Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada

Rocas Precarias en la Region del Temblor de San Miguel, 9 de Febrero de 1956; Indicadores para Constrenir el Movimiento del Terreno y la Atenuacion de las Ondas Sismicas en la Sierra Peninsular de Baja California, Mexico

TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS

DIANA PATRICIA MENDOZA GONZALEZ

ENSENADA BAJA CFA, MEXICO NOVIEMBRE DE 2006

TESIS DEFENDIDA POR

Diana Patricia Mendoza González

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

M.C. Francisco Suárez Vidal
Director del Comité

Dr. Modesto Ortiz Figueroa
Miembro del Comité

Dr. James N. Brune
Miembro del Comité

Dr. Luis Munguía Orozco
Miembro del Comité

M.C. José Duglas Frez Cárdenas
Miembro del Comité

Dr. Victor Manuel Wong Ortega
Coordinador del programa de posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. Edgar Gerardo Pavía López
Director de Estudios de Posgrado

29 de noviembre de 2006

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS

EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ROCA PRECARIAS EN LA REGIÓN DEL TEMBLOR DE SAN MIGUEL, 9 DE FEBRERO DE 1956; INDICADORES PARA CONSTREÑIR EL MOVIMIENTO DEL TERRENO Y LA ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN LA SIERRA PENINSULAR DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

DIANA PATRICIA MENDOZA GONZÁLEZ

Ensenada, Baja California, México, Noviembre del 2006.

RESUMEN de la tesis de **DIANA PATRICIA MENDOZA GONZÁLEZ**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA, Ensenada Baja California, México. Noviembre de 2006.

ROCAS PRECARIAS EN LA REGIÓN DEL TEMBLOR DE SAN MIGUEL, 9 DE FEBRERO DE 1956; INDICADORES PARA CONSTREÑIR EL MOVIMIENTO DEL TERRENO Y LA ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN LA SIERRA PENINSULAR DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

Resumen aprobado por:

M. C. Francisco Suárez Vidal
Director de Tesis

El norte de Baja California está cortado por un elevado número de fallas sísmicamente activas. Estas estructuras afectan zonas como la provincia geológica del Valle de Mexicali-Imperial y las Sierras Peninsulares. En esta última región, se localizan el sistema de fallas Vallecitos-San Miguel, el cual es uno de los más activos en toda la región norte de Baja California. De los temblores ocurridos en la región de las Sierras Peninsulares, el único que ha producido ruptura superficial fue la secuencia de San Miguel de febrero de 1956, con una magnitud máxima de 6.8 M_L. Los temblores fueron generados por la Falla San Miguel, en el segmento sur del sistema, en la vecindad de la reserva indígena de Santa Catarina. La ruptura superficial fue de aproximadamente 20 km con desplazamiento máximo de 1.3 m. Los sismos fueron sentidos en el norte de Baja California (México) y sur de California (USA).

El objetivo de este trabajo es estudiar los afloramientos de rocas precariamente balanceadas en la vecindad del segmento sur de la falla San Miguel. La metodología de rocas precarias propuesta por Brune and Whitney (1992), consiste en estimar la aceleración mínima necesaria para derribar una roca. Esta aceleración restringe el movimiento máximo del suelo que pudo haber ocurrido en el sitio de ubicación de la roca.

Las aceleraciones de caida estimadas de 32 rocas precarias distribuidas en la vecindad del segmento sur de la falla San Miguel a menos de 5 km de distancia de la

misma, indican que la secuencia de sismos de San Miguel produjo aceleraciones menores que las predichas por las curvas de atenuación del movimiento de Boore y Joyner (1981) y Boore *et al.,* (1997). Esta diferencia podría deberse a una sobre-estimación de la aceleración máxima obtenida con las curvas de atenuación. Nuestros resultados proveen importantes datos para estimar la amenaza sísmica en el norte de Baja California.

Palabras clave: Rocas Precarias, Movimiento Fuerte, Falla San Miguel, México

ABSTRACT of the thesis of **DIANA PATRICIA MENDOZA GONZÁLEZ**, presented as a partial requirement to obtain the MASTER IN SCIENCES degree in EARTH SCIENCES. Ensenada Baja California, México. November 2006.

PRECARIOUS ROCK IN THE REGION OF SAN MIGUEL EARTHQUAKE, 9 FEBRUARY OF1956; INDICATOR FOR CONSTRAINTS ON GROUND MOTION AND THE ATENUATION OF THE SEISMIC WAVES IN THE PENINSULAR RANGES, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

Abstract accepted for:

M. C. Francisco Suárez Vidal
Director de Tesis

The northern region of Baja California is dissected by a high number of seismically active faults. These structures affect zones such as the Mexicali-Imperial Valley province and the Peninsular Ranges as well. In this region one of the most active fault systems is the Vallecitos-San Miguel fault system. The only earthquake that produced surface rupture was the sequence of San Miguel of February 1956, with a $M_L = 6.8$. The earthquake was generated by the San Miguel fault, in the SE portion of the system, near to the Santa Catarina Indian Reservation. The length of the rupture was 20 km, with total displacement of 1,3 m. The earthquakes were felt in northern Baja California (México) and southern of California (the USA) as well.

The aim of this work is to study the precarious balanced rocks cropping out along the San Miguel fault. The precarious rock methodology proposed by Brune and Whitney (1992), consists on estimating the peak ground acceleration necessary to topple a rock from its pedestal, which constraints the ground motion that could have happened at the site.

The analysis of 32 precarious rocks located near the San Miguel fault and between 1 and 5 km of it, indicated that the San Miguel earthquake produced peak accelerations smaller that the predicted peak accelerations for the attenuation curves of Boore and Joyner (1981) and Boore *et al.,* (1997). This discrepancy could be a result of the overestimation of the ground motions obtained of the attenuation relationships. Our observations also provide important data to estimate seismic hazard in the north of Baja California.

Keywords: Precarious rocks, Strong Motion, San Miguel Fault, México

DEDICATORIA

A mi mami Eulalia,
por su infinita paciencia conmigo, su amor a toda prueba, su incondicional apoyo en todas mis decisiones, sobretodo en las más absurdas.
por una vida dedicada a Diana.

A mi familia: mi papá Argemiro, la abuelita, mis hermanos Lucelena y Alfredo, mis sobrinos Carolina, Valeria, Daniela y Camilo y a Matucha
por todo.

A Norma Lucía y a las ecoaldeanas
por coincidir

AGRADECIMIENTOS

A M. C. Francisco Suárez Vidal por asesorarme, compartir su experiencia conmigo y por su invaluable apoyo en todo el tiempo que estuve en México.

A mis sinodales, Dr. James N. Brune, M.C. José Frez, Dr. Luis Munguía y Dr. Modesto Ortiz por sus comentarios durante el desarrollo de la tesis.

A todos lo que me acompañaron a campo y me ayudaron a encontrar mis rocas: Carlitos ,Edgar, Víctor, Pancho, James, Luís, Tito e Yleana.

A la Organización de Estados Americanos OEA por brindarme los fondos necesarios para realizar mis estudios en México y a LASPAU por facilitar los asuntos administrativos de la beca.

A mis amigos Violeta y Alina, Mónica, Silvia, Víctor y Edgar por aguantarme.

A mis compañeros del CICESE que hicieron más agradable mi estancia en México.

A mis profesores de la División de Ciencias de la Tierra: Dr. Alejandro Nava, Dr. Luis Munguía, M.C. José Frez, M.C. Francisco Suárez, Dr. Raúl Castro, Dr. Luis Delgado, Dr. Bodo Weber, Dr. Víctor Wong, Dr. Carlos Flores, Dr. Antonio Vidal y M.C. Alejandro Hinojosa.

A todo el personal técnico y administrativo de la división de Ciencias de la Tierra y de manera muy especial a Martha E. Barrera.

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE).

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1.
I.1 *Área de estudio*	2
I.2 *Objetivos*	4
I.3 *Geología general*	4
I.4 *Geología estructural de la Sierra Peninsular de Juárez*	5
I.5 *Sismicidad en el sistema de fallas Vallecitos – San Miguel*	7
I.5.1 La secuencia de sismos de febrero de 1956	8
II. METODOLOGÍA	12
II.1 *Definición de roca precaria*	12
II.2 *Balanceo y caída de rocas precarias*	13
II.2.1 Movimiento forzado de balanceo	16
II.3 *Aceleración cuasi-estática de caída*	18
II.3.1 Estimación geométrica directa del ángulo α	18
II.3.2 Estimación por medición de la fuerza cuasi-estática de caída del ángulo α	18
II.4 *Aceleración dinámica de caída*	19
III. DATOS	22
III.1 *Origen de las rocas precarias en la zona de estudio*	22
III.2 *Descripción del trabajo de campo*	22
III.3 *Descripción de las rocas precarias*	26
III.4 *Base de datos de aceleraciones*	29
III.4.1 Aceleraciones del sismo de San Miguel de 1956	29
III.4.2 Aceleraciones con fuente en la vecindad de la falla San Miguel	31
III.4.3 Aceleraciones de otros sismos	33
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	34
IV.1 *La aceleración cuasi-estática (Aqs) de las rocas precarias en la vecindad del segmento sur de la falla San Miguel*	34
IV.2 *La aceleración dinámica (Ad) de las rocas precarias en la vecindad del segmento sur de la falla San Miguel*	37
IV.3 *Relaciones de atenuación de la aceleración*	42
IV.3.1 Relaciones de atenuación de la aceleración del suelo y rocas precarias	45

CONTENIDO (Continuación)

Página

IV.4 *Relaciones de atenuación de la aceleración del suelo y rocas precarias en el sur de la falla San Miguel* 46

IV.5 *Discusión de resultados* 50

V. CONCLUSIONES..... **55**

VI. REFERENCIAS **56**

APENDICES

Fotografías de rocas precarias en el segmento sur de la falla San Miguel (En CD adjunto)

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Localización del sistema de fallas Vallecitos – San Miguel. El sistema esta indicado en rojo. El área de estudio está enmarcada por el cuadrado azul (Suárez-Vidal *et al.*, 991).....	3
2	Geología general de la zona de estudio (Gastil *et al.*, 1975).....	6
3	Localización de la secuencia de sismos de febrero de 1956. La línea roja corresponde a la ruptura sísmica durante el sismo de 1956 (Brune *et al.*, 1979).....	11
4	Roca precaria en la zona de estudio.....	14
5	Un cuerpo rígido descansando sobre su base es libre de rotar alrededor de los puntos O_1 y O_2. R_1 y R_2 miden la distancia del centro de masa (C.M.) a los puntos de rotación. α_i es el ángulo entre R_i y la vertical, θ mide el desplazamiento angular del bloque durante el movimiento. (Modificado de Anooshehpoor *et al.*, 2004).....	17
6	Proceso de formación de rocas precarias.....	24
7	Fuente de rocas precarias en la zona de estudio. La zona en color rosa corresponde al Batolito Peninsular. La zona naranja corresponde a rocas volcánicas y el amarillo a depósitos aluviales de Cuaternario. La falla San Miguel está indicada con color rojo. La búsqueda de rocas se realizó en las regiones marcadas con cuadrados azules. (Gastil *et al.*, 1975).....	25
8	Localización de rocas precarias. Las estrellas rojas indican la localización de las rocas precarias. La estrella azul muestra el epicentro del sismo de febrero de 1956 (Hileman *et al.*, 1973). El triángulo amarillo indica la localización de la estación acelerográfica Héroes de la Independencia (HDI).....	26
9	Ejemplos de rocas precarias localizadas en la región de estudio	28

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
10	Registro acelerográfico del sismo principal de San Miguel, 9 de febrero de 1956 en la Estación El Centro (USA).....	30
11	Sismos con fuente en la falla San Miguel con M > 4.0 y que tienen registro acelerográfico en la estación Héroes de Independencia (HDI). El trazo continuo indica el segmento sur de la falla San Miguel.....	32
12	Distribución de las aceleraciones cuasi-estáticas de las rocas precarias en la región de estudio con respecto a la distancia. a) Distancia más corta a la falla San Miguel. b) Distancia a la localización del evento principal de Febrero de 1956 (Shor y Roberts, 1956).....	36
13	Espectros de aceleración (izquierda) de la componente este - oeste de los acelerogramas (derecha) usados para estimar la aceleración dinámica de las rocas precarias en la región de estudio.....	41
14	Aceleraciones dinámicas calculadas para las rocas precarias en la región de estudio. a) Aceleración dinámica calculada a partir de una componente horizontal de movimiento. b) Aceleración dinámica teórica.....	43
15	Comparación de Aceleraciones dinámicas con las relaciones de atenuación para California. La línea verde corresponde a la relación JB81, la línea azul a BJF97, la línea amarilla a S99 y los puntos negros a las rocas precarias. a) Aceleración dinámica obtenida a partir de una componente horizontal de movimiento. b) Aceleración dinámica teórica.....	48
16	Comparación de Aceleraciones dinámicas contra la relación de atenuación BJF97. La línea continua corresponde al valor medio, las líneas punteadas a la desviación estándar (0.431) y los puntos negros a las rocas precarias. a) Aceleración dinámica obtenida a partir de una componente horizontal de movimiento. b) Aceleración dinámica teórica	49
17	a. Mapa de Intensidad del sismo de San Miguel de 1956. La línea roja indica la isosista VI y la línea azul el límite de área sentida. b. Mapa de Intensidad del sismo de Valle Imperial de 1979. La línea roja indica la isosista VI (Tomado de Castro, 1983).....	54

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Parámetros epicentrales del sismo principal de San Miguel	9
II	Parámetros epicentrales de las réplicas del sismo de San Miguel	9
III	Datos de rocas precarias estudiadas en la región de estudio	27
IV	Estaciones con registro del sismo principal de San Miguel. Tomado de Castro (1983).	29
V	Sismos con fuente en la vecindad de la falla San Miguel y registrados en la estación de Héroes de Independencia. Fuente: RESNOM.	31
VI	Parámetros de acelerogramas usados para estimar la aceleración dinámica de las rocas precarias en la región de estudio.	33
VII	Aceleraciones cuasi-estáticas calculadas para las rocas precarias en la región de estudio.	35
VIII	Aceleraciones dinámicas obtenidas para las rocas en la región de estudio.	39
VIII	(Continuación) Aceleraciones dinámicas obtenidas para las rocas en la región de estudio.	40
IX	Aceleraciones cuasi-estáticas y aceleraciones dinámicas para las rocas precarias en la región de estudio	44

I. INTRODUCCIÓN

El régimen tectónico que actualmente caracteriza a la región norte de Baja California inició hace 12 MA, con la deformación trans-tensional en la frontera entre la Placa Pacífico y la Placa de Norteamérica (Suárez–Vidal *et al.,* 1991). La actividad sismotectónica en esta región se correlaciona con tres grupos de fallas activas, asociadas a este régimen: el primer grupo se localiza a lo largo del Valle Imperial – Mexicali, incluye fallas transcurrentes como Cerro Prieto, Imperial y Laguna Salada. El segundo grupo incluye fallas normales relacionadas con el escarpe principal del Golfo tales como las fallas San Pedro Mártir, San Felipe y Sierra Juárez. El tercer grupo lo componen las fallas de rumbo que cruzan la Sierra Peninsular tales como las fallas Agua Blanca, Tres Hermanos y el Sistema de fallas Vallecitos – San Miguel.

Dentro del tercer grupo de fallas, el sistema Vallecitos - San Miguel, ubicado en la Sierra Peninsular, es una estructura geológica discontinua, formada por diferentes segmentos dispuestos *en-echelon*. Se caracteriza por movimiento de rumbo con desplazamiento lateral - derecho y se orienta N 60° W. Tectónicamente, se caracteriza por una elevada actividad microsísmica pero también ha generado terremotos con magnitudes importantes ($M \geq 6.0$), lo cual induce un alto riesgo sísmico para las ciudades de Tijuana, Tecate, Ensenada (México) y San Diego (USA) (Leeds, 1979).

En febrero de 1956 ocurrió un sismo de 6.8 M_L en la región de San Miguel – Santa Catarina (Figura 1), manifestándose la falla San Miguel a lo largo de una ruptura en la superficie de 20 km (Hileman *et al.*, 1973; Shor y Roberts, 1958; Castro, 1983 y Doser, 1992). Este evento y sus réplicas, es el más importante en los últimos 50 años en la región de las Sierras Peninsulares. Debido a que en ese tiempo no existían estaciones

sismológicas en Baja California, el registro acelerográfico más cercano se obtuvo en la estación El Centro, localizada en el Valle Imperial (USA), aproximadamente a 100 km de la zona epicentral.

Al no contar con información sísmica confiable, especificamente en lo que concierne a valores de aceleración, velocidad y atenuación, pero contando con elementos geológicos como son las rocas precariamente balanceadas (Brune, 1992), las cuales son rocas graníticas del Batolito Peninsular con edades que oscilan entre los 120 – 60 millones de años, mismas que tienen una amplia distribución en la Sierra de Juárez y en la vecindad de la falla San Miguel. Se utilizarán éstas rocas precarias como acelerógrafos para estimar los valores de aceleración necesarios para derribarlas y en función de las mismas, determinar valores de atenuación. Los resultados suministran restricciones al movimiento máximo del suelo que podría haber ocurrido en la falla San Miguel durante los sismos de 1956. Estos resultados aportan datos importantes a los estudios de amenaza sísmica en el norte de Baja California.

I.1 Área de estudio

El sistema de fallas Vallecitos – San Miguel se localiza en la Sierra Peninsular de Juárez en Baja California, al norte de la falla Agua Blanca y se extiende desde el extremo sur de la falla Sierra Juárez, a través de la planicie de El Álamo, hasta cercanías de la ciudad de Tijuana con una orientación de N 60 W. El sistema está conformado de norte a sur por las fallas Vallecitos, Calabazas y San Miguel.

