

SEDIMENTACIÓN CONTINENTAL SOBRE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN JACUMBA-LA RUMOROSA DEL PALEÓGENO EN EL NORTE DE SIERRA JUÁREZ, BAJA CALIFORNIA

J.G.H. Romero-Espejel y A. Martín-Barajas

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

E-mail: hromero@cicese.mx

E-mail: amartin@cicese.mx

RESUMEN

Los depósitos terciarios sobre el basamento mesozoico en el norte de Baja California y sur de California representan un período de erosión continental del Cretácico Tardío al Oligoceno-Mioceno, que fue interrumpido por el volcanismo del Mioceno y por la extensión continental asociada al protogolfo de California.

La secuencia estratigráfica en el norte de Sierra Juárez está compuesta por tres unidades mutuamente discordantes de distribución irregular y espesores típicamente menores a 30 m. Una arcosa basal pobremente clasificada (grus) es producto de la desintegración mecánica de un plutón tonalítico y representa parte del periodo de exhumación del basamento cristalino. La arcosa subyace a una secuencia conglomerática fluvial en la parte norte y a una litarenita feldespática con pómez en la parte oriental. La litarenita se acumuló en depósitos aluviales locales incorporando pómez a los sedimentos retrabajados de la arcosa basal. La secuencia conglomerática es de origen fluvial y está compuesta predominantemente por clastos de rocas metasedimentarias y metavolcánicas exóticas procedentes de Sonora. Esta unidad incluye a un horizonte tobáceo en la cima que permite su correlación con la litarenita con pómez y ambas unidades subyacen a flujos basálticos del Mioceno temprano cortados por las fallas del Escarpe Principal del Golfo.

Con base en la similitud litológica y estratigráfica, además de la ausencia de clastos tipo Poway que caracterizan a los depósitos eocénicos, la secuencia conglomerática en el norte de Sierra Juárez se correlaciona con las gravas Table Mountain del sur de California. El contenido de volcánoclastos hacia la cima y la concordancia aparente de los estratos con los flujos basálticos del Mioceno temprano permiten sugerir una edad cercana, por lo que se propone que los depósitos continentales en el norte de Baja California y sur de California son más jóvenes hacia el oriente y que la paleosuperficie de erosión Jacumba-La Rumorosa se extendía a través del actual Escarpe Principal del Golfo.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos clásticos que sobreyacen al basamento ígneo-metamórfico en el norte de Baja California y sur de California son esencialmente de tipo conglomerático y presentan edades del Cretácico tardío al Mioceno temprano (Gastil *et al.*, 1975; Yeo, 1984; Abbott *et al.*, 1989). La secuencia estratigráfica en las regiones de San Diego y Tijuana representan una sedimentación más o menos continua a través de la transición del Cretácico al Terciario (Gastil *et al.*, 1975; Yeo, 1984). Sin embargo, hacia el oriente y hasta el Escarpe Principal del Golfo (EPG), la edad de los depósitos no se conoce y las correlaciones se basan en el contenido ocasional de clastos exóticos a las Sierras Peninsulares (Minch, 1972; Gastil *et al.*, 1975; Abbott *et al.*, 1989) (Figuras 1-3).

Algunas implicaciones de la estratigrafía postbatolítica en la costa y en la vertiente del Pacífico de las Sierras Peninsulares son: 1) permite definir la duración del periodo de erosión entre el Cretácico tardío y el Paleógeno (Yeo, 1984); 2) registra la remoción de una potente sección de rocas prebatolíticas y el levantamiento que exhumó y removió parte de los granitoides

cretácicos (Gastil *et al.*, 1975; Romero-Espejel, 1997); 3) define la transición hacia el poniente de ambientes fluviales a ambientes parálcos y marinos del Cretácico Tardío (Bottjer y Link, 1984) y del Eoceno (Abbott *et al.*, 1983; 1989); 4) el drenaje se efectuó a través de sistemas fluviales provenientes de Sonora antes de la formación del EPG (Minch, 1972); 5) las características texturales y fosilíferas de los conglomerados permiten diferenciar distintos conjuntos litológicos y edades relativas de los depósitos cretácico-eocénicos en la región de San Diego (Peterson, 1970); 6) los depósitos permiten reconstruir la paleogeografía de la margen continental del Cretácico tardío (Bottjer y Link, 1984) y del Neógeno (Cole y Armentrout, 1979).

Varios trabajos han indicado la existencia de depósitos conglomeráticos sobre el basamento ígneo-metamórfico en la región norte de Baja California y sur de California (Figuras 1-3). Minch (1972) fue el primero que relacionó a todos estos afloramientos con remanentes de una superficie posiblemente continua, notando que las secuencias conglomeráticas están cubiertas por rocas volcánicas miocénicas en algunas localidades, por lo que su edad podría ser tan vieja como Cretácico tardío o tan joven como Mioceno temprano (Gastil *et*

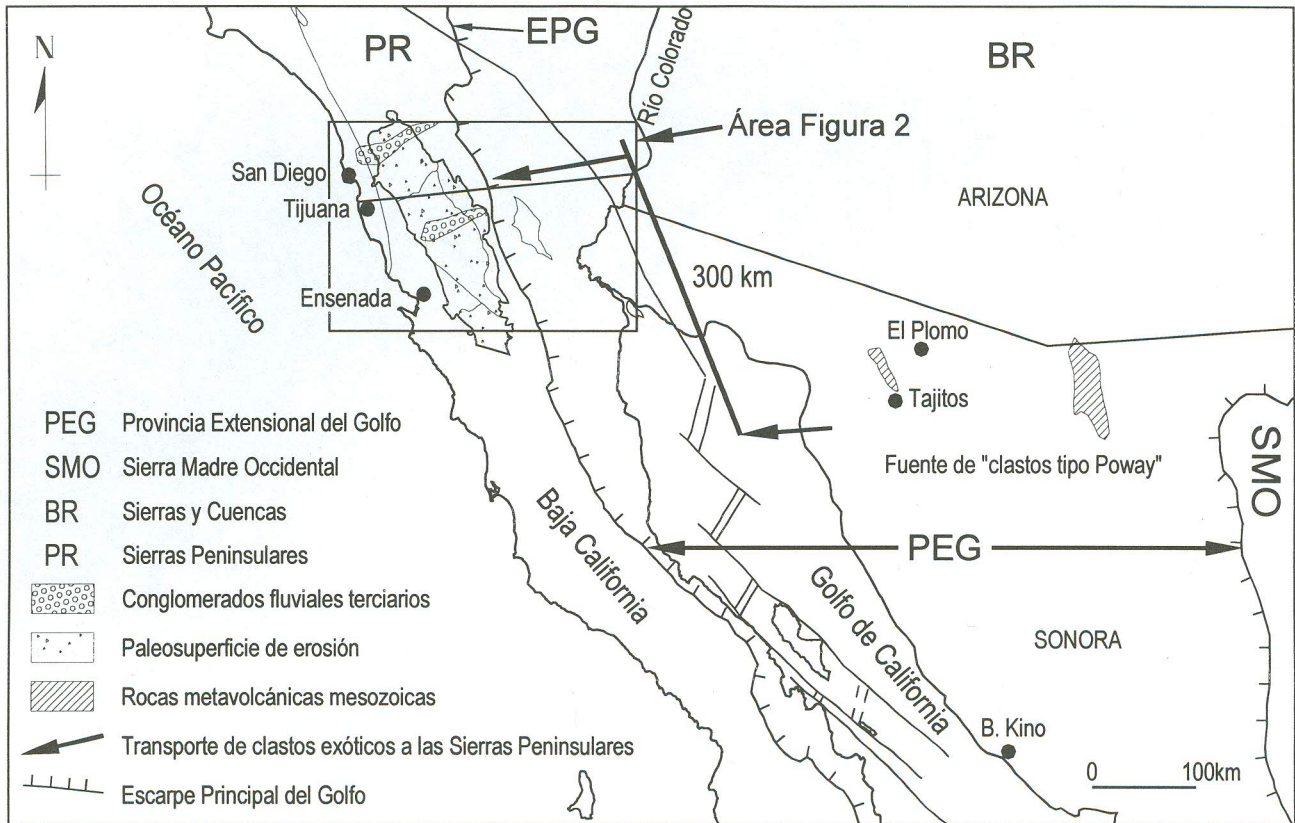


Figura 1. Mapa índice con el marco tectónico regional mostrando la ubicación de la paleosuperficie de erosión del Cretácico tardío al Mioceno temprano (?) y su relación con la posible fuente de proveniencia de los clastos exóticos "tipo Poway" a las Sierras Peninsulares.

al., 1975; Abbott *et al.*, 1989). Minch (1972) también propuso que la paleosuperficie de erosión durante el Terciario temprano descendía hacia el Océano Pacífico, pero fue dividida por el fallamiento en tres regiones: la paleosuperficie Ballena-Las Palmas en la parte occidental, San Rafael-El Rodeo en la parte sur, y Jacumba-La Rumorosa-Laguna Hansen, en el este. Esta última es paralela al escarpe y actualmente presenta un drenaje inducido hacia el Golfo de California (Figura 2).

Minch (1972) utilizó el nombre descriptivo "Gravels" para referirse a los depósitos conglomeráticos sobre el basamento y en este trabajo se utilizó su traducción literal a gravas, como el nombre informal y equivalente a conglomerado, ya que muchos de estos depósitos están bien consolidados. El tipo y la abundancia de los clastos en cada una de las superficies permiten sugerir cuencas independientes con secuencias conglomeráticas distintivas (Minch, 1972): 1) las gravas Ballena en la región de San Diego, California, 2) las gravas Las Palmas al sur de Tecate en Baja California, 3) las gravas Table Mountain entre La Rumorosa, Baja California y Jacumba, California y 4) las gravas El Rodeo en Santa Catarina, Baja California (Figura 2).

Las secuencias Table Mountain y El Rodeo subyacen a depósitos volcánicos del Mioceno temprano. Las gravas Ballena y Las Palmas representan depósitos de canal de un sistema fluvial del Eoceno tardío, mientras que en El Rodeo y Table Mountain las gravas se asocian a depósitos de pedimento, pero

su rango de edad puede ser más amplio y estar comprendido entre el Cretácico y el Mioceno temprano (Minch, 1970; McDonough y Abbott, 1989). La imbricación de clastos en los conglomerados Ballena y Las Palmas indica transporte hacia el oeste-suroeste, con el flujo subparalelo al eje este-oeste de los afloramientos.

La correlación de los depósitos continentales con las formaciones del Cretácico tardío al Mioceno temprano de la margen continental del Pacífico (Figura 3) es difícil de establecer debido a la falta de edades absolutas en las primeras. En la margen del Pacífico, las rocas conglomeráticas de las formaciones Redonda y Luzardi incluyen clastos de basamento que indican una superficie de erosión bien desarrollada y sujeta a procesos fluviales desde el Cretácico tardío (Gastil *et al.*, 1975; Yeo, 1984; Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995).

