Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada

EVALUACION DE RIESGO GEOLOGICO DEBIDO A MOVIMIENTOS DE LADERA EN LA CIUDAD DE TUUANA, B.C. MEXICO

> TESIS MAESTRIA EN CIENCIAS

MANUEL DE JESUS ARAGON ARREOUA

Encimada, Baio, Galdfornia, Alexino, Discembre de 1994

RESUMEN de la Tesis de Manuel de Jesús Aragón Arreola presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en CIENCIAS DE LA TIERRA con opción en **GEOLOGIA**. Ensenada, Baja California, México. Diciembre de 1994.

EVALUACIÓN DE RIESGO GEOLÓGICO DEBIDO A MOVIMIENTOS DE LADERA EN LA CIUDAD DE TIJUANA, B.C., MÉXICO.

Resumen aprobado por:

La ciudad de Tijuana se localiza en un área tectónicamente activa caracterizada por su baja sismicidad (M>3). Las fallas Rose Canyon y Vallecitos-San Miguel, ambas de desplazamiento lateral derecho, aparentemente convergen en la zona metropolitana. La mancha urbana se desarrolla principalmente sobre una secuencia pobremente consolidada compuesta por arenisca, conglomerado e intercalaciones de lutita pertenecientes a la Fm. San Diego, de edad Plio-Pleistocénica. Esta unidad se divide en un miembro inferior dominado por arenas y otro superior dominado por conglomerados. Infrayaciendo a esta secuencia se encuentra la Fm. Rosarito Beach, de edad Mioceno, compuesta por intercalaciones de derrames basálticos, tobas y sedimentos volcaniclásticos. El basamento regional lo constituyen la Fm. Alisitos y el Batolito Peninsular. En el área se definen tres dominios geomorfológicos caracterizados por diferentes patrones estructurales: del Océano Pacífico al Río Tijuana, el árca está dominada por fallas laterales y normales orientadas NW y fallas normales NE, ambos sistemas son responsables de los lomeríos alargados cortados por cañones profundos. El Valle del Río Tijuana forma el dominio central, el cual está estructuralmente controlado por fallas normales NW. Entre el basamento cristalisno del oriente y el Río Tijuana, se encuentra el tercer dominio formado por mesas disectadas por fallas normales y laterales de rumbo NW y fallas normales perpendiculares que definen un régimen transtensivo.

Los tipos de movimientos de ladera más comunes son fluencias de detritos, deslizamientos rotacionales y caida de bloques. La mayor densidad de accidentes se observa en el primer dominio como consecuencia de la intensidad del fracturamiento y fallamiento, son frecuentes las fluencias y poco comunes los movimientos en bloque; en el tercer dominio ocurren los deslizamientos más grandes (El Pastejé con 200,000m³), y la desidad de estos es menor, ocurren tanto fluencias como movimientos en bloque. La presencia de accidentes de ladera muestra una excelente correlación con: a) los contactos estratigráficos, principalmente entre los miembros inferior y superior de la Fm. San Diego y entre la Fm. Rosarito Beach y la Fm. San Diego; b) la presencia de fallas y fracturas, los deslizamientos rotacionales son comunes cerca de intersección de estructuras, mientras que las fluencias siguen la traza de las estructuras y c) la pendiente, la cual es crítica en la ocurrencia de fluencias y caida de bloques, pero no es un factor determinante en la ocurrencia de movimientos rotacionales. A nivel regional, el agua y la sismicidad han jugado el papel de disparadores de deslizamientos; a nivel local la modificación del talud por actividad humana es un agente importante.

Las pruebas de vibración ambiental en, y cercanas a zonas de deslizamientos indican un aumento drástico en los modos fundamentales del terreno a baja frecuencia (hasta de 0.15 Hz en 30 m), indicando la pérdida de rigidez en la masa rocosa debido al fracturamiento. En zonas de falla o fracturamiento, la respuesta en frecuencias es similar. Hemos observado amplificación bajo condiciones de vibración inducida de hasta 15 o 20 veces más alta en zonas de falla que en las rocas encajonantes no deformadas.