En el presente estudio se analizará el segmento sur de la falla San Miguel, ubicado al sureste del sistema, en la planicie del Álamo, al sureste de la ciudad de Ensenada (Figura 1). Corresponde a un trazo de aproximadamente 20 km de longitud generado por la

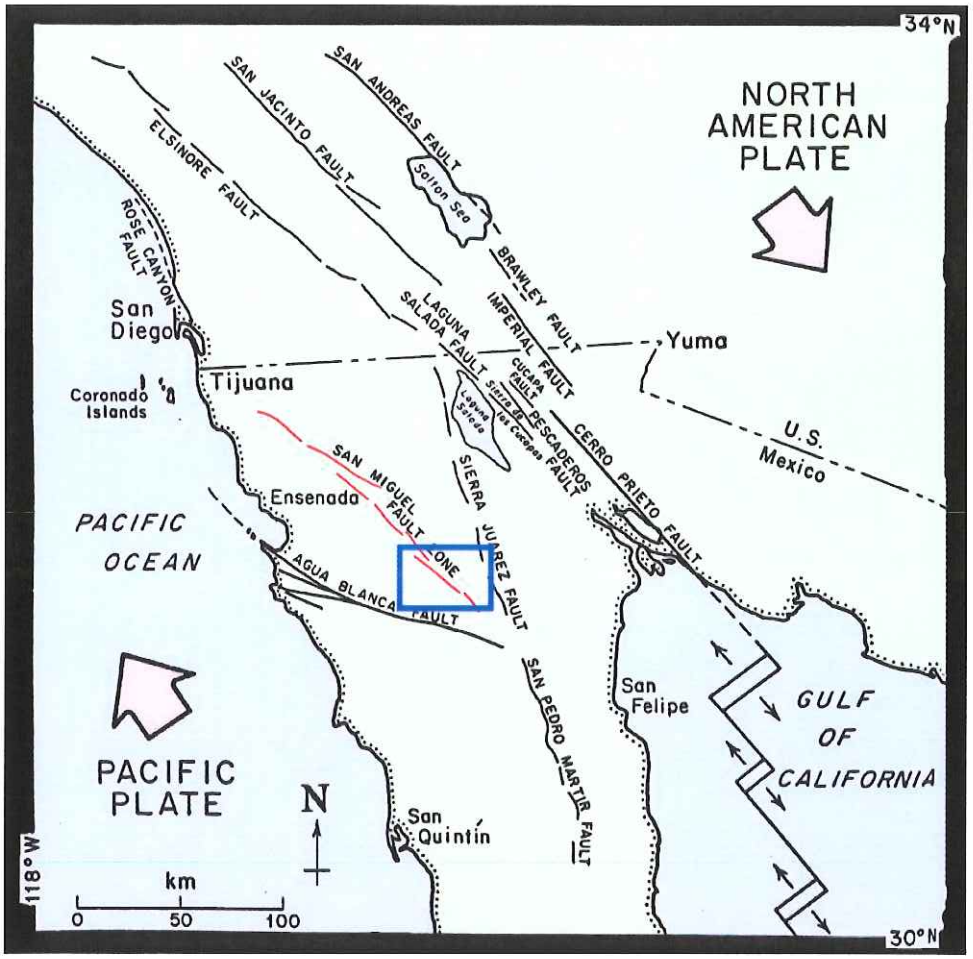


Figura 1. Localización del sistema de fallas Vallecitos – San Miguel. El sistema está indicado en rojo. El área de estudio está enmarcada por el cuadrado azul (Suárez–Vidal *et al.*, 1991).

superficial durante la secuencia de sismos de febrero de 1956. La falla corta terreno granítico del Batolito Peninsular, donde se encontraron afloramientos de rocas precarias, las cuales por sus condiciones, se supone estaban en su posición actual desde antes de ocurrir la secuencia de sismos.

1.2 Objetivos

Los objetivos del presente trabajo son:

- Estudiar los afloramientos de rocas precarias existentes en el segmento sur de la falla San Miguel, para restringir el movimiento del suelo generado por la secuencia de sismos de febrero de 1956.
- Comparar las aceleraciones obtenidas a partir del estudio de rocas precarias con las curvas empíricas de atenuación existentes para el sur de California.

1.3 Geología general

La provincias estructurales que conforman al norte de la península de Baja California las constituyen: la Provincia Extensional del Golfo de California ubicada a lo largo de la costa oriental de la península, el Borde Continental a lo largo de la costa Pacífica y la Cordillera Peninsular en la parte central. Una frontera tectónica importante es la falla Agua Blanca la cual divide a la Cordillera Peninsular y al Borde Continental en dos regiones: al sur de la falla, una región estable tectónicamente y al norte, una región con grandes fallas de rumbo que forman parte del sistema San Andrés (Gastil *et al.,* 1975).

Litólogicamente, las rocas encontradas en la región norte de la península indican dos eventos geológicos principales (Gastil *et al.,* 1975): un evento Mesozoico medio, que involucra metamorfismo regional, levantamientos y erosión, al final del cual, durante el

Cretácico Tardío (~100 Ma), ocurrió el emplazamiento del Batolito Peninsular que originó la Cordillera Peninsular. Un segundo evento Cenozoico medio dio lugar a los procesos de ruptura y formación del Golfo de California.

El Batolito Peninsular (Figura 2) está formado por rocas intrusivas principalmente félsicas, cuya composición varía principalmente de granodiorita a tonalitas, con algunos cuerpos de gabros y dacitas (Gastil *et al.,* 1975). Al oeste de la península, el Batolito penetra en algunos sitios y en otros es contemporáneo a las rocas volcanoclásticas, principalmente tobas y flujos piroclásticos, de edad Cretácico Temprano (100 – 120 Ma), de la Formación Alisitos. También existe una franja de rocas originalmente sedimentarias, que después de sufrir diversos grados de metamorfismo se encuentran ahora como mármoles, pizarras cuarcitas, esquistos y gneiss. Estas rocas pre-batolíticas y batolíticas se encuentran cubiertas por parches de rocas sedimentarias del Cretácico Tardío (65 -100 Ma) y por volcánicas del Paleógeno (26 - 65 Ma) (Gastil *et al.,* 1975).

1.4 Geología estructural de la Sierra Peninsular de Juárez

El norte de Baja California es una región afectada por varias fallas activas que forman parte del sistema de fallas San Andres – Golfo de California (Suárez–Vidal *et al.,* 1991). Dentro del Valle de Mexicali – Imperial se localizan el sistema de fallas Imperial - Cerro Prieto y las fallas Cucapá y Laguna Salada; así como las de San Jacinto, Brawley y Elsinore, las cuales son fallas transcurrentes que se caracterizan por una elevada tasa de sismicidad que incluye sismos con $M_L > 6.0$, como el sismo de Cerro Prieto de 1940 ($M_L = 6.7$), el sismo de Imperial Valley de 1979 ($M_L = 6.6$) y el sismo de Victoria de 1980 ($M_L = 6.1$) (Brune *et al.,* 1979; Doser, 1994 y Frez y González, 1991)

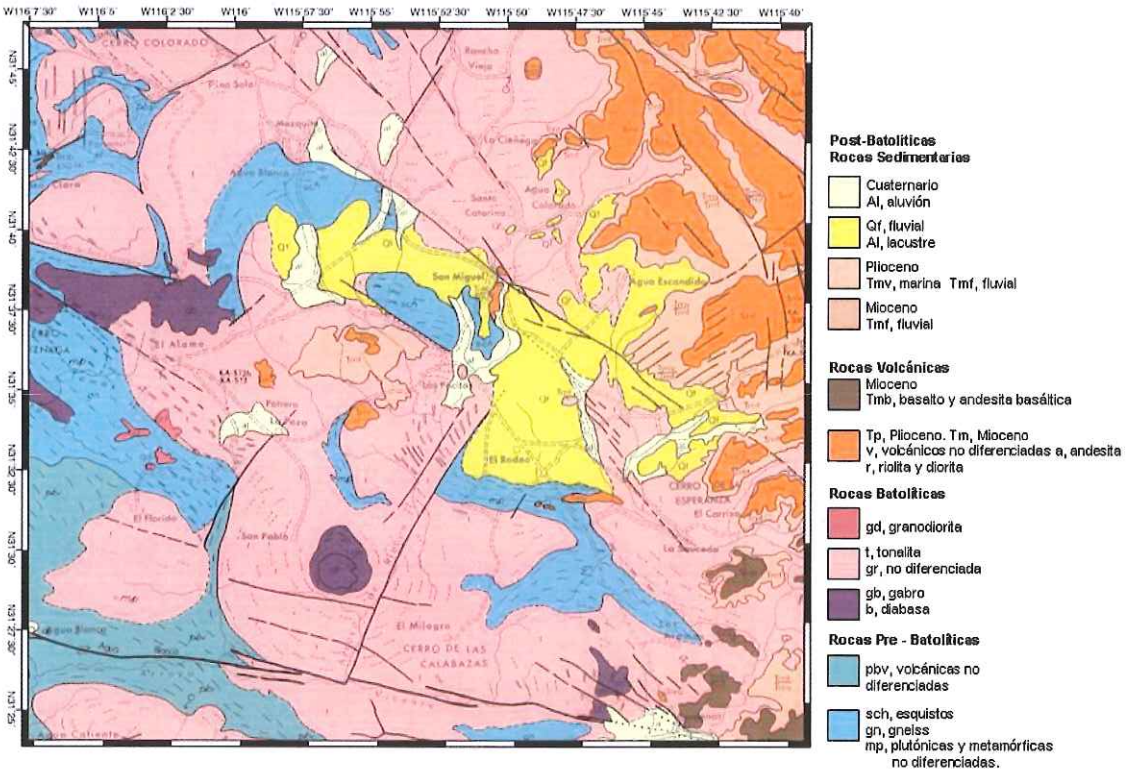


Figura 2. Geología general de la zona de estudio
(Gastil *et al.*, 1975)

En la provincia del Escarpe principal del Golfo se encuentran los sistemas San Pedro Mártir y Sierra Juárez – San Felipe los cuales están formados por fallas normales inclinadas hacia el este, y se extienden longitudinalmente en relación con la Sierra Peninsular (Suárez–Vidal *et al.*, 1991). El sistema Sierra Juárez se caracteriza por una alta tasa de sismicidad (Lomnitz *et al.*, 1970 y Brune *et al.*, 1979). Leeds (1979) localizó 3 eventos con $M_L > 5$ asociados a esta falla.

La Sierra Peninsular es cortada por otro grupo de fallas de rumbo, dentro de las cuales sobresalen la falla Agua Blanca y el sistema de fallas Vallecitos – San Miguel. La falla Agua Blanca es una falla activa de aproximadamente 130 km de longitud que cruza la Península de Baja California en sentido oeste – este, desde la Península de Punta Banda hasta el Valle San Matías. El patrón sísmico de esta falla no se conoce con claridad y asociados a la misma no se han localizado terremotos de gran magnitud (Lomnitz *et al.*, 1970; Brune *et al.*, 1979; Frez y González, 1991 y Suárez–Vidal *et al.*, 1991). El sistema de fallas Vallecitos – San Miguel, conformado por las fallas Vallecitos, Calabazas y San Miguel, comprende una longitud aproximada de 135 km, distribuidos en varios segmentos discontinuos en forma de escalón derecho, presenta movimiento de rumbo lateral – derecho con rumbo N 60° W (Harvey, 1985), tiene una tasa de deslizamiento de 0.55 mm/año (Hirabayashi *et al.*, 1996). En contraste con la falla Agua Blanca, el sistema Vallecitos – San Miguel tiene una elevada tasa de sismicidad (Suárez – Vidal *et al.*, 1991).

1.5 Sismicidad en el sistema de fallas Vallecitos – San Miguel

El sistema de fallas Vallecitos – San Miguel se considera como una de las zonas de mayor actividad sísmica en la región de la Sierra Peninsular. Se caracteriza por su elevada microsismicidad (Reyes *et al.*, 1975; Rebollar y Reichle, 1987; Suárez – Vidal *et al.*, 1991

y Frez *et al.,* 2000), pero también ha generado terremotos con magnitud mayor a 5.5 como son los ocurridos en 1935 (M_L = 6.0), 1949 (M_L = 5.7), 1954 (M_L = 6.0 y 6.3), 1956 (M_L = 6.8, 6.3 y 6.4) y 1963 (M_L = 5.8), lo cual indica que es un sistema de gran importancia sísmica en Baja California (Leeds, 1979; Doser, 1994 y Soares, 2002). Estudios de microsismicidad han concluido que la mayoría de la actividad sísmica se concentra en la parte sur y central del sistema, disminuyendo en ocurrencia y magnitud hacia el norte y que el rango de profundidades varía entre 8 y 20 km (Reyes *et al.*, 1975; Johnson *et al.*, 1976 y Soares, 1981).

1.5.1 La secuencia de sismos de Febrero de 1956

Entre los días 9 y 14 de febrero de 1956, ocurrió una secuencia de terremotos originados en la falla San Miguel que fueron sentidos en gran parte de Baja California Norte (México) y en el Sur de California (USA). El evento principal, del 9 de febrero ocurrió a las 6:31 PST, con una magnitud M_L 6.8 y se localizó al noroeste del segmento sur del sistema Vallecitos – San Miguel (Tabla I) (Hileman *et al.,* 1973 y Shor y Roberts, 1958). La profundidad del evento fue menor a 15 km (González-Ruiz *et al.,* 1987 y Doser, 1992). Generó una ruptura superficial de 20 km, con desplazamiento máximo de 80 cm en horizontal y 90 cm en vertical, tuvo principalmente movimiento lateral – derecho y orientación preferencial N 60 W (Shor y Roberts, 1958 y Doser, 1992).

El 14 de febrero a las 10:33 y 17:20 PST ocurrieron dos réplicas importantes, con magnitudes 6.3 M_L y 6.4 M_L respectivamente, localizadas al sureste de la falla San Miguel (Tabla II), lo cual sugiere que la dirección de ruptura fue noroeste a sureste (Shor y Roberts, 1958).

Tabla I. Parámetros epicentrales del sismo principal de San Miguel

Latitud N	Longitud W	Prof.	Mag	Fuente
31° - 45'	115° – 55'		6.8 M_L	Shor y Roberts (1958)
31° – 36'	116° - 00'		6.8 M_L	Richter (1956)
		14		González – Ruiz *et al.*, (1987)
31° – 45'	115° – 55'		6.8 M_L	Hileman *et al.*, (1973)
31° – 49.2'	115° – 55.80'	12 ± 2		Doser (1992)
31° – 42.30'	116° – 3.54'	15		Engdahl *et al.*, (1998)
31° – 54'	115° – 48'			ISS (1957)

Tabla II. Parámetros epicentrales de las réplicas del sismo de San Miguel

14 de febrero de 1956 – 10:33:34 PST				
Latitud N	**Longitud W**	**Prof**	**Mag**	**Fuente**
31° -30'	115° – 30'		6.3 M_L	Shor y Roberts (1958)
31° – 30'	115° – 30'		6.3 M_L	Hileman *et al.*, (1973)
31° – 30'	115° – 39'			Doser (1992)
14 de febrero de 1956 – 17:20:38 PST				
31° -30'	115° – 30'		6.4 M_L	Shor y Roberts (1958)
31° – 30'	115° – 30'			Hileman *et al.*, (1973)
31° – 31.8'	115° – 32.4'			Doser (1992)

Para el evento principal se obtuvieron varias estimaciones del momento sísmico, las cuales varían de 7.0 x 10^{25} dyna-cm (Thatcher y Hanks, 1973) a 12 x 10^{25} dyna-cm (Doser, 1992). Para las réplicas el momento sísmico calculado fue de 2.0 x 10^{25} dyna-cm (Thatcher y Hanks, 1973). González-Ruiz y colaboradores (1987) sugieren que el evento principal tuvo una alta caída de esfuerzos, conformada por cinco rupturas con una duración menor a 2 seg cada una. Thatcher (1972) estimó una caída de esfuerzo promedio de 14 bares.

La secuencia de temblores fue sentida en el norte de Baja California (México) y en el sur de California (USA). Los daños en la región fueron severos, especialmente en la comunidad de San Miguel ubicada cerca de la falla, donde viviendas de adobe y de concreto pobremente construidas fueron dañadas y otras destruídas (Shor y Roberts, 1958). En San Diego, California, a 160 km de la zona epicentral, la máxima intensidad calculada en la escala de Mercalli Modificada fue de VI (Castro, 1983).

Al tiempo de la ocurrencia de estos sismos, no existían estaciones acelerográficas cercanas a la falla que registrarán las aceleraciones producidas. La estación más cerca está localizada en El Centro (California), aproximadamente a 121 km de la zona epicentral, en la cual se registraron aceleraciones máximas de 13.9 cm/seg^2 en la componente vertical y 32.6 y 50.6 cm/seg^2 en las componentes horizontales. Por otro lado, un estación ubicada en San Diego (California) registró una aceleración máxima de 20.18 cm/seg^2 (Castro, 1983).

Según Castro (1983), el evento principal de febrero de 1956 (M_L = 6.8) produjo aceleraciones dos veces más altas que las producidas por el sismo de Mexicali en 1979 (M_L = 6.6) a distancias comparables. El área de intensidad VI para el sismo de San Miguel

1956 fue 30 veces más extensa que para el sismo del valle de Mexicali en 1979 (Vidal, 2000).

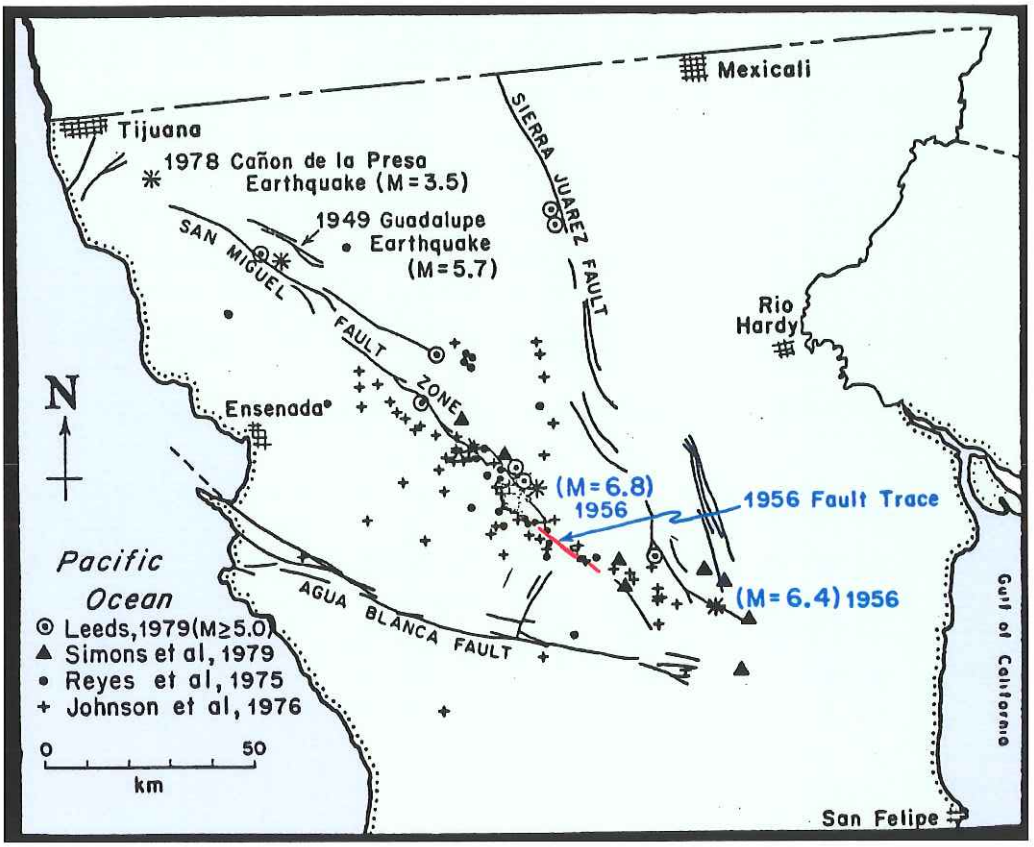


Figura 3. Localización de la secuencia de sismos de febrero de 1956. La línea roja corresponde a la ruptura sísmica durante el sismo de 1956 (Brune *et al.*, 1979).

