
Guías de excursiones Geológicas de México

LA EVOLUCIÓN VOLCANOTECTÓNICA DEL NOROESTE DE MÉXICO DURANTE EL CENOZOICO:

Una sección a lo largo de la autopista MEX 40D a través del campo volcánico de la Sierra Madre Occidental y datos acerca del magmatismo asociado a la extensión en la parte meridional de las provincias tectónicas de Cuencas y Sierras y del Golfo de California

José Jorge Aranda-Gómez, Christopher D. Henry, Luca Ferrari,
Fred W. McDowell y Martín Valencia-Moreno



Esta es una publicación de la:
**Universidad Nacional Autónoma de México
y el Centro de Geociencias.**

Todos los derechos reservados ©,
ISSN en trámite.

Octubre 2015.

Patrocinadores:



**Tendencias de la
Actividad Minera en
México**

3a Feria de Minerales,
Rocas y Fósiles

Aranda-Gómez, J.J., Henry, D.D., Ferrari, L., McDowell, F.W., Valencia-Moreno, M., 2015, La evolución volcanotectónica del noroeste de México durante el Cenozoico: Una sección a lo largo de la autopista MEX 40D a través del campo volcánico de la Sierra Madre Occidental y datos acerca del magmatismo asociado a la extensión en la parte meridional de las provincias tectónicas de Cuenca y Sierras y del Golfo de California: Guías de Excursiones Geológicas de México, núm. 1, edición especial bilingüe, 82 pp.

Edición técnica y diseño:

J. Jesús Silva Corona

Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001. Querétaro, 76230, México.

**LA EVOLUCIÓN VOLCANOTECTÓNICA DEL NOROESTE DE MÉXICO
DURANTE EL CENOZOICO:**

**Una sección a lo largo de la autopista MEX 40D a través del campo volcánico de la Sierra Madre
Occidental y datos acerca del magmatismo asociado a la
extensión en la parte meridional de las provincias tectónicas de
Cuencas y Sierras y del Golfo de California**

***CENOZOIC VOLCANIC-TECTONIC DEVELOPMENT OF
NORTHWESTERN MEXICO:***

***A transect across the Sierra Madre Occidental Volcanic Field along the toll road 40D and observations
on extension-related magmatism in the
southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces***

Guías: / Co-Leaders

José Jorge Aranda-Gómez

Centro de Geociencias,
Universidad Nacional Autónoma de México
Campus UNAM Juriquilla, Querétaro, Qro. 76230, México
jjag@geociencias.unam.mx

Christopher D. Henry

Nevada Bureau of Mines and Geology
University of Nevada, Reno
Reno, NEVADA 89557
chenry@nbgm.unr.edu

Luca Ferrari

Centro de Geociencias,
Universidad Nacional Autónoma de México
Campus UNAM Juriquilla, Querétaro, Qro. 76230, México
luca@unam.mx

Fred W. McDowell

Dept. of Geological Sciences
The University of Texas at Austin
Austin, TEXAS 78712
mcdowell@maestro.geo.utexas.edu

Martín Valencia-Moreno

Estación Regional del Noroeste
Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México
Hermosillo, Son. 83240, México
valencia@geologia.unam.mx

CONTENIDO

Prólogo	ii
Introducción	1
El Complejo Volcánico Inferior: batolito granítico y rocas asociadas	2
Supergrupo Volcánico Superior: ignimbritas riolíticas del Campo Volcánico de la Sierra Madre Occidental	6
Andesitas basálticas SCORBA del área de Durango	16
Extension Cuencas y Sierras y del Golfo de California durante el Cenozoico medio y tardío	16
Vulcanismo alcalino máfico del Cuaternario	34
Evolución de la composición de los magmas en el occidente de México: de subducción a extensión de intra-placa	42
Descripción de las estaciones	53
Primer día, sur de Sinaloa: extensión y afloramientos del Complejo Volcánico Inferior	54
Segundo día, extensión (continuación) y el Supergrupo Volcánico Superior	62
Tercer día la secuencia volcánica de Durango y la Caldera de Chupaderos y el Complejo de Maares la Breña - El Jagüey	70

CONTENTS

<i>Prologue</i>	ii
<i>Introduction</i>	1
<i>Lower Volcanic Complex: granitic batholiths and associated volcanic rocks</i>	3
<i>Upper Volcanic Sequence: rhyolitic ignimbrites of the Sierra Madre Occidental Volcanic Field</i>	7
<i>Basaltic andesites (SCORBA) of the Durango area</i>	17
<i>Mid-late Cenozoic extension of the Basin and Range and Gulf of California</i>	17
<i>Quaternary mafic alkalic volcanism</i>	35
<i>Compositional evolution of magmatism in western Mexico: subduction to intraplate extension</i>	45
<i>Stop descriptions</i>	53
<i>First day southern Sinaloa: extension and lower volcanic complex</i>	55
<i>Second day, extension (continued) and upper volcanic supergroup</i>	63
<i>Third day, Durango volcanic sequence, Chupaderos caldera, and La Breña -El Jagüey Maar Complex</i>	71

PRÓLOGO

El transecto geológico a través de la Sierra Madre Occidental y parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras en Sinaloa y Durango, objeto de esta excursión, es una versión actualizada de excursiones similares llevadas a cabo con anterioridad y que estuvieron asociadas a congresos internacionales que se realizaron en México en 1997 y 2003. Esta vez, gracias a la gentil invitación de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, a través del Distrito Durango, brindamos la excursión como una actividad preliminar del 4º Congreso Tendencias de la Actividad Minera en México, que se llevó a cabo en Durango del 24 al 27 de agosto de 2014.

Los libretos guía de las excursiones de 2003 y 2014 pueden ser considerados como la segunda y tercer ediciones del libreto guía original de 1997. Una buena parte del texto es el mismo, pero en cada edición nueva se trató de actualizar la primera parte del documento, que es un resumen extenso de lo que se conoce acerca de tema, incorporando los avances hechos en el conocimiento de la geología de la región, que se realizaron entre una edición y otra. Otras diferencias fundamentales entre las tres ediciones son que la primera excursión duró seis días, la segunda se programó para cinco días y la tercera para tres días. Consecuentemente, el número de las estaciones de trabajo o “paradas” es distinto en cada documento.

En esta tercera edición decidimos cambiar ligeramente el título del libreto guía, para hacer énfasis en que una buena parte de las estaciones de los dos primeros días son nuevas y se ubican a lo largo de la nueva autopista de cuota (carretera federal MEX 40D) en donde hay grandes cortes que muestran de manera espectacular muchas de las relaciones discutidas. Así mismo, durante nuestra visita preliminar a las estaciones del 2014 se colectaron muestras de roca para fechamientos de U-Pb, que fueron realizados por L. Ferrari en el Centro de Geociencias de la UNAM. Los resultados preliminares de estos fechamientos se incluyen y su significado se discute en el texto.

Finalmente, todos los guías de la excursión estamos conscientes del posible uso didáctico que tienen los libretos guía. Por este motivo, decidimos que el libreto sería puesto a la disposición del público en inglés y castellano. De esta manera, esperamos que los estudiantes de geología, geólogos profesionales y público en general puedan emplearlo. Aún más, cada una de las estaciones del 2014 tiene coordenadas geográficas que pueden programarse en un GPS, lo que facilita la ubicación exacta de las mismas, por lo que la guía puede emplearse de manera independiente, sin necesidad de la presencia de los guías.

PROLOGUE

The geological transect across the Sierra Madre Occidental and part of the Mexican Basin and Range province in Sinaloa and Durango, which is presented in this fieldtrip, is an updated version of similar fieldtrips held in 1997 and 2003. This time, thanks to the generous support of the Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Distrito Durango, we offered the fieldtrip as a pre-meeting activity of the “4º Congreso Tendencias de la Actividad Minera en México”, held in Durango from August 24th to 27th, 2014.

The fieldtrip guidebooks published in 2003 and 2014 should be considered as the second and third editions, respectively, of the original 1997 guidebook. A large portion of the first part of the text is the same as in the original document. However, in each new edition we tried to update the information in that section, which is a detailed overview of the information available about the geology of the regions visited. Other important differences among the three different editions of this document are that the first fieldtrip (1997) lasted six days, the second (2003) was programmed for five days, and this one is three days long. Therefore, the number of stops is different in each document.

We decided to make small modifications to the title of the third edition of the guidebook, to point out that a significant number of the fieldtrip stops in the first two days are novel as they are located along the new Durango – Mazatlán toll road (MEX 40D), where the large road cuts clearly display some of the geologic relations discussed in the text. Likewise, during our reconnaissance visit to select the new stops for the 2014 guidebook, several rock samples were collected and dated by U-Pb method at Centro de Geociencias (UNAM) in the frame of a PAPIIT grant led by Luca Ferrari. Preliminary results of these new ages are included and discussed in the text.

Lastly, we (the leaders of this fieldtrip) are aware of the didactic value of the guidebooks. Thus, it was decided to offer a bilingual edition of the document. This way, we hope that students, professional geologist and the general public can use it. Furthermore, all the stops described in the 2014 version of the guidebook include geographic coordinates that can be programmed in a GPS, smart phone or tablet. This feature allows the independent use of the guidebook without participation the fieldtrip leaders.

INTRODUCCIÓN

El noroeste de México ha experimentado varios episodios tectonomagmáticos mayores desde cuando menos el Cretácico temprano (Figura 1). Estos episodios están bien registrados en el sur de Sinaloa y en Durango. Suites magmáticas mayores que serán examinadas durante la excursión son: 1) rocas batolíticas del Cretácico tardío al Cenozoico temprano (*i.e.* la unidad informal conocida como complejo volcánico inferior de McDowell y Keizer, 1977; Henry *et al.*, 2003), 2) ignimbritas del Oligoceno – Mioceno (*i.e.* la unidad informal supergrupo volcánico superior), 3) Andesitas basálticas del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, similares a los SCORBA (*Southern Cordillera Basaltic Andesites*: Cameron *et al.*, 1989) y 4) basaltos alcalinos extravasados en tres episodios distintos, durante el Mioceno temprano, Mioceno medio y Plio-Cuaternario (Luhr *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2007). Los episodios tectónicos mayores incluyen: A) subducción del Cretácico tardío al Terciario medio (o tardío), contemporánea con el emplazamiento de las rocas batolíticas y de las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental (SMO) y B) varios episodios de extensión relacionada a la extensión temprana del Golfo de California y a la extensión de Cuencas y Sierras (CyS). La mayoría de los episodios de extensión fueron acompañados por erupción de basaltos alcalinos.

INTRODUCTION

Northwestern Mexico has undergone numerous major magmatic and tectonic episodes since at least the Early Cretaceous (Figure 1). These episodes are well displayed in southern Sinaloa and western Durango. Major igneous suites to be examined on this trip include (1) Late Cretaceous to early Tertiary batholithic rocks and accompanying andesite and rhyolite (informal lower volcanic complex of McDowell and Keizer, 1977; Henry et al., 2003), (2) middle Tertiary (Oligocene-Miocene) ignimbrites of the famed Sierra Madre Occidental (informal upper volcanic sequence), (3) Late Oligocene – early Miocene basaltic andesite similar to the southern Cordilleran basaltic andesite suite (SCORBA) of Cameron et al (1989), and (4) alkalic basalts that were emplaced during three distinct episodes in the early Miocene, middle Miocene, and Plio-Quaternary (Luhr et al., 2001; Aranda-Gómez et al., 2007). Major tectonic episodes include (A) Late Cretaceous to Middle (or Late) Tertiary subduction, contemporaneous with emplacement of the batholithic rocks and ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, and (B) several episodes of extension that relate both to early (proto-Gulf) rifting of the Gulf of California and to Basin and Range extension (Henry and Aranda-Gómez, 2000). Most episodes of extension were accompanied by eruption of alkali basalt.

EL COMPLEJO VOLCÁNICO INFERIOR: BATOLITO GRANÍTICO Y ROCAS ASOCIADAS

Rocas batolíticas del sur de Sinaloa

Granitoides batolíticos del Cretácico al Terciario temprano y rocas volcánicas asociadas del complejo volcánico inferior subyacen a la mayor parte de Sinaloa y posiblemente de toda la SMO. También hay al menos un plutón Cretácico que sido documentado en Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Las rocas batolíticas han sido estudiadas principalmente en el sur de Sinaloa en donde han sido divididas en dos grupos (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003). Los intrusivos sin- y pre-tectónicos están débilmente foliados o lineados, lo que sugiere que fueron emplazados durante o después de un episodio de compresión intensa. Los intrusivos post-tectónicos fueron emplazados después de este episodio y son masivos y más homogéneos. Fechamientos K-Ar y U-Pb hechos por Henry *et al.* (2003) indican que el cambio en el estado de esfuerzo sucedió en el lapso entre 86 y 83 Ma (Figura 1). Fechamientos más recientes hechos con U-Pb en circones y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovita establecen límites para la edad de la deformación entre ~98 y 93 Ma (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012).

Las rocas sin-tectónicas están expuestas cerca de la costa, mientras que las rocas post-tectónicas se extienden tierra adentro por debajo de la SMO. Henry y Fredrikson (1987) cartografiaron varias litologías, tanto del grupo pre- a sin- como del post-tectónico, pero fallamiento intenso e intemperismo tropical complican la cartografía detallada de sus distribuciones. Las rocas pre-batolíticas incluyen a rocas metasedimentarias jurásicas y posiblemente paleozoicas; ortogneisses intensamente foliados que dan edades de U-Pb en circón entre 137 y 157 Ma en distintas localidades y varios cuerpos de gabro bandeado, que dan edades K-Ar en hornblenda de 134 y 139 Ma (Cretácico temprano).

Las rocas graníticas son calcoalcalinas (Figuras 2 y 3) y similares a otras rocas batolíticas del cinturón de intrusivos que aflora a lo largo de la costa occidental de Norte América. La litología más abundante es granodiorita, pero la composición individual de los plutones varía desde monzogranito a diorita. Plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, hornblenda y clinopiroxeno son las fases mayores. Circón, apatito, esfena titanita) y magnetita son minerales accesorios ubicuos; esfena es prominente en una de las litologías post-tectónicas. El contenido de SiO_2 las rocas va de 54 a 74%, pero la mayoría están entre 58 y 67% (Figura 3). Las rocas sin-tectónicas son tonalita máfica y granodiorita, con contenido de minerales máficos hasta de 28%; su contenido de SiO_2 oscila entre 59 y 62%. Las rocas post-tectónicas dominantes son granodioritas y granitos más leucocráticos. Ellas muestran una variación composicional más grande, entre 54 y 74% de SiO_2 , pero solo las facies marginales de los plutones mayores y los intrusivos menores tienen contenidos de SiO_2 menores a 63%.

Numerosos fechamientos de K-Ar y U-Pb indican que la intrusión de granitoides sucedió de manera continua durante el lapso entre 101 y 46 Ma (Figura 4; Henry *et al.*, 2003). Hay

una cuarzodiorita de 20 Ma, que forma parte de otro conjunto de intrusivos más jóvenes documentados por Duque-Trujillo *et al.* (2015) en Nayarit, Sinaloa y en bloques sumergidos adentro del Golfo de California. Las edades isotópicas concuerdan con todas las edades relativas inferidas en el campo. De la concordancia cercana entre las edades de U-Pb en circón y de K-Ar en biotita y hornblenda se concluye que las edades de K-Ar son cercanas a la edad de emplazamiento. Esta comparación indica que los plutones se enfriaron rápidamente, presumiblemente porque se emplazaron a profundidades someras. Muchas rocas dan edades concordantes de biotita y hornblenda, pero hay otras en donde la biotita da edades más jóvenes que la hornblenda. Frecuentemente las edades discordantes de biotita coinciden con edades concordantes en plutones adyacentes, lo que sugiere que las edades más jóvenes de biotita reflejan pérdida de Ar durante el recalentamiento causado por los intrusivos adyacentes. En estas muestras con edades discordantes, las edades de hornblenda coinciden con edades concordantes de otras muestras del mismo plutón, lo que indica que la hornblenda no perdió, o perdió muy poco Ar durante el recalentamiento. Estas evidencias de enfriamiento rápido post-emplazamiento contrasta con los datos documentados en el batolito de las Montañas Peninsulares (*Peninsular Ranges batholith*), en donde el levantamiento es considerablemente más joven que la edad de la intrusión, lo que ha expuesto niveles profundos en la parte oriental del batolito y ha generado un patrón regional de edades K-Ar comúnmente discordantes, que son de manera variable más jóvenes que las edades U-Pb de las mismas rocas (Gastil, 1975; Krummenacher *et al.*, 1975; Silver *et al.*, 1979; Silver y Chapell, 1988; Snee *et al.*, 1994; Ortega-Rivera *et al.*, 1997).

Las edades muestran un patrón distintivo, decreciendo hacia el noreste de la costa. Las rocas sin-tectónicas más antiguas afloran a menos de 50 km de la costa; en ellas una edad U-Pb y tres edades concordantes de K-Ar oscilan entre 101 y 86 Ma. Las edades en hornblenda de otras muestras post-tectónicas oscilan entre 98 y 94 Ma. La edad de las rocas post-tectónicas disminuye de manera gradual hacia el oriente de 82 a 46 Ma. Varias edades en biotita de rocas graníticas sin hornblenda colectadas en el extremo oriental del área estudiada llegan a ser hasta de 30 Ma. Esas edades jóvenes pueden reflejar la edad de emplazamiento o registrar pérdida de Ar por recalentamiento durante el evento ignimbrítico de la supergrupo volcánico superior. Sin embargo, las ignimbritas de la SMO representan un episodio importante de vulcanismo, que puede ser la evidencia más oriental de la migración hacia el Este del magmatismo en esta latitud [23°N] o el inicio del magmatismo de *rollback* que sucedió conforme la placa que era consumida adquiría de nuevo un ángulo mayor en la zona de Benioff. Edades concordantes de U-Pb en circón y de K-Ar en hornblenda y biotita demuestran que un plutón (cuarzodiorita Colegio) en la planicie costera del sur de Sinaloa es de 20 Ma. Duque-Trujillo *et al.* (2015) también reportaron otros granitoides de las partes bajas de la SMO en Nayarit y sur de Sinaloa, así como otras de bloques sumergidos en la porción meridional del Golfo de California con edades del Mioceno temprano y medio. El rango de edades y la composición química de estos plutones se traslapa con el

**LOWER VOLCANIC COMPLEX:
GRANITIC BATHOLITHS AND
ASSOCIATED VOLCANIC ROCKS**

Batholithic rocks of southern Sinaloa

Cretaceous-early Tertiary granitic batholithic rocks and associated volcanic rocks of the lower volcanic complex underlie most of southern Sinaloa and probably much of the Sierra Madre Occidental. One Cretaceous pluton is also recognized in western Durango (Aguirre-Díaz and McDowell, 1991). The batholithic rocks have been most thoroughly studied in southern Sinaloa where they have been divided into two major groups (Henry and Fredrikson, 1987; Henry et al., 2003). Syn- or pre-tectonic intrusions are weakly foliated or lineated, which suggests they were emplaced during or before an episode of relatively strong compression. Post-tectonic intrusions were emplaced after this episode and are massive and more homogeneous. K-Ar and U-Pb dates indicate the change occurred between about 86 and 83 Ma ago (Henry et al., 2003)(Figure 1). A more recent study by U-Pb dating of zircons and ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of muscovite constrains the deformation in the Mazatlán area between ca. 98 and 93 Ma (Cuéllar Cardenas et al., 2012).

The syntectonic rocks occur close to the coast, whereas the post-tectonic rocks extend inland and beneath the Sierra Madre Occidental. Henry and Fredrikson (1987) mapped several distinct rock types within both the syntectonic and post-tectonic groups, but intense faulting and tropical weathering complicate detailed mapping of their distribution. Pre-batholithic rocks include Jurassic or older, possibly Paleozoic, metasedimentary rocks; strongly foliated orthogneiss that gives 137 and 157 Ma zircon U-Pb ages in different locations; and several bodies of layered gabbro, which give 134 and 139 Ma (Early Cretaceous) hornblende K-Ar ages.

The granitic rocks are calc-alkaline (Figures 2 and 3) and similar to other batholithic rocks in the belt that stretches along the west coast of North America. Granodiorite is the most abundant rock type, but compositions of individual plutons range from monzogranite to diorite. Plagioclase, quartz, potassium feldspar, biotite, hornblende, and clinopyroxene are major phases. Zircon, apatite, sphene (titanite), and magnetite are ubiquitous accessories; sphene is prominent in one post-tectonic rock type. The rocks show a range in SiO₂ from 54 to 74%, but most are between 58 and 67% (Figure 3). The syntectonic rocks are mafic tonalite and granodiorite, containing as much as 28% mafic minerals; SiO₂ contents range mostly between 59 and 62%. Post-tectonic rocks are dominantly more leucocratic granodiorites

and granites. They show a wider compositional range from 54 to 74% SiO₂, but only border phases and small intrusions have SiO₂ less than about 63%.

Extensive K-Ar and U-Pb dates indicate granitic intrusion occurred nearly continuously between 101 Ma and 46 Ma (Figure 4; Henry et al., 2003). One quartz diorite is 20 Ma, which is part of younger plutonic suite documented by Duque-Trujillo et al. (2015) in Sinaloa, Nayarit and in submerged blocks within the Gulf of California. The isotopic ages match all known relative age relations determined in the field. From close agreement of zircon U-Pb and biotite and hornblende K-Ar ages on four samples, we conclude that the K-Ar ages generally closely approximate the time of emplacement. In the four samples, U-Pb ages agree within a few percent with concordant K-Ar ages. This comparison indicates the plutons cooled rapidly, presumably because they were emplaced at shallow depth. Many other samples give concordant biotite and hornblende ages, but a few are discordant, with biotite giving variably younger ages than coexisting hornblende. Commonly, ages of biotite agree with concordant ages on adjacent plutons, suggesting that the low biotite ages reflect Ar loss resulting from heating by adjacent intrusions. In these discordant samples, hornblende ages commonly match concordant ages of other samples, which indicates hornblende lost little if any Ar during reheating. This evidence for rapid, post-emplacement cooling is

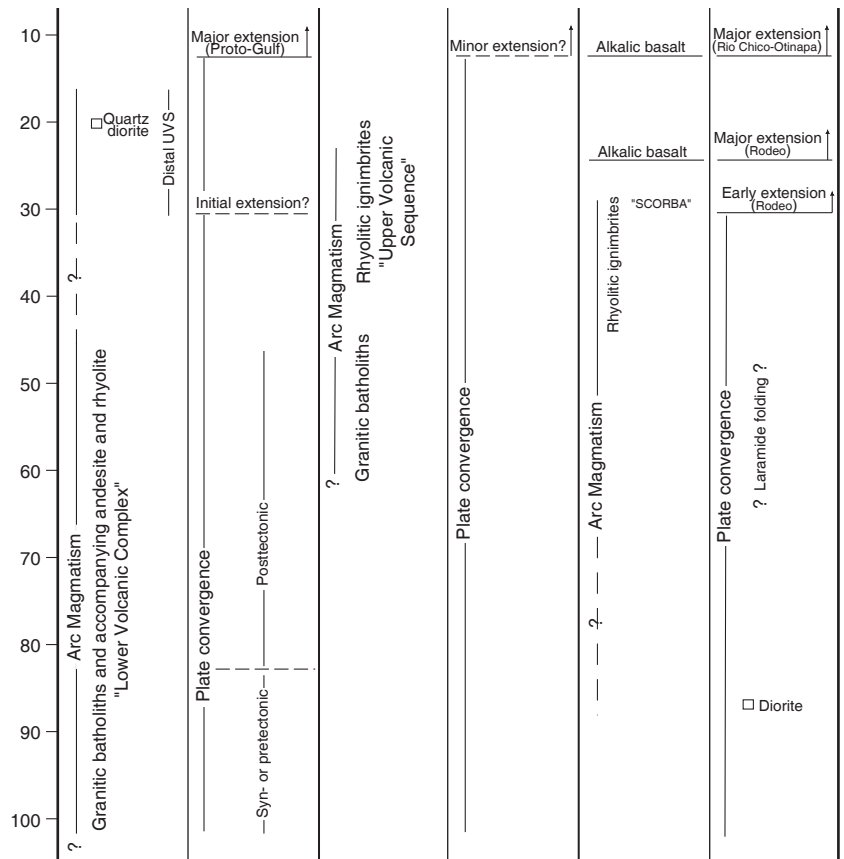


Figura 1. Diagrama que resume los episodios magmáticos y tectónicos acontecidos en el occidente de México (modificado de Aranda-Gómez et al., 1997). / Figure 1. Summary diagram of magmatic and tectonic episodes in western Mexico (modified from Aranda-Gómez et al., 1997).

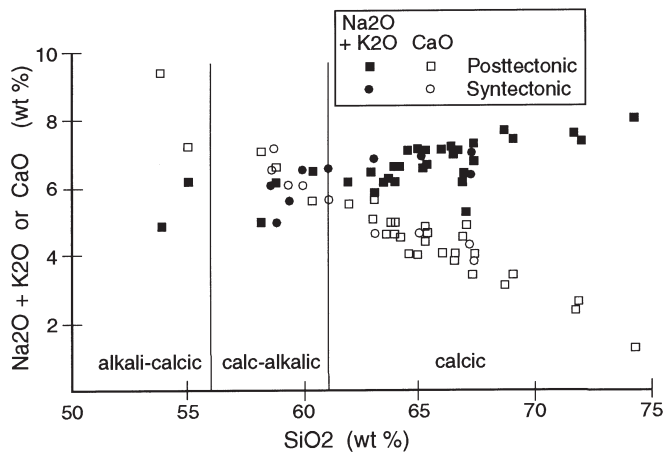


Figura 3. Diagrama de Harker que muestra la variación total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) y CaO contra SiO_2 para los granitoides del sur de Sinaloa. Los granitoides son calcoalcalinos y representantes típicos de las rocas batolíticas del Mesozoico-Cenozoico de la costa occidental de Norte América. / Figure 3. Harker diagram showing variation of total alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) and CaO versus SiO_2 for granitic rocks of southern Sinaloa. The granitic rocks are calc-alkaline and typical of Mesozoic-Cenozoic batholithic rocks along the west coast of North America.

de las ignimbritas silíceas y domos de la parte meridional de la SMO, sugiriendo que las fuentes eruptivas también pudieron estar ubicadas en lo que es la porción meridional del Golfo de California. Otras rocas volcánicas que proceden de volcanes en Sinaloa y en el norte de Nayarit dan edades entre 32 y 14 Ma (Henry y Fredrikson, 1987; Ferrari *et al.*, 2002, 2013). Esta información indica que el vulcanismo de arco regresó a una posición más al occidente durante el Cenozoico tardío. Este vulcanismo del Mioceno en Sinaloa y Nayarit es el equivalente al oriente del Golfo del vulcanismo del Mioceno del Grupo Comondú de Baja California y de aquel en otras regiones alrededor del Golfo (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Umhoefer *et al.*, 2001; Calmus *et al.*, 2011).

La transición de plutonismo sin-tectónico a post-tectónico se ha documentado en el batolito de las Montañas Peninsulares (*Peninsular Ranges batholith*) del sur de California y del estado de Baja California (Silver *et al.*, 1979; Todd *et al.*, 1988; Johnson *et al.*, 1999). En esa región la transición sucedió hace aproximadamente 105 Ma. Los plutones sin-tectónicos son predominantemente tonalitas y granodioritas más máficas y algunos gabros, mientras que las rocas post-tectónicas son tonalitas y granodioritas más leucocráticas. Por tanto, los patrones de plutonismo en Sinaloa son similares, pero con una transición un poco más temprana de intrusiones máficas sin-tectónicas a cuerpos más félsicos post-tectónicos.

En el sur de los Estados Unidos y norte de México se ha reconocido una migración hacia el oriente del magmatismo de arco que sucedió del Cretácico al Cenozoico medio (Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978; Silver *et al.*, 1979; Damon *et al.*, 1981 [quienes incluyeron los datos del sur de Sinaloa en su compilación]; Ferrari *et al.*, 2007). El cambio de edades en Sinaloa es diferente, ya que en Sinaloa hay una reducción de

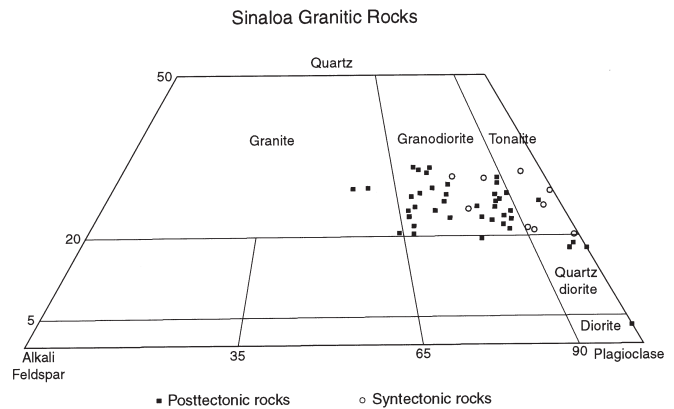


Figura 2. Composiciones modales de las rocas del sur de Sinaloa. Cada análisis representa conteos de cuando menos 1,000 puntos por lámina delgada. Las rocas sin-tectónicas en general contienen cantidades mayores de plagioclasa y minerales máficos que las rocas post-tectónicas. / Figure 2. Modes of granitic rocks of southern Sinaloa. Plotted points are based on at least 1,000 counts per thin section. Syn-tectonic rocks generally contain greater abundances of plagioclase and mafic minerals than do post-tectonic rocks.

edad de 55 Ma que sucedió en una distancia de cuando mucho 140 km, en comparación de una distancia de migración hasta de 1,000 km en regiones hacia el norte (figura 12 en Ferrari *et al.*, 2007). La extensión del Cenozoico tardío afectó a toda la región, incluyendo a Sinaloa, así que la distancia original debió de ser algo más pequeña. Sin embargo, el sur de Sinaloa experimentó una extensión moderadamente grande, posiblemente igual a la sufrida por áreas más al norte. Por tanto, la distancia de migración original a través de Sinaloa debió de ser significativamente menor que aquella en el norte de México.

Rocas volcánicas

Definitivamente, las rocas volcánicas del complejo volcánico inferior han sido menos estudiadas que sus equivalentes batolíticos, principalmente porque las rocas volcánicas comúnmente están alteradas hidrotermalmente. Ellas son predominantemente lavas andesíticas y riolíticas, ignimbritas riolíticas, sedimentos volcanoclásticos e intrusivos hipabisales. Estas rocas están expuestas en la parte más profundas de las barrancas en el lado oeste de la SMO. En el sur de Sinaloa, los afloramientos principales se encuentran a lo largo del río Piaxtla, desde Tayoltita hasta Ajoja, en el área al norte del río Presidio en las estribaciones de la Sierra de Los Frailes, y algunas rocas en las cercanías de Pánuco y Copala a lo largo de la carretera libre Mazatlán – Durango (véanse éstas localidades en Figuras 11 y 27). Una de las áreas mejor estudiadas es cerca de Tayoltita en donde cerca de 1,200 m de rocas predominantemente riolíticas subyacen a aproximadamente 800 m de andesitas (Nemeth, 1976). Acumulaciones gruesas de ignimbritas de grano grueso sugieren la existencia de erupciones de caldera en la región, pero hasta ahora no se ha identificado ninguna caldera en el complejo volcánico inferior, ni en Tayoltita ni en ninguna otra región.

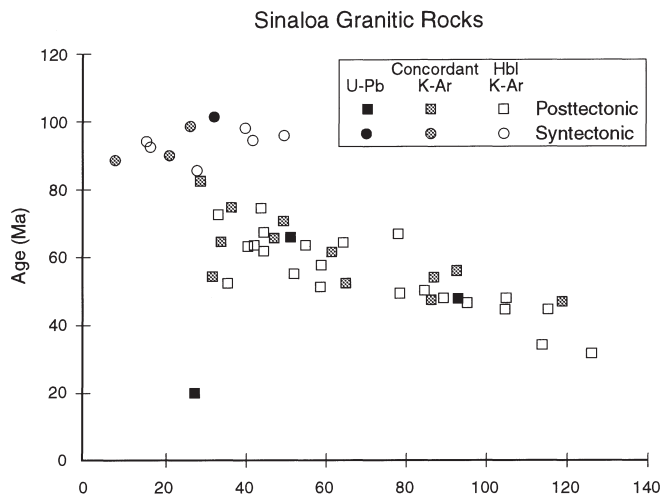


Figura 4. Diagrama que muestra la variación de edad de las rocas graníticas contra distancia a lo largo de una línea arbitraria con rumbo NNW a lo largo y paralela con la costa del Pacífico. Las rocas graníticas se hacen progresivamente más jóvenes hacia el continente, de 100 Ma cerca de la costa a 45 Ma en la parte más occidental del estado de Durango (aproximadamente 120 km). Los símbolos sólidos son edades U-Pb en zircon; los símbolos grises son parejas biotita-hornblenda concordantes determinadas con K-Ar. Los símbolos huecos representan las mejores estimaciones de edad de emplazamiento, generalmente basadas en edades de K-Ar determinadas en hornblenda. Véase la discusión en el texto. / Figure 4. Plot of age of granitic rocks versus distance from an arbitrary north-northwest-striking line along and parallel to the Pacific Coast. Granitic rocks become progressively younger inward, from 100 Ma near the coast to as young as 45 Ma in westernmost Durango (at about 120 km). Filled symbols are zircon U-Pb dates; shaded symbols are concordant biotite-hornblende pairs determined by the K-Ar method. Open symbols are best estimates of emplacement age, generally based on hornblende K-Ar dates. See text for discussion.

in marked contrast to that in the Peninsular Ranges batholith, where regional uplift long after intrusion has exposed deep levels of the eastern part of the batholith and generated a regional pattern of generally discordant K-Ar dates that are variably younger than U-Pb zircon ages (Gastil, 1975; Krummenacher et al., 1975; Silver et al., 1979; Silver and Chappell, 1988; Snee et al., 1994; Ortega-Rivera et al., 1997)

The ages show a distinct pattern, decreasing toward the east-northeast away from the coast. The older, syntectonic rocks occur within 50 km of the coast. One U-Pb and three concordant K-Ar ages on them range from 101 to 86 Ma. Hornblende dates of other samples range from 98 to 94 Ma. The posttectonic rocks show a regular decrease in age eastward from 82 to 46 Ma. Several biotite ages of granitic rocks (which lack hornblende) from the easternmost samples range down to about 30 Ma. These low ages may approximate times of emplacement or may indicate Ar loss during reheating related to middle Tertiary ignimbritic volcanism of the upper volcanic sequence. Regardless, the ignimbrites of the Sierra Madre Occidental represent a major episode of magmatism that may be the easternmost part of this migration at this latitude or the beginning of rollback magmatism as the subducting slab resteeepened. Concordant U-Pb zircon and K-Ar hornblende and biotite ages demonstrate that one pluton in the southern Sinaloa coastal plain is 20 Ma, the Colegio quartz diorite

(Henry et al., 2003). Duque-Trujillo et al. (2015) also report several other granitoid rocks in the foothills of the SMO in Nayarit and southern Sinaloa as well as in the submerged rifted blocks of the southern Gulf of California with early and middle Miocene age. Age span and chemical composition of these plutons overlap silicic ignimbrites and domes of the southern SMO, suggesting that the eruptive sources may also have been located within the southern Gulf of California. Several other, locally derived volcanic rocks in southern Sinaloa and northern Nayarit give ages between 32 Ma and 14 Ma (Henry and Fredrikson, 1987; Ferrari et al., 2002, 2013). These data indicate that arc magmatism returned to a more westerly position in the late Cenozoic. This Miocene volcanism in Sinaloa and Nayarit is the mainland equivalent of the Comondú Group of Baja California and other rocks reported around the Gulf of California (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Mora-Alvarez and McDowell, 2000; Umhoefer et al., 2001; Calmus et al., 2011).

A transition from syntectonic to posttectonic plutonism is also recognized in the Peninsular Ranges batholith of Southern California and northern Baja California (Silver et al., 1979; Todd et al., 1988; Johnson et al., 1999). In this area, the transition occurred approximately 105 Ma ago. The syntectonic plutons are dominantly more mafic tonalite and granodiorite with some gabbro, whereas the posttectonic rocks are more leucocratic tonalite and granodiorite. Thus, the pattern of plutonism is similar to that in Sinaloa but with an earlier transition from syntectonic, mafic intrusions to posttectonic, more felsic bodies.

An eastward, Cretaceous to middle Cenozoic migration of arc magmatism has been recognized throughout the southern United States and northern Mexico (Coney and Reynolds, 1977; Keith, 1978; Silver et al., 1979; and Damon et al., 1981 [who included the southern Sinaloa data in their compilation]; Ferrari et al., 2007). The age progression in Sinaloa is distinct in that a 55-Ma decrease in age occurs in a distance of at most 140 km, in contrast to a migration distance of possibly as much as 1000 km to the north (Figure 12 in Ferrari et al., 2007). Late Cenozoic extension has affected this entire region, including Sinaloa, so the original distances are somewhat less. However, southern Sinaloa has undergone moderately large magnitude extension, as much or possibly more than the average amount of extension to the north. Therefore, the original migration distance across Sinaloa must have been significantly less than across northern Mexico.

Volcanic Rocks

Volcanic rocks of the lower volcanic complex have been decidedly less well studied than their batholithic counterparts, largely because the volcanic rocks are commonly hydrothermally altered. They consist of andesite lava, rhyolite ash-flow tuff and lava, volcanoclastic sedimentary rock, and hypabyssal intrusions. These rocks crop out mostly in the deep canyons (barrancas) at the western edge of the Sierra Madre Occidental.

Las rocas volcánicas del complejo volcánico inferior son burdamente contemporáneas con las rocas graníticas, pero es necesario un estudio más detallado que incluya fechamientos isotópicos para comprobar esta observación. La mayoría de los contactos entre las rocas volcánicas y las graníticas son de carácter intrusivo. Sin embargo, cerca de Pánuco, rocas volcánicas del supergrupo volcánico superior se acumularon sobre una superficie de erosión que expone a un plutón granodiorítico (con una edad mínima de 51 Ma; Henry 1975), y hay aglomerados que contienen cantos rodados de granito. En las cercanías de Ajoya se han identificado inclusiones accidentales de granito en las tobas del complejo volcánico inferior. Una andesita con una sola edad de K-Ar de 52 Ma subyace a rocas volcánicas félsicas del Terciario medio en la Sierra del Registro, al sur de la ciudad de Durango (McDowell y Keizer, 1977). La ausencia de rocas del complejo volcánico inferior cerca de la costa, en áreas en donde afloran rocas intrusivas sin-tectónicas, sugiere que ahí la cubierta volcánica más antigua fue erosionada. La edad de las rocas volcánicas del supergrupo volcánico superior posiblemente se concentra en la parte más joven del lapso entre 101 y 46 Ma, que es la edad de los granitoides.

Las rocas volcánicas del complejo volcánico inferior comúnmente están propilitizadas y contiene algunos de los principales depósitos minerales del occidente de México. Estos cuerpos incluyen depósitos epitermales de metales preciosos en Tayoltita (que ha producido hasta 8 millones de onzas de oro y 400 millones de onzas de plata), La Silla y Cosala hacia el norte (aunque ahora sabemos, por datos nuevos reportados en este librito, que aquí hay mineralización más joven) y Pánuco.

Entorno tectónico

Las rocas volcánicas y batolíticas del supergrupo volcánico superior eran parte de un arco magmático continental que existió a lo largo del occidente de México desde hace al menos 100 Ma (Figura 1). Interpretamos el régimen de esfuerzos durante el lapso en que se emplazaron los batolitos como fuerte a moderadamente compresivo, con el esfuerzo máximo compresivo (σ_1) orientado ENE, reflejando la convergencia ENE entre las placas de Norte América y Farallón (Henry *et al.*, 1991). Esta interpretación está basada en gran parte en observaciones de las relaciones regionales hechas a lo largo de la porción meridional de la Cordillera, en donde las vetas y diques anteriores al Cenozoico medio tienen un rumbo ENE (Rehring y Heidrick, 1976; Price *et al.*, 1988; Henry *et al.*, 1991). En esta interpretación se supone que las vetas y diques se abrieron perpendiculares esfuerzo principal mínimo (σ_3) que, por tanto, era NNW y probablemente paralelo al esfuerzo principal máximo. Dos ejemplos de esto son: (1) las vetas ENE de metales preciosos de Tayoltita en el occidente de Durango, las que tienen una edad de 40 Ma (Smith y Hall, 1974; Smith *et al.*, 1982; Henry *et al.*, 1991) y (2) los diques ENE, probablemente relacionados a rocas batolíticas de 64 Ma, emplazados en rocas batolíticas más antiguas cercanas a San Ignacio (Henry y Fredrikson, 1987; Henry, 1989).

Se supone que el sistema de esfuerzos fue más compresivo al tiempo de emplazamiento de las rocas sin-tectónicas. La orientación de la foliación en esas rocas puede emplearse para hacer más inferencias acerca del sistema de esfuerzos en esta etapa temprana. Desafortunadamente, la mayoría de los afloramientos a lo largo de la zona costera de Sinaloa son cantos rodados residuales que en un sentido estricto han sido movidos. La transición a rocas post-tectónicas, hace aproximadamente 85 Ma, posiblemente refleja un cambio importante ya sea en la magnitud o en la orientación del sistema de esfuerzos.

SUPERGRUPO VOLCÁNICO SUPERIOR: IGNIMBRITAS RIOLÍTICAS DEL CAMPO VOLCÁNICO DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL

Introducción

El término “Sierra Madre Occidental” es comúnmente empleado para referirse a una entidad fisiográfica, que está formada por una planicie elevada (2,000 – 2,600 m s.n.m.) que se inclina suavemente hacia el oriente (Brand, 1937). Este altiplano carece de geoformas importantes con la excepción de grandes cañones erosionados en su margen occidental por los ríos que drenan hacia el Golfo de California. Analizando a los paisajes espectaculares que se ven en la ruta de esta excursión es fácil entender como el crecimiento rápido de esta red de drenaje ha hecho que la Sierra se contraiga desde su margen occidental.

Como es generalmente cierto, la fisiografía regional del occidente de México tiene una relación cercana con su geología, en este caso con el magmatismo y tectónica cenozoicos. El altiplano de la Sierra Madre Occidental está formado por una cubierta de rocas volcánicas del Terciario medio que alguna vez cubrieron gran parte del occidente de México (Figura 5). La Sierra Madre Occidental es la pieza más grande que se conserva de los productos del “fogonazo ignimbrítico” que afectó al oeste de América del Norte, desde el noroeste de los Estados Unidos hasta el extremo meridional de la Sierra Madre Occidental (Henry *et al.*, 2010, 2012). Esta cubierta probablemente fue semi-continua con campos volcánicos productos del fogonazo y que tienen rocas de la misma composición, acumuladas hacia el norte, a partir de vulcanismo del mismo estilo, en el suroeste de Nuevo México (campo volcánico Mogollon – Datil), el occidente de Texas (el campo volcánico de Trans-Pecos), las montañas de San Juan en Colorado y la Gran Cuenca. Los límites originales de su distribución permanecen sin ser determinados. Sin embargo, es claro que un campo volcánico de la Sierra Madre Occidental existió en áreas que se extienden a distancias significativas de lo que es ahora el altiplano que le da su nombre. Erosión y actividad tectónica subsecuente a la actividad en el campo volcánico han reducido su extensión y lo han fragmentado. El desarrollo de la extensión de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) durante el Neógeno ha definido y reducido sus límites occidental y oriental (Figura 6). Hoy día la Sierra Madre Occidental es un altiplano relativamente sin disectar, bordeado al oriente por los ramales Sonorense y

In southern Sinaloa, major areas of outcrop include along the Río Piaxtla from near Tayoltita to Ajoja, north of the Río Presidio in the foothills of the Sierra de los Frailes, and some rocks near Panuco and Copala along the Mazatlán-Durango highway (see Figures 11 and 27 for localities). One of the most thoroughly studied areas is near Tayoltita, where about 1200 m of dominantly rhyolitic rocks are overlain by about 800 m of andesitic rocks (Nemeth, 1976). Thick accumulations of locally coarse ash-flow tuff suggest caldera eruptions, but no calderas have been identified in the lower volcanic complex near Tayoltita or elsewhere.

The lower volcanic rocks are probably broadly contemporaneous with the granitic rocks, but more detailed study and dating are necessary to test this. In the Sierra del Registro, south of Durango City, andesite that has a single K-Ar age determination of 52 Ma underlies mid-Tertiary felsic volcanic rocks (McDowell and Keizer, 1977). The absence of lower volcanic rocks near the coast in areas of outcrop of syntectonic rocks suggests that the oldest volcanic rocks were eroded. The age of the lower volcanic rocks probably falls within the younger part of the 101 to 46 Ma age range of the granitic rocks.

Lower volcanic rocks are commonly propylitically altered and contain some of the major ore deposits of western Mexico. These include epithermal, precious metal deposits at Tayoltita (which may have produced as much 8 million ounces of gold and 400 million ounces of silver), La Silla, and Cosala to the north. Based on new information included in this guidebook, we now know that there is a younger minealization episode at Copala.

Tectonic Setting

The batholithic and volcanic rocks of the lower volcanic complex were part of a continental magmatic arc that existed along western Mexico since at least 100 Ma (Figure 1). We interpret the stress regime during emplacement of the batholithic rocks to have been highly to moderately compressive, with the maximum principal stress (σ_1) oriented east-northeast, reflecting east-northeast convergence between the North American and the subducting Farallon plate at the time (Henry et al., 1991). This interpretation is based in large part on regional relations throughout the southern Cordillera, where pre-mid-Cenozoic veins and dikes strike east-northeast (Rehrig and Heidrick, 1976; Price et al., 1988; Henry et al., 1991). The veins and dikes presumably opened perpendicular to the least principal stress (σ_3), which therefore was north-northwest, and probably parallel to the maximum principal stress. Two examples include (1) east-northeast-striking, 40-Ma-old, precious metal veins at Tayoltita in western Durango (Smith and Hall, 1974; Smith et al., 1982; Henry et al., 1991), and (2) east-northeast-striking dikes, probably related to 64-Ma-old batholithic rocks, that cut the batholithic rocks near San Ignacio (Henry and Fredrikson, 1987; Henry, 1989).

Stresses were presumably most compressive during

emplacement of the syntectonic rocks. The orientation of foliation in these rocks could be used to infer more about early stress orientations. Unfortunately, most outcrops in the coastal part of Sinaloa are residual boulders that are not strictly in place. The transition to posttectonic rocks about 85 Ma ago probably reflects a major change in either magnitude or orientation of the stress regime.

UPPER VOLCANIC SEQUENCE: RHYOLITIC IGNIMBRITES OF THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL VOLCANIC FIELD

Introduction

The term “Sierra Madre Occidental” is most commonly used to denote a physiographic entity, consisting of a high plateau (2,000–2,600 meters elevation) that slopes gently eastward (Brand, 1937). The plateau is relatively featureless, except for the spectacular canyons carved into its western margin by rivers draining into the Gulf of California. From the magnificent views afforded along our field trip route, it will be easy to understand how the rapid growth of this drainage network has been shrinking the Sierra along its western margin.

As is commonly true, the regional physiography of western Mexico bears a strong relationship to its geology, in this case Cenozoic magmatic and tectonic activity. The plateau of the Sierra Madre Occidental is occupied by a blanket of mid-Tertiary volcanic rocks that once covered much of western Mexico (Figure 5). The Sierra Madre Occidental volcanic field is the largest single part of the great “ignimbrite flareup” that affected western North America from the northwestern US to the southern end of the Sierra Madre Occidental (Henry et al., 2010, 2012). This cover was probably semi-continuous with other parts of the ignimbrite flareup, volcanic fields of similar age and style to the north in the US, in southwestern New Mexico (Mogollon-Datil volcanic field), west Texas (Trans-Pecos volcanic field), the San Juan Mountains of Colorado, and the Great Basin. The original boundaries to this distribution remain undefined. It is clear, however, that a contiguous Sierra Madre Occidental volcanic field once extended well beyond the margins of the plateau that gives it its name. Subsequently, erosion and tectonic activity have reduced the continuity of this field. Development of Basin and Range extension during the Neogene has defined and reduced the western and eastern boundaries of the plateau (Figure 6). Today the Sierra Madre Occidental is a relatively undissected plateau flanked to the east and west by the Sonoran and Chihuahuan branches of the southern Basin and Range tectonic province (Henry and Aranda-Gómez, 1992, 2000).

In an attempt to avoid confusion in the remainder of this article, the terms “Sierra Madre Occidental” and “Sierra” will be used when referring to the physiographic feature. When referring to the volcanic province, the terms “Sierra Madre Occidental volcanic field” and “SMOv.f.” will be used.

Chihuahuense de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000).

En un intento de evitar confusiones en el resto de este libreto guía, los términos “Sierra Madre Occidental” y “Sierra” serán empleados para referirse al rasgo fisiográfico. Cuando se haga referencia a la provincia volcánica se emplearán los términos “campo volcánico de la Sierra Madre Occidental” o “c.v.SMO”.

Campo volcánico de la Sierra Madre Occidental: el supergrupo volcánico superior

Aún con su extensión actual, el c.v.SMO es uno de los rasgos geológicos más sobresalientes del occidente de Norte América. El campo comprende un área de aproximadamente 250 km en sentido E-W y de 1,200 km en dirección N-S que está cubierta casi por completo por ignimbritas félsicas o por lavas máficas ligeramente más jóvenes que las ignimbritas. La relación de edad tan cercana de estas rocas félsicas y máficas es señalada por la ausencia de una discordancia tectónica y por la falta de un hiato estratigráfico entre ellas. Rocas anteriores al Terciario medio tienen afloramientos muy restringidos adentro del c.v.SMO. Estando parado en el centro del campo, la impresión es que éste está formada por una pila gruesa de ignimbritas que se extienden hasta donde alcanza el horizonte. Solo hay cantidades menores de lavas félsicas y acumulaciones locales de sedimentos que proveen de algo de variedad litológica. Solo el tamaño del campo plantea preguntas muy profundas. ¿Cuáles fueron los mecanismos que operaron a escala tan grande para generar este volumen enorme de magma félsico en un lapso tan breve? ¿Cuanto magma [basáltico] primario se requeriría para generarlo por cristalización fraccionada? O de manera alternativa, ¿cuánto calor fue transferido si se acepta un mecanismo de fusión parcial de la corteza? ¿Se transformó de manera radical la corteza continental subyacente durante este evento? ¿Cuál es la fábrica geológica debajo de esta cubierta de ignimbritas? Finalmente, ¿cuáles fueron las fuerzas tectónicas que produjeron en un intervalo de tiempo breve la actividad piroclástica catastrófica que ha sido nombrada el fogonazo (*flare-up*) ignimbrítico del Terciario medio?

Las respuestas definitivas a estas preguntas sólo podrán derivarse de una gran cantidad de información básica. Esta información acerca del c.v.SMO se ha acumulado en los últimos 35 años y aún así la investigación está aún en su fase inicial. La ruta de esta excursión nos llevará a través del c.v.SMO, a lo largo de una ruta cercana y paralela a la sección que fue cartografiada durante los primeros proyectos de cartografía geológica detallada. Cinco tesis de maestría (Waite, 1970; Wahl, 1973; Keizer, 1973; Swanson, 1974; Lyons, 1975) de la Universidad de Texas en Austin, mas una sexta tesis inconclusa, forman la base de la información estratigráfica para esta travesía y será discutida con más detalle en una sección posterior. Estos estudios fueron terminados antes de que hubiera cartas topográficas a escala 1:50,000 o fotografías aéreas de la región de México. Por tanto, los estudios deben considerarse como de

reconocimiento, de acuerdo a los estándares actuales. Como un ejemplo, cuando Waite trabajaba en la parte de las barrancas en el lado occidental de la travesía, él empleaba un perfil topográfico de la carretera libre (MEX 40) para controlar su sección. A pesar de estas limitaciones, los estudios alrededor de la ciudad de Durango documentaron la primera caldera en el c.v.SMO (Swanson *et al.*, 1978).

Estudios posteriores en una región más al norte, en la parte central y occidental de Chihuahua, hechos por el grupo de la Universidad de Texas en Austin y por otros, aumentaron grandemente nuestro conocimiento acerca del c.v.SMO. Al tiempo que el trabajo de la Universidad de Texas seguía haciendo énfasis en estratigrafía y geocronología de K-Ar, aumentó la disponibilidad de cartas topográficas escala 1:50,000 y de fotografías aéreas. Otros trabajadores se enfocaron en áreas más pequeñas o estudios regionales de carácter geoquímico y petrológico, los cuales eran menos dependientes de un programa de cartografía geológica sistemática. Estos distintos tipos de investigación fueron fundamentales para profundizar el conocimiento de la

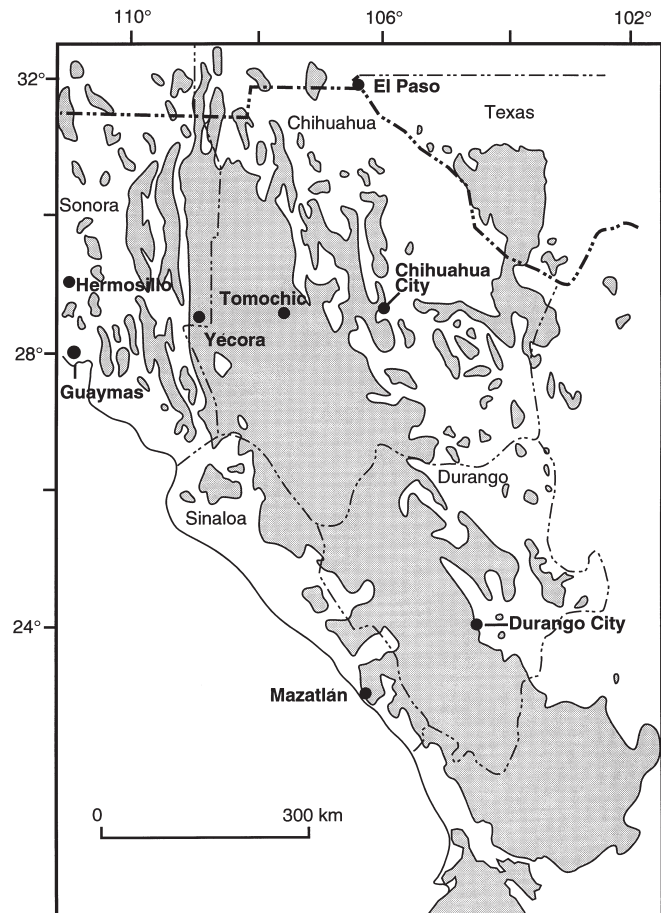


Figura 5. Mapa que muestra de manera generalizada la distribución de rocas volcánicas félsicas del Terciario medio en el occidente de México y región aledaña en los Estados Unidos. El campo volcánico Mogollon – Datil del SW de Nuevo México se ubica inmediatamente al norte del área mostrada cerca del meridiano 108°W. / Figure 5. Generalized distribution map for mid-Tertiary felsic volcanic rocks in western Mexico and adjacent portions of the United States. The Mogollon-Datil volcanic field of southwestern New Mexico is immediately to the north of the area shown and near longitude 108° W.

Sierra Madre Occidental Volcanic Field: upper volcanic supergroup

Even with its present-day extent the SMO v.f. is one of the most remarkable geologic features of western North America. The field includes an area of approximately 250 km E-W by 1,200 km N-S (Figure 5) that is blanketed almost entirely by felsic ignimbrites or by slightly younger mafic lavas. The close age relationship of these felsic and mafic rocks is indicated by a general lack of tectonic discordance and the absence of a stratigraphic break between them. Pre-mid-Tertiary rocks have extremely limited exposure within the SMO v.f. Within its interior portion, the impression is of a thick stack of ignimbrites piled one on the other and extending to the visible horizon. Only lesser volumes of felsic lavas and local accumulations of volcanoclastic sediments provide lithologic variety. The mere size of this field begs profound questions. What mechanism can have operated on such a grand scale as to generate this volume of felsic magma in such an apparently short time? How much parental magma would be required for generation by fractional crystallization, or conversely how much heat transfer is implied by a crustal melting mechanism? Was the underlying continental (?) crust fully transformed during this event? What is the infrastructure to this ignimbrite cap? How are the capping mafic lavas related, if at all, to the ignimbrites? And finally, what tectonic forces can have produced this brief interval of catastrophic pyroclastic activity that has come to be known as the mid-Tertiary ignimbrite flare-up?

Definitive answers to such questions can only evolve from a large quantity of basic information. Yet such information has been accumulating for the SMO v.f. only for the past 35 years, and studies are still in their discovery phase. The route of our field trip will take us across the SMO v.f. parallel the traverse used during the first detailed mapping projects. Five theses by Masters students (Waite, 1970; Wahl, 1973; Keizer, 1973; Swanson, 1974; Lyons, 1975) at the University of Texas at Austin (plus a sixth not completed) comprise the stratigraphic information for the traverse and will be discussed more fully in a later section. These studies were completed before the availability of 1:50,000 topographic base maps and systematic aerial photographic coverage for this part of Mexico. As a result the studies must be considered

reconnaissance by today's standards. While working in the western "Barranca" portion of the traverse, Waite used a highway elevation profile to control his section! Despite these handicaps, studies in the Durango City area documented the first caldera source within the SMO v.f. (Swanson et al., 1978).

Subsequent studies to the north across central and western Chihuahua by the group at The University of Texas at Austin and by others have greatly increased our knowledge of the SMO v.f. While the UT work continued to emphasize basic volcanic stratigraphy and K-Ar geochronology, the benefit of increased availability of air photos and 1:50,000 topographic sheets was profound. Other workers either focused upon smaller areas or upon regional chemical and petrologic inquiries that were less dependent upon systematic mapping. This variety of approaches has been vital for gaining insight into the make-up of this vast volcanic province.

These investigations have emphasized primarily the ignimbrites and their caldera sources. The ignimbrites are the most convenient and useful stratigraphic markers, are the easiest rocks to date and analyze chemically, and the calderas provide interesting structural problems. Lesser attention has been paid to small felsic plugs, discontinuous felsic flows, and intermediate to mafic composition lavas. Some of these, however, hold clues to understanding the origin of the ignimbrites.