Los deslizamientos se han identificado en un amplio rango de tiempo, sin embargo, en los últimos años, los asentamientos humanos han invadido zonas propensas a moverse.

ABSTRACT

The city of Tijuana is located in a tectonically active area showing a quite low local seismicity (M>3). The right-lateral Rose Canyon and Vallecitos-San Miguel faults apparently converge in the metropolitan area. The urban development is founded over poorly consolidated sandstone, conglomerate, and minor shale of the Plio-Pleistocene San Diego and Lindavista Fms. The regional basement is formed by the Alisitos Fm and the peninsular batholith. Three structural patterns define distinctive geomorphic NW oriented domains. From the Pacific coast to the Rio Tijuana, the area is dominated by NW oriented strike slip and normal faulting, and NE normal faults which are responsible of elongated hills cut by sharp canyons. The Rio Tijuana Valley forms the central domain which is structurally controlled by NW normal faulting. Between the eastern crystalline basement and the Rio Tijuana, the third domain is formed by mesas dissected by NW strike slip and normal faulting which defines a transtenssive regime.

The most common landslides are debris flows, rotational slides and block slides. The major density of accidents are observed in the first domain as a consequence of the intensity of faulting and fracturing. In the third domain landslides are the largest (Pasteje = 200,000 m3) but their density is low. Minor block slides occur in the second domain. Rotational slides are common near fault intersections, debris flows occur along fault traces, and block sliding combines structural factors and human activity. The slope is critical for the occurrence of debris flows and block slides but its influence is not determinant for rotational slides, where faulting is the main controlling factor. Water has also played an important role triggering landslides.

We conducted free ambient vibration tests near and far from landslide affected areas. Near and into the landslide areas the low frequency mode drops drastically (more than 0.15 Hz in 30 m) indicating stiffness loss in the rock mass due to fracturing. In fracture zones, the frequency response was similar, and we observed that amplification under induced vibration was 15 to 20 times greater compared with the undeformed country rock.

Landslides have been identified to occur during a broad time span, however, the historic record indicates that during the last 40 years, man activity has increased their frequency.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EVALUACIÓN DE RIESGO GEOLÓGICO DEBIDO A MOVIMIENTOS DE LADERA EN LA CIUDAD DE TIJUANA, B.C., MÉXICO.

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de MAESTROENCIENCIAS presenta:

Manuel de Jesús Aragón-Arreola

Ensenada, Baja California, México. Diciembre de 1994

Alicia:	- Entoces qué camino debo tomar
Gato:	- Eso depende de a dónde quieras ir
Alicia:	- No me importa a dónde ir
Gato:	- Entonces tampoco importa qué camino tomes
Alicia:	- Con tal que me lleve a algún lugar
Gato:	- Todos los caminos llevan a algún lugar, lo
	importante es que camines lo suficiente

Lo que recuerdo de la conversación entre Alicia y el Gato de Chester, de Alicia en el País de las Maravillas de Lewis Carroll