II. METODOLOGÍA

Las rocas precariamente balanceadas son rocas graníticas intemperizadas y erosionadas que actúan como sismocopios de baja resolución y que han estado en su posición actual por cientos de años. Su estudio permite obtener información sobre los movimientos fuertes que han ocurrido en la región donde se encuentran, aportando valiosa información para determinar el peligro geológico y el riesgo sísmico de una región.

La metodología para usar a las rocas precarias como sismoscopios fue propuesta por Brune y Whitney (1992), y desarrollada posteriormente por Shi y colaboradores en 1996. Fue calibrada con: estudios de rocas durante los temblores de Héctor Mine en 1999 (Brune, 2002) y de Izmit, Turquía y Chi-Chi, Taiwán en 1999 (Ni *et al.,* 2000 y Anderson *et al.*, 2000a); movimientos fuertes causados por explosiones nucleares en Nevada (Brune *et al.,* 2003); experimentos en mesas de vibración controlada (Anooshehpoor y Brune, 2002) y finalmente por estudios en la falla San Andrés en el desierto Mojave en California (Brune, 1996 y Brune, 1999).

Estudios recientes de rocas precarias han sido realizados en Suiza en la región epicentral del sismo de Basle, 1356 A.C. (Schurch y Becker, 2005) y en Nueva Zelanda (Stirling y Anooshehpoor, 2006), los cuales han obtenido resultados importantes para la amenaza sísmica en estas regiones.

II.1 Definición de roca precaria

Una roca precaria es una roca que descansa sobre otra en equilibrio precario (Figura 4) y que podría ser derribada por una fuerza horizontal equivalente a una aceleración de alrededor de 0.2 – 0.3g (Bell *et al.,* 1998). Originalmente, Brune (1996)

propuso una división de las rocas precarias de acuerdo con la aceleración necesaria para derribarlas: semiprecarias para aceleraciones entre 0.3 – 0.5g y precarias para aceleraciones entre 0.1 – 0.3g. Se supone que una roca precaria sólo experimenta balanceo durante un terremoto (Anooshehpoor *et al.,* 2004).

II.2 Balanceo y caída de rocas precarias

El estudio de la respuesta de balanceo de un bloque rígido sujeto a excitaciones en su base ha sido investigado por numerosos autores. Muto *et al.*, (1960) estudiaron las condiciones de caída para un bloque rígido sobre una base de madera y goma dura; Priestley *et al.,* (1983) estudiaron la respuesta sísmica de estructuras libres de rotar sobre sus cimientos. Aslam *et al.,* (1980); Yim *et al.,* (1980) e Ishiyama (1982) realizaron estudios acerca de la respuesta de balanceo de un cuerpo rígido sujeto a aceleraciones horizontales y verticales producidas por un terremoto. El estudio de rocas precarias fue motivado por el descubrimiento que éstas podrían, similarmente a otras estructuras, proveer información sobre la mínima aceleración del suelo necesaria para derribarlas, y así restringir la aceleración del suelo que habría ocurrido en la región donde éstas se encuentran (Brune y Whitney, 1992; Brune, 1994 y 1996).

Para estimar la respuesta de balanceo se usa el método desarrollado por Shi y colaboradores (1996), el cual se apoya en la aproximación de Housner (1963). Housner (1963) estudió la respuesta de balanceo de un cuerpo rígido que experimenta excitaciones sinusoidales en su base.

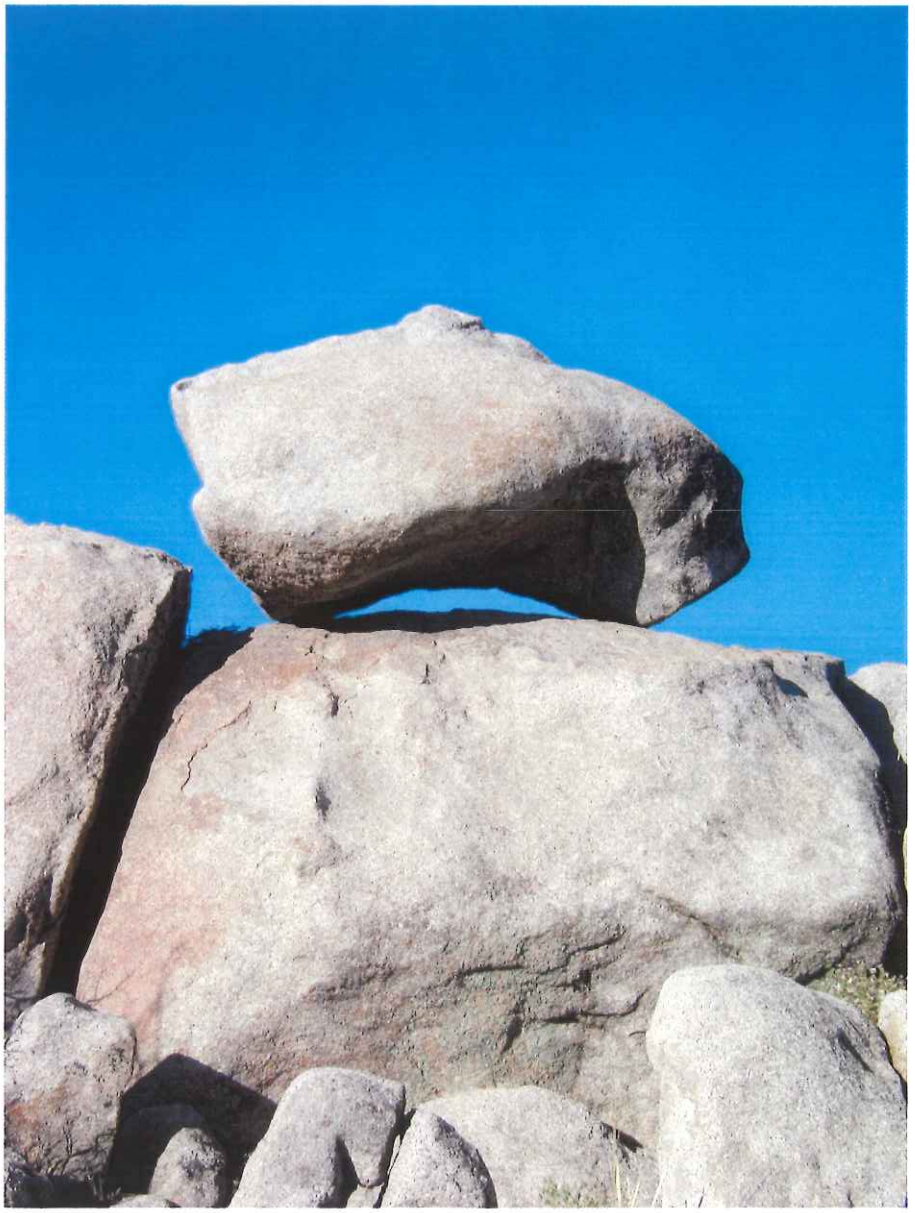


Figura 4. Roca precaria en la zona de estudio.

Considerando un cuerpo rígido asimétrico descansando sobre un pedestal (Figura 5), el cuerpo es libre de rotar alrededor de al menos dos ejes O_i (i = 1,2). Los parámetros del cuerpo son m que es la masa del cuerpo, R_i es la distancia entre el centro de masa (CM) y los puntos de rotación, α_i es el ángulo entre la vertical que pasa por el CM y R_i y β es el ángulo de inclinación de la base. Cuando el bloque empieza a rotar, θ mide el desplazamiento angular respecto a la vertical.

Housner (1963) desarrolló una expresión analítica que relaciona el periodo de balanceo con la amplitud para el movimiento de libre. La ecuación de movimiento de un cuerpo rígido que se balancea alrededor de O_i debido a una aceleración en su base es:

$$I_i \ddot{\theta} + mgR_i sen(\alpha_i - \theta) - mR_i A_y(t) sen(\alpha_i - \theta) = -mR_i A_x(t)\cos(\alpha_i - \theta) \quad (1)$$

Donde I_i es el momento de inercia alrededor de O_i, $A_x(t)$, la aceleración horizontal en la base, $A_y(t)$, la aceleración vertical en la base y g, la aceleración debida a la gravedad. El bloque no iniciará el balanceo hasta que la aceleración horizontal exceda la fuerza de restitución del cuerpo, es decir:

$$A_x(t) > \tan(\alpha_i)\left[g + A_y(t)\right] \quad (2)$$

El cuerpo se balanceará sin deslizamiento mientras que

$$A_x(t) \leq \frac{\mu_s - \tan\beta}{1 - \mu_s \tan\beta}\left[g + A_y(t)\right] \quad (3)$$

Donde μ_s es el coeficiente de fricción. Teniendo en cuenta que durante el balanceo del cuerpo ocurre una disipación de energía debido al impacto entre éste y su base, Housner (1963) supuso un impacto perfectamente inelástico, es decir, sin rebote durante el

cambio de un punto de rotación a otro. También supuso que no habría deslizamiento del cuerpo sobre su base (Housner, 1963; Shi *et al.,* 1996 y Anooshehpoor *et al.*, 2004).

II.2.1 Movimiento forzado de balanceo

La amplitud de un único pulso de aceleración del suelo suficiente para derribar un bloque es:

$$A_x = g\alpha\sqrt{1+\gamma^2\left(\frac{\varpi}{p}\right)^2} \tag{4}$$

Donde ω es la frecuencia del movimiento del suelo y

$$\gamma = \frac{\cos\varphi}{\cos\varphi + e^{\left[-\left(\frac{p}{\varpi}\right)(\pi-\varphi)\right]}} \tag{5}$$

$$p = \sqrt{\frac{mgR}{I}} \tag{6}$$

$$\varphi = sen^{-1}\left(\frac{\alpha g}{A_x}\right) \tag{7}$$

La ecuación 4 es conocida como la Ecuación Modificada de Housner, y satisface la mínima condición de caída de un cuerpo, que requiere que la velocidad angular sea cero ($\dot{\theta} = 0$) y además que $\theta = \alpha$ (Housner, 1963; Shi *et al.,* 1996 y Anooshehpoor *et al.,* 2004).

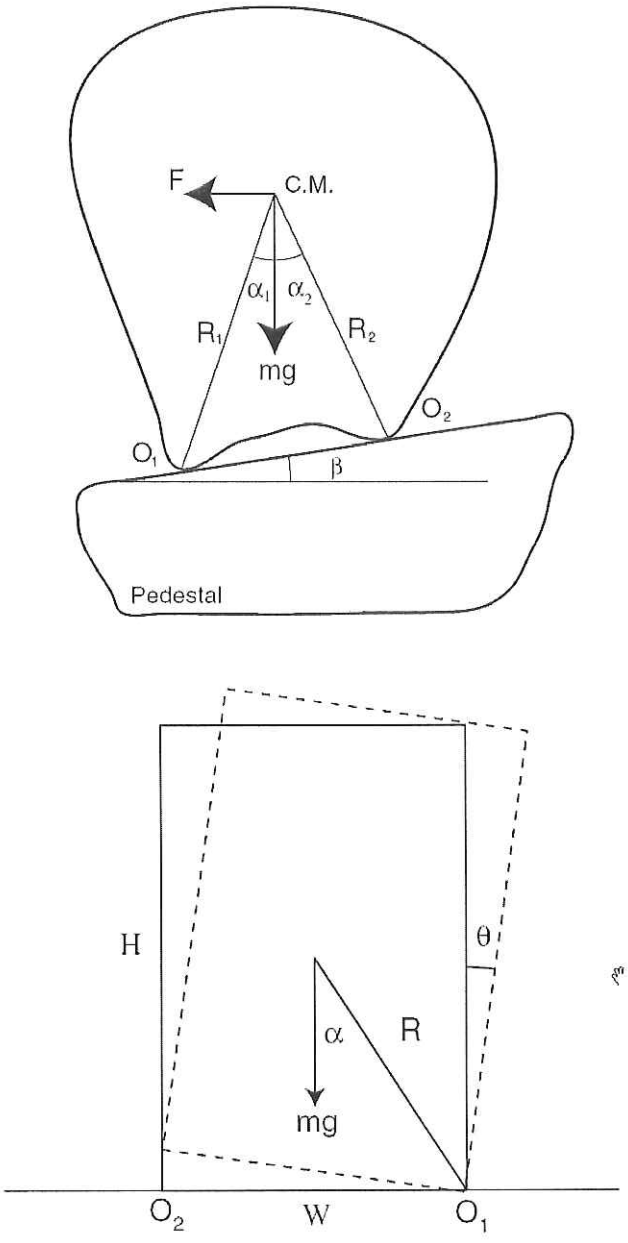


Figura 5. Un cuerpo rígido descansando sobre su base es libre de rotar alrededor de los puntos O_1 y O_2. R_1 y R_2 miden la distancia del centro de masa (C.M.) a los puntos de rotación. α_i es el ángulo entre R_i y la vertical, θ mide el desplazamiento angular del bloque durante el movimiento. (Anooshehpoor *et al.*, 2004).

II.3 Aceleración cuasi-estática de caída

La respuesta de balanceo de un cuerpo rígido presenta tres etapas: no balanceo, balanceo y caída. La aceleración cuasi-estática de caída **(αg)** separa las etapas de no balanceo y balanceo, y se calcula mediante la tangente de **α** multiplicada por la aceleración de la gravedad, *g* (Wiechert, 1994 y Shi *et al.,* 1996).

Por lo tanto, uno de las parámetros más importantes a estimar es el ángulo α, el cual puede ser obtenido por medición geométrica directa o por medición de la fuerza cuasi-estática de caída.

II.3.1 Estimación geométrica directa del ángulo α

El ángulo **α** se mide de las fotografías tomadas a la roca. En campo, se toma una fotografía del lado de la roca perpendicular a la dirección más probable de caída de la misma, para poder observar el plano sobre el cual ocurre el balanceo. Al tomar la foto se coloca una plomada para marcar la proyección vertical del plano que pasa por el centro de masa de la roca. En el laboratorio se dibuja una línea que una los puntos de balanceo con el centro de masa (R) y se mide el ángulo entre esta línea y la vertical (Anooshehpoor, 2001a y Anooshehpoor *et al.,* 2004).

II.3.2. Estimación por medición de la fuerza cuasi-estática de caída del ángulo α

La aceleración cuasi-estática esta dada por

$$g\alpha = \frac{F}{m} \tag{8}$$

Donde F es la fuerza cuasi-estática de caída y se mide aplicando una fuerza horizontal a lo largo de una línea que pasa por el centro de masa de la roca y en la dirección más probable de caída. La fuerza se incrementa en magnitud hasta un valor

máximo justo antes de que la roca empiece a balancearse. La masa de la roca se calcula midiendo la densidad y el volumen de la roca (Anooshehpoor *et al.,* 2004).

Se estimó que el error en el cálculo de la aceleración cuasi-estática de caída, usando el método de medición geométrica directa es de aproximadamente el 10%, respecto a los resultados obtenidos usando el método de medición de la fuerza cuasi-estática (Anooshehpoor *et al.,* 2004).

II.4 Aceleración dinámica de caída

La aceleración dinámica de caída se considera como la aceleración que separa las etapas de balanceo y de caída de una roca. La ecuación 4 muestra la mínima amplitud de un pulso de aceleración horizontal suficiente para derribar un cuerpo rígido. Un único pulso de aceleración con amplitud menor que la requerida pero mayor que αg, podría iniciar el balanceo de la roca pero no tirarla, sin embargo, una secuencia de pequeños pulsos de aceleración que varían en frecuencia y polaridad, si podrían. Una vez que la roca empieza a balancearse por un pulso de aceleración, la llegada del siguiente pulso puede aumentar o reducir el balanceo de ella (Shi *et al.,* 1996).

Los autores referidos, propusieron un algoritmo que usa la geometría de una roca, definida por R_i, β y α_i, para calcular su respuesta de balanceo en 2D debida a una aceleración horizontal en su base. La respuesta de balanceo obtenida satisface la ecuación 2. Para encontrar la respuesta de balanceo, se representa la ecuación de movimiento del cuerpo rígido (Ecuación 1), como un sistema no lineal de ecuaciones de primer orden:

$$\begin{aligned} \dot{\theta} &= \dot{\phi} \equiv \quad g(\phi) \\ \dot{\phi} &= f(t,\theta) \\ f(t,\theta) &= \frac{-R_i m}{I_i}\left\{\left[g + A_y(t)\right] sen(\alpha_i - \theta) - A_x(t)\cos(\alpha_i - \theta)\right\} \end{aligned} \tag{9}$$

El sistema de ecuaciones se resuelve numéricamente usando un algoritmo de diferencias finitas de Runge-Kutta de cuarto orden, el cual satisface la condición de un impacto perfectamente inelástico definida por Housner (1963); es decir, que el momento angular antes y después del impacto alrededor de un punto de rotación se conserve. Para obtener lo anterior se utiliza el coeficiente de restitución e, el cual se define como la razón entre las velocidades angulares antes ($\dot{\theta}_1$) y después ($\dot{\theta}_2$) del impacto (Housner, 1963; Shi *et al.*, 1996 y Anooshehpoor *et al.*, 2004).

$$e = \frac{\dot{\theta}_2}{\dot{\theta}_1} \tag{10}$$

El coeficiente de restitución depende de la forma del cuerpo (Housner, 1963). Mediante la condición de borde $e\,\dot{\theta}_1 = \dot{\theta}_2$, se resuelve el sistema de ecuaciones (Ecuación 9), calculando el momento de inercia de la distribución de masa de la roca, definida por los parámetros α y R (Shi *et al.*, 1996).

