemáticos al oeste del actual EPR como un alargamiento al sur de la Pacífico-Rivera Rise, lo cual justificaría que al oeste y éste del actual EPR se observen giros diferentes. y que los giros del flanco oeste coincidan con los de la dorsal Pacífico-Rivera. Este alargamiento supone la convivencia de las dos dorsales por un corto período después de la reorganización al sur de Orozco FZ, tras el que muere.

A partir de este momento y tras la reorganización (12.5 –11 Ma) mueren las zonas de fractura de Molokai, Clarion, Clipperton, Galápagos, Tehuantepec en el este y noreste que durante tanto tiempo causaron la topografía del suelo oceánico y se crean las nuevas de Rivera, Orozco, O’Gorman, Clipperton y Siqueiros.

Tras la anterior reorganización la evolución entre los 11-6.5 Ma la marca el límite de las placas Pacífico-Norteamérica y el límite norte de la dorsal Pacífico-Rivera (PRR), cuyo límite sur se sitúa entre las fracturas de Orozco y O’Gorman. Este límite sur de la dorsal PRR (o dorsal de los Matemáticos) no puede ser determinada con exactitud aunque existan rasgos batimétricos de que haya llegado hasta los 12°N. Las anomalías magnéticas (por tanto, registro de actividad), no obstante, la sitúan hasta la fractura de Orozco (~15°N), donde hoy se encuentra la cresta Matemáticos, temporalmente hasta la anomalía 3 (~5Ma). A lo largo de este período se mantiene el giro de la dorsal Pacífico-Rivera del N-NW a NE, reflejadas en las anomalías 5 y 4’.

Como consecuencia de esta reconstrucción al sur de la fractura de Orozco se encuentran dos dorsales gemelas activas: la Pacífico-Cocos que llega en su extremo norte a la fractura (y al sur hasta la fractura de Clipperton) y la Pacífico-Rivera activa siempre hasta la fractura y más al sur de ésta hasta los 12°N por un período aún no conocido. Este encuentro de dos dorsales debería haber dejado restos de un margen

convergente al sur de la cresta Matemáticos, allí donde coincidieron. Mammerickx y Klitgord (1982) proponen a una cresta y un valle de dirección E-W cerca de los 10°N al oeste de la nueva fractura de Clipperton como la expresión topográfica de la compresión.

La última reorganización se produjo entre los 6.5 –3.5 Ma (Mioceno Superior-Plioceno). Esta reorganización viene marcada en los 6.5 Ma por el cambio de dirección de la acreción en el EPR (tanto en el este como el oeste) entre las fracturas de Orozco y Clipperton, así como una extinción de la dorsal Pacífico-Rivera al sur de la cresta de los Montes Matemáticos. Tras la reorganización de los 6.5 Ma quedó el EPR como la única dorsal activa entre las placas Cocos y Pacífico, mientras el límite Pacífico-Rivera estaba todavía localizada sobre la cresta de los Matemáticos. En algún momento después, el EPR se propagó hacia el norte de las fracturas de Orozco a la de Rivera (se encuentra la anomalía 3 en ambos lados de la fractura de Orozco y solo la 2' en la norte). Se empieza a crear nueva corteza en una corteza fría mientras que sigue funcionando la actividad sobre los Montes Matemáticos. Al situarse las dos dorsales sobre la latitud de la fractura de Rivera (RFZ) en diferentes longitudes, se dan las condiciones para el desarrollo de una gran zona de fractura. Así, la RFZ, hasta ahora insignificante, se vuelve un límite de placas claro marcado por un surco de 5000 m de profundidad rodeado de crestas de 2500 m de altura.

Tras la última reorganización, finalizada alrededor de los 3.5 Ma cuando el último segmento de la dorsal Matemáticos se extingue, el EPR es la única dorsal activa entre las placas Pacífico y la engrandecida placa de Cocos (la placa de Rivera se ha reducido de tamaño debido a dos motivos: la propagación al norte del último segmento del EPR y el gran tamaño de la RFZ). Este último segmento norte del EPR se ha propagado sobre una corteza de unos 10 Ma, lo cual ha dejado a ambos lados del EPR una topografía muy marcada de crestas y depresiones en los dos flancos. Al norte de la fractura de Rivera, al acabar la reorganización en los 3.5 Ma se había producido una rotación angular en las direcciones de acreción y un salto en la cresta al sur de la fractura de Tamayo y, sobre todo, la abertura del Golfo de California.