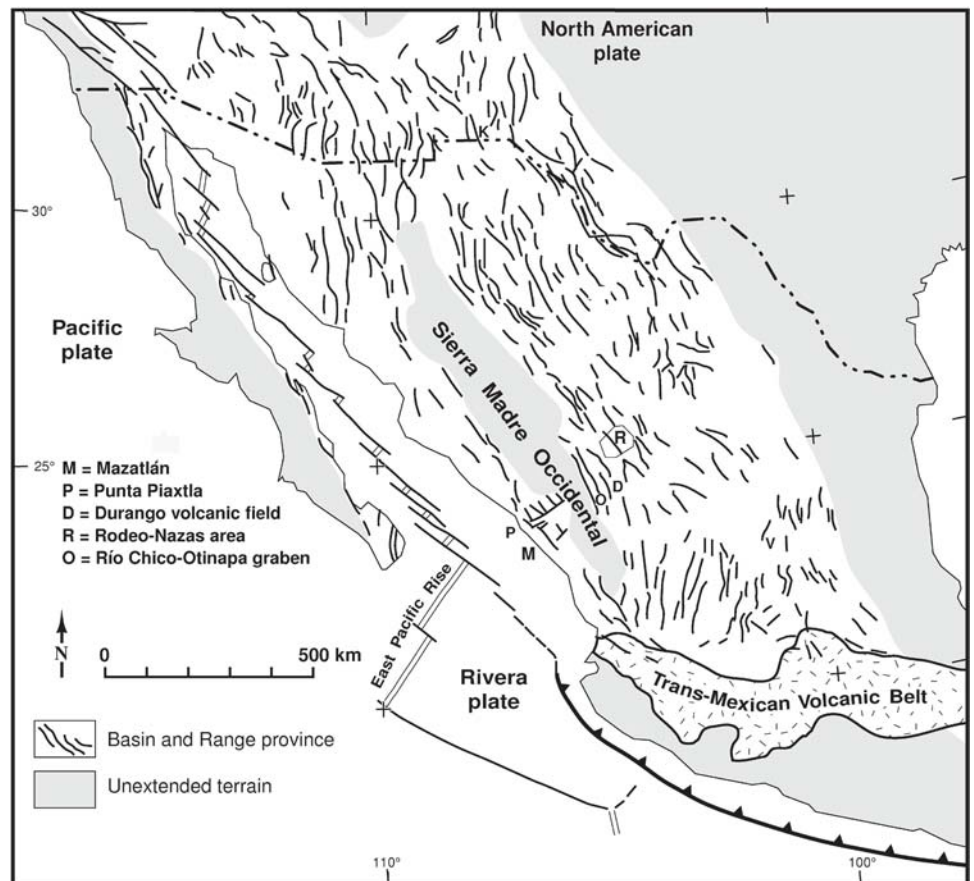


Figura 6. Distribución de las fallas normales del Cenozoico medio y tardío en el norte de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992). / Figure 6. Distribution of mid- to late-Cenozoic normal faults in northern Mexico (Henry and Aranda-Gómez, 1992).

fábrica fundamental de esta vasta provincia volcánica. Estas investigaciones hicieron énfasis principalmente en las ignimbritas y en las calderas en donde se originaron. Las ignimbritas son los marcadores estratigráficos más útiles, ya que son las rocas fáciles de fechar y analizar químicamente, y las calderas representan problemas estructurales interesantes. Se ha puesto menos atención en troncos félsicos pequeños, en los derrames félsicos discontinuos y en las lavas máficas e intermedias. Sin embargo, algunos de estos rasgos pueden brindar claves para comprender el origen de las ignimbritas.

Una sección estratigráfica representativa del c.v.SMO incluye cerca de 1,000 m de espesor de ignimbritas riolíticas o riocáciticas, con cantidades menores de lavas félsicas asociadas y de depósitos volcanoclásticos delgados (McDowell y Clabaugh, 1979). Comúnmente, todas las unidades principales adentro de una sección fueron emplazadas en un intervalo breve del Terciario medio, posiblemente a partir de una sola caldera o complejo de calderas. El diámetro característico de las calderas es de 20 – 30 km y se cree que en el c.v.SMO quedan muchas por identificar (Swanson y McDowell, 1984; Swanson *et al.*, 2006). Sobre una gran porción de la región ocupada por la Sierra las ignimbritas fueron emplazadas en un intervalo de tiempo notablemente corto, entre 38 y 28 Ma. En la parte meridional del c.v.SMO hay un segundo paquete de ignimbritas que fueron emplazadas en el lapso ~24 y 18 Ma (Ferrari *et al.*, 2002; 2013). Acumulaciones más delgadas (<300 m) de lavas máficas (andesita basáltica) se encuentran en muchos lugares sobreyaciendo o intercaladas con las ignimbritas más jóvenes (Cameron *et al.*, 1989; Murray *et al.*, 2013). Generalmente estas lavas cuando mucho son uno o dos millones de años más jóvenes que las rocas félsicas que las subyacen (Cameron *et al.*, 1989; Ferrari *et al.*, 2013). En algunas localidades en el núcleo del c.v.SMO, en donde la base de la sucesión ignimbrítica está expuesta, se observan lavas de composición intermedia (¿andesitas?) debajo de ellas. El fechamiento isotópico de esas rocas solo es posible en las unidades mejor preservadas, pero en el centro volcánico de Tomóchic (Figura 5) llegan a ser tan antiguas como 40 Ma (Wark *et al.*, 1990). A falta de fechas numéricas, asignar una edad estratigráfica es difícil porque generalmente las rocas están alteradas y porque también hay andesitas asociadas con el complejo volcánico inferior.

A lo largo del borde oeste del c.v.SMO las ignimbritas descansan de manera discordante sobre los plutones del batolito Sinaloa-Sonora o sobre de sus equivalentes volcánicos. En el lado oriental del c.v.SMO, las ignimbritas descansan directamente sobre caliza del Cretácico temprano deformada durante la orogenia Laramide, o descansan sobre unidades sedimentarias clásticas del Terciario temprano. Cartografía y geocronología a lo largo del flanco oriental de la Sierra, cerca de la ciudad de Chihuahua y la parte norte de Durango (Nazas) ha documentado sucesiones gruesas de ignimbritas más antiguas (40 – 50 Ma), además de aquellas del Oligoceno (McDowell y Mauger, 1994; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Gans, 1997; Loza-Aguirre *et al.*, 2012). Estos datos, junto con los de otras localidades, sugieren que el campo volcánico del occidente de México tuvo una extensión, si no un volumen,

comparable durante el Eoceno que aquel del campo volcánico del Oligoceno.

En la porción noroccidental de la Sierra, a lo largo de las secciones de Durango-Mazatlán y de Chihuahua, el vulcanismo ignimbrítico persistió al menos hasta los 23 Ma. Cerca de Yécora, en el occidente de Chihuahua, una sucesión menos gruesa de ignimbritas de 24 Ma está intercalada con flujos de lava masivos de andesita basáltica ((Bockoven, 1980; McDowell, inédito). En el oeste de Durango, a lo largo de la ruta de nuestra excursión (véase más adelante), una sucesión gruesa de ignimbritas (ca. 1,000 m) fue emplazada a los 23.5 – 24 Ma (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y McIntosh, 2012). Una sucesión con un espesor parecido fue extravasada entre ~21 y 18 Ma de un conjunto de calderas en la región de la Mesa del Nayar y forma la cubierta superior en la mayor parte del norte de Nayarit y porciones del noroeste de Jalisco (Ferrari *et al.*, 2002; 2013). Las facies distales de este fogonazo ignimbrítico más joven han sido documentadas en la parte meridional de Baja California Sur (Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2001). Cerca de Yécora, en el occidente de Chihuahua, está expuesta una sucesión menos gruesa de ignimbritas de 24 Ma, intercaladas con flujos de lava masivos de andesita basáltica (Bockoven, 1980; McDowell, inédito).

Considerándolo como un todo, el magmatismo asociado al c.v.SMO fue emplazado en un lapso de cerca de 28 Ma, entre 46 y 18 Ma. Este lapso incluye a las andesitas precursoras, dos fases mayores de ignimbritas y el emplazamiento de las lavas máficas de la cubierta. Actividad del Neógeno más joven en los lados occidental y oriental de la Sierra representa un vulcanismo independiente, relacionado con el desarrollo de la parte meridional de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992; McDowell y Roldán-Quintana, 1991; McDowell y McIntosh, 2012; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2013).

Las rocas volcánicas del Terciario medio expuestas a lo largo de la carretera Durango-Mazatlán

Las rocas volcánicas félsica expuestas a lo largo de la carretera Durango-Mazatlán pueden agruparse en dos secuencias distintas (McDowell y Keizer, 1977). En el lado occidental de la Sierra Waitt (1970) y Wahl (1973) cartografiaron las secciones del Espinazo del Diablo y El Salto (Figura 7). El trabajo inédito de Barret también incluye esta secuencia. Hacia el oriente, la secuencia volcánica de Durango (28-32 Ma) fue estudiada por Waitt (1970), quien cartografió dos áreas separadas en la Sierra, y por Keizer (1973), Swanson (1974) y Lyons (1975).

La base de la sección volcánica del Terciario medio solo está expuesta en los márgenes de la Sierra. En el lado occidental, Henry y Fredrikson (1987) describieron una unidad inferior formada por derrames de lava andesítica, capas rojas y conglomerados gruesos, que cerca de Potrerillos está expuesta en la carretera conforme se asciende hacia el altiplano. Dado que esta es una región caracterizada por bloques limitados por fallas y porque las litologías de las unidades en el complejo volcánico inferior son similares entre sí, la naturaleza y ubicación

A typical stratigraphic section within the SMO v.f. includes about 1,000 m of rhyodacitic to rhyolitic ignimbrites, with minor associated felsic lavas and thin volcanoclastic horizons (McDowell and Clabaugh, 1979). Commonly, all of the major units from a section were emplaced within a brief interval of the mid-Tertiary, perhaps from a single caldera or caldera complex. The calderas are typically 20-30 km in diameter, and many remain to be identified (Swanson and McDowell, 1984; Swanson et al., 2006). Over much of the region ignimbrites were emplaced within a remarkably short period of time, from 38 to 28 Ma. In the southern third of the SMO v.f. a second package of ignimbrites was emplaced between ~24 and 18 Ma (Ferrari et al., 2002; 2013). Thinner (< 300 m) sections of mafic (basaltic andesite) lavas are found above or intercalated with the youngest ignimbrites in many places (Cameron et al., 1989; Murray et al., 2013). Generally these are at most one or two million years younger than the felsic rocks immediately beneath them (Cameron et al., 1989; Ferrari et al., 2013). At a few locations within the core of the SMO v.f., where the base of the ignimbrite sequence is exposed, lavas of intermediate (andesitic?) composition are present beneath them. Dating is possible only in the best preserved of these units, but at the Tomóchic Volcanic Center (Figure 5) they are as old as 40 Ma (Wark et al., 1990). In the absence of ages, stratigraphic assignment is difficult, because of their generally altered condition and because andesites are associated with the volcanic component of the lower volcanic complex as well.

Along the western margin of the SMO v.f. the ignimbrites rest unconformably upon plutons of the Sinaloa-Sonora batholith or their volcanic equivalents. On the eastern side they rest directly upon Early Cretaceous limestones folded during the Laramide compressional orogeny, or upon Early Tertiary clastic sedimentary units. Mapping and geochronology along this eastern flank near Chihuahua City and in northern Durango State (Nazas) have documented thick sequences of older ignimbrites (40-50 Ma), in addition to those of Oligocene age (McDowell and Mauger, 1994; Aguirre-Díaz and McDowell, 1991; Gans, 1997; Loza-Aguirre et al., 2012). Together with scattered ages in this range from other localities, these occurrences suggest that the volcanic field in western Mexico during the Eocene may have been comparable in extent, if not in volume, to that of the Oligocene

In the northwestern portion of the Sierra, along both the Chihuahuan transects, ignimbritic volcanism persisted until at least 23 Ma. Near Yécora, in western Chihuahua, a lesser thickness of 24 Ma ignimbrites is intercalated with massive lava flows of basaltic andesite (Bockoven, 1980; McDowell, unpublished). In western Durango, along the route of our excursion (see below), a thick (ca 1,000 m) section of ignimbrites was emplaced at 23.5-24 Ma (McDowell and Keizer, 1977; McDowell and McIntosh, 2012)). A similarly thick section was outpoured between ~21 and 18 Ma from a series of calderas in the Mesa del Nayar area and caps most of northern Nayarit reaching also parts of north-western Jalisco (Ferrari et al., 2002; 2013). Distal facies of this younger ignimbrite flare up

are also found in southern Baja California (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001).

Taken as a whole, the magmatism associated with the Sierra Madre Occidental volcanic field was emplaced in a span of about 28 Ma, from 46 to 18 Ma. This interval includes precursor andesites, the two major ignimbrite phases, and emplacement of capping mafic lavas. Younger Neogene activity at the western and eastern sides represents unrelated volcanism associated with development of the southern Basin and Range (Henry and Aranda-Gómez, 1992; McDowell and Roldán-Quintana, 1991; McDowell and McIntosh, 2012; Ferrari et al., 2013).

Mid-Tertiary Volcanic rocks along the Durango-Mazatlán highway

The felsic volcanic rocks displayed along the Durango-Mazatlán highway include two distinct sequences (McDowell and Keizer, 1977). On the western side of the Sierra, Waitt (1970) and Wahl (1973) mapped the Espinazo del Diablo and El Salto sections (Figure 7). The unpublished work of Barrett

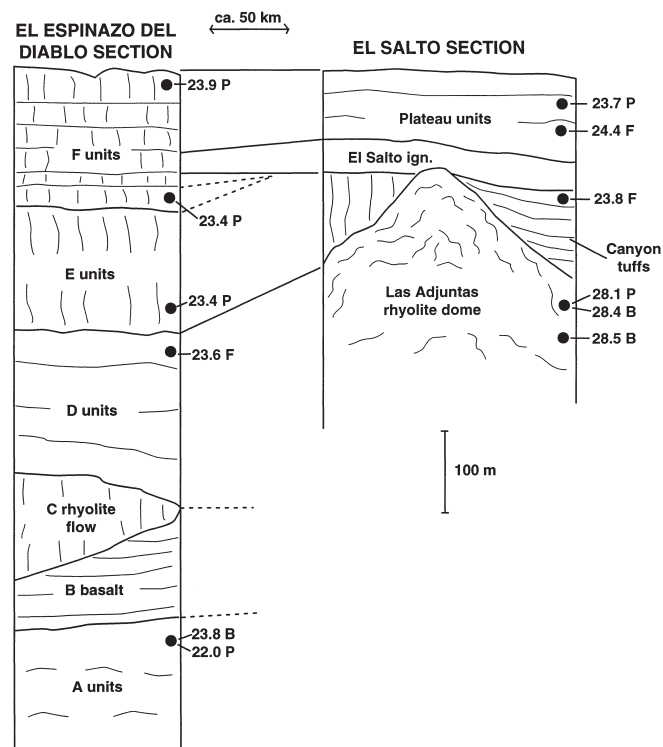


Figura 7. Columnas estratigráficas generalizadas y compuestas para las secciones de El Espinazo del Diablo y El Salto, mostrando la correlación entre las unidades. Tomada de McDowell y Keizer (1977) y basada en los mapas de Waitt (1970) y Wahl (1973). Las edades K-Ar originalmente publicadas por McDowell y Keizer fueron recalculadas empleando las constantes que están ahora en uso. F = feldespató alcalino, P = plagioclasa, B = biotita. / Figure 7. Composite and generalized stratigraphic columns for the Espinazo del Diablo and El Salto sections, showing stratigraphic correlations. After McDowell and Keizer (1977) and based on the mapping of Waitt (1970) and Wahl (1973). K-Ar ages, originally published in McDowell and Keizer, have been recalculated with decay constants that are in current use. F - alkali feldspar; P - plagioclase; B - biotite.

de este contacto no es evidente. Sin embargo, es probable que las unidades más jóvenes hayan sido acumuladas arriba de una discordancia mayor que representa un hiato de al menos 10 Ma. En el lado oriental de la Sierra, las rocas volcánicas del Terciario medio generalmente descansan de manera discordante sobre rocas cretácicas plegadas. En algunos lugares existe un depósito clástico discontinuo (*i.e.*, el Conglomerado Ahuichila) que ocupa esta posición estratigráfica. En la Sierra del Registro, al sur de la ciudad de Durango, una secuencia de rocas volcánicas del Terciario medio sobreyace a capas de andesita, para las que se tiene una sola edad K-Ar de 52 Ma (McDowell y Keizer, 1977). Existen pocos afloramientos documentados de rocas del complejo volcánico inferior en la parte oriental de la Sierra en las cercanías de Durango (Nieto-Samaniego, 2012).

En los primeros estudios ubicados en el extremo occidental de los afloramientos del supergrupo volcánico superior, Waitt (1970) describió seis unidades cartográficas que llamó de la A a la F (Figura 7 y 28). Las edades K-Ar de toda la sección se agrupan alrededor de 23.5 Ma (McDowell y Keizer, 1977 – nótese que en este trabajo los datos de las fechas originales fueron re-calculados empleando las constantes de decaimiento que se emplean ahora. También véanse edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nuevas publicadas por McDowell y McIntosh, 2012). Las edades son iguales adentro de las incertidumbres analíticas y no muestran una relación clara respecto a su ubicación estratigráfica. Aparentemente toda la sección fue emplazada en un lapso breve, quizá menor a 0.5 Ma. Esto plantea la posibilidad de que toda la sección haya sido extravasada a partir de una sola fuente, aunque a la fecha no se ha identificado ninguna fuente volcánica en la región aledaña. No se han cartografiado las rocas que subyacen a la unidad A, que posiblemente es un conjunto heterogéneo de tobas e ignimbritas. La unidad B (basáltica) y C (riolítica) son lavas masivas. Las unidades D, E y F constituyen una sucesión concordante de ignimbritas. D y F son unidades relativamente delgadas, mientras que E es una unidad masiva con juntas columnares.

La sección estratigráfica cartografiada por Waitt se extiende a lo largo de 50 km a lo largo de la carretera libre y se acuña contra un domo masivo de riolita (el domo Las Adjuntas), que tiene tres edades de K-Ar de 28 Ma (McDowell y Keizer, 1977) y una edad U-Pb de 29.3 Ma (Ferrari *et al.*, 2013, Figura 7). El domo se encuentra adentro del extremo occidental del área cartografiada por Wahl (1973). Wahl empleó un conjunto distinto de nombres estratigráficos para describir la sucesión estratigráfica de El Salto, pero él pudo correlacionar su parte superior (es decir sus unidades *Plateau* y la ignimbrita subyacente El Salto) con las unidades F-3 y F-6 de Waitt. Aparentemente, el domo Las Adjuntas, con un diámetro de 5 km fue una barrera infranqueable para el movimiento lateral de muchos de los flujos piroclásticos que originaron a la sucesión expuesta en la base de la sección El Espinazo – El Salto (Figura 7). Debajo de la ignimbrita El Salto, la sección de Wahl está dominada por una ignimbrita masiva que varía en textura desde una toba sin soldar a una toba moderadamente soldada (*Canyon tuff*) que puede llegar a tener un espesor de 300 m. Las edades K-Ar para las rocas de la sección El Salto, incluyendo al *Canyon tuff*, no

son diferenciables de aquellas en la sección de Waitt (Figura 7). Wahl identificó una toba más antigua durante sus trabajos de reconocimiento en los cañones profundos más al oriente. Sin embargo, no se identificó la base de la sección El Salto. Trabajo de reconocimiento más reciente en el valle del Río Presidio indica que la sección El Salto yace en discordancia angular sobre una secuencia gruesa dominada por ignimbritas intercaladas con algunas andesitas con edades del Eoceno tardío y del Oligoceno temprano que se inclinan hacia el ENE (Ferrari *et al.*, 2013). Nosotros observaremos esta sección en una vista panorámica durante el segundo día de la excursión.

Wahl continuó su sección hacia el oriente del poblado El Salto, por una distancia total de 50 km de la carretera libre. Al este del poblado, los afloramientos en los valles son principalmente del *Canyon Tuff*, que sin duda es una unidad heterogénea. El resto de la sección de Wahl está formado por unidades horizontales. En general, la carretera antigua está ubicada sobre una superficie desarrollada en la ignimbrita El Salto, pero hay afloramientos aislados de las ignimbritas *Plateau* que se presentan en el área. La unidad más joven es un “tapón” (*plug*) basáltico alterado, que tiene un espesor de al menos 200 m y presenta amígdulas numerosas y brechas asociadas. El tapón alimentó a derrames de lava expuestos en su flanco oriental. El extremo oriental del área cartografiada incluye a un domo riolítico masivo de Llano Grande. Éste domo es similar en aspecto al de Las Adjuntas, pero es más joven ya que se emplazó a través de las tobas *Canyon*.

La sección cartografiada por Wahl (1973) puede extrapolarse hacia el oriente debajo de un altiplano prominente (Mesa El Madroño) que está formado por una sucesión de derrames de basalto de aproximadamente 12 Ma, posiblemente correspondientes a la Formación Metates (que se discute más adelante). El área que se extiende por casi 30 km al oriente de esta mesa es el área oriental (Tepalcate – Navíos, véase Figura 31) de las dos áreas cartografiadas por Waitt (1970) en su estudio pionero. En ella están expuestas las unidades superiores de la secuencia volcánica de Durango de 32 a 28 Ma (Figura 8). Los basaltos más jóvenes de la Mesa El Madroño enmascaran una discontinuidad estratigráfica significativa, que a la fecha no ha sido investigada. A lo largo de la carretera libre las relaciones fundamentales están cubiertas, pero afloramientos críticos para la interpretación posiblemente estén expuestos en los cañones ubicados al norte y sur de la carretera libre. Los espesores mayores, tanto las unidades de 23 Ma como las unidades de 28 Ma, expuestas al mismo nivel topográfico exigen la presencia de una falla mayor en el área. Ferrari *et al.* (2013) propusieron un sistema de fallas normales importante, que llamaron Tayoltita – Pueblo Nuevo, y que pasa entre El Salto y el domo Las Adjuntas. Este sistema de fallas es más antiguo que la secuencia de El Salto, que rellenó a la depresión tectónica ubicada al oeste. Esto explica por qué la secuencia de El Salto tiene un espesor de 1000 m al occidente de El Salto, pero al oriente, en donde solo tres de las unidades estratigráficas superiores pueden identificarse, solo tiene un espesor de 350 m.

La parte superior de la secuencia volcánica de Durango

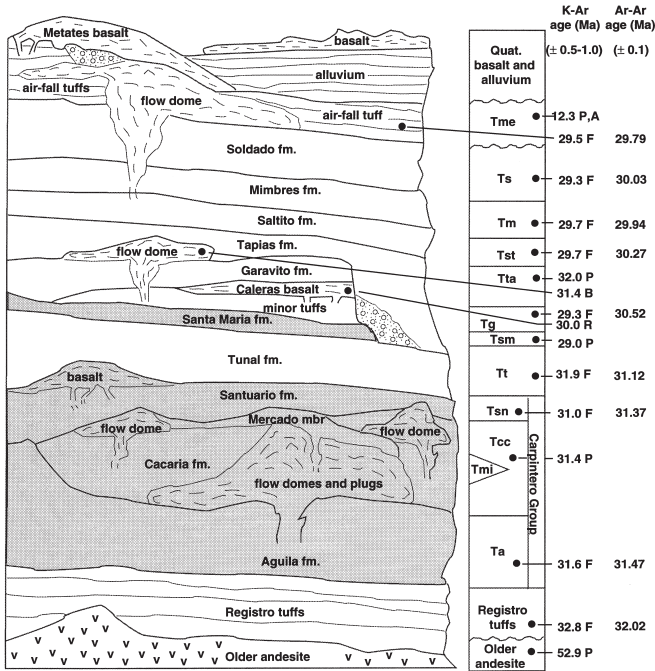


Figura 8. Columna estratigráfica generalizada de la secuencia volcánica de Durango, modificada de McDowell y Keizer (1977) y basada en los mapas de Keizer (1973), Swanson (1974) y Lyons (1975). El espesor compuesto de la sección es de aproximadamente 1,000 m. Las unidades félsicas fueron extravasadas de la caldera de Chupaderos aparecen sombreadas. Las edades K-Ar originalmente publicadas por McDowell y Keizer fueron recalculadas empleando las constantes que están ahora en uso. F = feldspato alcalino, P = plagioclasa, B = biotita, A = anfíbol, R = roca total. / Figure 8. Generalized stratigraphic column for the Durango Volcanic Sequence, modified from McDowell and Keizer (1977), and based on mapping by Keizer (1973), Swanson (1974), and Lyons (1975). Composite thickness for section is approximately 1,000 m. Felsic units erupted from the Chupaderos caldera complex are shaded. K-Ar ages have been recalculated. F - alkali feldspar; P - plagioclase; B - biotite; A - amphibole; R - total rock.

also includes this sequence. To the east the 28-32 Ma Durango volcanic sequence (Figure 8) has been studied by Waitt (1970), who mapped two separate areas in the Sierra, and by Keizer (1973), Swanson (1974), and Lyons (1975).

The base of the mid-Tertiary volcanic section is exposed only around the margins of the Sierra. On the west side, Henry and Fredrikson (1987) described a lower unit of andesitic lava flows, red beds, and coarse conglomerate, that is exposed along the highway ascending the plateau, in the vicinity of Potrerillos. Because this is an area of Late Tertiary block faulting, and because the underlying units of the lower volcanic complex are similar in lithology, the nature and location of the contact is obscure. However, it is likely that the younger rocks were deposited upon a major unconformity that represents a time gap of at least 10 Ma. On the east side of the Sierra, mid-Tertiary volcanic rocks are generally found resting unconformably upon folded Cretaceous sedimentary rocks. In places a discontinuous coarse clastic deposit (Ahuichila Conglomerate) occupies this interval. In the Sierra del Registro, south of Durango City, a sequence of mid-Tertiary felsic volcanic rocks rests upon andesitic strata, for which a single K-Ar age determination is 52

Ma (McDowell and Keizer, 1977). There are few documented occurrences of the lower volcanic complex to the east of the Sierra (Nieto-Samaniego et al., 2012).

In the westernmost and earliest of the studies of the upper volcanic supergroup, Waitt (1970) described six map units which he labelled A through F (Figure 7 and 28). The section is essentially flat-lying, with minimal faulting. K-Ar ages for the entire section cluster at 23.5 Ma (McDowell and Keizer, 1977 -Note: the published ages have been recalculated with decay constants in current use. See also new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages published by McDowell and McIntosh, 2012). The ages are indistinguishable within analytical error, and show no relationship to stratigraphic position. Apparently, the entire section was emplaced within a very brief period, perhaps less than 0.5 Ma. This raises the possibility that the entire section was erupted from a single source, although no source area has yet been identified for any portion of the section. No base was mapped for the oldest unit (A), which probably is a heterogeneous collection of tuffs and ignimbrites. Units B (basaltic) and C (rhyolitic) both are massive lava units. Units D, E, and F comprise a conformable sequence of ignimbrites, D and F being relatively thin units, whereas E is a massive columnar-jointed unit.

The section mapped by Waitt extends along the old highway for about 50 kilometers, and pinches out eastward against a massive dome of rhyolite (Las Adjuntas dome), which has three K-Ar ages of 28 Ma (McDowell and Keizer, 1977) and a U-Pb of 29.3 Ma (Ferrari et al., 2013) (Figure 7). The dome is within the western portion of the area mapped by Wahl (1973). Wahl used a different set of names for his El Salto section, but he was able to correlate the upper portion (his Plateau and the underlying El Salto ignimbrite) with the F-3 through F-6 units of Waitt. Apparently, the 5 km-diameter Las Adjuntas dome was a formidable barrier to lateral flow for many of the lower units of the Espinazo - El Salto section (Figure 7). Below the El Salto ignimbrite, Wahl's section is dominated by a massive non- to moderately welded unit (Canyon Tuff), which is up to 300 m thick. K-Ar ages for the El Salto section, including the Canyon Tuff, are indistinguishable from those from Waitt's section (Figure 7). Wahl noted an older tuff in reconnaissance into deep gorges farther to the east. Nevertheless, no base was identified for the El Salto section. More recent reconnaissance work in the Rio Presidio valley indicate that the El Salto section lies in angular unconformity over a thick ENE tilted section of ignimbrites and less andesites of late Eocene to early Oligocene age (Ferrari et al, 2013). We will observe this section in a panoramic view during the second day of the excursion.

Wahl continued his section eastward past the town of El Salto for a total highway distance of about 50 km. East of the town, exposures in valleys are mainly of the Canyon Tuffs, which is undoubtedly a heterogeneous unit. The section continues to be essentially flat-lying. The highway generally follows a surface within the El Salto ignimbrite, and isolated remnants of the Plateau ignimbrites are scattered throughout the area. The youngest unit is an altered basaltic plug, at least 200 m thick with numerous filled vesicles and marginal breccias. The plug feeds flows exposed on its east side. The eastern margin of

en la región Tepalcates – Navíos (Figura 31) incluye una sucesión de ignimbritas félsicas, generalmente concordantes, suavemente inclinadas. Waitt cartografió una sucesión de 15 unidades (sus T0 a T14), mientras que Keizer (1973) y Swanson (1974) correlacionaron a estas unidades con rocas ubicadas hacia el oriente y las agruparon en siete unidades mayores (Figura 8). La ausencia de horizontes sedimentarios, así como la preservación de las cimas sin soldar de las ignimbritas son evidencias del emplazamiento rápido de la sucesión. Muchas de estas unidades alcanzaron al este hasta la región de la ciudad de Durango, en donde se depositaron de manera discordante sobre las unidades extravasadas por la Caldera de Chupaderos. Los componentes más jóvenes de la secuencia volcánica de Durango han sido preservadas al oriente de Navíos en el área del Río Chico (Figura 9). Ahí derrames y tapones riolíticos pequeños han sido desplazados hacia abajo por fallas normales de Cuencas y Sierras y son cubiertas parcialmente por basaltos de la Formación Metates (véase abajo).

La base de la secuencia volcánica de Durango está expuesta principalmente en la vecindad de la ciudad de Durango y es dominada por unidades extravasadas por el complejo de la Caldera de Chupaderos (Swanson *et al.*, 1978). El diámetro del complejo se ha estimado en 40 – 50 km, pero su mitad oriental está parcialmente sepultada por los basaltos cuaternarios del Campo Volcánico de Durango y por aluvión. La caldera produjo dos sábanas mayores y una menor de ignimbritas en tres episodios de actividad y colapso. La actividad inicial expulsó a la ignimbrita de la Formación El Águila, que es una toba vítrea rica en cristales (hasta con 50% de fenocristales). La erupción aparentemente se originó en un conducto central con un diámetro de 8 km caracterizado por una brecha formada por autolitos (*i.e.* xenolitos derivados de rocas más antiguas, pertenecientes a la misma cámara magmática y que tienen una relación genética con la misma) de la unidad Águila. Esta erupción fue seguida por el colapso de una caldera más amplia que formó una depresión que posteriormente sería rellenada por la toba intracaldera Águila y por la unidad suprayacente que es Formación Cacaria.

La unidad Cacaria es heterogénea y está compuesta por rocas volcánicas y sedimentarias. Incluye derrames de lava

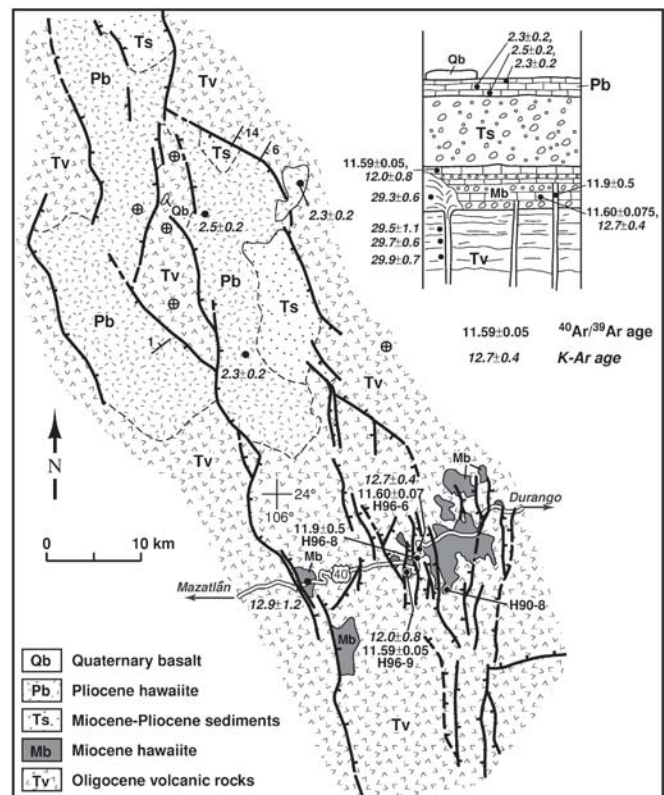
menores, tobas de caída, depósitos volcanoclásticos y tapones pequeños. La formación tiene un potencial económico considerable en forma de depósitos de casiterita y el depósito de hierro bien documentado de Cerro de Mercado, que se ubica en la ciudad de Durango. La unidad Cacaria fue acumulada durante una etapa de resurgencia de la caldera y se engrosa hacia afuera del centro de la caldera, alcanzando un espesor de 300 m en su margen externo.

La segunda erupción mayor de la caldera produjo la Formación Santuario, una toba con cristales y matriz vítrea soldada. La extravasación de Santuario fue de un sistema de bocas distribuido en el área de la caldera y hubo poco colapso. Edades preliminares de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Figura 8, McDowell y McIntosh, inéditas) indican que el intervalo de tiempo entre estas dos erupciones, que debió incluir el depósito de la Formación Cacaria, pudo haber sido tan breve como 15,000 años.

Actividad posterior de la caldera fue a menor escala. Uno de los miembros de la parte superior de la secuencia volcánica de Durango, la Formación Santa María, que es una delgada ignimbrita vítrea soldada, fue extravasada de una zona de colapso con un diámetro de 16 km en el centro de la caldera. Ésto fue seguido por la erupción del Basalto Caleras del borde meridional de ésta caldera interna. El emplazamiento de estas lavas máficas inmediatamente después del colapso de la caldera, permite la posibilidad de que éste magma máfico haya estado presentes en los niveles más profundos de la cámara magmática de Chupaderos, al menos en las últimas etapas de su desarrollo.

Las edades K-Ar publicadas (recalculadas) para la secuencia volcánica de Durango oscilan entre 33 y 29 Ma

Figura 9. Mapa geológico simplificado del graben del Río Chico-Otinapa, occidente de Durango. Aunque la depresión está bordeada por fallas en los lados oriental y occidental, el graben es asimétrico, con mayor desplazamiento en el sistema de fallas del lado oriental. Las rocas volcánicas del Terciario medio son horizontales o están suavemente inclinadas hacia el este. Hawaiitas del Mioceno en la parte meridional del graben, a lo largo de la carretera [libre] 40 están inter-estratificadas con las gravas de relleno de graben más antiguas. Edades K-Ar (McDowell y Keizer, 1977; Aranda-Gómez *et al.*, 1997) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Henry y Aranda-Gómez, 2000) indican que la extensión inició hace 12 o 13 Ma. / Figure 9. Simplified geologic map of the Rio Chico-Otinapa graben, western Durango. Although fault-bounded on both east and west sides, the graben is asymmetric, with greater displacement along the eastern boundary fault system. Mid-Tertiary volcanic rocks are flat-lying to gently east tilted. Miocene hawaiites in the southern part of the graben along Highway 40 are interbedded with the stratigraphically lowest graben fill. K-Ar (McDowell and Keizer, 1977; Aranda-Gómez *et al.*, 1997) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Henry and Aranda-Gómez, 2000) indicate that extension began at about 12 to 13 Ma.



the mapped area contains the massive Llano Grande rhyolitic flow dome. It is similar to the Las Adjuntas dome, but must be younger because it intrudes the Canyon Tuffs.

The section mapped by Wahl (1973) can be carried eastward to beneath a prominent plateau (Mesa del Madroño) that has been developed upon a ca. 12 Ma basalt flow sequence, probably of the Metates Formation (discussed below). The area extending approximately 30 km to the east from this mesa is the eastern area (Tepalcates-Navios, refer to Figure 31) of the two mapped by Waitt (1970) in his pioneering study. It represents upper units of the 32–28 Ma Durango volcanic sequence (Figure 8). The younger basalts of the Mesa del Madroño conceal a profound stratigraphic break, the nature of which has never been investigated. Along the highway, the key relationships are concealed, but critical exposures are probably available in as yet unexplored canyons both to the north and the south of the highway. The major thicknesses of both the 23 Ma and 28 Ma units at the same topographic level virtually demands the presence of a major fault through the area. Ferrari et al. (2013) propose that a major NNW trending normal fault system, which they called Tayoltita-Pueblo Nuevo, passes between El Salto and the Las Adjuntas dome. The fault system pre-dates the emplacement of the El Salto sequence, which filled a pre-existing tectonic depression to the west. This explains why the El Salto sequence reach 1,000 m in thickness west of El Salto but to the east only the uppermost three units can be recognized, with an approximate thickness of 350 m.

The upper portion of the Durango volcanic sequence in the Tepalcates-Navios area (Figure 31) comprises a generally conformable, gently tilted section of felsic ignimbrites. Waitt mapped a sequence of 15 units (his T-0 to T-14), whereas Keizer (1973) and Swanson (1974) correlated these to the east and grouped them into seven major units (Figure 8). The lack of sedimentary intervals, along with the preservation of the soft upper portions of the units attest to rapid emplacement of the section. Many of these units reached eastward into the Durango City area where they were deposited disconformably upon units erupted from the Chupaderos Caldera. The youngest components of the Durango volcanic sequence are preserved east of Navios in the Río Chico area (Figure 9). There, small rhyolite flows and plugs, along with ash-fall deposits and pumice-rich tuffs have been downdropped along Basin and Range faults and capped by basalts of the Metates Formation (see below).

The lower portion of the Durango volcanic sequence is exposed primarily in the vicinity of Durango City, and is dominated by units erupted from the Chupaderos caldera complex (Swanson et al., 1978). The complex has an estimated diameter of 40–50 km, but its eastern half is concealed beneath Quaternary basalt of the Durango Volcanic Field and by alluvium. The caldera complex produced two major and one lesser ignimbrite sheets in three separate episodes of venting and collapse. Initial activity vented the Aguila Formation ignimbrite, a crystal-vitric tuff (up to 50% phenocrysts). Eruption apparently was from an 8-km diameter central vent zone characterized by autolithic breccia of the Aguila unit. This

eruption was followed by collapse of the broader caldera area, creating a depression to be filled by the intracaldera Aguila and the overlying Cacaria Formation.

The Cacaria is a heterogeneous composite of volcanic and sedimentary rocks. Included are minor lavas and ash-fall tuffs, volcanoclastic sedimentary deposits, and small plugs. The formation has considerable economic potential in the form of scattered cassiterite deposits and the well-known iron ore deposit of Cerro de Mercado, on the northern outskirts of Durango City. The Cacaria was deposited in conjunction with caldera resurgence and it thickens outward from the caldera center, reaching a thickness of 300 m near its outer margin.

The second major eruption from the caldera produced the Santuario Formation, a light gray crystal-vitric welded tuff. Eruption of the Santuario was apparently from a system of vents distributed throughout the caldera area, and there was little resultant collapse. Preliminary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating (Figure 8 - McDowell and McIntosh, unpublished) indicates that the time interval between these two eruptions, which includes deposition of the Cacaria Formation, may have been as short as 15,000 years.

Later activity from the caldera occurred on a smaller scale. One of the members of the upper part of the Durango volcanic sequence, the Santa Maria Formation, a thin densely welded vitric ignimbrite, was erupted from a 16-km-diameter collapse zone in the center of the caldera. It was followed by eruption of Caleras Basalts from the southern margin of this inner caldera. The emplacement of these mafic lavas immediately following a caldera collapse event raises the possibility that they represent magma that was present in the deeper levels of the Chupaderos magma chamber, at least during the later stages of its development.

Published K-Ar ages (recalculated) for the Durango volcanic sequence range from 33 to 29 Ma (McDowell and Keizer, 1977; Figure 8). New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for many of the same feldspar separates indicate an even tighter time interval, from 32 to 30 Ma (Figure 8; McIntosh and McDowell, unpublished results). The higher precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages probably reflect the true time span of activity. The results appear to show a quiet interval of perhaps 0.5 Ma duration between the lower and upper portions of the sequence, but additional ages will be required to evaluate this point.

Tectonic setting of the upper volcanic supergroup

Including the precursor andesites dated from the Tomóchic area, and the youngest felsic rocks from the southwestern portions of the SMO volcanic field, the overall documented time range for the SMO volcanic activity is from 40 to 18 Ma. The oldest dated felsic volcanism in the SMO is 38 Ma, but ignimbrites as old as 43 Ma have been dated near Nazas (Aguirre-Díaz and McDowell, 1991) and 46 Ma in the Chihuahua City area (McDowell and Mauger, 1994). This time interval began toward the end of a long period of convergence and subduction of a coherent Farallon plate all along the adjacent western margin of North America.

(McDowell y Keizer, 1977, Figura 8). Nuevos resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos de los mismos feldespatos separados indican un intervalo aún más restringido, entre 32 y 30 Ma (Figura 8; McIntosh y McDowell, inédito). Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ más precisas probablemente reflejan el verdadero intervalo de tiempo en el que sucedió la actividad. Los resultados aparentemente muestran un intervalo de cerca de 0.5 Ma de duración entre las partes inferior y superior de la secuencia, pero se requiere de más edades para poder evaluar esta interpretación.

El entorno tectónico del supergrupo volcánico superior

Incluyendo a las andesitas precursoras fechadas en el área de Tomóchic y las rocas más jóvenes de la porción sudoccidental del c.v.SMO, el tiempo total de actividad volcánica de la SMO es entre 40 y 18 Ma. La actividad félsica más antigua en la SMO es 38 Ma, pero hay ignimbritas tan antiguas como 43 Ma han sido fechadas cerca de Nazas (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) y de 46 Ma en el área cercana a la ciudad de Chihuahua (McDowell y Mauger, 1994). Este intervalo de tiempo inició hacia el fin de un prolongado episodio de convergencia y subducción de una placa Farallón coherente a lo largo del margen occidental de Norte América.

Junto con el complejo volcánico inferior, el supergrupo volcánico superior claramente es parte del vulcanismo de arco continental asociado a la subducción. No hay rasgos de acortamiento que hayan sido notados en las rocas volcánicas del área, y la extensión ya estaba operando al fin del Oligoceno tardío (McDowell *et al.*, 1997; Luhr *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2013; Murray *et al.*, 2013). Sin embargo, se ha señalado que la extensión sucedió durante el Eoceno en el distrito minero de Guanajuato (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) y cerca del campo volcánico de Camargo en Chihuahua (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). Aunque la geometría, edad, petrografía y composición química calcoalcalina (que se discute más adelante) de las rocas del supergrupo volcánico superior son todas compatibles con esta interpretación de un arco magmático continental. Sin embargo, uno solo necesita atravesar la Sierra Madre Occidental para entender que este no es un arco ordinario semejante a otros arcos en ambientes similares. El volumen inmenso de riolita que uno ve es solo la punta del *iceberg*. Atribuir a estas ignimbritas cualquier mecanismo (por ejemplo asimilación-cristalización fraccionada o fusión de la corteza) para la generación de los magmas requiere del aporte de un enorme cantidad de calor y/o de magma primario a la corteza continental. Algún proceso especial, posiblemente único y asociado a las etapas finales de la subducción de una placa oceánica, puede haberse requerido.

Cualquiera que haya sido el proceso que actuó durante el fogueo ignimbrítico también debió crear una infraestructura a profundidad en la corteza profunda. Esta infraestructura parece haber protegido a la Sierra de los efectos de la extensión posterior que desarrolló topografía Cuencas y Sierras en ambos lados de la Sierra.

ANDESITAS BASÁLTICAS SCORBA DEL ÁREA DE DURANGO

Lavas de andesita basáltica acompañaron a la erupción de las ignimbritas riolíticas de Durango y fueron llamadas el basalto Caleras por Swanson *et al.* (1978). Éstas serán examinadas brevemente durante el tercer día. Afloramientos extensos de estas rocas existen al NE de la ciudad de Durango, adentro de la caldera de Chupaderos (véase Figura 32). Derrames de lava máficos sobreyacen ahí a todas las ignimbritas. Además, esas lavas afloran al SW de Durango, en donde están intercaladas con las ignimbritas de la parte superior de la secuencia. Las edades K-Ar de las andesitas basálticas son entre 29 y 30 Ma (Figura 8). En la parte noroccidental de Jalisco, en el graben de Bolaños, lavas basálticas con composiciones similares están intercaladas con, y sobreyacen a ignimbritas del Mioceno temprano (Ferrari *et al.*, 2002; Ramos-Rosique *et al.*, 2013). Como se discutirá en un párrafo posterior, todas estas rocas son similares en composición al *Southern Cordilleran Basaltic Andesite Suite* (SCORBA) de Cameron *et al.* (1989).

El origen y significado regional de esas rocas a sido interpretado de dos formas diferentes que no son necesariamente excluyentes. Aunque el emplazamiento de esas rocas siguió de manera inmediata a las ignimbritas, las interrelaciones entre ambas litologías son aún motivo de controversia. Cameron *et al.* (1989) consideraron a las andesitas basálticas como una suite magmática regional que se extiende desde el suroeste de los Estados Unidos al noroeste de México. Además, ellos las interpretaron como asociadas a las primeras fases de extensión, posiblemente en un ambiente de intra-arco y han asociado su emplazamiento con un cambio en el campo de esfuerzos de compresión a tensión. Un estudio petrológico detallado del centro volcánico de Tomóchic en el occidente de Chihuahua (Figura 5) ha mostrado que magmas similares a los SCORBA estaban presentes en el sistema magmático al tiempo de la erupción de las ignimbritas (Wark *et al.*, 1990; Wark, 1991). Su emplazamiento después de que la erupción de las ignimbritas cesó puede simplemente ser un efecto local, asociado con el enfriamiento y solidificación adentro de la cámara magmática. Por tanto, ellas pueden representar una etapa crítica en la evolución de las ignimbritas.

EXTENSION CUENCAS Y SIERRAS Y DEL GOLFO DE CALIFORNIA DURANTE EL CENOZOICO MEDIO Y TARDÍO

Introducción

El occidente de México es un área crítica para entender la extensión del Cenozoico tardío que afectó a una buena parte del oeste de Norte América y provee un relación entre lo que es la provincia Cuencas y Sierras y el Golfo de California. El occidente de México ha experimentado varios episodios mayores de extensión, iniciando en el Oligoceno y continuando hasta el presente (Figura 1; Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000;

Along with the lower volcanic complex, the upper volcanic supergroup clearly is part of the subduction-related continental margin magmatic arc. No shortening features have been noted within the section, and extension clearly began as early as the late Oligocene (McDowell et al., 1997; Aranda-Gómez et al., 2007; Ferrari et al., 2013; Murray et al., 2013). Furthermore, it has been argued that extension occurred in the Eocene in the Guanajuato mining district (Aranda-Gómez and McDowell, 1998) and near the Camargo Volcanic Field in Chihuahua (Aranda-Gómez et al., 2003). Although the geometry, age, petrography, and calc-alkaline chemistry (discussed below) of the upper volcanic supergroup are all compatible with its interpretation as a continental-margin magmatic arc, one only needs to traverse the Sierra Madre Occidental to understand that this could not have been “business as usual” for such arc settings. The immense volume of rhyolite that we see is only the tip of the iceberg. Attributing any commonly invoked mechanism to generate these ignimbrites (e.g. AFC process, crustal melting) requires the input of an enormous quantity of heat and/or parental magma into the continental crust. Some special process, perhaps one that is unique to the end stages of oceanic plate subduction, seems to be required.

Whatever process produced the ignimbrite flare-up also created an infrastructure at depth. This infrastructure appears to have protected the Sierra from the effects of later extension that developed Basin and Range physiography on either flank.

BASALTIC ANDESITES (SCORBA) OF THE DURANGO AREA

Lavas of basaltic andesite composition accompanied eruption of rhyolitic ash-flow tuffs near Durango, and were termed Caleras basalt by Swanson et al. (1978). These will be examined briefly on Day 3. The basaltic andesites crop out extensively to northeast of Durango City, within the Chupaderos caldera (see Figure 32). Mafic lava flows there overlie all ash-flow tuffs. Additionally, these lava flows crop out southwest of Durango, where they are interbedded with the uppermost part of the tuff sequence. K-Ar ages on the basaltic andesites are between 29 and 30 Ma (Figure 8). In northwestern Jalisco similar basaltic lavas are interbedded with and cap early Miocene ignimbrites in the Bolaños graben (Ferrari et al., 2002; Ramos Rosique et al., 2013). As discussed in a later section, all these rocks are compositionally similar to and overlap in age with the Southern Cordilleran Basaltic Andesite suite (SCORBA) of Cameron et al. (1989).

The origin and regional significance of these rocks have been interpreted in two different ways that are not necessarily mutually exclusive. Although emplacement of these lavas closely followed the ignimbrites, the interrelationship of the two lithologies remains controversial. Cameron et al. (1989) considered the basaltic andesites to be a regional suite that extends from the southwestern United States throughout northwestern Mexico. Additionally, they interpreted them to be associated with the early phases of extension, probably in an intra-arc

setting, and have associated their emplacement with a change in the controlling stress field from compression to tension. A detailed petrologic study at the 34-30 Ma Tomóchic Volcanic Center in western Chihuahua (Figure 5), however, has shown that magmas similar to SCORBA were present in the magma system at the times of ignimbrite eruption (Wark, et al., 1990; Wark, 1991). Their emplacement after ignimbrite eruption had ceased may simply have been a local effect associated with cooling and solidification within the magma chamber. Thus, they may represent a critical stage in the evolution of the felsic ignimbrites.

MID-LATE CENOZOIC EXTENSION OF THE BASIN AND RANGE AND GULF OF CALIFORNIA

Introduction

Western Mexico is a critical area for understanding the late Cenozoic extension that has affected much of western North America and in providing a tie between the Basin and Range province and the Gulf of California. Western Mexico has undergone several major episodes of extension, beginning in the Oligocene and continuing to the present (Figure 1; Henry and Aranda-Gómez, 1992, 2000; Aguirre-Díaz and McDowell, 1993; Ferrari et al., 2007; 2013; Gans, 1997; McDowell et al., 1997; Nieto-Samaniego et al., 1999; Luhr et al., 2001). The Sierra Madre Occidental is a relatively unextended block that separates areas of major extension around the Gulf of California and in the Central Meseta of Durango (and elsewhere). Most of the State of Durango is unequivocally within the Basin and Range province (Henry and Aranda-Gómez, 1992, 2000; Aguirre-Díaz and McDowell, 1993; Luhr et al., 2001). Both around the Gulf and in Durango, individual faults and major fault blocks strike north-northwest and rocks are tilted to the east-northeast or west-southwest, indicating that extension was dominantly east-northeast.

Magmatism accompanying extension varied across the region (Figure 1). Magmatism continued in southern Sinaloa and around the Gulf of California until approximately 12 Ma (Henry and Fredrikson, 1987; Sawlan, 1991; Mora and McDowell, 2000). The onset of major extension on the western side of the Gulf, in Baja California, has been dated at the end of middle Miocene. Silicic and bimodal “arc-like” magmatism in the Sierra Madre Occidental continued until at least 18 Ma (Ferrari et al., 2013) but ceased in Durango between about 28 and 24 Ma. Since 24 Ma, all magmatism recognized by us in the Basin and Range province of Durango has consisted of intraplate basanites, alkalic basalts, and hawaiites that accompanied distinct episodes of faulting (McDowell and Keizer, 1977; Smith et al., 1989; Henry and Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez et al., 1992a, b; Pier et al., 1992; Aguirre-Díaz and McDowell, 1993; Luhr et al., 2001; and data below).

Extension began in several parts of western Mexico about 30 to 32 Ma ago, but precise timing is not everywhere well known. North-northwest-striking dikes in southern Sinaloa,

Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Luhr *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2007, 2013). La Sierra Madre Occidental es un bloque relativamente poco extendido que separa a regiones que experimentaron extensión mayor a lo largo de la cuenca del Golfo de California y en la Mesa Central de Durango (y en otros estados). La mayor parte del estado de Durango se ubica sin duda adentro de la provincia de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr *et al.*, 2001). Tanto en las regiones alrededor del Golfo de California como en Durango las fallas individuales como los bloques de falla principales tienen rumbos NNW, lo que indica que la extensión fue ENE.

El magmatismo que acompañó a la extensión varió a través de la región (Figura 1). El magmatismo continuó en el sur de Sinaloa y alrededor del Golfo de California hasta aproximadamente los 12 Ma (Henry y Fredrikson, 1987; Sawlan, 1991; Mora y McDowell, 2000). El inicio de extensión importante al occidente del Golfo de California ha sido fechado al final del Mioceno medio. El vulcanismo silícico y bimodal de “tipo arco” en la Sierra Madre Occidental continuó hasta cuando menos los 18 Ma (Ferrari *et al.*, 2013) pero cesó en Durango en el lapso entre 28 y 24 Ma. A partir de 24 Ma, todo el magmatismo documentado por nosotros en la provincia Cuencas y Sierras de Durango ha sido de intraplaca con la erupción de basanitas, basaltos alcalinos, hawaiitas que acompañaron distintos episodios de fallamiento (McDowell y Keizer, 1977; Smith *et al.*, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992a, b; Pier *et al.*, 1992; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr *et al.*, 2001; e información asentada más adelante en este librito).

La extensión inició en varias partes del occidente de México hace unos 30 a 32 Ma, pero el momento preciso no es bien conocido en todos lugares. Diques con rumbos NNW en el sur de Sinaloa, que se presume fueron perpendiculares a extensión ENE son hasta de 32 Ma, aunque fallamiento evidente no inició sino hasta el final del Oligoceno (Henry y Fredrikson, 1987; Henry, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari *et al.*, 2013). Fallamiento significativo inició en la región de Rodeo y Nazas hace unos 31 Ma (Figura 10) en el norte de Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr *et al.*, 2001; ésta guía), como se muestra en una de las paradas en la primera edición de este librito (Aranda-Gómez *et al.* 1997). Muchos sistemas de vetas con edades entre 31 y 26 Ma en el NW de México tienen rumbos NNW (Drier, 1984; Price *et al.*, 1988; Henry y Aranda-Gómez, 1992). Vetas con rumbos NS a NNW en el distrito minero de Santa Bárbara cerca del límite Durango-Chihuahua son otros ejemplos. Éstas últimas se formaron entre 32 y 28 Ma (Grant y Ruíz, 1988).

Nuestra interpretación de la geología de Durango indica que sucedieron distintos episodios de fallamiento importante durante un lapso y que, como un todo, la región estuvo sometida a extensión. Desde el inicio de la extensión hasta poco después de 12 Ma, la orientación de las fallas, grábenos y bloques basculados, así como las fallas con estrías indican que la extensión fue ENE. Sin embargo, algunas fallas y datos de estrías indican que después de 12 Ma hubo un cambio a una

extensión más hacia el NW. De los alineamientos de conos cineríticos en el Campo Volcánico de Durango, Suter (1991) interpretó que la orientación del esfuerzo mínimo actual es aproximadamente E-W.

Los episodios del Oligoceno (~31 Ma) y del Mioceno temprano (~24 Ma) cerca de Rodeo en la parte septentrional de Durango

Los primeros episodios de fallamiento en esta parte de la provincia de Cuencas y Sierras han sido documentados en la región de Rodeo, en el norte de Durango (Figuras 1, 11). Un episodio sucedió alrededor de los 31 Ma, mientras que otro episodio aconteció alrededor de los 24 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr *et al.*, 2001). Las rocas volcánicas y el fallamiento en esta área fueron el enfoque en el día cuatro de una versión anterior de esta excursión (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

El valle de Rodeo es un semigraben con una longitud de al menos 25 km y rumbo NNW, que está limitado al oriente por una falla normal importante que se inclina al SW (Figura 10). Caliza cretácica, plegada durante la orogenia Laramide, está expuesta en el bloque de piso en la mitad meridional del semigraben. El bloque de techo está formado por rocas volcánicas, riolíticas y andesíticas, de la supergrupo volcánico superior y por lavas basálticas (hawaiitas) intercaladas con gravas de relleno de graben que les sobreyacen. Nosotros identificamos dos sucesiones adentro del supergrupo volcánico superior: una secuencia más antigua formada por ignimbritas y lavas andesíticas y una ignimbrita riolítica más joven que el fallamiento más temprano. Una toba en la secuencia más antigua da una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 32.3 Ma; la toba más joven es de 30.6 Ma (Luhr *et al.*, 2001). Las edades K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las hawaiitas se agrupan de manera muy cercana alrededor de los 24 Ma.

A lo largo del margen occidental del valle de Rodeo, las rocas riolíticas se inclinan hasta 35° hacia el E y se repiten varias veces por la presencia de fallas normales inclinadas al SW, con desplazamientos moderados. Aproximadamente a seis kilómetros al oeste de la falla maestra del lado oriental, la inclinación de los bloques se invierte de manera abrupta hasta 40° al W. La ignimbrita de 30.6 Ma sobreyace discordantemente a escarpes de falla más antiguos y es, a su vez, cortada por fallas más jóvenes; así mismo, parece estar menos basculada que las tobas más antiguas. Las hawaiitas de 24 Ma y las gravas afloran en una serie de colinas bajas en el lado oriental del valle, a lo largo y justo al lado de la falla maestra. Las hawaiitas y gravas son horizontales y son cortadas por la falla. El contacto entre las rocas volcánicas de la secuencia superior y la sucesión hawaiitas-gravas es cubierto por aluvión cuaternario en el fondo del valle.