Un análisis estadístico de la respuesta de balanceo de una roca precaria sujeta a un conjunto de aceleraciones horizontales con varias formas y duraciones, provee una razonable constricción para la aceleración máxima que ha ocurrido en un sitio (Anooshehpoor *et al.*, 2004).

Estudios experimentales realizados en mesa de vibración controlada han mostrado

que la aceleración dinámica es ~30% más alta que la aceleración cuasi-estática (Anooshehpoor *et al.,* 2004), y que el balanceo del cuerpo no iniciará a menos que la aceleración del suelo exceda la aceleración cuasi-estática (Anooshehpoor y Brune, 2002).

II. DATOS

II.1 Origen de rocas precarias en la zona de estudio

Las rocas precarias existentes en la zona de estudio se originan debido al intemperismo esferoidal que es típico de las rocas graníticas del Batolito Peninsular. Éste proceso ocurre en tres etapas (Figura 6): 1.- Las rocas normalmente se encuentran en el subsuelo somero con discontinuidades y fracturas que facilitan la penetración de agua. 2.- En la roca se genera ruptura a lo largo de las fracturas, favoreciendo la aparición de fragmentos de roca individuales y 3.- El continúo intemperismo y la erosión del granito meteorizado dan lugar a un relieve degradado con grupos de rocas ubicados de forma dispersa. La meteorización de rocas graníticas depende de varios factores ambientales tales como humedad y temperatura y factores relacionados con la roca misma, como son la textura y composición (Kenneth, 1994 y Bell *et al.,* 1998).

Aunado a lo anterior, las rocas graníticas desarrollan una capa de material oscuro sobre su superficie, el cual se conoce como barniz de roca. La formación de barniz depende de las condiciones climáticas de la región, y se utiliza para fechar mediante método isotópico y así determinar el tiempo que lleva la roca en su posición (Bell *et al.,* 1998).

II.2 Descripción del trabajo de campo

De acuerdo con la geología de la Sierra de Juárez con gran abundancia de rocas ígneas intrusivas (tipo granodioritas y tonalita), es posible encontrar rocas precarias en las zonas donde la falla San Miguel se manifiesta y corta al Batolito Peninsular. Aprovechando estas condiciones litológicas, se realizaron campañas de campo buscando

afloramiento de rocas graníticas en la zona norte y sur de la falla San Miguel. En la zona central la falla corta depósitos aluviales del Cuaternario por lo que las rocas precarias no afloran en esa región (Figura 7).

Cuando se identifica un afloramiento de rocas graníticas, y con el objetivo de determinar si estas se pueden considerar como rocas precarias, se aplican los siguientes criterios:

- Que la roca esté completamente expuesta y no tenga punto de apoyo con rocas vecinas.
- Que el contacto con el pedestal demuestre que la roca está completamente separada del mismo.
- Que la dimensión de la base sea más pequeña comparada con su alto.
- Que se encuentra alejada de rutas muy transitadas.
- Que se ubique dentro de un afloramiento de rocas y no como una roca aislada (Brune, 1996 y Schürch y Becker, 2005).

Al identificar la roca se procede a: determinar su posición (coordenadas) con GPS; seleccionar la dirección más probable de la caída, en caso de que sea afectada por aceleración del terreno; tomar una fotografía perpendicular a ésta dirección; determinar los puntos de apoyo; medir con una brújula el azimut de caída y la inclinación del pedestal; medir con una cinta métrica la distancia entre el centro de masa y los puntos de apoyo y, tomar fotografías adicionales de detalles de la roca (Anooshehpoor, 2001a y Anooshehpoor *et al.,* 2004). Esta información se registra en una bitácora de campo donde además se especifica el número de cada fotografía tomada por roca.

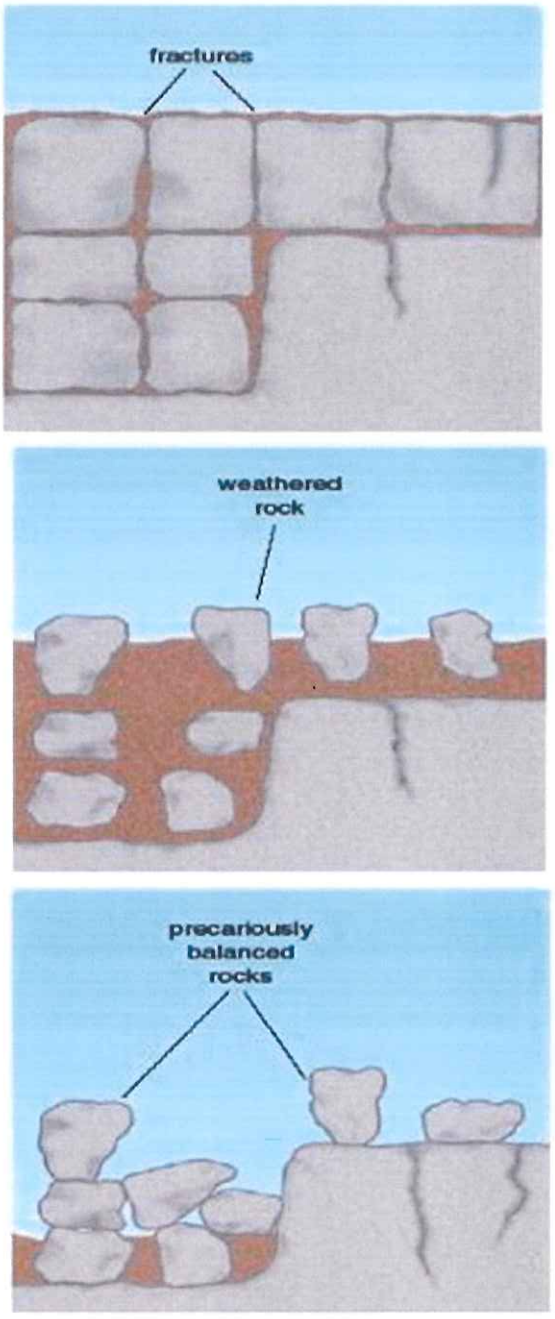


Figura 6. Proceso de formación de rocas precarias.

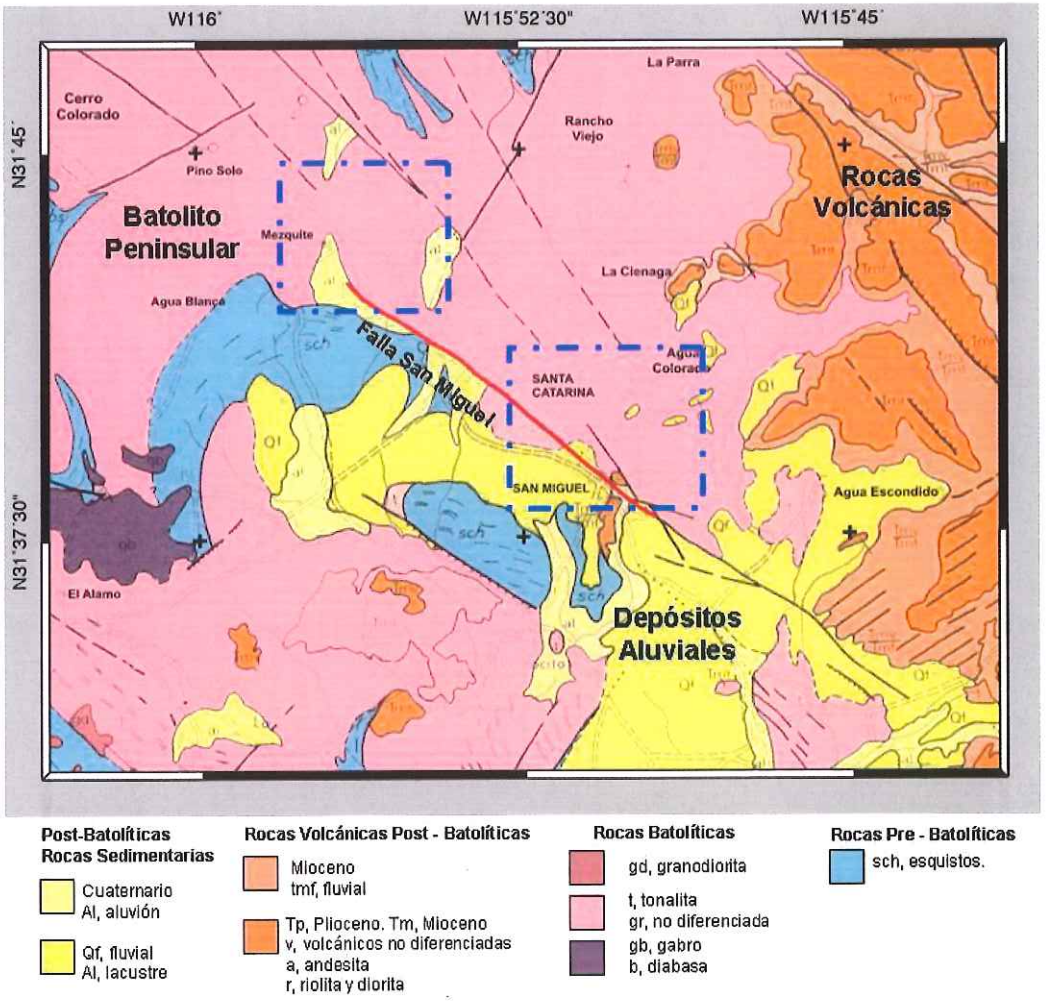


Figura 7. Fuente de rocas precarias en la zona de estudio. La zona en color rosa corresponde al Batolito Peninsular. La zona naranja corresponde a rocas volcánicas y el amarillo a depósitos aluviales de Cuaternario. La falla San Miguel está indicada con color rojo. La búsqueda de rocas se realizó en las regiones marcadas con cuadrados azules. (Gastil *et al.,* 1975).

II.2 Descripción de las rocas precarias

Se identificaron 32 rocas precarias en la zona de estudio. Las rocas se localizan desde muy cercanas a la falla (30 metros) hasta una distancia máxima de 5 km de la falla San Miguel (Figura 8); sus parámetros se muestran en la Tabla III. Algunos ejemplos de rocas precarias en la región de estudio se muestran en la Figura 9.

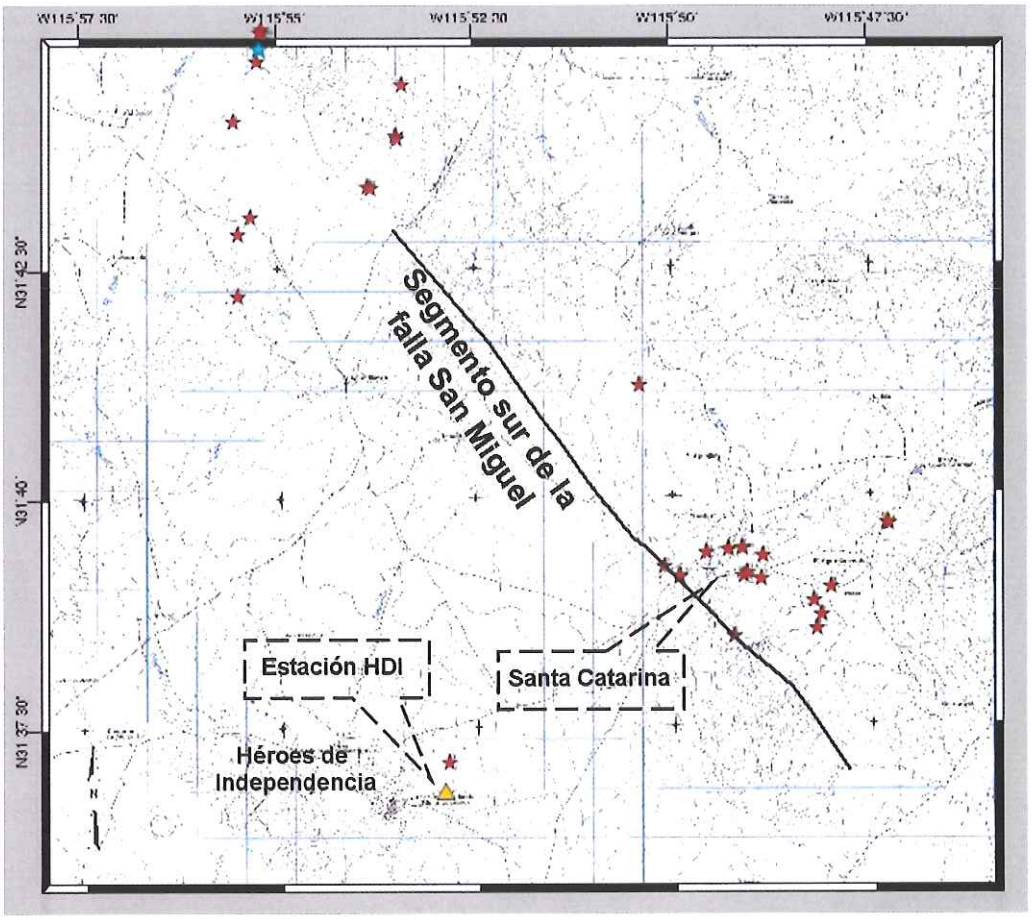


Figura 8. Localización de rocas precarias. Las estrellas rojas indican la localización de las rocas precarias. La estrella azul muestra el epicentro del sismo de febrero de 1956 (Hileman *et al.*, 1973). El triángulo amarillo indica la localización de la estación acelerográfica Héroes de la Independencia (HDI).

Tabla III. Datos de rocas precarias estudiadas en la región de estudio.

Roca	Lat N	Lon W	R_1 [1] (cm)	R_2 [1] (cm)	α_1 [2] (°)	α_2 [2] (°)	Az [3] (N°)	β [4] (°)	Dis1 [5] (m)	Dis2 [6] (m)
R001	31.747	115.920	32	36	19	21	90	9	4346	250.42
R003	31.736	115.925	120	128	28	14	26	16	3850	1596.3
R007	31.716	115.924	136	122	21	14	233	10	3165	3778.5
R011	31.705	115.924	51	48	34	13	244	10	3410	5000.1
R016	31.743	115.889	24	23	25	18	76	4	3007	3347.0
R027	31.733	115.891	130	111	18	22	80	9	1914	3681.8
R029	31.733	115.890	49	52	18	17	65	9	1851	3753.1
R034	31.724	115.897	64	62	22	19	351	2	982	3795.3
R035	31.724	115.896	28	25	18	23	343	9	962	3841.0
R041	31.719	115.922	98	113	24	44	321	17	2849	3392.8
R105	31.651	115.799	37	32	34	19	108	18	2090	17251.4
R109	31.648	115.803	80	85	27	21	75	0	1613	17113.5
R111	31.657	115.814	138	135	13	16	177	6	1561	15629.6
R112	31.653	115.814	75	62	18	26	175	4	1216	15900.5
R119	31.653	115.818	121	105	39	14	123	26	1017	15562.7
R123	31.654	115.817	93	105	21	19	205	13	1084	15565.1
R127	31.653	115.831	59	55	21	33	290	11	93	14534.0
R128	31.653	115.831	62	58	26	32	230	14	108	15502.0
R134	31.657	115.825	64	75	21	40	290	4	805	14623.2
R137	31.658	115.821	205	225	18	19	165	5	1169	14939.3
R138	31.658	115.818	66	76	22	19	180	9	1375	15146.4
R139	31.658	115.818	59	61	18	24	190	9	1375	15146.4
R145	31.655	115.834	61	56	24	22	250	12	38	14115.1
R228	31.733	115.919	40	42	20	24	275	5	4811	398.52
R229	31.752	115.919	53	70	10	23	295	4	4795	324.95
R303	31.620	115.880	52	42	48	21	170	75	5812	15039.9
R304	31.644	115.803	140	140	12	34	60	10	1248	17516.8
R305	31.646	115.801	84	106	28	63	40	16	1526	17439.2
R401	31.663	115.787	62	75	11	22	245	0	3798	17551.4
R403	31.663	115.787	43	42	38	23	60	21	3785	17576.0
R310	31.642	115.820	110	111	13	10	246	7	31	16242.5
R316	31.688	115.839	62	66	21	20	231	13	2033	11225.1

1. Distancia del centro de masa al punto de rotación de la roca en cm.
2. Angulo entre la vertical que pasa por el centro de masa y la línea que une el centro de masa con el punto de rotación de la roca.
3. Azimut de la dirección más probable de caída.
4. Inclinación de la base.
5. Distancia más corta entre la roca y la falla San Miguel en metros.
6. Distancia entre la roca y el epicentro principal del sismo de San Miguel de 1956 (Shor y Roberts, 1956) en metros.

Figura 9. Ejemplos de rocas precarias localizadas en la región de estudio

II.4 Base de datos de aceleraciones

Para efecto de estimar la aceleración dinámica de cada roca se utilizaron varios registros acelerográficos de eventos ocurridos tanto en la vecindad de la falla San Miguel como en otras fallas de características similares ubicadas en California (USA). Estos registros fueron procesados en Seismic Analysis Code (SAC) y sus características se resumen a continuación.

III.4.1 Aceleraciones del sismo de San Miguel de 1956

Las estaciones más cercanas al epicentro del sismo de San Miguel son las estaciones El Centro y San Diego, ubicadas en Estados Unidos, y cuya información se resume en la Tabla IV. En la base de datos del Consortium of Organizations for Strong Motion Observation Systems (COSMOS) y del Pacific Earthquake Engineering Research Center (PEER) se encuentra disponible el registro acelerográfico de la estación El Centro (Figura 10), el cual tiene una duración de 35 segundos.

Tabla IV. Estaciones con registro del sismo principal de San Miguel. Tomado de Castro (1983).