Desde los 3.5 Ma hasta ahora el EPR parece haber mantenido esta línea general sin grandes variaciones (Mammerickx y Klitgord, 1982) aunque DeMets y Stein(1990) afirma que las tasas de expansión a lo largo del Pacific-Rivera Rise han aumentado en

los últimos 3 Ma, lo cual sirve también para contradecir la sugerencia de Luhr y otros, (1985) que propone los rifts de Tepic-Chapala, Chapala y Colima como las manifestaciones iniciales de un salto hacia el este del Pacific Rivera Rise y de la región de Jalisco hacia la placa del Pacífico, como sucedió con Baja California (transferida a la placa del Pacífico). Si esta hipótesis fuera cierta en lugar de incrementar las tasas de expansión en los últimos 3 Ma deberían reducirse y no se ha observado adelgazamiento de la corteza, calculada entre 30 y 46 km en el graben de Colima, espesor mucho mayor que las regiones adyacentes (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992). También se ha propuesto que el bloque de Jalisco sea ya parte de la placa de Rivera (Bandy y otros, 1988), puesto que el rift de Tepic-Chapala debería haber acomodado la convergencia, lo que no se ha observado.

Por otra parte, DeMets y Stein (1990) presenta la hipótesis de que la abertura a lo largo del rift de Colima se debería, en cambio, a la consecuencia de la translación hacia el sureste del bloque de Michoacán debida a la subducción oblicua de la placa de Cocos, como sucedió con el rifting del Golfo de California por la subducción oblicua de la placa de Farallón bajo el oeste de Baja California hace 5 Ma (Beck, 1986).

3.4 El Bloque de Jalisco

La problemática del movimiento del Bloque de Jalisco merece un apartado especial en este capítulo, por estar justo en el área de estudio de esta tesis. Dentro del Bloque de Jalisco se encuentra el complejo volcánico de Colima (CVC), en el sector occidental del TMVB (Fig. 3.2 y Fig. 3.3), que está limitado por la triple unión continental de 3 zonas de rift, caracterizadas por fallas normales y bloques con rotación: el rift de Tepic-Zacoalco y el rift de Chapala en el norte, el rift de Colima al este y en el oeste y el sur por la MAT. La mayoría del bloque de Jalisco está constituido por el Batolito de Pto. Vallarta (100-75 Ma, Schaaf y otros, 1995) el cual ha experimentado una cantidad substancial de levantamiento desde su emplazamiento (Rosas-Elguera y otros, 1996). Se ha computado una actividad extensional en estas zonas de rift desde hace como mínimo 10 Ma con un desplazamiento total de 1.5 a 3.5 km (Allan, 1986) y la separación del bloque de Jalisco de la placa Norteamericana (Luhr y otros, 1985; Barrier y otros, 1990) posiblemente de manera similar a lo que pasó durante la formación del Golfo de California.

En esta región se ha producido volcanismo alcalino (tipo oceánico) y calcoalcalino conjuntamente desde el Mioceno tardío (Wallace y otros, 1992; Moore y otros, 1994). Justo al norte del Bloque de Jalisco (BJ) se encuentra la terminación sur de la provincia volcánica de Sierra Madre Occidental (Fig. 3.3), considerada la mayor provincia ignimbrítica del mundo. Una de las diferencias más notables entre las series calcoalcalinas de arcos de islas y de los márgenes continentales es la mayor abundancia de magmas ricos en sílice (dacitas y riolitas) en los últimos. Gran parte de este volumen de rocas ácidas ocurre como coladas de material piroclástico (ignimbritas) y parece tener una particular asociación con zonas de adelgazamiento de corteza continental. Por consiguiente, existe la posibilidad de que estos magmas ácidos provengan, por lo menos en parte, de fusión parcial de la corteza continental (Wilson, 1989).

Así pues, en el área del Bloque de Jalisco se encuentran sobrepuestas dos tectónicas diferentes: la propiamente extensional de las zonas de rift desde hace 10 Ma con la tectónica compresional causada por la subducción de la placa de Rivera bajo la

placa Norteamericana. En concreto, la región del Bloque de Jalisco se localiza al NW de la zona de interacción de las placas de Rivera, Cocos y Norteamericana donde la placa de Rivera es convergente en aproximadamente 2.4 cm/año mientras que la parte NW de la placa de Cocos es convergente con una tasa de aproximadamente 4.8 cm/año (Pardo y Suárez, 1995).