Las hawaiitas son una serie de derrames de lava y posiblemente intrusivos someros. El afloramiento mayor en la parte norte tiene una forma burdamente circular y la foliación de flujo se inclina hacia adentro de manera radial. Esto posiblemente es una intrusión somera en sedimentos casi sin litificar. Varias

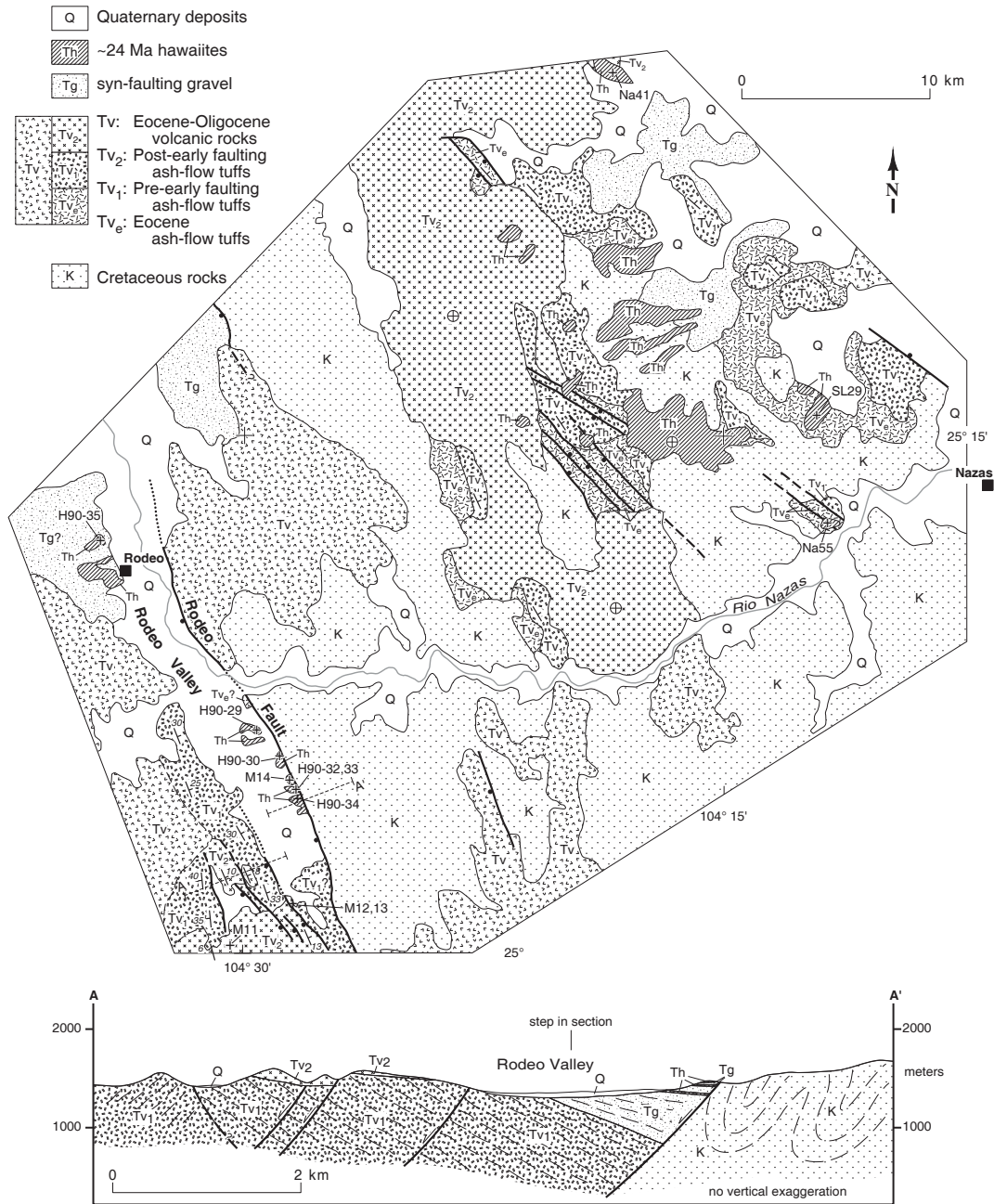


Figura 10. Mapa y sección geológicas simplificadas el área Rodeo-Nazas (Enciso de la Vega, 1963; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Luhr *et al.*, 2001). La sección está ampliada en proporción 5x con relación al mapa de Rodeo. La sección es en dos segmentos ENE, paralelos entre sí y separados por 3 km. Rocas volcánicas del Eoceno y del Mioceno fueron desplazadas hacia abajo a lo largo de la falla Rodeo, que es una estructura mayor inclinada al oeste; esto sucedió en dos pulsos separados o en un solo pulso continuo que aconteció entre 30 y 24 Ma. Las ignimbritas más antiguas (Tv₁; ~32 Ma) se inclinan hacia el oriente, casi siempre hasta 35°, y son repetidas varias veces por un sistema de fallas con desplazamientos más pequeños que se inclinan al occidente, pero que se voltean al oriente a través de una estructura pobremente comprendida. Ignimbritas más jóvenes (Tv₂; ~30.6 Ma) sobreyacen a las ignimbritas más antiguas a través de una discordancia angular y se inclinan suavemente hacia el oriente. Las hawaiitas fueron extravasadas a lo largo de conductos ubicados a lo largo de la Falla de Rodeo hace unos 24 Ma y son parcialmente intrusivas y parcialmente intercaladas con gravas contemporáneas al fallamiento (Tg). La estratificación “en abanico” es especulativa. / Figure 10. Simplified geologic map and cross section of Rodeo-Nazas areas (Enciso-De La Vega, 1963; Aguirre-Díaz and McDowell, 1991; Luhr *et al.*, 2001). Cross section is blown up 5x relative to Rodeo map. Section is in two parallel, east-northeast-trending segments offset by about 3 km. Eocene-Miocene volcanic rocks were downdropped along the major west-dipping Rodeo fault in two separate episodes or during a continuum of faulting between about 30 and 24 Ma. Older Oligocene ash-flow tuffs (Tv₁; ~32 Ma) are tilted to the east, commonly as much as 35°, and repeated by several small-displacement, west-dipping faults but rollover to a westward dip across a poorly understood fault. Younger Oligocene ash-flow tuffs (Tv₂; ~30.6 Ma) overlie the older tuffs in an angular unconformity and dip gently eastward. Hawaiites (Th) erupted from vents at least in part along the Rodeo fault about 24 Ma and are partly intrusive and partly interbedded with syn-faulting gravel (Tg). Fanning dips in gravel are speculative.

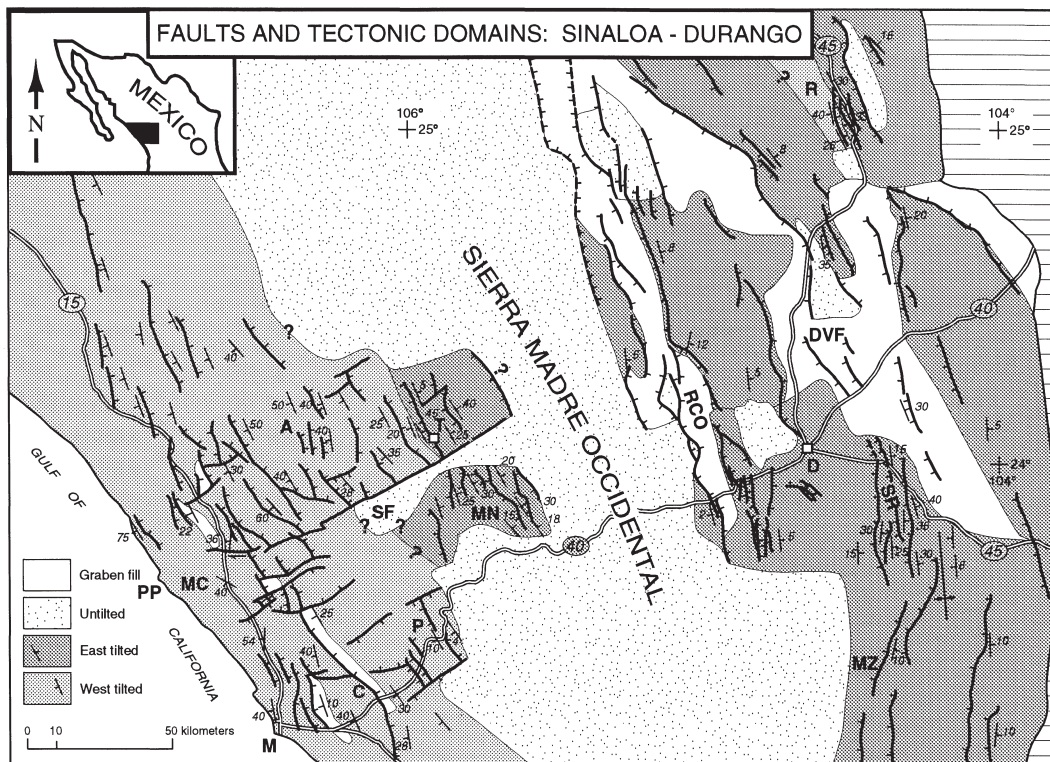


Figura 11. Mapa que muestra los principales dominios estructurales del Cenozoico tardío en la región Sinaloa-Durango, incluyendo a dominios de inclinación de fallas y de unidades rocosas; se muestran las principales fallas y las gravas de relleno de graben. Una región intensamente fallada a lo largo de la costa del Golfo está principalmente inclinada hacia el WSW, excepto por dos áreas cercanas a Tayoltita y Mala Noche, en el borde oeste de la Sierra Madre Occidental, en donde la inclinación es al ENE. Estas regiones están separadas por un bloque relativamente desprovisto de fallas en donde las rocas son casi horizontales. A = Ajoia, C = falla de Concordia, D = Durango, DVF = campo volcánico de Durango, M = Mazatlán, MC = Mesa de Cacaxta, MN = Mala Noche, MZ = Mezquitlan, P = Panuco-Copala, PP = Punta Prieta, R = medio graben de Rodeo, RCO = graben de Río Chico-Otinapala, SF = Sierra de los Frailes, SR = Sierra del Registro, T = Tayoltita.

Figure 11. Map showing major late Cenozoic tectonic domains of the Sinaloa-Durango area, including fault and tilt domains, major faults, and graben fill. An extensively faulted region along the Gulf coast is mostly tilted to the west-southwest, except for two east-northeast tilted areas near Tayoltita and Mala Noche at the western edge of the Sierra Madre Occidental. The highly faulted Basin and Range province of Durango is mostly tilted to the east-northeast. These regions are separated by the relatively unfaulted, untilted Sierra Madre Occidental. A = Ajoia, C = Concordia fault, D = Durango, DVF = Durango Volcanic Field, M = Mazatlán, MC = Mesa de Cacaxta, MN = Mala Noche, MZ = Mezquitlan, P = Panuco-Copala area, PP = Punta Prieta, R = Rodeo half graben, RCO = Rio Chico-Otinapala graben, SF = Sierra de los Frailes, SR = Sierra del Registro, T = Tayoltita.

colinas hacia el sur están formadas por lavas intercaladas con grava. En una de las paradas descritas en una versión anterior de esta excursión (Aranda-Gómez *et al.*, 2003), dos flujos de lava, cada uno de 8 m de espesor, están separados por conglomerado y por arenisca conglomerática. Los clastos en la grava son exclusivamente de rocas volcánicas, semejantes a las unidades expuestas al oeste del valle. Todos los basaltos contienen megacrístales abundantes y agregados glomeroporfidicos de plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y, en menor proporción, de anfíbol. Los megacrístales de plagioclasa pueden llegar hasta de seis centímetros de largo.

Todas las fallas importantes del semigraben de Rodeo tienen rumbo NNW y se inclinan entre 40° y 80° al SW, aunque hay fallas menores inclinadas al NE (Figuras 10, 11 y 13). El desplazamiento en la falla maestra oriental debe de ser de cuando menos tres kilómetros para poder restaurar a las rocas del Terciario medio a su posición arriba de las rocas cretácicas. La geometría de las fallas y todo el semigraben sugieren que la falla maestra oriental es una zona de falla de despegue (*breakaway fault zone*) y que el cambio de inclinación de los

bloques hacia el oeste es un pliegue *rollover* o un anticlinal de bloque de techo (*hanging wall anticline*). El rumbo NNW del graben y de las fallas individuales, las direcciones de basculamiento de los estratos y el análisis de paleoesfuerzos hecho por medio del método de Angelier (1979), con estrías medidas en 31 fallas indican extensión ENE (Figura 13). La cantidad total de extensión es desconocida, probablemente no muy grande, pero si suficiente para causar basculamiento de bloques hasta de 40°.

Nuestra interpretación de la evolución estructural del área es que hubo dos periodos de fallamiento (Luhr *et al.*, 2001). El primero sucedió después de la acumulación de las rocas más antiguas y basculadas pertenecientes al conjunto de rocas del supergrupo volcánico superior y fue después de 32.3 Ma, pero anterior al emplazamiento de la toba de 30.6 Ma. La mayor cantidad de extensión parece asociarse a ese episodio, porque rocas posteriores están considerablemente menos inclinadas. El segundo evento de extensión sucedió hace aproximadamente 24 Ma y fue contemporáneo a la erupción de las lavas hawaianas. Esas lavas están intercaladas con gravas que rellenaron

presumably perpendicular to the east-northeast extension, are as old as 32 Ma, and recognizable faulting began at the end of Oligocene (Henry and Fredrikson, 1987; Henry, 1989; Henry and Aranda-Gómez, 2000; Ferrari et al., 2013). Significant faulting that began as early as about 31 Ma near Rodeo and Nazas (Figure 10) in northern Durango (Aguirre-Díaz and McDowell, 1993; Luhr et al., 2001; this report), as it was shown in some of the stops of the first edition of this guidebook (Aranda-Gómez et al. 1997). Many vein systems in northwestern Mexico strike north-northwest and formed between 31 and 26 Ma (Drier, 1984; Price et al., 1988; Henry and Aranda-Gómez, 1992). North- to north-northwest-striking veins in the Santa Barbara mining district near the Durango-Chihuahua border are examples. These formed between 32 and 28 Ma (Grant and Ruiz, 1988).

We interpret the geology of Durango to indicate distinct episodes of major faulting that occurred during an overall, continuously extensional setting. From the beginning of extension until after 12 Ma, the orientation of faults, grabens, and tilt blocks and fault and slickenline data indicate that extension was east-northeast. However, some fault and slickenline data indicate a transition to more northwesterly extension after 12 Ma. From alignment of cinder cones in the Durango Volcanic Field, Suter (1991) interpreted the modern least principal stress to be approximately east-west.

Oligocene (~31 Ma) and Early Miocene (~24 Ma) Episodes near Rodeo, northern Durango

The earliest episodes of faulting in Durango and this part of the Basin and Range province are recognized in the Rodeo area of northern Durango (Figures 1, 11). One episode occurred about 31 Ma, whereas a later episode occurred about 24 Ma (Aguirre-Díaz and McDowell, 1993; Luhr et al., 2001). Volcanic rocks and faulting in this area were the focus of day 4 in an earlier version of this field trip (Aranda-Gómez et al., 2003).

The Rodeo valley is a north-northwest-striking half graben at least 25 km long that is bounded on the east by a major, southwest-dipping normal fault (Figure 10). Cretaceous limestone, folded during the Laramide orogeny, occurs in the footwall in the southern half of the graben. In the hanging wall are rhyolitic to andesitic rocks of the upper volcanic sequence and overlying basaltic lavas (hawaiites) that are interbedded with gravel that fills the half graben. We recognize two sequences in the upper volcanic rocks: an older sequence of ash-flow tuffs and andesitic lavas and a younger rhyolite ash-flow tuff that postdates the earliest faulting. A tuff in the older sequence yielded a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 32.3 Ma; the younger tuff is 30.6 Ma (Luhr et al., 2001). K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates on the hawaiites cluster tightly at about 24 Ma (Table 1).

Along the western side of the Rodeo valley, rhyolitic rocks of the older group dip as much as 35° eastward and are repeated by several, southwest-dipping, moderate-displacement normal faults. About 6 km west of the eastern boundary fault and across another north-northwest-striking fault, dip reverses abruptly to as much as 40° westward. The 30.6-Ma ash-flow

tuff unconformably overlies the older fault scarps, is cut by younger faults, and appears to be less tilted than the older tuffs. The 24-Ma hawaiites and gravel crop out in a series of low hills on the eastern side of the valley, along and just west of the boundary fault, are locally cut by the fault, and are flat lying. The contact between the upper volcanic rocks and the hawaiite-gravel sequence is covered by Quaternary alluvium in the valley floor.

The hawaiites form a series of flows and probable shallow intrusions. The large northern body makes a roughly circular ring in which flow foliation dips radially inward. This was probably a shallow intrusion into poorly consolidated sediments. Several hills to the south consist of lavas interbedded with gravel. At one of the stops in an earlier version of this field trip (Aranda-Gómez et al. 2003), two flows, each about 8 m thick, are separated and overlain by conglomerate and pebbly sandstone. Clasts in the gravel are exclusively volcanic rocks, similar to those that crop out to the west. All basalts contain abundant megacrysts and glomerocrysts of plagioclase, clinopyroxene, magnetite, and lesser amphibole. Plagioclase megacrysts are as much as 6 cm long.

All major faults of the Rodeo half graben strike north-northwest and dip between 40° and 80° southwest, although minor faults also dip to the northeast (Figures 11, 13, and 10). Measured dips on the eastern boundary fault are 42° and 50°. Displacement on the eastern boundary fault must be at least 3 km to restore the mid-Tertiary rocks above the Cretaceous. The geometry of the faults and the overall half graben suggests that the eastern boundary fault is a master or breakaway fault zone and that the dip reversal to the west is a rollover or hanging wall anticline. The north-northwest strike of the graben and individual faults, the direction of stratal tilt, and paleostress analysis of 31 measured faults and slickenlines using the method of Angelier (1979) indicate east-northeast extension (Figure 13). The total amount of extension is unknown, probably not large, but enough to generate stratal tilts of as much as 40°.

We interpret the geology to indicate two episodes of faulting (Luhr et al., 2001). The first occurred following deposition of the older, tilted upper volcanic rocks, after 32.3 Ma, and before emplacement of the 30.6-Ma tuff. The greatest amount of extension may have occurred in this episode, because younger rocks are much less tilted. The second episode occurred approximately 24 Ma ago, contemporaneously with eruption of the hawaiite lavas. These lavas are interbedded with gravel that filled the Rodeo half graben and are themselves cut by the eastern boundary fault. Displacement of lavas and gravel by the fault and the lack of Cretaceous clasts in gravel indicate that these rocks did not simply fill a graben that formed before 30.6 Ma and subsequently was inactive.

Although most faulting in Durango is currently only known to be post-upper volcanic sequence, we suspect that these early episodes of faulting may have affected much of Durango. Aranda-Gómez et al. (2007b) documented normal faults in the Pinos mining district (Zacatecas) with ages bracketed between 32.3 y 28.7 Ma, so it is possible that this

parcialmente al medio graben de Rodeo y están, a su vez, cortadas por la falla maestra oriental. El desplazamiento de las lavas y gravas y la falta de clastos derivados de las rocas cretácicas en las gravas indican que estas rocas no rellenaron a un graben que se formó antes de 30.6 Ma y que después permaneció inactivo.

Aunque solo se sabe que la mayor parte del fallamiento en Durango es posterior al supergrupo volcánico superior, nosotros sospechamos que éstos episodios tempranos de extensión y fallamiento pudieron haber afectado a gran parte de Durango. Aranda-Gómez *et al.* (2007b) documentaron fallas normales con edades entre 32.3 y 28.7 Ma en Pinos, Zac., por lo que se cree que es posible que este evento haya sido de carácter regional. La evidencia del episodio más antiguo se conoce solo en el área de Nazas, ubicado a aproximadamente 50 km al oriente de Rodeo (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993). Aguirre-Díaz y McDowell interpretaron un episodio de extensión ENE de unos 30 Ma a lo largo de fallas de ángulo alto con rumbo NNW. De manera similar a Rodeo, tobas de 29.9 ± 1.6 Ma están basculadas hasta 35° al NE. Fallas y rocas basculadas están sobreyacidas por ignimbritas horizontales con una edad de 29.5 ± 0.6 Ma. De manera adicional, fanglomerados con espesores hasta de 100 m fueron acumulados en los flancos orientales de los bloques basculados. Estos fanglomerados son cubiertos por lavas hawaííticas con edades K-Ar que oscilan entre 24 y 20 Ma y que tienen composiciones químicas muy similares a aquellas en el medio graben de Rodeo (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr *et al.*, 2001). Ni las hawaíitas ni las gravas están basculadas. Un episodio de fallamiento de ~31 Ma no ha sido identificado en ninguna otra parte del norte de México, pero fallamiento estilo dominó que causó basculamientos considerables también sucedió en el *rift* del Río Grande de Nuevo México, aproximadamente al mismo tiempo (Chamberlin, 1983).

Un episodio de fallamiento que inició aproximadamente a los 24 Ma está bien documentado a través de toda la parte meridional de la provincia de Cuencas y Sierras. Este episodio incluyó la formación de fallas normales de ángulo alto en: el Salton Trough (Kerr y Kidwell, 1991), el suroeste de Arizona (Spencer *et al.*, 1995), Sonora (McDowell y Roldán-Quintana, 1991; Bartolini *et al.*, 1995; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997), al norte de Guadalajara y norte de Nayarit, en el extremo meridional de la Sierra Madre Occidental (Moore *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999) y en Texas (Henry y Price, 1986; Henry *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 2002, 2013) y una etapa de formación de fallas de despegue (*detachment faults*) y de *core complexes* en Arizona y Sonora (Spencer y Reynolds, 1989; Nourse *et al.*, 1994; Spencer *et al.*, 1995). De manera notable, en Durango el entorno geológico, tiempo de fallamiento y de magmatismo son sorprendentemente similares con los de Texas. El fallamiento inicial de Cuencas y Sierras en Texas sucedió hace 24 Ma y produjo un conjunto de grabenes y semigrabenos con rumbo NNW, fue acompañado por la extravasación de hawaíitas con megacristales que son, petrográfica y composicionalmente, muy similares a las lavas de Rodeo. Nótese también que esencialmente al mismo tiempo, tanto fallamiento de ángulo alto como fallamiento de despegue estaban también

sucediendo en áreas adyacentes de Sonora (Nourse *et al.*, 1994; McDowell *et al.*, 1997). Todo esto probablemente son manifestaciones del mismo episodio de extensión.

Episodio 13-12 Ma

El episodio de extensión que inició entre 13 y 12 Ma afectó tanto a la provincia de Cuencas y Sierras de Durango al oriente de la Sierra como a la Provincia Extensional del Golfo, al occidente de la Sierra (Figura 1; Henry y Aranda-Gómez, 2000). Este período de extensión es conocido en muchas áreas alrededor del Golfo y del graben del Río Chico-Otinapa en Durango. El carácter contemporáneo y la similitud entre estas dos regiones es un lazo importante entre la extensión temprana del Golfo (la extensión del proto-Golfo) y un evento sin lugar a dudas de la provincia de Cuencas y Sierras en el centro de México.

El graben del Río Chico-Otinapa

El graben del Río Chico-Otinapa es una estructura NNW, posiblemente somera y asimétrica, ubicada al oeste de la ciudad de Durango, en el borde oriental de la Sierra (Figuras 11 y 9). El graben marca el borde occidental de la provincia Cuencas y Sierras y el borde oriental de la Sierra Madre Occidental. Tiene al menos 175 km de longitud y un ancho entre 15 y 25 km. Nosotros solo hemos examinado su extremo meridional. El graben está formado por un arreglo complejo de fallas anastomosadas, ligeramente *en echelon*. El graben tiene un desplazamiento o “salto” hacia el oeste a unos 30 km al norte de la carretera (libre) MEX 40, en donde un *horst* separa a dos segmentos *en echelon* del graben. Aunque la estructura está bordeada por fallas en ambos lados, el mayor desplazamiento se observa en las fallas del lado oriental y en esa zona las rocas volcánicas del Terciario están suavemente basculadas al oriente. El desplazamiento más grande se ubica en la parte media del graben en donde el escarpe oriental alcanza alturas hasta de 900 m. Cerca de la carretera (libre) MEX 40 el desplazamiento vertical neto es aproximadamente 300 m y el desplazamiento muere a unos 25 km al sur de la carretera. Inclinaciones de las fallas varían entre 45° y casi 90° . Las fallas expuestas a lo largo de la carretera libre tienen inclinaciones entre 75° y 85° . Más al norte, las fallas se inclinan entre 45° y 70° . Las rocas volcánicas del Terciario están inclinadas 12° como máximo. Toda esta información indica que la extensión es pequeña, mucho menor que la observada en Rodeo. La orientación del graben y de las fallas y la actitud estructural de los planos y estrías de falla medidas en 39 estructuras indican extensión ENE (Figura 13).

Las ignimbritas de la supergrupo volcánico superior, fechadas entre 32 y 29 Ma en el extremo meridional del graben (McDowell y Keizer, 1977), están expuestas a ambos lados y en el piso del graben cerca de la carretera MEX 40 (Figura 9). Esas rocas están cubiertas por depósitos delgados de grava y por derrames de lavas hawaííticas pertenecientes a la Formación Metates (Córdoba, 1963; McDowell y Keizer, 1977; Swanson,

was a regional event. Evidence for the older episode is known only from the Nazas area, approximately 50 km east of Rodeo (Aguirre-Díaz and McDowell, 1993). Aguirre-Díaz and McDowell interpret an episode of east-northeast extension along north-northwest-striking, high-angle faults at about 30 Ma. As in Rodeo, older ash-flow tuffs, dated at 29.9 ± 1.6 Ma, are tilted as much as 35° to the northeast. Faults and tilted rocks are overlain by untilted ash-flow tuffs, dated at 29.5 ± 0.6 Ma. Additionally, as much as 100 m of fanglomerate was deposited along the eastern flanks of tilted blocks. These are overlain by hawaiite lavas that have K-Ar dates between 24 and 20 Ma and that are compositionally indistinguishable from those in the Rodeo half graben (Aguirre-Díaz and McDowell, 1993; Luhr et al., 2001). Neither the fanglomerate nor the hawaiites are tilted. An ~ 31 Ma episode of faulting has not been identified elsewhere in northern Mexico, but domino-style faulting generating considerable tilt of mid-Tertiary ignimbrites also occurred in the Rio Grande rift of New Mexico at about this time (Chamberlin, 1983).

An episode of extension beginning about 24 Ma is well established throughout much of the southern Basin and Range. This episode includes high-angle normal faulting in the Salton Trough (Kerr and Kidwell, 1991), southwestern Arizona (Spencer et al., 1995), Sonora (McDowell and Roldán-Quintana, 1991; Bartolini et al., 1995; Gans, 1997; McDowell et al., 1997), north of Guadalajara and in northern Nayarit in the southern part of the Sierra Madre Occidental (Moore et al., 1994; Nieto-Samaniego et al., 1999; Ferrari et al., 2002, 2013), and Texas (Henry and Price, 1986; Henry et al., 1991) and detachment faulting and core complex development in Arizona and Sonora (Spencer and Reynolds, 1989; Nourse et al., 1994; Spencer et al., 1995). Notably, the geologic setting and timing of extension and accompanying magmatism at Rodeo are remarkably similar to those in Texas. Initial Basin and Range faulting in Texas began about 24 Ma ago, produced a series of north-northwest-striking graben and half graben, and was accompanied by megacrystic, hawaiites that are petrographically and compositionally indistinguishable from the lavas at Rodeo. Note, also, that both high angle faulting and detachment faulting were occurring in adjacent areas of Sonora at essentially the same time (Nourse et al., 1994; McDowell et al., 1997). These are probably different manifestations of the same extensional episode.

13-12 Ma episode

The episode of extension that began about 13 to 12 Ma ago affected both the Basin and Range province of Durango east of the Sierra Madre Occidental and the Gulf Extensional Province west of the Sierra Madre (Figure 1; Henry and Aranda-Gómez, 2000). This extensional episode is known from numerous areas around the Gulf and from the Río Chico-Otinapa graben in Durango. The contemporaneity and similarity in characteristics of extension between the two areas provides a critical tie between early extension in the Gulf

(proto-Gulf extension) and in unequivocal Basin and Range province in central Mexico.

Río Chico-Otinapa graben

The Río Chico-Otinapa graben is a large, north-northwest-striking, probably shallow, asymmetric graben west of Durango City at the eastern edge of the Sierra Madre Occidental (Figures 11 and 9). The graben marks both the western edge of the Basin and Range province and the eastern edge of the Sierra Madre. It is at least 175 km long and 15 to 25 km wide; we have examined the southern half only. The graben is defined by a complex array of anastomosing, somewhat en echelon faults. The graben makes a notable westward step about 30 km north of Highway 40, where a horst separates two en echelon graben segments. Although faults bound both sides, greatest displacement occurs on the eastern boundary faults and Tertiary volcanic rocks are tilted gently eastward. The greatest displacement is in the middle of the graben where the eastern topographic scarp is as much as 900 m. Near Highway 40, net displacement across boundary faults is about 300 m, and displacement dies out within 25 km south of the highway. Dips on faults range from about 45° to near vertical. Faults exposed in road cuts along Highway 40 mostly dip 75° to 85° . Farther north, faults dip between 45° and 70° . Mid-Tertiary rocks are tilted at most 12° . All these data indicate that total extension is small, much less than at Rodeo. Graben and fault orientation, tilt direction, and fault and slickenside data from 39 faults indicate east-northeast extension (Figure 13).

Ash-flow tuffs of the Upper Volcanic Sequence, dated at between 32 and 29 Ma at the south end near Highway 40 (McDowell and Keizer, 1977), crop out on both sides of the graben and form the floor of the graben near Highway 40 (Figure 9). These are overlain by thin gravel and hawaiite lavas of the Metates Formation (Cordoba, 1963; McDowell and Keizer, 1977; Swanson et al., 1978; Henry and Aranda-Gómez, 2000) in the southern part of the graben. Northward, younger basalt flows, dated at 2.3 to 2.5 Ma (Table 1) are interbedded with sandstone and fine gravel. The horst block at the en echelon step consists of flat-lying rhyolite bedrock. A mantle xenolith-bearing, probable Quaternary cinder cone and lava crop out near the west edge of the horst.

Geologic relations in the southern part of the Río Chico-Otinapa graben show that faulting began at ~ 12 Ma (Henry and Aranda-Gómez, 2000). In the structurally lowest part of the graben, hawaiite lavas overlie thin sequences (10-15 m) of basin-fill deposits. A basal conglomerate about 1 m thick contains well-rounded clasts of various rhyolitic rocks. Upward, lenses of conglomerate are interbedded with massive sandstone that contains scattered rhyolite cobbles. The lowest hawaiite flow is at least 20 m thick and contains sparse megacrysts of plagioclase and kaersutite to about 2 cm. Dates on amphibole of 12.7 ± 0.4 Ma (K-Ar; McDowell and Keizer, 1977) and plagioclase of 11.60 ± 0.07 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Henry and Aranda-Gómez, 2000) have been obtained on this lowest flow.

et al., 1978; Henry y Aranda-Gómez, 2000). Más al norte, derrames de basalto más jóvenes, fechados en 2.3 y 2.5 Ma (Tabla 1) se encuentran intercalados con depósitos de arena y de grava fina. El pilar tectónico en el desplazamiento *en echelon* está formado por riolita horizontal. Un cono cinerítico con xenolitos del manto y su derrame de lava asociado están expuestos cerca del margen occidental del pilar.

Las relaciones geológicas en la parte meridional del graben del Río Chico-Otinapa demuestran que el fallamiento inició hace 12 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000). En la parte estructuralmente más baja hay derrames de lavas hawaííticas que sepultan parcialmente a secuencias delgadas (10–15 m) de gravas de relleno de cuenca. Un conglomerado basal de aproximadamente un metro de espesor, que contiene clastos bien redondeados de distintos tipos de rocas riolíticas ha sido observado. Estratigráficamente más arriba, depósitos lenticulares de conglomerado están intercalados con arenisca masiva que contiene cantos aislados de riolita. El derrame de lava hawaíítica ubicado en la parte más baja de la secuencia tiene un espesor de al menos 20 m y contiene pocos megacristales de plagioclasa y kaersutita de casi 2 cm. Edades de 12.7 ± 0.4 Ma obtenidas en anfíbol (K-Ar, McDowell y Keizer, 1977) y en plagioclasa de 11.60 ± 0.07 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Henry y Aranda-Gómez, 2000) han sido reportadas para este derrame inferior.

Lava hawaíítica yace sobre un domo de lava riolítica de 29.3 Ma (McDowell y Keizer, 1977) justo al oeste de la parte estructuralmente más baja del graben (Figura 8). El derrame de lava inferior en ese sitio contiene megacristales abundantes de plagioclasa y kaersutita hasta de 3 cm de largo. Las edades de anfíbol son 12.0 ± 0.3 Ma (K-Ar, McDowell y Keizer, 1977) y 11.59 ± 0.05 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Henry y Aranda-Gómez, 2000). La ausencia de grava indica que la riolita formaba un alto topográfico, al menos inicialmente, y que el material sedimentario se acumuló solo en la parte más baja del graben. Edades adicionales incluyen una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ menos precisa de 11.9 ± 0.4 Ma de un dique que alimentó a una lava ubicada en una posición estratigráfica más elevada y una edad K-Ar en roca total de 12.9 ± 1.2 Ma obtenida en una hawaíita colectada en el bloque de techo de la falla maestra occidental del graben (McDowell y Keizer, 1977; Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Uno de los derrames de basalto de 2.3 Ma cruza sobre la falla maestra oriental, pero no está afectado por la falla. Por tanto, el fallamiento en el graben Río Chico-Otinapa debió cesar antes de 2.3 Ma. Sin embargo, otro basalto joven adyacente al bloque del *horst* está suavemente basculado y puede haber sido cortado por las fallas que limitan al *horst*. De manera alternativa, es posible que los basaltos de 2.3 Ma simplemente rellenaron el espacio adyacente al *horst*.

El área del Río Chico-Otinapa no experimentó fallamiento antes del episodio de 13 Ma. Por tanto, la provincia de Cuencas y Sierras se expandió a costa de la Sierra Madre Occidental en ese lapso. Rocas de la supergrupo volcánico superior en el borde occidental del graben se inclinan suavemente unos 8° hacia el oriente y después se hacen horizontales más adentro en la Sierra. Únicamente fallas normales con poco

Table 1. Age Determinations.

Sample	Material	%K	$^{40}\text{Ar}^*$	%Ar*	Age (Ma)	$\pm 1s$	
Rio Chico-Otinapa graben							
H90-9	WR	1.331	0.1188	26.4	2.3	0.2	
		1.342	0.1194	20.1			
H90-13	WR	1.562	0.1443	27.8	2.5	0.2	
			0.1587	29.9			
H90-15a	WR	1.094	0.1000	28.7	2.3	0.2	
			1.081	0.1006			21.1
				0.0944			23.2
Rodeo half graben							
Basalts							
H90-29A	Plag	0.524	0.4881	44.8	24.1	0.6	
			0.530	0.5057			39.2
H90-30b	Plag	0.879	0.8449	63.1	23.8	0.7	
			0.869	0.7815			59.3
H90-32b	Plag	0.443	0.3525	33.8	23.3	3.0	
			0.428	0.4472			33.1
			0.444				
H90-33	Plag	0.634	0.5797	48.8	23.8	0.5	
			0.629	0.5957			49.5
Ash-flow tuff of Upper Volcanic Sequence							
H90-36	AF	5.738	6.424	76.7	27.6	1.0	
			5.839	6.107			76.9
Sierra Mezquital: ash-flow tuff of Upper Volcanic Sequence							
H90-18	AF	5.914	6.638	89.8	27.5	1.0	
			5.967	6.141			90.6
Durango Volcanic field: Quaternary							
DGO-100	WR	1.694	0.0189	7.9	0.287	0.061	
				0.0189			7.9
DGO-141	WR	1.571	0.0483	11.9	0.791	0.091	
$^{40}\text{Ar}^*$ ($\times 10^{-6}$ scc/g); %Ar* = percent radiogenic argon							
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Data from Late Tertiary-Quaternary Basalt, Sinaloa							
Sample	Material	Age method	% ^{39}Ar	Age (Ma)	$\pm 1s$		
Rodeo-Nazas hawaiites§							
H90-29	Plag	plateau	60.4	23.92	0.15		
H90-30b	Plag	plateau	84.7	23.9	0.08		
H90-32b	Plag	excess Ar		24.5			
H90-33	Plag	plateau	61.4	23.94	0.07		
SL-29	Plag	plateau	59.8	24.37	0.07		
Punta Piaxtla	WR			2.133	0.094		
				2.159	0.096		
				2.146	0.018		
	Plag			2.161	0.111		
				2.161	0.193		
				2.101	0.239		
				2.141	0.034		
Mesa Cacaxta, Sin4	WR			3.266	0.137		
				3.209	0.273		
				3.238	0.041		
	Plag			3.211	0.190		
				3.250	0.201		
				3.273	0.316		
				3.265	0.190		
				3.250	0.028		

Decay constants: $\lambda_b = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $\lambda_e + \lambda' = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $40\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$.

WR= whole rock, Plag= plagioclase, AF= alkali feldspar.

K-Ar analyses by Christopher Henry and Berkeley Geochronology Group (Durango results).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of Rodeo-Nazas samples were done at New Mexico Geochronological Research Laboratory; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of the Sinaloa samples was done by Carl Swisher at the Berkeley Geochronology Center.

% ^{39}Ar = percentage of ^{39}Ar that defines plateau.

§ All ages relative to an age of 27.84 Ma on Fish Canyon sanidine

Hawaiite lava rests directly upon a 29.3-Ma rhyolite lava dome (McDowell and Keizer, 1977) just west of the structurally lowest part of the graben (Figure 8). The lowest flow there contains abundant plagioclase and kaersutite megacrysts up to about 3 cm long. Dates on amphibole are 12.0 ± 0.3 Ma (K-Ar; McDowell and Keizer, 1977) and 11.59 ± 0.05 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Henry and Aranda-Gómez, 2000). The lack of gravel may indicate that the rhyolite formed a paleohigh or that, at least initially, sedimentary material accumulated only within the lowest part of the graben. Additional ages include a less precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date of 11.9 ± 0.4 Ma on a dike that feeds a stratigraphically higher lava and a whole rock K-Ar date of 12.9 ± 1.2 Ma on hawaiite lava from the downthrown side of the western boundary fault of the graben (McDowell and Keizer, 1977; Henry and Aranda-Gómez, 2000).

One of the 2.3-Ma basalt flows crosses the eastern boundary fault but is unfaulted; faulting must have ended there before 2 Ma. However, other young basalt adjacent to the horst block is gently tilted and may be cut by faults that bound the horst. Alternatively, the 2.3-Ma basalts simply filled in against the horst.

The Río Chico-Otinapa area was not faulted before the 13-Ma episode. Therefore, the Basin and Range province expanded at the expense of the Sierra Madre Occidental at that time. Upper Volcanic rocks at the west edge of the graben dip gently, less than about 8° eastward, and then become flat lying within the Sierra Madre. Only minor normal faults cut Upper Volcanic rocks in the Sierra Madre.

All three series of basalts exposed in the Río Chico-Otinapa graben are alkali basalts or hawaiite with trace element characteristics similar to OIB, e.g., high alkalis, Nb, and Ti (Table 2; Figure 24). However, they are petrographically and chemically distinct. Hawaiites of the Metates Formation contain plagioclase and amphibole megacrysts, are relatively evolved, with low Ni (12–33 ppm) and MgO (3.8 to 5.3%) contents (Table 2). The 2.3-Ma basalts are aphyric and more primitive, with higher Ni (110 to 172 ppm) and MgO (7.3 to 8.3%). The one possible Quaternary basalt contains spinel lherzolite xenoliths and is the most primitive, with 295 ppm Ni and 8.91% MgO.

Southern Sinaloa

The area that surrounds the Gulf of California was intensely faulted during the late Cenozoic prior to opening of the Gulf (Hausback, 1984; Henry, 1989; Stock and Hodges, 1989; Sawlan, 1991; Lee et al., 1996; Henry and Aranda-Gómez, 2000; Ferrari et al., 2002, 2013). In southern Sinaloa, faulting occurred in a zone up to 120 km wide from the Pacific coast to the Sierra Madre Occidental (Figure 11). Most faults strike north-northwest and indicate east-northeast extension. A subsidiary set of east-northeast-striking faults are probably accommodation zones separating areas of differential extension. Fault and tilt geometry of mid-Tertiary volcanic rocks indicates between 20 and 50% extension (Henry, 1989).

Faults in southern Sinaloa define several vergence

domains as have been recognized in Baja California (Axen, 1995; Umhoefer et al., 1997, 2001). The geometry of faulting is best illustrated by two east-northeast cross sections or transects across the area (Figure 12). A northern transect through Tayoltita shows numerous north-northwest-striking normal faults spaced at irregular 3 to 10 km intervals. Faults across most of this zone dip from 40° to 70° eastward, and upper volcanic rocks are tilted 30° to 60° westward. This creates a series of half graben, best shown where tilted upper volcanic rocks dip into older granitic rocks. Near the Tayoltita area, attitudes are reversed. Faults dip westward and volcanic rocks are tilted eastward. Near the center of this structure, individual blocks are irregularly tilted; some are flat lying. Displacement on individual faults is at least several kilometers and ranges as high as 7 km, as determined by offset of the base of upper volcanic rocks.

What we interpret to be a west-dipping master or breakaway fault forms the eastern boundary of this faulted zone (Figure 12). Upper volcanic rocks in the footwall of this master fault also dip moderately eastward but flatten across a hinge several kilometers east of the fault. Upper volcanic rocks in the Sierra Madre Occidental are flat lying and unfaulted from there eastward approximately 50 km to the western edge of the Río Chico-Otinapa graben. This master fault may be listric; the entire faulted zone would then be an upper plate in its hanging wall. The dip reversal near the Sinaloa-Durango border would be another rollover anticline. This geometry implies that the upper plate has pulled away from the Sierra Madre along a master fault that extends beneath the faulted area. This is a footwall segment in the terminology of Axen (1995). This is one of the structurally narrowest parts of the unextended Sierra Madre Occidental.

A complex east-northeast-striking fault zone separates this northern tilted area from flat-lying upper volcanic rocks of the unextended Sierra de los Frailes part of the Sierra Madre Occidental on the south (Figure 11). This is probably an accommodation zone separating the Sierra de los Frailes from the more extended area to the north and implies that motion along it should be dominantly left-lateral.

A transect across the southern zone, from Mazatlán through Panuco, shows dominantly east-dipping, north-northwest-striking faults (Figures 11 and 12). At the eastern end of the transect, upper volcanic rocks in the Sierra Madre are flat lying. Across a boundary that is one of the few west-dipping, down-to-the-west faults, upper volcanic rocks dip shallowly westward. The increase in dip across this fault suggests that the fault steepens downward, that is, it is antilistric. Dips increase progressively westward across northwest-striking normal faults that are conspicuous on aerial photographs but appear to have only modest displacement. Farther west, individual faults have generally greater displacement, culminating in the large half graben bounded by the Concordia fault (Figures 11, 12, and 14), which has as much as 5 km of displacement. Upper volcanic rocks dip no more than about 10 degrees except within about 5 km of the half graben, where dip increases over a few kilometers to as much as 30 degrees. From the Concordia

desplazamiento cortan a las rocas de la secuencia superior en la Sierra Madre.

Todos los tres conjuntos de rocas máficas expuestos en el graben del Río Chico-Otinapa son basaltos alcalinos o hawaiitas con características de tierras raras similares a las de los OIBs, esto es, con contenidos elevados de álcalis, Nb y Ti (Tabla 2, Figura 24). Sin embargo, ellas son petrográficamente y químicamente diferentes. Las hawaiitas de la Formación Metates contienen megacrístales de plagioclasa y de anfíbol, son relativamente evolucionadas, con bajo contenido de Ni (12-33 ppm) y MgO (3.8 a 5.3%). Los basaltos de 2.3 Ma son afíricos y más primitivos, con Ni (110-172 ppm) y MgO más elevado (7.3 a 8.3 %). El basalto posiblemente cuaternario contiene xenolitos de lherzolita de espinela y es el más primitivo de todos con 295 ppm de Ni y 8.91% de MgO.

Sur de Sinaloa

El área que rodea al Golfo de California fue intensamente fallada durante el Cenozoico tardío antes de la apertura del Golfo (Hausback, 1984; Henry, 1989; Stock y Hodges, 1989; Sawlan, 1991; Lee *et al.*, 1996; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari *et al.*, 2002, 2013). En el sur de Sinaloa, el fallamiento afectó a una zona hasta de 120 km de ancho, desde la costa hacia la Sierra Madre Occidental (Figura 11). La mayoría de las fallas tienen rumbos NNW e indican extensión ENE. Un grupo complementario de fallas ENE posiblemente representen zonas de acomodo entre áreas que experimentaron distintos grados de extensión. Las fallas y el basculamiento de las rocas volcánicas del Terciario medio indican entre un 20 y un 50% de extensión.

Las fallas en el sur de Sinaloa definen varios dominios con vergencias diferentes, de manera similar a lo que se ha documentado en partes de la Península de Baja California (Axen, 1995; Umhoefer *et al.*, 1997, 2001). La geometría de las fallas puede ser ilustrada a través de dos secciones que cruzan el área (Figura 12). En la sección septentrional, que pasa a través de Tayoltita, se observan un gran número de fallas normales NNW espaciadas de manera irregular con separaciones entre 3 y 10 km. La mayor parte de las fallas en esta zona se inclinan entre 40° y 70° al oriente y las rocas de la supergrupo volcánico superior se inclinan entre 30° y 60° al occidente. Esto forma un conjunto de semi-grábenes, que se observan mejor en aquellos sitios en donde las rocas basculadas del supergrupo volcánico superior se inclinan hacia las rocas graníticas más antiguas. Cerca del área de Tayoltita las inclinaciones se invierten. Las fallas se inclinan al occidente y las rocas volcánicas buzanan al oriente. Cerca del centro de este arreglo estructural, los bloques individuales están inclinados irregularmente y algunos son horizontales. El desplazamiento en las fallas individuales es al menos de algunos kilómetros y puede alcanzar los siete kilómetros, como puede estimarse por el desplazamiento de la base de las rocas volcánicas superiores.

Lo que interpretamos como la falla maestra o zona de despegue inclinada al occidente forma el borde oriental de esta zona de falla (Figura 12). Rocas volcánicas del supergrupo

volcánico superior en el bloque de piso de esta falla maestra también se inclinan de manera moderada hacia el oriente, pero se hacen horizontales a través de una charnela, ubicada a unos kilómetros al este de la falla. Las rocas del supergrupo volcánico superior de la Sierra Madre Occidental son horizontales y carecen de fallas hacia el oriente por una distancia de 50 km hasta el borde occidental del graben del Río Chico-Otinapa. Esta falla maestra puede ser listrica; toda la zona de fallas puede ser la placa superior en el bloque de techo. El cambio en la dirección de inclinación cercano al límite entre Sinaloa y Durango representaría un anticlinal *rollover*. Esta geometría implica que la placa superior se desprende de la Sierra Madre a lo largo de una falla maestra que se extiende por debajo de la zona de fallas. Este es un “fragmento de bloque de piso” en la terminología de Axen (1995). Esta es una de las zonas estructuralmente más angostas en la parte sin deformar de la Sierra Madre Occidental.

Una zona de falla compleja, con rumbo ENE, separa esta porción septentrional basculada, de las rocas horizontales del supergrupo volcánico superior en la parte sin extender de la Sierra de los Frailes ubicada más al sur (Figura 11). Esta zona de falla es posiblemente una estructura de acomodo que separa al área más extendida ubicada al norte, lo que implica que el movimiento dominante en ella debe de ser lateral izquierdo.

Una sección a lo largo de la zona meridional, que va desde Mazatlán hasta Pánuco, muestra principalmente fallas NNW inclinadas al oriente (Figuras 11 y 12). En el extremo oriental

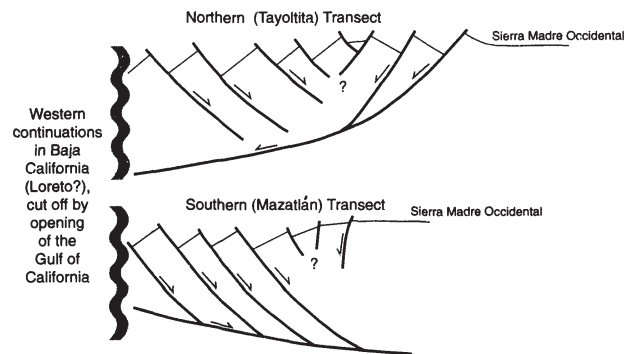


Figura 12. Secciones diagramáticas, sin escala, a través de la región extendida al oeste de la Sierra Madre Occidental en el sur de Sinaloa. El trayecto septentrional, a través de Tayoltita, puede ser subyacido por una falla listrica inclinada hacia el oeste. Ésto es un “segmento de piso” en la terminología empleada por Axen (1995) que se conectaría con un “segmento de techo” en Baja California. El trayecto meridional, a través de Mazatlán, puede ser subyacido por una falla listrica que se inclina al este y que podría estar expuesta en Baja California. Ésto es un “segmento de techo” en la terminología de Axen (1995) y se conectaría con un segmento de piso en la península de Baja California. / Figure 12. Diagrammatic cross-sections, not to scale, across the extended terrain west of the Sierra Madre Occidental in southern Sinaloa. The northern transect, through Tayoltita, may be underlain by a west-dipping listric fault. This is a footwall segment in the terminology of Axen (1995) but would have connected with a hangingwall segment in Baja California. The southern transect, through Mazatlán, may be underlain by an east-dipping listric fault that would crop out in Baja California. This is a hangingwall segment in the terminology of Axen (1995) but would have connected with a footwall segment in Baja.

Table 2. Chemical analyses for mafic rocks from the field trip area.

Sample	Durango area and Sierra Madre Occidental					Rodeo Half Graben						Río Chico-Otinapa Graben							
	Basaltic andesites near Caleras				Basaltic andesite	Hawaiites						Hawaiites		Younger hawaiites, northern part of graben				Young cinder cone	
	Northeast of Durango City				Unit B, SMO							Metates formation							
H90-4	H90-16	H90-19	H90-23	H90-5	H90-29	H90-30A	H90-31	H90-32	H90-34	H90-35	H90-8	H90-10	H90-9	H90-11	H90-13	H90-14	H90-15A	H90-12	
Age [Ma]	~29	~29	~29	~29	~23	24.1±0.6	23.8±0.7	~24	23.3±0.3	23.8±0.5	~24	~13	~13	2.3±0.2	~2.5	2.5±0.2	~2.5	2.5±0.2	Quaternary?
SiO ₂	54.03	53.92	54.19	54.07	55.41	48.93	49.44	49.01	48.29	49.57	49.49	50.04	51.44	48.30	46.52	48.40	49.45	48.32	46.32
TiO ₂	1.98	1.09	1.54	1.98	1.90	2.36	2.31	2.41	2.01	2.35	2.28	2.74	2.33	2.64	3.02	2.33	2.26	2.42	2.71
Al ₂ O ₃	15.89	17.31	16.70	15.95	16.67	16.61	17.03	16.65	16.92	16.67	16.64	17.35	15.80	14.86	14.51	15.08	14.70	14.65	14.43
FeO	9.74	8.73	9.22	9.61	9.28	10.44	11.01	11.05	10.06	10.49	10.36	10.69	11.29	12.19	13.24	12.16	11.57	12.46	12.63
MnO	0.16	0.16	0.15	0.16	0.26	0.18	0.20	0.19	0.17	0.19	0.17	0.16	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.19
MgO	4.55	4.82	5.01	4.58	3.51	6.40	5.50	5.89	6.77	6.14	6.64	3.87	5.25	7.82	7.49	7.31	7.82	8.25	8.91
CaO	7.61	9.40	7.93	7.56	6.73	7.82	7.43	8.15	10.01	7.92	8.57	6.60	8.13	8.33	8.15	8.03	7.72	8.79	8.22
Na ₂ O	3.29	3.02	3.07	3.26	4.34	4.53	4.92	4.24	3.51	4.07	3.42	4.71	2.85	3.47	4.06	3.97	3.80	3.21	3.89
K ₂ O	1.91	1.33	1.72	2.00	1.38	2.03	1.40	1.62	1.77	1.85	1.79	2.95	1.75	1.68	2.08	1.88	1.81	1.29	1.97
P ₂ O ₅	0.83	0.23	0.48	0.83	0.53	0.71	0.77	0.80	0.49	0.75	0.63	0.90	0.99	0.54	0.76	0.68	0.67	0.43	0.75
Total*	99.04	98.21	98.77	98.89	98.62	98.49	97.83	97.83	97.79	97.48	97.86	98.54	97.62	98.84	98.67	98.80	98.68	98.98	98.69
Sc	22	33	23	24	31	25	21	19	24	22	24	13	29	20	18	23	19	27	24
V	193	225	207	176	124	207	164	186	218	198	205	127	223	177	210	156	158	211	177
Cr	76	49	112	72	0	93	76	82	123	95	125	14	97	192	137	207	232	220	217
Ni	21	4	29	22	0	55	35	44	57	53	54	12	33	152	110	141	147	172	295
Cu	9	13	8	7	3	28	25	25	26	27	21	15	21	44	36	34	37	54	101
Zn	114	88	101	116	110	82	82	84	68	79	84	91	122	119	132	118	113	112	102
Ga	16	17	22	19	19	21	15	15	16	15	16	20	21	21	24	16	18	21	18
Rb	46	52	43	46	32	37	14	18	30	34	33	49	36	34	53	45	46	29	45
Sr	501	500	453	496	567	607	617	637	644	667	546	1,136	527	636	829	730	692	504	773
Y	41	26	31	46	30	32	32	31	26	31	31	29	38	32	26	33	30	41	34
Zr	299	122	218	299	158	221	227	220	168	235	181	352	245	205	265	242	243	172	266
Nb	24	8	14	24	10	60	75	62	56	68	49	70	23	55	78	65	63	42	77
Ba	901	428	684	790	588	529	655	591	487	566	544	760	762	512	684	724	600	383	553
La	36	8	32	44	22	32	39	34	26	51	24	39	38	46	59	38	39	39	41
Ce	104	30	61	95	37	69	67	85	55	79	48	99	71	67	88	63	63	65	83
Pb	12	5	11	13	10	5	6	8	3	8	7	5	11	5	4	4	5	6	2
Th	4	3	3	5	0	7	4	4	5	4	3	4	5	3	7	5	3	0	3

All analyses by X-ray fluorescence at the Geoanalytical Laboratory, Washington State University; FeO* = total Fe as FeO; Total* = total before normalization to 100% anhydrous.

fault west, the geometry is similar to that to the north. Faults dip 40° to 70° eastward, and beds are tilted westward up to 40°. Some minor faults dip as shallowly as 22°. A possible implication of this geometry is that an east-dipping master fault, developed to the west, underlies the faulted area, i.e., the reverse of the pattern to the north. This is a hanging-wall segment in the terminology of Axen (1995). Another probable accommodation zone separates the gently dipping, eastern part

from an unextended (?) area to the south.

The distribution of faulting has produced a distinctly rectilinear boundary between the extended terrane and the relatively unfaulted Sierra Madre Occidental (Figure 11). The highly extended area along the northern, Tayoltita transect makes a promontory into unextended areas to the north and south in the Sierra de los Frailes. The less extended area along the southern, Panuco transect lies south of the Sierra de los

de la sección, las rocas del supergrupo volcánico superior son horizontales. A través de un límite, que es una de las pocas fallas inclinadas al oeste y con el bloque hundido al occidente, las rocas del supergrupo volcánico superior se inclinan suavemente al oeste. El aumento de la inclinación de las capas a través de esta falla sugiere que el plano de falla se hace más inclinado a profundidad, esto es que es antilístrico. Las inclinaciones aumentan de manera progresiva hacia el occidente a través de fallas normales NNW que son notorias en las fotos aéreas, pero que tienen desplazamientos modestos. Mas al occidente, las fallas individuales tienen desplazamientos mayores que culminan en un semi-graben mayor bordeado por la falla de Concordia (Figuras 11, 12 y 14), que alcanza un desplazamiento hasta de 5 km. Rocas de la secuencia volcánica superior no se inclinan más de 10°, excepto a distancias menores a 5 km del semi-graben, en donde el buzamiento aumenta en unos cuantos kilómetros hasta unos 30°. Las fallas se inclinan ente 40° y 70° al oriente, y las capas lo hacen hacia el oeste hasta 40°. Algunas fallas menores pueden tener ángulos de inclinación tan bajos como 22°. Una posible implicación de este arreglo estructural es que existe una falla maestra inclinada al este, que se ubica más hacia la costa (al oeste) y que ésta subyace a la zona de fallas. Por tanto, este es un arreglo estructural inverso al anteriormente descrito para el área más al norte. Esto es lo que Axen (1995) llama un “segmento de techo”. Otra posible zona de acomodo separa a la parte oriental suavemente inclinada de una porción sin extender ubicada más hacia al sur.

La distribución de las fallas ha producido un límite notablemente recto entre el área extendida y la porción de la Sierra Madre Occidental relativamente sin fallas (Figura 11). La zona más extendida a lo largo de la sección de Tayoltita hace una “entrante” ubicada entre áreas menos deformadas ubicadas al norte y sur, en lo que se conoce como Sierra de los Frailes. El área menos extendida a lo largo de la sección más meridional que

pasa por Pánuco se encuentra al sur de la Sierra de los Frailes y al norte de un área sin extender que se ubica al sur de la carretera MEX 40. Otra zona más extendida coincide con la cuenca hidrológica del río Presidio (zona de Mala Noche en las figuras 11 y 29) y será vista de manera breve durante la excursión.

La geometría de las fallas regionales y de la inclinación de los bloques, así como datos de planos de falla y de estrías indican que el fallamiento resultó de extensión ENE. Los ángulos de inclinación de rocas del supergrupo volcánico superior llegan a ser hasta 65°, mientras que la inclinación de los planos de falla es moderado. Ésto indica que hubo extensión significativamente grande en el sur de Sinaloa. Sin embargo, dado que no es posible saber si las superficies de falla son planas o lístricas, el cálculo preciso de la extensión total es imposible (Wernicke y Burchfiel, 1982). Si las superficies son planas, y tanto las fallas como rocas volcánicas están basculadas, la aplicación de las fórmulas de Wernicke y Buchfiel (1982) indican una extensión hasta de 50%. Si las superficies son lístricas y sólo las rocas están basculadas, la extensión total puede ser tan solo de 20%. La extensión al oriente de la falla de Concordia en la parte meridional del área, en donde las rocas volcánicas superiores solo están ligeramente basculadas, posiblemente es menor a 10%.