La presencia de clastos exóticos en la región peninsular, en especial los "clastos tipo Poway" (Abbott *et al.*, 1983; 1989), ha sido utilizada en reconstrucciones de fuente y para establecer desplazamientos a través del Golfo de California. El término "clastos tipo Poway" fue aplicado para identificar sólo a fragmentos de una metatoba riolítica color rojo a café, densamente soldada y de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Estos clastos se presentan en el Grupo Poway y la Formación Mount Soledad del área de San Diego, California (Abbott *et al.*, 1983). La abundancia relativa y la

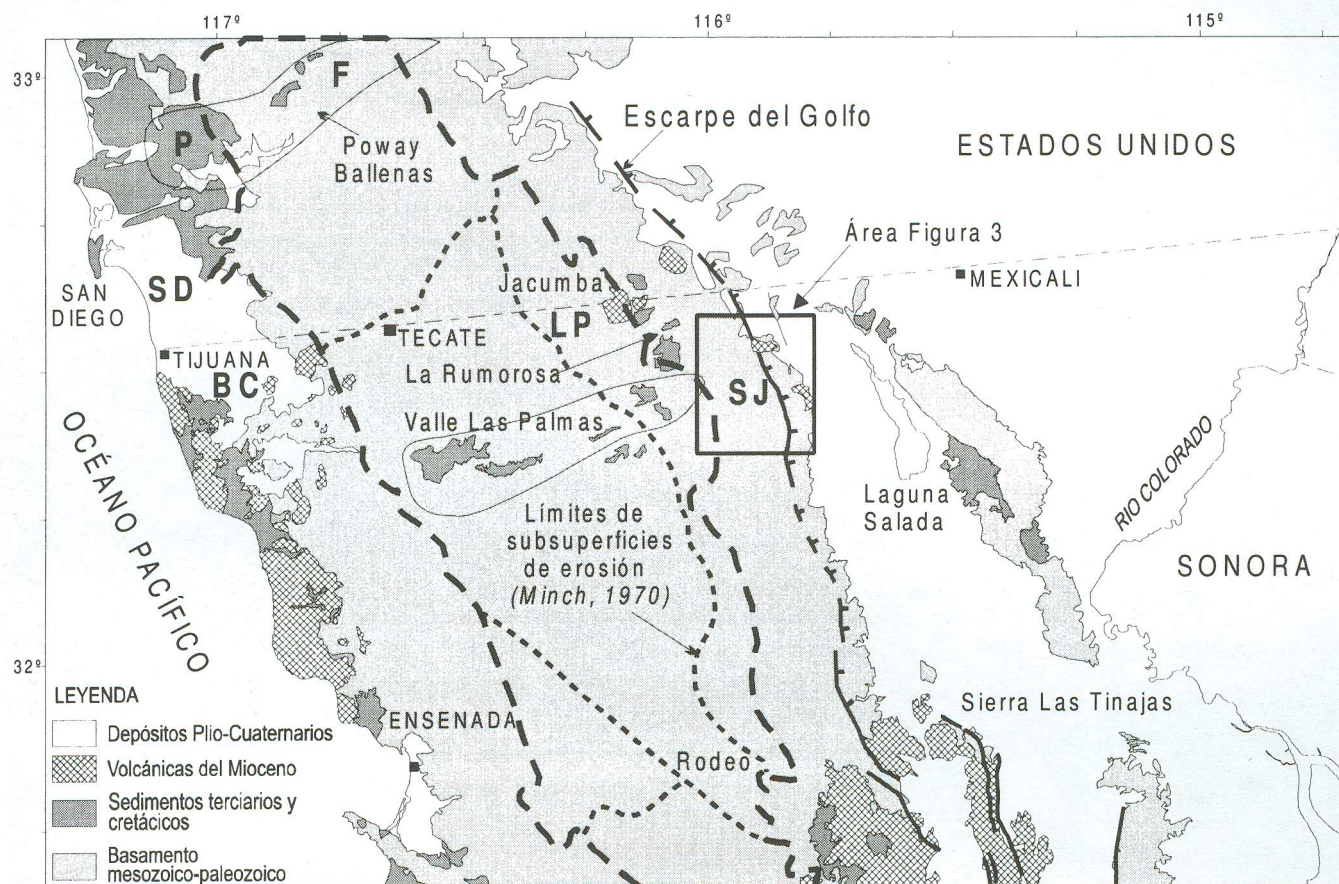


Figura 2. Mapa de ubicación de las localidades con depósitos continentales en el norte de Baja California y sur de California. La figura muestra el área de estudio en la parte norte de Sierra Juárez en el contexto de las subsuperficies de erosión definidas por Minch (1972). Las columnas estratigráficas para SD, BC, LP, P, F y SJ se muestran y correlacionan en la Figura 3. La distribución de unidades litológicas es de Martín-Barajas y Delgado-Argote (1995).

distribución restringida de este tipo de clastos se ha utilizado como marcador temporal para distinguir los conglomerados eocénicos de los cretácicos (Peterson, 1970). Sin embargo, en muchos autores han usado el término indiscriminadamente y lo extienden a cualquier fragmento rojizo de composición riolítica e incluso dacítica (Abbott *et al.*, 1983).

Las edades Pb- α obtenidas por DeLisle *et al.* (1965, en: Minch, 1972) en clastos de la metarriolita Poway indican una edad del Permo-Triásico, aunque otras edades obtenidas tienen un rango de variación más amplio (Abbott *et al.*, 1983). Otra edad para los clastos de metarriolita se obtuvo con diagramas de concordia de U/Pb en 155 ± 3.4 Ma (Jurásico tardío) (Abbott *et al.*, 1989). La edad de los afloramientos de la "roca fuente" en la región de Tajitos, Sonora varía entre 131 y 127 Ma (K/Ar) (Merriam, 1972; Abbott *et al.*, 1983) (Figura 1). Las edades K/Ar obtenidas en las riolitas de Sonora y las edades de 98 a 55 Ma obtenidas de los clastos en la región de San Diego, California, se interpretaron como la profundización del nivel de erosión, hasta denudar a rocas que proporcionaron edades de bloqueo más jóvenes (Abbott *et al.*, 1983; 1989). La diferencia litológicas y el rango de edades K/Ar de 173 a 103

Ma (Abbott *et al.*, 1983) en clastos de las gravas Las Palmas del norte de Baja California permiten sugerir que los clastos de metarriolita en los conglomerados del sur de California y del norte de Baja California provienen de fuentes diferentes (Abbott *et al.*, 1983; 1989).

Las gravas Table Mountain y las volcánicas Jacumba que sobreyacen al basamento en la región de La Rumorosa, Baja California y Jacumba, California, fueron estudiadas por Minch (1972) y Gastil *et al.*, (1975). Sin embargo, no se han descrito los depósitos conglomeráticos entre el basamento y las rocas volcánicas terciarias en la región del escarpe de Sierra Juárez.

Este trabajo describe la distribución y las variaciones litológicas de la secuencia sedimentaria continental que cubre a las rocas del basamento Mesozoico en la región norte del escarpe de Sierra Juárez, con la finalidad de verificar la extensión de la paleosuperficie de erosión a través del escarpe, hasta la margen noroeste de Laguna Salada (Figura 2). Este objetivo también permitirá constreñir la edad de los depósitos fluviales y proponer su ubicación estratigráfica y su correlación con otras unidades descritas entre el EPG y la costa del Pacífico.

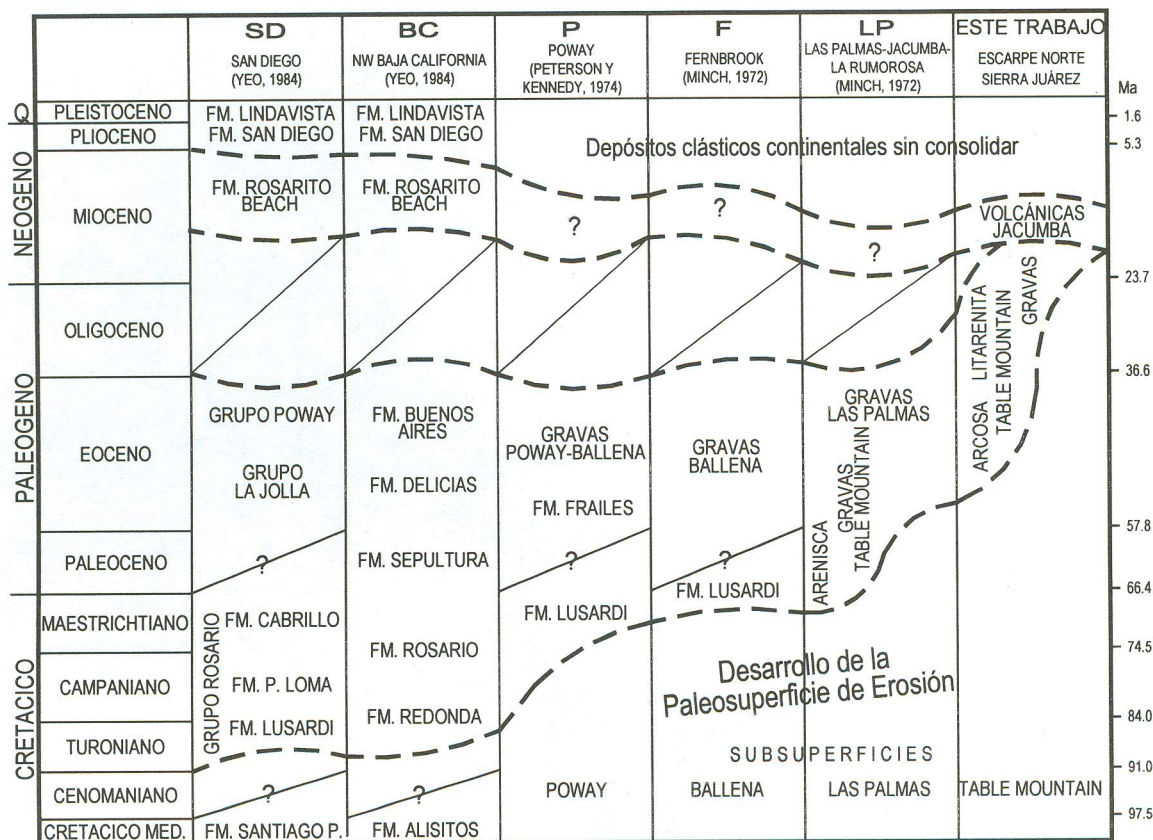


Figura 3. Compilación de la estratigrafía postbatolítica en la región norte de Baja California y sur de California. Esta tabla enfatiza la posible correlación de procesos y secuencias de oriente a poniente, a través de la Península de Baja California. La ubicación de estas columnas se muestra en la Figura 2. La línea discontinua indica discordancia.