Me encanta

a mi gente, a mi tierra, a mi pueblo

y a la mar... por su suave inmensidad

CONTENIDO

Ι	INTRO I.1 I.2 I.3	ODUCCION Objetivos Alcances y limitaciones Sinopsis		1 5 5 6
II	REVI	SIÓN DE ALGUNOS TÉRMINOS RN GEOLOGÍA URBANA	ł	8
Ш	MARO III.1 III.2 III.3 III.4 III.5	CO TEÓRICO SOBRE MOVIMIENTOS DE LADERA Clasificación Condiciones de ocurrencia Revisión de metodología de análisis Método de análisis en este trabajo Modelo inicial de evaluación de riesgo en Tijuana		12 12 14 20 23 24
IV	MARO IV.1 IV.2 IV.3	CO GEOLÓGICO Estructura geológica y sismicidad regional Estratigrafía IV.2.1 Cretácico IV.2.2 Terciario y cuaternario Geología estructural		27 27 31 31 34 37
V	CART V.1 V.2 V.3 V.4 V.5	OGRAFÍA TEMÁTICA Cartografía geológica Cartografía geomorfológica Ingeniería Demografía Modelos digitales		45 45 50 50 54 54
VI	GEOL VI.1 VI.2 VI.3 VI.4 VI.5 VI.6 VI.7	OGÍA DETALLADA Playas de Tijuana Libramiento Poniente-Villas del Sol Cañón El Pato Fundadores-Monterrey-Doctores VI.4.1 El Rubí. Libertad Norte-Pastejé-La Central Pacífico-Cañada Verde Presa Abelardo L. Rodríguez		57 59 61 63 65 67 73 76
VII	INGE VII.1 VII.2 VII.3 VII.4 VII.5	NIERÍA SÍSMICA Y PROSPECCIÓN ELÉCTRICA. Playas de Tijuana: estudio geoeléctrico Playas de Tijuana: vibración ambiental El Rubí: vibración ambiental El Pastejé: vibración ambiental Presa Abelardo L. Rodríguez: vibración ambiental		81 81 83 86 88 91

, <u>Página</u>

CONTENIDO (Continuación)

INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN VIII 95 VIII.1 Formulación de una condición lógica de evaluación 97 VIII.2 Proceso digital de la información 99 VIII.3 Resultados: mapas de peligro y riesgo 102 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 108 IX **REFERENCIAS CITADAS** 110 ANEXO 1. LITERATURA SOBRE RIESGO GEOLÓGICO ENFOCADA 114 ESPECIALMENTE A MOVIMIENTOS DE LADERA

Página

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Mana de localización de la Ciudad de Tijuana mostrando el área estudiada	2
2	Principales rasgos morfológicos del área metropolitana de Tijuana	3
3	Clasificación simplificada de movimientos de ladera (Fleming y Varnes,	5
2	1991).	13
4	Fuerzas actuantes en un cuerpo que descansa sobre un plano inclinado.	16
5	Tipos idealizados de movimiento ilustrando los vectores de desplazamiento	10
0	(Costa v Baker, 1981).	17
6	Clasificación reológica de fluidos que involucran sedimento y agua (Fleming y	- /
	Varnes, 1991).	18
7	Modelo inicial de evaluación de peligro por deslizamiento, tomado de la	
	estimación regional de riesgo en litología incompetente usando un umbral de	
	18% (Delgado-Argote <i>et al.</i> , 1993a).	26
8	Entorno tectónico del área estudiada mostrando los epicentros M ₁ >2	
	localizados por Cal Tech.	28
9	Columna estratigráfica del área metropolitana de Tijuana.	32
10	Mapa litoestratigráfico basado en geología de campo y fotointerpretación	
	(levenda en figura 9).	33
11	Secciones geológicas en el área metropolitana de Tijuana.	35
12	Mapa de lineamientos estructurales fotointerpretados.	38
13	Diagramas de rosa de lineamientos estructurales agruparados por área	
	geográfica y formación litológica.	39
14	Diagramas de rosa de lineamientos estructurales agrupados por área	
	geomorfológica	40
15	Diagramas de rosa de lineamientos estructurales agrupados por unidad	
	estratigráfica y área geomorfológica.	42
16	Diagramas de rosa de lineamientos estructurales en las formaciones cristalinas	
	agrupados por área geomorfológica.	43
17	Diagramas de contornos de polos de estructuras en las áreas cartografiadas a	
	detalle.	44
18	Par estereográfico del área El Pato, los acetatos pueden sobreponerse e	
	ilustran la cartografía geológica, estructural y geomorfológica.	46
19	Par estereográfico del área Fundadores-Moterrey-Doctores-El Rubí, los	
	acetatos pueden sobreponerse e ilustran la cartografía geológica, estructural y	
	geomorfológica.	47
20	Par estereográfico del área Pacífico-Camino Verde, los acetatos pueden	
	sobreponerse e ilustran la cartografía geológica, estructural y geomorfológica.	48
21	Epicentros de todos los eventos sísmicos entre 1964 y julio de 1994	
•••	reportados por CalTech (M>0).	49
22	Mapa de cabeceras de movimientos de ladera fotointerpretados, su	
	confiabilidad es mayor que 95%.	51