La edad del fallamiento hasta ahora se había considerado que era entre 17 y 3 Ma (Henry y Fredrikson, 1987; Henry, 1989). En trabajos reciente en el norte de Nayarit y en Sinaloa se han documentado al menos dos fases de extensión: la más antigua es extensión WNW y sucedió entre 30 y 18 Ma. Posteriormente, hubo una fase de extensión ENE que sucedió entre 18 y 12 Ma (Ferrari *et al.*, 2013). A lo largo de la costa hay rocas volcánicas tan jóvenes como 17 Ma que están basculadas en grados variables y son cubiertas por basaltos horizontales de ~11–10 Ma y de 3.2 Ma.

Información nueva en la sección meridional, que será mostrada en el día uno de la excursión, indican que el fallamiento inició en algún momento después de ~23 Ma. En una área ubicada a 25 km al oriente de Mazatlán, fallas normales NNW, con el bloque hundido al E, limitan a un conjunto de semi-grabenes. Rocas volcánicas del Oligoceno – Mioceno que se inclinan hacia el occidente sobreyacen a una superficie erosional desarrollada sobre una granodiorita del Eoceno y ambas son repetidas por estas fallas. Fallas menos importantes

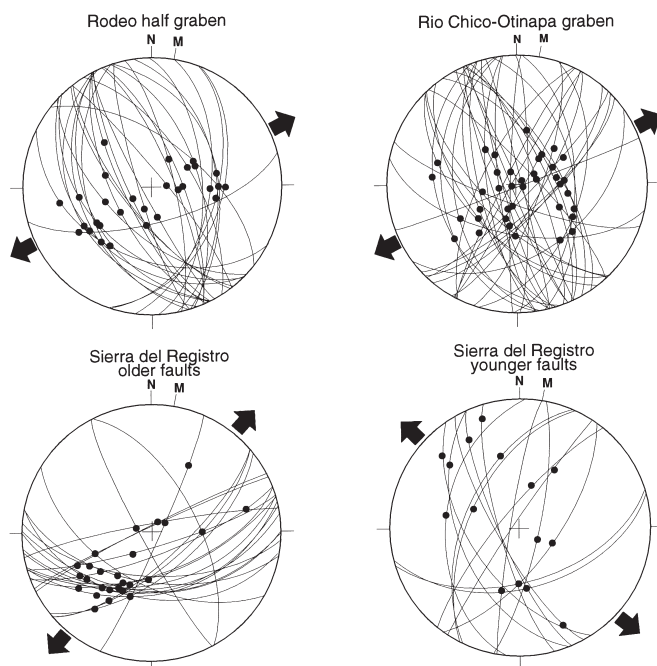


Figura 13. Redes estereográficas de Wulff, proyectadas sobre el hemisferio inferior, que muestran datos de falla y de estrías de falla en el medio graben de Rodeo, el graben del Río Chico-Otinapa y las fallas más antiguas y más jóvenes en la Sierra del Registro. Las flechas indican el esfuerzo principal mínimo (σ_3). El análisis de paleoesfuerzos con el método de Angelier (1979), así como la orientación general de las fallas, del graben y las inclinaciones sugieren que la mayor parte del fallamiento es el resultado de extensión ENE. Las fallas más jóvenes de la Sierra del Registro muestran un episodio menor, posterior a 12 Ma, en que la extensión fue NW. / Figure 13. Wulff, lower-hemisphere plot of fault and slickenside data from the Rodeo half graben, the Río Chico-Otinapa graben, and older and younger fault sets from the Sierra del Registro. Arrows indicate least principal stress (σ_3). Paleostress analysis using the method of Angelier (1979), as well as tilt orientations show that most faulting resulted from east-northeast extension. The younger faults from the Sierra del Registro show a minor, post-12-Ma episode of more northwesterly extension.

Frailles and north of an unextended area south of Highway 40. Another more extended area lies in the upper Río Presidio drainage (Mala Noche area, Figures 11 and 29) and will be viewed briefly during the field trip.

Regional fault and tilt geometry and fault and slickenline data indicate that faulting resulted from east-northeast extension. Tilt angles of upper volcanic rocks of up to 65 degrees and the moderate dip of many observed faults indicate considerable extension in southern Sinaloa. However, because it is not known whether the faults are planar or listric, precise determination of amount of extension is impossible (Wernicke and Burchfiel, 1982). If the faults are planar and both faults and volcanic rocks are tilted, calculations using the equations of Wernicke and Burchfiel (1982) suggest that extension is as much as 50%. If faults are listric and only the rocks are tilted, total extension may be only about 20%. Extension east of the Concordia fault in the southern area, where upper volcanic

rocks are only modestly tilted, is probably less than 10%.

The timing of faulting in Sinaloa was previously constrained only between 17 and 3 Ma ago (Henry and Fredrikson, 1987; Henry, 1989). Recent work in northern Nayarit and Sinaloa documented at least two phases of extension: an older phase of WNW extension between 30 and 18 Ma and a subsequent phase of ENE extension between 18 and 12 Ma (Ferrari et al., 2013). Volcanic rocks as young as 17 Ma are variably tilted and are overlain by the flatlying ~11–10 Ma and 3.2 Ma basalt along the coast.

New data from the southern transect, to be observed on day 1, indicate that faulting started sometime after ~23 Ma. In an area approximately 25 km east of Mazatlán, north-northwest-striking, east-dipping normal faults bound a series of half graben (Figure 14). West-tilted Oligocene-Miocene volcanic rocks overlie an eroded surface on Eocene granodiorite, and both are repeated by these faults. Minor east-northeast-striking

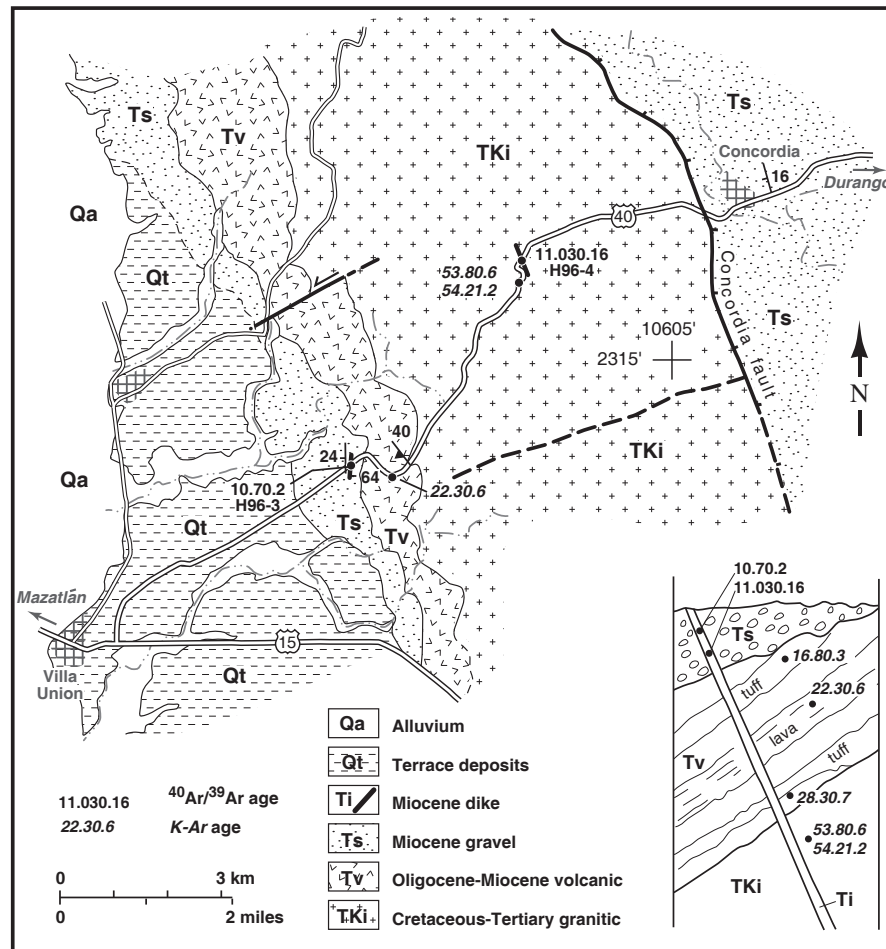


Figura 14. Mapa geológico simplificado de una parte del dominio inclinado al occidente en la porción meridional de Sinaloa, al oriente de Mazatlán. Otra falla mayor, con rumbo NNW posiblemente subyace al aluvión cuaternario, justo al occidente del mapa. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en los diques máficos que fueron emplazados durante la fase temprana de la extensión indican que la extensión inició poco después de 11 Ma. Edades K-Ar de Henry (1975) y de Henry y Fredrikson (1987). Las edades de 16.8 y 28.3 Ma son de las secuencias volcánicas del Oligoceno y del Mioceno ubicadas a unos 50 km al noroeste. / Figure 14. Simplified geologic map of part of the west-tilted domain in southern Sinaloa, east of Mazatlán. Another major, north-northwest-striking normal fault probably underlies Quaternary alluvium just west of the map. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on mafic dikes that were emplaced during early part of extension indicate extension began shortly before 11 Ma. K-Ar ages from Henry (1975) and Henry and Fredrikson (1987). The 16.8 and 28.3 Ma ages are from Oligocene-Miocene volcanic sections approximately 50 km to the northwest.

con rumbos ENE aparentemente tienen una componente lateral. Las rocas volcánicas son ignimbritas moderadamente soldadas y una lava dacítica con una edad K-Ar en biotita de 22.3 ± 0.6 Ma (Henry y Fredrickson, 1987) y edades U-Pb en circones de ~ 22.7 y 23.3 Ma (este trabajo). El bandeamiento de flujo cerca del derrame de lava se inclina 40° en dirección oeste, lo que posiblemente representa un límite máximo para el basculamiento tectónico.

Depósitos de grava de grano grueso, pobremente seleccionadas, con estratificación pobre a moderadamente bien desarrollada, sobreyacen a las rocas volcánicas expuestas en la carretera. Su rumbo es NS y se inclinan 24° al W. En uno de los cortes de la carretera 40 [libre], la grava es cortada por numerosas fallas normales que se inclinan al E y que tienen desplazamientos pequeños y por un dique de basalto (Figura 14). El dique tiene un rumbo NS y se inclina 64° al oriente, siendo aproximadamente perpendicular a los estratos en las gravas. El dique dio una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total de 10.7 ± 0.2 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Derrames de lava posiblemente asociados a este dique no se han reconocido, pero los afloramientos en el área son pobres por la cubierta vegetal subtropical que caracteriza al área. Un segundo dique basáltico, con rumbo NNW corta a una granodiorita del Eoceno mas al oriente y da una edad de 11.03 ± 0.16 Ma.

Nuestra interpretación de las relaciones descritas es que las gravas rellenaron parcialmente a un medio graben limitado al oeste por una falla normal mayor que se inclina hacia el este (Figuras 11 y 14). La presencia de granito en los clastos de la grava requiere que haya habido un basculamiento elevado para exponer al intrusivo, lo que es consistente con la inclinación de 40° en las rocas volcánicas debajo de las gravas. La inclinación aparentemente menor en las gravas sugiere que éstas se acumularon después de la primera fase de fallamiento y basculamiento. El dique basáltico fue emplazado después del fallamiento, pero posiblemente antes de que al fallamiento y basculamiento simultáneo cesaran. Fallamiento posterior basculó tanto a las gravas como al dique. Por tanto, la extensión inició antes de 11 Ma y continuaba en ese tiempo. Se ignora cuanto tiempo antes de 11 Ma inició el fallamiento, pero las relaciones geológicas sugieren que puede ser tan antiguo como el Mioceno temprano (Ferrari *et al.*, 2013). Esto sugiere que la extensión del proto-Golfo en toda la región puede ser más antigua que lo que infirieron Stock y Hodges (1989).

A una escala regional, los diques de basalto o de andesita basáltica, así como los derrames de lava con edades ~ 11 -10 Ma se encuentran en varios sitios a lo largo de la costa de Nayarit, Sinaloa y Sonora (Richter *et al.*, 1995; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Till *et al.*, 2009; Ferrari *et al.*, 2013) y también han sido obtenidos de muestras dragadas en tres sitios en el Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2013). Los diques basálticos de Sinaloa son similares geoquímicamente a la toleíta temprana asociada al rift descrita por Sawlan (1991), que hizo erupción aproximadamente al mismo tiempo en Baja California y en la costa de Nayarit. Sawlan atribuyó a este conjunto de rocas a fusión preferente de vetas de clinopiroxena dentro de un manto relativamente refractario e hizo notar su semejanza con

las toleítas de islas oceánicas y continentales. Este mismo origen puede aplicar para los diques de Sinaloa. A pesar del entorno de rift de intra-placa, los diques son diferentes a los basaltos de intra-placa que hicieron erupción en Durango de manera contemporánea (Tabla 2).

Una geometría similar en el fallamiento y cambios en la vergencia de las estructuras fueron reconocidos en el lado occidental del Golfo, en Baja California (Axen, 1995; Umhoefer *et al.*, 1997, 2001). En verdad, es cierto que antes de la creación del piso oceánico que abrió al Golfo, la península de Baja California y el resto de México estaban unidos. Las fallas ilustradas de manera esquemática en la Figura 12 posiblemente se unían a fallas que ahora están ubicadas en Baja California. Lo estrecho de los dominios de vergencia en la Sierra Madre Occidental es poco usual en comparación con aquellos dominios ubicados en Baja California y, en general, en otras áreas extendidas (Axen, 1995). Sin embargo, los dominios de vergencia son también angostos en la región de Loreto en Baja California, que es un sitio que probablemente colindaba con la parte sur de Sinaloa (Umhoefer *et al.*, 1997). Esto sugiere la posibilidad de encontrar la correspondencia entre los dominios con cambios de vergencia a través del Golfo, para así poder restaurar de manera exacta la ubicación de la península de Baja California respecto al continente, antes de la apertura del Golfo (Axen, 1995; Umhoefer, *et al.*, 1997). En la parte continental, la Sierra Madre Occidental aparentemente se comportó como un bloque coherente, de manera que en el área extendida se separaron tanto los segmentos de piso como los de techo. Esta es una relación similar a la que se observa a lo largo del escarpe principal del Golfo en Baja California, en donde el terreno extendido se separó de las sierras elevadas sin deformar (extender) de la parte central de Baja California.

Un período de extensión que inició hace cerca de 13 o 12 Ma, correspondiente al proto-Golfo de Karig y Jansky (1972), ha sido reconocido de manera amplia alrededor del Golfo (Gastil y Kruppenacher, 1977; Dokka y Merriam, 1982; Hausback, 1984; Neuhaus *et al.*, 1988; Stock y Hodges, 1990; Martín-Barajas *et al.*, 1995; Lee *et al.*, 1995). Extensión de la misma edad también sucedió en Nayarit, en el extremo meridional de la Sierra Madre Occidental, un lugar en donde la extensión del Golfo se une con la extensión de Cuencas y Sierras del centro de México (Jansky, 1974; Gastil *et al.*, 1978; Ferrari, 1995; Ferrari *et al.*, 2002, 2013) y en la parte sur de Arizona (Eberly y Stanley, 1978; Menges y Pearthree, 1989). De manera adicional, basaltos alcalinos similares a las rocas máficas de la Formación Metates, fueron extravasados en el lapso entre 13 y 11 Ma en el campo volcánico de Los Encinos en San Luis Potosí, en donde posiblemente también fueron contemporáneos con extensión (Luhr *et al.*, 1995).

El episodio de 2-3 Ma

El episodio de fallamiento normal más joven está registrado en las lavas cuaternarias del Campo Volcánico de Durango

faults appear to have some strike-slip motion. The volcanic rocks consist of moderately welded ash-flow tuff and dacitic lava, which has a biotite K-Ar date of 22.3 ± 0.6 Ma (Henry and Fredrikson, 1987) and U-Pb ages of ~ 22.7 and 23.3 Ma (this work). Planar flow bands near the base of the lava dip 40° westward, which is probably a maximum for tectonic tilt.

Coarse, poorly sorted, and poorly to moderately bedded gravel overlies the volcanic rocks, strikes north, and dips 24° to the west. In a roadcut along Highway 40, this gravel is cut by numerous, north-northwest-striking, mostly east-dipping, small-displacement normal faults and by a basaltic dike (Figure 14). The dike strikes north and dips 64° to the east, approximately perpendicular to bedding in the gravel. The dike gives a whole rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 10.7 ± 0.2 Ma (Henry and Aranda-Gómez, 2000). Lava flows that may have been fed by the dike have not been recognized, but exposure in the semi-tropical area is poor. A second, north-northwest-striking basaltic dike cuts Eocene granodiorite farther east and gives an age of 11.03 ± 0.16 Ma.

We interpret these relations to indicate that the gravel fills a half graben bound on the west by a major, east-dipping normal fault (Figures 11 and 14). The presence of granitic rocks as clasts in the gravel requires substantial tilting to expose them, which is consistent with dips up to 40° of underlying volcanic rocks. The apparent lesser dip of gravel suggests that they accumulated after initial faulting and tilting. The basaltic dike was emplaced after some faulting but probably before faulting and tilting ended. Continued faulting tilted both the gravel and the dike. Therefore, extension began before 11 Ma and was ongoing at that time. How long before 11 Ma is unknown, but geologic relations suggest it could be as old as early Miocene (Ferrari et al., 2013). This indicates that proto-Gulf extension throughout the Gulf was older than previously inferred by Stock and Hodges (1989).

At a regional scale basaltic to basaltic-andesitic dikes and lava flows of ~ 11 -10 Ma are found at several sites along the coast of Nayarit, Sinaloa, and Sonora (Richter et al., 1993; Henry and Aranda Gómez, 2000; Till et al., 2009; Ferrari et al., 2013) and have been sampled or dredged at three sites offshore (Ferrari et al., 2013). The basaltic dikes of Sinaloa are geochemically similar to the early-rift tholeiite suite of Sawlan (1991), which erupted at about the same time in Baja California and coastal Nayarit. Sawlan attributed this suite to preferential melting of clinopyroxenite veins in relatively refractory mantle and noted a similarity to oceanic island and continental tholeiites. This origin may apply to the Sinaloa dikes. Despite their intraplate rift setting, the dikes are distinctly unlike intraplate basalts, such as erupted in Durango at the same time (Table 2).

Similar geometry of faulting and vergence reversals are recognized along the western edge of the Gulf faulted zone in Baja California (Axen, 1995; Umhoefer et al., 1997, 2001). Indeed, before sea-floor spreading that opened the Gulf, Baja and the mainland were adjacent. The faults depicted schematically in Figure 12 probably joined faults in Baja. The narrowness of the vergence domains along the Sierra Madre

Occidental is unusual, both in comparison to those in Baja California and in extended areas in general (Axen, 1995). However, vergence domains are also narrow in the Loreto area of Baja, the likely match to southern Sinaloa (Umhoefer et al., 1997). This suggests the exciting possibility of matching vergence reversals across the Gulf to precisely restore Baja California to the mainland before opening of the Gulf (Axen, 1995; Umhoefer et al., 1997). On the mainland, the Sierra Madre Occidental appears to have behaved as a coherent block, so the extended area has pulled away in both footwall and hanging-wall zones. This is similar to the relation along the main Gulf escarpment in Baja California, where the extended terrain has pulled away from the high, unextended sierras of central Baja.

An episode of extension beginning about 13 to 12 Ma ago, the proto-Gulf of California of Karig and Jensky (1972), is recognized widely around the Gulf (Gastil and Krummenacher, 1977; Dokka and Merriam, 1982; Hausback, 1984; Neuhaus et al., 1988; Stock and Hodges, 1990; Martín-Barajas et al., 1995; Lee et al., 1996). Extension at this time also occurred in Nayarit at the southern end of the Sierra Madre Occidental, where extension around the Gulf rejoins with extension of the Basin and Range province of central Mexico (Jensky, 1974; Gastil et al., 1978; Ferrari, 1995; Ferrari et al., 2002, 2013) and in southern Arizona (Eberly and Stanley, 1978; Menges and Pearthree, 1989). Additionally, alkali basalts, similar to mafic lavas of the Metates Formation, erupted between 13 and 11 Ma ago in Los Encinos volcanic field in San Luis Potosí and probably were contemporaneous with extension (Luhr et al., 1995a).

2–3 Ma Episode

The youngest episode of faulting is shown by fault scarps that cut the Quaternary lavas of the Durango Volcanic Field (Aranda-Gomez and Henry, 1992). At least nine faults totaling 57 km strike length cut the basalts, which filled in around tilted ridges of upper volcanic rocks resulting from earlier episodes of extension. Faults strike dominantly north-northwest (range $N11^\circ\text{W}$ to $N60^\circ\text{W}$). Individual faults are 2 to 24 km long and, with minor exception, are down to the west as much as 15 m. Scarps are steep but developed in resistant basalt, so latest timing of motion is unknown. Closed depressions on down-thrown sides of several faults suggest tilting of fault blocks to the northeast, continuing the pattern of earlier episodes of extension. A cinder cone lies on one fault, and La Breña maar lies 3 km north-northwest along strike of another fault. Otherwise, vents for the DVF are not obviously related to faults. One Quaternary fault aligns with a fault cutting mid-Tertiary rocks, has the same sense of displacement, and must represent renewed motion of the older fault. The north-northwest orientation of Quaternary faults, apparent rotation along faults, and presence of small right and left steps suggests continued east-northeast extension, as during the earlier episodes. However, kinematic indicators are unavailable, and Quaternary motion clearly reactivated existing faults.

(Aranda-Gómez y Henry, 1992). Al menos nueve fallas, con una longitud combinada de 57 km a lo largo de su rumbo, cortan a los basaltos, que rellenaron las áreas entre bloques basculados de rocas de la supergrupo volcánico superior que son producto de etapas anteriores de fallamiento. Las fallas tienen rumbos preferentes NNW (oscilan entre N11°W y N60°W). Cada una de las fallas tiene una longitud que varía entre 2 y 24 km y, en general, tienen los bloques hundidos del lado oeste, con desplazamientos hasta de 15 m. Los escarpes de falla son abruptos, pero están desarrollados en basaltos resistentes, por lo que la edad de los movimientos es desconocida. Cuencas cerradas en los bloques de techo de varias fallas sugieren algo de basculamiento de los bloques hacia el NE, como una continuación del patrón establecido en periodos de fallamiento previos. Un cono de cenizas yace sobre la traza de una falla y el maar de La Breña está ubicado a 3 km al NNW de la traza de otra falla, siguiendo el rumbo de ésta. Por otro lado, la ubicación de otros volcanes del Campo Volcánico de Durango (CVD) no tiene una relación aparente con las fallas. Una falla cuaternaria se alinea con una falla que corta a rocas volcánicas del Terciario medio y tiene el mismo sentido de desplazamiento que ésta, por lo que la falla cuaternaria debe de representar la reactivación de una falla más antigua. La orientación NNW de las fallas cuaternarias, la rotación aparente de los bloques y los desplazamientos que semejan “pasos” a la izquierda o a la derecha de los segmentos de falla sugieren que la extensión en el Cuaternario sigue siendo NNE como en las etapas anteriores. Sin embargo, adentro del CVD no se han encontrado indicadores cinemáticos en los planos de falla y el movimiento cuaternario claramente reactivó a fallas pre-existentes.

Vulcanismo del Plioceno tardío al Cuaternario en la región que recorre esta excursión es bastante común, pero la relación entre vulcanismo y fallamiento solo se ha documentado en Durango. Además de los basaltos cuaternarios del CVD (Día 3), se sabe que hay basaltos jóvenes en el graben del Río Chico-Otinapa (2.3 a 2.5 Ma y un posible basalto cuaternario; véase Día 2) y en la región costera de Sinaloa (3.2 y 2.4 Ma). De manera más regional, la distribución de basaltos y la presencia de escarpes de fallas cuaternarias en todo el norte de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Obregón y Lermo-Samaniego, 1995; Suter y Contreras, 1998; Aranda-Gómez *et al.*, 2003) sugieren un episodio regional de extensión durante este tiempo. Sin embargo, las relaciones geológicas en la zona costera de Sinaloa indican poca actividad tectónica acompañando o siguiendo la extravasación de estas rocas.

Resumen acerca de la extensión

Las áreas visitadas durante esta excursión sirven para ilustrar la geometría, edad y relación con el magmatismo de los episodios de extensión que sucedieron durante el Cenozoico medio y tardío en el noroeste de México. Aún más, el período de ~ 12 Ma observado en Sinaloa (Día 1) y en el graben del Río Chico-Otinapa en Durango (Día 2) son un vínculo importante entre la extensión de la Provincia Extensional del Golfo de California y

Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 2000). La extensión en esta parte del occidente de México ha generado tres dominios estructurales diferentes: las regiones moderadamente extendida de Sinaloa y de la parte de Cuencas y Sierras de Durango, que son separadas por un bloque relativamente sin fallas y sin extensión que es la Sierra Madre Occidental (Figura 11). Aunque la extensión puede haber afectado a toda esta región desde hace 30 Ma, los periodos de fallamiento significativo parecen haber sido episódicos. En Durango, el evento de fallamiento normal inició hace 31 Ma y hubo otros episodios a los 24, 12 y, posiblemente, a los 2.5 Ma. El inicio del fallamiento en Sinaloa y Nayarit es ligeramente más joven, entre ~28 y 24 Ma y se concentró en el lado oeste del c.v.SMO, en la región que sería después ocupada por el Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2013). Otro episodio de extensión es evidenciado por el vulcanismo máfico alrededor del Golfo de California a los ~11-10 Ma y fue contemporáneo con el episodio de extensión en Durango.

En Durango el efecto acumulado del fallamiento es que las rocas volcánicas superiores están inclinadas hacia el ENE a lo largo de todo el flanco oriental de la Sierra Madre Occidental, hasta Chihuahua hacia el norte y hasta la parte meridional de Zacatecas hacia el sur (Stewart *et al.*, 1998; éste trabajo). La cantidad de extensión a través del tiempo es incierta. La extensión en la región de Rodeo es mayor que aquella en el graben del Río Chico-Otinapa y el desplazamiento en las fallas normales cuaternarias es 20 m como máximo. Estas variaciones pueden interpretarse ya sea como evidencia de extensión y basculamiento continuos y progresivos, o como evidencia de una disminución de las tasas de extensión y del basculamiento con el tiempo. Este asunto requiere de más investigación.

En Sinaloa, la extensión ha basculado a ignimbritas del Oligoceno hasta 70° y a ignimbritas del Mioceno temprano hasta 35°, hacia el WSW o hacia el ENE. En dos áreas en el borde oeste de la Sierra Madre Occidental, las direcciones de basculamiento se invierten hacia el ENE (Figura 11). Un anticlinal *rollover* (?) o anticlinal de extensión complejo está bien expuesto cerca de Tayoltita, en lo que es la inversión septentrional. La naturaleza de la transición de los dominios en donde las rocas se inclinan hacia el oeste a donde lo hacen al este, cerca de Mala Noche, no ha sido observada.

La historia del desarrollo de la extensión en Sinaloa y Durango también tiene implicaciones importantes para interpretar el origen de la extensión tanto en las áreas alrededor del Golfo de California, como en la parte meridional de Cuencas y Sierras. Stock y Hodges (1989) demostraron que la extensión del Mioceno medio-tardío (proto-Golfo ~ 12-6 Ma) alrededor del Golfo de California (*i.e.* la Provincia Extensional del Golfo [PEG]) es producto de la partición del movimiento oblicuo entre las placas del Pacífico y de Norte América en dos componentes: el movimiento a rumbo a lo largo de su margen y extensión ENE, perpendicular al margen de la placa de Norte América. Aunque Stock y Hodges solo aplicaron este mecanismo a la extensión proto-Golfo de la PEG, nosotros reconocemos una extensión predominantemente ENE, que es cinemáticamente similar, y que sucedió al mismo tiempo en Durango, en la región perteneciente a Cuencas y Sierras ubicada al oriente de

Late Pliocene to Quaternary basaltic magmatism is widespread in the region of this field trip, but contemporaneous faulting has been recognized only in Durango. In addition to the Quaternary basalts of the Durango Volcanic Field (Day 3), young basaltic activity is known from the Río Chico-Otinapa graben (2.3- to 2.5-Ma basalts and one probable Quaternary basalt; see Day 2), and from coastal Sinaloa (3.2 and 2.4 Ma). More regionally, the distribution of basalts and the presence of Quaternary fault scarps throughout much of northern Mexico (Henry and Aranda-Gomez, 1992; Nieto-Obregón y Lermo-Samaniego, 1995; Suter and Contreras, 1998; Aranda-Gomez et al., 2003) suggest a regional episode of extension at this time. However, geologic relations in coastal Sinaloa indicate little tectonic activity accompanying or following those rocks.

Summary of extension

Areas examined during this field trip illustrate the geometry, timing, and relation to magmatism of mid- to late Cenozoic extension in northwestern Mexico. Moreover, the ~12 Ma extensional episodes in Sinaloa (Day 1) and in the Río Chico-Otinapa graben in Durango (Day 2) provide an important tie between the Gulf Extensional Province and the Basin and Range (Henry and Aranda-Gomez, 2000). Extension in this part of western Mexico has generated three distinct domains: moderately extended areas in Sinaloa and in the Basin and Range part of Durango, which are separated by the relatively unfaulted, unextended Sierra Madre Occidental (Figure 11). Although extension may have affected all this region since about 30 Ma ago, significant faulting appears to have been episodic. Episodes of major faulting in Durango appear to have begun as early as about 31 Ma ago and definitely at about 24, 12, and probably 2.5 Ma ago. Onset of faulting in Sinaloa and Nayarit is slightly younger, beginning between ~28 and 24 Ma and focusing after ~18 Ma in the western side of the SMO

v.f. toward the region later occupied by the Gulf of California (Ferrari et al., 2013). Another episode of extension is marked by the mafic volcanism around the Gulf of California at ~11–10 Ma, contemporaneous with the episode in Durango.

In Durango, the cumulative effect of faulting is to have tilted upper volcanic rocks toward the east-northeast all along the east side of the Sierra Madre Occidental as far north as central Chihuahua and south to southern Zacatecas (this work; Stewart et al., 1998). The amount of extension through time is uncertain. Extension at Rodeo is greater than in the Río Chico-Otinapa graben, and displacement on Quaternary faults is at most about 20 m. This pattern could be interpreted as indicating either continuous, progressive extension and tilting of rocks through time or progressive decrease in extension and tilting with time. This is a topic that requires further research.

In Sinaloa, extension has tilted Oligocene ignimbrites as much as 70° and early Miocene ignimbrite up to 35° to the west-southwest or the east-northeast. In two areas at the western edge of the Sierra Madre Occidental, tilt directions flip to east-northeast (Figure 11). A complex, roll-over or extensional anticline is well exposed near Tayoltita in the northern of these two reversals. The nature of the transition from west- to east-tilted rocks near Mala Noche has not been observed.

The story of extension in Sinaloa and Durango also has important implications for the origin of extension around the Gulf and in the Basin and Range province. Stock and Hodges (1989) demonstrated that middle-late Miocene (proto-Gulf; ~12–6 Ma) extension around the Gulf of California, i.e., the Gulf Extensional Province (GEP), resulted from partitioning of oblique Pacific-North American plate motion into strike-slip displacement along the margin and east-northeast extension perpendicular to the margin within the North American plate. Although Stock and Hodges (1989) applied this mechanism only to proto-Gulf extension of the GEP, we recognize that kinematically similar, predominantly east-northeast extension occurred at the same time in Durango, in the Basin and Range east of



la Sierra Madre Occidental, que es considerada como el límite este de la PEG (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Aún más, extensión similar sucedió a través de toda la parte meridional de Cuencas y Sierras, desde el sur de Arizona y Nuevo México hasta el Eje Neovolcánico Transmexicano. Más relevante aún, la extensión en Sonora, Arizona y Nuevo México durante este lapso relaciona a la PEG con la provincia de Cuencas y Sierras en el área ubicada alrededor del extremo septentrional de la Sierra Madre Occidental (Eberly y Stanley, 1978; Menges y Pearthree, 1989; McDowell *et al.*, 1997). Otros estudios que relacionan a la PEG con Cuencas y Sierras en la región del extremo meridional de la Sierra Madre Occidental, al norte del Eje Neovolcánico Transmexicano son los de Jensky (1974), Gastil *et al.* (1978, 1979), Nieto-Samaniego *et al.* (1999), Ferrari y Rosas-Elguera (2000). Una conclusión importante es que el mecanismo de partición del movimiento de Stock y Hodges es aplicable también a la parte “principal” de Cuencas y Sierras del centro y norte de México y del suroeste de los Estados Unidos y que cuando menos una parte de la extensión de Cuencas y Sierras está controlada por la interacción entre las placas.

El reconocimiento de que este período de extensión afectó a toda la parte meridional de Cuencas y Sierras también resuelve la discrepancia entre los cálculos de extensión basados en la reconstrucción de las placas y aquellos fundamentados en observaciones de campo hechas únicamente adentro del PEG. Las reconstrucciones de Stock y Hodges (1989) requieren entre 160 y 110 km de extensión en el lapso entre ~ 12-6 Ma. Si esto es acomodado solamente adentro de la PEG, esto implicaría extensión entre 66% y 78%, lo que es mucho mayor de lo observado. Si la extensión se reparte entre toda la provincia meridional de Cuencas y Sierras, solo se requiere de un 20% de extensión total, lo que es mucho más congruente con las observaciones acerca de la extensión acumulada entre 12 y 6 Ma.

Trabajos realizados en la última década han puesto en duda el modelo de reparto de la deformación propuesto por Stock y Hodges (1989). Fletcher *et al.* (2007) y Sutherland *et al.* (2013) han argumentado que la extensión transtensional estuvo activa en la región del Golfo de California antes de ~6.5 Ma, posiblemente desde el fin de la subducción. Con base en el trabajo anterior de Henry (1989), Ferrari *et al.* (2013) mostraron que el inicio de la extensión en Sinaloa y Nayarit es anterior a 12.5 Ma, así es que la tectónica de “Cuencas y Sierras” también sucedió en el lado occidental de la SMO. De cualquier manera, el reparto de la extensión entre la transtensión del Golfo y la extensión al oriente de la SMO propuesta por Henry y Aranda-Gómez (2000) aún es válida.

VULCANISMO ALCALINO MÁFICO DEL CUATERNARIO

El Campo Volcánico de Durango

El Campo Volcánico de Durango (CVD: Smith *et al.*, 1989; Smith, 1989) está ubicado en la esquina noroccidental de la Mesa Central, cerca del límite entre ésta y la provincia

fisiográfica de la Sierra Madre Occidental (Figura 15). Albritton (1958) investigó la estratigrafía cuaternaria del área, a la que llamó el Valle del Guadiana, y reconoció dos sucesiones basálticas del Pleistoceno separadas por depósitos aluviales. Cada una de las secuencias está formada por un gran número de derrames de lava, con espesores de 5 a 10 m, estimando un espesor total de las lavas de >30 m. Como lo definieron Smith *et al.* (1989), el CVD incluye a los basaltos antiguos y jóvenes de Albritton (1958). El campo volcánico es una planicie extensa cubierta por lava de unos 2100 km² (Figuras 15 y 16) que representan un volumen estimado de 20 km³ de lava y aproximadamente 100 conos de ceniza o lava cuaternarios (<0.8 Ma: Tabla 1). Fallamiento extensional multi-episódico ha acompañado al vulcanismo máfico en la región. El episodio más reciente de fallamiento es más joven que algunos de los productos del CVD como lo demuestran las fallas con rumbo NNW que cortan a la planicie de lava. El alineamiento de conos cineríticos sugiere que los magmas llegaron a la superficie por fracturas extensionales con rumbos semejantes a los de las fallas cuaternarias y de fallas más antiguas (Figura 17). Fallamiento activo en la región es sugerido por algunos eventos ocasionales que provocan enjambres de terremotos someros (Yamamoto, 1993; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

El complejo de maares de La Breña-El Jagüey

La Breña y el Jagüey son los únicos maares hasta ahora reconocidos en el CVD (Figura 16). Ellos son algunos de los centros eruptivos más jóvenes en el campo (Aranda-Gómez *et al.*, 1992a, b; Pier *et al.*, 1992). Ambos maares son localidades importantes con xenolitos del manto de lherzolita de espinela y de granulitas feldespáticas provenientes de la corteza profunda (Sánchez-Rubio, 1978; Luhr y Aranda-Gómez, 1997).

El complejo de maares está formado por dos cráteres de maar que se intersectan, al menos dos conos de escoria y derrames de lava asociados que están sepultados por los piroclastos de los maares y cuando menos tres conos de salpicadura (*spatter cones*) mayores que se ubican adentro del cráter de La Breña. Los dos maares tienen formas casi circulares solo truncadas en el área en donde se unen, sitio al que nos referimos como “el puerto”. Los cráteres están rodeados por un anillo con baja altura compuesto por piroclastos que tiene las características de las secuencias asociadas a los anillos de toba (Wohletz y Sheridan, 1983). La Breña tiene un diámetro aproximado de 1,400 m. El cráter de El Jagüey tiene un diámetro de 700 m y su fondo está parcialmente ocupado por un lago perenne.

La actividad volcánica inició en el sitio ahora ocupado por los maares con la formación de los conos de escoria pre-maar y de sus derrames de lava asociados. Después continuó con actividad hidrovulcánica que primero formó el cráter de El Jagüey y después el de La Breña (Figura 18). La actividad volcánica posterior a la formación de los maares construyó una serie de conos de salpicadura, anidados uno adentro del otro, en el interior del cráter de La Breña (Figura 18) y formó un

the Sierra Madre Occidental, which is generally considered the eastern margin of the GEP (Henry and Aranda-Gomez, 2000). Moreover, similar extension occurred throughout the southern Basin and Range province, from southern Arizona and New Mexico to the Trans-Mexican volcanic belt. Most critically, extension in Sonora, Arizona, and New Mexico at this time physically ties the GEP to the Basin and Range Province around the north end of the Sierra Madre Occidental (Eberly and Stanley, 1978; Menges and Pearthree, 1989; McDowell et al., 1997). Other studies tie the GEP to the Basin and Range around the southern end of the Sierra Madre from Nayarit into central Mexico north of the Trans-Mexican volcanic belt (Jensky, 1974; Gastil et al., 1978, 1979; Nieto-Samaniego et al., 1999; Ferrari and Rosas-Elguera, 2000). An important conclusion is that Stock and Hodges' mechanism of plate motion partitioning applies equally well to the "main" Basin and Range province of north-central Mexico and the southwestern US, and at least this part of extension in the Basin and Range appears to be controlled by plate interactions.

Recognition that this episode of extension affected the entire southern Basin and Range also resolves the discrepancy between the amount of extension calculated based on plate reconstructions and those based on field data within the Gulf Extensional Province alone. Reconstructions by Stock and Hodges (1989) require 160 to 110 km of east-northeast extension between ~12 and 6 Ma. If taken up solely within the Gulf Extensional Province, this would have generated 66% to 78% extension, which is much greater than observed. Spread across the entire southern Basin and Range requires only ~20%

total extension, which is more consistent with observations of cumulative extension between 12 and 6 Ma.

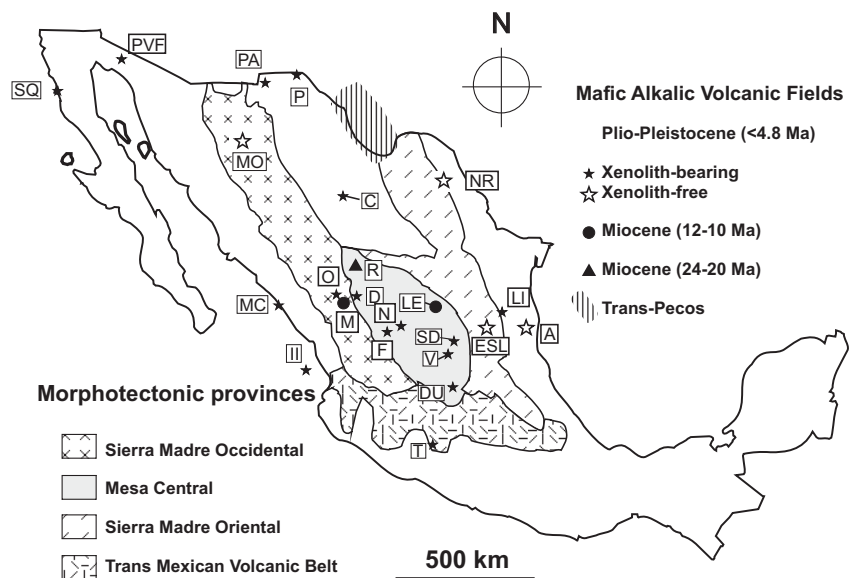
Studies published in the last decade have partly questioned the Stock and Hodges (1989) partitioning model. Fletcher et al. (2007), Umhoefer (2011) and Sutherland et al. (2012) argued that transtensional deformation was active within the Gulf of California earlier than ~6.5 Ma, likely since the end of subduction. Building on the early work of Henry (1989) Ferrari et al. (2013) have shown that the onset of extension in Sinaloa and Nayarit is older than 12.5 Ma so that "Basin and Range" tectonics extended also to the western side of the SMO. In any case, the partitioning between Gulf transtension and Mexico mainland extension proposed by Henry and Aranda-Gómez (2000) since Late Miocene is still valid.

QUATERNARY MAFIC ALKALIC VOLCANISM

The Durango Volcanic Field

The Durango Volcanic Field (DVF; Smith et al., 1989; Smith, 1989) lies at the northwestern corner of the Meseta Central, near the boundary with the Sierra Madre Occidental physiographic province (Figure 15). Albritton (1958) investigated the Quaternary stratigraphy of the area, which he called the Guadiana Valley, and recognized two Pleistocene basaltic sequences separated by interlayered alluvium. Each sequence is formed by numerous lava flows 5-10 m thick; the total estimated thickness of the basaltic flows is >30 m. As defined by Smith et al. (1989), the DVF includes both the younger and older basalts of Albritton (1958). The volcanic field is a broad lava plain covering some 2100 km² (Figures 15, 16) and represents about 20 km³ of extruded magma; it contains approximately 100 cinder and lava cones of Quaternary age (< 0.8 Ma; Table 1a). Multi-episodic dilational faulting has accompanied alkalic volcanism in the region. The most recent

Figura 15. Rocas máficas alcalinas de intra-placa en el centro y norte de México. Clave para las localidades del Plio-Pleistoceno: SQ = San Quintín, PVF = Pinacate, PA = Palomas, P = Potrillo, MO = Moctezuma, MC = Mesa Cacaxta, II = Isla Isabel, C = Camargo, D = Durango, O = Otinapa, F = Fresnillo, N = Nieves, NR = Nueva Rosita, LI = Llera, SD = Santo Domingo, V = Ventura, DU = San Diego de la Unión, ESL = Oriente de San Luis Potosí, A = Aldama. Clave para las localidades del Mioceno: R = Rodeo, M = Metates, LE = Los Encinos. Las provincias morfotectónicas son de Sedlock et al. (1993). Nótese la coincidencia burda entre la distribución de fallas normales (Figura 6) y las localidades con xenolitos. Los xenolitos del manto de Temascaltepec (T) están incluidos en una andesita de hornblenda. Modificado de Aranda-Gómez et al., 1997. / Figure 15. Mid- to late-Cenozoic intraplate alkalic rocks in central and northern México. Key to Plio-Pleistocene localities: SQ = San Quintín; PVF = Pinacate; PA = Palomas; P = Potrillo; MO = Moctezuma; MC = Mesa Cacaxta; II = Isla Isabel; C = Camargo; D = Durango; O = Otinapa; F = Fresnillo; N = Nieves; NR = Nueva Rosita; LI = Llera; SD = Santo Domingo; V = Ventura; DU = San Diego de la Unión; ESL = East San Luis Potosí; A = Aldama. Key to Miocene localities: R = Rodeo; M = Metates; LE = Los Encinos. Morphotectonic provinces after Sedlock et al. (1993). Note the broad coincidence between normal faulting (Figure 6) and the distribution of xenolith localities. Mantle xenoliths in Temascaltepec (T) are hosted in a hornblende andesite. Modified from Aranda-Gómez et al., 1997.



lago de lava. Los depósitos piroclásticos de caída de ceniza y escoria asociados a la actividad post-maar cubren las cercanías del complejo.

Evolución del complejo de maares

Etapa pre-maar

Los maares están en un sitio que antes estaba parcialmente ocupado por un conjunto de conos de escoria y derrames de lava asociados a éstos, similar al grupo formado por El Cerro Pelón-Las Tunas, que se ubica a 2 km al este de los maares. El cono de escoria más septentrional está sepultado debajo de las capas de piroclastos productos de la formación de los maares y de los conos de salpicadura post maar, pero su forma aún es evidente en la topografía actual (Cono #1: Figura 18). Escoria oxidada, interpretado como un depósito cercano al segundo cono de escoria, se encuentra expuesta en la pared noroccidental de El Jagüey (Cono #2: Figura 18). La posible existencia de un tercer cono pre-maar debajo del área del puerto se infiere del hecho de que el anillo de cenizas alcanza su elevación máxima en los extremos del puerto (C y D en Figura 18). Una interpretación alternativa es que estas elevaciones mayores simplemente

reflejan el espesor combinado de los depósitos cercanos a cada uno de los maares La Breña y El Jagüey. Derrames de lava pre-maar, posiblemente relacionados a la actividad de los conos de escoria 1 y 2, están expuestos debajo de las capas de oleada piroclástica en varios lugares a lo largo de las paredes orientales de ambos maares (Figura 18).

Etapa hidrovulcánica

Con excepción de los sitios en donde está sepultado por depósitos de escoria y ceniza post-maar (Figura 18) la parte superior de las paredes de ambos cráteres exponen a una notable secuencia piroclástica, con un espesor hasta de 45 m, que está dominada por capas delgadas de tobas heterolitológicas, tobas brechoides, brechas y también por algunas capas de escoria de caída. Nosotros creemos que la mayoría de las capas expuesta en el borde de ambos maares provienen de La Breña y que las capas de oleada piroclástica producidas por El Jagüey están casi completamente sepultadas por el material extravasado por La Breña. De manera irónica, el mejor afloramiento de la secuencia de capas piroclásticas de La Breña está expuesto en el borde nororiental de El Jagüey. A pesar de su cercanía con El Jagüey, nosotros interpretamos a esas capas como acumuladas a partir de oleadas piroclásticas expulsadas por La Breña.

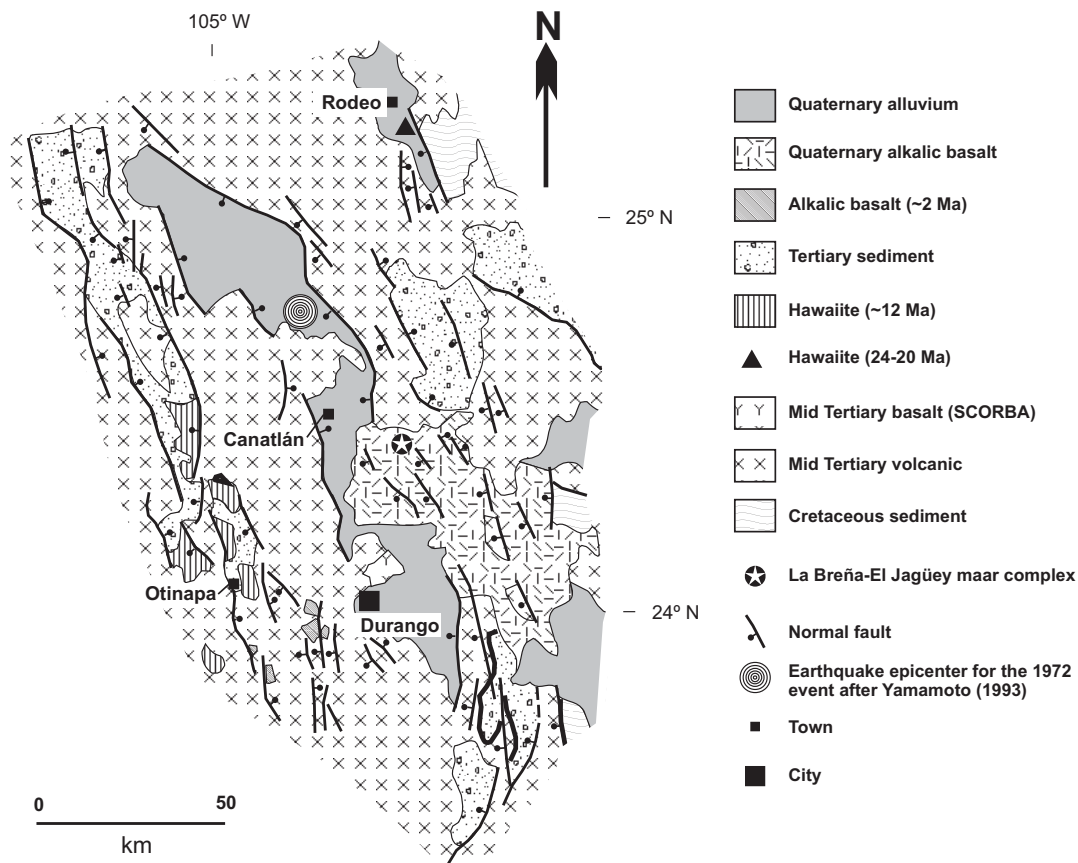


Figura 16. Geología regional cerca de Durango, mostrando la distribución de fallas mayores del Cenozoico tardío, así como de rocas volcánicas alcalinas máficas del Mioceno, Plioceno y del Cuaternario. La ubicación del epicentro del terremoto de 1972 fue tomado de Yamamoto (1993). / Figure 16. Regional geology near Durango, showing the general distribution of major late-Cenozoic faults, and Miocene, Pliocene, and Quaternary mafic alkalic rocks. Earthquake epicenter location for 1972 event after Yamamoto (1993).

extensional episode is younger than some of the products of the DVF as indicated by northwest-trending faults that cut the lava plain. Cinder cone alignments suggest that the magmas reached the surface using extensional fractures with orientations similar to the Quaternary and older normal faults (Figure 17). Active faulting in the region (Figure 16) is suggested by the occasional occurrence of shallow earthquake swarms in the area (Yamamoto, 1993; Nieto-Samaniego et al., 2012).

La Breña-El Jagüey maar complex

La Breña and El Jagüey are the only recognized maars in the DVF (Figure 16). They are among the youngest eruptive centers in the field (Aranda-Gómez et al., 1992a, b; Pier et al., 1992). Both maars are important localities for mantle-derived spinel-lherzolite and deep crustal feldspathic-granulite xenoliths (Sánchez-Rubio, 1978; Luhr and Aranda-Gómez, 1997).

The maar complex is formed by two coalescing maar craters, at least two buried cinder cones and associated lava flows, and the remnants of at least three major spatter cones inside La Breña (Figure 18). Both maars have a nearly circular form truncated only at the place where they join (“the saddle”). The maar craters are surrounded by a low tuff-ring pyroclastic sequence (Wohletz and Sheridan, 1983). La Breña has an approximate diameter of 1400 m. El Jagüey crater is 700 m in diameter and its bottom is occupied by a perennial lake.

Volcanic activity began in the location now occupied by the maars with the formation of pre-maar scoria cones and associated lava flows. It continued with hydromagmatic eruptions that first formed El Jagüey crater and then La Breña. Post-maar activity formed a series of nested spatter cones and lava flows inside La Breña (Figure 18) and blanketed the area surrounding the maar complex with scoria- and ash-fall deposits.

Evolution of the maar complex

Pre-maar stage

The maars are in the site formerly occupied by a set of cinder cones and associated lava flows, similar to the Cerro El Pelón-Las Tunas group, 2 km to the east. The northernmost of the pre-maar cinder cones is buried beneath pyroclastic layers from the maar-related and post-maar eruptions, but its geomorphic form is still evident in the present topography (Cone #1: Figure 18). Oxidized scoriae, interpreted as the near-vent deposit of a second cinder cone, crop out in the northwestern wall of El Jagüey (Cone #2: Figure 18). The possible existence of a third pre-maar cone buried under the saddle area is inferred from the fact that the tuff ring reaches its maximum elevation at both ends of the saddle (C and D in Figure 18). Alternatively, the anomalous heights at both ends of the saddle might simply reflect the superimposed thicknesses of near-vent

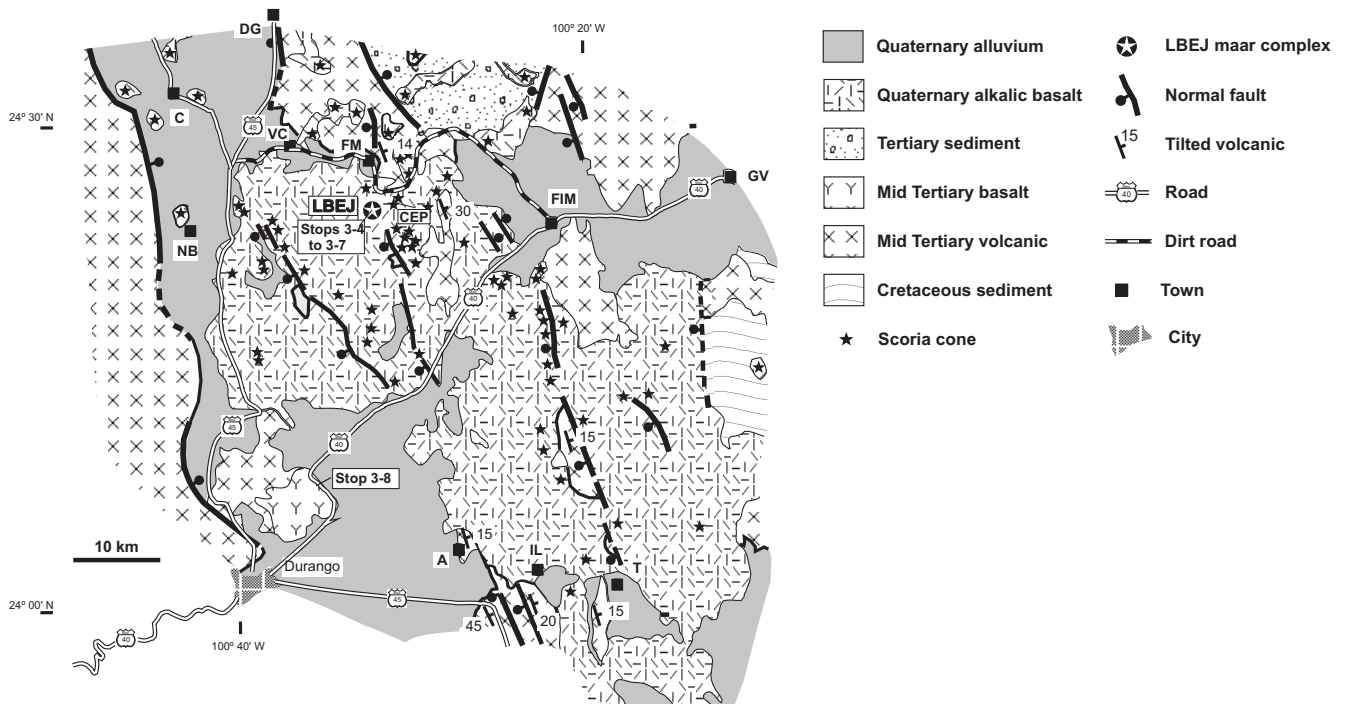


Figura 17. Geología del campo volcánico de Durango. LBEJ es el complejo de mares de La Breña-El Jagüey. CEP es el Cerro El Pelón. Clave de acrónimos para ciudades y pueblos: DG = Donato Guerra, VC = Venustiano Carranza, FM = Ricardo Flores Magón, NB = Nicolás Bravo, FIM = Francisco I. Madero, GV = Guadalupe Victoria, A = El Arenal, IL = Independencia y Libertad, T = Tuitán. Se muestran las paradas 3-4 a 3-8. / Figure 17. Geology of the Durango Volcanic Field. LBEJ is La Breña - El Jagüey Maar Complex, CEP is Cerro El Pelón. Keys to cities and towns: DG = Donato Guerra, VC = Venustiano Carranza, FM = Ricardo Flores Magón, NB = Nicolás Bravo, FIM = Francisco I. Madero, GV = Guadalupe Victoria, A = El Arenal, IL Independencia y Libertad, T = Tuitán. Fieldtrip stops 3-4 to 3-8 are indicated.

El maar de El Jagüey

Hay varias líneas de evidencia (Figura 19) que sugieren que el maar de El Jagüey se formó antes que el maar de La Breña: 1) las direcciones de transporte inferidas de las capas de oleada y de los impactos de balísticos; 2) el carácter, actitud y distribución de las capas del oleada piroclástica expuestas adentro de El Jagüey; 3) las variaciones de espesor en una capa marcadora de escoria intercalada en la secuencia de capas de oleada y 4) la ausencia de depósitos de oleada piroclástica sobre los conos de salpicadura expuestos en el piso de La Breña (Figura 18). Este primer evento hidrovulcánico aparentemente destruyó parte de los conos de escoria #2 y #3 (Figura 20b). Las capas de oleada asociadas a El Jagüey posiblemente cubrieron toda el área alrededor del complejo, pero fueron parcialmente destruidas por el crecimiento del cráter de La Breña (Figura 20c) y en otras áreas están casi por completo sepultadas por los depósitos piroclásticos asociados a La Breña. Posibles afloramientos de la secuencia de oleada de El Jagüey pueden encontrarse en varios sitios de las paredes orientales de ambos maares (Figura 18).