METODOLOGÍA

La cartografía geológica se realizó a escala 1:25,000, utilizando como base las cartas topográficas escala 1:50,000 El Centinela (I11D64), La Poderosa (I11D74) y Neji (I11D73) (CETENAL, 1972-1980). En el campo se efectuaron 16 conteos de clastos *in situ* en los conglomerados. Los conteos se realizaron en tres fracciones principales: clastos mayores de 3 cm, guijarros entre 3 y 0.2 cm y matriz arenosa a la fracción menor a 2 mm (Tablas 1 y 2). Los clastos se agruparon según su composición litológica, color y textura a escala macroscópica. El conteo de los clastos >3 cm se realizó en una superficie de 1m² sobre una población de ~200 clastos. Para los clastos tamaño guijarro (<3 cm) se contaron ~300 puntos en superficies más pequeñas (<0.25 m²).

El análisis modal para las arenas se efectuó en nueve muestras representativas de las tres unidades de la secuencia, con un promedio de 300 puntos por lámina, según el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) (Tabla 2). La interpretación de la proveniencia de las areniscas se realizó según los diagramas de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1988). La terminología para los conglomerados es la propuesta por Boggs (1992) y el término diamectita se refiere a rocas conglomeráticas con clastos soportados por matriz arenosa.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de estudio se ubica en el Cinturón Cordillerano, que tiene una historia común de procesos de acreción continental, magmatismo y levantamiento cortical durante el Mesozoico (Suppe, 1985). La parte oriental del Batolito Peninsular está constituida por granitoides de composición tonalítica con edades K/Ar menores a 70 Ma (Gastil *et al.*, 1991). La actividad orogénica asociada a una fase compresiva mesozoica, contemporánea al emplazamiento de los plutones, produjo un fuerte relieve y el levantamiento y erosión de la cubierta prebatolítica. Los fragmentos de rocas de basamento en las formaciones del Cretácico tardío que afloran en la costa del Pacífico sugieren que incluso parte de los granitoides fue removida para finales del Cretácico (Gastil *et al.*, 1975; Yeo, 1984). En este proceso, el relieve producido por el arco volcánico y la deformación compresiva se redujeron en forma considerable para el Eoceno, formando una paleosuperficie de erosión surcada por drenaje fluvial que transportó los sedimentos hacia la vertiente del Pacífico (Minch, 1972).

Entre el Eoceno y el Mioceno en el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México se registra un proceso de extensión continental que provocó la formación de sierras y cuencas (Gans, 1997). Sin embargo, los estudios geológicos en Baja California

Tabla 1. Estimación macroscópica y conteos modales para las areniscas de la Secuencia Clástica Inferior en Sierra Juárez

					Proporciones modales normalizadas de arenas								
		Macroscópica (%)			Arena-Matriz (%)			Arena (%)			Líticos (%)		
Muestra	Unidad	>2mm	Matriz	Arena	Matriz	Lítico	Cristal	Q	F	Lt	Li	Lm	Lv
125-1	Litarenita	10	20	70	20	20	60	42.9	28.6	28.6	20.0	0.0	80.0
132-1	Litarenita	10	10	80	12	20	70	44.3	29.5	26.2	20.0	15.0	65.0
159-2	Litarenita	8	30	62	30	25	45	33.3	25.0	41.7	10.7	0.0	89.3
220-4	Litarenita	10	8	82	10	51	41	23.2	15.9	61.0	5.70	47.2	47.2
221-3	Arcosa	35	20	45	23	6	74	58.2	36.4	5.50	62.5	0.00	37.5
232-1	Arcosa	10	30	60	35	5	65	57.9	38.6	3.50	71.4	0.00	28.6
347-b	Conglomerado (base cg)	7	20	73	20	50	30	20.0	13.3	66.7	3.90	76.9	19.2
347-i	Conglomerado (media cg)	15	25	60	25	40	35	23.9	16.4	59.7	7.00	46.5	46.5
347-c	Conglomerado (cima cg)	8	25	67	25	40	35	26.9	13.4	59.7	4.80	35.7	59.5

Q = Cuarzo; F = Feldespatos; Lt = líticos totales; Li = líticos granitoides; Lm = líticos metamórficos; Lv = líticos metavolcánicos; conglomerado = matriz arenosa de la Unidad Conglomerática; Macroscópica = estimación visual; conteos modales con 200 < n < 400; cg = conglomerados.

Tabla 2. Estimación macroscópica y conteos modales de clastos conglomeráticos para la Unidad Conglomerática de la Secuencia Clástica Inferior en Sierra Juárez

Muestra	Facies	Normalizado a:										
		Macroscópica			Clastos <3 cm			Clastos >3 cm				
		%Mat	%<3	%>3	Ls	Li	Lv	Ls	Li	Lv	Qp	Ls
132-1	Cg	23	18	59	32.4	3.7	63.8	28.2	3.7	68.1	3.7	68.1
340-1	Cg	15	15	70	74.3	5.5	20.2	61.5	5.5	33.0	5.5	61.5
340-2	Cg	15	15	70	71.4	6.4	22.2	54.1	6.3	40.5	6.3	53.2
340-3	Cg	15	15	70	70.3	6.3	23.4	57.8	6.3	36.9	6.3	56.8
345-1	Cg	25	15	60	10.0	1.4	88.5	7.8	1.5	90.7	1.4	90.8
345-2	Cg	30	25	45	39.0	7.3	53.7	30.9	7.3	61.8	7.3	61.8
348-1	Cg	10	15	75	24.0	3.9	72.1	21.2	3.9	75.0	3.9	75.0
343-1	Ar-Cg	50	30	20	59.8	7.1	33.0	55.4	7.1	37.5	7.1	37.5
347-b	Ar-Cg	84	4	12	64.6	6.4	29.1	64.6	6.4	29.1	6.4	35.5
347-i	Ar-Cg	48	12	40	59.2	7.5	33.3	59.2	7.5	33.3	7.5	40.8
347-c	Ar-Cg	32	16	52	30.7	4.0	65.3	30.7	4.0	65.3	4.0	70.7
349-1	Ar-Cg	15	15	70	50.0	4.4	45.6	43.9	4.4	51.8	4.4	51.8
341-1	Dia	55	15	30	44.6	5.0	50.5	43.1	1.0	55.6	1.0	55.0
341-2	Dia	55	15	30	22.4	2.0	75.6	21.4	2.0	76.6	2.0	76.6
341-3	Dia	15	15	70	40.4	0.8	58.8	40.1	1.0	58.3	1.0	58.9
343-2	Dia	50	20	30	55.6	12.8	31.6	51.3	12.8	35.9	12.8	35.9

%Mat = matriz < 2mm; %<3 = Clastos 2mm < n < 3 cm; %>3 = Clastos > 3 cm; Li = Líticos granitoides;

Lv = Líticos metavolcánicos; Qp = Cuarzo policristalino; Ls = Líticos metasedimentarios; Dia =

Diamectita; Macroscópica = Estimación Visual; Conteos Modales con 200 < n < 400.

sugieren que el proceso de extensión se inició hasta el Mioceno medio (Lee *et al.*, 1995; Bryant, 1986; Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992), durante y posteriormente a la actividad del arco volcánico miocénico. Este proceso de extensión debió interrumpir el transporte de sedimentos procedentes de Sonora-Sinaloa hacia la costa del Pacífico y favoreció la acumulación de terrígenos en las cuencas de la Provincia Extensional del Golfo (PEG).

Al parecer, este patrón de erosión y sedimentación es de alcance regional y se ha reconocido que los depósitos postbatolíticos al poniente del escarpe incluyen una unidad de areniscas feldespatíticas producto de la desintegración de los granitoides y su acumulación *in situ* a lo largo de la parte centro oriental de Baja California. Dorsey y Burns (1994) propusieron el nombre de Formación Mesa para los depósitos arcósicos que subyacen a las rocas volcánicas del Mioceno, las cuales se correlacionan con el Grupo Comondú en Baja California Sur (c.f. Hausback, 1984).

Aunque aún se desconocen los detalles de la evolución del Golfo de California y de la transferencia de la península a Placa

Pacífico, se sabe que el proceso de extensión siguió a la terminación de la actividad volcánica ligada a la subducción de la placa Farallón-Guadalupe bajo el continente hacia los ~16 Ma (Sawlan, 1991). Las primeras evidencias de extensión de la corteza se ubican en forma puntual en sitios de la actual PEG (ver Lee *et al.*, 1995 para una síntesis de éstas) y definen una edad de ~15 Ma que es consistente con la terminación del volcanismo orogénico del Mioceno en Baja California. Con base en la correlación de los depósitos conglomeráticos con los "clastos tipo Poway" en Baja California y California, y la posible fuente de los clastos en Sonora, el desplazamiento a lo largo del sistema de fallas transformes y los centros de dispersión del Golfo se estima en ~300 km hacia el N-NW (Figura 1) (Gastil *et al.*, 1975; Abbott *et al.*, 1983; 1989; Bryant, 1986; Powell, 1993).

El escarpe entre Sierra Juárez y Laguna Salada comprende una zona de fallas normales subparalelas de ~5 km de anchura (Romero-Espejel, 1997). Esta zona de falla marca el límite occidental de la PEG en esta latitud (Figuras 2 y 4). En la zona de estudio no se conoce la edad de las rocas volcánicas, pero por correlación con las rocas volcánicas del área de Jacumba,

al norte de la frontera con E.U., se infiere que los basaltos en la zona de estudio tienen una edad de ~18 Ma (Hawkins, 1970). Los basaltos de Jacumba sobreyacen a una toba dacítica con edad K/Ar de 18.5 ± 0.9 Ma a 18.6 ± 0.8 Ma (Minch, 1972). Las rocas volcánicas del extremo sur de Sierra Juárez incluyen basaltos y conglomerados en la base, depósitos volcanoclásticos con tobas riolíticas y traquibasaltos en la cima. La edad obtenida de los basaltos de la cima es de ~11 Ma y la edad de los depósitos epiclásticos (lahares) es de ~16 Ma (Mendoza-Borunda y colaboradores, datos no publicados). Los basaltos de la base en el extremo sur de Sierra Juárez podrían correlacionarse con los basaltos de La Rumorosa.