Estación	Latitud N	Longitud W	Distancia (km)	PGA (g)
El Centro	32.80	115.55	121.28	0.0510
San Diego	32.71	117.16	162.20	0.0206

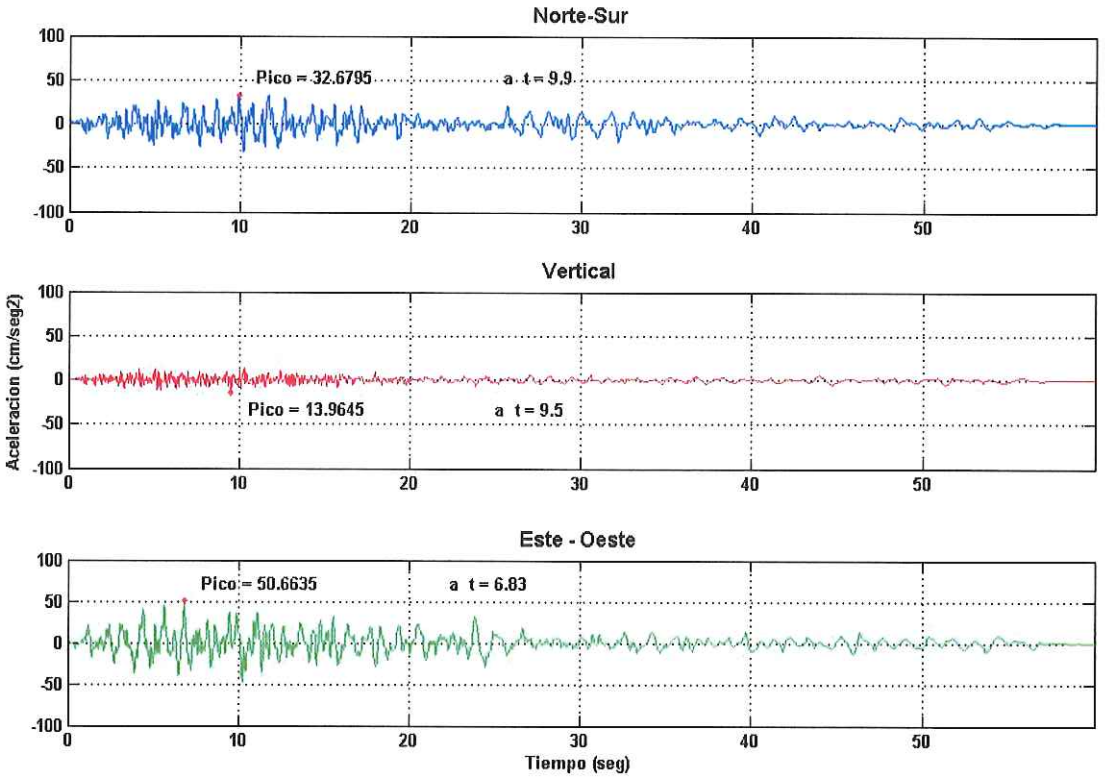


Figura 10. Registro acelerográfico del sismo principal de San Miguel, 9 de febrero de 1956 en la estación El Centro (USA).

III.4.2 Aceleraciones con fuente en la vecindad de la falla San Miguel

En el norte de Baja California opera la Red de Acelerografos del Noreste de México (RANM), la cual tiene 25 estaciones acelerográficas distribuidas en toda la región. Dentro de ésta red, la estación más cercana a la falla San Miguel es la estación de Héroes de la Independencia (HDI), la cual se instaló en 1993 sobre roca granítica. Se localiza a 6 km de la falla San Miguel, al sur de la misma, en el poblado de Héroes de la Independencia.

Para este trabajo, se realizó una búsqueda de sismos con fuente en la falla San Miguel ó muy próximos a ella, registrados en la estación de Héroes de la Independencia y con magnitud mayor a 4.0. Se seleccionaron 4 sismos (Figura 11) cuyas aceleraciones máximas se detallan en la Tabla V.

Tabla V. Sismos con fuente en la vecindad de la falla San Miguel y registrados en la estación de Héroes de Independencia. Fuente: RESNOM.

Fecha	Lat N	Lon W	Prof (km)	Mag (M_L)	Av[1]	PGA[2] NS	PGA[2] EW	Dist.[3] (km)	Long.[4] (seg)
19940323	31.80	116.12	22.5	4.8	0.03	0.03	0.04	22.8	17
19940407	31.67	115.92	5.14	4.3	0.02	0.05	0.05	5.0	10
20050202	31.92	116.15	5.5	4.1	0.002	0.003	0.004	24.1	16
20050215	31.65	115.89	6.0	4.4	0.02	0.04	0.05	4.5	6

[1]. Aceleración máxima vertical en cm/seg2

[2]. Aceleración máxima horizontal en cm/seg2

[3]. Distancia del epicentro a la estación Héroes de Independencia

[4]. Longitud del registro usada en la estimación de Ad en segundos.

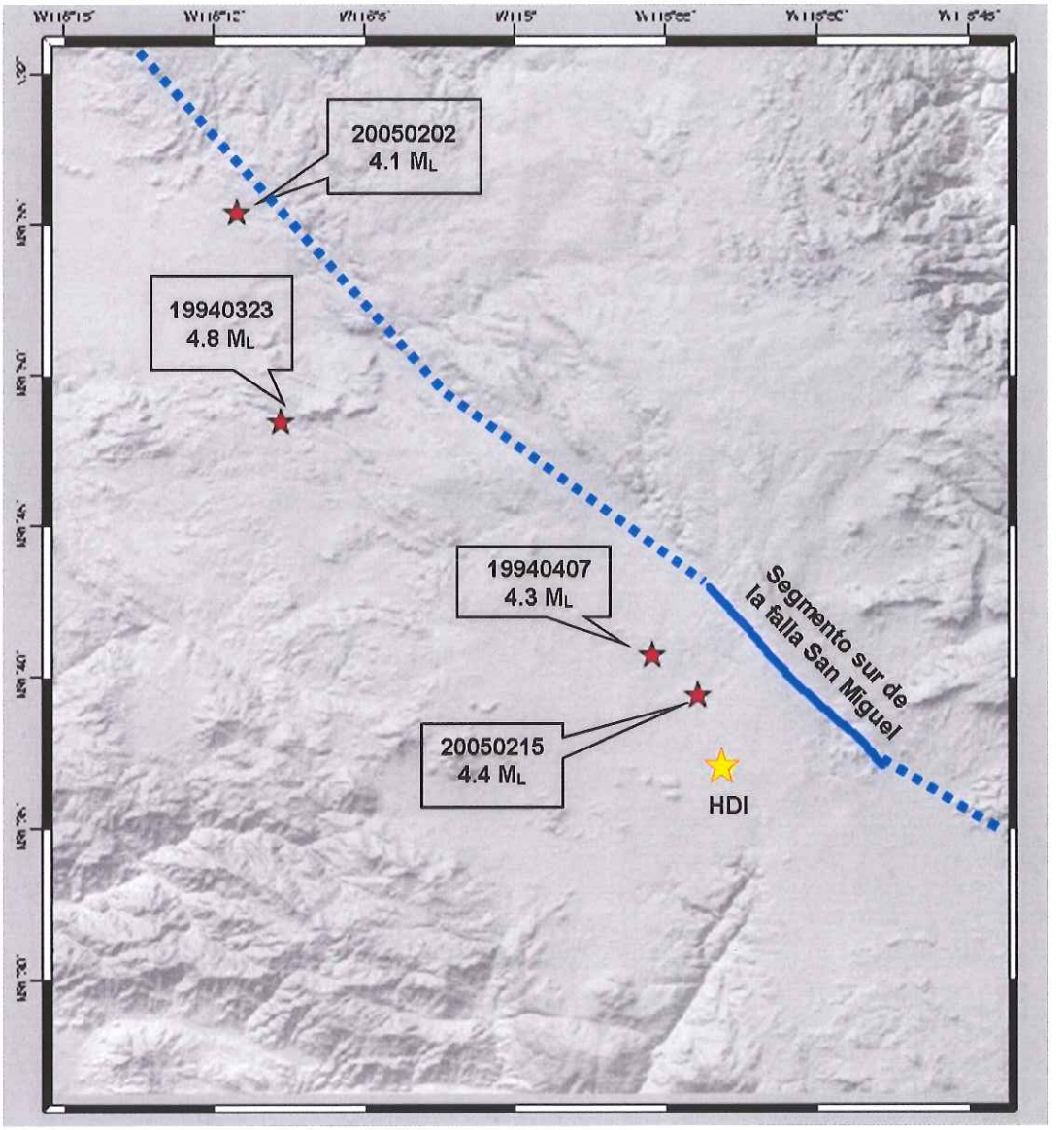


Figura 11. Sismos con fuente en la falla San Miguel con $M_L > 4.0$ y que tienen registro acelerográfico en la estación Héroes de la Independencia (HDI). El trazo continuo de color azul indica el segmento sur de la falla San Miguel.

III.4.3 Aceleraciones de otros sismos

Debido a que no se cuenta aún con registros acelerográficos de sismos con magnitud similar a la secuencia sísmica de San Miguel, se buscó en bases de datos disponibles, registros de aceleración de sismos con características similares al de San Miguel y que hubiesen sido registrados en roca. Los parámetros usados en la búsqueda del sismo fueron: origen en California, M > 6.0, profundidad superficial y fuente en fallas de rumbo. Los eventos y registros seleccionados se resumen en la Tabla VI.

Tabla VI. Parámetros de acelerogramas usados para estimar la aceleración dinámica de las rocas precarias en la región de estudio.

Sismo			Estación					
Sismo[1]	**Fecha**	**Mag[2]**	**Estación**	**Geología**	**Dist[3] (km)**	**Long[4] (seg)**	**PGA[5] NS**	**PGA[5] EW**
El Álamo	09/02/1956	6.8 M_L	El Centro	Aluvión	130	35	0.03	0.05
Imperial Valley	15/10/1979	6.6 M_L	Agrarias	Aluvión	3.3	15	0.37	0.22
Landers	28/06/1992	7.3 M_w	Joshua Tree	Aluvión sobre granito	10	42	0.27	0.28
Coyote Lake	06/08/1979	5.8 M_L	Coyote Lake Dam	Relleno sobre Roca	3.2	15	0.28	0.16
Northridge	17/01/1994	6.4 M_L	Pacoima Dam	Roca	8.0	18	1.5	1.3

[1]. Los sismos tienen profundidad superficial y ocurrieron en California (USA). Todos, excepto el sismo de Northridge que ocurrió en una falla inversa, tienen mecanismo de rumbo.

[2]. Magnitud local tomada de www.cosmos.org.

[3]. Distancia del epicentro a la estación.

[4]. Longitud del registro usada en la estimación de Ad en segundos.

[5]. Aceleración máxima horizontal en unidades de g.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

IV.1 La aceleración cuasi-estática (Aqs) de las rocas precarias localizadas en la vecindad del segmento sur de la falla San Miguel

La aceleración cuasi-estática para cada roca se calcula mediante la siguiente ecuación

$$Aqs = g * \tan\alpha \qquad (11)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad y α es el ángulo entre la vertical que pasa por el centro de masa (CM) y la línea que une el punto de rotación con el centro de masa (Figura 5) (Shi *et al.,* 1996 y Annoshehpoor, 2001a). Para cada roca se obtuvieron dos valores de Aqs las cuales se presentan en la Tabla VII.

Como se describió en el Capítulo II, el valor de Aqs representa la mínima aceleración necesaria para que la roca empiece a balancearse. Para seleccionar la Aqs representativa de cada roca se escogió la que coincide con la dirección más probable de caída (Anooshehpoor *et al.,* 2004). A este valor se le asigna una incertidumbre del 20%, el cual es el doble del error encontrado en la estimación de α por los dos métodos existentes para obtener el valor de Aqs (Anooshehpoor *et al.,* 2004). Este valor de incertidumbre representa los posibles errores en la medición del ángulo α debido a la estimación de la posición del centro de masa de la roca y la en la medición en campo de R y β.

Los valores de Aqs obtenidos se muestran en la Figura 12 en función de la distancia a la falla San Miguel y en función a la distancia al epicentro del sismo principal de San Miguel de 1956. La Figura 12 muestra que a una distancia muy cercana a la falla San Miguel (menos de 50 metros) ocurre el valor más bajo de aceleración cuasi-estática

encontrada (0.17g).

Tabla VII. Aceleraciones cuasi-estáticas calculadas para las rocas precarias en la región de estudio.

Roca	Lat N	Lon W	Aqs_1[1] (g)	Aqs_2[1] (g)	Distancia[2] (m)
R001	31.7478	115.9205	0.34	0.38	4346
R003	31.7367	115.9254	0.53	0.25	3850
R007	31.7163	115.9248	0.38	0.25	3165
R011	31.7052	115.9247	0.67	0.23	3410
R016	31.7432	115.8897	0.47	0.32	3007
R027	31.7339	115.8910	0.32	0.40	1914
R029	31.7333	115.8906	0.32	0.31	1851
R034	31.7247	115.8970	0.40	0.34	982
R035	31.7246	115.8965	0.32	0.42	962
R041	31.7195	115.9220	0.45	0.97	2849
R105	31.6516	115.7997	0.67	0.34	2090
R109	31.6489	115.8036	0.51	0.38	1613
R111	31.6572	115.8141	0.23	0.29	1561
R112	31.6531	115.8145	0.32	0.49	1216
R119	31.6537	115.8181	0.81	0.25	1017
R123	31.6542	115.8176	0.38	0.34	1084
R127	31.6535	115.8315	0.38	0.65	93
R128	31.6538	115.8316	0.49	0.62	108
R134	31.6578	115.8259	0.38	0.84	805
R137	31.6585	115.8213	0.32	0.34	1169
R138	31.6588	115.8185	0.40	0.34	1375
R139	31.6588	115.8185	0.32	0.45	1375
R145	31.6556	115.8348	0.45	0.40	38
R228	31.7335	115.9192	0.36	0.45	4811
R229	31.7529	115.9196	0.18	0.42	4795
R303	31.6203	115.8808	1.11	0.38	5812
R304	31.6441	115.8030	0.21	0.67	1248
R305	31.6465	115.8018	0.53	1.96	1526
R401	31.6631	115.7879	0.19	0.40	3798
R403	31.6630	115.7877	0.78	0.42	3785
R310	31.6428	115.8204	0.23	0.18	31
R316	31.6884	115.8398	0.38	0.36	2033

[1.] Aceleración Cuasi-estática en unidades de g.

[2.] Distancia más corta entre la roca y la falla San Miguel en metros.

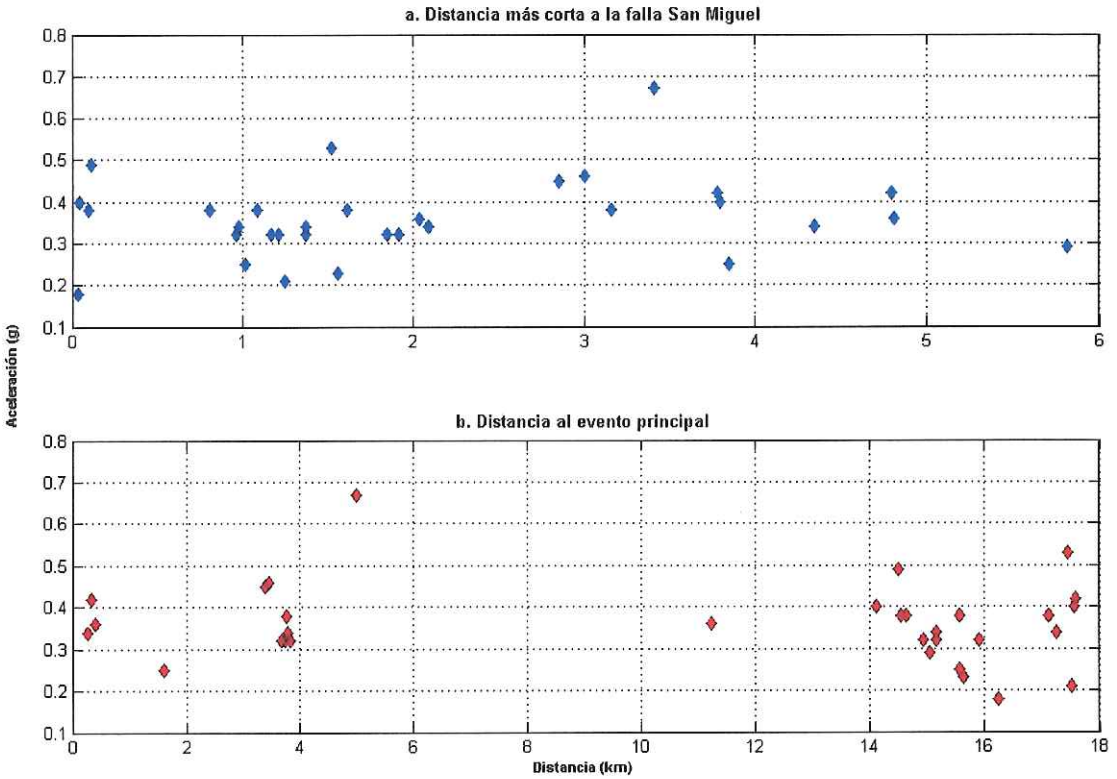


Figura 12. Distribución de las aceleraciones cuasi-estáticas de las rocas precarias en la región de estudio con respecto a la distancia. a) Distancia más corta a la falla San Miguel. b) Distancia a la localización del evento principal de Febrero de 1956 (Shor y Roberts, 1956).

IV.2 La aceleración dinámica (Ad) de las rocas precarias localizadas en la vecindad del segmento sur de la falla San Miguel

La aceleración dinámica (Ad) es el valor de aceleración horizontal necesario para derribar una roca. Este valor debe ser mayor que Aqs y se calcula usando el programa ROCKING v1.0 desarrollado por el Nevada Seismological Laboratory (University of Nevada, Reno).

El programa ROCKING resuelve la ecuación de movimiento de un bloque rígido que experimenta una aceleración horizontal en su base (Ecuación 1 del Capítulo II). La ecuación es integrada numéricamente usando un algoritmo de Runge-Kutta de cuarto orden (Shi *et al.*, 1996 y Anooshehpoor *et al.*, 2004).

Los valores de entrada al programa ROCKING son:

- Los parámetros geométricos de la roca, es decir R, α y β y la duración del acelerograma que simulará el movimiento del suelo.
- Las componentes horizontales de los acelerogramas en formato Seismic Analysis Code (SAC) (Annoshehpoor, 2001b).