El maar de La Breña

Después de la formación de su cráter, El Jagüey posiblemente estaba rodeado por un anillo de toba con una elevación pequeña. Entonces inició el desarrollo de La Breña. Las primeras explosiones de La Breña aparentemente enviaron

oleadas piroclásticas en todas direcciones y acumularon una brecha lítica de explosión alrededor del cráter en formación. Conforme continuaron las explosiones, el diámetro del cráter de La Breña se fue incrementando (Lorenz, 1986), hasta que eventualmente destruyeron parte del anillo de toba alrededor del maar de El Jagüey en el sitio en donde se ubica el puerto. Las oleadas piroclásticas viajando hacia el noreste cruzaron sobre el puerto y bajaron por la pared suroeste de El Jagüey, al llegar al fondo del el cráter se abrieron como un abanico y comenzaron a escalar las paredes de éste, hasta que finalmente emergieron hacia la planicie de lava ubicada al oriente del complejo de maares. Conforme las oleadas piroclásticas ascendieron por las paredes internas de El Jagüey, posiblemente desaceleraron y depositaron parte de su carga. Acumulación preferente de piroclásticos a lo largo de las paredes oriental y septentrional pueden explicar por qué la parte más profunda de El Jagüey, marcada por el lago, se encuentra más cercana al puerto y está un poco alejada del centro del cráter del maar, dando a El Jagüey la forma de un embudo inclinado hacia el suroeste (Figura 18).

La etapa post-maar

Cerca de la cima de la secuencia piroclástica de La Breña hay varias capas de escoria o ceniza de caída intercaladas con las capas de oleada piroclástica. Estas capas indican que hacia el fin de la etapa de formación de los maares, el acuífero

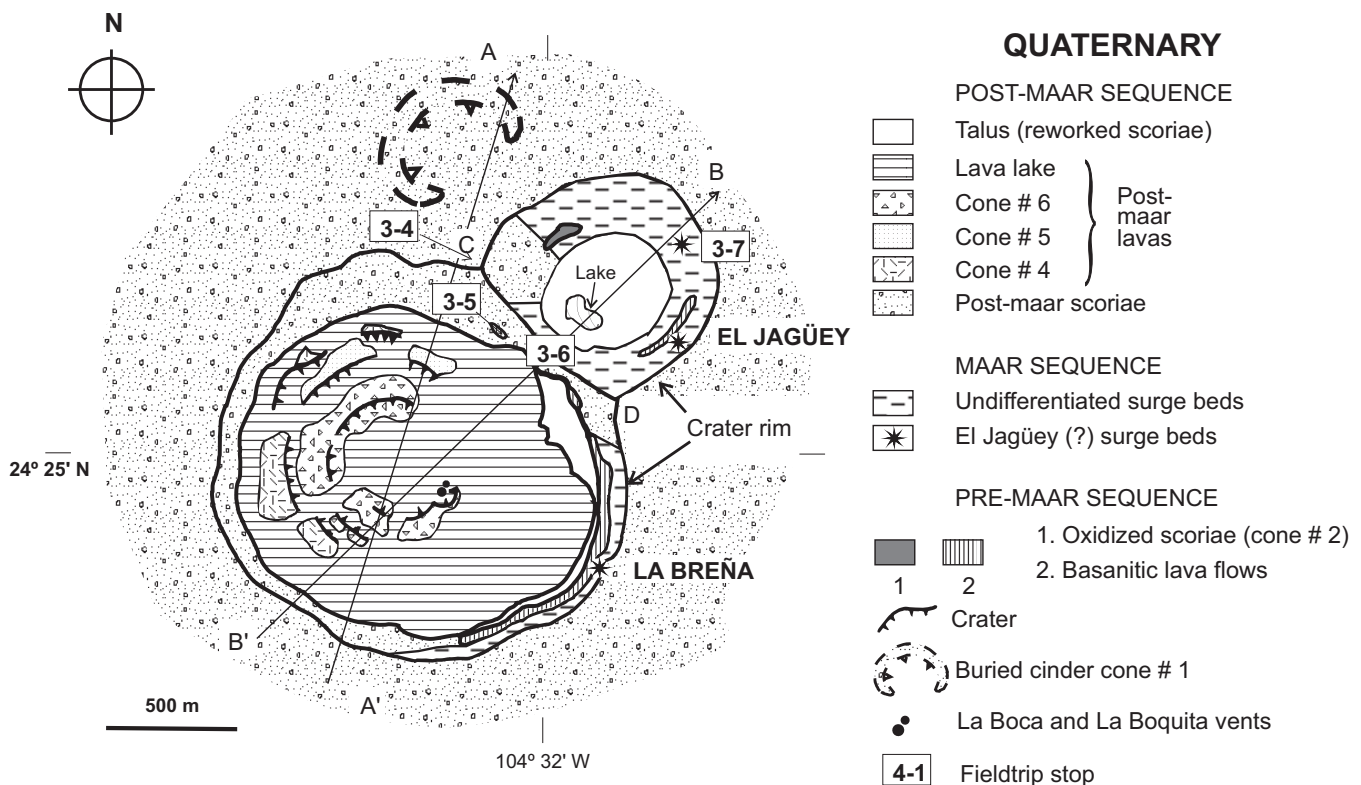


Figura 18. Mapa geológico del complejo de maares de La Breña-El Jagüey y secciones esquemáticas AA' y BB'. Los puntos C y D marcan las elevaciones mayores en el complejo de maares y se ubican en los extremos del puerto (re-impreso con permiso de Aranda-Gómez et al., 1992a). *Figure 18. Geologic map of La Breña-El Jagüey maar complex and schematic cross sections AA' and BB'. Points C and D mark the highest points of the maar complex, at the ends of the saddle (Reprinted with permission from Aranda-Gómez et al., 1992a).*

pyroclastic deposits related to the formation of La Breña and El Jagüey maars. Pre-maar lava flows, presumably related to the activity of the cinder cones 1 and 2, are exposed underneath the surge deposits in several places along the eastern walls of both maars (Figure 18).

Hydrovolcanic stage

Except where buried by post-maar scoriae and ashes (Figure 18), the upper walls of both craters expose a prominent pyroclastic sequence, up to 45 m thick, that is dominated by thinly bedded heterolithologic tuffs, tuff breccias, and breccias, and also contains minor scoria-fall deposits. We believe that most of the surge sequences now exposed in both maars were produced during the formation of La Breña, and that El Jagüey surge beds are almost completely buried beneath them. Ironically, the best-exposed surge beds of La Breña maar are on the northeastern rim of El Jagüey, but we interpret them as deposited by the surge clouds ejected from La Breña.

El Jagüey Maar

Several lines of evidence (Figure 19) suggest that El Jagüey Maar formed prior to La Breña Maar: (1) the inferred transport directions of the surge beds and ballistic clasts; (2) the character, attitude, and distribution of surge beds within El Jagüey; (3) the thickness variations of a scoria-fall marker bed within the surge sequence; and (4) the lack of surge deposits atop the post-maar lava cones on the floor of La Breña (Figure 18). This early hydrovolcanic event apparently destroyed parts of cinder cones #2 and #3 (Figure 20b). The surge beds associated with El Jagüey probably covered all the area around the complex, but they were partly destroyed by the growth of

La Breña crater (Figure 20c) and in other areas they were largely buried by the pyroclastic deposits related to La Breña. Probable outcrops of El Jagüey surge beds can be found in several places on the eastern walls of the maars (Figure 18).

La Breña Maar

Following its formation, El Jagüey was probably surrounded by a low tuff ring. The development of La Breña Maar then ensued. The initial blasts of La Breña apparently sent surge clouds in all directions and deposited a coarse lithic explosion breccia around the developing crater. As the eruptions continued, the diameter of La Breña crater probably increased (Lorenz, 1986), until it eventually destroyed part of the tuff ring around El Jagüey Maar, and intersected the crater of El Jagüey along the saddle. Northeast-directed surge clouds crossed over the saddle, moved down the southwest wall of El Jagüey, fanned out across the floor of the maar, climbed the opposite walls, and finally emerged onto the lava plains east of the maar complex. As the surge clouds ascended the inner walls of El Jagüey, they probably decelerated and deposited part of their load. Preferential deposition along the eastern and northern walls may explain why the lowest part of El Jagüey crater, marked by the lake, lies close to the saddle rather than in the center of the maar, giving El Jagüey the form of an inclined funnel, down to the southwest (Figure 18).

Post-maar stage

Near the top of La Breña pyroclastic sequence occur several scoria- and ash-fall deposits interlayered with surge beds. These indicate that toward the end of the maar-forming eruption, due to temporary depletion of the aquifer, hydromagmatic

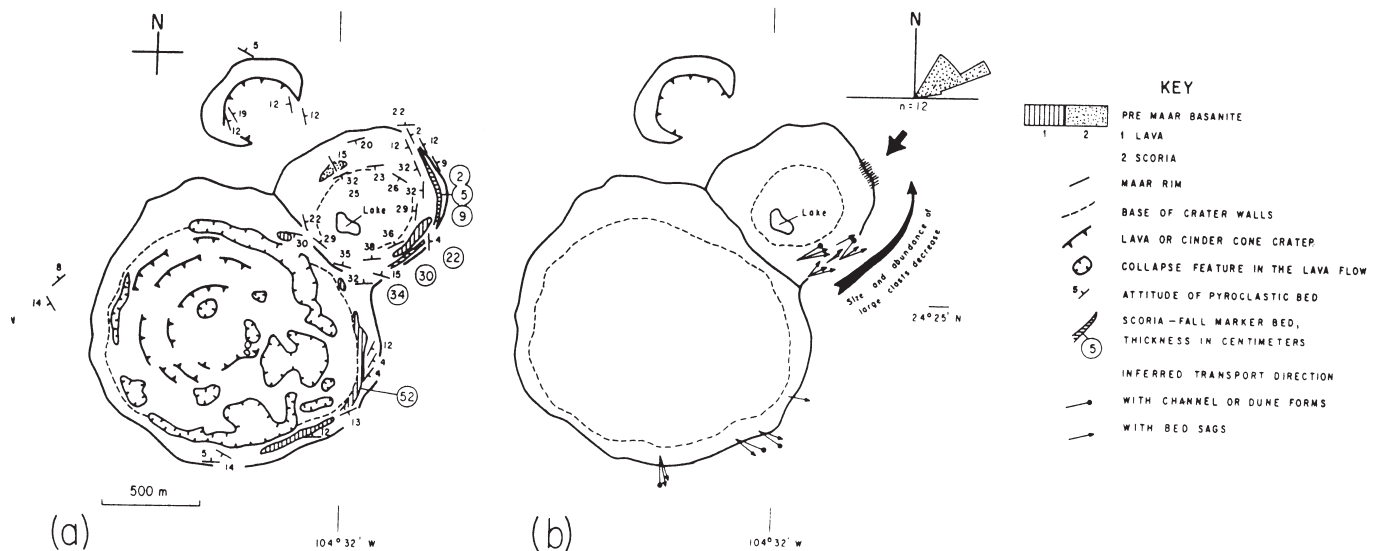


Figura 19. (a) Bosquejo estructural del complejo de maars con la actitud estructural de las capas de oleada piroclástica, así como la ubicación y variaciones de espesor de la capa marcadora compuesta por escoria de caída, de las estructuras post-maar y de los principales rasgos formados por colapso en los derrames de lava en el interior de La Breña. (b) Direcciones de transporte inferidas en la secuencia de capas de oleada piroclástica (re-impreso con permiso de Aranda-Gómez et al., 1992a). / Figure 19. (a) Structural sketch-map of the maar complex with attitude of surge beds, location and thickness variations of the scoria-fall marker bed, post-maar vents, and main collapse features of the lava flows inside La Breña. (b) Inferred transport directions in the surge-bed sequence (Reprinted with permission from Aranda-Gómez et al., 1992a).

experimentaba etapas breves de agotamiento temporal y, por tanto, explosiones hidrovulcánicas alternaron con actividad estromboliana. Las erupciones puramente magmáticas posiblemente formaron conos de escoria pequeños cerca de las bocas eruptivas localizadas adentro de La Breña, pero estas fueron destruidas por explosiones hidrovulcánicas posteriores. Finalmente, la actividad hidrovulcánica desapareció por completo y fue reemplazada por actividad estromboliana que cubrió la mayor parte del lado occidental del complejo de maares con depósitos de caída de escoria y ceniza (Figura 18). Este cambio posiblemente fue consecuencia de un aumento en la proporción magma/agua, posiblemente como consecuencia del agotamiento local del acuífero (Lorenz, 1986).

Finalmente, la actividad estromboliana vigorosa fue cesando de manera gradual, formando una serie de cuando menos tres conos anidados de lava y de salpicadura en el piso de La Breña (Figura 20d). Estos conos son progresivamente más pequeños con el transcurso del tiempo; cada volcán que crecía adentro de los vestigios del cono anterior (Figuras 18 y 19). La erupción que formó los conos post-maar también alimentó a flujos de lava pahoehoe que inundaron el piso del maar hasta una profundidad desconocida, posiblemente formando una serie de lagos de lava. Hoy día la superficie de esos derrames de lava muestran muchos rasgos prominentes, hasta de 10 m de profundidad, causados por colapso de lava (Figura 19a).

Edad del complejo de maares

No se ha logrado obtener edades isotópicas de los productos de La Breña – El Jagüey. Se infiere un edad del Holoceno del hecho de que hay muy poca vegetación y acumulación de arena eólica en las lavas post-maar adentro de La Breña. De igual manera, las capas de oleada piroclástica provenientes del complejo de maares sobreyacen el flanco meridional del Cerro Pelón, que es un cono cinerítico muy joven, ya que no muestra evidencias de erosión y que se encuentra a 2 km al oriente del complejo. El complejo de maares de La Breña – El Jagüey pertenece a las “lavas basálticas jóvenes” de Albritton (1958). Con base en argumentos estratigráficos regionales y evidencias paleontológicas y arqueológicas, Albritton ubicó a estas lavas jóvenes entre las Formaciones Guadiana y Pueblito, que tienen edades pre-Winsconsin (Pleistoceno) y Holoceno, respectivamente. Las edades K-Ar obtenidas en separados de la matriz de las lavas antiguas del CVD (Figura 17), dan edades entre 290 y 790 Ka (Tabla 1).

Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas del complejo de maares

Ejemplares estudiados

Se colectaron 16 muestras en el complejo de maares de La Breña – El Jagüey, que son representativas de las tres etapas principales en su evolución. Dos de las muestras provienen

de lavas pre-maar expuestas en las paredes de La Breña. Tres muestras de escoria fueron colectadas en capas de escoria de caída intercaladas con las tobas acumuladas a partir de oleadas piroclásticas. El resto de las muestras provienen de los conos post-maar en el piso de La Breña. Los detalles acerca de la mineralogía, petrología, geoquímica isotópica de Sr-Nd-Pb pueden encontrarse en Pier *et al.* (1992). Aquí hacemos un resumen breve de nuestros hallazgos principales.

Petrografía y mineralogía

Todos los ejemplares de roca volcánica contienen olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y titanomagnetita ± ilmenita como minerales estables, junto con xenocristales provenientes de la des-agregación de xenolitos de lherzolita de espinela y de granulitas feldespáticas. A pesar de la similaridad en las paragénesis minerales primarias de todas las muestras, las texturas en las muestras son altamente variables. Las lavas pre-maar tienen grano fino y sus fenocristales primarios no exceden 0.3 mm de largo. La escoria asociada a la etapa de formación de los maares es muy pobre en cristales, teniendo solo entre 5 y 10 % en volumen de minerales primarios en una matriz vítrea vesiculada. Los ejemplares post-maar tienen texturas altamente variables con contenidos de matriz (tamaño de grano <0.03 mm) entre 65 y 6%. Varios de los ejemplares casi holocristalinos muestran evidencias de segregación de líquido magmático residual adentro de las vesículas. Estos líquidos ricos en Fe y Ti cristalizaron para formar agregados casi esféricos, de grano grueso, hasta de 1 cm de diámetro, con cristales alargados de ilmenita hasta de 2 mm de largo y titanogita púrpura.

Composición de los minerales

Todas las muestras tienen xenocristales de olivino (Fo₈₉) así como fenocristales primarios de olivino con núcleos de Fo₈₆₋₈₀ y bordes que llegan a ser hasta Fo₄₅. Los olivinos ricos en Fe son escasos pero son característicos de las segregaciones tardías que rellenan vesículas.

Los microfenocristales de plagioclasa en las lavas pre-maar tienen composiciones entre An₅₃ y An₄₈, pero la mayoría de las muestras tienen microfenocristales más cálcicos An₆₈₋₅₈. La plagioclasa en las segregaciones tardías de manera característica tiene composiciones más sódicas (hasta An₄₂). Todas las muestras incluyen xenocristales redondeados de plagioclasa que provienen del desmenuzamiento de xenolitos de granulita feldespática. Los xenocristales individuales de plagioclasa, de manera característica, tienen composiciones homogéneas, pero en conjunto tienen un amplio rango de composiciones (An₆₅₋₂₀), reflejando un conjunto de rocas corticales diverso (Pool, 1991). Cristales redondeados de cuarzo rodeados por coronas de simplectita también son comunes.

La composición dominante de los clinopiroxenos se relaciona con el aumento de TiO₂ (1.7-5.5 wt%), Al₂O₃ (2.6-8.3 wt%) y Na₂O (0.3-0.6 wt%), con los valores máximos en las titanogitas dentro de las segregaciones tardías.

Los óxidos de Fe y Ti son abundantes en las matrices

blasts alternated with strombolian activity. The purely magmatic eruptions probably formed small scoria cones at the vent sites inside La Breña, which were subsequently destroyed by later hydromagmatic blasts. Eventually, the hydromagmatic activity gave way completely to strombolian eruptions that covered much of the western part of the maar complex with basanitic scoria- and ash-fall deposits (Figure 18). This change was probably related to an increase in the magma/water ratio, perhaps as a consequence of the local depletion of the aquifer (Lorenz, 1986).

Ultimately, the vigorous strombolian activity ceased as a series of at least three nested lava and spatter cones successively formed and collapsed on the floor of La Breña (Figure 20d). These cones became progressively smaller with time; each volcano grew within the remnants of the preceding cone (Figures 18 and 19). The eruption of the post-maar cones also fed pahoehoe lava flows that inundated the floor of the maar to an unknown depth, probably forming a series of lava lakes. Today the surfaces of these lava flows show prominent collapse lava features, up to 10 m deep (Figure 19a).

Age of the maar complex

No radiometric ages have been obtained for the products of La Breña-El Jagüey maar complex. A Holocene age is indicated by the minimal accumulation of wind-blown sand and scarce vegetation on the post-maar lavas of La Breña. Also, surge deposits from the maar complex overlie the southern flank of Cerro El Pelón, a very young, undissected cinder cone that lies 2 km to the east of the maar complex. La Breña-El Jagüey maar complex belongs to the "younger basaltic lava"

of Albritton (1958). Based on the regional stratigraphy and paleontological and archeological arguments, Albritton placed these younger lavas between the Guadiana and Pueblito Formations, which have pre-Wisconsin (Pleistocene) and Holocene ages, respectively. K-Ar ages for groundmass separates of older basanitic lavas from the DVF (Figure 17), yielded ages between 290 and 790 Ka (Table 1).

Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the maar complex

Samples studied

Sixteen samples were collected from the La Breña-El Jagüey maar complex, representing the three major stages in its evolution. Two of these are pre-maar lavas from the walls of La Breña. Three scoria samples were collected from scoria-fall layers within the surge beds of the La Breña pyroclastic sequence. The remaining samples are from the post-maar cones on the floor of La Breña. Details of the mineralogy, petrology, and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry can be found in Pier et al. (1992). Here we review some of our basic findings.

Petrography and mineralogy

All the volcanic samples contain olivine, plagioclase, clinopyroxene, and titanomagnetite +/- ilmenite as stable minerals, along with a variety of xenocrysts resulting from disaggregation of spinel-lherzolite and feldspathic-granulite xenoliths. Despite the similarity of the primary parageneses among the samples, textures are highly variable. The pre-maar lavas are fine-grained with no primary minerals >0.3 mm in size (phenocrysts). The maar-related scoriae are very crystal poor, having only 5-10 vol% primary minerals in a vesiculated glassy matrix. The post-maar samples are highly variable in texture with matrix (<0.03 mm) contents ranging from 65 to 6%. Several of the nearly holocrystalline samples show segregation of residual liquids into vesicles. These Fe-Ti-rich late-stage liquids crystallized to form spherical coarse-grained masses, as large as 1 cm across, with ilmenite blades (up to 2 mm long) and purplish titanite.

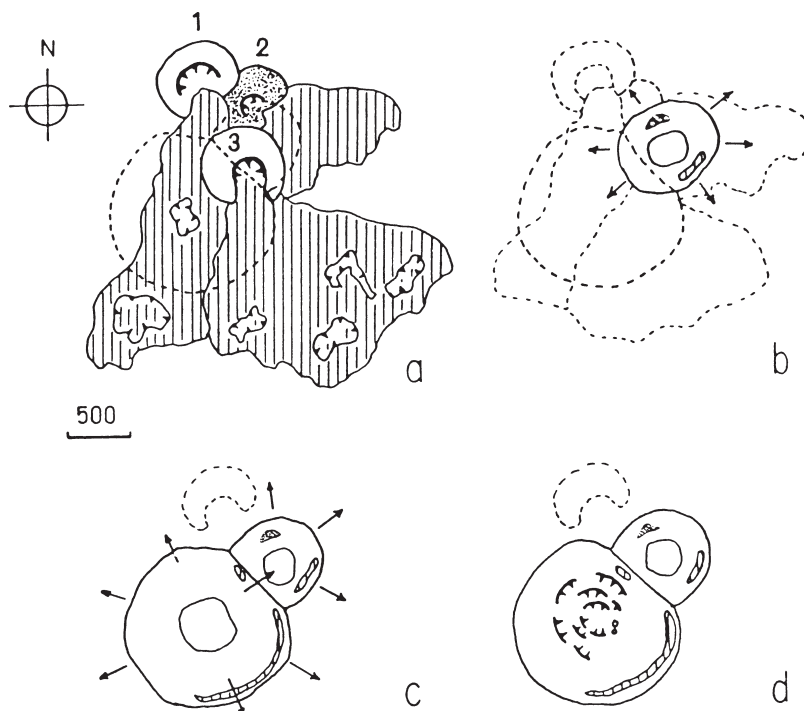


Figura 20. Evolución geológica del complejo de mares. (a) Etapa pre-maar mostrando la ubicación (línea punteada) de los bordes de los cráteres a desarrollarse en el futuro. (b) Formación del maar El Jagüey. (c) Formación del maar de La Breña. (d) Formación de los conos post-maar en el interior de La Breña (reproducido con permiso de Aranda-Gómez et al., 1992a). / Figure 20. Geological evolution of the maar complex: (a) pre-maar stage, with future maar rims dashed; (b) formation of El Jagüey Maar; (c) formation of La Breña Maar; and (d) formation of the post-maar cones inside La Breña (Reprinted with permission from Aranda-Gómez et al., 1992a).

de la mayoría de las muestras. Titanomagnetita e ilmenita que coexisten en cuatro ejemplares registraron temperaturas de congelamiento entre 865-965°C, con el valor más bajo en las muestras con segregaciones tardías abundantes. Esas temperaturas son cercanas a las temperaturas del *solidus* del magma. Las temperaturas cercanas al líquido del magma durante la erupción posiblemente fueron varios cientos de grados más elevadas. Las fugacidades de oxígeno para todas las muestras yacen 1.5 unidades log debajo del *buffer* FMQ a la temperatura del congelamiento de la matriz, lo que es consistente con las condiciones reductoras inferidas para otras basanitas portadoras de xenolitos de lherzolita. Los fenocristales de olivino en todas las muestra tienen inclusiones de espinela de Mg-Cr-Al. Xenocristales de espinela café derivada de las lherzolitas de espinela y xenocristales grandes de ilmenita, provenientes de las granulitas corticales, también están presentes en muchas muestras.

Composiciones de las rocas enteras

Todas las muestras tienen entre 4 y 9 wt% de nefelina normativa. Durante la evolución del complejo de maares, los números de Mg ($Mg\# = (100 \times Mg) / (Mg + 0.85 \times Fe^{total})$) aumentaron de manera sistemática conforme transcurrió el tiempo (Figura 21), desde las muestras pre-maar (58.3-59.6), a través de las escorias intercaladas con otros productos de las explosiones que formaron al maar (59.9-62.3), a las lavas y escorias post-maar (60.2-65.1). Entre los números de Mg más elevados están los de las muestras colectadas en los edificios volcánicos que llamamos La Boca y La Boquita (Figuras 18).

Discusión

La mayoría de los elementos muestran cambios, sistemáticos y suaves, con relación al Mg#. Elementos relativamente incompatibles muestran tendencias lineales claras que se correlacionan negativamente con el Mg# (Figura 21). Nosotros interpretamos a estas tendencias como un reflejo de cristalización fraccionada desde un magma parental similar a las basanitas post-maar con Mg# = 65. Sin embargo, en cualquier valor de Mg# la mayoría de los elementos incompatibles muestran variaciones ligeramente mayores a los errores analíticos (Figura 21). Esto, presumimos, refleja algo de variabilidad en la composición de los magmas parentales, como un reflejo de grados distintos de fusión parcial de una fuente en el manto.

Como un apoyo a la interpretación de que la causa de la variabilidad en composición en el conjunto de rocas es cristalización fraccionada, hacemos notar que los diagramas de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) normalizadas con relación a las condritas generalmente son subparalelos y el total de REE aumenta con la disminución de Mg#. Sin embargo hay algo de complejidad en las REE pesadas, ya que algunos de los patrones se cruzan (Figura 22).

Los datos isotópicos son congruentes con cristalización fraccionada como el proceso dominante. Los siguientes rangos de variación pequeños son los que se encontraron en las rocas:

$^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70327$ a 0.70347 ; $\epsilon_{Nd} = +4.2$ a $+5.0$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.60$ a 18.81 ; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.58$ a 15.65 ; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.19$ a 38.58 . Aunque existen correlaciones entre éstos parámetros isotópicos, ninguno muestra correlación con su posición en la secuencia eruptiva, Mg#, o con algún parámetro composicional. En comparación con las rocas volcánicas, xenolitos corticales analizados tienen valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ extremadamente elevados (0.707 y 0.710) y valores bajos ϵ_{Nd} (-1.5 y -8.0), pero sus composiciones de Pb radiogénico son solo ligeramente más radiogénicas que las de las rocas volcánicas. Aunque las evidencias de contaminación con material de la corteza es evidente a nivel macroscópico en algunos de los ejemplares estudiados, no es una causa importante de los cambios en composición de los elementos o de variaciones isotópicas pequeñas en las rocas volcánicas. El Pb relativamente radiogénico en los xenolitos de granulitas feldespáticas está en conflicto con la idea de que la corteza inferior es un depósito mayor de Pb no radiogénico.

EVOLUCIÓN DE LA COMPOSICIÓN DE LOS MAGMAS EN EL OCCIDENTE DE MÉXICO: DE SUBDUCCIÓN A EXTENSIÓN DE INTRA-PLACA

Introducción

Durante el lapso entre el Terciario medio y el Terciario tardío sucedieron cambios notables en la tectónica y el magmatismo en el occidente de América del Norte, conforme la subducción de la placa Farallón cesó de manera gradual y extensión litosférica tipo Cuencas y Sierras inició (Henry *et al.*, 1991; Henry y Aranda-Gómez, 1992). En Sinaloa-Durango, las rocas ígneas asociadas a subducción en su mayoría son más antiguas de 29 Ma, pero en la secciones de El Salto y Espinazo del Diablo son hasta de 23 Ma. Estas rocas son predominantemente riolitas y otras rocas saturadas en SiO₂, incluyendo andesitas basálticas) que tienen firmas geoquímicas características de magmas de arco. Basanitas bajo saturadas en SiO₂, basaltos alcalinos y hawaitas que tienen firmas geoquímicas de magmas de intra-placa comenzaron a ser extravasadas en los estados de Durango y Nayarit hace unos 24 Ma. Rocas ígneas representativas de estas dos asociaciones serán brevemente discutidas a través del empleo de dos diagramas distintos.

Rocas asociadas a la subducción

Para las rocas asociadas a subducción y saturadas con SiO₂ empleamos el diagrama de SiO₂ versus álcalis totales de Le Bas *et al.* (1986) que se muestra en la Figura 23. En ese diagrama, la única muestra del supergrupo volcánico superior analizada por Swanson *et al.* (1978) aparece como una andesita, mientras que los otros 16 ejemplares provenientes de la supergrupo volcánico superior (Swanson *et al.*, 1978) aparecen como riolitas. Este dominio de riolitas verdaderas es más bien raro para rocas félsicas calcoalcalinas en campos volcánicos dominados por ignimbritas.

Mineral compositions

All samples contain xenocrysts of olivine (Fo_{89}) as well as primary olivine phenocrysts with cores of Fo_{86-80} and rims ranging down to Fo_{45} . Fe-rich olivines are scarce but characteristic of the late-stage segregations filling vesicles.

Plagioclase microphenocrysts in the pre-maar lavas range from An_{53} to An_{48} , but most other samples have more calcic microphenocrysts of An_{68-58} . Plagioclase in late-stage segregations typically ranges to more sodic compositions (to An_{42}). All samples also include rounded plagioclase xenocrysts from partially melted and disaggregated feldspathic granulite xenoliths. Individual plagioclase xenocrysts are typically homogeneous in composition, but collectively they span a wide compositional range (An_{65-20}), reflecting a compositionally diverse crustal suite (Pool, 1991). Rounded quartz xenocrysts with symplectite coronas are also common.

The dominant compositional variations in clinopyroxenes relate to coupled increases in TiO_2 (1.7-5.5 wt%), Al_2O_3 (2.6-8.3 wt%), and Na_2O (0.3-0.6 wt%), with the highest values found in titanaugites of the late-stage segregations.

Fe-Ti oxides are abundant in the matrices of most samples. Coexisting titanomagnetite and ilmenite from four samples record matrix quench temperatures of 865-965°C, with the lowest value for a sample with abundant late-stage segregations. These temperatures record near-solidus conditions. The near-liquidus eruptive temperatures were probably several hundred degrees higher. Oxygen fugacities for all samples lie about 1.5 log units below the FMQ buffer at the matrix quench temperature, consistent with reduced conditions deduced for other lherzolite-bearing basanites. Olivine phenocrysts in all samples also contain

Mg-Cr-Al spinel inclusions. Brown spinel xenocrysts derived from lherzolites and large ilmenite xenocrysts from the crustal granulites are also present in many samples.

Whole-rock compositions

All samples have 4-9 wt% normative nepheline. During evolution of the maar complex, Mg numbers ($= 100 \times Mg / (Mg + 0.85 \times Fe^{total})$) increased systematically with time (Figure 21), from the pre-maar samples (58.3-59.6), through the scoriae of the maar-forming eruptions (59.9-62.3), to the post-maar lavas and scoriae (60.2-65.1). Among the highest Mg numbers are samples from the latest small post-maar vents La Boca and La Boquita (Figures 18).

Discussion

Most elements display systematic behavior relative to Mg#. Relatively incompatible elements show smooth linear trends that are negatively correlated with Mg# (Figure 21). We interpret these trends as reflecting fractional crystallization from a parent similar to post-maar basanites with Mg# = 65. At any Mg#, however, most incompatible elements show variations slightly beyond analytical errors (Figure 21). These presumably reflect some variability in the parent magma compositions, as a result of slightly different degrees of partial melting of the mantle source.

In support of fractional crystallization as the cause of the compositional diversity in the suite, chondrite-normalized rare earth element (REE) plots generally show sub-parallel trends of increasing total REE contents with decreasing Mg#. However, some complexity is present in the heavy REEs, with cross-overs for some samples (Figure 22).

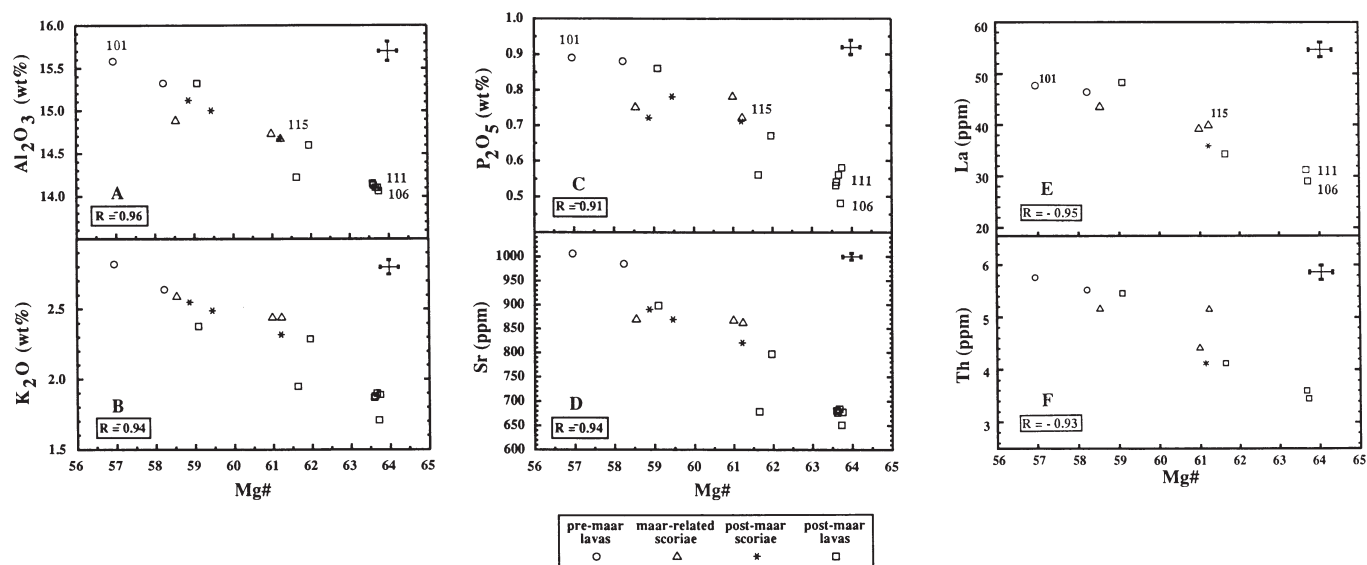


Figura 21. Diagramas que muestran las concentraciones en roca total de Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , Sr, La y Th vs. Mg# para las rocas del complejo de La Breña-El Jagüey. Los distintos símbolos se aplican a rocas representativas de cada etapa en la erupción (re-impreso con permiso de Pier *et al.*, 1992). / Figure 21. Whole-rock Mg# versus concentrations of Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , Sr, La, and Th for the La Breña-El Jagüey Maar Complex, with symbols distinguishing eruption stage (Reprinted with permission from Pier *et al.*, 1992).

Entre las rocas relacionadas a subducción, solo unas cuantas andesitas basálticas han sido analizadas por elementos traza. La andesita basáltica de Caleras (29Ma) y la andesita basáltica del Espinazo (Unidad B – Figura 7) muestran las firmas características de los magmas asociados a subducción, con empobrecimientos en Nb (Figura 24).

Rocas asociadas a extensión

Análisis representativos de rocas bajo saturadas en sílice asociadas a extensión colectadas en el área visitada en la excursión se enlistan en las Tablas 2 y 3. Para clasificar a estas rocas nosotros usamos un gráfico de contenido de anortita en la norma versus la suma de los contenidos de nefelina + leucita o de hiperstena en la norma (Figura 25). En estos gráficos, el límite superior para las hawaiitas (con contenido de anortita = 50) fue tomado de Best y Brimhall (1974). Las muestras de 24–20 Ma de Nazas-Rodeo (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, 1993; Luhr *et al.*, 2001), aparecen en cinco de los seis campos, mientras que las muestras de 12 Ma de Metates (Swanson *et al.*, 1978; Smith, 1989; Tabla 2) aparecen como hawaiitas. Entre los conjuntos de rocas plio-cuaternarias, las muestras del Río Chico-Otinapa (Tabla 2) y del Cerro Pelón – Las Tunas (Tabla 3; Smith, 1989), incluyen hawaiitas y hawaiitas de nefelina. Las muestras de La Breña – El Jagüey (Pier *et al.*, 1992) varían entre hawaiitas de nefelina y basanitas.

En la Figura 24 mostramos datos de elementos traza para muestras representativas de las rocas máficas de intra-placa en la región visitada en la excursión, que varían de edad entre

24 Ma y el Cuaternario. En contraste con las rocas asociadas a subducción (Figura 24), estas tienen patrones enriquecidos en Nb, que son característicos de rocas de intra-placa a nivel mundial.

Durante versiones anteriores de esta excursión (Aranda-Gómez *et al.*, 1997, 2003) se visitaron localidades que cubren todo el espectro de rocas asociadas a extensión en la región (véanse Figuras 1 y 11 y Tabla 1). Al norte de Mazatlán se visitaron Mesa Cacaxta ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \sim 3.2$ Ma) y Punta Piaxtla ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \sim 2.1$ Ma). Adentro del graben del Río Chico-Otinapa (Figuras 1 y 11) está expuesta la hawaiita Metates del Mioceno tardío (K-Ar ~ 12 -10 Ma) y conos cineríticos y derrames de lava del Plioceno (K-Ar ~ 2.4 Ma). Al noreste de la ciudad de Durango, el complejo de mares de La Breña-El Jagüey (Sánchez-Rubio, 1978; Swanson, 1989, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 1992a,b; Pier *et al.*, 1992) se mostró como un ejemplo del vulcanismo cuaternario (K-Ar < 1 Ma; Smith *et al.*, 1989) del Campo Volcánico de Durango (Figuras 15 – 17). Finalmente, se examinaron las lavas del Oligoceno tardío a Mioceno temprano y de los depósitos de grava asociados, adentro del graben de Rodeo (K-Ar ~ 24 -20 Ma). En esta nueva versión de la excursión solo se hicieron paradas en las localidades del Río Chico-Otinapa y en las de La Breña – El Jagüey.

Significado regional

Cerca de Durango el vulcanismo contemporáneo a la extensión aconteció en los tres pulsos distintos que se mencionaron antes: 24 Ma, 13–12 Ma y 2.5–0 Ma. La información parcial de la que se dispone sugiere que estos periodos de fallamiento y de vulcanismo contemporáneo a la extensión sucedieron en regiones amplias y se relacionaron con los cambios en la tectónica a lo largo de la costa del Pacífico de México (Henry y Aranda-Gómez, 1995, 2000). De manera similar, existen evidencias de cambios en la geoquímica de las rocas volcánicas que se dieron con el tiempo y que posiblemente se relacionaron a las condiciones en la corteza que facilitaron o frenaron el paso de los magmas máficos generados en el manto hasta la superficie. Ésto a su vez, posiblemente estuvo relacionado con el adelgazamiento progresivo y fallamiento en la corteza, así como con el aumento en la densidad de la corteza que se dió como consecuencia de la intrusión de basaltos y por el fenómeno de “adición a la base de la corteza” (*underplating*) (Luhr *et al.*, 1995a, 2001).

Con base en el estudio de al menos algunos ejemplares de cada localidad del Mioceno (Figura 15), parece ser que todas las rocas alcalinas asociadas a la extensión temprana son hawaiitas, con contenido de elementos mayores similar (Figura 26), presencia de megacrystalos, sin xenolitos de peridotita del manto y con la presencia ocasional de xenolitos de granulita feldespática, pequeños y parcialmente digeridos por el magma. Para el Plio-Cuaternario, fueron extravasadas a través de toda la porción de Cuencas y Sierras en México, hawaiitas, basaltos alcalinos más primitivos y basanitas (Figura 26). Esto sucedió en el borde oriental de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental, adentro del graben del Río Chico-Otinapa

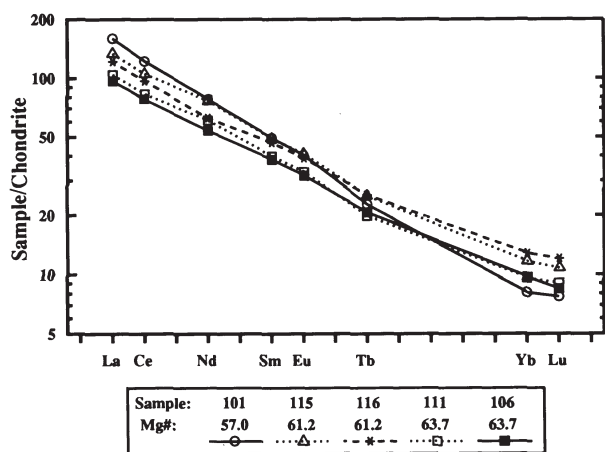


Figura 22. Diagrama de tierras raras normalizadas con condritas para cinco muestras representativas del complejo de mares de La Breña-El Jagüey. Se emplean los mismos símbolos que en la figura 21. Los valores fueron normalizados al 1.274% de las concentraciones enlistadas par al valor medio de la condrita C1 de Anders y Grevesse (1989), lo que hace la corrección para una muestra equivalente libre de volátiles (re-impreso con permiso de Pier *et al.*, 1992). / Figure 22. Chondrite-normalized REE plot for five representative samples from the LBEJ maar complex, with symbols as in Figure 21. Values are normalized to 1.274 x the concentration listed for the mean C1 chondrite from Anders and Grevesse (1989), which corrects the latter to a volatile-free equivalent (Reprinted with permission from Pier *et al.*, 1992).

Isotopic data are also consistent with fractional crystallization as the dominant process. The following small isotopic ranges were found: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70327 to 0.70347; $\epsilon_{\text{Nd}} = +4.2$ to $+5.0$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.60 to 18.81; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.58 to 15.65; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.19 to 38.58. Although correlations exist among these isotopic parameters, none of them are correlated with position in the eruption sequence, Mg#, or any other compositional parameter. In comparison to the volcanic rocks, two analyzed lower crustal xenoliths have extremely high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.707 and 0.710) and low ϵ_{Nd} (-1.5 and -8.0), but their Pb isotopic compositions are only slightly more radiogenic than the volcanic rocks. Although crustal contamination is clearly evident on a macroscopic scale in some samples, it is not an important cause of the elemental or minor isotopic variations observed among the volcanic rocks. The relatively radiogenic Pb of the feldspathic granulite xenoliths runs counter to the view that the lower crust is a major reservoir of unradiogenic Pb.

COMPOSITIONAL EVOLUTION OF MAGMATISM IN WESTERN MEXICO: SUBDUCTION TO INTRAPLATE EXTENSION

Introduction

During the mid- to late-Tertiary, a profound tectonic and magmatic transition occurred throughout western North America as subduction of the Farallon Plate gradually ceased and Basin-and-Range style lithospheric extension began (Henry et al., 1991; Henry and Aranda-Gómez, 1992). In Sinaloa-Durango, igneous rocks associated with subduction are mostly older than 29 Ma, but in the El Salto-Espinazo del Diablo sections (Figure 7), they are as young as 23 Ma. These rocks are dominantly rhyolites and other silica-saturated varieties (including basaltic andesites) that have typical arc-like geochemical signatures. Silica-undersaturated basanites, alkali basalts, and hawaiites that have typical intraplate-type geochemical signatures began to erupt in Durango and Nayarit States by about 24 Ma. Igneous rocks representing these two suites are briefly discussed in turn, using two different compositional diagrams.

Subduction-related rocks

For the silica-saturated, subduction-related rocks, we use the silica versus total alkalis classification diagram of Le Bas et al. (1986) shown in Figure 23. On this diagram, the single analyzed sample from the lower volcanic complex (Swanson et al., 1978) plots as an andesite, whereas all 16 analyzed samples from the upper volcanic sequence (Swanson et al., 1978) plot as rhyolites. The dominance of true rhyolites is rather unusual for felsic calc-alkaline rocks from ignimbrite-dominated volcanic fields.

All but one of the eight Caleras samples (Swanson et al., 1978; Smith, 1989; Henry, Table 2) plot in the field for basaltic

andesite (Figure 23). These rocks are compositionally similar to and overlap in age with the southern Cordilleran basaltic andesite suite (SCORBA) of Cameron et al. (1989). They are geochemically distinct from the Miocene to Holocene hawaiites in the region. The overall calc-alkaline affinity of the volcanic rocks of the lower volcanic complex and the upper volcanic supergroup, including the basaltic andesites, befits their association with Farallon plate subduction as discussed earlier.

Among the subduction-related rocks, only a few of the basaltic andesites have been analyzed for trace elements. The 29-Ma Caleras basaltic andesites and the 23-Ma Espinazo basaltic andesite (Unit B - Figure 7) show the typical signatures of subduction-zone magmas worldwide, with characteristic depletions in Nb (Figure 24).

Extension-related rocks

Representative analyses of extension-related silica-undersaturated rocks from the field trip area are listed in Tables 2 and 3. In classifying these rocks, we use a plot of normative an content in plagioclase versus normative ne + lc or hy (Figure 25). In these plots, the upper limit for hawaiites (normative an content = 50) is taken from Best and Brimhall (1974). The 24-20 Ma Nazas-Rodeo samples (Aquirre-Díaz and McDowell, 1991, 1993; Luhr et al., 2001) span five of the six fields, whereas the 12 Ma Metates samples (Swanson et al., 1978; Smith, 1989; Table 2) plot as hawaiites. Among the Plio-Quaternary suites, samples from the Río Chico - Otinapa (Table 2) and Cerro Pelón - Las Tunas (Table 3; Smith 1989), include hawaiites and ne-hawaiites. La Breña - El Jagüey samples (Pier et al., 1992) range from ne-hawaiites to basanites.

In Figure 24 we show trace-element data for representative extension-related mafic rocks from the fieldtrip area, that range in age from 24 Ma to Quaternary. In contrast to the subduction-related rocks (Figure 24), these show the Nb-enriched patterns that are typical of intraplate-type magmas worldwide.

During past versions of this field trip we visited localities that cover the whole age spectrum of extension-related mafic alkalic rocks in the region (see figures 1 and 11 and Table 1). North of Mazatlán (Figure 15) we stopped at the Pliocene volcanoes of Mesa Cacaxta ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ~3.2 Ma) and Punta Piaxtla ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ~2.1 Ma). Inside the Río Chico-Otinapa graben (Figures 1 and 11) are exposed the late Miocene Metates hawaiites (K-Ar ~12-10 Ma) and Pliocene cinder cones and lava flows (K-Ar ~2.4 Ma). Northeast of Durango City, La Breña-El Jagüey maar complex (Sánchez-Rubio, 1978; Swanson, 1989, 1992; Aranda-Gómez et al., 1992a,b; Pier et al., 1992) were shown as examples of the Quaternary (K-Ar <1 Ma; Smith et al., 1989) volcanism in the Durango volcanic field (Figures 15, 16, and 17). Finally we stopped at the late Oligocene to early Miocene lava flows and gravel deposits associated with the Rodeo Graben (K-Ar ~24-20 Ma). This new, shorter version of the field trip only stopped at the Río Chico-Otinapa localities and in the La Breña - El Jagüey stops.

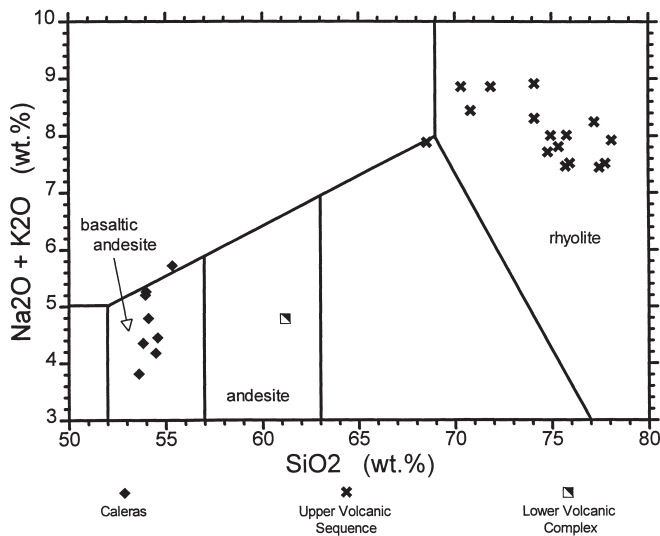


Figura 23. Diagrama de álcalis totales vs. SiO_2 (Le Bas *et al.*, 1986) para las rocas volcánicas asociadas a subducción en la región entre Durango y Mazatlán. La información fue tomada de Swanson *et al.* (1978), Smith (1989) y de datos inéditos de Henry (algunos incluidos en la Tabla 2). / *Figure 23. Total alkalis versus SiO_2 diagram (LeBas *et al.*, 1986) for subduction-related volcanic rocks in the Mazatlán-Durango area. Data from Swanson *et al.* (1978), Smith (1989), and unpublished data by Henry (some given in Table 2)*

y en algunas localidades alrededor del Golfo de California. Al mismo tiempo, rocas alcalinas, algunas con xenolitos del manto estaban siendo extravasadas en la planicie costera del Golfo de México (Figuras 15 y 26) y en la Sierra Madre Oriental (Aranda-Gómez *et al.*, 2007a).

Hasta ahora, Los Encinos (San Luis Potosí y Zacatecas) y Nazas-Rodeo son los únicos campos volcánicos del Mioceno en que la petrología y geoquímica han sido estudiadas en detalle (Luhr *et al.*, 1995a, 2001). Estas rocas muestran grandes contrastes con las lavas alcalinas máficas del Plio-Pleistoceno diseminadas por el centro y norte de México. La mayoría de las lavas del Mioceno están llenas de megacrístales parcialmente reabsorbidos y/o rodeados por anillos de reacción. Algunos de los megacrístales son derivados de magmas similares a los que los trajeron a la superficie, pero que parecen haber cristalizado lentamente a presiones elevadas. Otros megacrístales claramente son xenocrístales derivados de granulitas feldespáticas de grado alto provenientes de la corteza inferior. Además de la presencia de xenocrístales evidentes, los datos geoquímicos, elementales e isotópicos, muestran evidencias claras de contaminación con material de la corteza en las rocas de intra-placa del Mioceno. Estas características son consistentes con tasas de ascenso lentas que permitieron: (1) la segregación de xenolitos de peridotita con densidades elevadas, (2) cristalización parcial y diferenciación de los magmas alcalinos y (3) interacción con las rocas corticales, tanto en forma de asimilación de la roca entera o por extracción selectiva de pequeños volúmenes de fundidos que se mezclaron con los magmas alcalinos (Luhr *et al.*, 1995a).

En cambio, muchos de las rocas volcánicas más jóvenes y más primitivas de la Provincia de Cuencas y Sierras y de las márgenes del Golfo de California (Figuras 15, 26) transportaron, desde el manto superior a la superficie, xenolitos grandes de peridotitas con espinela y xenolitos de granulitas de la parte intermedia a profunda de la corteza. Estas rocas volcánicas generalmente no presentan evidencia geoquímica de contaminación significativa con materiales de la corteza. Por

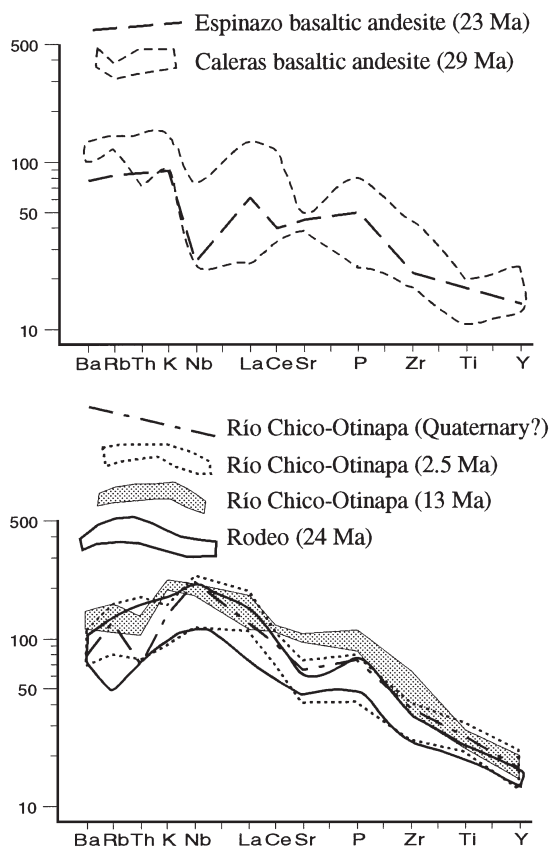


Figura 24. Diagrama “araña” para las rocas máficas de Durango (factores de normalización de Thompson *et al.*, 1984). Las rocas máficas tempranas son andesitas basálticas intercaladas en la parte superior de la secuencia volcánica superior cerca de la ciudad de Durango (andesita basáltica de Caleras) una de las andesitas basálticas (Espinazo) interestratificada con ignimbritas de 23 Ma en el oeste de la Sierra Madre Occidental. Estas rocas muestran patrones tipo arco con contenidos bajos de Nb. Las rocas máficas de la provincia de Cuencas y Sierras de Durango (distintas a las rocas del campo volcánico de Durango) son principalmente hawaïitas, con contenidos de elementos mayores y traza característicos de rocas de intra-placa u OIB. Número de ejemplares empleados para elaborar los diagramas: Caleras = 4, Espinazo = 1, Rodeo = 6, graben Río Chico-Otinapa, 13 Ma = 3, 2.5 Ma = 5 y Cuaternario (?) = 1. / *Figure 24. Element-normalization (spider) diagrams for mafic rocks of Durango (normalization factors from Thompson and others, 1984). Early mafic rocks are basaltic andesites interbedded with or at the top of the upper volcanic sequence near Durango (Caleras basaltic andesites) and one basaltic andesite (Espinazo) interbedded with 23 Ma ignimbrites in the western Sierra Madre Occidental. These show arc-type patterns with low Nb contents. Mafic rocks in the Basin and Range province of Durango (other than from the Durango Volcanic Field) are mostly hawaïites, with trace- and major-element compositions characteristic of intraplate or OIB-type basalts. Number of samples: Caleras = 4; Espinazo = 1; Rodeo = 6; Río Chico-Otinapa graben: 13 Ma = 3; 2.5 Ma = 5; Quaternary? = 1.*

Table 3. Representative volcanic rocks from the field trip area.

Field	Caleras	Metates	Sinaloa	Durango volcanic field				
Vent			M. Cacaxta	Las Tunas	C. Pelón	La Breña	La Breña	La Breña
Age [Ma]	~ 29	~ 13	~ 3.2	Quaternary				
Sample	DGO-292	DGO-119A	SIN-4	DGO-125	DGO-127	DGO-101	DGO-115	DGO-106
XRF [wt%]								
SiO ₂	53.54	50.38	48.05	46.37	47.80	47.58	45.83	46.31
TiO ₂	1.36	2.62	2.43	3.03	2.71	2.63	3.29	2.60
Al ₂ O ₃	16.56	17.35	17.21	15.20	15.45	15.39	14.49	13.97
Fe ₂ O ₃ ^T	9.96	11.59	10.91	12.62	11.96	11.90	12.68	12.59
MnO	0.17	0.17	0.19	0.16	0.15	0.16	0.18	0.18
MgO	4.85	3.80	5.58	7.09	6.84	7.15	9.10	10.05
CaO	8.28	5.89	7.84	7.23	6.72	6.77	7.80	9.13
Na ₂ O	2.87	4.65	4.19	4.25	4.45	4.53	3.39	3.16
K ₂ O	1.23	3.01	2.12	2.68	2.97	2.78	2.41	1.69
P ₂ O ₅	0.30	1.04	0.67	0.86	0.93	0.88	0.71	0.48
LOI	1.66	0.65	1.01	0.36	0.70	0.48	0.65	0.58
Total	100.78	101.15	100.20	99.85	100.68	100.24	100.52	100.74
CIPW Norm [wt%]								
q	5.43							
or	7.39	17.85	12.77	16.07	17.73	16.67	14.42	10.11
ab	24.71	33.80	26.10	19.11	21.82	20.92	16.52	16.26
an	29.18	17.68	22.28	14.71	13.54	13.61	17.45	19.13
ne		3.10	5.39	9.45	8.81	9.71	6.77	5.81
di	8.75	4.01	10.54	13.11	11.43	11.95	13.84	19.06
hy	19.00							
ol		13.60	14.23	16.89	16.66	18.27	21.15	21.70
mt	2.20	2.54	2.42	2.78	2.62	1.75	1.86	1.84
ilm	2.62	5.00	4.69	5.85	5.20	5.05	6.32	5.00
ap	0.72	2.43	1.58	2.02	2.18	2.06	1.67	1.11
XRF [ppm]								
V	172	118	203	182	169	224	183	281
Ni	50	18	58	127	123	151	267	230
Cu	26	19	27	44	46	38	49	69
Zn	97	87	65	125	123	119	122	100
Rb	31	53	50	48	57	50	46	31
Sr	446	1187	594	995	1040	1006	862	651
Y	34	32	32	29	29	29	38	28
Zr	170	411	241	343	366	356	297	222
Nb	9	67	65	72	81	74	66	40
Ba	700	890	707	553	585	588	517	381
INA [ppm]								
Sc	22.6	9.8	18.9	15.5	13.7	14.4	18.8	25.1
Cr	143	19	40	147	170	192	255	275
Co	33.4	26.3	32.5	45.1	40.7	42.4	52.2	56.2
Br	0.4	1.1	0.9	1.0	1.6	1.1	1.4	0.8
Sb	0.10	0.08		0.07	0.09	0.06	0.15	0.06
Cs	0.69	0.61	0.55	0.50	0.64	0.54	0.77	0.36
La	19.5	53.5	41.5	46.4	49.7	47.7	39.9	29.0
Ce	42.4	101.4	78.2	92.4	98.0	93.6	81.0	60.1
Nd	27	46	35	50	42	45	44	31
Sm	5.68	9.60	7.24	9.59	9.67	9.19	9.15	7.14
Eu	1.61	3.08	2.27	3.01	2.94	2.86	2.90	2.25
Tb	0.89	1.08	0.97	1.10	1.03	1.04	1.15	0.95
Yb	2.39	2.05	3.14	1.65	1.63	1.67	2.41	2.01
Lu	0.343	0.312	0.454	0.222	0.235	0.239	0.334	0.262
Hf	4.36	9.30	5.72	8.08	8.51	7.90	6.98	5.43
Ta	0.48	4.20	4.23	4.39	4.60	4.48	3.93	2.75
Th	2.45	5.38	5.19	5.15	5.97	5.72	5.15	3.45
U	0.79	1.64	1.61	1.80	2.11	2.06	1.98	1.17
Mass Spectrometry								
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705775	0.703651	0.702795	0.703249	0.703266	0.703358	0.703294	0.703379
ε ₈₇	-1.54	4.83	7.17			4.46	4.80	4.49
Pb [ppm]						4.3	3.5	3.1
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	18.926	18.852	18.935	18.590	18.610	18.624	18.723	18.739
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.662	15.583	15.569	15.580	15.580	15.610	15.623	15.624
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.831	38.496	38.299	38.200	38.220	38.306	38.409	38.490

Analytical techniques are X-ray fluorescence (XRF), instrumental neutron activation (INA), and mass spectrometry. Pb concentrations were determined by isotope dilution. CIPW norms were calculated from major elements normalized anhydrous assuming Fe₂⁺=15% Fe total. For descriptions of techniques and original data sources see Pier and others (1992), Pier (1989), and Smith (1989).