ESTRATIGRAFÍA EN EL NORTE DE SIERRA JUÁREZ

Las rocas sedimentarias terciarias en el área de estudio comprenden tres unidades litológicas distintas: una arcosa o grus, una litarenita y una secuencia con intercalaciones de arenisca, diamictita, brecha y conglomerado denominada informalmente secuencia conglomerática (Figura 4). Estas unidades sobreyacen en discordancia a las rocas del basamento Mesozoico y subyacen a las rocas volcánicas de composición basáltica del Mioceno.

Las rocas del basamento Mesozoico cubren más del 50% del área de estudio, comprenden rocas metamórficas de facies de anfíbolita y granitoides cretácicos de composición esencialmente tonalítica (Figura 4). Las rocas metamórficas varían desde gneisses y esquistos en las inmediaciones del contacto con los granitoides, hasta cuarcitas y esquistos en las partes alejadas (Romero-Espejel, 1997). Los granitoides en el área de estudio forman dos cinturones composicionalmente diferentes: tonalítico en la parte oriental y granodiorítico en la parte occidental del área de estudio (Romero-Espejel y Delgado-Argote, 1997).

La secuencia volcánica del Mioceno temprano sobreyace discordantemente a los conglomerados e incluye dos o tres derrames de basalto o andesita basáltica y diques alimentadores que cortan a los granitoides. Los flujos de lava tienen un espesor total de hasta 40 m, aunque lateralmente es muy irregular. Están distribuidos en una franja de 5 km de anchura por 15 km de largo sobre el escarpe (Figura 4) y definen un desnivel máximo de casi 1600 m entre la base del escarpe y la parte alta de la sierra. Los flujos de lava protegen de la erosión a la secuencia sedimentaria clástica que está pobremente consolidada. La resistencia diferencial al intemperismo entre las dos secuencias provoca que gran parte de los afloramientos de rocas clásticas se encuentren cubiertos por depósitos de talud derivados de las rocas volcánicas (Figura 4).

En ningún caso se observó a las rocas volcánicas descansando directamente sobre el basamento. Dado que los depósitos de talud impiden seguir los contactos entre las rocas clásticas y las lavas, se desconoce el tipo de contacto y se infiere

que es discordante, aunque los flujos de lava son subparalelos a la estratificación (Figura 4).

Los sedimentos y las lavas en los bloques al pie del escarpe presentan buzamientos de hasta 30° hacia el oriente producidos por el fallamiento extensional, por lo que la deformación principal de la secuencia terciaria es postvolcánica y parece estar asociada al desarrollo de la cuenca Laguna Salada durante el Mioceno tardío-Plioceno (Axen y Fletcher, 1998).

La Secuencia Clástica Superior es postvolcánica e incluye depósitos continentales sin consolidar acumulados en los cambios de pendiente y en las partes bajas hacia la margen de Laguna Salada. También incluye depósitos de abanicos aluviales al pie de la sierra, depósitos eólicos y depósitos lacustres en las márgenes de Laguna Salada (Figura 4).

ESTRATIGRAFÍA DE LA SECUENCIA CLÁSTICA INFERIOR

La Secuencia Clástica Inferior (SCI) descrita en este trabajo incluye tres tipos de areniscas asociadas a las tres unidades principales. Los afloramientos de la secuencia sedimentaria son discontinuos a lo largo de un cinturón de ~5 km de anchura por 15 km de largo, ubicado hacia la parte media y baja del escarpe (Figura 4). En la parte alta de Sierra Juárez afloran dos remanentes de rocas terciarias cubriendo a granitoides en los cerros Teta de la India y La Plasta (Figuras 4 y 5), que corresponden a los afloramientos más meridionales del área estudiada por Minch (1972).

La SCI tiene un espesor muy variable, menor a los 30 m y está formada por tres unidades litológicamente distintas. En la base incluye una arenisca feldespática que subyace discordantemente en la parte norte a una unidad compuesta por la intercalación de areniscas de grano grueso, diamictitas y conglomerados pobremente estratificados (Figuras 6 y 7). La tercera unidad es una litarenita con clastos volcánicos y pómez, que sobreyace directamente a la arcosa en la parte oriental del área. Este depósito con lapilli pumicítico está interestratificado en la secuencia conglomerática (Figura 4, columnas b y c), por lo que la litarenita y la cima de la secuencia conglomerática serían contemporáneos, pero de ambientes de depósito distintos. Los fragmentos de pómez de la litarenita son similares a un depósito tobáceo de composición dacítica que aflora sólo localmente en el cerro Teta de la India en la parte alta de la sierra (Figura 4, columna a).

ARCOSA

La arcosa basal es predominantemente oligomictica de composición tonalítica, pobremente clasificada, con variaciones de arenisca de grano fino hasta conglomerática (Figura 7). Es de color amarillo ocre claro, presenta estructura masiva poco consolidada y espesores variables desde algunos centímetros hasta casi 10 m. La arcosa está constituida principalmente por cristales de plagioclasa y cuarzo, con hornblenda, biotita, clastos de tonalita y de rocas metavolcánicas en menor proporción

Sedimentación continental sobre la superficie de erosión Jacumba-La Rumorosa
del Paleógeno en el norte de Sierra Juárez, Baja California

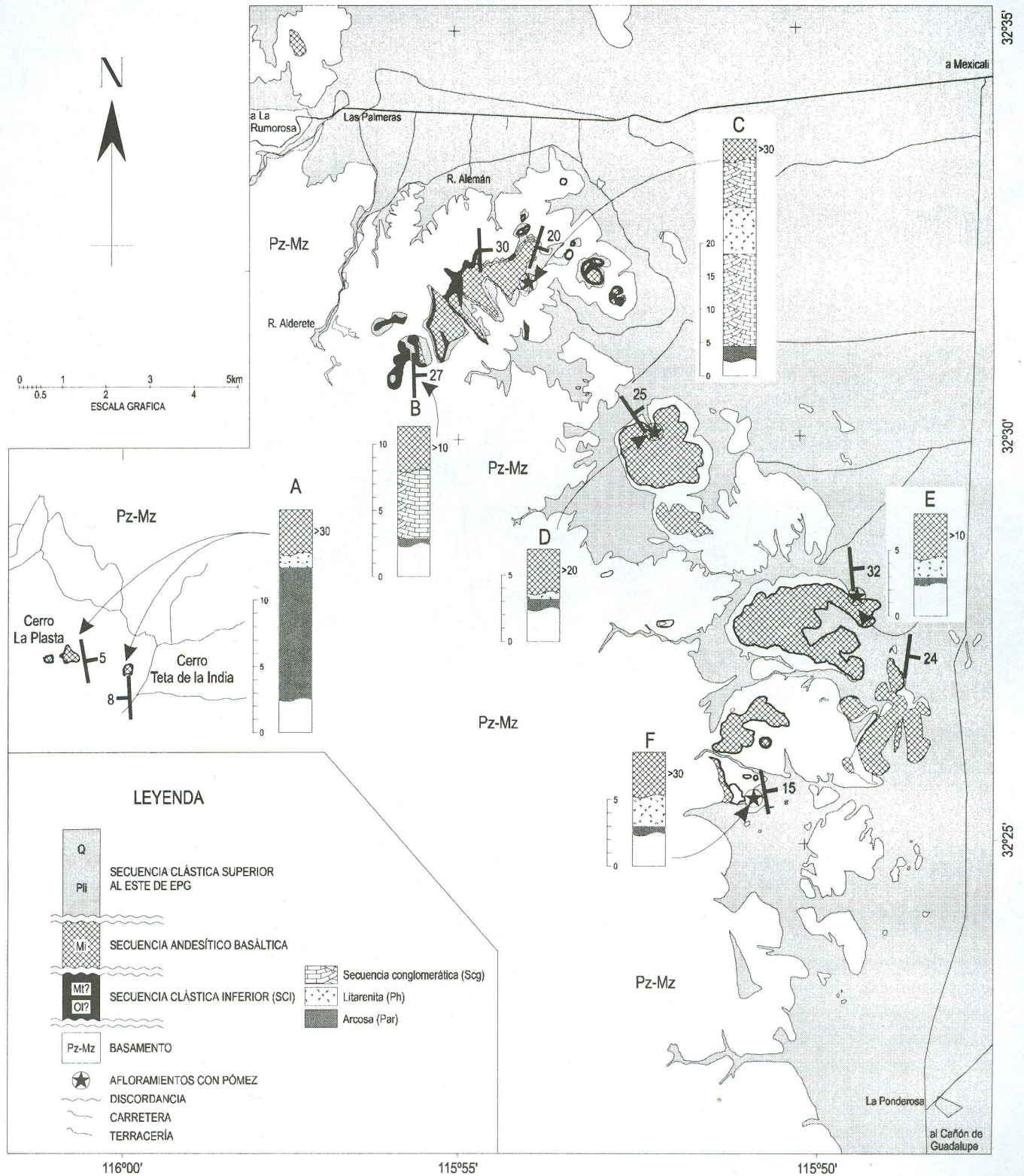


Figura 4. Mapa geológico simplificado de la región norte de Sierra Juárez y del Escarpe del Golfo. Las columnas estratigráficas corresponden a los afloramientos de la Secuencia Clástica Inferior (SCI). Los afloramientos se localizan principalmente en el Escarpe del Golfo, con dos pequeños afloramientos al sur de La Rumorosa, B.C. El desnivel topográfico a través del escarpe es de ~1600 m.