En cuanto a la sismicidad del Bloque de Jalisco, en los límites norte y este se han detectado algunos de los mayores sismos registrados en la región de la MAT. La sismicidad relacionada con la placa de Rivera es baja (se considera prácticamente un margen asísmico), pero al menos 6 terremotos con $M_s > 7.0$ han ocurrido desde 1837 incluyendo el gran terremoto de Jalisco en 1932 de $M_s = 8.2$, el mayor de México (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985). La sismicidad relacionada con la placa de Cocos en el área de Jalisco ha dejado grandes terremotos como el de Colima de 1973 ($M_s = 7.5$) y el de Manzanillo del 9 de octubre de 1995 ($M_w = 7.9$ y al menos 48 muertes).

Estratigráficamente el Bloque de Jalisco es una colección de depósitos volcánicos del Cretácico Superior al Terciario Inferior (entre ~100 y ~50 Ma) y secuencias sedimentarias intruidas por plutones granitoides. También hay intercaladas secuencias turbidíticas, que son dominantes en el oeste del BJ, con las rocas volcánicas. Las rocas volcánicas son coladas de cenizas riolíticas (alta concentración de SiO_2 , luego con contribución de corteza continental) y andesitas, bien visibles en la parte central del BJ. También existen calizas y, en menor cantidad, areniscas de edad Mesozoica confinadas en la parte Este.

Las edades de las rocas volcánicas expuestas en el BJ están en un rango que van desde los 114 Ma hasta los 52 Ma (Gastil y otros, 1978; Wallace y Carmichael, 1992; Righter y otros, 1995; Ferrari y otros, 1997) con una agrupación de las edades entorno a los 60-80 Ma (Righter y otros, 1995) medidos con $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Las rocas plutónicas son granitos, granodioritas y tonalitas las cuales forman un enorme y entero batolito al sur de Pto. Vallarta y que probablemente representa el basamento de todo el Bloque de Jalisco (Fig. 3.11). Sus edades están en un rango entre 108-45 Ma (Gastil y otros, 1978; Allan, 1986; Köehler y otros, 1988; Zimmermann y otros, 1988) y el emplazamiento de estas rocas, deducidas de análisis de datos U-Pb e isocronas Rb-Sr van desde los ~100 a 90 Ma (Schaaf y otros, 1995).

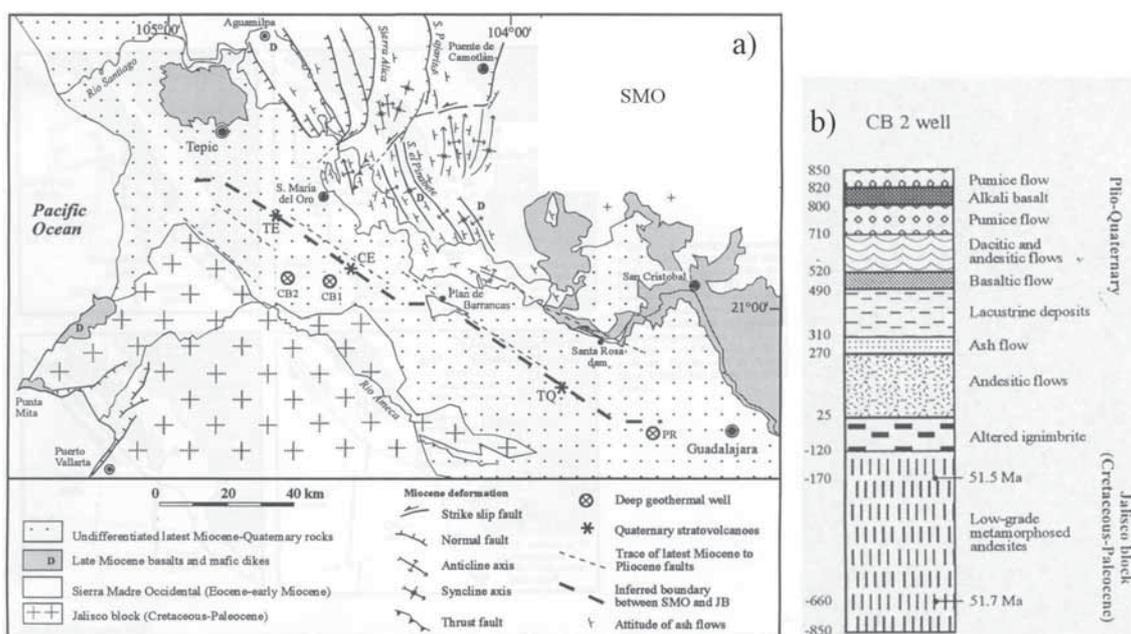


Figura 3.11: a) mapa geotectónico del oeste de México mostrando las principales estructuras del Mioceno. JB= bloque de Jalisco; TE, CE y TQ son los estratovolcanes de Tepetitlic, Cerobuco y Tequila; PR la caldera de La Primavera y SMO es Sierra Madre Occidental (modificado de Ferrari, 1995). b) estratigrafía del pozo CB2. La profundidad (sin escalar) sobre el nivel del mar es en metros (modificado de Ferrari, 1997).