El movimiento de balanceo de un cuerpo rígido es extremadamente no lineal; es decir, que si una roca es derribada con un valor de aceleración, es posible que la misma no sea derribada cuando la aceleración se incremente un pequeño valor. Para obtener una estimación precisa de Ad, ROCKING utiliza un factor de escala (s) con su respectivo incremento (ds). Para cada valor de aceleración multiplicado por (s + ds), el programa evalúa si la roca es volcada ó no. La Ad es la aceleración más baja obtenida cuando una roca ha sido derribada 10 veces consecutivas (Annoshehpoor, 2001b). En el presente

estudio, s = 5 y ds = 0.1.

Los acelerogramas usados para calcular la aceleración dinámica se detallaron en el Capítulo III. En la Tabla VIII se muestra la aceleración mínima de caída obtenida para los diferentes registros seleccionados, los asteriscos indican los casos en que no se produjo caída de la roca. Las aceleraciones dinámicas obtenidas son aproximadamente 30 % más altas que las aceleraciones cuasi-estáticas estimadas geométricamente.

Es de notar que los registros de sismos con fuentes cercanas a la falla San Miguel y el registro del sismo de San Miguel en la estación El Centro no produjeron caída de las rocas en ningún caso, excepto para la R303. Sin embargo, la R303 presenta caída con valores de aceleración mucho menores que su Aqs. Esta roca tiene el ángulo de inclinación de la base más alto de todas las rocas estudiadas (75°), lo que posiblemente provoca la rápida caída de la roca. Al estar *in situ* es posible que la roca tenga alguna particularidad de campo en el contacto con la roca que sirve de base que no fue detectable en la observación de campo y que permite que ésta permanezca en su posición.

Igualmente, se nota que los registros que causaron la mayoría de las caídas de rocas fueron las componente Este – Oeste de las estaciones Agrarias y Joshua. Esto podría deberse a las mayores amplitudes que tienen estos registros como se observa en la Figura 13.

Tabla VIII. Aceleraciones dinámicas obtenidas para las rocas precarias en la región de estudio.

Registro	R001	R003	R007	R011	R016	R027	R029	R034	R035	R041	R105	R109	R111	R112	R119
Centroeo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Centrons	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
940423eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
940423ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
940407eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
940407ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
050202eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
050202ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
050215eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
050215ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Agrariseo	389.6	432.9	389.6	714.3	562.8	432.9	346.3	649.3	519.5	432.9	714.3	779.2	281.4	562.8	757.6
Agrarisns	471.0	543.5	652.2	942.0	760.9	616.0	398.3	1087.0	616.0	434.8	760.9	*	507.3	797.1	905.8
Joshuaeo	361.9	361.9	361.9	640.2	528.9	417.5	334.0	584.5	473.2	389.7	612.4	695.9	278.3	528.9	640.2
Joshuans	348.7	402.3	402.3	670.6	509.6	402.3	321.9	670.6	546.0	402.3	590.1	831.5	295.0	536.4	724.2
Cyceo	539.9	601.6	493.6	663.2	771.2	*	385.8	*	509.0	482.8	740.4	*	293.1	539.9	*
Cycns	574.4	574.4	601.7	765.8	519.7	629.1	492.3	1258.2	656.4	629.1	902.6	*	437.6	765.8	902.6
Pocaimaeo	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259
Pocaimans	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553

Las aceleraciones dinámicas en unidades de cm/seg^2

Tabla VIII (Continuación). Aceleraciones dinámicas obtenidas para las rocas precarias en la región de estudio

Registro	R123	R127	R128	R134	R137	R138	R139	R145	R228	R229	R303	R304	R305	R401	R403	R310	R316
Centroeo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	50.7	*	*	*	*	*	*
Centrons	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	32.7	*	*	*	*	*	*
940423eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	39.8	*	*	*	*	*	*
940423ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	32.7	*	*	*	*	*	*
940407eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	49.8	*	*	*	*	*	*
940407ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	54.1	*	*	*	*	*	*
050202eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3.7	*	*	*	*	*	*
050202ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2.8	*	*	*	*	*	*
050215eo	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	49.8	*	*	*	*	*	*
050215ns	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	39.8		*	*	*	*	*
Agrariseo	389.6	519.5	714.3	930.7	476.2	541.1	411.2	519.5	562.8	259.7	216.4	216.4	671.0	324.7	844.1	238.1	389.6
Agrarisns	507.3	543.5	724.7	978.3	942.0	724.7	471.0	688.4	724.7	362.3	362.3	362.3	724.7	434.4	869.6	362.3	471.0
Joshuaeo	334.0	417.5	528.9	723.7	473.2	473.2	361.9	473.2	528.9	278.3	278.3	278.3	528.9	334.0	668.0	278.3	334.0
Joshuans	348.7	563.3	751.0	912.0	563.3	509.6	348.7	482.8	536.4	268.2	268.2	268.2	670.6	321.9	831.5	268.2	321.9
Cyceo	385.6	663.2	*	*	*	601.6	431.9	570.7	509.0	293.1	154.2	215.9	*	370.2	*	231.4	401.0
Cycns	547.0	738.5	957.3	1121.4	*	711.1	574.4	738.5	738.5	355.6	273.5	273.5	1039.4	519.7	1121.4	382.9	547.0
Pocaimaeo	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259	1259
Pocaimans	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553	1553

Las aceleraciones dinámicas en unidades de cm/seg^2

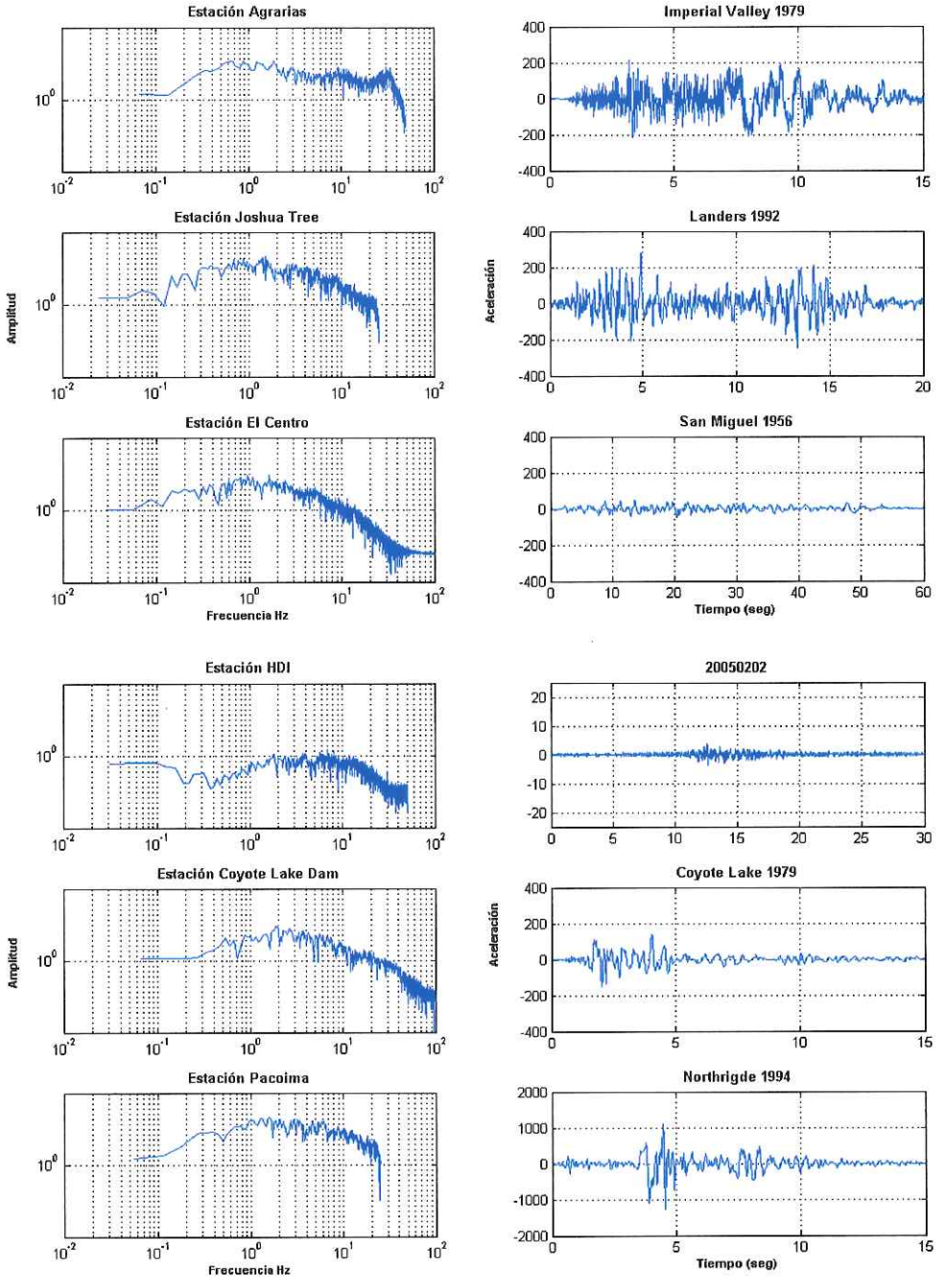


Figura 13. Espectros de aceleración (izquierda) de la componente este - oeste de los acelerogramas (derecha) usados para estimar la aceleración dinámica de las rocas precarias en la región de estudio.

Debido a que se está buscando un umbral mínimo de aceleración de caída, se seleccionó la aceleración dinámica más baja estimada. Por otro lado, se seleccionó la aceleración cuasi-estática más baja de las dos encontradas y se les aplicó el 30% de incremento para tener en cuenta la componente dinámica de la aceleración de caída (Ad teórica) (Stirling y Anooshehpoor, 2006). Los valores de aceleración dinámica se detallan en la Tabla IX y se muestran respecto a la distancia a la falla San Miguel en la Figura 14.

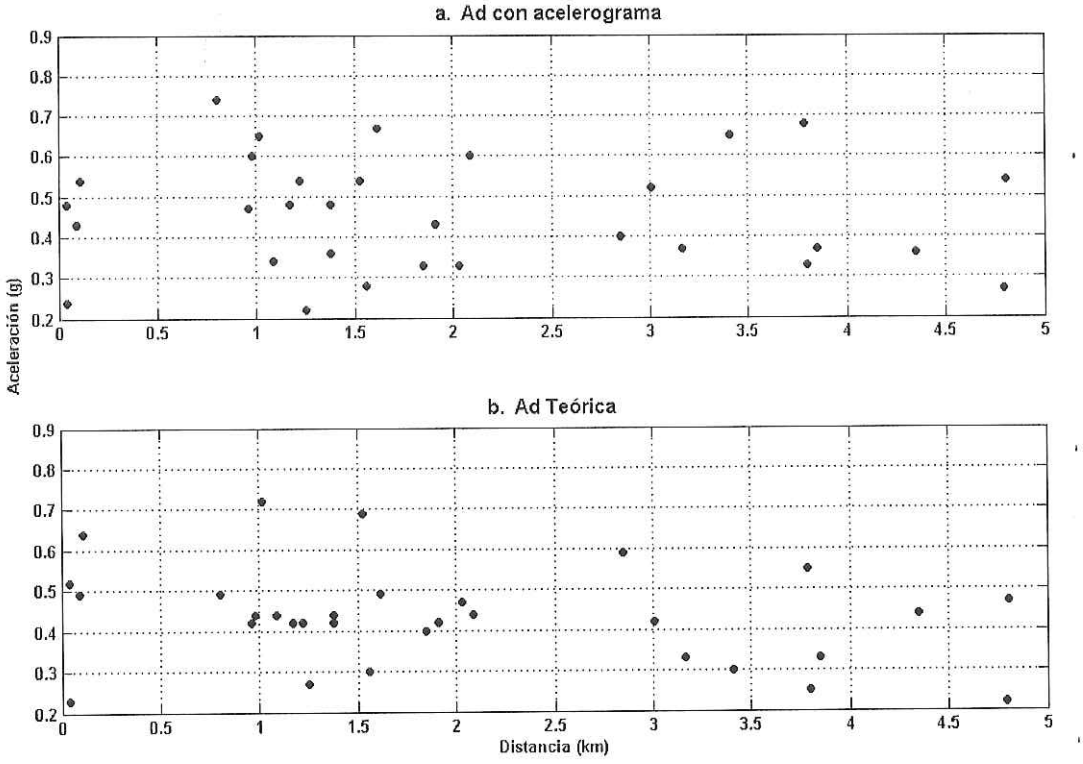
La menor aceleración dinámica encontrada corresponde a la R310, 0.24g para acelerogramas y 0.23g para la teórica, ubicada a menos de 40 metros de la falla. También se encontraron aceleraciones (menores a 0.3g) a 1.5 y 4.7 km de la falla, consistente en las dos aceleraciones dinámicas presentadas.

Lo anterior sugiere que el sismo de San Miguel de 1956 no generó aceleraciones mayores a 0.2g en cercanías del segmento sur de la falla San Miguel, las cuales son mucho más bajas que las esperadas para un sismo con las características del sismo de San Miguel de 1956. También se observa en la Figura 14 una alta dispersión de la aceleración respecto a la distancia a la falla, aunque esta dispersión es menor en el caso de las aceleraciones dinámicas teóricas.

IV.3 Relaciones de atenuación de la aceleración del terreno

Una relación de atenuación predice la aceleración del suelo en función de la magnitud del sismo, de la distancia a la fuente, y en algunos otros parámetros adicionales tales como geología, tipo de falla, etcétera. Estas relaciones de atenuación son determinadas de dos formas: empíricamente usando bases de datos de registros de aceleración máxima ó teóricamente, usando modelos para generar sismogramas sintéticos

de acuerdo con la fuente, sitio de registro, trayectoria, etc. (Abrahamson y Shedlock,



1997).

Figura 14. Aceleraciones dinámicas calculadas para las rocas precarias en la región de estudio. a) Aceleración dinámica calculada a partir de una componente horizontal de movimiento. b) Aceleración dinámica teórica.

Tabla IX. Aceleraciones cuasi-estáticas y aceleraciones dinámicas para las rocas precarias en la región de estudio.

Roca	Lat N	Lon W	Aqs_1[1] (g)	Ad[2] (g)	Ad_T[3] (g)	Distancia[4] (m)
R001	31.7478	115.9205	0.34	0.36	0.44	4346
R003	31.7367	115.9254	0.25	0.37	0.33	3850
R007	31.7163	115.9248	0.25	0.37	0.33	3165
R011	31.7052	115.9247	0.23	0.65	0.30	3410
R016	31.7432	115.8897	0.32	0.52	0.42	3007
R027	31.7339	115.8910	0.32	0.60	0.42	1914
R029	31.7333	115.8906	0.31	0.47	0.40	1851
R034	31.7247	115.8970	0.34	0.40	0.44	982
R035	31.7246	115.8965	0.32	0.43	0.42	962
R041	31.7195	115.9220	0.45	0.33	0.59	2849
R105	31.6516	115.7997	0.34	0.67	0.44	2090
R109	31.6489	115.8036	0.38	0.28	0.49	1613
R111	31.6572	115.8141	0.23	0.60	0.30	1561
R112	31.6531	115.8145	0.32	0.54	0.42	1216
R119	31.6537	115.8181	0.25	0.65	0.72	1017
R123	31.6542	115.8176	0.34	0.34	0.44	1084
R127	31.6535	115.8315	0.38	0.43	0.49	93
R128	31.6538	115.8316	0.49	0.54	0.64	108
R134	31.6578	115.8259	0.38	0.74	0.49	805
R137	31.6585	115.8213	0.32	0.48	0.42	1169
R138	31.6588	115.8185	0.34	0.48	0.44	1375
R139	31.6588	115.8185	0.32	0.36	0.42	1375
R145	31.6556	115.8348	0.40	0.48	0.52	38
R228	31.7335	115.9192	0.36	0.52	0.47	4811
R229	31.7529	115.9196	0.18	0.25	0.23	4795
R304	31.6441	115.8030	0.21	0.22	0.27	1248
R305	31.6465	115.8018	0.53	0.54	0.69	1526
R401	31.6631	115.7879	0.19	0.33	0.25	3798
R403	31.6630	115.7877	0.42	0.68	0.55	3785
R310	31.6428	115.8204	0.18	0.24	0.23	31
R316	31.6884	115.8398	0.36	0.33	0.47	2033

[1.] Menor aceleración Cuasi-estática en unidades de g. La R303 se excluyó de esta parte del estudio.

[2.] Aceleración dinámica obtenida a partir de un registro de aceleración en unidades de g.

[3.] Aceleración dinámica teórica (Aqs + (Aqs * 0.30)) en unidades de g.

[4] Distancia más corta entre la roca y la falla San Miguel en metros.

Infortunadamente las bases de datos comúnmente usadas para estimar las relaciones de atenuación no son tan adecuadas como se desearía, debido a que no cuentan con datos suficientes a intervalos de magnitud y distancia necesarios para una estimación precisa del movimiento esperado. Por otro lado, el estado de conocimiento que se tiene acerca de los procesos físicos que controlan la ocurrencia y propagación de un sismo, especialmente a distancias cortas de la fuente aún es insuficiente. Estos problemas llevan a incertidumbres en la estimación de las relaciones de atenuación, las cuales tienen como consecuencia una sobre-estimación del movimiento sísmico del suelo (Anderson *et al.,* 2000b).

IV.3.1 Relaciones de atenuación de la aceleración del suelo y rocas precarias

Uno de los principales problemas en la estimación de las relaciones de atenuación es la disponibilidad de registros cerca a la fuente de sismos con magnitud importante, lo que ha llevado a la extrapolación de datos de terremotos de magnitud menor y a distancias menores. Estudios de rocas precarias localizadas en regiones sísmicas de California en las cuales han ocurrido sismos históricos de magnitud mayor a 6.0 y para los cuales no se cuenta con información instrumental cerca de la fuente, tales como el desierto de Mojave en la falla San Andrés (sismos de 1812 y 1857 con M ~ 8); en la falla San Jacinto (sismos de 1899 con M 7.1 y 1918 con M 6.9), y en la falla White Wolf (sismo de Kern County 1952 con Mw = 7.2), han encontrado que las aceleraciones de caída de estas rocas son más bajas que las estimaciones de aceleración media obtenidas con las actuales relaciones de atenuación para las distancias y magnitudes correspondientes (Brune, 1996; Brune, 1999; Ni *et al.,* 2000 y Brune, 2002). Asímismo, las aceleraciones de caída de rocas precarias

en Nueva Zelanda son considerablemente más bajas que las predichas por los mapas de amenaza disponibles en sitios localizados a 5 km de fallas activas en esta región (Stirling y Annooshehpoor, 2006).