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
23	Mapa topográfico del área a partir de las cartas topográficas del INEGI escala 1:50,000.	52
24	Estaciones de vibración ambiental para caracterizar modos fundamentales de vibración.	53
25	Mosaico fotoaéreo, se incluyen solamente las fotografías interpretadas.	55
26	Crecimiento urbano de Tijuana entre 1989 y 1984 (según Pireña-Ramírez y Ortiz, 1989 a y b).	56
27	Mapa geológico y secciones en el deslizamiento Playas de Tijuana (Aragón- Arreola <i>et al.</i> , 1993c).	58
28	Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas en el área Libramiento Poniente-Villas del Sol.	60
29	Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas en el área Cañón El Pato.	62
30	Cartografía geológica en el área Fundadores-Monterrey-Doctores.	64
31	Mapa geológico detallado del área Cumbres del Rubí.	66
32	Secciones geológicas y su interpretación en el área Cumbres del Rubí.	68
33	Mapa geológico detallado y diagrama de contornos de polos de fallas en el área Libertad Norte.	70
34	Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas en el área El Pastejé.	71
35	Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas en el área La Central.	72
36	Mapa geológico detallado y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas del área Pacífico-Cañada Verde.	75
37	Fluencias por expulsión de rocas suaves sobreyacidas por capas duras en el predio Callejón Cristóbal Colón No. 1, Col. Sánchez Taboada (de Delgado-	
38	Argote <i>et al.</i> , 1993a). Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas en el	11
	sitio Presa Abelardo L. Rodríguez (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993c).	78
39	Secciones geológicas del sitio Presa A. L. Rodríguez (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993c).	79
40	Datos observados y modelos geoeléctricos obtenidos en los sondeos SEV1, SEV2 y SEV3 realizados en el Deslizamiento Playas de Tijuana, para	0.4
41	ubicación de los sondeos ver figura 27 (Aragón-Arreola <i>et al.</i> , 1993b). Espectros de amplitudes de las estaciones PA1, PA2 y PA3 para las	81
42	componentes vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Deslizamiento Playas de Tijuana (ver figura 27). Espectros de amplitudes de las estaciones PA4, PA5 y PA6 para las	84
	componentes vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Deslizamiento Playas de Tijuana (ver figura 27).	85

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
43	Espectros de amplitudes de las componentes verticales, norte-sur y este-oeste de los registros de campo en El Rubí, para ubicación de las estaciones ver	
	figura 31 (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1994a).	87
44	Espectros de amplitudes de las estaciones PS1, PS2, PS3 y PA5 para la componentes vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Deslizamiento El Pastejé (ver figura 34).	89
45	Espectros de amplitudes de las estaciones PS6, PS7, PS8, PS9 y PA10 para la componentes vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Dacligamiento El Pasteió (ver figure 24)	00
46	Espectros de amplitudes de los registros de vibración ambiental paralelos y	90
40	perpendiculares al talud en la Presa Abelardo L. Rodríguez, para ubicación de	
	las estaciones ver figuras 38 y 39 (Aragón-Arreola et al., 1993c).	92
47	Espectros de amplitudes para los registros de los sitios 1 y 2 paralelos y	
	perpendiculares al talud obtenidos induciendo energía al suelo en la Presa	
	Abelardo L. Rodríguez, para ubicación de las estaciones ver figuras 38 y 39	0.0
40	(Aragón-Arreola <i>et al.</i> , 1993c).	93
48	litoestratigráfica, estructural, morfológica y sismológica.	96
49	Ilustración de los criterios de peligro de ocurrencia de deslizamiento que	
50	derivan en diferentes grados de peligrosidad.	98
50	Mapa de peligro debido a movimientos de ladera en el área metropolitana de	102
51	11 Juana. Mana de riesgo debido a movimientos de ladera en la mesa de Otay, al norte	103
51	de la Ciudad de Tijuana.	104
52	Mapa de riesgo debido a movimientos de ladera en la parte poniente de la	101
	Ciudad de Tijuana.	105
53	Mapa de riesgo debido a movimientos de ladera en la porción centro-sur de la	
	Ciudad de Tijuana.	107