Además, basados en la similitud en edades y la composición química e isotópica Böhnel y otros, (1992) han demostrado que el batolito de Pto. Vallarta y el batolito de Los Cabos (Fig. 3.12) en el extremo sur de Baja California son equivalentes. Más aún, Schaaf y otros, (2000) sugiere una evolución paleográfica independiente del Bloque de los Cabos (LCB) respecto al resto de la península de Baja California y considera la falla de La Paz como la posible estructura acrecional del LCB, aunque no descarta que suturas alternativas pueden estar ocultas bajo rocas terciarias más al Norte. A la luz de estos datos Schaaf y otros, (2000) apunta una evolución magmática común de LCB con el batolito de Pto. Vallarta.

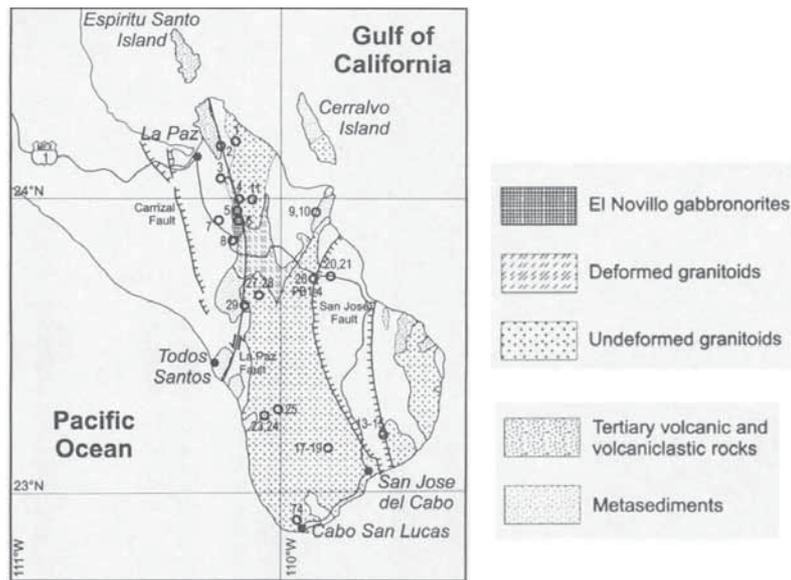


Figura 3.12: Mapa geológico simplificado de LCB, Baja California Sur, con la distribución litológica de las diferentes rocas magmáticas. En blanco se muestran los sedimentos terciarios aluviales (Schaaf, 2000).

En el batolito de Pto. Vallarta se encuentra el complejo volcánico de Colima que está formado por una cadena N-S de tres principales centros volcánicos (Fig. 3.7), el más antiguo y erosionado Volcán Cántaro (2900m) al norte, el ahora extinto y gran volcán Nevado de Colima (4240m) al sur del Cántaro, y el activo estratovolcán volcán de Fuego de Colima (3860m) al sur y cercano (~170km) a la zona de subducción en la MAT (Fig. 3.13). El Nevado de Colima y el Volcán de Fuego forman una cadena N-S de volcanes en pareja, como lo son el Iztacchihuatl y Popocatépetl en la parte central del TMVB, el Cofre de Perote y el activo Pico de Orizaba en el oriente del TMVB. Otros pares de volcanes del tipo estratovolcanes andesíticos, con el más activo localizado cerca de la trinchera, han sido descritos en Guatemala (Newhall y otros, 1987), en Chile (Francis y otros, 1972) y Japón (Nakamura, 1978).