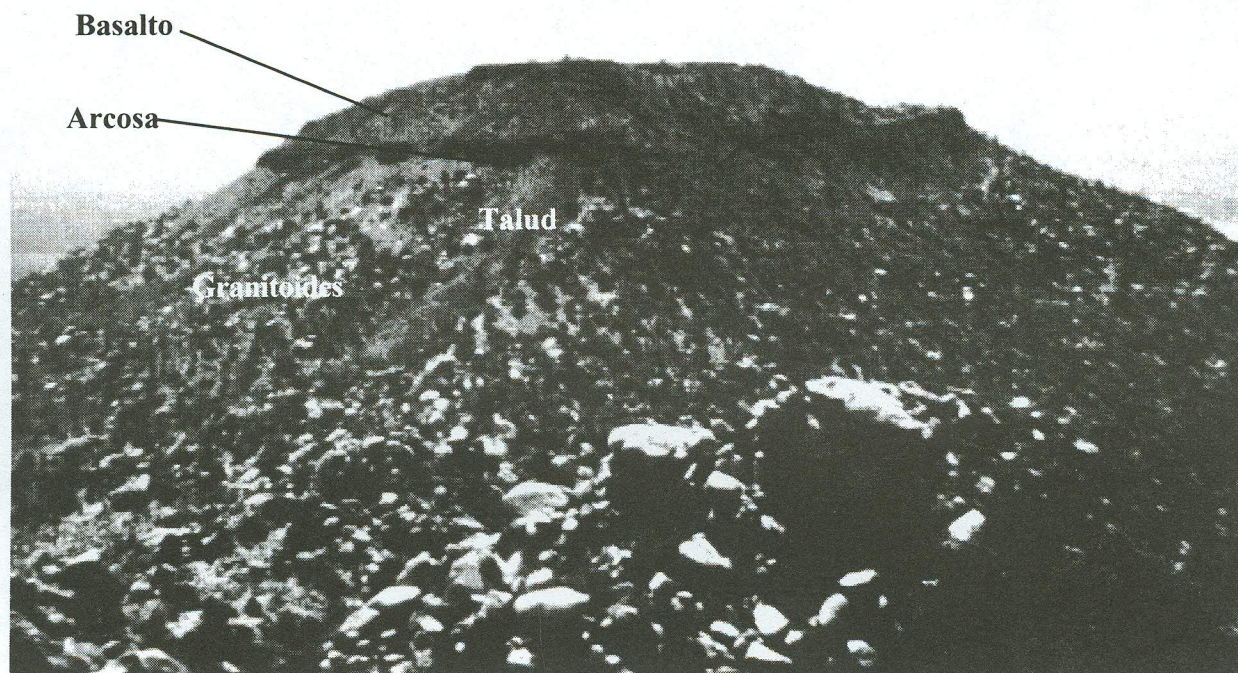


Figura 5. Cerro La Plasta (~1600 m sobre el nivel medio del mar) en la parte alta de Sierra Juárez. La figura muestra a los flujos de lavas basálticas de ~18 Ma sobreyaciendo a la arcosa o grus, ambas descansando sobre granitoides del basamento. La cobertura de los depósitos de talud sobre los contactos entre granitoides-arcosa y arcosa-basaltos.

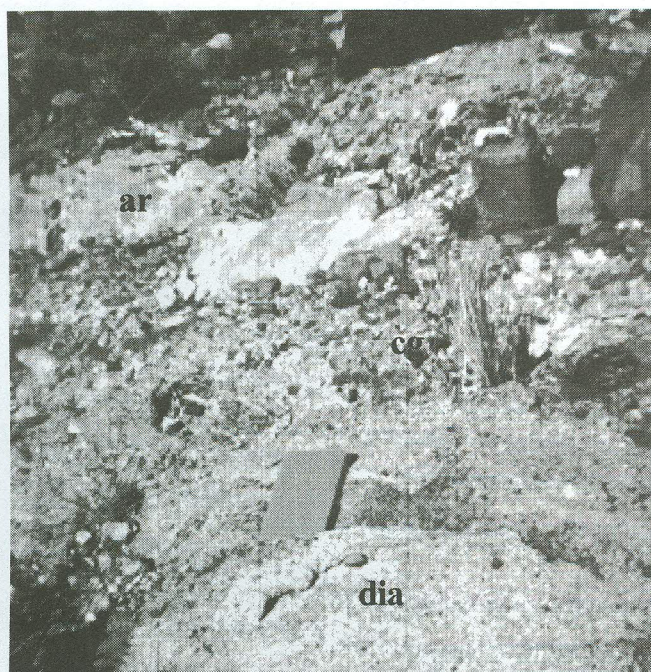


Figura 6. Variaciones estratigráficas de la secuencia conglomerática de la parte norte de Sierra Juárez (~800 m s.n.m.), acumuladas en un canal fluvial entrecruzado con flujo hacia el occidente durante el Oligoceno-Mioceno temprano. Notar la falta de contactos regulares entre las unidades de areniscas (ar), diamectitas (dia), conglomerados (cg) y cuerpos lenticulares.

(Tabla 1, Figura 4a-c). Contiene hasta un 30% de matriz limo-arcillosa y localmente está cementada por carbonatos. Esta unidad subyace a las rocas volcánicas en el cerro Teta de la India y a los afloramientos de la secuencia conglomerática en la parte norte del área estudiada.

LITARENITA

La litarenita es una unidad que se diferencia de la arcosa por el contenido de fragmentos de pómez. Presenta variaciones texturales desde grano fino hasta conglomeráticas, es de color ocre, y su estratificación y consolidación son muy pobres. Los fragmentos de pómez alcanzan hasta el 25% del volumen total de la roca, aunque también presenta fragmentos de rocas graníticas y metamórficas. La pómez es de color beige y de forma subangulosa a subredondeada, con tamaños desde 0.1 a 10 cm y está soportada por una matriz areno-limosa constituida por cristales y fragmentos líticos sin clasificar. El espesor de esta unidad varía desde algunos centímetros hasta menos de 5 m. Esta litarenita sobreyace a la arcosa en la parte oriental del área y es equivalente a los depósitos de arenisca pumicítica intercalados hacia la cima de la secuencia conglomerática del norte.

SECUENCIA CONGLOMERÁTICA

La unidad de conglomerados es de color gris claro a ocre y está constituida por la alternancia de brechas y conglomerados polimícticos (55-69%), diamectitas (20-25%) y areniscas

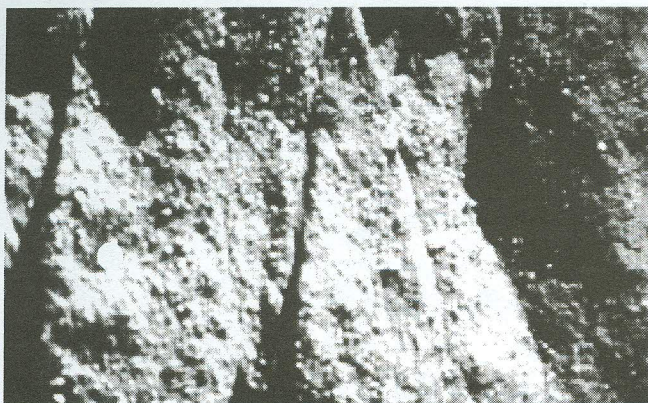


Figura 7. Arcosa mostrando su estructura masiva y variaciones texturales de arenisca a arenisca conglomerática. (escala de figura: moneda de N\$1 en la parte izquierda media).



Figura 8. Base de la secuencia conglomerática en la parte norte del área mostrando las variaciones de areniscas masivas en la base a diamectitas y conglomerados en la cima. Notar la estratificación incipiente hacia el oriente (derecha de la figura).

(~20%), según el espesor de los estratos en los afloramientos. La sección contiene fragmentos gruesos hacia la cima y son más abundantes los estratos de areniscas y diamectitas en la base (Figuras 6, 8, 9 y 10). A nivel de estrato se observa gradación normal en las capas de arenisca, en las diamectitas y en los conglomerados, que podrían representar depósitos cíclicos de flujo intermitente. La sección presenta estratificación pobre, las capas de arenisca son de 0.5 a 1 m y los conglomerados tienen espesores de hasta 5 m, pero con abundantes cuerpos arenosos lenticulares o diamectíticos en la base (Figuras 6 y 8). En la parte media de la secuencia conglomerática se presenta un horizonte de hasta 7 m de espesor con fragmentos de pómez de tamaño lapilli (Figura 9). Los depósitos conglomeráticos y estratos de la cima están basculados $< 30^\circ$ al E en el escarpe (Figuras 9 y 10).

Los conteos de clastos en los conglomerados indican predominio de rocas metasedimentarias en la base y de rocas metavolcánicas hacia la cima. El contenido de clastos de rocas graníticas varía hasta en 50% en la fracción > 3 cm, y en la fracción < 3 cm es muy homogéneo y menor a 10% (Tabla 2). Los clastos de rocas metavolcánicas son de composición intermedia a félsica, son menores de 1 m y su forma es subangulosa. Los clastos de rocas metasedimentarias incluyen cuarcita, metarenisca, argilita, hornfels, esquisto y gneiss en menor proporción. No se identificaron “clastos tipo Poway” en los conglomerados, aunque las rocas metavolcánicas



Figura 9. Parte media de la secuencia conglomerática donde se observa la estratificación definida por el contacto de la areniscas conglomeráticas masivas en la base con el horizonte de arenisca pumicítico (coloraciones claras en la parte media de la fotografía).



Figura 10. Cima de la secuencia conglomerática, mostrando conglomerados soportados por clastos, con matriz areno-arcillosa interclástica y parcialmente cementados por caliche. Notar la falta de estratificación distintiva y las superficies definidas para los conteos modales de clastos.

observadas presentan una gran variedad textural y de color.

La fracción arenosa de los conglomerados es predominantemente lítica e incluye algo de matriz limo-arcillosa. En general, la matriz arenosa y los lentes y estratos arenosos de la unidad de conglomerados presentan mejor clasificación en comparación con la arcosa y la litarenita (Figuras 4, 6 y 9). En los conglomerados se observaron cuerpos lenticulares que podrían definir paleocanales y superficies discordantes, pero no se pudo identificar la imbricación de clastos o estructuras primarias en los depósitos arenosos.

DISCUSIÓN

La distribución de los afloramientos de la SCI está controlada por la cobertura volcánica, aunque es de resaltar la mayor distribución de la arenisca arcósica basal y la restricción de la secuencia conglomerática en la parte norte. En el cerro Teta de la India la arcosa se presenta como un *grus sensu strictu*, (Figura 7) compuesto por el material residual producto de la desintegración de granitoides y cubierto por las rocas volcánicas, mientras que en la parte norte el *grus* o arcosa subyace a los conglomerados. En la parte oriental la arcosa aflora sólo localmente y subyace a la litarenita que presenta abundante pómez hacia la cima y subyace a los flujos de lava basáltica (Figura 4, columnas c, d, e y f).

La estructura masiva de la litarenita es difícil de explicar, ya que la mezcla de sedimentos cuarzo-feldespáticos con líticos volcánicos implicaría transporte por tracción y mezcla, mientras que la arcosa o *grus* requiere muy poco transporte o la acumulación *in situ*, que es consistente con la estructura masiva

de la arcosa (Figura 7). Sin embargo, en la litarenita la incorporación de líticos volcánicos en el material arcósico requiere transporte por tracción, aunque también podrían explicarse como depósitos aluviales o coluviales, en donde el transporte es restringido porque aun no forma parte del drenaje principal.

Las variaciones texturales de los estratos conglomeráticos permite sugerir depósitos cíclicos durante avenidas. Los lentes y estratos conglomeráticos podrían representar las facies de canal y las diamectitas y areniscas representarían barras longitudinales y/o transversales como los descritos en sistemas fluviales entrecruzados (Boggs, 1992). En caso de flujos menos competentes, las facies de canal podrían ser también los lentes de diamectitas. El apilamiento vertical sugiere un aumento en el aporte de sedimentos o una subsidencia que permitió el incremento de los depósitos fluviales.