Regional significance

Near Durango syn-extensional volcanism occurred in the three distinct periods discussed above: 24 Ma, 13-12 Ma, and 2.5-0 Ma. The fragmentary data available suggest that these episodes of faulting and syn-extensional volcanism may have taken place over vast regions and were tied to major tectonic changes along the Pacific coast (Henry and Aranda-Gómez, 1995, 2000). Likewise, there seems to be indication of a secular variation in the volcanic rock geochemistry, probably associated with the ease of magma transport to the surface. This in turn was likely controlled by progressive thinning and faulting of the crust and an increase in crustal density brought about by basaltic intrusion and underplating (Luhr et al., 1995a, 2001).

Based on the study of at least a few samples from each known Miocene locality (Figure 15), it seems that virtually all of the early extensional rocks are hawaiites, similar in whole-rock composition (Figure 26), presence of megacrysts, lack of peridotitic mantle xenoliths, and occasional occurrence of small, semi-digested feldspathic granulites. By Plio-Quaternary time, xenolith-bearing hawaiites along with more primitive alkali basalts and basanites (Figure 26) were erupting all across the Mexican BRP, at the eastern edge of the SMO physiographic province, inside the Río Chico-Otinapa graben, and around the Gulf of California. At the same time, alcalic volcanoes,

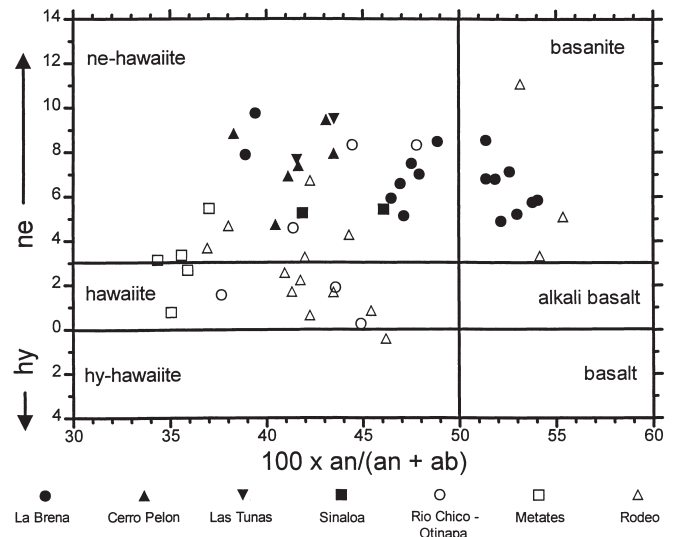


Figura 25. Valores normativos CIPW de contenido de anortita en plagioclasa (wt%) graficados contra contenidos normativos de nefelina o hiperstena para las rocas máficas de intraplaca en la región Mazatlán-Durango-Rodeo. Datos tomados de: La Breña, Pier et al. (1992); Cerro Pelón, Cerro Las Tunas y Sinaloa, Smith (1989); graben Río Chico-Otinapa, Henry (Tabla 2); Nazas-Rodeo, Henry (Tabla 2), Luhr et al. (2001). / Figure 25. CIPW normative values of an content in plagioclase (wt%) plotted against normative ne or hy for the mafic intraplate-type volcanic rocks in the Mazatlán-Durango-Rodeo area. Data sources: La Breña, Pier et al. (1992); Cerro el Pelón, Cerro Las Tunas, and Sinaloa, Smith (1989); Río Chico-Otinapa Graben, Henry (Table 2), Metates, Smith (1989) and Henry (Table 2a); Nazas-Rodeo, Henry (Table 2), Luhr et al. (2001).

tanto, se cree que los magmas ascendieron más rápidamente a través de la litósfera que posiblemente era más delgada, más caliente y más intensamente fracturada (Luhr *et al.*, 1995a, 2001).

Las tendencias en cuanto a variaciones de composición de las rocas alcalinas, derivadas del conjunto de datos regionales (Figura 26) no es tan evidente en la información proveniente del área visitada en la excursión (Figura 25). Aunque los magmas más jóvenes, los extravasados por La Breña y el Jagüey,

se encuentran entre los más primitivos (basanitas y hawaiitas con nefelina en la norma), las rocas más antiguas asociadas a extensión del graben de Rodeo también incluyen basanitas. Las rocas de intraplaca en el área de la excursión si se ajustan bien los patrones regionales de contenido de megacrístales y xenolitos. Las rocas del Mioceno son característicamente ricas en megacrístales y carecen de xenolitos del manto. Solo las basanitas y hawaiitas con nefelina normativa del Cuaternario contienen xenolitos grandes de peridotitas y/o de granulitas.

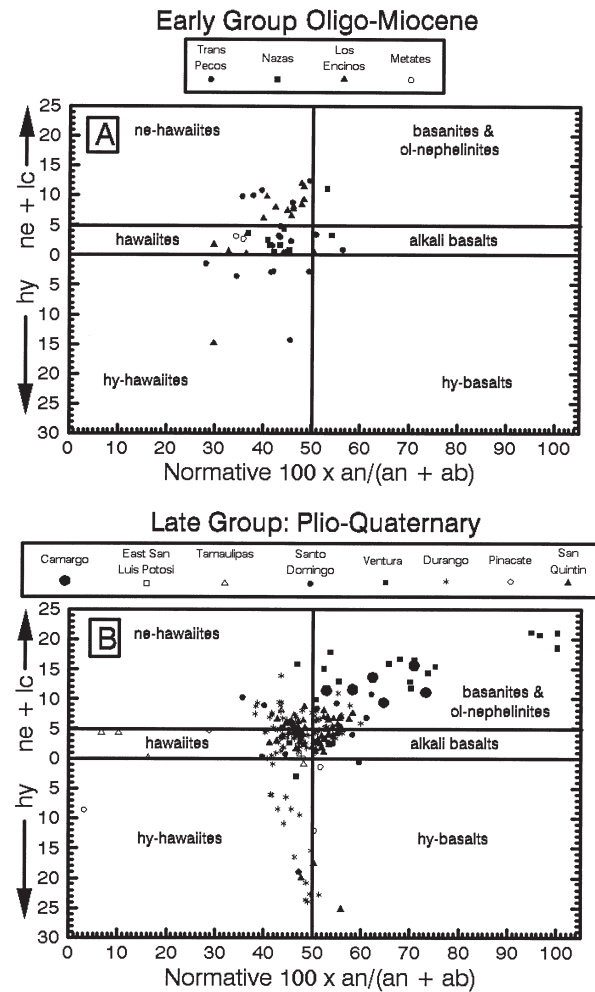


Figura 26. Composiciones de roca entera de 263 rocas volcánicas de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras y del occidente de Texas. En estos diagramas de clasificación, el valor normativo (wt%) de anortita en plagioclasa son graficados contra valores normativos de nefelina + leucita, o contra hiperstena. Los límites en la clasificación fueron modificados de Best y Brimhall (1974). (a) Grupo de rocas volcánicas tempranas del Oligoceno y Mioceno: Trans-Pecos (James y Henry, 1991: ejemplares de < 31 Ma); Nazas-Rodeo (Luhr *et al.*, 2001); Los Encinos (Luhr *et al.*, 1995a); Metates (Smith, 1989). (b) Grupos de rocas tardías con edades del Plio-Cuaternario: Camargo (Nimz, 1989; Nimz *et al.*, 1993); oriente de San Luis Potosí (datos inéditos); Santo Domingo y Ventura (Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989; Pier, 1989); Durango (Aranda-Gómez *et al.*, 1992a; Pier *et al.*, 1992); Pinacate (Lynch *et al.*, 1993); San Quintín (Luhr *et al.*, 1995b). / Figure 26. Whole-rock compositions of 263 volcanic rocks from the Basin and Range Province of México and west Texas. On these classification diagrams, CIPW normative values of plagioclase anorthite content (wt.%) are plotted against normative nepheline + leucite, or hypersthene. Classification boundaries and field names were modified from Best and Brimhall (1974). (a) Early-group volcanic fields of Oligocene and Miocene age: Trans-Pecos (James and Henry, 1991: samples < 31 Ma); Nazas-Rodeo (Luhr *et al.*, 2001); Los Encinos (Luhr *et al.*, 1995a); Metates (Smith, 1989). (b) Late-group volcanic fields of Pliocene and Quaternary age: Camargo (Nimz, 1989; Nimz *et al.*, 1993); Santo Domingo and Ventura (Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989; Pier, 1989); Durango (Aranda-Gómez *et al.*, 1992a; Pier *et al.*, 1992); Pinacate (Lynch *et al.*, 1993); San Quintín (Luhr *et al.*, 1995b).

some with mantle xenoliths were erupting in the coastal plain of the Gulf of Mexico (Figures 15, 26) and in the Sierra Madre Oriental (Aranda-Gómez et al. 2007a).

So far, Los Encinos (San Luis Potosí-Zacatecas) and Nazas-Rodeo are the only Miocene fields where the geochemistry and petrology of representative sets of the early extensional hawaiites have been systematically investigated (Luhr et al., 1995a, 2001). These rocks provide numerous contrasts with the mafic alkalic lavas and scoriae collected in Plio-Pleistocene volcanic fields scattered throughout central and northwestern Mexico. Most Miocene lavas are choked with partially resorbed and reacted megacrysts, some of which appear to have crystallized slowly from related, but more differentiated magmas; other crystals are clearly accidental xenocrysts derived from lower crustal, high-grade granulites. Besides the presence of obvious xenocrysts, strong crustal contamination is also suggested in the early extensional mafic lavas by elemental and isotopic data. These features are consistent with slow ascent rates that allowed: (1) settling of any entrained dense peridotite xenoliths, (2) partial crystallization and differentiation of the alkalic magmas, and (3) interaction with the lower crustal rocks, both through bulk assimilation

and the sweating out of low-degree partial melts that blended with the alkalic magmas (Luhr et al., 1995a).

In contrast, many of the younger, more primitive volcanic rocks from the BRP and the Gulf of California margins (Figures 15, 26) carried to the surface large xenoliths of upper-mantle spinel peridotite and middle to lower crustal feldspathic granulites. These younger volcanic rocks generally lack geochemical evidence for extensive contamination with crustal materials. Therefore, it is believed that they ascended faster through lithosphere that was probably thinner, hotter, and more intensely fractured (Luhr et al., 1995a, 2001).

The compositional trends evident in the regional data set (Figure 26) are not so apparent in the data for the field trip area (Figure 25). Although the youngest magmas, those erupted from La Breña-El Jagüey, are among the most primitive (basanites to ne-hawaiites), the oldest extension-related rocks from the Rodeo graben also include basanites. The rocks of the field trip area do conform to the regional patterns of megacryst and xenolith abundances. Miocene volcanic rocks are typically rich in megacrysts and lacking in xenoliths. Only the Quaternary basanites and ne-hawaiites contain large peridotite and granulite xenoliths.

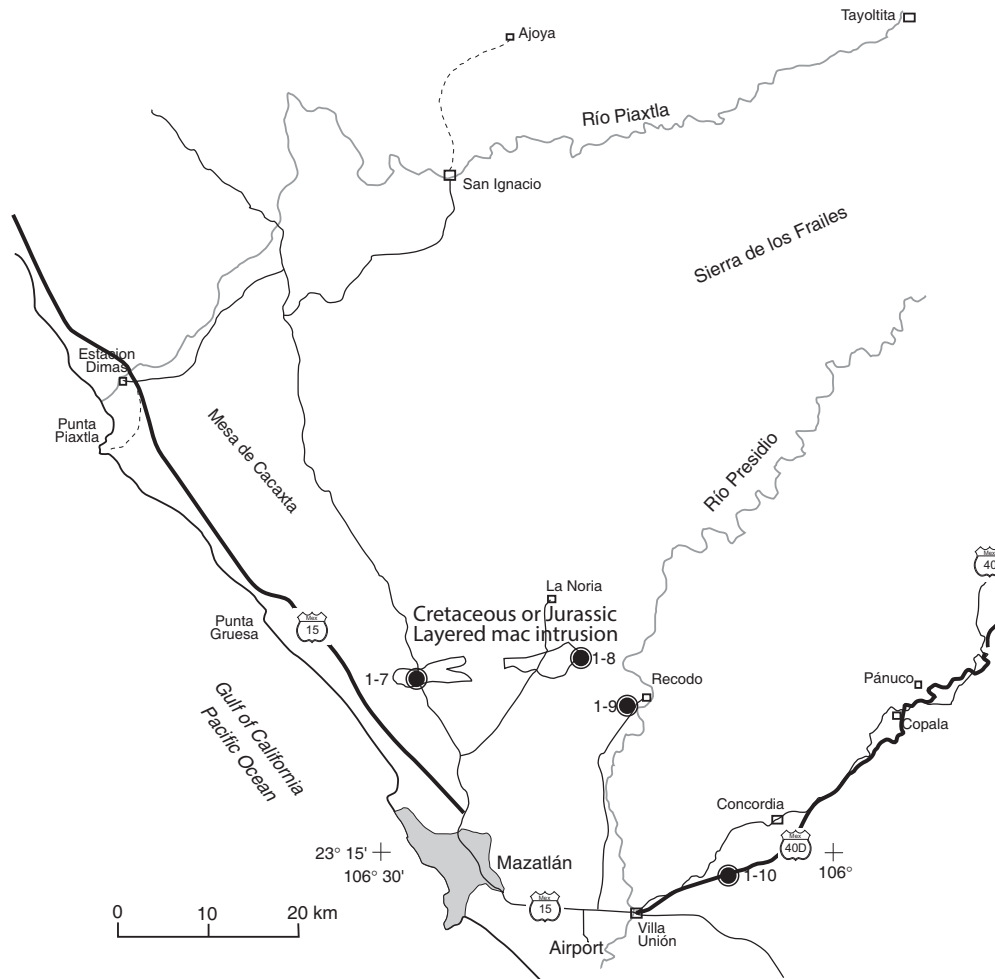


Figura 27. Mapa de localización de algunas de las paradas del día 1. Se muestra también la autopista de cuota de Mazatlán a Durango. / Figure 27. Index map of some stop locations for day 1. The new toll highway running north from Mazatlán toward Durango is shown.

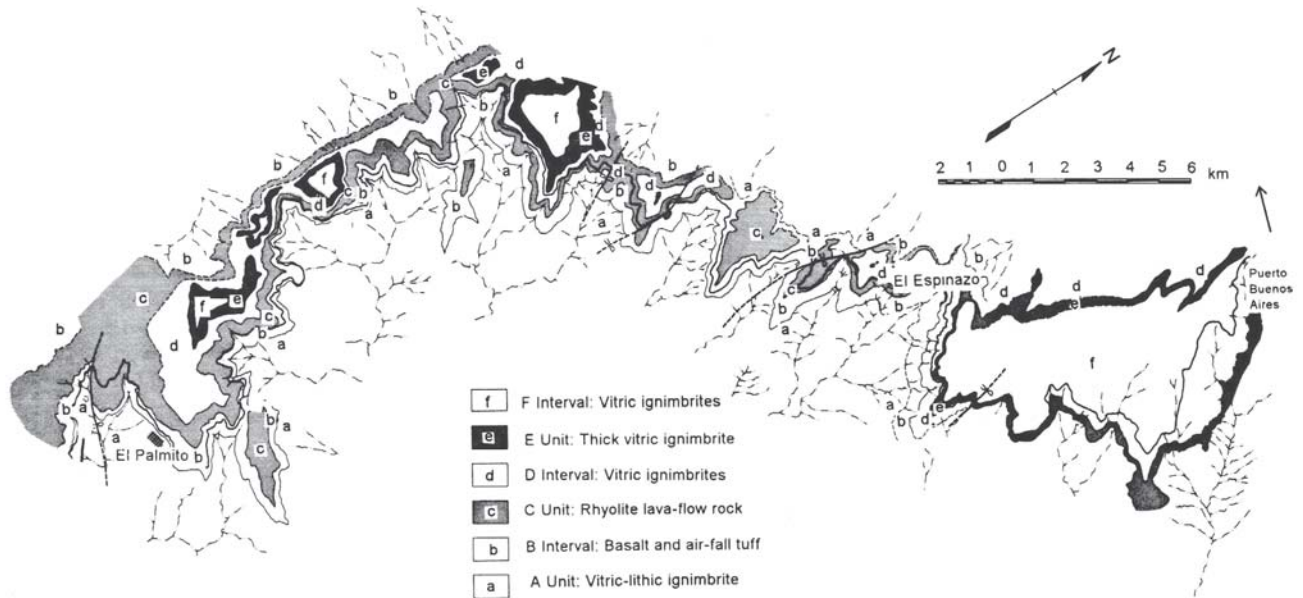


Figura 28. Mapa geológico del área ubicada entre El Palmito y Puerto Buenos Aires, sobre la carretera libre Durango-Mazatlán. Modificado de Waitt (1970). / Figure 28. Geologic map of the El Palmito- Puerto Buenos Aires area, Durango-Mazatlán highway, Mexico, modified after Waitt (1970).

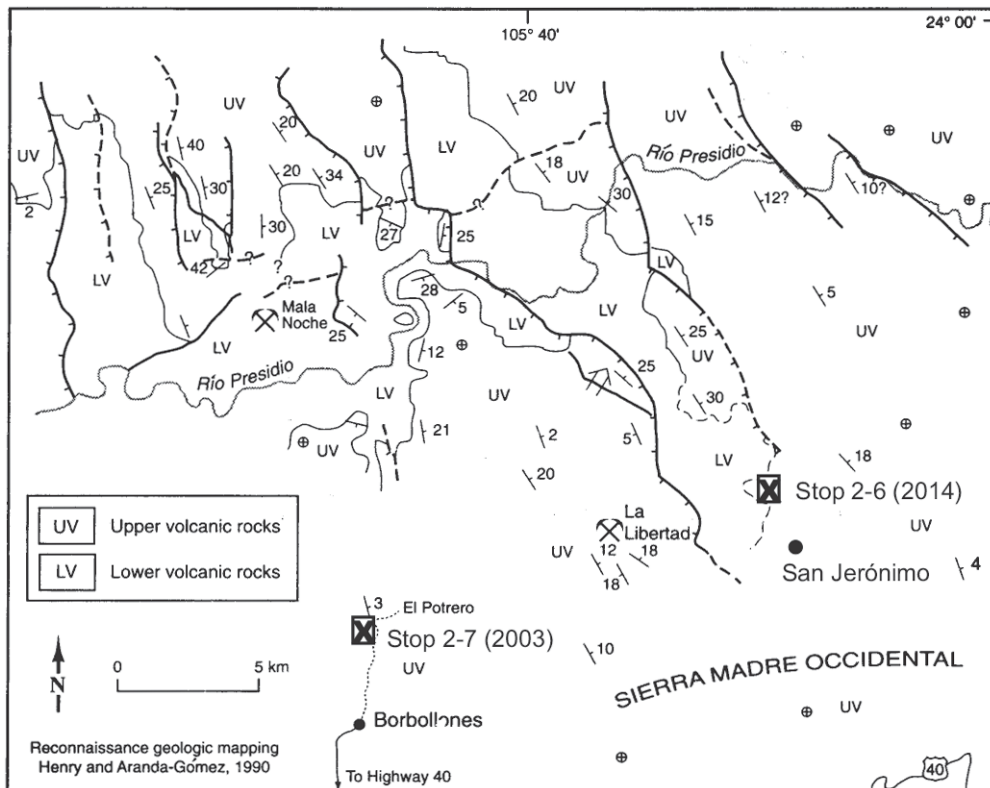


Figura 29. Mapa geológico de reconocimiento del área afectada por extensión en la parte alta del valle del río Presidio, entre Mala Noche y La Libertad. La estación 2-6 proporciona una vista panorámica de secuencias de ignimbritas potentes, cortadas por fallas normales con rumbos NNW y con inclinaciones variables hacia el oeste. / Figure 29. Reconnaissance geologic map of the extended area in the upper Rio Presidio valley between Mala Noche and La Libertad. Stop 2-6 provides a panoramic view of thick ignimbrite sequences cut by north-northwest-striking, west-dipping normal faults.

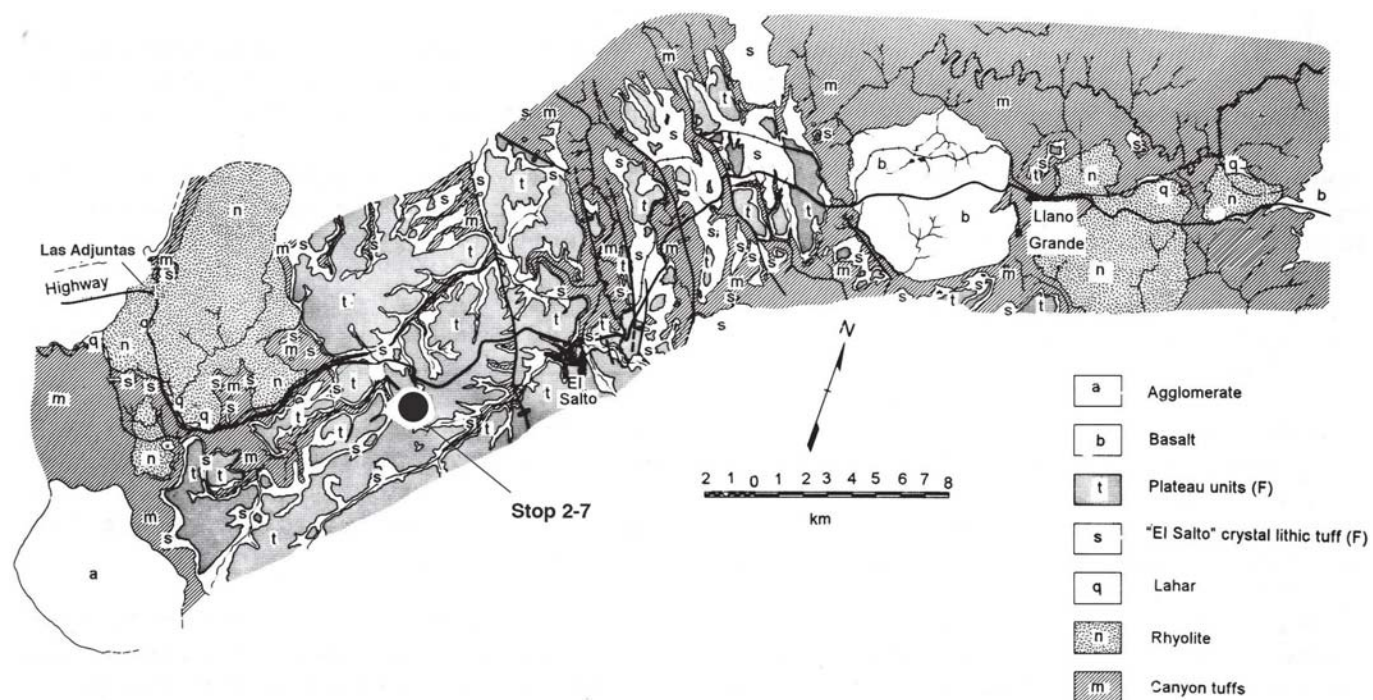


Figura 30. Mapa geológico del área entre Las Adjuntas y la Mesa del Madroño, sobre la carretera libre Durango-Mazatlán. Modificado de Wahl (1973). Se muestra la ubicación de algunas de las paradas del día 2. / Figure 30. Geologic map of the area between Las Adjuntas and Mesa del Madroño, Durango-Mazatlán highway, Mexico, modified after Wahl (1973). Some locations of field trip stops for day 2 are marked.

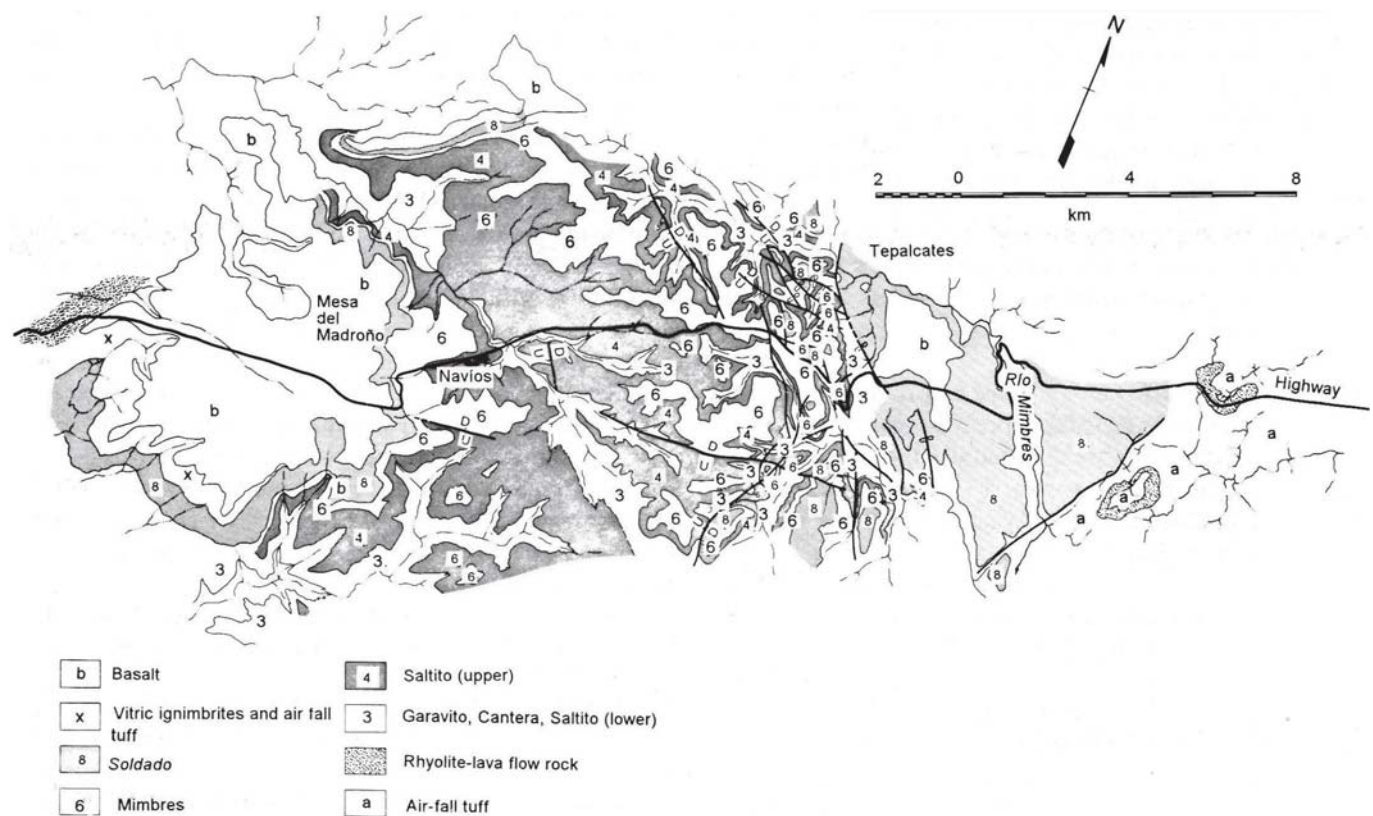


Figura 31. Mapa geológico del área entre Mesa El Madroño y el Río Mimbres, sobre la carretera libre Durango-Mazatlán. Modificado de Waitt (1970). / Figure 31. Geologic map of the area between Mesa del Madroño and the Río Mimbres, Durango-Mazatlán highway, Mexico, modified after Waitt (1970).

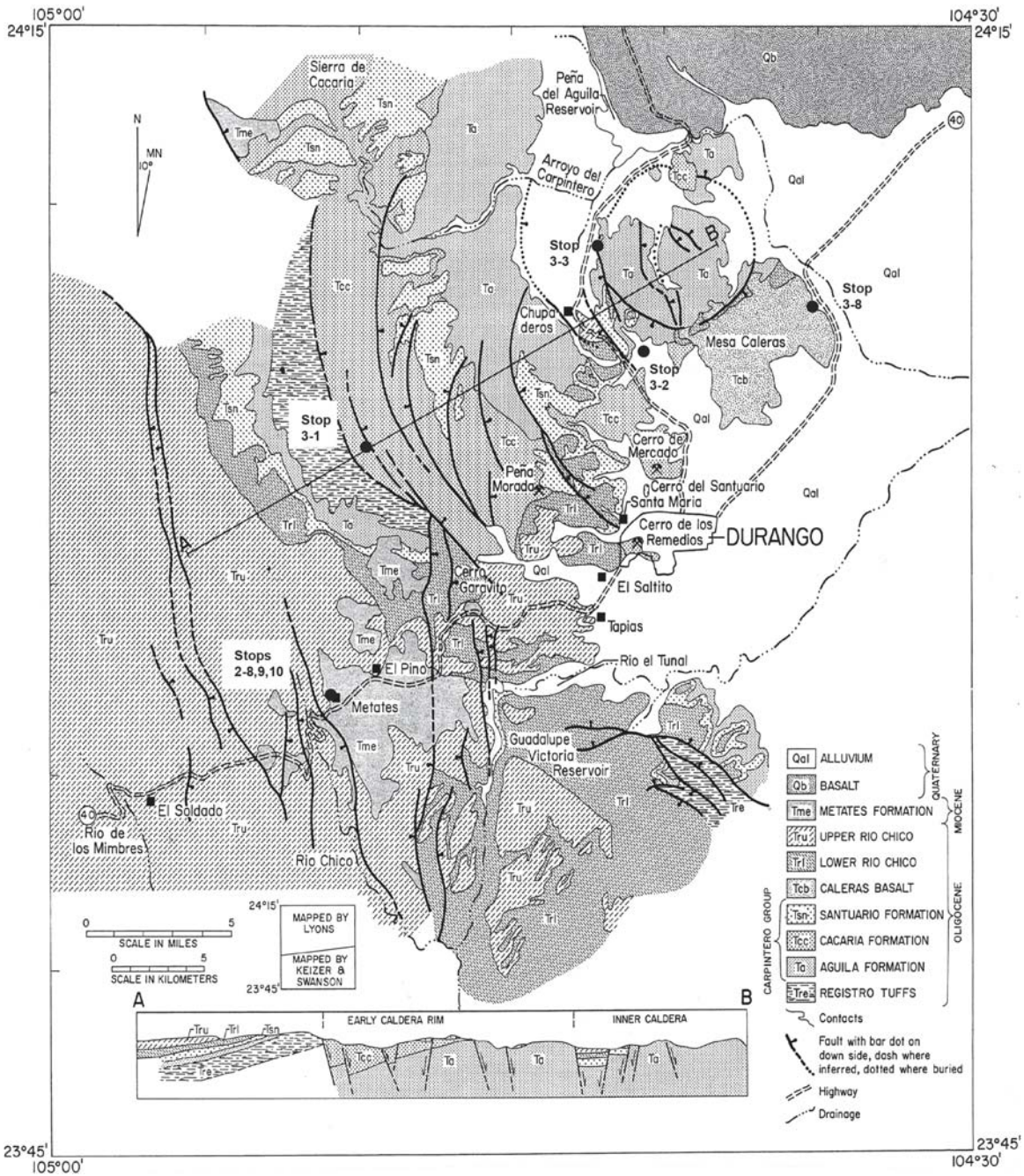


Figura 32. Mapa geológico de la región alrededor de la ciudad de Durango, modificado a partir de Swanson *et al.* (1978) y basado en cartografía por Keizer (1973), Swanson (1974) y Lyons (1975). La ubicación de algunas de las estaciones de los días dos y tres están marcadas. / *Figure 32. Geologic map of the Durango City area, Mexico, modified after Swanson and others (1978), and based on mapping by Keizer (1973), Swanson (1974), and Lyons (1975). Locations of some of the field trip stops for days 2 and 3 are marked.*

DESCRIPCIÓN DE LAS ESTACIONES

STOP DESCRIPTIONS



PRIMER DÍA

Sur de Sinaloa: extensión y afloramientos del complejo volcánico inferior

Véanse las ubicaciones de las estaciones en las figuras 27 (1-7 a 1-10) y 33 (1-1 a 1-6)

ESTACIÓN 1-1

(23°12'30.35"N, 106° 8'59.49"W)

Al iniciar la autopista, en la llanura costera (~8 km al NE de Villa Unión). Grava inclinada 25° hacia el WSW, con capas intercaladas de ceniza, rellenando el medio graben de Villa Unión.

Grava pobremente seleccionada, con estratificación de regular a débil, de grano grueso, con clastos hasta de 50 cm, (Figura 36A) se depositó adentro del medio graben durante la extensión del Cenozoico tardío. Las capas en la grava tienen un rumbo NS y se inclinan 25° hacia el occidente. El depósito es cortado por varias fallas normales, generalmente con rumbo NNW y con los bloques hundidos hacia el NE. Los clastos en las gravas son de todas litologías de las unidades más antiguas e incluyen fragmentos intemperizados de granito (Tki en Henry y Fredrikson, 1987) y una amplia gama de tobas y lavas que varían de félsicas a intermedias y que provienen tanto del supergrupo volcánico superior como del complejo volcánico inferior. En la grava hay algunos clastos de conglomerado o brecha que posiblemente son fragmentos re-trabajados provenientes de una secuencia de relleno de graben anterior. El mismo depósito de grava aflora en la carretera federal 40 (libre) en donde es cortado por un dique basáltico con actitud NS, 64E. La matriz de esa roca dio una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 10.7 ± 0.2 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Hasta ahora no hemos encontrado derrames de lava que hayan sido alimentados por este dique, pero los afloramientos en esta área con clima sub-tropical son pobres. Las fallas con desplazamientos pequeños generalmente se inclinan al oriente y son paralelas a las fallas regionales en el área. Tobas y lavas félsicas que subyacen al depósito de grava se inclinan hasta 40° al oeste, pero no están expuestas en esta estación.

Las características de este depósito de grava indican que es un relleno del medio graben, que está limitado hacia el occidente por una falla mayor que se inclina al oriente. La diversidad de clastos en la grava, incluyendo granitos y rocas volcánicas del complejo volcánico inferior, requiere que haya habido un basculamiento considerable, para poder exponer todas las litologías, lo que es congruente con las inclinaciones hasta de 40° en las rocas subyacentes del complejo volcánico inferior. La inclinación menor de las capas en el depósito de grava indican que estas se acumularon después del inicio del basculamiento y fallamiento. Sin embargo, la grava a su vez está basculada, por lo que se concluye que la extensión sucedió durante un tiempo prolongado. De igual manera, el dique de basalto fue emplazado después de que inició el fallamiento y basculamiento, pero probablemente antes de que terminara el basculamiento. La orientación de las fallas, inclinación de los estratos y los datos de plano y estrías de falla, así como la

orientación de los diques indican que la extensión fue ENE (Henry, 1989). Como se discute más adelante, creemos que este episodio de extensión fue parte del evento que originó al proto-Golfo que inicio durante el Mioceno medio (Stock y Hodges, 1989; Henry, 1989; Lee *et al.*, 1996; Henry y Aranda-Gómez, 2000, Ferrari *et al.*, 2013).

ESTACIÓN 1-2

(23°12'50.50"N, 106° 8'40.75"W)

Deformación asociada a la falla de Concordia.

Esta estación se ubica a ~900 m al NE de la anterior. En el lado oriental del corte de la carretera está expuesta una secuencia de ignimbritas soldadas fuertemente basculada al occidente (~65°). Las tobas están cizalladas por una zona de falla, e intrusionadas por un dique con un espesor mínimo de 10 m, que muestra intemperismo esferoidal. Una edad media de U-Pb de la ignimbrita es 22.79 Ma. Esta estación se ubica en bloque de piso de la falla de Concordia, que se encuentra a solo 1.7 km al sur del sitio en donde Henry y Aranda-Gómez (2000) fecharon un dique máfico de 11.02 Ma (muestra H96-4), que creemos puede correlacionarse con el dique expuesto aquí. Esta estación también se encuentra a 1.3 km al sur del lugar en donde Henry y Fredrikson (1987) fecharon una lava dacítica de 22.3 Ma (muestra HM-1), edad muy similar a aquella obtenida con U-Pb para la ignimbrita.

ESTACIÓN 1-3

(23°14'2.97"N, 106° 6'22.57"W)

Aflora la granodiorita Concordia del Eoceno que es cortada por dos diques, uno es basáltico, con actitud N35W, 82NE, 0.6 m de ancho y con una edad de 11 Ma. El otro dique es félsico y se desconoce su edad.

La roca expuesta es una granodiorita del Eoceno (unidad Tkicn; granodiorita Concordia de Henry y Fredrikson, 1987) que es representativa del batolito del Cretácico tardío al Terciario temprano del sur de Sinaloa. La granodiorita contiene cristales poikiliticos grandes (1 cm) de feldespato potásico, y los xenolitos o autolitos son comunes en ella. La granodiorita Concordia tiene edades concordantes de K-Ar en biotita (53.8 ± 0.6 Ma) y hornblenda (54.2 ± 1.2 Ma) obtenidas por Henry *et al.* (2003). Edades nuevas reportadas por Duque-Trujillo *et al.* (2015) son: 1) U-Pb en zircones de 59.6 ± 0.6 Ma, 2) una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 55.72 ± 0.47 Ma y 3) una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 56.26 ± 0.34 Ma.

FIRST DAY

Southern Sinaloa: Extension and lower volcanic complex

See Stop locations on figures 27 (1-7 to 1-10) and 33 (1-1 to 1-6)

STOP 1-1

(23°12'30.35"N, 106° 8'59.49"W)

At the beginning of the Highway, in the coastal plain (~8 km NE of Villa Unión). WSW tilted gravels (25°) with reworked ash layers, filling the Villa Unión half graben.

Coarse (clasts up to 50 cm), poorly sorted, and poorly to moderately bedded gravels (Figure 36A) were deposited in a half graben formed during Late Cenozoic extension. The gravels strike north, dip 25° to the west, and are cut by numerous, mostly north-northwest-striking, down to the east, normal faults. Clasts in the gravel include all older rock types, including weathered granitic rocks (TKi of Henry and Fredrikson, 1987), and a wide range of silicic to intermediate tuffs and lavas of the upper volcanic supergroup and lower volcanic complex. Some clasts of conglomerate or breccia may be reworked from and earlier graben fill. The same gravel deposit exposed in the old highway is cut by a north-striking, east-dipping (64°) basaltic dike that gives a matrix $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date of 10.7 ± 0.2 Ma (Henry and Aranda-Gómez, 2000). We have recognized no lava flows that may have been fed by the dike, but exposure in this semi-tropical area is poor. The small faults dip mostly eastward, parallel to major faults in the area. Felsic tuffs and lavas that underlie the gravel dip as much as 40° to the west (not seen in this particular outcrop).

These characteristics indicate that the gravel fills a half graben bounded on the west by a major, east-dipping normal fault. The diversity of clast types, including granitic and volcanic rocks of the lower volcanic complex, in gravel requires substantial tilting to expose them, which is consistent with tilts of as much as 40° in underlying upper volcanic rocks. The lesser dip of the gravel indicates that they accumulated after initial faulting and tilting. Nevertheless, the gravels are faulted and tilted, so extension may have occurred over a significant time span. Similarly, the basalt dike was obviously emplaced after some faulting and tilting, but

probably before tilting ended. Fault orientation, stratal tilt, fault and slickenline data, and orientation of dikes indicate that extension was east-northeast (Henry, 1989). As discussed above, we consider this episode of extension to be part of proto-Gulf extension that began in Middle Miocene (Stock and Hodges, 1989; Henry, 1989; Lee et al., 1996; Henry and Aranda-Gómez, 2000, Ferrari et al., 2013).

STOP 1-2

(23°12'50.50"N, 106° 8'40.75"W)

Deformation associated with the Concordia fault.

This stop is located ~900 m NE from the previous one. On the eastern side of the road cut it is exposed a steeply dipping (~65°) welded ignimbritic sequence. The tuffs are sheared by a fault zone and intruded by a mafic dike, at least ten meters wide, with conspicuous spheroidal weathering. U-Pb mean age of the ignimbrite is 22.79 Ma. This stop is located on the footwall block of the Concordia fault and it lies only 1.7 km south of the site where Henry and

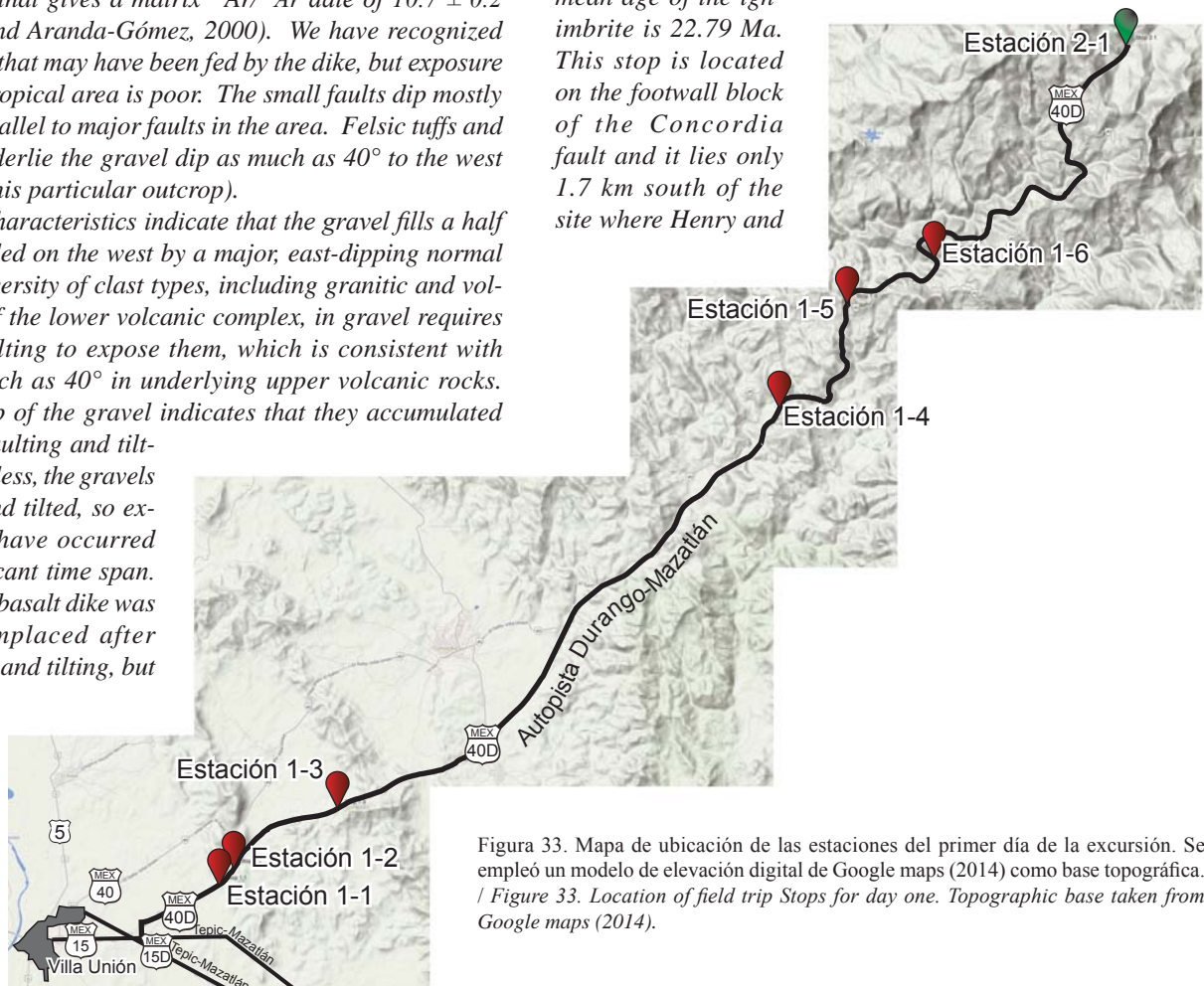


Figura 33. Mapa de ubicación de las estaciones del primer día de la excursión. Se empleó un modelo de elevación digital de Google maps (2014) como base topográfica. / Figure 33. Location of field trip Stops for day one. Topographic base taken from Google maps (2014).

Esta estación es equivalente a la estación 1-4 de la edición 2003 de la excursión. Ahí se describen las rocas como sigue:

“La granodiorita es cortada por dos juegos de diques con rumbos NNW. Dos diques basálticos similares a los de la estación anterior [1-3, 2003], probablemente también son del Mioceno y contemporáneos a la extensión del proto-Golfo. Uno de los diques de basalto corta a un dique félsico que contiene un porcentaje pequeño de fenocristales de feldespato y de biotita sericitizada. La edad y ambiente tectónico de los diques félsicos son desconocidos, pero bien podrían ser burdamente contemporáneos con los diques basálticos o ser mucho más antiguos [ya sea] del [volcanismo silíceo del Oligoceno o del Mioceno temprano] o [contemporáneo] a las rocas graníticas [del Paleoceno]”

ESTACIÓN 1-4

(23°22'8.85"N, 105°56'42.73"W)

Cerca de Copala, alteración hidrotermal y mineralización con pirita causada por el intrusivo de Copala (Figure 36B).

Este sitio está a unos 2.8 km al sur del intrusivo de Copala. Aquí está expuesta una ignimbrita mineralizada, sin soldar, con líticos accidentales y fragmentos de pómez. La toba es cortada por un dique basáltico posterior a la mineralización con una actitud N20W, 44SW. Una muestra de la ignimbrita colectada en este sitio dio una edad media de U-Pb de 30.45 Ma. En ella también encontramos 10 xenocristales de zircón con edades del Pérmico, Cretácico y Paleoceno. La edad de la ignimbrita señala la existencia de un período de mineralización más joven de 30 Ma en el área de Copala, que es confirmada con las edades obtenidas para la diorita de Copala, que serán discutidas en la estación 1-5 de esta excursión.

ESTACIÓN 1-5

(23°24'6.95"N, 105°55'16.73"W)

Cerca de Copala, alteración hidrotermal y mineralización con pirita causada por el intrusivo de Copala.

En esta localidad está expuesta una microdiorita silicificada con sulfuros y turmalina, así como un conglomerado silicificado, rico en sulfuros. Antes, la mineralización alrededor de Copala era interpretada como asociada con una intrusión granodiorítica del complejo volcánico inferior que fue fechada en 57.9 Ma (K-Ar, biotita, muestra HS-51) por Henry *et al.* (2003). Sin embargo, la microdiorita expuesta en este sitio ha sido fechada recientemente (edad media de 32 zircones) con U-Pb en ~28.1 Ma (Ferrari y Duque-Trujillo, inédito). Esta edad más joven es confirmada con el ejemplar ES 28, que colectamos del mismo cuerpo intrusivo en un afloramiento ubicado al noreste a lo largo de la autopista, que dio una edad media ~28.94 Ma. De acuerdo al mapa geológico de esta área del Servicio Geológico Mexicano,

esta microdiorita joven intrusionó a un cuerpo formado meta-arenisca y pizarra, y es a su vez cubierto por brechas riolíticas y andesíticas.

ESTACIÓN 1-6

(23°25'0.47"N, 105°53'26.03"W)

Un granito del Paleoceno intrusionando a una ignimbrita alterada. La posibilidad de varios períodos de mineralización en el área.

En este sitio podemos ver un cuerpo intrusivo más antiguo, del Paleoceno, que está expuesto a lo largo del río Pánuco. Aquí el afloramiento muestra a un granito intrusionando a una ignimbrita con alteración propilitica. Nosotros obtuvimos una edad U-Pb en zircón del granito de ~ 62.7 Ma. Tanto los intrusivos del Oligoceno como los del Paleoceno de la región de Copala están rodeados por aureolas de alteración. Por tanto, es posible que en el área haya habido más de un pulso de mineralización.

Vale la pena hacer notar que la posibilidad de la existencia de intrusivos con distintas edades en la región de Copala ya había sido sugerida en el libreto guía de la excursión del 2003 (Aranda-Gómez *et al.*, 2003) que dice:

“Una buena parte del complejo volcánico inferior (Tkv) es de composición intermedia. Una intrusión de diorita en Copala, que alberga la mayor parte de la mineralización de plata y oro que fue minada ahí, había sido cartografiada como parte del batolito (Tkid de Henry y Fredrikson, 1987). Sin embargo, la diorita de grano fino es característica de las rocas intermedias del complejo volcánico inferior [y] posiblemente fue emplazada como una intrusión somera adentro de rocas volcánicas, lo que pone de relieve la conexión entre rocas volcánicas y batolíticas. Una diorita relativamente sin alterar está expuesta en el fondo del río cerca de la carretera a Copala.”

ESTACIÓN 1-7

(ubicada entre ~ 23°26'2.76"N, 106°19'58.44"W y 23°27'16.56"N, 106°19'4.08"W; ~ 13 km al norte, a lo largo del camino pavimentado que va de la carretera 15 a La Noria) (opcional)

Intrusivos bandeados del Cretácico o del Jurásico (?): gabro, piroxenita y anortosita (complejo de intrusivos máficos de Henry y Fredrikson, 1987; diorita y piroxenita de Escamilla-Torres *et al.*, 1997).

Las rocas ígneas más antiguas hasta ahora conocidas en el sur de Sinaloa son un complejo bandedo de gabro, piroxenita y cantidades menores de anortosita (Figuras 36C, 36D) que forman dos cuerpos tabulares con orientación EW (Figura 27), y un ortogneiss que será mostrado en la estación optativa 1-8. Estas rocas son anteriores al principal complejo batolítico, que inició su intrusión hace ~101 Ma (Henry *et al.*,

Aranda-Gómez (2000) dated a mafic dike at 11.02 Ma (sample H96-4), which may be correlative with the dike found here. The stop is also 1.3 km south of the site where Henry and Fredrikson (1987) dated a dacitic lava at 22.3 Ma (sample HM-1), very similar to the new U-Pb age for the ignimbrite.

STOP 1-3

(23°14'2.97"N, 106° 6'22.57"W)

Here, the Eocene Concordia granodiorite is cut by N35W, 82NE, 0.6.m wide, 11 Ma basaltic dike and a felsic dike of unknown age.

Outcrop here is Eocene granodiorite (unit TKicn; Concordia granodiorite of Henry and Fredrikson, 1987) that is representative of the late Cretaceous-early Tertiary batholithic complex of southern Sinaloa. The granodiorite contains large (1 cm) poikilitic alkali feldspars and common xenoliths or autoliths. The Concordia granodiorite has concordant K-Ar biotite (53.8 ± 0.6 Ma) and hornblende (54.2 ± 1.2 Ma) dates (Henry et al., 2003). New ages obtained by Duque-Trujillo et al. (2015) are: 1) U-Pb zircon age of 59.6 ± 0.6 Ma, 2) an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende age of 55.72 ± 0.47 Ma, and 3) an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite age of 56.26 ± 0.34 Ma.

This stop is equivalent to Stop 1-4 in the 2003 version of the field trip. There, the rocks are described as follows:

"The granodiorite is cut by two sets of north-northwest-striking dikes. Two basaltic dikes, similar to the dike at the previous stop [Stop 1-3, 2003], are probably also Miocene and contemporaneous with proto-Gulf extension. One of the basaltic dikes cuts a felsic dike that contains a few percent feldspar phenocrysts and sericitized biotite. Its age and tectonic setting are unknown, but it could be either broadly contemporaneous with the basaltic dikes or much older and related [either] to the [Oligocene-early Miocene silicic volcanism or to the Paleocene] granitic rock."

STOP 1-4

(23°22'8.85"N, 105°56'42.73"W)

Near Copala, hydrothermal alteration and pyrite mineralization caused by the Copala intrusion (Figure 36B).

This site is ~2.8 km S of the Copala intrusive body. Here is exposed a mineralized, unwelded ignimbrite with accidental lithics and pumice. The tuff is cut by a post-alteration basaltic dike N20W, 44SW. The ignimbrite collected at this site yielded a U-Pb mean age of 30.45 Ma. We also found in the same sample 10 zircon xenocrysts with Permian, Cretaceous and Paleocene ages. The age of the ignimbrite indicates mineralization episode younger than 30 Ma in the Copala area, which is further confirmed by the ages obtained for the Copala diorite that will be presented at Stop 1-5.

STOP 1-5

(23°24'6.95"N, 105°55'16.73"W)

Near Copala, hydrothermal alteration and pyrite mineralization caused by the Copala intrusion.

At this stop it is exposed a silicified microdiorite with sulfurs and tourmaline and a silicified, sulfide-rich conglomerate. The mineralization around Copala was previously interpreted as associated with a granodioritic intrusion of the lower volcanic complex dated (K-Ar, biotite, sample HS-51) at 57.9 Ma by Henry et al. (2003). However, the microdiorite exposed at this site has been recently dated (mean age of 32 grains) by U-Pb at ~28.1 Ma (Ferrari and Duque-Trujillo, unpublished data). This younger age is confirmed by the sample ES 28, which we collected from the same body 1.3 km further northeast along the highway, which yielded a mean age ~28.94 Ma. According to Mexican Geological Survey geologic map of the area, this younger microdiorite intruded an undated meta-sandstone and slate body and andesites, and it is capped by rhyolitic and andesitic breccias.

STOP 1-6

(23°25'0.47"N, 105°53'26.03"W)

A Paleocene granite intruding into an altered ignimbrite. The possibility of several stages of mineralization in the region.

At this site we can see the older, Paleocene, intrusive body that is exposed along the Pánuco river. The rock exposed at this site is a granite intruding an altered ignimbrite with propylitic alteration. We obtained a U-Pb (zircon) age for the granite of ~ 62.7 Ma. Both the Oligocene and the Paleocene intrusive bodies of the Copala area are surrounded by an alteration aureole. Thus, it is possible that more than an episode of mineralization affected the area.

It is worth noting that the possibility of occurrence of different intrusions in the Copala area was already suggested in the 2003 guidebook (Aranda et al., 2003), which reads:

"Much of the lower volcanic complex (TKv) is intermediate in composition. A diorite intrusion at Copala, which hosts much of the silver-gold mineralization that was mined there, is mapped as part of the batholith (TKid of Henry and Fredrikson, 1987). However, the fine-grained diorite is characteristic of the intermediate rocks of the lower volcanic complex, [and] was probably emplaced as a shallow intrusion into the volcanic rocks, and emphasizes the connection between the volcanic and batholithic rocks. Relatively unaltered diorite is exposed in the stream bottom near the Copala road."

STOP 1-7

(Between ~23°26'2.76"N, 106°19'58.44"W and 23°27'16.56"N, 106°19'4.08"W; ~13 km north along the paved road to La Noria from Highway 15)(optional)

2003). El cuerpo occidental mide 7 x 2 km y está expuesto a lo largo de los cortes de la carretera 15, a unos 20 km al norte de Mazatlán. El cuerpo oriental mide aproximadamente 7 x 4 km y está expuesto a lo largo de la carretera pavimentada a La Noria. La litología dominante en el complejo es un gabro de plagioclasa y clinopiroxeno, en que la proporción modal y arreglo textural varían ampliamente. En algunos lugares, la plagioclasa fue el primer mineral que cristalizó y está rodeado por el piroxeno. En otros lugares, este arreglo textural está invertido. La piroxenita (más de 90% de piroxeno en la moda) es relativamente abundante y la anortosita (más de 90% de plagioclasa en la moda) es común, pero generalmente se le observa como cantos a lo largo de los lechos de los ríos. Existen todas las posibles gradaciones entre piroxenita y anortosita en el área. Diques de diabasa comúnmente cortan al complejo y son similares en todo, excepto en el tamaño de grano al gabro. Nosotros interpretamos a las intrusiones máficas como dique-estratos posiblemente emplazados en rocas metasedimentarias del Paleozoico, pero estos contactos no están bien expuestos.

Edades K-Ar en hornblenda colectada en el cuerpo oriental y en un cuerpo de gabro sin cartografiar, ubicado a 15 km al este, son de 133.8 ± 3.0 y 138.7 ± 3.1 Ma, respectivamente (Henry y Fredrikson, 1987). Dado que la hornblenda es relativamente resistente a la pérdida de Ar durante el re-calentamiento, y que las dos edades son similares, independientemente de su diferente contenido de K_2O , nosotros preferimos la interpretación de que las edades representan el emplazamiento de la intrusión. Sin embargo, mas fechamientos son necesarios para confirmar la edad de este complejo intrusivo.

El complejo máfico bandeado ha sido explorado por distintos metales. Inicialmente, en los 1990's, fue por Ni por la compañía BHP Minerals y después en un esfuerzo compartido con Sumitomo Metal Mining Company. Actualmente el complejo está siendo explorado por Cu, Pt, Pd, y Au por Skeena Resources de Vancouver. El *website* de Skeena's (www.skeenaresources.com/s/Tropico.asp) informa valores hasta de 1% de Cu y un gramo por tonelada de una mezcla de Pt, Pd y Au, en lo que se ha llamado el proyecto Trópico. El fundo se encuentra en un lugar con infraestructura, que incluye carreteras importantes, ferrocarril y el puerto de agua profunda de Mazatlán.

ESTACIÓN 1-8

($23^{\circ}26'46.68''N$, $106^{\circ}16'39.00''W$; a lo largo del camino cercano a Los Ebanos; 7 km al noroeste de El Recodo, de ahí 2.2 km al oeste más allá de Los Ebanos a un afloramiento en un arroyo) (opcional).