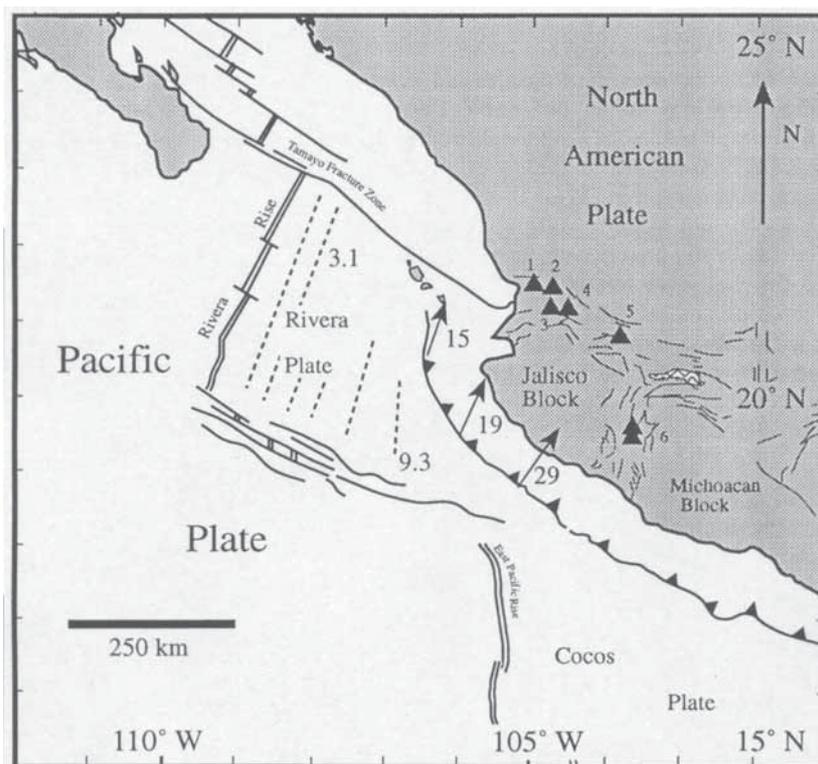


Figura 3.13: Oeste del TMVB. Los límites de placas y la convergencia entre Rivera-Norteamérica están basados en DeMets y Stein (1990) y DeMets y Wilson (1997). Las anomalías magnéticas (líneas punteadas) en la placa de Rivera son de Mammerickx y Klitgord (1982). Los triángulos son centros volcánicos: 1, Volcán San Juan; 2, Volcán Las Navajas; 3, Volcán Tepetiltec; 4, Volcán Cerobuco; 5, Volcán Tequila; 6, Complejo Volcánico de Colima: norte, Nevado de Colima; sur, Del Fuego (Richter, 2000).

Utilizando que en el TMVB los tres volcanes activos son los que están en el sur, se ha descrito bien el frente cuaternario volcánico migratorio hacia el sur. Gill, 1981 y otros proponen que los volcanes relacionados a arcos de subducción aparecen aproximadamente 100 km arriba de la zona de Benioff debido a una generación del magma disparada por una reacción dependiente de la presión a esa profundidad. Se puede deducir que la migración en dirección a la MAT del vulcanismo del TMVB podría reflejar un ángulo inclinado de la subducción de las placas de Rivera y Cocos. En concreto, Pardo y Suárez (1993, 1995) utilizando datos de sismología muestran la placa de Rivera subduciendo con un ángulo $\sim 45^\circ$ y la placa de Cocos subduciendo entre 30° en el extremo oeste y $< 20^\circ$ en el extremo este.

En cuanto a la petrología, el CVC tiene rocas que van de andesitas básicas calcoalcalinas a andesitas silíceas con presencia de anfíboles, con una tendencia a la reducción en contenido de sílice en las lavas eruptadas de norte a sur que también coincide con una tendencia al incremento en la tasa de erupción (Luhr y Carmichael, 1990). Así, para el Volcán del Cántaro Luhr y Carmichael (1990) encuentran andesitas silíceas calcoalcalinas con un rango de sílice de 58-64%. Para el Nevado de Colima y Volcán de Colima son andesitas básicas con un 56-62% de SiO₂ (Luhr y Carmichael, 1990). Además, las variaciones en la geoquímica de elementos de tierras raras sugieren un cambio en el origen de los magmas eruptados: un decrecimiento en la contribución de aquellos aportados por la cuña del manto posterior a los sucesivos colapsos del edificio (Luhr, 1993). Luhr y Carmichael (1990) y Robin y otros, (1991) han propuesto diferentes interpretaciones para la ocurrencia de aparentes ciclos petrológicos para el magma eruptado en tiempos históricos basados en ciclos volcánicos, aunque lo más importante es que la actividad efusiva del domo y flujo de lava está caracterizada por la emisión de andesitas con un promedio de SiO₂ del 61%, mientras que el magma eruptado en violentas erupciones explosivas (1818, 1890 y 1913) es más básico con un 58-59% en peso de SiO₂. Por otra parte, los productos de estas erupciones explosivas a menudo muestran evidencias petrológicas y petrográficas de mezcla y combinación de magmas (Robin y otros, 1991) interpretada como evidencia por una entrada y mezcla inicial de nuevo magma máfico dentro de un cuerpo de magma diferenciado a poca profundidad. Para estos autores los largos períodos de producción de domos y flujos de lava pudieran corresponder a la diferenciación del nuevo cuerpo de magma al emplazarse como un tapón de magma viscoso en el conducto o como un domo en la cima.