Los fragmentos pumicíticos permiten correlacionar la litarenita de la parte oriental con la cima de los conglomerados de la parte norte. Los clastos de pómez implican actividad volcánica sinsedimentaria cercana, ya que los fragmentos de pómez son inestables y muy frágiles al transporte prolongado. La pómez parece equivalente a la pómez de una toba dacítica que aflora localmente en el cerro Teta de la India bajo los flujos basálticos y la secuencia conglomerática de la parte norte contiene hacia la cima un estrato de hasta 7 m de espesor de arenisca con abundante material pumicítico. Este horizonte sería equivalente a la litarenita hacia el sur, y a la toba pumicítica, lo que permite la correlación de estas dos unidades en ambientes de depósito diferentes. Los conglomerados y sus depósitos arenosos asociados representan las facies de canal y la litarenita posiblemente corresponde a facies aluviales externas al canal.

La variación de espesores del *grus* sugiere una paleotopografía con poco relieve, donde los mayores espesores representarían las zonas topográficamente más bajas y de menor pendiente. En la sección del cerro Teta de la India aflora el mayor espesor (<10 m), pero hacia el escarpe esta unidad puede tener algunos centímetros o no estar presente. No podemos afirmar si la disminución de espesor del *grus* hacia el oriente estuvo relacionada al paleorrelieve diferencial más alto en esa dirección, pero el aumento de espesor hasta 30 m de los conglomerados en el norte define la zona de un sistema o valle fluvial.

La arcosa se localiza estratigráficamente bajo la litarenita, dado que la secuencia de casi 10 m de espesor que subyace al único remanente de la toba dacítica en el cerro Teta de la India indica que la actividad volcánica es posterior al desarrollo del *grus* en esta región. La arenisca lítica indica que el *grus* fue retrabajado durante o después del evento volcánico que depositó la toba dacítica y sugiere que su contacto es discordante y de edad Mioceno temprano (Figuras 4 y 9).

En la parte norte, el contacto entre la arcosa y los conglomerados es también discordante e implicaría un cambio de facies en ambiente continental. Estas relaciones también

fueron observadas por Minch (1972) en la región de Jacumba, California. En esa región las gravas Table Mountain fueron intensamente erosionadas antes del depósito de las brechas dacíticas y los basaltos. Las rocas volcánicas parecen haber rellenado una paleotopografía y, en varios lugares descansan sobre la misma superficie de erosión del basamento. En la región de Jacumba las lavas descansan sobre 75 m de gravas que se ubican a una elevación de 975 m, aproximadamente. En el extremo sur de la meseta las gravas están casi erosionadas y el basalto descansa cerca del nivel del valle a 870 m de elevación.

AMBIENTES DE DEPÓSITO

La arcosa representa un periodo de erosión prolongado sobre una extensa superficie con poco relieve que ocasionó la remoción de la cubierta prebatolítica y la denudación de los granitoides. Las características texturales de la arcosa corresponden a una arenisca inmadura formada por el producto residual del intemperismo mecánico de los granitoides, ya que tiene una composición similar a la roca fuente que es pobre en feldespato potásico. Esta unidad es similar a los depósitos modernos de grus generados por alteración del basamento granítico bajo el clima árido de la península. Pettijohn *et al.* (1987) indican que la arena arcósica, con poca o mucha matriz, es producto de la desintegración mecánica de granitoides y de la acumulación *in situ* o con escaso transporte. Esto ocasiona una pobre clasificación y los sedimentos presentan una granulometría y una composición similares a la composición de la roca madre triturada.

Blatt *et al.* (1980) denominan grus a la arcosa residual o "arcosa sedentaria", sin o con poco transporte, como producto de la desintegración fragmental *in situ* de granito, con poca influencia del intemperismo químico. Pettijohn *et al.* (1987) indican que en climas húmedos, los "granitos lavados" pueden generar caolín y cuando son re TRABAJADOS se presentan como las arcosas descritas por Gilbert (1954). Estas arcosas y arenas feldespáticas son depósitos de una distribución limitada, mas bien proximales, derivados de material continental y de composición predominantemente feldespática. Los depósitos pueden estar cementados, sin matriz, tener buena redondez y desarrollar estructuras sedimentarias que indican transporte por tracción (Pettijohn *et al.*, 1987).

Las arcosas residuales marcan una discordancia entre el granito y cualquier secuencia sobreyacente. Si los sedimentos arcósicos son re TRABAJADOS pendiente abajo o en movimientos masivos, forman abanicos de material residual ricos en matriz que se extienden hacia la cuenca y pueden intercalarse con sedimentos mejor clasificados y estratificados (Pettijohn *et al.*, 1987).

La composición mineralógica y la granulometría observadas en la arcosa de la SCI sugieren poco transporte y sepultamiento rápido. También sugieren que fueron formados en un clima seco que limitó el desarrollo de suelos y permitió preservar los fragmentos de biotita, hornblenda y plagioclasa

en el grus. El contenido de cristales (Figura 11a) de plagioclasa (Figura 12a) y la casi ausencia de feldespato potásico (Figura 12a) en el grus son consistentes con la composición del granitoide tonalítico padre y sugiere que hubo poca mezcla con sedimentos de otras fuentes.

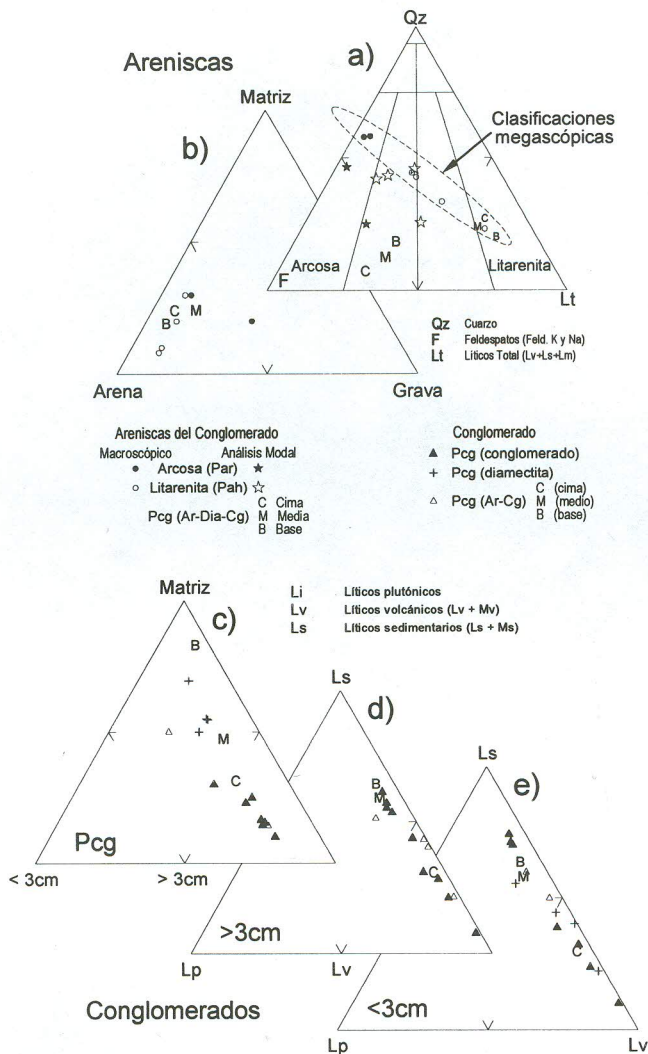
La unidad conglomerática está compuesta por la alternancia e interdigitización de areniscas y conglomerados (Figuras 8, 9 y 10) que corresponden a los depósitos fluviales de un sistema de canales trenzados de baja profundidad. La repetición y alternancia de los estratos de arenisca y conglomerado sugiere variaciones periódicas en la energía del medio, posiblemente relacionados a eventos cíclicos de avenidas. Los cuerpos lenticulares indicarían cambios locales en el régimen de flujo, pero en general, la secuencia indica un aumento en el régimen de flujo, ya que los conglomerados predominan hacia la cima. Flujos con alta concentración de partículas posiblemente generaron las diamectitas en un medio con energía inestable que producen areniscas inmaduras.

Los líticos en la fracción arenosa de los conglomerados son predominantemente fragmentos de rocas metavolcánicas y metasedimentarias (Tabla 1). Los clastos de rocas metamórficas y plutónicas predominan en la base, los líticos metavolcánicos son más abundantes en la cima en donde también se observó una disminución relativa de fragmentos de rocas plutónicas (Figuras 4 y 11). Las rocas metavolcánicas comprenden una amplia variedad de texturas y coloraciones, pero en ningún caso se observaron fragmentos con las características distintivas de los "clastos tipo Poway"

El contenido de pómez en la litarenita y en la secuencia conglomerática sugieren actividad volcánica sinsedimentaria en esta región. El contenido de pómez en ambas unidades es cercano al 25% (Figura 9) y sugiere un transporte relativamente corto, ya que los fragmentos pumicíticos son química y mecánicamente inestables. Los afloramientos restringidos e irregulares de la litarenita impiden establecer si su acumulación, y la adición de pómez, ocurrió en un ambiente fluvial, pero indica el re trabajo de la arcosa basal y la adición posterior de pómez. La composición en ambos horizontes incluye cristales y líticos del basamento, además de lapilli pumicítico en una matriz limo-arcillosa.

PROVENIENCIA

La arcosa tiene una fuente local, continental y altamente feldepática (Figura 12), donde el relieve moderado y la denudación rápida parecen ser más importantes que el clima árido(?) para la conservación de las plagioclasas y desarrollo de suelo. La litarenita difiere de la arcosa por el contenido de pómez (Figura 12a) que se asocia a una actividad volcánica cercana y posiblemente al arco magmático miocénico en Baja California. El horizonte pumicítico de la secuencia conglomerática difiere de la litarenita por el contenido mayor de fragmentos de rocas metavolcánicas, lo que sugiere una fuente o sistema fluvial distinto (Figuras 2 y 12).



EDAD Y CORRELACIÓN

La composición litológica de los conglomerados del área de estudio es similar a la reportada por Minch (1972) en el área de Jacumba, La Rumorosa y Las Palmas, con un marcado predominio de clastos metavolcánicos y metasedimentarios sobre clastos de granitoides (Tabla 3). Aunque Minch (1970) sugiere que estas tres localidades formaron parte de un paleorrió del Eoceno, la diferencia principal es que las gravas Table Mountain de Jacumba y los depósitos de La Rumorosa no contienen "clastos tipo Poway", mientras que las gravas Las Palmas contienen hasta un ~7% de estos clastos (Minch, 1970).

La característica distintiva de los "clastos tipo Poway" es la estructura de una metatoba soldada de color rojizo, con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, clastos con esas características no fueron observadas en los clastos de las rocas metavolcánicas en el área de estudio, aunque sí se observó una variación importante en la textura y coloración en los líticos metavolcánicos (Tabla 2).