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer profunda y sinceramente a Luis Delgado Argote por todo su apoyo y amistad, simplemente no tengo palabras para expresar lo que siento hacia él. Así también agradezco a los que me echaron porras y con su tiempo y trabajo me ayudaron durante el desarrollo de este trabajo, en especial a Gerardo Chávez Velasco, María Teresa Morandi y Tonatiuh Domínguez.

Al CICESE, que con todo, es un sitio muy bonito y amable para desarrollar las ideas y realizar el trabajo creador, ese que nos lanza. Al Departamento de Geología, porque su espíritu de trabajo y tozudez no lo he encontrado en otros sitios.

A Alejandro Nava por su confianza demostrada en el préstamo de equipo de registro sismológico, a Alejandro Hinojosa por su ayuda y cooperación en el procesado final, a Mónica Chacón por su trabajo de digitalización y a quienes fueron mis coautores en los reportes técnicos y resúmenes.

Agradezco también a Juan Bonilla, Rocío Martínez, Alán Siqueiros, Felipe Escalona y Mario Morales (de quienes fui asesor), a Francisco Rosas (mi maestro de corno), al CEM-UABC (mi segunda escuela) y a mis compañeros del CEM. A todos ellos por ofrecerme una visión distinta en esta etapa de mi vida.

También agradezco a quienes me apoyaron en la Ciudad de Tijuana, en especial a David Mascareño Jiménez, también al Ing. Rubén García Fons, a la Unidad Municipal de Protección Civil y al H. Cuerpo de Bomberos.

Pero más que nada y sobre todo, a la gente que con su amistad me dio un apoyo inmenso: María Morandi, Luis Delgado, Gerardo Chávez, Francisco Rosas, Claudia Sánchez, Tonatiuh Domínguez, Héctor Romero, Juan García, Enrique Gómez, Oscar Barrios, Sóstenes Méndez y familia (¿cómo mencionarlo a él solo?), Lupita Rodríguez, Ramón Mendoza, Lupita González, Dolores Carbajal, Bárbara Uribe, Ernesto Rocha, Edith Fernández, Cecilia González, Luis Juárez y Claudia Barrera, Tomás Cossío ... en fin.

EVALUACIÓN DE RIESGO GEOLÓGICO DEBIDO A MOVIMIENTOS DE LADERA EN LA CIUDAD DE TIJUANA, B.C., MÉXICO.

I. INTRODUCCION

El tema de esta tesis trata básicamente la evaluación de riesgo geológico, su desarrollo fue favorecido por la ocurrencia de tres accidentes casi simultáneos que en orden cronológico fueron: una temporada de lluvias extraordinaria, como la que no se había visto en cincuenta años en la región; en segundo lugar, arribé a Tijuana justo después de una de las mayores tormentas de la temporada y tercero, la declaración de estado de emergencia que urgió a las autoridades a estimar los desastres provocados por las inundaciones y estudiar las causas de los deslizamientos de varios tipos que las lluvias habían disparado.