IV.4 Relaciones de atenuación de la aceleración del suelo y rocas precarias en el segmento sur de la falla San Miguel

En el norte de Baja California (México) no existe una relación de atenuación con la que se puedan predecir los movimientos fuertes de sismos futuros en sitios de interés, la cual haya sido obtenida a partir de datos registrados en la región. Comúnmente se han utilizado las relaciones de atenuación desarrolladas para California, tales como Joyner y Boore (1981), Campbell (1997), Boore *et al.,* (1997), Sadigh *et al.,* (1997) y Spudich *et al.,* (1999), entre otros.

Para comparar las aceleraciones de caída determinadas para las rocas precarias en el segmento sur de la falla San Miguel con relaciones de atenuación, se seleccionaron las relaciones de atenuación de Joyner y Boore (1981), Boore *et al.,* (1997) y Spudich *et al.,* (1999), las cuales dan el movimiento del suelo en función de la magnitud, distancia, tipo de fuente y geología representada por la velocidad de la onda S en los primeros 30 m (Vs).

Las relaciones de atenuación se definen así:

Joyner y Boore (1981) (JB81):

$$Ln\ Y = -1.02 + 00.249\,M - Ln\,r - 0.00255\ r \qquad (12)$$

donde $r = \sqrt{r_{jb}^2 + 7.3^2}$

Boore *et al.,* (1997) (BJF97):

$$Ln\ Y = -0.313 + 0.527\,(M-6) - 0.778\,Ln\,r - 0.371\,Ln\frac{Vs}{1396} \qquad (13)$$

donde $r = \sqrt{r_{jb}^2 + 5.57^2}$.

Spudich *et al.,* (1999) (S99):

$$Ln\ Y = 0.299 + 0.229\,(M-6) - 1.052\,Log\,r \qquad (14)$$

donde $r = \sqrt{r_{jb}^2 + 7.27^2}$

En las relaciones anteriores usamos M = 6.8 que corresponde al evento principal de San Miguel, Vs = 620 m/sec (Boore *et al.,* 1997) y un rango de distancias de 0 a 80 km. Los resultados de la comparación se muestran en la Figura 15, tanto para las aceleraciones dinámicas obtenidas a partir de aceleraciones como para las teóricas.

En la Figura 15 se observa que las aceleraciones de caída de las rocas precarias son mucho más bajas que las predichas por las relaciones JB81, BJF97 y S99 para un sismo de magnitud 6.8. Las relaciones BJF97 y S99 predicen para un sismo de magnitud 6.8 a distancias menores a un km de la fuente una aceleración horizontal de 0.4g, la cuál es significativamente mayor que la encontrada con las rocas precarias estudiadas.

En la Figura 16 se muestra la relación BJF97 con +/- una desviación estándar, y se observa que aunque la relación BJF97 predice, para un sismo similar en magnitud, tipo de suelo y tipo de falla al sismo de San Miguel, aceleraciones máximas dentro de un intervalo de 0.25g y 0.6g, la existencia de rocas precarias con aceleraciones de caída de 0.2g indica que el sismo de San Miguel no produjo aceleraciones mayores a las obtenidas con las rocas precarias estudiadas.

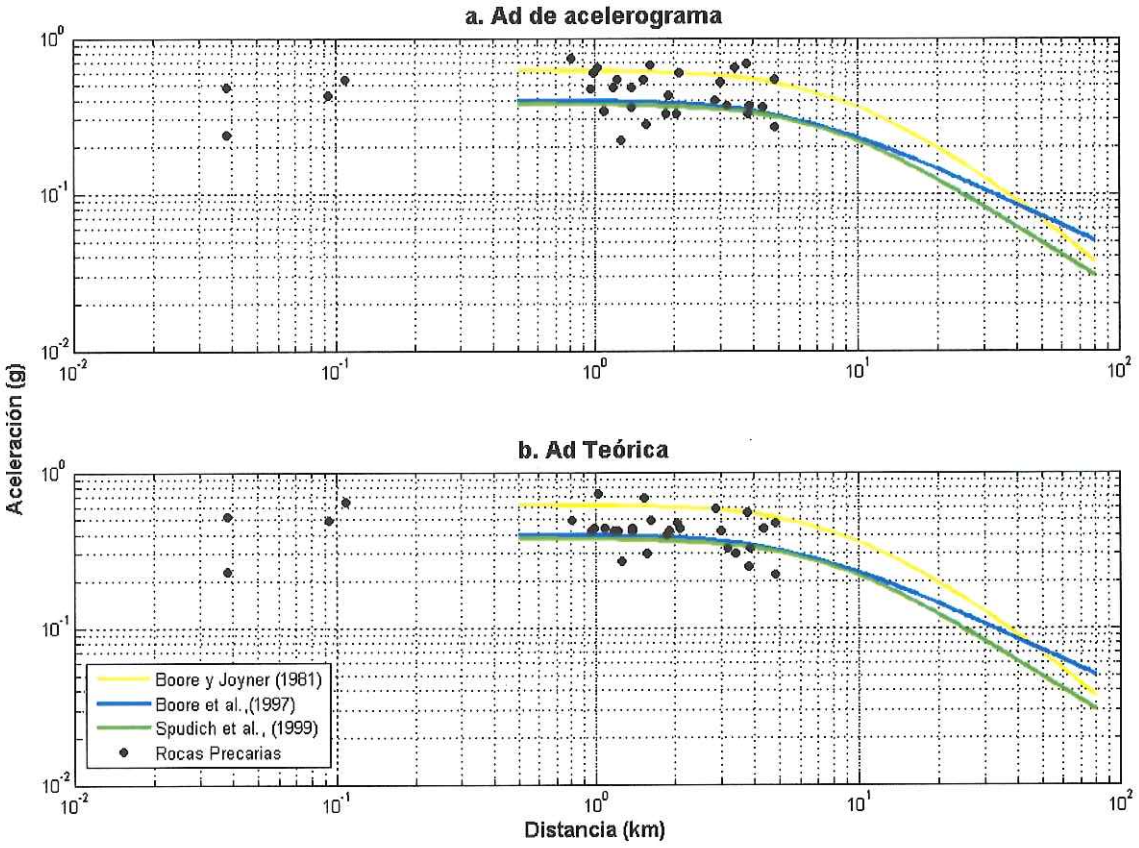


Figura 15. Comparación de aceleraciones dinámicas con las relaciones de atenuación para California. La línea amarilla corresponde a la relación JB81, la línea azul a BJF97, la línea verde a S99, y los puntos negros a las rocas precarias. a) Aceleración dinámica obtenida a partir de una componente horizontal de movimiento. b) Aceleración dinámica teórica.

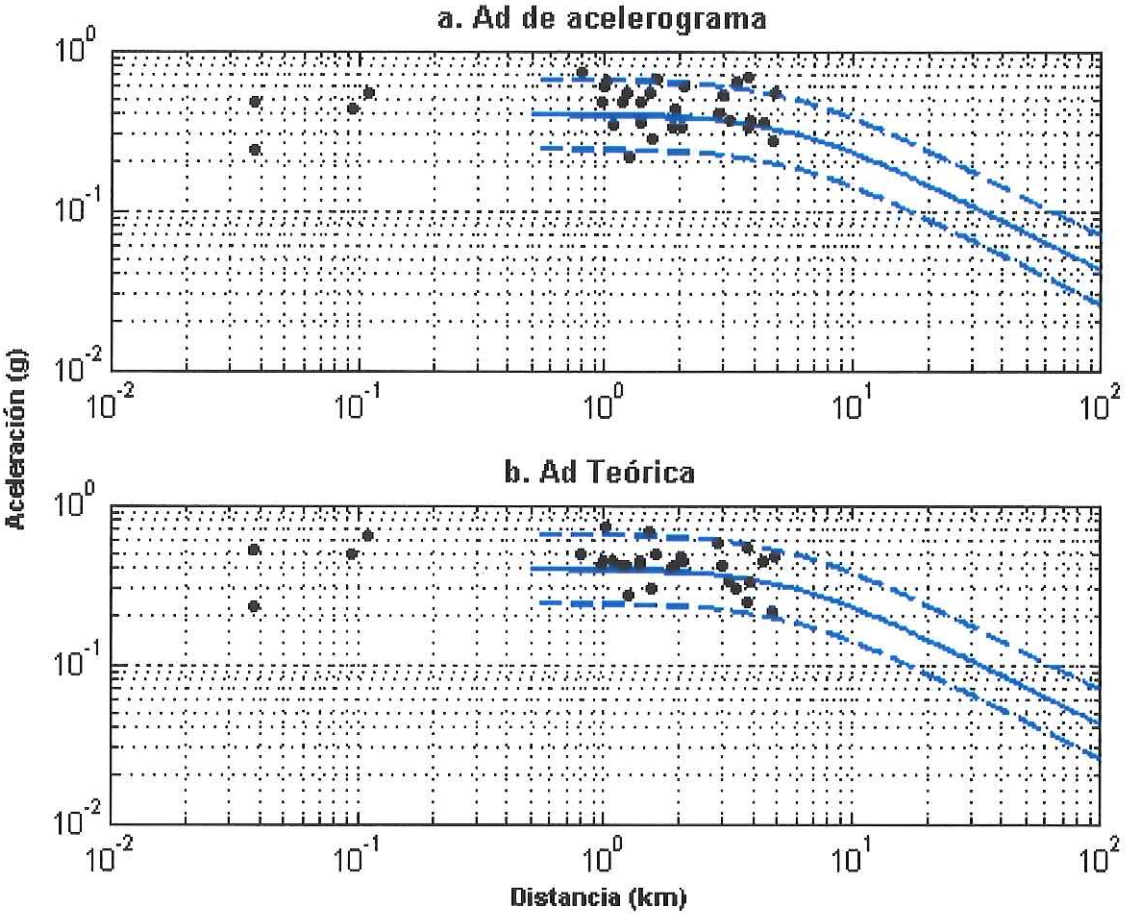


Figura 16. Comparación de aceleraciones dinámicas contra la relación de atenuación BJF97. La línea continua corresponde al valor medio, las líneas punteadas el valor medio +|- una desviación estándar (0.431) y los puntos negros a las rocas precarias. a) Aceleración dinámica obtenida a partir de una componente horizontal de movimiento. b) Aceleración dinámica teórica.

IV.4 Discusión de resultados

La secuencia de sismos de febrero de 1956 produjo aceleraciones dos veces más altas que las producidas por el sismo del Valle Imperial de 1979 (6.6) a distancias comparables y un área de intensidad VI 30 veces mayor que el área de intensidad VI para el sismo de Valle Imperial a distancias comparables (Figura 17). Castro (1983) interpretó este efecto como resultado de la diferencia en las dimensiones de fuente y la atenuación a lo largo de las trayectorias sísmicas. También explica las altas aceleraciones registradas en San Diego como un efecto de amplificación debido a los sedimentos bajo las estaciones. Vidal (2000) encontró que un evento de la Sierra Peninsular produce aceleraciones más bajas en cercanías de la fuente que las producidas por un evento de magnitud similar originado en el Valle de Mexicali. Sin embargo, las amplitudes de los movimientos sísmicos se atenúan más lentamente al propagarse por la Sierra Peninsular que cuando se propagan por el Valle, lo cual explicaría las diferencias en las áreas de intensidad VI producidas por los eventos de San Miguel en 1956 y Valle Imperial en 1979.

Durante el sismo de Loma Prieta (1989) se registraron las aceleraciones más bajas en rocas cristalinas y rocas graníticas de la Franciscan Formation (Boore *et al.*, 1989). En el Centro de California (USA) se encontró que en áreas compuestas de rocas graníticas Mesozoicas y rocas metamórficas del Pre-Cretácico se encontraron las amplificaciones más bajas a todas las frecuencias estudiadas (Su *et al.*, 1992). La región ubicada entre las fallas San Jacinto y Elsinore, compuesta principalmente por rocas graníticas, tiene la más baja amplificación registrada a 1.5 Hz en el sur de California. Este mismo fenómeno se observa en la Sierra Nevada compuesta también por rocas graníticas (Su *et al.*, 1995). Las

Sierras Peninsulares en Baja California están compuestas por rocas intrusivas principalmente félsicas, cuya composición varía principalmente de granodiorita a tonalitas (Gastil *et al.*, 1975), lo cual podría explicar que durante el sismo de San Miguel de 1956 se hubiesen producido aceleraciones bajas.

Registros cercanos de aceleración de eventos recientes de magnitud mayor a 6.0 se han destacado por aceleraciones mucho más bajas que las esperadas para sismos de esas magnitudes: El sismo de Chi Chi, Taiwán (1999) con magnitud 7.6, generó aceleraciones más bajas que las estimadas por las relaciones de atenuación del movimiento del suelo (Anderson *et al.,* 2000a; Boore, 2001 y Wang *et al.,* 2003). Durante el sismo de Izmit, Turquía con magnitud 7.4, se registraron aceleraciones a una distancia de 4 y 5 km de 0.42g y 0.23g, respectivamente. Estos valores son al menos una desviación estándar más bajas que los valores medios predichos por recientes relaciones de atenuación (Anderson *et al.,* 2000a y Anderson *et al.,* 2000b). Observaciones obtenidas durante el sismo de Alaska (2002) en la falla Denalí con magnitud 7.9 Mw, en una estación localizada a 3 km de la superficie de ruptura tuvo un valor de 0.36g, la cual es menor que la predicha por la relación de atenuación de BJF97 para un sismo de magnitud similar (Ellsworth *et al.,* 2004). Estos valores de aceleración son consistentes con restricciones obtenidas con rocas precarias en estas regiones (Ni *et al.,* 2000; Anderson *et al.,* 2000b, Brune, 2002 y 2003).

Además del efecto que la geología produce en un movimiento fuerte durante un sismo, evidencia reciente, obtenida a partir de modelos físicos y numéricos, indica que el movimiento del suelo generado por fallas de rumbo en un régimen extensional es mucho más bajo que con fallas de rumbo con un componente normal (Spudich *et al.,* 1999 y

Brune, 2003). Aceleraciones de caída de rocas precarias ubicadas en las fallas Honey, Garlock y San Jacinto, las cuales son fallas activas de rumbo, son bajas y además inconsistentes con los mapas de amenaza sísmica disponibles (Brune, 2003).

Durante el 2004, ocurrió un sismo en Parkfield, California con M 6.0. En esta región se encuentra instalada una red de instrumentos de movimiento fuerte para medir la vibración del suelo en regiones cercanas a la falla, por lo tanto, este sismo provee una oportunidad única para estudiar las variaciones del movimiento fuerte en campo cercano. Las valores de aceleración obtenidos tienen importantes variaciones que ocurren sobre unos pocos kilómetros (Shakal *et al.,* 2005). Las aceleraciones máximas en la región cercana a la falla varían entre 0.13g y 1.8g y la atenuación de la aceleración a distancias moderadas decae más rápidamente con la distancia que la predicha por las relaciones de atenuación estándar. (Shakal *et al.,* 2006).

Actualmente se está desarrollando el proyecto "Next Generation of Ground Motion Attenuation Models" (NGA), el cual tiene como objetivo actualizar las relaciones de atenuación para eventos en el oeste de Estados Unidos, considerando por un lado, los efectos que factores como la directividad, polarización del movimiento en campo cercano, tipo de falla y amplificación debido al tipo de suelo, entre otros, tiene en el movimiento del suelo; y por otro, la actualización de las bases de datos de movimiento del suelo, incluyendo datos de sismos como Izmit (1999), Chi – Chi (1999), Hector Mine (1999) y Denalí (2002), usadas para la regresión de las relaciones de atenuación (Power *et al.,* 2006). Resultados preliminares de estas relaciones indican que las aceleraciones predichas por las NGA podrían ser menores que las predichas por las relaciones de atenuación

anteriores a éstas, dependiendo del tipo de suelo, magnitud y tipo de falla (Campbell y Bozorgnia, 2006).

Las aceleraciones de caída obtenidas para las rocas precarias próximas al segmento sur de la falla San Miguel, las cuales son menores que las predichas por las curvas de JB81, BJF97 y S99, son consistentes con estudios de rocas precarias en las regiones descritas anteriormente, e indican que las relaciones de atenuación disponibles para California y otras regiones sísmicas pueden estar sobre-estimadas, especialmente en regiones cercanas a la falla, suministrando nueva evidencia que enfatiza la incertidumbre asociada con las actuales relaciones de atenuación.