Un ortogneis del Cretácico temprano o del Jurásico

Ortogneises que dan edades diferentes de U-Pb en zircón afloran en dos regiones ubicadas a unos 25 y 32 km al noreste de Mazatlán. Henry y Fredrikson (1987) cartografiaron ortogneis en contacto con rocas ígneas máficas y metasedimentos

en un área pequeña (de unos 2 km²) cerca del poblado de Los Ebanos, al noroeste de El Recodo. Una edad TIMS en zircón dió 134.7 ± 0.4 Ma (James Mortensen, com. Escrita, 2007). Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) reportan otra área con ortogneis a unos 2.5 km al noroeste de La Noria y una edad LA-ICPMS en zircón de $157.13 \pm 0.61/-1.17$ Ma. La roca cerca de Los Ebanos es una cuarzodiorita metamorfoseada que contiene plagioclasa cuarzo, biotita y hornblenda. La roca fue deformada de manera intensa y casi totalmente recrystalizada. El cuarzo ahora se presenta como agregados irregulares con bordes suturados. La plagioclasa fue parcialmente recrystalizada a un agregado de grano fino de cuarzo y plagioclasa. Estos entrecrecimientos tienen bordes bien definidos cuando están en contacto con el cuarzo suturado y con los minerales máficos, lo que sugiere que la plagioclasa originalmente fue euhedral. Algunas partes de granos de plagioclasa están sin recrystalizar y muestran zonedamiento oscilatorio y maclado tipo albita, que comúnmente está deformado. La hornblenda se presenta como cristales poikiliticos "desgarrados" que incluyen biotita. La biotita se muestra como agregados orientados que comúnmente contienen epidota. La biotita está parcialmente reemplazada por clorita. Los minerales accesorios incluyen zircón abundante y algo de apatito. La biotita, y en menor proporción la hornblenda, definen una foliación marcada que tiene un rumbo N40E y que se inclina entre vertical y 45NW, foliación que es concordante con la de las rocas metasedimentarias que la rodean. La presencia de estos dos afloramientos y sus edades distintas indican que las rocas pre-batolíticas son más comunes y que tienen edades más antiguas que lo que antes se aceptaba.

ESTACIÓN 1-9

(Entre $\sim 23^{\circ}22'59.52''N$, $106^{\circ}14'0.96''W$ y $23^{\circ}24'1.08''N$, $106^{\circ}13'24.96''W$; aproximadamente a 25 km al norte, a lo largo de la carretera estatal pavimentada Sinaloa 5 hacia el Recodo, viniendo de la carretera federal 15) (opcional)

Tonalita Recodo sin-tectónica del Cretácico (101.2 ± 2.0 Ma), una parte del batolito (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003).

Los cortes a lo largo de la carretera y en los arroyos en este tramo exponen a una tonalita foliada que es representativa de la parte temprana, sin-tectónica, del batolito. La tonalita Recodo está expuesta en un área de ~ 25 km² al occidente de El Recodo. Las muestras HS-17, con una edad de 101.2 ± 2.0 Ma obtenida con TIMS U-Pb en zircón, fue colectada a lo largo de la carretera antigua sin pavimentar en 1971. La tonalita Recodo, como otras intrusiones sin-tectónicas tempranas, es relativamente máfica y contiene principalmente plagioclasa, cantidades menores de cuarzo, con biotita y hornblenda abundante (esta última comúnmente con núcleos de clinopiroxeno) y cantidades menores de feldespato potásico, generalmente microclina. Los análisis químicos de dos ejemplares dan 59 y 60% SiO_2 . Las rocas sin-tectónicas fueron emplazadas durante

Cretaceous or Jurassic (?) layered intrusions: Gabbro, pyroxenite, and anorthosite (Mafic intrusive complex of Henry and Fredrikson, 1987; Diorita and Piroxenita of Escamilla-Torres et al., 1997).

A layered mafic complex of gabbro, pyroxenite, and minor anorthosite (Figures 36 C-D) forms two east-striking tabular bodies that are, along with orthogneiss (Optional Stop 1-8), the oldest known igneous rocks in southern Sinaloa. These igneous rocks preceded the main batholithic complex, whose intrusion began ~101 Ma (Henry et al., 2003). The western body is about 7 x 2 km and is exposed in roadcuts along Highway 15 about 20 km north of Mazatlán. The eastern body is about 7 x 4 km and is exposed along the paved road to La Noria. The dominant rock type is plagioclase-clinopyroxene gabbro, in which the relative amounts and styles of occurrence of these two minerals vary widely. In places, plagioclase was the early forming mineral surrounded by pyroxene; in other places this texture is reversed. Pyroxenite (pyroxene modally greater than 90%) is moderately abundant, and anorthosite (plagioclase modally greater than 90%) is common but seen mostly as stream cobbles. All gradations between pyroxenite and anorthosite can be found. Common diabase dikes cutting the complex are similar to the gabbro in all respects except grain size. We interpret the mafic intrusions to be sills into the probably Paleozoic metasedimentary rocks, but contacts are generally poorly exposed.

K-Ar dates on hornblende from the eastern body and from an unmapped gabbro another 15 km to the east are 133.8 ± 3.0 and 138.7 ± 3.1 Ma (Henry and Fredrikson, 1987). Because hornblende is relatively resistant to argon loss by reheating, and because the two dates are similar despite distinctly different K_2O contents, we favor that these dates record intrusion. However, further dating is needed to confirm the age of the intrusive complex.

The layered mafic complex has been explored for several metals, initially for Ni by BHP Minerals in the late 1990's and subsequently through a joint venture financed by Sumitomo Metal Mining Company. The complex is currently being explored for Cu, Pt, Pd, and Au by Skeena Resources of Vancouver. Skeena's website (www.skeenaresources.com/s/Tropico.asp) reports assays as high as 1% Cu and 1 gm/tonne combined Pt, Pd, and Au in what is called the Tropico project. The property is favorably located relative to infrastructure, including major highways, a rail line, and the deep water Mazatlán port.

STOP 1-8

($23^{\circ}26'46.68''N$, $106^{\circ}16'39.00''W$; along side road near Los Ebanos; 7 km northwest from El Recodo, then 2.2 km west beyond Los Ebanos to outcrop in stream valley)(optional)

Early Cretaceous and/or Jurassic Orthogneiss.

Orthogneiss giving different U-Pb zircon ages crops out in two areas about 25 and 32 km northeast of Mazatlán. Henry

and Fredrikson (1987) mapped orthogneiss in contact with the mafic igneous complex and metasedimentary rocks in a small (approximately 2 km²) area near the village of Los Ebanos northwest of El Recodo. A TIMS zircon date is 134.7 ± 0.4 Ma (James Mortensen, written commun., 2007). Cuéllar-Cárdenas et al. (2012) report a second area of orthogneiss approximately 2.5 km northwest of La Noria and a LA-ICP/MS zircon date of $157.13 \pm 0.61/-1.17$ Ma. The rock near Los Ebanos is a metamorphosed quartz diorite containing plagioclase, quartz, biotite, and hornblende. The rock has been strongly deformed and nearly totally recrystallized. Quartz now occurs as irregularly intergrown aggregates with sutured boundaries. Plagioclase has been partly recrystallized to a fine intergrowth of quartz and plagioclase. These intergrowths have sharp straight outlines in contact with the quartz aggregates and mafic minerals, suggesting that the plagioclase was originally euhedral. Parts of some plagioclase grains are unrecrystallized and show oscillatory zoning and albite twinning that is commonly deformed. Hornblende occurs as ragged, poikilitic grains enclosing biotite. Biotite occurs as oriented aggregates that commonly contain fine epidote. Biotite is partly replaced by chlorite. Accessory minerals include abundant zircon and minor apatite. Biotite, and to a lesser extent, hornblende, define a strong foliation trending approximately N40E. and dipping between vertical and 45NW, which is concordant with surrounding metasedimentary rocks. The presence of the two outcrop areas and their difference in ages indicate that pre-batholithic granitic rocks were more extensive and emplaced over a longer time span than previously recognized.

STOP 1-9

(Between $\sim 23^{\circ}22'59.52''N$, $106^{\circ}14'0.96''W$ and $23^{\circ}24'1.08''N$, $106^{\circ}13'24.96''W$; approximately 25 km north along paved road [Sinaloa Highway 5] to El Recodo, from México Highway 15) (optional)

Cretaceous (101.2 ± 2.0 Ma) syntectonic Recodo tonalite of the batholith (Henry and Fredrikson, 1987; Henry et al., 2003).

Road and stream cuts along this part of the highway expose foliated tonalite that is representative of the early, syntectonic part of the batholith. The Recodo tonalite crops out over an area of ~25 km² west of El Recodo. Sample HS-17, dated at 101.2 ± 2.0 Ma by TIMS U-Pb on zircon, was collected along the old, unpaved road in 1971. Similar to other early, syntectonic intrusions, the Recodo tonalite is relatively mafic, consisting mostly of plagioclase, lesser quartz, abundant biotite and hornblende (commonly with clinopyroxene cores), and minor potassium feldspar, which is generally microcline. Chemical analyses of two samples show 59 and 60% SiO₂. The syntectonic rocks were emplaced during an episode of regional deformation, which is recognized all along the west coast of México from the Peninsular Ranges of northern Baja California to Jalisco. Recodo tonalite is cut off to the northeast by the major, down-to-the-northeast Concordia fault about 1 km southwest of El Recodo.

un episodio de deformación regional que ha sido reconocido a lo largo de la costa occidental de México, desde las Sierras peninsulares (*Peninsular ranges*) de Baja California en el norte hasta Jalisco. La tonalita Recodo es cortada hacia el noreste por la falla Concordia, que es una estructura mayor con el bloque hundido hacia el noreste. Esto sucede aproximadamente a 1 km al suroeste de El Recodo.

ESTACIÓN 1-10

(23°13'45.93"N, 106° 7'27.98"W) (opcional)

Granodiorita del Eoceno expuesta cerca del prospecto de pórfido cuprífero de Malpica (Escamilla-Torres *et al.*, 1997).

El prospecto Malpica es una brecha *stockwork* con cuarzo y turmalina con valores de Cu, Mo, Au y Ag. Se ubica justo al sur de la carretera 40D y su dueño actual es el Grupo México.

Los cerros Tunel y Pelón son dos colinas ubicadas al sur de la autopista que tienen en su cima dos cuerpos separados de brecha con turmalina encajonada adentro de granodiorita. La brecha con cobre fue inicialmente reconocida a principios del siglo XX, pero la primera fase de exploración en serio se realizó hasta la mitad del siglo XX (Escamilla-Torres *et al.*, 1997). El depósito ha sido explorado por varias compañías desde entonces. Barton *et al.* (1995) reportaron reservas de 3 Mt 0.95% sulfuro de Cu y 2 Mt 0.89% de óxido de Cu. En 2009, Skeena Resources de Vancouver reportó *NI43-101 compliant resources* de 550 millones de libras de Cu y 650,000 onzas de Au.

La intrusión que alberga al *stockwork* es otra granodiorita del Eoceno, con una edad K-Ar en biotita de 57.3 ± 0.6 Ma (C.D. Henry, muestra proporcionada por Ken Clark; Henry *et al.*, 2003). Barra *et al.* (2005) reportan una edad Re-Os en molibdenita de 54.1 ± 0.3 Ma, ligeramente más joven que la roca de caja, pero idéntica a la edad de la granodiorita Concordia.



STOP 1-10

(23°13'45.93"N, 106° 7'27.98"W) (optional)

Eocene granodiorite exposed near the Malpica porphyry Cu prospect (Escamilla-Torres et al., 1997).

The Malpica prospect is a quartz-tourmaline stockwork breccia containing Cu, Mo, Au, and Ag that lies just south of Highway 40D and is currently controlled by Grupo México. Cerro Tunel and Cerro Pelón, the two hills south of the highway, are capped by separate bodies of tourmaline breccia and are hosted by granodiorite. Copper-bearing breccia was first recognized at the Malpica prospect in the early 1900's, but

serious exploration did not begin until the middle part of the 20th century (Escamilla-Torres et al., 1997). The deposit has been explored by several companies since then. Barton et al. (1995) reported resources of 3 Mt 0.95% sulfide Cu and 2 Mt 0.89% oxide Cu, and, in 2009, Skeena Resources of Vancouver reported 43-101 compliant resources of 550 million pounds Cu and 650,000 ounces Au.

The host intrusion is another Eocene granodiorite with a biotite K-Ar date of 57.3 ± 0.6 Ma (C.D. Henry, sample provided by Ken Clark; Henry et al., 2003). Barra et al. (2005) report a Re-Os date on molybdenite of 54.1 ± 0.3 Ma, slightly younger than the host but identical to the age of the Concordia granodiorite.



SEGUNDO DÍA

Extensión (continuación) y el supergrupo volcánico superior

Véanse las ubicaciones de las estaciones en las figuras 26 (2-6), 30 (2-7), 31 (2-8 a 2-10), 34 y 35 (2-1 a 2-6)

ESTACIÓN 2-1

(23°29'12.32"N, 105°49'18.35"W)

Secuencia sedimentaria clástica de grano grueso intrusiva por un dique máfico y fallada contra una ignimbrita densamente soldada.

Aquí vemos una sucesión clástica sedimentaria de grano grueso, sobreyacida por una ignimbrita con estratificación difusa cerca de su base. Tanto los sedimentos polimícticos como la ignimbrita están suavemente inclinados hacia el S35W e intrusionados por un dique máfico (N32W, 60NE), muy alterado, con un ancho de 3 m. El conglomerado rojo y la ignimbrita están cortados por una falla normal de ángulo alto que se inclina hacia el SSW. El conglomerado está en contacto por falla con una ignimbrita rica en pómez, densamente soldada, con fiammes conspicuos. La secuencia sedimentaria contiene clastos hasta de 0.5 m de diámetro de una ignimbrita que se parece algo a ignimbrita mineralizada que vimos en la estación 1-4. Contiene también una dacita porfídica que veremos como fragmentos aislados (*float*) en la siguiente estación (2-2). Si esto es cierto, la sucesión sedimentaria en esta área puede representar un relleno del interior de una caldera. Una interpretación alternativa, es que los clastos provienen del complejo volcánico inferior y que la sucesión puede estar asociada a la erosión y re-depósito del complejo volcánico inferior.

ESTACIÓN 2-2

(23°30'50.62"N, 105°46'40.22"W)

Cuerpos intrusivos irregulares adentro del conglomerado rojo. ¿La evidencia de un centro eruptivo activo?.

Varios cuerpos irregulares de dacita o riolita porfídica intrusionan al conglomerado rojo de grano grueso perteneciente a la secuencia clástica sedimentaria (Figura 36E). Los diques sugieren que esta área se encuentra cerca de un centro eruptivo, lo que puede ser congruente con una ignimbrita lítica de grano grueso que veremos en la siguiente parada (2-3). Los contactos irregulares entre los diques y el depósito sedimentario sugieren que los sedimentos aún no estaban litificados al momento de la intrusión, de manera que pudieron contener agua. La combinación de calor proveniente del magma y la presencia de agua en los sedimentos crean una situación ideal para generar un sistema hidrotermal. Sin embargo, nosotros queremos resaltar que las rocas en este corte no están muy alteradas.

ESTACIÓN 2-3

(23°31'56.36"N, 105°46'8.26"W)

Un centro eruptivo del supergrupo volcánico superior ubicado en el área del Río Baluarte.

Aquí aflora una ignimbrita lítica de grano muy grueso y una mesobrecha (*i.e.* una brecha heterolitológica formada durante el colapso de una caldera y que contiene fragmentos de menos de 1 m). La ignimbrita tiene bloques abundantes, algunos hasta de 2 m de diámetro, por lo que es interpretada como un depósito cercano a su fuente. Puede ser un relleno del interior de una caldera o una brecha de rezago (*lag breccia*). Cualquiera de estas dos interpretaciones es consistente con la presencia de una fuente volcánica cercana. Con base en la ubicación de este afloramiento, nosotros especulamos que puede ser parte de la unidad A de la secuencia ignimbritica de El Salto. En este afloramiento la ignimbrita es cortada por una falla normal de ángulo alto, con rumbo NW y el bloque hundido al SW.

Aproximadamente a unos 100 m más al noreste, en el mismo corte de la carretera, se encuentra expuesta un ignimbrita masiva que relleno a un paleocanal amplio. La ignimbrita tiene estratificación difusa cerca de su base. Las capas son más notables cerca de los bordes de canal y se hace más difusa hacia el centro.

ESTACIÓN 2-4

(23°32'29.24"N, 105°45'22.94"W)

Vista panorámica desde el puente Baluarte.

Una secuencia piroclástica muy gruesa está expuesta hasta el fondo del cañón. La secuencia aún no ha sido estudiada, pero parece estar formada por una toba muy gruesa que relleno la topografía pre-existente o puede ser una facies de relleno de caldera. Otra posibilidad es que la sucesión piroclástica esté formada por muchas unidades piroclásticas independientes.

ESTACIÓN 2-5

(23°36'55.80"N, 105°39'39.84"W)

Alteración intensa en una ignimbrita del Mioceno. Evidencia de mineralización en el supergrupo volcánico superior.

Aquí está expuesta una ignimbrita masiva, potente, densamente soldada, con fenocristales de 2- 3 mm de San >

SECOND DAY

Extension (continued) and upper volcanic supergroup

See Stop locations on figures 26 (2-6), 30 (2-7), 31 (2-8 to 2-10), and 34 (2-1 to 2-6)

STOP 2-1

(23°29'12.32"N, 105°49'18.35"W)

Coarse clastic sedimentary succession intruded by mafic dike and faulted against densely welded ignimbrite.

Coarse clastic polymictic sedimentary succession overlain by a massive ignimbrite with diffuse layering near its base. Both sediments and ignimbrite are gently tilted towards the SSW and intruded by a very altered, 3 m thick mafic dike (N32W, 60NE). The red conglomerate and the ignimbrite are cut by a high angle normal fault inclined towards the S35W. The conglomerate is faulted against a densely welded, pumice-rich ignimbrite with conspicuous fiamme. The sedimentary sequence contains clasts, up to 0.5 in diameter, of ignimbrite that looks superficially like the mineralized ignimbrite seen at Stop 1-4 and/or porphyritic dacite seen as float within a sedimentary succession in the following Stop (2-2). If this is the case, this sedimentary sequence could represent an intracaldera fill. Alternatively, if the clasts come from the lower volcanic complex (LVC) it may be associated with the erosion and redeposition of the LVC.

STOP 2-2

(23°30'50.62"N, 105°46'40.22"W)

Irregular intrusions into red conglomerate. Evidence for wet sediments near an active igneous center?.

Several irregular porphyritic dacite or rhyolite dikes intrude into the red, coarse, clastic sedimentary sequence (Figure 36E). The dikes suggest that this area was close to an igneous center, which might be congruent with the coarse lithic ignimbrite seen in the next stop (2-3). The irregular contacts between the dikes and the sedimentary deposit suggest that sediments were not lithified at the time of intrusion, so may have been water-rich. The combination of an igneous heat source and presence of water in the sediments makes an ideal situation to generate a hydrothermal system. However, we note that the rocks in this road cut are not particularly altered.

STOP 2-3

(23°31'56.36"N, 105°46'8.26"W)

An igneous center of the upper volcanic supergroup located in the Rio Baluarte area.

Very coarse, lithic ignimbrite and mesobreccia. The ignimbrite has abundant blocks, some at least to 2 m in diameter; so it is interpreted as a very proximal deposit. It can be an intracaldera fill or a lag breccia. Either interpretation is consistent with a nearby magmatic source. Based on the location of the outcrop, we speculate that it may be part of the A unit of the El Salto ignimbrite sequence. At this Stop the ignimbrite is cut

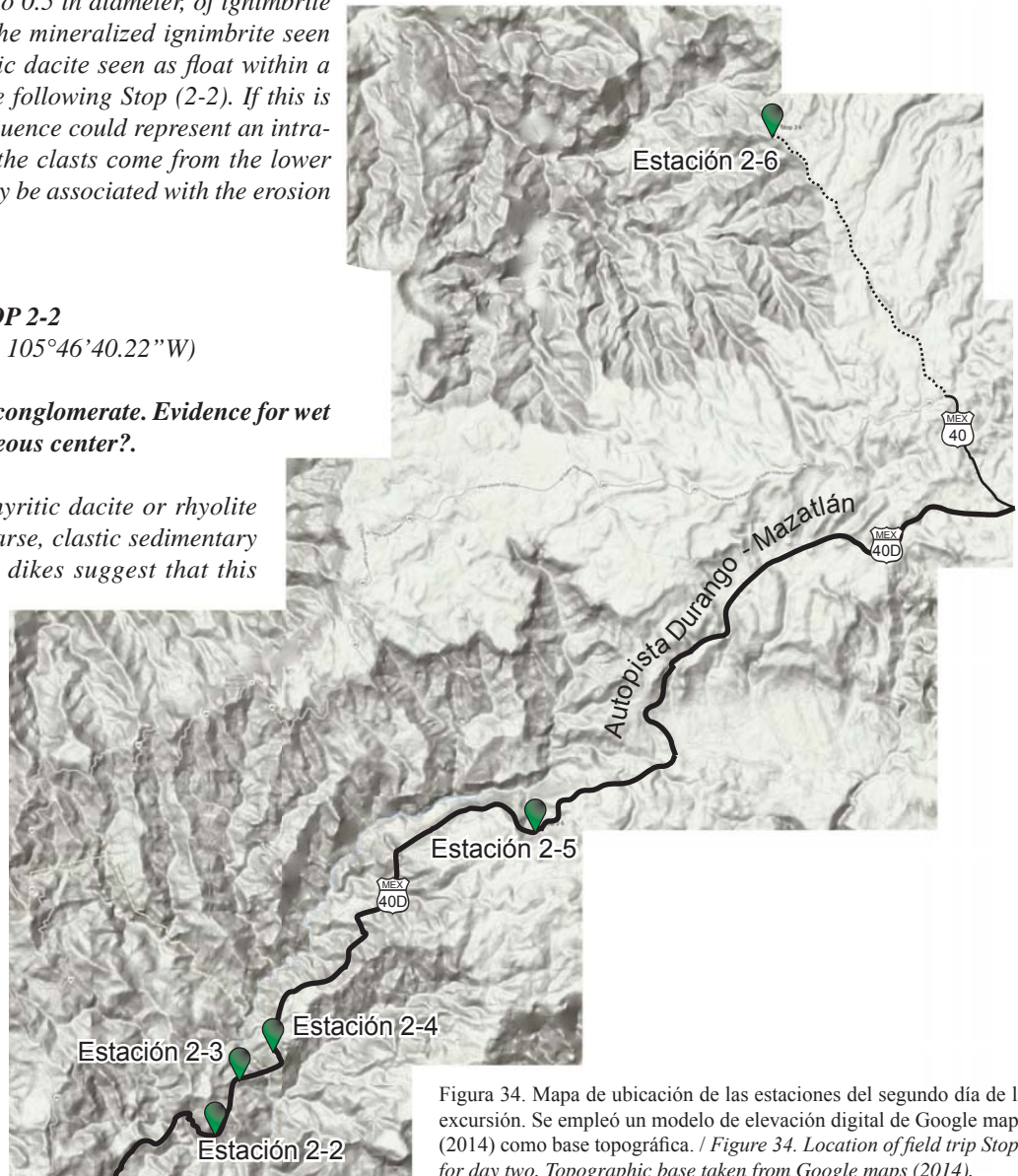


Figura 34. Mapa de ubicación de las estaciones del segundo día de la excursión. Se empleó un modelo de elevación digital de Google Maps (2014) como base topográfica. / Figure 34. Location of field trip Stops for day two. Topographic base taken from Google maps (2014).

Cuarzo > Plag (?) en una matriz vitroclástica. Los fiammes son apenas visibles como consecuencia de desvitrificación y/o silicificación masiva (*silica flooding*). En la roca hay piritita abundante y vetillas de cuarzo. La superficie del afloramiento muestra oxidación intensa revelada por manchas de óxido de Fe que está acumulándose sobre las partes cubiertas por concreto asociadas a la autopista. Asumimos que estamos cerca de un centro volcánico. Zircones separados de la ignimbrita dan una edad “*lower intercept*” de 22.0 Ma. Esta es una prueba más de que hay sitios en donde la secuencia volcánica superior se encuentra mineralizada.

ESTACIÓN 2-6

(23°36'55.80"N, 105°39'39.84"W)

Vista panorámica de ignimbritas horizontales en el Cerro Cuadrado (izquierda) e ignimbritas adyacentes inclinadas hacia el este: discusión del significado de los eventos magmáticos y de extensión (véanse figuras 29 y 35).

Aquí discutiremos las siguientes preguntas: 1) ¿Es esta una discordancia angular entre las rocas más antiguas, inclinadas hacia el este, y las ignimbritas más jóvenes del grupo El Salto? o ¿Son las relaciones estructurales observadas desde aquí la expresión de un anticlinal extensional que se formó como resultado de basculamientos diferenciales de una misma secuencia estratigráfica formada por ignimbritas ubicadas en el bloque de techo de un sistema de fallas mayor, que posiblemente tiene planos lístricos?

Un derrame de lava andesítico y una ignimbrita fueron colectados en el bloque basculado hacia el este y dieron edades de 32.5 y 32.2 Ma, respectivamente (Ferrari *et al.*, 2013). Las ignimbritas horizontales expuestas en el Cerro Cuadrado aún no han sido fechadas, pero pueden ser parte de la sucesión estratigráfica El Salto – Espinazo que es de ~23 Ma. Sin embargo, las secuencias estratigráficas tanto en el bloque basculado como en el horizontal parecen corresponder entre sí, lo que sugiere que son la misma secuencia. La figura 35 resalta las semejanzas entre los dos bloques y ofrece dos interpretaciones estructurales alternativas para el caso en que sean las mismas unidades.

La mina La Libertad se ubica a 1000 debajo del nivel en donde estamos. En ella hay vetas de fisura con rumbos NS inclinadas con un ángulo alto hacia el oeste. El ancho de las vetas varía entre 1.4 y 10 m (Haptonstall, 1980). Argentita (Ag₂S) fue el principal mineral de mena. La producción total excedió a 50,000 kg de Ag con algo de Au. Una ignimbrita lítica que está expuesta arriba de la mina, pero que posiblemente está mineralizada dió una edad de concordia de U-Pb de 37.34 ± 0.35 Ma, por lo que la mineralización debe ser más joven que esto.

Mala Noche es otro depósito con vetas de minerales preciosos que aún se encuentra en producción. Se ubica en fondo del cañón del Río Presidio y en ella hay vetas con rumbo NW que arman en andesita y, en menor grado, en

riolita del complejo volcánico inferior. Se desconoce la edad de mineralización en ese lugar.

En el sitio en donde estamos parado aflora una riolita con un bandeamiento de flujo notable, casi vertical y es parte del domo de El Amole, que tiene una edad media de U-Pb en zircón de 28.82 Ma. Esta edad es igual a la edad U-Pb en zircón que obtuvieron Ferrari *et al.* (2013) para el domo Las Adjuntas, que había sido previamente fechado por McDowell y Keizer (1977) en 27.9 ± 0.4 Ma (K-Ar en biotita). Estos domos se emplazaron a lo largo de una falla normal mayor con rumbo NNW, que corta e inclina a la sucesión de ignimbritas del Oligoceno. Sin embargo, este sistema de fallas solo afecta de manera ligera a la sucesión del El Salto – Espinazo.

ESTACIÓN 2-7

(23°44'55.56"N, 105°24'46.66"W)

Véanse ubicación y geología local en Figura 30

Esta estación es equivalente a la estación 2-9 de la edición 1997 de este libretto guía de excursión, en donde se describe de la siguiente manera:

“Este afloramiento expone zonas de soldamiento y desvitrificación bien desarrolladas en la ignimbrita El Salto. Esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en el área cartografiada por Wahl (1973), en donde nunca excede 40 m de espesor. Aparentemente fue producida por un solo evento eruptivo. Es una toba vítrea o vítrea con cristales con cambios marcados por distintas intensidades de soldamiento, así como por zonas ricas en líticos. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa, con cantidades menores de sanidino, óxidos de Fe y cantidades traza de piroxeno. Wahl (1973) sugirió que la ignimbrita El Salto se correlaciona con la unidad F-3 de Waitt, que generalmente es más potente que la ignimbrita El Salto.

En este afloramiento el zoneamiento está especialmente bien desarrollado en una exposición de unos 15 m de grueso. Arriba de una base delgada y pobremente expuesta, compuesta por arcilla (vidrio alterado), hay un vitófidio de 2 m de espesor (Figura 36F). Arriba del vitófidio hay una zona soldada y desvitrificada con un desarrollo irregular de cavidades (litofisas). Esta zona tiene contactos abruptos y su grosor es variable. La intensidad del soldamiento se reduce de manera gradual hacia arriba en la misma unidad, pero también parece haber otro contacto abrupto entre roca bien litificada y roca mucho más suave. La inclinación de la ignimbrita El Salto en esta área es entre 2 y 4°.

Las ignimbritas delgadas de la región de El Salto proporcionan un marcado contraste con los depósitos piroclásticos gruesos de la región del puente Baluarte y fueron, posiblemente, acumuladas lejos de sus fuentes volcánicas que pudieron tener asociados sistemas hidrotermales. Los depósitos volcánicos distales no son buenos blancos de exploración para yacimientos minerales hidrotermales, a menos que después se haya formado cerca de ellos un centro volcánico independiente de la acumulación de las ignimbritas.

by a NW trending, down to the SW, high-angle normal fault.

About 100 meters farther to the northeast, on the same road, cut is exposed a massive ignimbrite that filled a large paleochannel. The ignimbrite displays diffuse bedding near its base. Layering is more conspicuous near the channel walls and becomes diffuse towards the center.

STOP 2-4

(23°32'29.24"N, 105°45'22.94"W)

Baluarte bridge scenic view.

A very thick sequence of pyroclastic rocks continues to the bottom of the canyon. The sequence has not been studied, but appears to be formed by a thick tuff that filled a pre-existing topography or an intracaldera facies. Alternatively, the pyroclastic succession may consist of many different pyroclastic units.

STOP 2-5

(23°36'55.80"N, 105°39'39.84"W)

Intense alteration in a Miocene ignimbrite. Miocene mineralization in upper volcanic supergroup.

A massive, thick, densely welded, lithic tuff with San > Q > Plag (?), 2-3 mm long, phenocrysts set in a vitroclastic matrix. Fiamme barely visible as a consequence of devitrification and/or silica flooding. Abundant pyrite and presence of quartz veinlets. Outcrop displays intense oxidation and Fe-staining, which is accumulating today, even on coating to cover the road cut. Presumably it is close to an igneous center. Zircons from this ignimbrites yielded a U-Pb lower intercept age of 22.0 Ma. This further shows that the upper volcanic sequence is locally mineralized.

STOP 2-6

(23°36'55.80"N, 105°39'39.84"W)

Scenic view of flat-lying Cerro Cuadrado (left) and adjacent east-tilted ignimbrites; discussion of significance for magmatic and extensional episodes (see figures 29 and 35).

Is this (1) an angular unconformity between an older, east-tilted ignimbrite group and younger, possibly El Salto group ignimbrites? or (2) is it part of an extensional anticline resulting from variable tilting of the same section of ignimbrites in the hanging wall of a major, possibly listric, normal fault system? An andesitic flow and an ignimbrite from the east-tilted block yielded 32.5 Ma and 32.2 Ma, respectively (Ferrari et al., 2013). The flat-lying Cerro Cuadrado ignimbrites are undated but may be part of the ~23 Ma El Salto-Espinazo succession. However, the stratigraphic sections in both the flat-lying and tilted blocks appear to match, which suggests they are the same sequence. Figure 35 shows the likeness between the units in the

two blocks and it offers two possible structural interpretations if the units are the same.

La Libertad mine, which lies ~1000 m below us, consists of north-striking, steeply west-dipping, silver-rich fissure veins 1.4 to 10 m thick (Haptonstall, 1980). Argentite (Ag₂S) was the major ore mineral. Total production probably was more than 50,000 kg of Ag and minor Au. A lithic ignimbrite above but probably hosting the deposit yielded a U-Pb concordia age 37.34 ± 0.35 Ma, so mineralization must be no older than that.

Mala Noche is another precious-metal vein deposit, still in production, out of site near the bottom of the Rio Presidio canyon. Mala Noche has northwest-striking quartz veins in andesite and minor rhyolite of the lower volcanic complex. Mineralization there has not been dated,

At this site we are standing on a rhyolite with conspicuous, nearly vertical, flow foliation of El Amole dome, which yielded a zircon U-Pb mean age of 28.82 Ma. This age is undistinguishable from the U-Pb zircon age obtained in Ferrari et al. (2013) for the Las Adjuntas dome, which was previously dated by McDowell and Keizer (1977) at 27.9 ± 0.4 Ma (K-Ar on biotite). These domes were emplaced along a major, NNW striking, normal fault system that cuts and tilts the Oligocene ignimbrite succession. However, the fault system affects only slightly the El Salto-Espinazo succession.

STOP 2-7

(23°44'55.56"N, 105°24'46.66"W)

See figure 30 for location and local geology

Distal upper volcanic sequence ignimbrite, not mineralized. The unit displays well developed welding variations.

Road cuts located between km 103 and 97 of the toll road (MEX 40D) expose the ignimbrite described at Stop 2-9 of the 1997 version of guidebook, where it is described as follows:

"This rock displays well developed welding and devitrification zonation within the El Salto ignimbrite. This unit is widespread throughout the area mapped by Wahl (1973), never reaching more than 40 m in thickness. Apparently, it represents a single eruptive event. It is a vitric to vitric-crystal tuff with strong variations in welding and common lithic-rich zones. Phenocrysts are dominantly plagioclase with subordinate sanidine and oxide phenocrysts with a trace of pyroxene. Wahl (1973) suggested a correlation to Waitt's Unit F-3 which is generally thicker than the El Salto.

At this outcrop ignimbrite zonation is particularly well-developed in a vertical thickness of about 15 m. Above a thin and poorly exposed clay base (altered glass) is a dense black vitrophyre about 2 m thick (Figure 36F). Above this is a welded devitrified zone with variable development of lithophysal cavities. This zone has a knife-sharp lower contact and its thickness is variable. Degree of welding progressively decreases upward in the unit, but there appears to be another sharp boundary separating well indurated from much softer levels. Dip of the El Salto ignimbrite is 2-4° in this area."

ESTACIÓN 2-8

(23°55'53.07"N, 104°51'28.36"W)

Véanse ubicación y geología local en Figura 32

En las estaciones 2-8 a 2-10 se discuten rocas de la Formación Metates, las hawaiitas y secuencias sedimentarias de relleno de graben acumuladas adentro del graben del Río Chico – Otinapa. Esto se hace a lo largo de la carretera federal 40 (libre), al oeste de El Pino y arriba del Río Chico.

La carretera libre cruza el graben cerca de su extremo meridional. En esta región el desplazamiento total en el graben es relativamente pequeño, de solo unos cuantos cientos de metros. Más al norte, el desplazamiento aumenta hasta llegar a ser de al menos 900 m tan solo en la falla maestra del lado oriental y ahí la estructura es, de manera más obvia, un medio graben basculado hacia el oriente. Las fallas del graben terminan a unos 25 km hacia el sur de donde nos ubicamos. El graben tiene un ancho cercano a los 22 km en este sitio, esto es tomando en cuenta fallas menores expuestas cerca de la presa Presidente Guadalupe Victoria. En contraste con lo que sucede hacia el norte, aquí la falla maestra occidental es la que tiene el mayor desplazamiento, cercano a 200 m. El desplazamiento en otras fallas es del orden de 60 m. Las inclinaciones de las fallas varían entre 45° y la vertical. Las fallas expuestas en los cortes de la carretera MEX 40 generalmente tienen inclinaciones de 75 a 85°. Más hacia el norte las fallas se inclinan entre 45 y 70°. El Río Chico discurre por la parte estructuralmente más baja del graben y ha erosionado profundamente adentro de tobas riolíticas anteriores al fallamiento y a través de rocas sedimentarias.

En la estación 2-8, en y arriba de un banco de material ubicado al sur de la carretera MEX 40, se observan la hawaiita Metates con gran cantidad de megacrístales y un domo riolítico en donde la lava está alterada a perlita.

El afloramiento es descrito como sigue en el libretto guía de 2003:

“El derrame en la base de Metates, expuesto aquí, contiene megacrístales abundantes de plagioclasa y kaersutita, que llegan a ser hasta de 3 cm de largo. También hay algunos xenolitos corticales. El anfíbol ha sido fechado en 12.0 ± 0.3 Ma (K-Ar, McDowell y Keizer, 1977) y en 11.59 ± 0.05 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Henry and Aranda-Gómez, 2000). La lava máfica aparentemente descansa directamente sobre un domo de lava riolítico, con poco o ningún depósito de grava entre ellos. La riolita muestra una foliación de flujo y pliegues espectaculares y la roca ha sido hidratada a perlita. La perlita del banco de material posiblemente fue empleada para fabricar *rock wool* u otro tipo de material aislante. Sanidino separado de una toba de caída asociada al domo fue fechado en 29.3 ± 0.6 Ma (McDowell y Keizer, 1977). Esta área está en el bloque de piso de la falla que veremos en la estación [2-9]. La ausencia de grava puede indicar que la riolita formaba un alto topográfico, o al menos

que los materiales sedimentarios solo se acumulaban en las partes más bajas del graben.”

ESTACIÓN 2-9

(23°55'57.82"N, 104°51'9.72"W)

Véanse ubicación y geología local en Figura 32

Fallas, diques, relleno sedimentario de graben y lava en el borde occidental de la parte estructuralmente más baja del graben del Río Chico – Otinapa.

“Aquí los cortes de la carretera exponen a las fallas más hacia el oriente del graben del Río Chico; estas tienen su bloque hundido al oriente, así como dos diques de la hawaiita Metates y rocas sedimentarias de relleno de graben. La falla está evidenciada por una zona amplia de brecha, y en algunos lugares por sedimentos de relleno de graben recargados contra la riolita en el lado occidental. El desplazamiento de Metates es de aproximadamente 60m. El desplazamiento de las rocas riolíticas más antiguas aparentemente es ligeramente mayor, lo que es congruente con el emplazamiento de la hawaiita después de algo de fallamiento. La geometría de las fallas así como las estrías de falla indican extensión ENE.

El dique ubicado más al sur tiene un rumbo aproximado de N20W, perpendicular a la extensión regional. Sin embargo se “ramalea” de manera irregular al penetrar en los sedimentos de relleno de graben, posiblemente porque estos no eran muy gruesos y el emplazamiento aconteció a unos metros debajo de la superficie. El dique no contiene megacrístales y es petrográficamente similar al derrame de lava que se observa más arriba, por lo que se cree que lo alimentó.

Los sedimentos de relleno de graben están intensamente calcinados por la hawaiita y presentan texturas poco comunes. El dique más al norte tiene un rumbo N70E, por lo que es marcadamente oblicuo a la dirección de extensión regional, pero es paralelo a varias fallas menores que cruzan a esta parte del graben. Este dique si contiene megacrístales y puede haber alimentado a derrames de lava ubicados estratigráficamente más arriba, como el derrame visto en la estación 2-8.”

ESTACIÓN 2-10

(23°57'12"N, 104°50'52" W)

Aproximadamente en el km 28 de la carretera 40 (libre), al oeste de El Pino y sobre el Río Chico. Véanse ubicación y geología local en Figura 32. (Opcional)

La Formación Metates, las hawaiitas y secuencias sedimentarias de relleno de graben acumuladas adentro del graben del Río Chico – Otinapa.

Esta localidad corresponde a la parada 5-1 del libretto guía de 2003, en donde se describe como sigue:

The thin upper ignimbrites of the El Salto area provide a strong contrast with the thick deposits near the Baluarte Bridge and are probably far from source, therefore far from an igneous center that could have a hydrothermal system. These distal deposits are not prospective for hydrothermal mineral deposits unless a later and unrelated igneous system developed here.

STOP 2-8

(23°55'53.07"N, 104°51'28.36"W)

See figure 32 for stop location and local geology

STOPS 2-8 through 2-10 examine Metates Formation, hawaiite and, graben-filling sedimentary rocks within the Río Chico-Otinapa graben along Highway 40, west of El Pino and above the Río Chico.

The highway crosses the graben near its southern end. Total displacement into the graben at this latitude is modest, only a few hundred meters. Northward, displacement increases to at least 900 m on the eastern boundary fault alone, and the structure is more obviously an eastward-tilted half graben. Faulting dies out to the south within about 25 km. The graben is about 22 km wide here, counting some minor faults at the Presa Presidente Guadalupe Victoria. Unlike to the north, the western boundary fault has the largest displacement, about 200 m. Displacement on other faults ranges up to about 60 m. Dips on faults range from about 45° to near vertical. Faults exposed in road cuts along Highway 40 mostly dip 75° to 85°. Farther north, faults dip between 45° and 70°. The Río Chico occupies the structurally lowest part of the graben and has cut deeply into the pre-faulting rhyolitic tuffs, flows, and sedimentary rocks.

STOP 2-8 exposes abundantly megacrystic Metates hawaiite and perlitic rhyolite lava dome in and above a quarry, just south of Highway 40.

The outcrop is described as follows in the 2003 guidebook:

"The lowest Metates flow here contains abundant plagioclase and kaersutite megacrysts up to about 3 cm long and a few crustal xenoliths. Amphibole was dated as 12.0 ± 0.3 Ma (K-Ar by McDowell and Keizer, 1977) and 11.59 ± 0.05 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ by Henry and Aranda-Gómez, 2000). The mafic lava appears to rest directly on a rhyolitic lava dome, with little if any intervening gravel. The rhyolite locally shows spectacular flow bands and folds and has been hydrated to perlite. Perlite from the quarry is probably used to make rock wool or other insulation material. Sanidine from [ash-fall] tuff related to the dome was dated at 29.3 ± 0.6 Ma (McDowell and Keizer, 1977). This area is on the upthrown side of the fault to be observed at stop 2-9. The lack of gravel may indicate that the rhyolite formed a paleohigh or that, at least initially, sedimentary material accumulated only within the lowest part of the graben."

STOP 2-9

(23°55'57.82"N, 104°51'9.72"W)

See figure 32 for stop location and local geology (optional)

Faults, dikes, graben-fill sedimentary rocks, and lava at the western edge of the structurally lowest part of the Río Chico-Otinapa graben.

This stop corresponds to stop 5-2 in the 2003 guidebook, where it is described as follows:

"Roadcuts here expose the easternmost of down to the east faults of the Río Chico graben, two dikes of Metates hawaiite, and graben-fill sedimentary rocks. The fault is marked by a thick breccia zone and places graben fill on the east against rhyolite on the west. Displacement on Metates lava is about 60 m; displacement on the older, rhyolitic rocks appears to be slightly greater, consistent with emplacement of the hawaiite after some faulting. Fault geometry and slickenlines indicate east-northeast extension.

The southern dike strikes approximately N20W, perpendicular to regional extension. However, it also splays irregularly into graben fill, probably because it was only a few meters below the paleosurface. The dike lacks megacrysts, is petrographically similar to the overlying lava flow, and probably fed the flow. The host graben-fill sedimentary rocks are intensely baked by the hawaiite and illustrate some unusual textures. The northern dike strikes about N70E, strongly oblique to extension but parallel to several small cross faults in this part of the graben. This dike does contain megacrysts and may have fed higher flows, such as observed at stop 2-8."

STOP 2-10

(23°57'12"N, 104°50'52"W)

See figure 32 for stop location and local geology (optional)

Metates Formation, hawaiite and graben-filling sedimentary rocks within the Río Chico-Otinapa graben (approximately km 28, Highway 40 roadcut west of El Pino and above Río Chico.

This site corresponds to Stop 5-1 in the 2003 version of this guidebook, where it is described as follows:

"Exposed in these roadcuts are reworked rhyolitic tuffs of the Durango Volcanic Sequence, conglomerate and conglomeratic sandstone that initially filled the graben, and sparsely megacrystic hawaiite of the Metates Formation. The reworked tuffs consist of several massive debris-flow deposits composed mostly of sand-sized rhyolite and pumice. The lack of coarse material suggests they were derived from poorly or nonwelded tuffs. The two highest debris deposits are separated by a thin lens containing densely welded rhyolitic tuff up to about 15 cm in diameter. These tuffs have been diagenetically altered and silicified. Abundant spherules up to almost 1 cm in diameter are probably concretions, although some geologists have interpreted them to be accretionary lapilli.

“En los cortes de la carretera están expuestas tobas riolíticas re-trabajadas de la secuencia volcánica de Durango, así como conglomerado y arenisca conglomerática que rellenó de manera inicial al graben, así como hawaiiita con pocos megacrístales de la Formación Metates. Las tobas re-trabajadas son varios depósitos masivos de flujos de derrubios compuestos principalmente por fragmentos de riolita y pómez del tamaño de arena. La falta de material grueso sugiere que fueron derivados de tobas débilmente soldadas o sin soldar. Los dos depósitos de derrubios superiores están separados por una capa lenticular que contiene clastos de un ignimbrita densamente soldada hasta de 15 cm de diámetro. Estas tobas han experimentado alteración diagenética y silicificación. Cuerpos esferoidales abundantes, hasta de 1 cm de diámetro, posiblemente son concreciones, aunque algunos geólogos las han interpretado como lapilli acrecional.

Las rocas de relleno de graben que las sobreyacen alcanzan un espesor de 15 m e incluyen un conglomerado basal de 1 m de grueso, compuesto por clastos bien redondeados de varias litologías riolíticas. Hacia arriba hay lentes de conglomerado adentro de arenisca masiva con cantos aislados de riolita. El tamaño máximo de los clastos generalmente es de

20 cm, pero ocasionalmente algunos llegan a ser de 50 cm.

Aquí el derrame en la base de la hawaiiita Metates tiene un espesor de 20 m. La escoria basal está “restregada” o “hundida” adentro de las rocas sedimentarias, lo que indica que estas estaban sin litificar al momento de la erupción. El derrame de lava contiene pocos megacrístales de plagioclasa y kaersutita que llegan a ser hasta de 2 cm. Anfíbol, previamente seleccionado por las hormigas (fue colectado en un hormiguero) fue fechado en 12.7 ± 0.4 Ma (K-Ar, McDowell y Keizer, 1977). Otros derrames de lava adentro del graben han sido fechados en 11.60 ± 0.07 y 11.9 ± 0.5 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Las relaciones estratigráficas y estructurales indican que el graben se formó antes de la erupción de los primeros derrames de lava, por una cantidad de tiempo desconocida, pero pequeña. Por tanto, la extensión inició entre 13 y 12 Ma. La erosión de los bloque elevados del margen del graben proveyó de clastos relativamente gruesos a los sedimentos que se re-depositaron adentro del graben. El redondeo de los clastos y su tamaño relativamente pequeño indican que los escarpes de falla no estaban muy cerca, lo que es confirmado por la cartografía geológica (Keizer, 1973; Swanson, 1974; Henry y Aranda-Gómez, inédito).



Figura 35, parte 1. Vista Panorámica hacia el NW desde la estación 2-6. estas dos interpretaciones (A, B) se discutirán en el campo. / Figure 35, part 1. Panoramic view seen looking towards the NW from Stop 2-6. These two alternative interpretations (A, B) will be discussed in the field.

continúa / continues

The overlying, graben-filling sedimentary rocks total about 15 m thick and include a basal conglomerate about 1 m thick composed of well-rounded clasts of various rhyolitic rocks. Upward, lenses of conglomerate are interbedded with massive sandstone that contains scattered rhyolite cobbles. A pebbly conglomerate with channels and common cross beds caps the sequence. Maximum clast size is generally about 20 cm, but a few clasts reach 50 cm.

The lowest flow of *Metates hawaiiite* is at least 20 m thick. A basal scoria breccia is scoured or sagged into the sedimentary rocks, which indicates they were unconsolidated at the time. The flow contains sparse megacrysts of plagioclase and kaersutite to about 2 cm. Amphibole, conveniently

preparated by ants, was dated as 12.7 ± 0.4 Ma (K-Ar by McDowell and Keizer, 1977). Other flows in the graben were dated as 11.60 ± 0.07 and 11.9 ± 0.5 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ by Henry and Aranda-Gómez, 2000).

The stratigraphic and structural relations indicate that graben development preceded eruption of the first lavas by an unknown but probably brief time. Therefore, extension began between about 13 and 12 Ma. Erosion of the uplifted margins of the graben provided moderately coarse clasts that were redeposited in the graben. The rounding and relatively fine grain size indicate that fault scarps were not nearby, which is confirmed by mapping (Keizer, 1973; Swanson, 1974; Henry and Aranda-Gómez, unpublished)."



Figura 35, parte 2. / Figure 35, part 2.

TERCER DÍA

La secuencia volcánica de Durango, la caldera de Chupaderos y el complejo de mares La Breña - El Jaguey

Véanse las ubicaciones de las paradas en las figuras 32 (3-1 a 3-3 y 3-8) y 18 (3-4 a 3-8)

Hoy por la mañana se hará énfasis en la geología del complejo volcánico de la caldera de Chupaderos (Swanson *et al.*, 1978), que fue formada por la erupción de las unidades que constituyen la porción inferior de la secuencia volcánica de Durango. Dado que la ubicación de la caldera coincide con la zona urbana de la ciudad de Durango, el acceso a afloramientos clave en la caldera se ha hecho mucho más limitado de lo que era cuando la cartografía se terminó hace más de 35 años. La selección de paradas que muestren rasgos significativos se ha hecho extremadamente limitada, pero esperamos dar una imagen de ésta estructura volcánica trabajando “de afuera hacia adentro” de la misma.

Desde la ciudad de Durango, viaje hacia el occidente por la carretera MEX 40 hacia Mazatlán. El oeste de Tapias la carretera sube hacia la cima de la secuencia volcánica de Durango. Excepto por la presencia de fallas menores, la sucesión es relativamente sencilla. Siga sobre una planicie formada por la hawaiita de 12 Ma de la formación Metates hasta el poblado de El Pino. De vuelta en un camino de grava hacia el norte y viaje por 12 km hasta una puerta con candado. De la puerta viaje por cerca de 5 km hasta llegar a la torre de microondas del Tecolote.

Con excepción de la descripción de la estación 3-3, todas las descripciones de estas paradas provienen del libreto guía de 2003.

ESTACIÓN 3-1

(24° 3'25.17"N, 104°50'57.91"W)

Estacionarse junto a la estación de microondas; de ahí caminar hasta un sitio en donde pueda apreciarse una buena vista panorámica hacia el oriente

La vista es a través de una cresta prominente en el primer plano, con la ciudad de Durango en el fondo. Nos encontramos aproximadamente a dos kilómetros al occidente del margen estructural occidental de la caldera de Chupaderos, que se encuentra justo al otro lado de la primera cresta. Nos encontramos parados sobre una sección de las Tobas del Registro, que es un conjunto de unidades que representan a las rocas volcánicas más antiguas del Terciario medio en el área de la ciudad de Durango. Edades K-Ar y ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Figura 8) muestran que solo son ligeramente más antiguas que las unidades que les sobreyacen. Este margen externo de la caldera es el resultado de la erupción de la ignimbrita Águila, que fue el primer evento mayor de la caldera. Como es de esperarse, la toba El Registro en este sitio se inclina hacia afuera del margen de la caldera, pero las inclinaciones de hasta 30° son mayores de lo que generaría la hinchazón pre-eruptiva. Por tanto, es posible que estas unidades fueron basculadas también durante la etapa de resurgimiento de la caldera.

Al volver hacia las camionetas nos pararemos al pie de donde inicia la pendiente. A pesar de que bajamos topográficamente, nos movimos estratigráficamente a unidades superiores, de manera que ahora nos encontramos en las facies de flujo externo (*outflow facies*) de la ignimbrita Águila, que está expuesta atrás del corral. Aquí deseamos señalar la semejanza entre las facies de flujo externo de las unidades Águila y Santuario. El Águila es una toba rica en fenocristales (~50% volumen). Los fenocristales incluyen sanidino y, en menor proporción, cuarzo, plagioclasa y piroxeno (Swanson, 1974). La toba Águila es más rojiza y generalmente carece de los fenocristales grandes de cuarzo que caracterizan a Santuario.

De aquí regresaremos a la ciudad de Durango por la carretera MEX 40. Después seguiremos a la carretera MEX 45 hacia el norte hasta la estación 3-2

ESTACIÓN 3-2

(24° 5'31.23"N, 104°40'58.59"W)

Kilómetro 9 de carretera 45, estacionarse al lado de carretera

Riolita bandeada perteneciente a la Formación Cacaria.

No hay nada sobresaliente expuesto en este corte en la carretera, excepto que en el se pueden observar dos de las litologías presentes en la formación Cacaria. La roca más abundante en el afloramiento es una riolita con foliación de flujo, que en algunos sitios muestra pliegues de flujo y que es cortada por planos de falla, abundantes y discontinuos, con orientación N30E, 60SW. Las estrías en los planos de falla indican movimiento dip-slip. Vetillas, hasta de 5 cm de ancho, rellenas con cuarzo y con una actitud N60E, 77NW también son comunes adentro del derrame de lava. Un paleocanal grande (20 m de ancho, >6m de hondo), fue excavado en la riolita y relleno por una sucesión volcánicoclástica color rojo bermellón. El relleno clástico del canal tiene estratificación difusa cerca de su base y se hace masivo hacia la cima. La actitud de sus capas es N20W, 32NE.

Como un todo, la formación Cacaria es un conjunto heterogéneo de depósitos que se acumularon adentro de la depresión de la caldera después de la erupción de la ignimbrita Águila. Por tanto la formación está estratigráficamente entre las unidades Águila y Santuario, cuando ésta última se encuentra presente en el interior de la caldera. Dependiendo del lugar, Santuario puede estar completamente ausente o alcanzar un espesor de hasta 300 m. La mejor manera de describir a la Formación Cacaria es como un “relleno de caldera”, pero esto no hace justicia a la variedad de litologías que pueden observarse en ella. Además de un conjunto sub-horizontal de lavas, se encuentran capas de

THIRD DAY

Durango Volcanic Sequence, Chupaderos Caldera, and La Breña -El Jagüey maar complex

See Stop locations on figures 31 (3-1 to 3-3 and 3-8) and 18 (3-4 to 3-8)

This morning the emphasis of the excursion will be on the Chupaderos caldera complex (Swanson et al., 1978), which was formed by eruption of units comprising the lower portion of the Durango Volcanic Sequence. Because of its location near a large metropolitan area access to the caldera has become much more limited than it was when the mapping was completed more than 35 years ago. The choice of revealing field stops is extremely limited, but we hope to provide an adequate picture of the structure by working from the “outside in”.

From Durango drive west on highway #40 toward Mazatlán. West of Tapias the highway ascends through the upper portion of the Durango Volcanic Sequence. Except for minor faulting the section is relatively straightforward. Proceed across a flat plateau of the 12 Ma Metates hawaiite to the town of El Pino. Turn north on a gravel road. Proceed about 12 km to a locked gate. Drive north approximately 5 km up grade to Tecolote microwave station.

All the stop descriptions of this day, except that of Stop 3-3, were taken from the 2003 edition of the guidebook.

STOP 3-1

(24° 3'25.17"N, 104°50'57.91"W)

Park at the microwave station and walk north to the first good view to the east

An overview of the Chupaderos caldera.

Our view is across a prominent ridge in the foreground with Durango City in the background. We are about two km outside of the western outer structural margin of Chupaderos caldera, which is just to the other side of the first ridge. We are standing on a section of the Registro Tuffs, a collection of units that represent the oldest of the mid-Tertiary felsic volcanic rocks exposed in the Durango City area. K-Ar and Ar-Ar ages (Figure 8) show that they are only slightly older than the units above them. This outer caldera margin formed as a result of eruption of the Aguila ignimbrite, the first major outburst from the caldera. The Registro section dips away from the caldera margin, as expected, but the dips of up to 30° are greater than expected from pre-eruption tumescence. Possibly, the units were tilted further during resurgence of the caldera.

We will return down grade and stop at the base of the incline. Despite our descent, we have been going upsection such that we are now in the outflow facies of the Aguila ignimbrite, which crops out behind the stock pen. Note the similarity between the Aguila and Santuario units in outflow. The Aguila is a crystal rich tuff with about 50% (volume) of phenocrysts. These include sanidine with lesser quartz, plagioclase and pyroxene (Swanson, 1974). The Aguila has a more reddish color and generally lacks the distinctive large quartz phenocrysts in comparison to the Santuario.

Return to highway 40 and to Durango City. Proceed north on highway 45 to stop 3-2.

STOP 3-2

(24° 5'31.23"N, 104°40'58.59"W)

At km 9 on highway 45 pull off the highway to park

Flow-banded rhyolite lava within the Cacaria Formation.

There is nothing specifically memorable about this road cut, except that it provides an example of two of the lithologies that make up the Cacaria formation. The most common rock in the outcrop is flow banded rhyolite, which in some places display flow folds and it is cut by numerous, small, N38E, 60SW-trending fault planes with dip-slip striae. N60E, 77NW-trending veinlets, filled with quartz, are also common in the lava flow. A large (~20m wide, >6m deep) channel cut in the rhyolite lava flow was filled by a dark red, volcanoclastic succession. The clastic fill has diffuse bedding near its base and it becomes massive toward the top. Attitude of the bedding is N20W, 70 NE.

As a whole, the Cacaria formation is a heterogeneous collection of deposits that accumulated within the caldera depression following eruption of the Aguila ignimbrite. It is thus stratigraphically between the Aguila and the Santuario units where it is present within the caldera. It can be completely absent to as much as 300 m thick. The unit is best described as caldera-fill, but that does not do justice to the variety of lithologies present. In addition to the usual collection of sub-horizontal lavas, reworked ash beds, and sediments, there are numerous dikes and plugs of rhyolite. Most of the latter were probably emplaced along caldera-related faults. Many of the small rhyolites carry tin in subeconomic quantities (e.g. Cerro los Remedios, within the city limits of Durango). Perhaps the most unusual member of the Cacaria Formation is a mingling of intrusive rhyolite and iron oxide deposits within the caldera

ceniza re-trabajada, sedimentos y numerosos diques y “tapones” (*plugs*) de riolita. La mayoría de los cuerpos intrusivos fueron emplazados a lo largo de fallas asociadas a la caldera. Muchas de las riolitas contienen estaño en cantidades sub-económicas (un ejemplo de esto es el Cerro de Los Remedios, ubicado adentro de los límites de la ciudad de Durango). Posiblemente el miembro más poco común de la Formación Cacaria es la mezcla de riolita intrusiva (subvolcánica) y depósitos de hierro adentro de la caldera, en el Cerro de Mercado, ubicado en la parte norte de la ciudad. Esta “montaña de hierro” no solo ha sido uno de los principales productores de mineral de hierro en México en las últimas décadas, sino que también ha sido la fuente del apatito de Durango, que tiene calidad de gema y es bien conocido como estándar para los análisis realizados con microsonda de electrones y para fechamientos con la técnica de “trazas de fisión” (*fission-track dating*). A pesar de la complejidad interna de la Formación Cacaria, fechamientos de alta precisión en cristales individuales, realizados con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican que ésta se formó en un intervalo de tiempo de 0.17 ± 0.18 Ma (McDowell *et al.*, 2005).