La ciudad de Tijuana se localiza al norte del estado de Baja California, se asienta en el valle del Rio Tijuana y sus alrededores, es la cabecera del municipio del mismo nombre y colinda al norte con el condado de San Diego, California, EUA, al poniente con el Océano Pacífico, al Oriente con la Sierra de la Gloria y al sur con la Sierra de Tijuana-Rosarito (figura 1). El área de estudio tiene la forma de un rectángulo de 22x28 km, alargado en dirección este-oeste, está limitada al sur por la cordenada 3584000N, al norte por la 3606000N, al oeste por la 487000E y al este por la 515000E, zona 11 (meridiano central 117° W), siguiendo el sistema Universal Transverso de Mercator, mismo que será utilizado en el desarrollo de este trabajo. El área no cubre solamente la mancha urbana, también abarca zonas de crecimiento potencial. Los principales rasgos morfológicos del área son la Mesa de Otay al norte y noroeste constituida por mesas cortadas por cañones profundos, las Sierras Alargadas ubicadas al sur de la ciudad y formadas por lomeríos elongados y el valle del Rio Tijuana o Zona Rio, que separa a las anteriores, estos rasgos se ubican en el mapa de la figura 2 y servirán como referencia morfológica en los mapas regionales. Otros rasgos



Figura 1. Mapa de localización de la Ciudad de Tijuana mostrando el área estudiada

N



Figura 2. Principales rasgos morfológicos del área metropolitana de Tijuana

6

geográficos importantes son el Cerro Colorado, la Sierra de la Gloria y la Sierra de la Presa, ubicados al oriente (figura 2).

El vocablo Tijuana al parecer proviene del nombre de una de las rancherías indígenas que existían hacia 1769 llamada Tijuán, o bien de un rancho constituido en 1829 de nombre San Antonio Abad o Tía Juana; en 1889, los herederos de este rancho decidieron fraccionar parte de los terrenos, para lo cual elaboraron un plano que sirviera como traza urbana, la autoridad falló sobre éste y otros asuntos que concernían a los fundos el 11 de julio de 1889, fecha en que se considera oficialmente la fundación de Tijuana (Pireña-Ramírez y Ortiz-Figueroa, 1989a y b).

El trabajo encaminado a la evaluación de riesgo geológico lo iniciamos como grupo en respuesta a la solicitud del gobierno municipal; el resultado de cuatro meses de labor se presentó en un informe geológico dirigido a la autoridad municipal (Delgado-Argote *et al.*, 1993a), posteriormente se presentaron varios resúmenes a partir de dichos datos en reuniones como la de la Unión Geofísica Mexicana (Delgado-Argote *et al.*, 1993b; Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993a) y el Congreso Iberoamericano de Sistemas de Información de Base Geográfica (Hinojosa *et al.*, 1994).

Así que la tesis que ahora leen partió de un esfuerzo colectivo. Desde junio de 1993, tomé el tema para ahondar en él y lograr una mejor aproximación de los resultados. Muchos de los datos nuevos que presento los levanté en sitios seleccionados por su interés geológico, otros fueron colectados aprovechando proyectos de evaluación de riesgo geológico a predios, cada proyecto concluyó en un reporte particular e incluso en publicaciones que durante el desarrollo del texto cito. La fotogeología empleada para este documento la interpreté a una escala mayor (1:30,000) que la presentada en el reporte inicial (1:75,000). Gracias a un oportuno préstamo de equipo de registro sismológico, realicé mediciones de vibración ambiental en diversos sitios de la ciudad, dos deslizamientos rotacionales y una ladera propensa a moverse. De esta forma, la información disponible ha aumentado considerablemente y en el desarrollo de este trabajo la combino para lograr un resultado coherente.

En general, la metodología de trabajo es el modelado de datos empíricos de campo y sensores remotos, básicamente de fotografías aéreas. Para evaluar la ocurrencia de deslizamientos correlaciono su presencia con diferentes factores geológicos. La metodología principal es el ensayo y error. Parto del modelo empírico que realizamos para Tijuana (Delgado-Argote *et al.*, 1993a) e intento llegar a un mejor resultado por aproximaciones sucesivas. Es claro que el problema es complejo e intentaré obtener la mejor correlación posible que tienda a acercarse a la solución. Los resultados finales son básicamente gráficos, me gustaría que los mapas finales puedan ser útiles directamente para las autoridades responsables de la ciudad o para los desarrolladores (ingenieros civiles y arquitectos), lo que explica el énfasis que verán en las figuras.