Las gravas Ballena contienen típicamente >65% de clastos de la metarriolita Poway, con otros tipos de rocas metamórficas y metavolcánicas subordinadas (Tabla 3) y se les asigna una edad Eoceno (Peterson, 1970). A la secuencia Las Palmas se le asigna esa misma edad (McDonough y Abbott, 1989) con base en la presencia de los escasos clastos de la metarriolita Poway, pero se consideran parte de un sistema fluvial diferente al de las gravas Ballena (Abbott y Smith, 1989).

Hacia el sur de Sierra Juárez, en El Rodeo y Campo Nacional, son predominantes los clastos de rocas metasedimentarias y son distintivos los de cuarcita negra a gris y argilita, posiblemente de origen local (Minch, 1972). Estos depósitos han sido explotados a pequeña escala por oro de placer (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995).

En este trabajo se propone que la secuencia de las gravas Table Mountain en las áreas de La Rumorosa, Baja California

La Figura 12 muestra la ubicación de las areniscas de la Secuencia Clástica Inferior en los triángulos de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1988) para discriminar la proveniencia de las areniscas. Esta figura permite concluir que: 1) la arcosa proviene de una fuente de bloque continental con basamento levantado; 2) la fuente para la litarenita es muy similar, aunque la presencia de pómez evidencia volcanismo local y 3) la abundancia de líticos de rocas metavolcánicas en las areniscas de la secuencia conglomerática indica también una fuente posiblemente localizada en Sonora.

El análisis de proveniencia para la secuencia conglomerática permite proponer una serie vulcano-plutónica circumpacífica (Figura 12) que probablemente se acumuló en un paleorrió entrecruzado proveniente del oriente. La sucesión de intercalaciones, los cuerpos lenticulares y el aumento de la fracción gruesa en la sección registran las variaciones laterales de facies asociados a variaciones en el flujo y en el aporte de sedimentos. La variación de areniscas y diamectitas en la base, y de areniscas y conglomerados en la cima, podría representar un ritmo de erosión más acelerado en la fuente de rocas metavolcánicas alejadas de la cuenca y quizá algún tipo de inestabilidad en el continente.

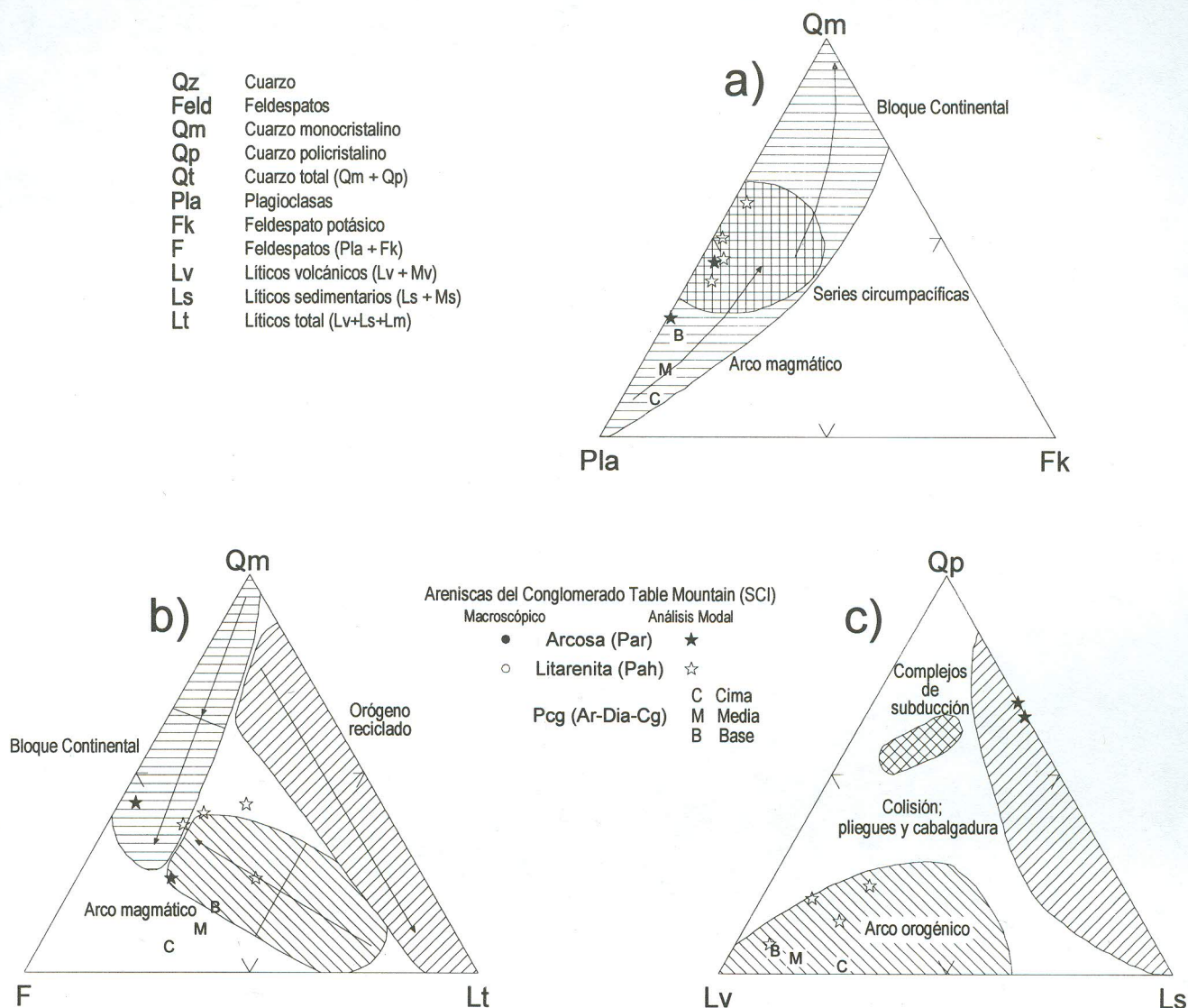


Figura 12. Análisis de Proveniencia de las areniscas de la SCI, (Mod. de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1988)). a) Las arcosas y las litarenitas indican una Serie Circumpacífica, mientras que las areniscas de los conglomerados muestran el aumento de las plagioclasas y la deficiencia de feldespato potásico, coincidente con la composición del granitoide. b) Las arcosas se ubican en el campo del Bloque continental y las litarenitas muestran la mezcla del Bloque continental y del Arco magmático, mientras que las areniscas de los conglomerados muestran el aumento de cristales de la base a la cima. c) Se muestran las variaciones similares a los análisis de a). De la base a la cima, se observa la transición del Bloque continental (arcosas) a mezcla con Arco orogénico (litarenitas) y Arco magmático (areniscas de los conglomerados).

y de Jacumba, California sean de edad más reciente, debido a la presencia de pómez hacia la cima de los conglomerados y la ausencia de "clastos tipo Poway". Los fragmentos de pómez incluidos en la litarenita y la secuencia conglomerática son una evidencia importante que sugiere una posible edad Oligoceno tardío o Mioceno temprano para estos depósitos. La actividad volcánica del Mioceno en la península de Baja California está relacionada al frente del arco volcánico en la fase terminal de la subducción de la placa Farallón-Guadalupe (Sawlan, 1991). La edad máxima reportada para el volcanismo de arco en Baja California se estima en ~23 Ma y las edades más jóvenes reportadas en el norte de la península son de ~16 Ma (Martín-Barajas *et al.*, en preparación). Estas edades sugieren que las

unidades con pómez y la toba pumicítica del cerro Teta de la India registran el volcanismo de arco en esta región y apoyan la idea de una edad más joven en comparación con la edad Eoceno propuesta para las gravas las Palmas y Ballena (Minch, 1972; Abbott y Smith, 1989).

Las edades de ~18 Ma de las rocas volcánicas Jacumba y la toba dacítica que subyace a los basaltos en esa zona (Hawkins, 1970; Minch, 1972) son consistentes con la interpretación de una edad Oligoceno-Mioceno temprano para la litarenita y la secuencia conglomerática de Sierra Juárez, ya que esos depósitos volcánicos son correlacionables con los flujos basálticos del área de estudio. En contraste, la edad de la arcosa basal está

Tabla 3. Distribución modal de los clastos en las unidades conglomeráticas del norte de Baja California y sur de California (Fuente: Minch, 1972)

	Ballena	Jacumba	Rumorosa- Las Palmas	Campo Nacional	El Rodeo	Sierra Juárez Este trabajo (n = 30)
Cuarzo	0.5	3.7	2.5	13.5	1.5	0.5
Granitoides	2.4	14.2	2.7	17.4	16.5	3.1
Gneiss	0.0	4.2	0.6	0.0	9.5	0.2
Esquisto	0.0	0.0	0.0	0.0	16.0	0.7
Metavolcánicas	15.0	48.6	39.4	0.0	0.0	60.5
Metarriolita Poway	66.5	0.0	6.9	0.0	0.0	0.0
Metasedimentarias	13.1	27.2	45.5	67.6	29.5	33.5
Pedernal Negro	0.0	0.0	0.0	0.0	22.5	0.0
Misceláneos	2.5	2.1	2.4	1.5	4.5	1.5
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Metavolcánicas: Coloraciones gris, gris verdoso, verdosa, rojiza a púrpura, con texturas afanítica, microlítica, microporfídica, porfídica, tobácea y brechoide, con metamorfismo de grado bajo.

Metasedimentarias: cuarcita, meta-arenisca roja, cuarcita feldespática, cuarcita negra, meta-arenisca, metaconglomerado con pedernal, argilita, hornfels, pizarra, gneiss cuarcífero, metabrecha-arenisca.

Misceláneos: Mármol, skarn, anfibolitas, etc.

pobremente definida y sólo puede considerarse como pre-Mioceno.

Los afloramientos de la SCI en el área de estudio son descritos aquí por primera vez, excepto los afloramientos al sur del poblado La Rumorosa, que fueron estudiados por Minch (1972). Estos afloramientos confirman que la subsuperficie Jacumba-La Rumorosa-Laguna Hansen se prolongaba hacia el oriente a través del actual EPG. Los clastos de rocas de basamento de edad Cretácico tardío de origen peninsular incluidos en las formaciones Redonda y Luzardi en la costa del Pacífico (Minch, 1970; Yeo, 1984) y la edad de ~18.7 Ma de las rocas volcánicas Jacumba sugieren que la superficie de erosión entre Sonora y la costa del Pacífico representa el período de denudación cortical del Cretácico tardío al Mioceno temprano.

Se concluye que los depósitos clásticos de origen continental descritos en este trabajo se correlacionan con las gravas Table Mountain de Jacumba, California (Minch, 1972) y que los depósitos conglomeráticos a través de la península son progresivamente más jóvenes hacia el oriente, conforme se incrementó la pendiente de la superficie de erosión.