ESTACIÓN 3-3

($24^{\circ} 8' 8.46''\text{N}$, $104^{\circ} 42' 5.66''\text{W}$)

Torre de microondas del Cerro Cacalote

Facies brechadas de núcleo de la unidad Águila. Litologías diversas de las unidades Santuario y Cacaria.

Prosiga en la carretera 45 por algunos kilómetros después de pasar al poblado de Chupaderos, que está ubicado a la oeste de la carretera. Tome un camino de grava que sube a la torre de microondas ubicada en el Cerro El Cacalote. Esta localidad está ubicada en el margen de la caldera interior, que fue el sitio donde se extravasó la ignimbrita Águila.

ESTACIÓN 3-4

($24^{\circ} 25' 15.68''\text{N}$, $104^{\circ} 32' 26.94''\text{W}$);

Véanse ubicación y geología local en la Figura 18

Parte occidental del complejo: un panorama de los conos de salpicadura post-maar en el interior de La Breña.

Véase la ubicación de la estación en la Figura 18. Desde este punto, viendo hacia el NNE, veremos el cono pre-maar #1 (Figura 18), el cual está sepultado debajo de escoria post-maar. De manera similar, hacia el S y SW, se observa un panorama claro del interior de La Breña y de las fuentes volcánicas post-maar en su interior. Nótese que en este sitio no hay capas de oleada expuestas y que todo el lado occidental del complejo está cubierto por escoria post-maar y por depósitos de ceniza caída provenientes de La Breña. Xenolitos del manto y de la parte profunda de la corteza son comunes en esta área y usualmente se presentan como núcleos de bombas volcánicas con forma de huso o adentro de “bombas corteza de pan” (*bread-crust bombs*). Conforme recorremos el camino hacia la estación 3-5 veremos bombas que viajaron como proyectiles balísticos y que a veces

llegan a exceder de un metro de largo.

Durante nuestro trabajo de campo notamos que el tamaño promedio de las bombas post-maar disminuye sistemáticamente hacia el sur y hacia el este de esta área. Con base en esta observación y la distribución general de los conos de salpicadura adentro de La Breña, creemos que las bocas eruptivas post-maar produjeron una serie de explosiones dirigidas hacia el NW y, conforme transcurrió el tiempo en el período de actividad post-maar, el foco de la actividad volcánica migró de NW a SE, terminando la actividad con la formación de La Boca y La Boquita (Figura 18).

ESTACIÓN 3-5

($24^{\circ} 25' 11.02''\text{N}$, $104^{\circ} 32' 12.26''\text{W}$)

Véanse ubicación y geología local en la Figura 18

Lavas pre-maar en la pared norte de La Breña.

Antes de que llegemos al puerto, encontraremos un afloramiento pequeño de lavas pre-maar. Estas lavas también están claramente expuestas en la pared noreste de La Breña y en la pared sureste de El Jagüey (Figura 18). Desde la estación 3-6 veremos una secuencia de tres derrames de lava sobrepuestos en la pared oriental de La Breña; estos derrames varían en espesor de 3.7 a 4.6 m y están separados por capas irregulares de brecha volcánica. En todos los otros afloramientos de los derrames de lava pre-maar, incluyendo a la estación 3-5, solo se observa un solo derrame de lava, pero su grosor oscila entre 5 y 12 m. Nótese la presencia de xenolitos pequeños de peridotita en este derrame de lava pre-maar. Los xenolitos del manto llegaron hasta la superficie durante todas las etapas de desarrollo del complejo de maares. Dado que los contactos entre las lavas pre-maar y los depósitos piroclásticos asociados a la formación de los maares están cubiertos por ceniza post-maar, suelo o depósitos de talud, no fue posible establecer si las lavas aún estaban parcialmente fundidas cuando se formaron los maares o si la secuencia asociada a la formación de los maares se acumuló sobre derrames de lava completamente fríos y significativamente más antiguas.

ESTACIÓN 3-6

($24^{\circ} 25' 10.44''\text{N}$, $104^{\circ} 31' 58.98''\text{W}$)

Véanse ubicación y geología local en la Figura 18

El puerto: una primer mirada al interior de El Jagüey.

Desde el puerto se puede ver claramente: (1) la parte interna de los dos maares; (2) la presencia de lavas pre-maar debajo de las secuencias de oleada piroclásticas de ambos cráteres; (3) los depósitos cercanos de La Breña y su actitud estructural adentro de El Jagüey y (4) la ausencia de depósitos de oleada arriba de los volcanes post-maar en el interior de La Breña. Todas estas observaciones son relevantes con relación a la interpretación de la evolución del complejo de maares, en especial respecto a la edad relativa de los cráteres.

En términos generales, a lo largo de los bordes de ambos

at Cerro de Mercado, at the northern edge of Durango City. Not only has this “mountain of iron” been a major producer of Mexico’s iron ore in decades past, but it is also the source of the gem-quality Durango apatite, well known as a standard material for the electron-microprobe and fission-track dating communities. Despite the complexity of the Cacaria Formation, precise single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating indicates that it developed during a time interval of 0.17 ± 0.18 Ma (McDowell et al., 2005).

STOP 3-3

($24^{\circ} 8' 8.46''\text{N}$, $104^{\circ} 42' 5.66''\text{W}$)

Microwave tower on top of Cerro Cacalote.

Brecciated core facies of the Águila unit and assorted lithologies of Santuario and Cacaria Units.

Continue north for a few kilometers passing the town of Chupaderos on the left. Turn right on a gravel road that climbs toward the microwave tower at Cerro El Cacalote. This location is along the inner caldera margin, the eruption site of the Águila ignimbrite.

STOP 3-4

($24^{\circ} 25' 15.68''\text{N}$, $104^{\circ} 32' 26.94''\text{W}$)

See stop location and local geology in Figure 18

Western Part of the Complex: an overview of post-maar spatter cones inside La Breña.

Please refer to the map of stops in Figure 18. From this vantage point, looking toward the NNE, we will be able to see the pre-maar cone #1 (Figure 18) buried under post-maar scoriae. Likewise, toward the S and SSW, a clear panorama of the interior of La Breña and its post-maar vents can be observed. Note that at this site no surge beds are exposed, and that all the western portion of the complex (Figure 18) is covered by post-maar scoria- and ash-fall deposits from La Breña. Mantle and crustal xenoliths are common in this area and usually occur as cores of spindle-shaped and bread-crust bombs.

As we walk along the road toward Stop 3-5 we will find post-maar ballistic bombs that sometimes exceed one meter in length. During our field work we noticed that the average size of the post-maar bombs systematically decreases southward and eastward from this point. Based on this observation and the overall distribution of the nested spatter cones inside La Breña, we believe that the post-maar vents produced a series of directed explosions toward the NW and, as time passed during the post-maar period of activity, the focus of volcanic activity migrated from NW to SE, ending at La Boca and La Boquita (Figure 18).

STOP 3-5

($24^{\circ} 25' 11.02''\text{N}$, $104^{\circ} 32' 12.26''\text{W}$);

See stop location and local geology in Figure 18

Pre-Maar Lavas in the Northern Wall of La Breña.

Before we arrive at the saddle, we will find a small outcrop of the pre-maar lava flows. These lavas are also clearly exposed in the northeastern wall of La Breña and in the southeastern wall of El Jagüey (Figure 18). We will see from Stop 3-6 a vertical sequence of three different lava flows in the eastern wall of La Breña; these flows range in thickness from 3.7 to 4.6 m and are separated by breccia layers. In all other outcrops of the pre-maar lava flows, including at Stop 3-5, only a single flow is exposed with thickness that ranges between 5 and 12 m. Note the occurrence of small peridotite xenoliths in this pre-maar lava flow. Mantle xenoliths were brought to the surface during all stages in the development of the maar complex.

An important unresolved issue is the time interval between formation of the pre-maar cones and the maars. Since the contacts between the pre-maar lavas and the maar-related deposits are covered by post-maar ashes, soils, or talus deposits, it was not possible to establish if the lavas were still partially molten during formation of the maars or if the maar-related sequence piled on top of an already cold, and significantly older, set of lava flows and scoria deposits.

STOP 3-6

($24^{\circ} 25' 10.44''\text{N}$, $104^{\circ} 31' 58.98''\text{W}$)

See stop location and local geology in Figure 18

The Saddle: A First Look Inside El Jagüey.

From the saddle we can clearly see: 1) the inner parts of both maars; 2) the occurrence of the pre-maar lavas underneath the surge sequence in both craters; 3) the near-vent distribution of La Breña surge sequence and its overall attitude inside of El Jagüey, and 4) the absence of surge deposits atop the post-maar products within La Breña. These observations shed light on the evolution of the maar complex, especially on the age relationship between the two craters.

In general, along the rims of both maars, the upper surge beds are either horizontal or dip gently outward (Figure 19a). Just inside of the maar rims, gentle inward dips are common ($5\text{-}20^{\circ}$). An unusual feature of the El Jagüey maar is the presence along the base of the crater walls of surge beds that dip steeply ($22\text{-}38^{\circ}$) toward the center of the maar (Figure 19a). The surge sequence drapes over the saddle in the southwestern portion of El Jagüey and in that area are found the steepest dips in the pyroclastic sequence.

cráteres, las capas de oleada piroclástica son horizontales o suavemente inclinadas hacia afuera (Figura 19a). Justo en la parte interna del borde de ambos maers, es común encontrar inclinaciones moderadas de las capas (5-20°) hacia el centro de los cráteres. Un rasgo poco común de El Jagüey es la presencia en la base del cráter de capas de oleada piroclástica moderadamente inclinadas (22-38°) hacia el centro del cráter (Figura 19a). La secuencia de oleada piroclástica se “amolda” a la forma del puerto en la porción suroeste de El Jagüey y es en esa área en donde se encuentran las mayores inclinaciones en las capas de la secuencia piroclástica.

Directamente hacia el norte del puerto, en la pared interna de El Jagüey, veremos que está expuesto un depósito de escoria oxidada que nosotros interpretamos como la secuencia cercana al volcán relacionada al cono #2 (Figura 18). La escoria es cubierta por capas de oleada piroclástica, que a su vez están parcialmente cubiertas por depósitos de talud o por suelo.

Para llegar a la Estación 3-7 existen dos posibilidades: (1) Caminar de regreso a la Estación 3-4 y viajar en la camionetas hasta ese punto o (2) Recorrer una vereda que se une a la vereda de ganado cerca del fondo del cráter.

ESTACIÓN 3-7

(24°25'21.39"N, 104°31'40.50"W)

Véanse ubicación y geología local en la Figura 18

La secuencia piroclástica de La Breña, expuesta a lo largo de la vereda de vacas en la parte NE de El Jagüey. Posible afloramiento de la secuencia cercana de El Jagüey. Estructuras sedimentarias en la secuencia y capas de oleada piroclástica finamente laminadas.

Cerca de la base de la sección estratigráfica expuesta a lo largo de la vereda de ganado en la pared noreste del maar El Jagüey veremos: (1) como algunas de las capas de oleada piroclástica fuertemente inclinadas provenientes de La Breña, se sobreponen y cubren la base de la secuencia estratigráfica de El Jagüey (Figura 37A) y (2) existe un cambio muy marcado en la naturaleza del depósito piroclástico. Mientras que los intervalos en la parte superior de la secuencia piroclástica (Figura 37B) está dominada por tamaños de grano en el rango de arena media a arena gruesa, la base de la secuencia está formada por una capa caótica compuesta por cantos grandes de basanita o de ignimbrita accidentales, adentro de una matriz arenosa. Los cantos llegan a tener diámetros hasta de 1.6 m. Debajo de esa capa caótica hay capas pertenecientes a las facies de “oleadas de arena” (*sandwave*) y de “capas planas paralelas de oleada” (*plane parallel surge beds*) intercaladas con capas de brechas líticas soportadas por clastos que contienen fragmentos hasta de 40 cm de diámetro. Existe otro depósito de grano grueso con bloques accidentales de >1 m de diámetro sobre el derrame de lava pre-maar expuesto en la pared SE de El Jagüey. Nuestra interpretación de estos intervalos de grano grueso es que son brechas tempranas de explosión de El Jagüey, acumuladas cerca del cráter (Wohletz y Sheridan, 1983).

Algunos de los mejores afloramientos de la secuencia de oleada piroclástica de La Breña se encuentran en la pared oriental de El Jagüey, en donde canales formados por erosión han hecho cortes radiales en la secuencia piroclástica, lo que permite ver afloramientos paralelos a la dirección de transporte en exposiciones continuas de unos 10 m de longitud. Ahí se pueden observar dunas y capas perturbadas por el impacto de fragmentos balísticos (Figura 37C), lo que causó la formación de “depresiones de impacto” en las capas húmedas subyacentes. Cerca del borde del cráter, en la parte nororiental de El Jagüey, nosotros inferimos la dirección en que viajaban los fragmentos balísticos de dos maneras distintas. Los clastos expuestos en la parte superior de la secuencia de oleada piroclástica produjeron depresiones elípticas que están alargadas de manera paralela a la dirección de transporte (Figura 37D). Los fragmentos balísticos yacen al final de las depresiones, en la parte más alejada a la fuente de los clastos. Nosotros medimos una docena de estas estructuras en esta área. Las direcciones de transporte inferidas se muestran en un diagrama polar en la Figura 19b. En afloramientos en paredes verticales, también estimamos las trayectorias de impacto con base en la asimetría de las estructuras en las capas subyacentes.

Finalmente, desde el borde del cráter, viendo a una corta distancia (~2 km) hacia el ENE, se puede observar el perfil del complejo eruptivo del Cerro Pelón-Las Tunas (Figura 37E), que está formado por dos conos cineríticos y derrames de lava asociados. Desde este punto la forma juvenil del Cerro El Pelón es notable; su flanco septentrional tiene una pendiente externa de ~32°. Al sur del cono cinerítico hay un derrame de lava que salió de El Pelón y que está coronado por un depósito ondulado (*hummocky*) de piroclásticos que es producto del colapso y re-trabajo parcial de la porción meridional del cono. Un depósito similar, solo que menos voluminoso, se observa al sur del Cerro Las Tunas.

ESTACIÓN 3-8

(24° 7'21.64"N, 104°34'40.65"W)

Banco de material ubicado entre los kilómetros 11 y 12 de la Carretera MEX 40. Véanse ubicación y geología local en la Figura 18 (Opcional)

Basaltos tipo SCORBA, expuestos en la Mesa Caleras.

En el lado oeste de la carretera hay un banco de material de donde se extrajo lava máfica que fue extravasada de una de las fallas que limitan al colapso interno de la caldera, lo que sucedió después del emplazamiento de la ignimbrita Santa María, la tercer unidad expulsada por la caldera. A lo largo de la parte posterior de la mesa, sitio que no es accesible desde esta estación, la lava máfica yace directamente sobre la ignimbrita Santa María. Edades K-Ar de muestras colectadas en esta mesa, así como de otros afloramientos de la misma unidad ubicados al noreste, dan 30 Ma (Figura 7). Los análisis químicos de las muestras (Swanson *et al.*, 1978; Tabla 2; Figura 20) indican que las lavas de Caleras son andesitas basálticas con contenidos de elementos

Looking straight north from the saddle, we will also see exposed, on the inner wall of El Jagüey, an oxidized scoria deposit that we interpret as a near-vent sequence related to Cone #2 (Figure 18). It is overlain by the pyroclastic-surge sequence, which in turn is partially covered by talus and soil deposits.

To reach Stop 3-7, we have two choices: (1) Return to Stop 3-4 and move in the vehicles or (2) Walk along a trail that joins the cattle trail near the bottom of the crater.

STOP 3-7

(24°25'21.39"N, 104°31'40.50"W)

See stop location and local geology in Figure 18

La Breña Pyroclastic Sequence Exposed Along the Cattle Trail in the NE Part of El Jagüey. Probable Exposure of the El Jagüey Near-Vent Deposits. Sedimentary Structures in the Finely Laminated Surge Beds.

Near the base of a stratigraphic section exposed along the cattle trail in the northeastern wall of El Jagüey Maar, we will see: 1) how some of the steeply dipping La Breña surge beds lap onto and cover the base of the pyroclastic sequence (Figure 37A), and 2) a marked change in the nature of the pyroclastic deposit. Whereas the uppermost surge intervals (Figure 37B) have grain sizes of medium to coarse sand, the base of the sequence is marked by a chaotic layer with large boulders of accidental basanite and ash-flow tuff up to 1.6 m in diameter set in a sandy matrix. Beneath it are sandwave and plane-parallel surge beds interlayered with beds of clast-supported lithic breccias having fragments up to 40 cm in diameter. Another coarse deposit with accidental blocks >1 m in diameter is present above the pre-maar lava flow in the SE wall of El Jagüey. We interpret these coarse-grained intervals as possible near-vent, early explosion breccias (Wohletz and Sheridan, 1983) from El Jagüey.

Some of the best exposures of the La Breña surge sequence are found in the eastern wall of El Jagüey, where erosional canyons draining the maar have cut radially through the pyroclastic sequence, allowing it to be viewed parallel to transport direction (Figure 37C) for about 10 m horizontally along the canyon walls. Here dune structures and disruption of bedding by ballistic blocks are very nicely displayed. Most of the large ballistic blocks in the tephra deposit produced bedding sag structures in the underlying water-saturated surge beds. Near the rim of the crater, in the northeastern part of El Jagüey, we estimated impact trajectories in two ways. Clasts exposed on the upper surface of the surge sequence produced elliptical pits

that are elongated parallel to the transport direction (Figure 37D). The ballistic clasts lie in the end of the pits away from the source. We measured the axes of 12 such elliptical pits in this area. The transport directions are shown on the rose diagram of Figure 19b. In vertical exposures we also estimated impact trajectories based on the asymmetry of the underlying bedding sags (Figure 37C).

Finally, from the rim of the crater, looking a short distance (~2.5 km) toward the ENE, we will see the profile of the Cerro El Pelón-Las Tunas eruptive complex (Figure 37E), which is formed by two cinder cones and associated lava flows. From this point, the youthful profile of Cerro El Pelón is remarkable; its northern flank has a slope of ~32°. South of the scoria cone is a lava flow from El Pelón topped by a hummocky reworked pyroclastic deposit that is the product of partial collapse of the southern part of the volcano. A similar, but less voluminous collapse deposit occurs south of Cerro Las Tunas.

STOP 3-8

(24° 7'21.64"N, 104°34'40.65"W)

See stop location and local geology in Figure 32, (optional)

SCORBA-like lavas exposed on Mesa Caleras.

Turn left into a quarry at km 11-12. This quarry is within mafic lava that was erupted along one of the faults bounding the interior collapse zone, subsequent to emplacement of the Santa Maria ignimbrite, the third felsic unit erupted from the caldera. Along the back side of this mesa, not accessible to us, the mafic lava lies directly upon the Santa Maria ignimbrite. K-Ar ages of samples from this mesa, as well as from other outcrops of the mafic lava to the northeast, are 30 Ma (Figure 8). Chemical analyses (Swanson et al., 1978; Table 2a; Figure 23) indicate that the Caleras lavas are basaltic andesites with arc-like trace-element characteristics (Figure 24). Compositionally the basaltic andesites are similar to SCORBA of Cameron et al. (1989). The structural and stratigraphic position, chemistry, and age of the Caleras basaltic andesites all support the interpretation that the Caleras magma was an important part of the Chupaderos caldera system, was probably present throughout the lifetime of the magma system, and was erupted after pyroclastic activity had ceased and the magma chamber had "stiffened" through solidification. At the Tomóchic volcanic center in western Chihuahua, Wark (1991) demonstrated a similar relationship through major and trace element modeling.

traza similares a las rocas de arco (Figura 21). La composición de estas andesitas basálticas es similar a los SCORBA de Cameron *et al.* (1989). La ubicación estructural y estratigráfica, así como la composición química y edad de las andesitas basálticas de Caleras corroboran la interpretación de que el magma de Caleras fue una parte importante del sistema magmático de la caldera de Chupaderos y que estuvo presente durante todo el tiempo en que

estuvo activo el sistema magmático, habiendo sido extravasado después de que la actividad piroclástica cesó y de que la cámara magmática se hizo más rígida, como consecuencia de su solidificación. En el centro volcánico de Tomóchic en el occidente de Chihuahua, Wark (1991) demostró una relación semejante por medio de modelado geoquímico de los elementos mayores y traza de las rocas involucradas.

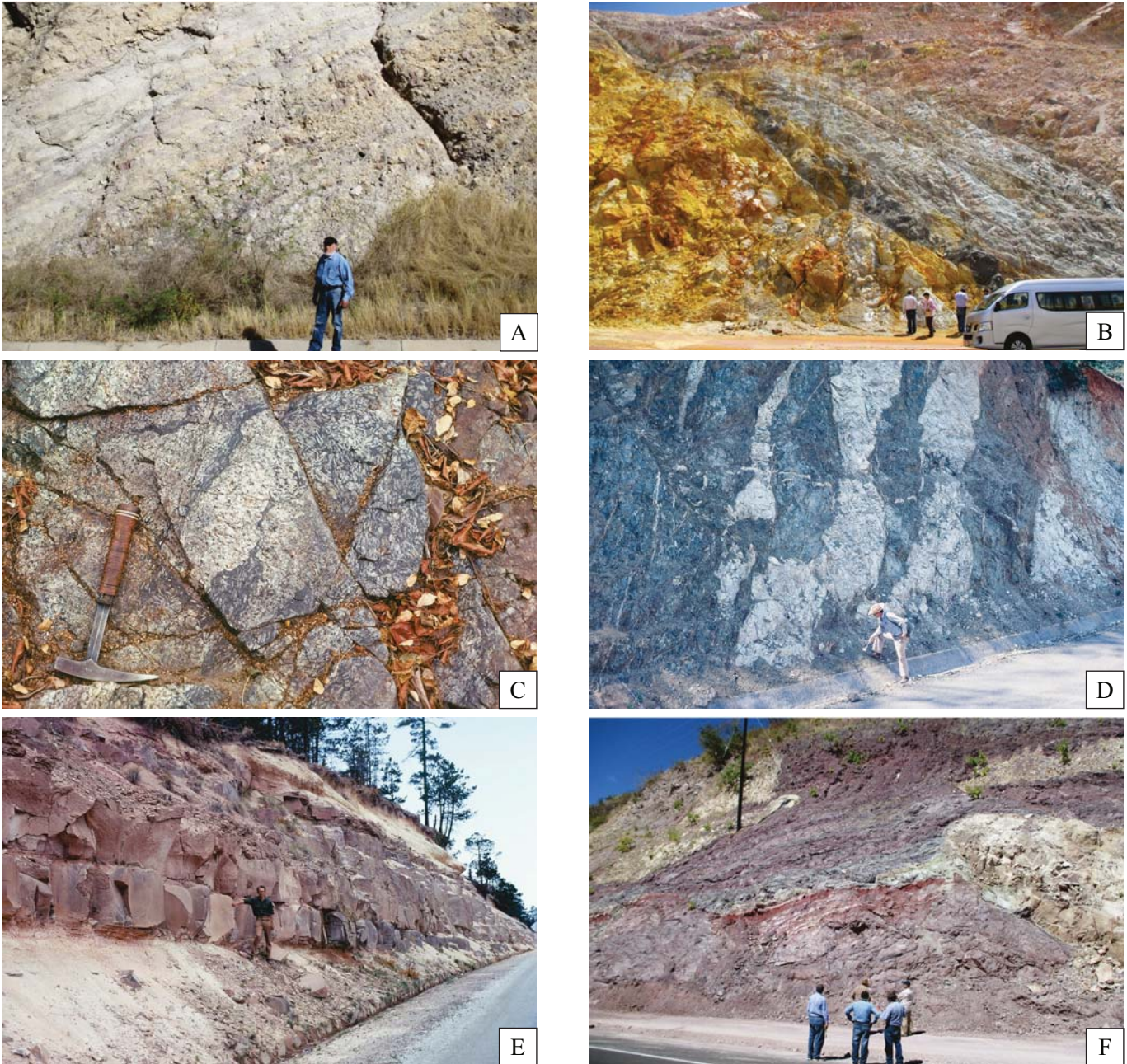


Figura 36. (A) Depósito de grava expuesto en la Estación 1.1. (B) Alteración hidrotermal en la Estación 1.4. (C) Anortosita y gabro en la Estación 1.7. (D) Diques graníticos emplazados en gabro, Estación 1.7. (E) Estación 2.2, diques félsicos (amarillos) emplazados en una secuencia clástica de grano grueso. La forma irregular de los diques sugiere que los sedimentos estaban húmedos al momento de ser emplazados. (F) Vitrófido de la ignimbrita El Salto expuesto en uno de los cortes de la carretera MEX 40. Este afloramiento es similar a aquel en la Estación 2.7. / Figure 36. (A) Gravel deposit exposed at Stop 1.1. (B) Hydrothermal alteration seen at Stop 1.4. (C) Anorthosite and gabbro at Stop 1.7. (D) Granitic dikes emplaced in gabbro, Stop 1.7. (E) Stop 2.2, felsic dikes (yellow) emplaced in a coarse-grained succession. The irregular shape of the dikes suggest that the sediments were wet at the time of emplacement. (F) Vitrophyre of El Salto ignimbrite exposed in a road cut along MEX 40. This outcrop is similar to that in Stop 2.7.

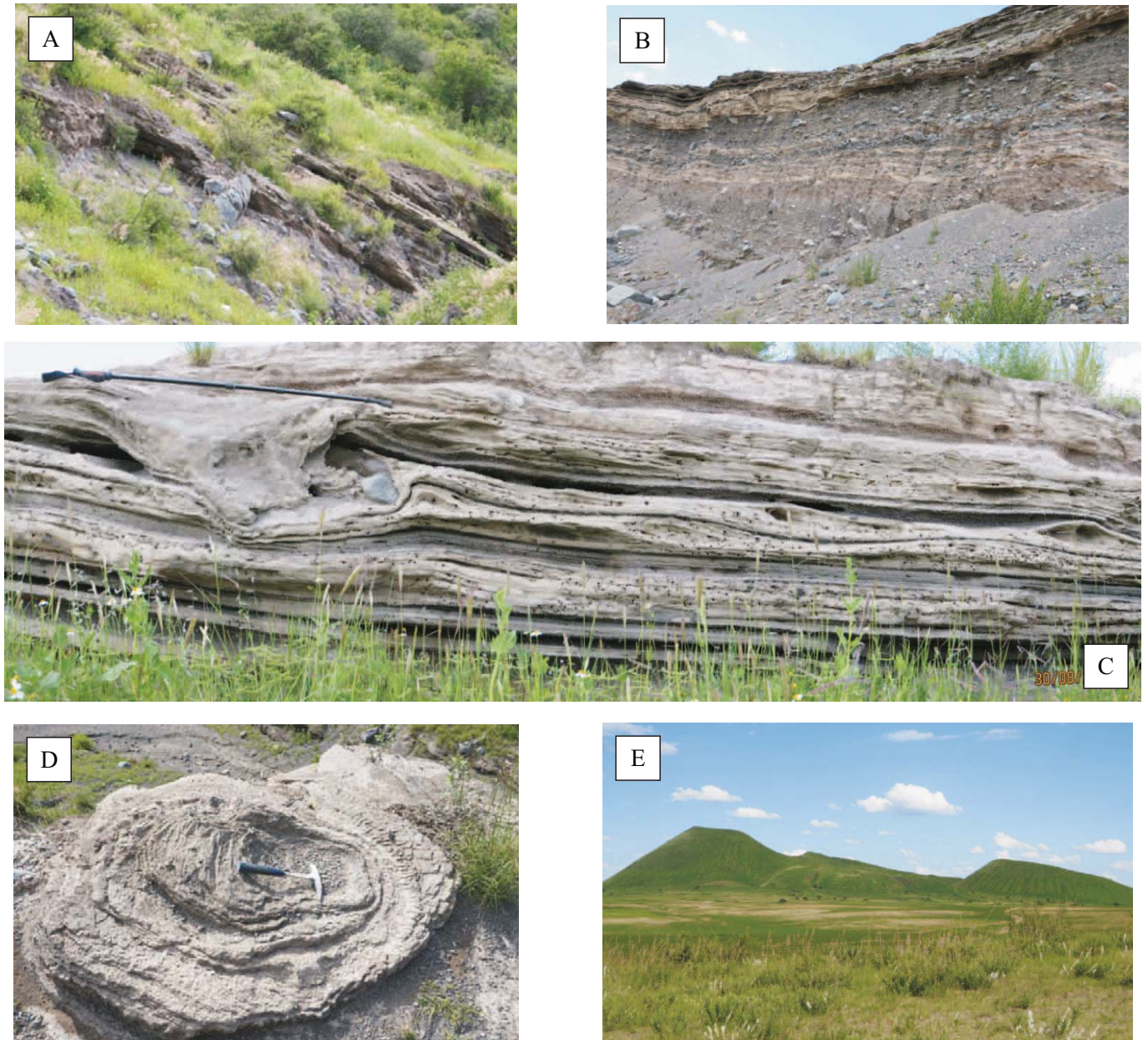


Figura 37. (A) Inclinación fuerte en capas piroclásticas provenientes de La Breña expuestas en la vereda de vacas en el interior de El Jagüey, a unos 260 m al S26E del inicio de la vereda ($24^{\circ}25'21.53''N$, $104^{\circ}31'39.88''W$). Las rocas parcialmente cubiertas por vegetación en el ángulo inferior izquierdo son el depósito cercano a la fuente de El Jagüey. (B) Depósito de El Jagüey cercano a la fuente cubierto por capas piroclásticas de La Breña (parte superior de la sección). Este afloramiento está a 90 m del inicio de la vereda. (C) Huella de impacto en la secuencia de capas de oleada piroclástica expuestas a 80 m al S12E del inicio de la vereda. Dirección de transporte de izquierda a derecha. (D) Impacto balístico asimétrico expuesto cerca del inicio de la vereda. La dirección de transporte inferida es de derecha a izquierda. La estructura está vista sobre el plano de estratificación. (E) El conjunto de volcanes Cerro Pelón (derecha) – Cerro Las Tunas (izquierda) visto desde el inicio de la vereda. A pesar del aspecto juvenil de los conos cineríticos, La Breña es más joven que ellos, ya que existen capas de oleada piroclástica sobre sus flancos. La distancia entre el centro de La Breña y los conos es entre 2.5 y 3.0 km. La colina baja entre ambos conos está formada por fragmentos derivados del cono cinerítico de El Cerro Pelón y que fueron movidos como “balsas” por un derrame de lava que fluyó hacia el sur del cráter. / *Figure 37. (A) Steeply dipping La Breña beds exposed along the cattle trail inside El Jagüey, 260 m S26E from the trailhead ($24^{\circ}25'21.53''N$, $104^{\circ}31'39.88''W$). Rocks partially covered in the lower left corner of the photo are near-vent El Jagüey pyroclasts. (B) Near-vent El Jagüey pyroclasts overlain by well bedded, distal beds from La Breña (uppermost part of the section). This outcrop is located 90 m, N60W of the trailhead. (C) Impact sag in La Breña surge sequence exposed 80 m, S12E from the trailhead. Note that the sag impact is notoriously asymmetric and produced an overturned fold. Transport direction from left to right. (D) Asymmetric bomb sag in La Breña surge beds, exposed near the trailhead. Inferred transport direction is from right to left. The structure is seen in a map view. (E) Cerro Pelón (left) – Cerro Las Tunas (right) volcanic cluster as seen from the trailhead. Despite the youthful appearance of these cinder cones, La Breña is younger than them, as there are surge beds partially covering the flanks of these volcanoes located 2.5 – 3.0 km away from the center of the maar. The low hill between both cinder cones is formed by fragments of Cerro Pelón cinder cone, which were rafted by a lava flow that moved towards the S of this vent.*

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, al Distrito Durango y en especial al Comité Organizador de la Cuarta Reunión "Tendencias de la Actividad Minera en México", su invitación para efectuar de nuevo esta excursión. En especial, nos sentimos en deuda con Sergio Alejandro Flores Castro, Enrique Luis Saldaña Alba y José Sergio Andrade Blanco, quienes nos auxiliaron en la organización logística de la excursión

Apoyo financiero para nuestros trabajos en la Sierra Madre Occidental ha sido proporcionado por varias agencias a distintos proyectos. J. Aranda agradece a Conacyt por su apoyo en el proyecto 129550; L. Ferrari a Papiit (proyecto 111114); F. McDowell recibió apoyos de NASA (grant NGL 44-012-45), NSF (grants GA 16080, EAR-7813647, EAR-8025368, -8720380, -9204635, Exxon Mobil Corp. y del Geology Foundation of the Jackson School of Geosciences at the University of Texas at Austin; El trabajo en Sinaloa de C. Henry fue apoyado por el Texas Bureau of Economic Geology, la Universidad Nacional Autónoma de México y el Gobierno del Estado de Sinaloa.

Agradecemos profundamente la ayuda de J. Jesús Silva Corona en el formateo y edición final de este documento. También le damos gracias a L. Solari y C. Ortega-Obregón por su ayuda en la determinación de edades U-Pb con LA-ICP-MS y a I. Durán Calderón por la separación de minerales.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank to the Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Distrito de Durango and to the Organizing Committee of the 4th Meeting: Tendencias of Mining in Mexico for their invitation for running this field trip, and by the logistic support in the organization. We are specially indebted with Sergio Alejandro Flores Castro, Enrique Luis Saldaña Alba y José Sergio Andrade Blanco, who helped with the logistics of the field trip.

Our research in Durango and Sinaloa has been supported throughout the years by: 1) CONACYT grant 129550 to J. Aranda; 2) PAPIIT grant 111114 to L. Ferrari, 3) NASA Grant NGL 44-012-45, NSF Grants GA 16080, EAR -7813647, -8025368, -8720380, -9204635, research grant from ExxonMobil Corp., and the Geology Foundation of the Jackson School of Geosciences at the University of Texas at Austin to F. McDowell; and 4) The Texas Bureau of Economic Geology, the Universidad Nacional Autónoma de México, and Sinaloa's State Government to C. Henry.

We gratefully acknowledge J. Jesús Silva Corona's help in the final edition of this manuscript. We also thank L. Solari and C. Ortega Obregon for assistance in LA-ICP-MS U/Pb dating and I. Durán Calderon for mineral separation.

REFERENCIAS / REFERENCES

- Aguirre-Díaz, G.J. y McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13,373-13,388.
- Aguirre-Díaz, G.J. y McDowell, F.W., 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v.105, p.1435-1444.
- Albritton, C.C. Jr., 1958, Quaternary stratigraphy of the Guadiana Valley, Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 69, p. 1197-1216.
- Aldrich, M. J., Jr., Chapin, C. E. y Laughlin, A. W., 1986, Stress history and tectonic development of the Rio Grande rift, New Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 6199-6211.
- Anders, E. y Grevesse, N., 1989, Abundances of the elements: Meteoritic and solar: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 197-214.
- Anderson, A.T. Jr., Swihart, G.H., Artioli, G. y Geiger, C.A., 1984, Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation: *Journal of Geology*, v. 92, p. 55-72.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to Circum-Pacific magmatism: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 6, p. 484.
- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal stress for a given fault population: *Tectonophysics*, v. 56, p. 17-26.
- Aranda-Gómez, J.J. y Henry, C.D., 1992, Fallamiento cuaternario cerca de la ciudad de Durango, naturaleza del período de deformación más joven relacionado a extensión multipisódica en el noroeste de México: *Geos*, v. 12, p. 53-54.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. y Pier, J.G., 1992a, The La Breña and El Jagüey Maar Complex, Durango, Mexico. Part I. Geological evolution: *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 393-404.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. y Pier, J.G., 1992b, A new type of maar volcano from the state of Durango - The El Jagüey-La Breña Complex reinterpreted; a discussion: *Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología, Revista*, v. 9, no. 2, p. 204-210.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F. y McDowell, F.W., 1997, Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, in G. J. Aguirre-Díaz, J. J. Aranda-Gómez, G. Carrasco-Núñez y L. Ferrari, eds., *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 41-84.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F. y McDowell, F.W., 1997, Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico: a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces: *Publicación Especial 1*, Instituto de Geología y Centro de Geociencias, UNAM, p. 71-121.
- Aranda-Gómez, J.J. y McDowell, F.W., 1998, Palaeogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional tilting of the red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, v. 40, no.2, p. 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Connor, C.B., Becker, T. y Henry, C.D., 2003, Synextensional, Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, no. 3, p. 298-313.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G. y Chávez-Cabello, G., 2007, Late Cenozoic intraplate-type volcanism in central and northern México: A review, *Geological Society of America Special Paper 422*, p. 93-128.

- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S. McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G. y Aguillón-Robles, A., 2007, The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, no. 2, p.216-233.
- Axen, G., 1995, Extensional segmentation of the main gulf escarpment, Mexico and United States: *Geology*, v. 23, p. 515-518.
- Barra, F., Ochoa-Landín, L., Chesley, J.T., and Zurcher, L., 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern Mexico: Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenite: *Economic Geology*, v.100, no. 8, p. 1605-1616.
- Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M. y Morales, M.M., 1995, Geochronologic contributions to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences ("Baucarit Formation") in Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 67-77.
- Barton, M.D., Staude, J.M.G., Zurcher, L., and Megaw, P.K.M., 1995, Porphyry copper and other intrusion-related mineralization in Mexico: *Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 487-519.
- Best, M.G. y Brimhall, W.H., 1974, Late Cenozoic alkali basaltic magmas of the western Colorado Plateaus and the Basin and Range Transition Zone, U.S.A., and their bearing on mantle dynamics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1677-1690.
- Bockoven, N.T., 1980, Reconnaissance geology of the Yécora area, Sonora and Chihuahua, Mexico. The University of Texas at Austin, doctoral dissertation, 197 p. (inedit).
- Brand, D.D., 1937, The natural landscape of northwestern Chihuahua: *University of New Mexico Bulletin, Geology Series*, 5, no.2
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M. y Michaud, F., 2011, Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California: *Pure Appl Geophys.*, v. 168, p. 1303-1330.
- Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuenz, D., Niemeyer, S. y Gunn, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico: a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7817-7840.
- Chamberlin, R.M., 1983, Cenozoic domino-style crustal extension in the Lemitar Mountains, New Mexico: A summary: *New Mexico Geological Society, 34th Field Conference Guidebook*, p. 111-118.
- Coney, P.J. y Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Córdoba, D.A., 1963, Geología de la región entre Río Chico y Llano Grande Municipio de Durango, Estado de Durango: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 71, Parte 1, p. 21.
- Cuéllar Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C. y López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, no. 1, p.179-203.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M. y Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera: *Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 137-154.
- Dokka, R.K. y Merriam, R.H., 1982, Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 371-378.
- Drier, J., 1984, Regional tectonic controls of epithermal veins in the western U. S. and Mexico: *Arizona Geological Society Digest*, v. 15, p. 28-52.
- Duque-Trujillo J., Ferrari L., Orozco-Esquivel T., López-Martínez M., Lonsdale P., Bryan S., Kluesner J., Piñero-Lajas D., Solari, L., 2015, Timing of rifting in the Southern Gulf of California and its conjugate margins: insights from the plutonic record. *Geological Society of America Bulletin*, v.127, no.5-6, p. 702-736; doi: 10.1130/B31008.1
- Eberly, L.D. y Stanley, T.B., 1978, Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 921-940.
- Enciso-De La Vega, S., 1963, Hoja Nazas. Resumen de la geología de la Hoja Nazas, estado de Durango. Carta Geológica de México, Hoja Nazas, 13-k(6), Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F., scale 1:100,000, 1 sheet.
- Escamilla-Torres, T.R., Bataz-Manriquez, G., Moreno-Lopez, M.H., Gonzalez-Gallegos, A., and Garcia-Guzman, J., 1997, Informe de la cartografía geológico minera y geoquímica, escala 1:250,000, Carta Mazatlán clave F13-1 del Estado de Sinaloa: Consejo de Recursos Minerales.
- Faulds, J.E. y Varga, R.J., 1998, The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. In: Faulds, J.E., Stewart, J.H. (Eds.), *Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range province: Geological Society of America Special Paper* 323, p. 1-45.
- Ferrari, L., 1995, Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California: *Geology*, v. 23, p. 751-754.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised: *Geological Society of America Special Paper* 334, p. 41-63.
- Ferrari, L., López-Martínez, M y Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate: *Tectonics*, v. 21, no. 4, p. 17-1 – 17-24.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M y Bryan, S., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America: *Geological Society of America Special Paper* 422, p. 1-39.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P. y Solari, L., 2013, Late Oligocene to middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift: *Geosphere DOI: 10.1130/GES00925.1*
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O. y Gehrels, G.E., *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, no. 11, p. 1313-1336.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388-408.
- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and Baja California: *Geology*, v. 3, p. 361-363.
- Gastil, R.G. y Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 189-198.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. y Jensky, W.E., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: *Geological Society of America*, text to accompany Map and Chart Series Map MC-24.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 839-857.
- Grant, G.J. y Ruiz, J., 1988, The Pb-Zn-Cu-Ag deposits of the Granada Mine, San Francisco del Oro-Santa Barbara district, Chihuahua, Mexico: *Economic Geology*, v. 83, p. 1683-1702.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., Jr. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S. E. P. M.*, v. 39, p. 219-236.
- Henry, C.D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico, University of Texas, Austin, doctoral dissertation, 158 p. (inedit).
- Henry, C.D., 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1147-1156.
- Henry, C.D. y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late-Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C.D. y Aranda-Gómez, J.J., 1995, Late Cenozoic extension and magmatism in western Mexico and relation to the Proto-gulf of California: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 27, p. A187-A188.
- Henry, C. D. y J. J. Aranda-Gómez, 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, v. 318, p. 1-26.
- Henry, C.D., McIntosh, W., McDowell, F.W., Lipman, P.W., Chapin, C.E. y Richardson, M.T., 2010, Distribution, timing, and controls of the mid-Cenozoic ignimbrite flareup in western North America: *Geological*

- Society of America Abstracts with Programs, v. 42, no. 5, p. 144
- Henry, C.D., McIntosh, W., McDowell, F.W., Lipman, P.W. y Chapin, C.E., 2012, The Cenozoic ignimbrite flareup in western North America: Distribution, timing, volume, and tectonic relations: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 44, no. 3, p. 21.
- Henry, C.D. y Fredrikson, G., 1987, Geology of southern Sinaloa adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America, Map and Chart Series, Map MCH063, 14 p.
- Henry, C.D., McDowell, F.W. y Silver, L.T., 2003, Granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico: Southern continuation of the Peninsular Ranges batholith: Geological Society of America Special Paper 374, p. 237-273.
- Henry, C.D. y Price, J.G., 1986, Early Basin and Range development in Trans-Pecos Texas and adjacent Chihuahua: magmatism and orientation, and timing, and style of extension: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 6213-6224.
- Henry, C.D., Price J.G. y James, E.W., 1991, Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from continental arc to intraplate extension: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 13,545-13,560.
- James, E.W. y Henry, C.D., 1991, Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 13561-13575.
- Jensky, W.A., 1974, Reconnaissance geology and geochronology of the Bahía de Banderas area, Nayarit and Jalisco, Mexico, University of California, Santa Barbara, California, M.A. dissertation, 80 p. (inedit)
- Johnson, S.E., Tate, M.C. y Fanning, C.M., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture? Geology, v. 27, p. 743-746.
- Karig, D.E. y Jensky, W., 1972, The Proto-Gulf of California: Earth and Planetary Science Letters, v. 17, p. 169-174.
- Keith, S. B., 1978, Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America, Geology, v. 6, p. 516-521.
- Keizer, R.P., 1973, Volcanic stratigraphy, structural geology, and K-Ar geochronology of the Durango area, Durango, Mexico: The University of Texas at Austin, M.A. dissertation, 91 p. (inedit)
- Kerr, D.R. y Kidwell, S.M., 1991, Late Cenozoic sedimentation and tectonics, western Salton Trough, California, *in*: Geological excursions in southern California and Mexico. Guidebook, Geological Society of America Annual Meeting, San Diego, California, Department of Geological Sciences, San Diego State University, p. 397-416.
- Krummenacher, D., Gastil, R.G., Bushee, J. y Dupont, J., 1975, K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges batholith, southern California and Baja California: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 760-768.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zenettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
- Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B., and Ledesma-Vasquez, 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, p. 505-525.
- Lorenz, V., 1986, On the growth of maars: Bulletin of Volcanology, v. 48, p. 265-274.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A. y Ortega-Obregón, C., 2012, Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México: Bol. Soc. Geológica Mexicana, v.64, no. 2, p.243-263.
- Luhr, J.F. y Aranda-Gómez, J.J., 1997, Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: Correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity: Journal of Petrology, v. 35, p. 1075-1112.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J. y Pier, J.G., 1989, Spinel-lherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosi, Mexico: I. Geology, mineralogy, and petrology: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 7916-7940.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J. y Housh, T.B., 1995b, The San Quintín Volcanic Field, Baja California Norte, México: Geology, petrology, and geochemistry, Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 10,353-10,380.
- Luhr, J. F., Henry, C.D., Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J. y McIntosh, W.C., 2001, Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico): Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 760-773.
- Luhr, J.F., Pier, J.G., Aranda-Gómez, J.J. y Podosek, F.A., 1995a, Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 118, p. 321-339.
- Lynch, D.J., Musselman, T.E., Gutmann, J.T. y Patchett, P.J., 1993, Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern México: Lithos, v. 29, p. 295-302.
- Lyons, J.I., 1975, Volcanogenic iron ore of the Cerro de Mercado and its setting within the Chupaderos caldera, Durango, Mexico, The University of Texas at Austin, MA dissertation, 119 p. (inedit)
- Martín-Barajas, A., Stock, J.M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P. y López-Martínez, M., 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California: Geological Society of America Bulletin v. 107, p. 407-424.
- McDowell, F.W. y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America Special Paper, 180, p. 113-124.
- McDowell, F.W. y Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479-1486.
- McDowell, F.W. y Mager, R.L., 1994, K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 118-132.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C. y Farley, K.A., 2005, A precise 40Ar-39Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard, Chemical Geology, 214(3-4): 249-263.
- McDowell, F.W. y McIntosh, W.C., 2012, Timing of intense magmatic episodes in northern and central Sierra Madre Occidental, western Mexico: Geosphere, doi: 10.1130/GES00792.1
- McDowell, F.W. y Roldán-Quintana, J., 1991, Timing of late Tertiary extension in central Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 23, p. A247.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J. y Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1349-1360.
- Menges, C.M. y Pearthree, P.A., 1989, Late Cenozoic tectonism in Arizona and its impact on regional landscape evolution, *in* Jenney, J.P. y Reynolds, S.J., eds., Geologic evolution of Arizona, Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 649-680.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S. E. y Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 383-394.
- Mora-Alvarez, G. y McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico, *in* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. y Stock, J.M., eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper v. 334, p. 123-141.
- Murray, B. P., Busby, C.J., Ferrari, L. y Solari, L.A., 2013, Synvolcanic crustal extension during the mid-Cenozoic ignimbrite flare-up in the northern Sierra Madre Occidental, Mexico: Evidence from the Guazapares mining district region, western Chihuahua: Geosphere, doi: 10.1130/GES00862.1
- Nemeth, K.E., 1976, Petrography of the lower volcanic group, Tayoltita-San Dimas district, Durango, Mexico: The University of Texas at Austin, M.A. dissertation, 141 p. (inedit).
- Neuhaus, J.R., Cassidy, M., Krummenacher, D. y Gastil, R.G., 1988, Timing of ProtoGulf extension and transensional rifting through volcanic/sedimentary stratigraphy of S. W. Isla Tiburon, Gulf of Calif., Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 20, p. 218.
- Nimz, G.J., Cameron, K.L. y Niemeyer, S., 1993, The La Olivina pyroxenite suite and the isotopic compositions of mantle basalts parental to the mid-Cenozoic arc volcanism of northern Mexico: Journal of

- Geophysical Research, v. 98, p. 6489-6509.
- Nimz, G.J., 1989, The geochemistry of the mantle xenolith suite from La Olivina, Chihuahua, Mexico: University of California, Santa Cruz, doctoral dissertation, 306 p. (inédit).
- Nieto-Obregón, J. y Lermo-Samaniego, J.F., 1995, The role of induced subsidence and Quaternary extension in the Valley of Aguascalientes, west central Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v.27, p. 375.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, R., 1999, Variation of cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Barajas-Gea, C.I., Gómez-González, J.M., Rojas, A., Alaniz-Alvarez, S.A. y Xu, S., 2012, Geología y evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del graben de Santiaguillo, Durango, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 29, no. 1, p. 115-130.
- Nourse, J.A., Anderson, T.A. y Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: Tectonics, v. 13, p. 1161-1182.
- Ortega-Rivera, A., Farrar, E., Hanes, J.A., Archibald, D.A., Gastil, R.G., Kimbrough, D.L., Zentilli, M., López-Martínez, M., Feraud, G. y Ruffet, G., 1997, Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Martir pluton, Baja California, Mexico, from U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, and fission-track geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 728-745.
- Pier, J.G., 1989, Isotope and trace element systematics in a spinel-lherzolite-bearing suite of basanitic volcanic rocks from San Luis Potosí, México: Washington University, St. Louis, doctoral dissertation, 316 p. (inédit)
- Pier, J.G., Luhr, J.F., Podosek, F.A. y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The La Breña - El Jagüey Maar Complex, Durango, Mexico: II. Petrology and geochemistry: Bulletin of Volcanology, v. 54, p. 405-428.
- Pier, J.G., Podosek, F.A., Luhr, J.F., Brannon, J.C. y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel-lherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico, 2. Sr and Nd isotopic systematics: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 7941-7951.
- Pool, G.B., 1991, Petrology, geochemistry, and geochronology of lower-crustal xenoliths, central Mexico: Washington University, St. Louis, M.A. dissertation, 138 p. (inédit)
- Price, J.G., Conlon, S.T. y Henry, C.D., 1988, Tectonic controls on orientation and size of epithermal veins, in G. Kisvarsanyi y S.K. Grant, eds., North American Conference on Tectonic Control ore and the Vertical and Horizontal Extent of Ore Systems, Proceedings Volume, University of Missouri, Rolla, p. 36-46.
- Price, J.G., Henry, C.D. y Barker, D.F., 1987, Alkalic rocks of contrasting tectonic settings in Trans-Pecos, Texas: Geological Society of America Special Paper, 215, v. p. 335-346.
- Ramos-Rosique, A.R., 2013, Timing and evolution of late Oligocene to early Miocene magmatism and epithermal mineralization in the Bolanos Graben, southern Sierra Madre Occidental, Mexico, PhD thesis, Kingston University, School of Geography, Geology and the Environment, London, 215p.
- Rehrig, W.A. y Heidrick, T.L., 1976, Regional tectonic stress during the Laramide and Late Tertiary intrusive periods, Basin and Range province, Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 10, p. 205-228.
- Sánchez Rubio, G., 1978, El Volcán La Breña, Estado de Durango. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 75-79.
- Sawlan, M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift. in Dauphin, J. P. y Simoneit, B. A., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 47, p. 301-369.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper, v. 278, 153 p.
- Silver, L.T. y Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, v. 79, p. 105-121.
- Silver, L.T., Taylor, H.P., Jr. y Chappell, B., 1979, Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the International Border of the U.S.A. and Mexico. in Abbott, P.L. y Todd, V.R., eds., Mesozoic crystalline rocks - Peninsular Ranges batholith and pegmatites, Point Sal ophiolite: Guidebook Geological Society of America Annual Meeting, San Diego State University, San Diego, California, p. 83-110.
- Smith, D.M. y Hall, D.K., 1974, Geology of the Tayoltita mine, Durango, Mexico: Society of Mining Engineers of AIME, preprint 74-1-308, 48 p.
- Smith, D.M., Albinson, T. y Sawkins, F.J., 1982, Geologic and fluid inclusion studies of the Tayoltita silver-gold vein deposit, Durango, Mexico: Economic Geology, 77, 1120-1145.
- Smith, J.A., 1989, Extension-related magmatism of the Durango Volcanic Field, Durango, Mexico: Washington University, St. Louis, M.A. dissertation, 102 p. (inédit)
- Smith, J.A., Luhr, J.F., Pier, J.G. y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Extension-related magmatism of the Durango volcanic field, Durango, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 21, p. A201.
- Snee, L.W., Naeser, C.W., Naeser, N.D., Todd, V.R. y Morton, D.M., 1994, Preliminary ⁴⁰Ar/³⁹Ar and fission-track cooling ages of plutonic rocks across the Peninsular Ranges batholith, southern California: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 26, p. A94.
- Spencer, J.E. y Reynolds, S.J., 1989, Middle Tertiary tectonics of Arizona and adjacent areas. in Jenney, J.P. y Reynolds, S.J., eds., Geologic Evolution of Arizona, Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 539-574.
- Spencer, J.E., Richard, S.M., Reynolds, S.J., Miller, R.J., Shafiqullah, M., Gilbert, W.G. y Grubensky, M.J., 1995, Spatial and temporal relationships between mid-Tertiary magmatism and extension in southwestern Arizona: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 10,321-10,351.
- Stewart, J.H., *et al.*, 1998, Map showing Cenozoic tilt domains and associated structural features, western North America. In: Faults, J.E., Stewart, J.H. (eds.), Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range province: Geological Society of America Special Paper 323, 1 sheet.
- Stock, J.M. y Hodges, K.V., 1989, Pre-Pleistocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: Tectonics, v. 8, p. 99-115.
- Suter, M., 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. in Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D. y Blackwell, D.D., (eds.), Neotectonics of North America: Geological Society of America Decade of North America Map Volume, p. 401-421.
- Suter, M. y Contreras, J., 1998, Active tectonics of northeastern Sonora, Mexico (southern Basin and Range Province) and 3 May 1887 Mw 7.4 earthquake: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 92, p. 581-589.
- Sutherland, F., Kent, G.M., Harding, A.J., Umhoefer, P.J., Driscoll, N.W., Lizarralde, D., Fletcher, J.M., Axen, G.J., Holbrook, W.S., González-Fernández, A. y Lonsdale, P., 2012, Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in the southern Gulf of California: Geosphere, v.8, no.4, p. 752-770.
- Swanson, E.R., 1974, Petrology and volcanic stratigraphy of the Durango area, Durango, Mexico: The University of Texas at Austin, M.A. dissertation, 138 p. (inédit)
- Swanson, E.R., 1989, A new type of maar volcano from the State of Durango - The El Jagüey-La Breña Complex reinterpreted: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 243-247.
- Swanson, E.R., 1992, A new type of maar volcano from the state of Durango - The El Jagüey-La Breña Complex reinterpreted: A reply, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 211-215.
- Swanson, E.R., Keizer, R.P., Lyons, J.I. y Clabaugh, S.E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 89,

- p. 1000-1012.
- Swanson, E.R. y McDowell, F.W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field, western Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8787-8799.
- Swanson, E.R., Kempton, K.A., McDowell, F.W. y McIntosh, W.C., 2006, Major ignimbrites and volcanic centers of the Copper Canyon area: A view into the core of Mexico's Sierra Madre Occidental: *Geosphere*, v.2, no.3, p.125-141
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J., 1984, An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach: *Philosophical Transactions Royal Society of London, Series A*, v. 310, p. 549-590.
- Till, C. B., Gans, P.B., Spera, F.J., MacMillan, I. y Blair, K.D., 2009, Perils of petrotectonic modeling: A view from southern Sonora, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 186, no. 3-4, p. 160-168.
- Todd, V.R., Erslome, B.G. y Morton, D.M., 1988, Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges batholith, southern California. *in* Ernst, W.G., (ed.), *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, Rubey Volume VII, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 894-937.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Renne, P., 1997, Rift segmentation on the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 29, p. A-481.
- Umhoefer, P., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L. y Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 125-147, doi:10.1016/S0037-0738(01)00138-5.
- Umhoefer, P.J., 2011, Why did the southern Gulf of California rupture so rapidly? - Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin: *GSA Today*, v. 21, no.11, p. 4-10.
- Wahl, D.E., 1973, *Geology of the El Salto strip, Durango, Mexico*: University of Texas, Austin, M. A. dissertation, 112 p. (inédito)
- Waite, R.B., 1970, *Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental between Durango and Mazatlán, Mexico*: University of Texas, Austin, M.A. dissertation, 133 p. (inédito)
- Wark, D. A., Kempton, K.A. y McDowell, F.W., 1990, Evolution of waning, subduction-related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, no. 11, p. 1555- 1564.
- Wark D.A., 1991, The role of mafic and intermediate composition magmas in rhyolite genesis, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p.13389-13411.
- Wernicke, B.P. y Burchfiel, C.B., 1982, Modes of extensional tectonics: *Journal of Structural Geology*, v. 4, p. 105-115.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosions. II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones: *American Journal of Science*, v. 283, p. 385-413.
- Yamamoto, J., 1993, Actividad microsísmica en el área de Canatlán, Durango y su relación con la geología regional: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 501-510.





Aranda-Gómez, J.J., Henry, D.D., Ferrari, L., McDowell, F.W., Valencia-Moreno, M., 2015, La evolución volcanotectónica del noroeste de México durante el Cenozoico: Una sección a lo largo de la autopista MEX 40D a través del campo volcánico de la Sierra Madre Occidental y datos acerca del magmatismo asociado a la extensión en la parte meridional de las provincias tectónicas de Cuencas y Sierras y del Golfo de California: Guías de Excursiones Geológicas de México, núm. 1, edición especial bilingüe, 82 pp.