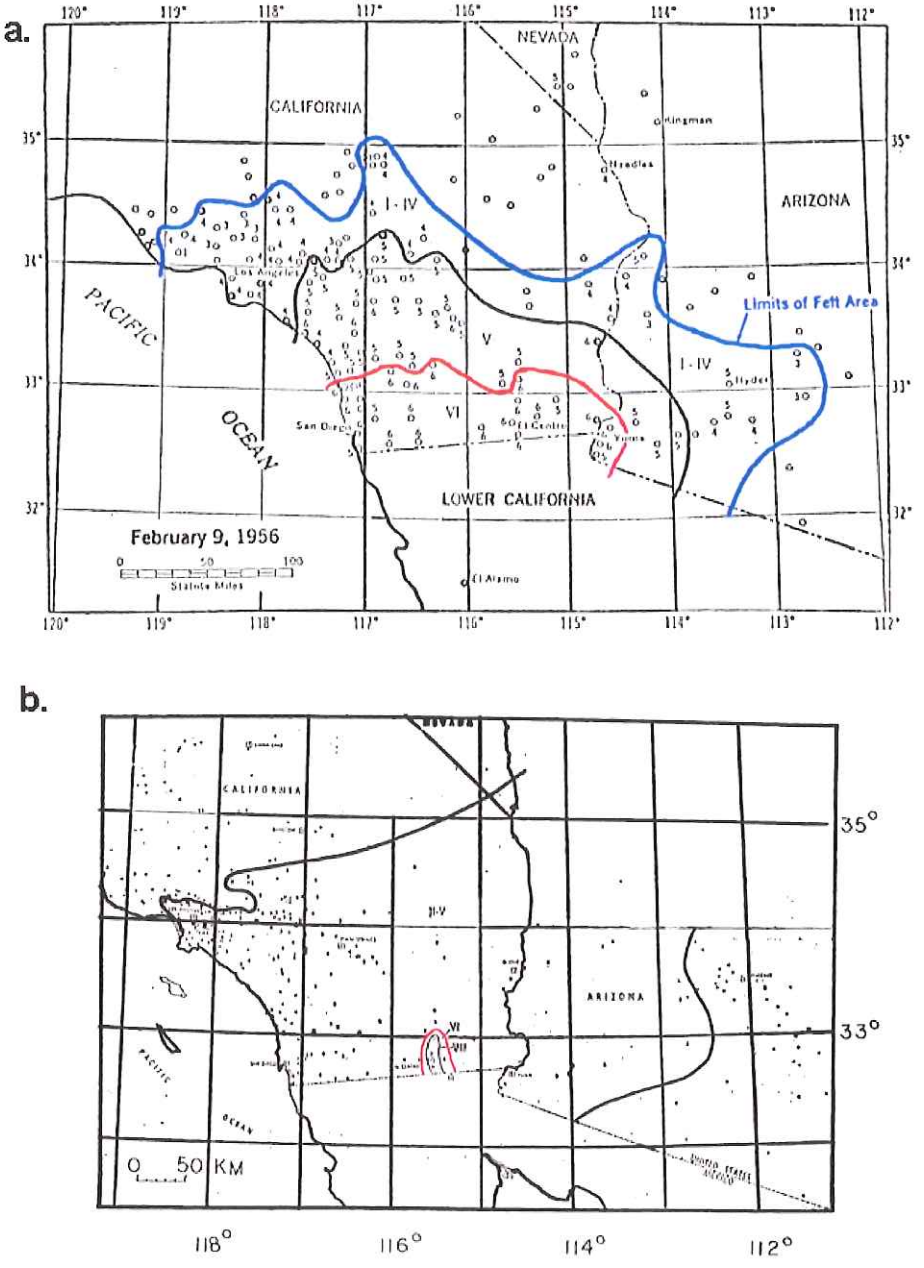


Figura 17. a. Mapa de Intensidad del sismo de San Miguel de 1956. La línea roja indica la isosista VI y la línea azul el límite de área sentida. b. Mapa de Intensidad del sismo de Valle Imperial de 1979. La línea roja indica la isosista VI (Tomado de Castro, 1983).

IV. CONCLUSIONES

Las rocas precarias localizadas en la vecindad del segmento sur de la falla San Miguel indican que la secuencia de sismos de San Miguel de febrero 1956 no generó aceleraciones mayores a 0.2g en cercanías del trazo de la falla. Esto es consistente con resultados de trabajos previos que indican que en terrenos graníticos la amplificación de la aceleración es menor que en otro tipo de geología (Su *et al., 1992 y* Su *et al., 1995).*

La comparación de las aceleraciones de caída, obtenidas con la metodología de rocas precarias en cercanías de la falla San Miguel, con las relaciones de atenuación del movimiento del suelo de Joyner y Boore (1981), Boore *et al.,* (1997) y Spudich *et al.,* (1999) indica que las mismas están sobre-estimadas.

Las relaciones de atenuación son un insumo básico en un estudio de amenaza sísmica en una región. Por lo tanto, mejorar las bases de datos de movimiento del suelo y los modelos físicos usados y, encontrar metodologías que provean restricciones a los movimientos del suelo resulta de gran importancia para los estudios de amenaza y riesgo en una zona sismicamente activa. En el norte de Baja California, México se encuentran importantes fallas activas como es el sistema de fallas Vallecitos – San Miguel, el cual ha generado sismos con magnitud > 6.0 M_L, sin embargo, desde la instalación de la Red de Acelerografos del Noreste de México no han ocurrido eventos de esta magnitud en cercanías del sistema. Por lo tanto, continuar los estudios de rocas precariamente balanceadas en las zonas donde el Batolito Peninsular aflora cerca al sistema aportaría importantes datos a la estimación de riesgo sísmico en el norte de Baja California.

VI. REFERENCIAS

Abrahamson, N. A. y K. M. Shedlock. 1997. *Overview: Some comparations between recent ground- motion relations.* Seism. Res. Lett. 68: 9 - 23 p.

Anderson, J.G., H. Sucuoglu, A. Erberik, T. Yilmaz, E. Inan, E. Durukal, M. Erdik, R. Anooshehpoor, J. N. Brune y S. Ni. 2000a. *Strong ground motions from Kocaeli and Duzce, Turkey, earthquakes, and possible implications for seismic hazard analysis.* Earthquake Spectra, 16 (suppl. A): 113 - 137 p.

Anderson, J. H., J. N. Brune, A. Anooshehpoor, y S. –D. Ni. 2000b. *New ground motion data and concepts in seismic hazard anaysis.* Curr. Sci. 79: 1278 - 1290 p.

Anooshehpoor, R. 2001a. *Methodology to determine the quasi-static toppling acceleration of the precarious rock in the field.* Implementing Procedure. University and Community College System of Nevada. IPR-007/Rev. 0. 11 p.

Anooshehpoor, R. 2001b. *Methodology to determine the dynamic toppling acceleration of the precarious rock using numerical modeling.* Implementing Procedure. University and Community College System of Nevada. IPR-008/Rev 0. 8 p.

Anooshehpoor, A. y J.N. Brune. 2002. *Verification of precarious rock methodology using shake table tests of rock models.* Soil. Dyn. Earthquakes. Eng., 22: 917 - 922 p.

Anooshehpoor, A., J.N. Brune y Y. Zeng. 2004. *Methodology for obtaining constraints on ground motion from precariously balanced rocks*. Bull. Seism. Soc. Am., 94: 285 - 303 p.

Aslam, M., W. G. Godden y D. T. Scalise. 1980. *Earthquake rocking of rigid bodies.* J. Struct. Div. ASCE. 106: 377 - 392 p.

Bell, J. W., J. N. Brune, T. Liu, M. Zerda, y J. C. Yount. 1998. *Dating precariously balanced rocks in seismically active parts of California and Nevada.* Geology 26: 495 - 498 p.

Boore, D.M., L. Seekings, y W. B. Joyner. 1989. *Peak acceleration from the 17 october 1989 Loma Prieta earthquake.* Seism. Res. Lett. 60: 151 - 166 p.

Boore, D. M., W.B. Joyner, y T. Fumal. 1997. *Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquake: a*

summary of recent work. Seism. Res. Lett. 68: 128 - 153 p.

Boore, J.N. 2001. *Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for four recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake.* Bull. Seism. Soc. Am. 91: 1199 - 1121 p.

Brune, J.N, R. S. Simons, C. Rebollar, y A. Reyes. 1979. *Seismicity and faulting in northern Baja California.* En: P. L. Abbott y W. J. Elliot, eds., Earthquakes and other perils, San Diego region: San Diego Association of Geologist, San Diego, California, 83 - 100 p.

Brune, J.N., y J.W. Whitney. 1992. *Precariously balanced rocks with rock varnish—Paleoindicators of maximum ground acceleration?* Seismological Research Letters, 63 (1): 21 p.

Brune, J. N. 1992. *Distribution of precariously balanced rocks in Nevada and California: correlation with probability maps for strong motion.* EOS 73 (43): 351 p.

Brune, J. N. 1994. *Constraints on ground motion from great earthquakes provided by groups of precarious rocks.* Seismological Research Letters, 65 (1): 64 p.

Brune, J.N. 1996. *Precariously Balanced Rocks and Ground Motion Maps for Southern California.* Bull. Seism. Soc. Amer., 86 (1A): 43 - 54 p.

Brune, J.N. 1999. *Precarious rock along the Mojave section of the San Andres Fault, California: constraints on ground motion from great earthquakes.* Seism. Res. Lett., 70: 29 - 33 p.

Brune, J. N. 2002. *Precarious-rock constraints on ground motion from historic and recent earthquakes in southern California.* Bull. Seism. Soc. Am. 92: 2602 - 2611 p.

Brune, J. N. 2003. *Precarious rock evidence for low near-source accelerations or trans-tensional strike-slip earthquakes.* Physics of the Earth and Planetary Interiors, 137: 229 - 239 p.

Brune, J. N., D. von Seggern, y A. Anooshehpoor. 2003. *Distribution of precarious rock at the Nevada Test Site: comparation with ground-motion predictions from nuclear test.* J. Geophys. Res, 108: 2306 p. doi: 10.1029/2002JB002000.

Campbell, K. C. 1997. *Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity and pseudo-absolute acceleration response spectra.* Seism. Res. Lett. 68: 154 - 179 p.

Campbell, K. C. y Y. Bozorgnia. 2006. *Next generation attenuation (NGA) Empirical ground motion models: can they be used in Europe?* First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. Paper Number: 458. 10 p.

Castro, R. 1983. *Source Parameters and Propagation-Path Effects for Earthquake in the Baja California and Imperial Valley Regions.* Thesis for the degree of Master of Science in Earth Science. University of California. San Diego. 78 p.

Doser, D. 1992. *Faulting process of the 1956 San Miguel, Baja California, earthquake sequence.* PAGEOPH. 139(1): 2 - 16 p.

Doser, D. 1994. *Contrasts between source parameters of M > 5.5 earthquakes in northern Baja California and southern California.* Geophys. J. Int. 116: 605 - 617 p.

Engdahl, E.R., R. van der Hilst, y R. Buland. 1998. *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination.* Bull. Seism. Soc. Am. 88: 722 - 743 p.

Ellsworth, W. L., M.Celebi, J. R. Evans, E. G. Jensen, R. Kayen, M. C. Metz, D. J. Nyman, J. W. Roddick, P. Spudich, y C. D. Stephens. 2004. *Near-field ground motion of the 2002 Denali fault, Alaska, earthquake recorded at Pum station 10.* Earthquake Spectra, 20: 597 - 615 p.

Frez, J. y J. González. 1991. *Crustal structure and seismotectonics of Northern Baja California.* En The Gulf and Peninsular Province of the California. B. Simoneit y J. P. Dauphin (editors), American Association of Petrol. Geol. Memoir 47. 261 - 283 p.

Frez, J. D, J.J. González, J. Acosta, F.A. Nava, I. Mendez, J. Carlos, R.E. García Artur y S. Alvarez. 2000. *A detailed microseismicity study and current stress regime in the Peninsular Ranges of northern Baja California, México: the Ojos Negros region.* Bull. Seism. Soc. Am. 90: 1113 - 1142 p.

Gastil, R. G., Richard P. P., y E. C. Allison. 1975. *Reconnaissance geology of the State of Baja California.* Geological Society of America Memoir 140. Boulder, Colorado. 170 p.

González–Ruíz, J. R., R. Rebollar, C. J. Soares y K. C. McNally. 1987. *Seismological evidence on rupture patterns along the San Miguel fault (Peninsular Ranges, Baja California, México) during February 9 - 15, 1956.* (Abstract). EOS. 44: 1348 p.

Harvey., T. W. 1985. *Geology of the San Miguel Fault zone, northern Baja California, Mexico.* Thesis of the degree Master of Geology. Faculty of San Diego State University. 395 p.

Hileman, J.A., C. R. Allen, y J. M. Nordquist. 1973. *Seismicity of the southern California region: 1 January 1932 to 31 December 1972.* Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California. 490 p.

Hirabayashi, C.K., T.K., Rockwell, S. G., Wesnousky, M.W. Stirling y F. Suarez-Vidal. 1996. *A neotectonics study of the San Miguel- Vallecitos fault, Baja California, México.* Bull. Seism. Soc. Am. 86: 1770 - 1783 p.

Housner, G. W. 1963. The *behavior of inverted pendulum structures during earthquakes.* Bull. Seism. Soc. Am: 53, 403 - 417 p.

International Seismological Centre. 2001. *On-line Bulletin*, http://www.isc.ac.uk/Bull, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom. Fecha de consulta Abril 2006.

Ishiyama, Y. 1982. *Motion of rigid bodies and criteria for overturning by earthquake excitations.* Earthquake Eng. Struct. Dyn. 10: 635 - 650 p.

Johnson, T., J. Madrid, y T. Koczynski. 1976. *A study of microseismicity in northern Baja California, México.* Bull. Seism. Soc. Am. 66: 1921 - 1929 p.

Joyner, W. y D. M. Boore. 1981. *Peak acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake.* Bull. Seism. Soc. Am. 71: 2011 - 2038 p.

Kenneth, H. W. 1994. *Introduction to physical geology.* Second Edition. Macmillan Publishing Company. New York. 400 p.

Leeds, A. L. 1979. *Relocation of $M_b > 5.0$ northern Baja California earthquakes using S – P times.* M. S. thesis, University of California San Diego, La Jolla, California, 101 p.

Lomnitz, C., F. Mooser, C. R. Allen, J. N. Brune, y W. Thatcher. 1970. *Seismicity and tectonics of northern Gulf of California region, México: preliminary results.* Geofísica Internacional. 10: 37 - 48 p.

Muto, K., H. Umemura, y Y. Sonobe. 1960. *Study of overturning vibration of slender structures.* Proc. 2nd World Conference on Earthquake Engineering. Tokio, Japan. 2: 1239 p.

Ni, S., J. N. Brune, y J. G. Anderson. 2000. *Comparison of ground motion from the Chi-Chi, Taiwán, earthquake with precarious rock estimates of bounds on ground motion for the 1952 M 7.6 Kern County, California, earthquake.* Seism. Res. Lett., 71: 225 p.

Power, M., Chiou, B., Abrahamson, N. y Roble, C. 2006. *The "Next Generation of Ground Motion Attenuation Models" (NGA) Project: An Overview.* Proceedings of the 8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 2022. 10 p.

Priestley, M. J. N., R. J. Evision, y A. J. Carr. 1983. *Seismic response of structures free to rock on their foundation.* Bull. New Zealand Natl. Soc. Earthquake Eng. 11: 141 - 150 p.

Rebollar. C. y M. S. Reichle. 1987. *Analysis of the seismicity detected in 1982 – 1983 in the Northern Peninsular Ranges of Baja California.* Bull. Seism., Soc. Am. 77: 173 - 183 p.

Reyes. A., J. N. Brune, T. Barker, L. Canales, J. Madrid, J. Rebollar, y L. Munguía. 1975. *A microearthquake survey of the San Miguel fault zone, Baja California, México.* Geophysical Research Letters. 2: 56 - 59 p.

Richter, C. F. 1956. *Seismological notes: Baja California, February 9th, 1956.* Bull. Seism. Soc. Am. 46: 161 - 162 p.

Sadigh, K., C. Y. Chang, J. A. Egan, F. Makdisi, y R. R. Youngs. 1997. *Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong- motion data.* Seism. Res. Lett. 68: 180 – 189 p.

Schurch, P. y A. Becker. 2005. *Studies on 'Precarious rocks' in the epicentral area of the AD 1356 Basle earthquake, Switzerland.* Geophys. J. Int. 163: 689 - 697 p.

Shakal, A., H. Haddadi, V. Graizer, K. Lin y M. Huang. 2006. *Some key features of the strong-motion data from the M 6.0 Parkfield, California, earthquake of 28 september*

2004. Bull. Seism. Soc. Am. 96: S90 - S118 p.

Shakal, A., V. Graizer, M. Huang, R. Borcherdt, H. Haddadi, K. Lin, C. Stephens y P. Roffers. 2005. *Preliminary analysis of the strong-motion recordings from the 28 septembre 2004 Parkfield, California, earthquake.* Seism. Res. Lett. 76: 27 - 39 p.

Shi, B., A. Anooshehpoor, Y. Zeng, y J.N. Brune. 1996. *Rocking and overturning of precariously balanced rocks by earthquakes.* Bull. Seism., Soc. Am. 86: 1364 - 1371 p.

Shor G., y E. Roberts. 1958. *San Miguel, Baja California Norte, earthquake of February, 1956: A field report.* Bull. Seism., Soc. Am. 48: 101 - 116 p.

Soares. J. J. 1981. *Estudio de microsismicidad a lo largo de dos sectores de la Falla San Miguel.* Tesis para Oceanologo. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada. 70 p.

Spudich, P., W. B. Joyner, A. G. Lindh, D. M. Boore, B. M. Margaris, y J. B. Fletcher. 1999. *SEA99: A Revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes.* Bull. Seism. Soc. Am. 89: 1156 - 1170 p.

Stirling, M., y R. Anooshehpoor. 2006. *Constraints on probabilistic seismic – hazard models from Unstable landform features in New Zeland.* Bull. Seism. Soc. Am. 96: 404 - 414 p.

Su, F., K. Aki, T. L. Teng, Y. Zeng, S. Koyanagi, y K. Mayeda. 1992. *The relation between site amplification factor and surficial geology in Central California.* Bull. Seism. Soc. Am. 82: 580 - 602 p.

Su, F, y K. Aki. 1995. *Site amplification factors in Central and Southern California determined from coda waves.* Bull. Seism. Soc. Am. 85: 452 - 466 p.

Suarez–Vidal. F., R. Armijo., G. Morgan., P. Bodin. y R.G. Gastil. 1991. *Framework of Recent and Active Faulting in Northern Baja California.* En Faulting in Northern Baja California. Chapter 16. 285 - 300 p.

Thatcher, W. 1972. *Regional variations of seismic source parameters in the Northern Baja California.* J. Geophys. Res. 77: 1549 - 1565 p.

Thatcher, W. y T. C. Hanks. 1973. *Source parameters of Southern California*

earthquakes. J. Geophys. Res. 78: 8547 - 8576 p.

Vidal, A. 2000. *Atenuación, sitio y características de fuente: Efectos señales sísmicas registradas en la región norte de baja California con aplicaciones al calculo de magnitud y momento sísmico.* Tesis para doctor en Ciencias. CICESE. Nov 2000. 147 p.

Yim, C. S., A. K. Chopra, y J. Penzien. 1980. *Rocking response of rigid blocks to earthquakes.* Earthquake Eng. Struct. Dyn. 8: 565 - 587 p.

Wang, G.-Q, D. M. Boore, H. Igel, y X. -Y. Zhou. 2003. *Some observations on collocated and closely spaced strong- motion records of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake.* Bull. Seism. Soc. Am. 93: 674 - 693 p.

Wiechert, D. 1994. *Omak Rock and the 1872 Pacific Northwest Earthquake.* Bull. Seism. Soc. Am. 85: 379 - 439 p.