CONCLUSIONES

Este trabajo confirma que la paleosuperficie de erosión se extendía hacia el oriente a través del actual escarpe del Golfo y fue interrumpida por el volcanismo y la tectónica extensional del Mioceno temprano. La cima de la Secuencia Clástica Inferior registra el inicio del volcanismo de arco en el norte de la península y permite proponer una edad Mioceno temprano a Oligoceno tardío(?) para la unidad de conglomerados y la litarenita descritos en este trabajo.

La litarenita representa depósitos aluviales generados por el retrabajo de la arcosa basal y la incorporación de volcanoclásticos en las partes topográficamente más bajas. La cima de la secuencia conglomerática es equivalente en tiempo

a la litarenita y representa las facies de canal de un sistema fluvial entrelazado con un aporte dominante de clastos de rocas metavolcánicas de Sonora, clastos de rocas metasedimentarias de origen desconocido y menor contribución de clastos de granitoides peninsulares. La arcosa basal representa la acumulación de terrígenos producidos por el intemperismo mecánico de los granitoides (tonalita-granodiorita) e incluye depósitos coluviales o aluviales de transporte restringido. Esta unidad representa un período de erosión prolongado sobre una extensa superficie con poco relieve que ocasionó la remoción de la cubierta prebatolítica y la denudación de los granitoides

La correlación litológica de la secuencia conglomerática con las gravas Table Mountain y el contenido de depósitos volcanoclásticos hacia la cima de la secuencia en el área de estudio, sugieren que los depósitos de Jacumba y La Rumorosa son de edad Oligoceno tardío(?) - Mioceno temprano, más jóvenes que la edad Eoceno-Oligoceno propuesta en trabajos previos. Se concluye que los depósitos continentales terciarios a través de la península son progresivamente más jóvenes hacia el actual escarpe del Golfo.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos los comentarios y arbitrajes de Javier Helenes-Escamilla, Jorge Ledezma-Vázquez, Miguel Téllez-Duarte y José Luis Sánchez-Zavala. Las observaciones y comentarios de Luis A. Delgado-Argote durante la etapa de campo y las edades radiométricas facilitadas por Ramón Mendoza-Borunda que contribuyeron a las relaciones estratigráficas de la región. Este trabajo forma parte de la Tesis de Maestría de J.G.H. Romero-Espejel, que fue auspiciado por el Proyecto CONACyT "Evolución Tectónica del área de la Laguna Salada" (3250-T9308), otorgado a Gary J. Axen y Arturo Martín-Barajas. J.G.H. Romero-Espejel agradece el Apoyo de Investigación No. 5452-94 de la Geological Society of America y a Victor M. Frías Camacho por la edición de las figuras.

REFERENCIAS

- Abbott, P.L., and Smith, T.E., 1989, Sonora, Mexico: source for the Eocene Poway Conglomerate of Southern California, *Geology*, 17, 329-332.
- Abbott, P.L., Kies, R.P., Krummenacher, D., and Martin, D., 1983, Potassium-Argon ages of rhyolitic bedrock and conglomerate clasts in Eocene strata northwestern Mexico and southern California, *in*: D.W., Andersen, and M.J., Rymer, editors, *Tectonics and sedimentation along faults of the San Andres System*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Los Angeles, CA., 59-66.
- Abbott P.L., Link, M.H. and Nilsen, T.H., 1989, Sedimentation and Tectonics in Coastal Southern California. American Geophysical Union, Field Trip Guidebook T-110, 55.
- Axen, G. J., and Fletcher, J. M., 1998 (en prensa), Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California: *International Geology Review*.
- Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R., 1980, *Origin of sedimentary rocks*, Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 782 pp.
- Boggs, S.Jr., 1992, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Maxwell-Macmillan International, Co., New York, 210-260.
- Bottjer, D.J., and Link, M.H., 1984, A synthesis of Cretaceous Southern California and Northern Baja California paleogeography, *in*: Crouch, J.K., and S.B., Bachman, editors, *Tectonics and sedimentation along the California margin*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 38, 171-188.
- Bryant, B. A., 1986, *Geology of the Sierra Santa Rosa basin, Baja California, Mexico* [M.S. thesis]: San Diego, California, San Diego State University, 75 pp.
- Cole, M.R., and Armentrout, J.M., 1979, Neogene paleogeography of the western United States, *in*: J.M., Arme, M.R., Cole, and H., Ter Jr, editors, *Cenozoic Paleogeography of the Western United States*, Pacific Coast Paleogeography Symposium 3, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 297-311.
- Dickinson, W.R., and Suczeck, C.A., 1979, Plate Tectonics and Sandstones Compositions, *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 63, 12, 2164-2182.
- Dickinson, W.R., 1988, Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics, and paleogeography of sedimentary basins. *in*: K. L. Kleinspehn, and K. Paola, editors, *New Perspectives in Basin Analysis*, Springer-Verlag, New York, 3-25.
- Dorsey, J.D, and Burns, B., 1994, Regional stratigraphy, sedimentology, and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico, *Sedimentary Geology*, 88, 231-251.
- Folk, R.L., 1968, *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphills Bookstore, Austin, 170.
- Gans, P.B., 1997, Large Magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16:3, 388-408.
- Gastil, R.G., Kimbrough, J., Tainosho, Y., Shimizu, M., and Gunn, S., 1991, Plutons of the eastern peninsular ranges, southern California, USA and Baja California, Mexico, *in*: M.J., Walawender, and Hanan, B.B., editors, *Geological excursions in southern California and Mexico*, Geological Society of America, Sand Diego State University, 1991 Guidebook, 319-331.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., and Allison, E.C., 1975, Reconnaissance Geology of the State of Baja California, *Geological Society of America, Memoir*. 140, 170 pp.
- Gilbert, C.M., 1954, *Sedimentary Rocks*, *in*: Williams, H., Turner, F.J. and Gilbert, C.M., eds. *Petrography*. W.H. Freeman and Co. 446 pp.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. *in*: *Geology of the Baja California Peninsula*, edited by V.A. Frizzell, Jr.: Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Pacific Section, Publication v. 39, p. 219-236.
- Hawkins, J.W., 1970, Petrology and possible tectonic significance of Late Cenozoic volcanic rocks, Southern California and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, 3323-3338.
- Henry, C. D., and Aranda-Gómez, J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid to late Cenozoic extension in Mexico, *Geology*, 20, 701-704.
- INEGI (CETENAL), 1976, *Cartas Geológica y Topográfica El Centinela*, I11D64, esc. 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D.F.
- INEGI (CETENAL), 1976, *Cartas Geológica y Topográfica La Poderosa*, I11D74, esc. 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D.F.
- INEGI (CETENAL), 1976, *Cartas Geológica y Topográfica La Rumorosa*, I11D63, esc. 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D.F.
- INEGI (CETENAL), 1976, *Cartas Geológica y Topográfica Mexicali*, I11-12, esc. 1:250,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D.F.
- INEGI (CETENAL), 1976, *Cartas Geológica y Topográfica Neji*, I11D73, esc. 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D.F.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. and Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103-116.
- Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B., and Ledesma-Vázquez, J., 1996, Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juarez. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, no. 5, p. 505-525.

- Martín-Barajas, A. y Delgado-Argote, L.A., 1995, Monografía Geológico-Minera de Baja California, Secretaría de Desarrollo Económico del Gobierno del Estado de Baja California, 112.
- McDonough, S.D., and P.L., Abbott, 1989, Paleohydrology of the Eocene Las Palmas Gravels, Baja California, Mexico, *in*: P.L., Abbott, editor, Geologic studies in Baja California, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 63, 47-62.
- Mendoza-Borunda, R., Axen, G.J., Sandeman, H., Ortega-Rivera, A., and Grover, T.M., Stratigraphy and geochronology of the Tertiary volcanic and sedimentary rocks, in the southern Sierra Juárez and northern Sierra Las Tinajas area, in northeastern Baja California, Mexico. (en preparación).
- Merriam, R., 1972, Reconnaissance geologic map of the Sonoyta Quadrangle, northwest Sonora, Mexico, Geological Society of America, Bulletin 83, 3533-3536.
- Minch, J.A., 1970, Early Tertiary paleogeography of a portion of the northern Peninsular Range, *in*: E.C. Allison, M.G. Acosta, D.L. Fife, J.A. Minch, and K. Hishikawa, editors, Pacific Slope Geology of Northern Baja California and adjacent Alta California, A.A.P.G. S.E.P.M., and S.E.G., Pacific Sections, Field Trip, 83-87.
- Minch, J.A., 1972, The late Mesozoic-early Tertiary framework of continental sedimentation, northern Peninsular Ranges, Baja California, Mexico., Ph. D. Thesis, University of California, Riverside, Riverside, CA., 192 pp.
- Peterson, G.L., 1970, Distinctions between Cretaceous and Eocene conglomerates in the San Diego Area, southwestern California, *in*: E.C. Allison, M.G. Acosta, D.L. Fife, J.A. Minch, and K. Hishikawa, editors, Pacific Slope Geology of Northern Baja California and adjacent Alta California, A.A.P.G. S.E.P.M., and S.E.G., Pacific Sections, Field Trip, 90-98.
- Pettijhon, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1987, Sand and Sandstones, Springer-Verlag, 2a. Ed., New York, 547.
- Powell, R.E., 1993, Balanced palinspastic reconstruction of pre-late Cenozoic paleogeology, southern California: Geologic and kinematic constraints on Evolution of the San Andreas Fault System. *in*: R.E., Powell, Weldon, R.J. II, and Matti, J.C., editors, The San Andreas fault system: Displacement, Palinspastic Reconstruction, and Geologic Evolution, Geological Society of America, Memoir 178, 1-106.
- Romero-Espejel, J.G.H., 1997, Estructura y Petrología en el norte de Sierra Juárez, Baja California, Tesis Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., 157 pp.
- Romero-Espejel, J.G.H y Delgado-Argote, L.A., 1997, Granitoides en el noreste de Sierra Juárez, Baja California: una historia de emplazamiento para la parte norte del Batolito Oriental del Cretácico Tardío, GEOS, 3, 139-154.
- Sawlan, M. G. 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift. *in*: J. P. Dauphin, and B. R. T. Simoneit. editors. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 47, 301-370.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate, Tectonics, 81, 99-115.
- Suppe, J., 1985, Principles of Structural Geology, Prentice Hall, 1st. Ed., New Jersey, 537 pp.
- Yeo, R.K., 1984, Sedimentology of Upper Cretaceous strata, northern Baja California, Mexico, *in*: V.A., Frizzell Jr., editor, Geology of the Baja California Peninsula, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 39, 109-120.