I.1. Objetivos

Los objetivos de esta tesis son los siguientes:

1. Efectuar una revisión de la terminología utilizada en estudios de riesgo geológico, pues hasta ahora algunos términos resultan confusos.

2. Evaluar a escala semiregional el peligro de ocurrencia de movimientos de ladera, que responden a una combinación de factores geológicos (estructurales, estratigráficos y litológicos), topográficos, geomorfológicos y antropogénicos para el área metropolitana de Tijuana.

3. Evaluar el riesgo geológico derivado de movimientos de ladera a escala local en algunas áreas seleccionadas de la Ciudad de Tijuana de tal manera que sirvan como sitios de control y validación para una evaluación de riesgo a nivel regional.

4. Aplicar algunos métodos geofísicos de análisis que contribuyan al desarrollo de la metodología de evaluación de riesgo geológico.

I. 2 Alcances y limitaciones

La tesis que presento es resultado de un proceso empírico, evalúo los factores que considero más importantes, algunos de ellos no estuvieron a mi alcance tratarlos con detalle, pongo por ejemplo la estratigrafía fina, la geometrización de las superficies de corrimiento

en el subsuelo, el monitoreo milimétrico de movimientos superficiales, la modificación del paisaje por construcción u obras civiles. Algunos factores como la geomorfología y la respuesta dinámica del suelo, fueron tratados someramente y me sirvieron para tener una idea general sobre ellos y marcar la línea de trabajo, pero no profundizo en su importancia. La conclusión, por tanto, está limitada a los factores evaluados y nada o poco puedo decir cuando se presentan los otros.

A cambio de las limitaciones anteriores, puedo decir que la interpretación estructural y la cartografía geológica está realizada con mucho cuidado y que la correlación que observé de datos de campo con estructuras teledetectadas es muy buena, algo similar sucedió con la interpretación morfológica de deslizamientos, fluencias, cabeceras erosivas y en general movimientos de ladera. Desde un principio encontramos que la geología estructural controla los deslizamientos en la mayoría de los casos, así que la evaluación hecha basada en un análisis estructural alcanza un alto grado de confiabilidad.

Otro de los alcances de mi trabajo es que puede ser tomado como el inicio de la integración de la información de agentes naturales que afectan a la ciudad de Tijuana en particular y a la cuenca del río en general.

I.3 Sinopsis

Para dar una idea rápida al lector no interesado en todo el trabajo, quiero contarle cómo está estructurado. La INTRODUCCION pretende describir cómo empezó, por qué, para qué y para quién ha sido hecho este trabajo, que es justamente donde estamos. A continuación discuto algunas de las palabras cuyo significado es más bien intuitivo que claro, para dejar asentados los conceptos sobre los cuales se centra la discusión (REVISION DE ALGUNOS TÉRMINOS EN GEOLOGÍA URBANA). En el marco teórico describo los deslizamientos y los factores que los producen, hago una reseña de los métodos de análisis con que se han evaluado en otros sitios y cuál fue el método de análisis en el trabajo que realizamos originalmente para Tijuana. Finalmente describo la metodología que seguí

6

para la preparación de este trabajo (MARCO TEÓRICO SOBRE MOVIMIENTOS DE LADERA).

Inicio después con la descripción regional de la geología sobre la cual se desarrolla Tijuana, la estructura regional y los contextos tectónico y sismológico en los que se inscribe la ciudad y describo cómo se presentan las estructuras y unidades estratigráficas en el área estudiada (MARCO GEOLÓGICO). A continuación presento cada uno de los tipos de mapas temáticos realizados y recopilados para este documento, haciendo incapié en mencionar el grado de confiabilidad de los datos (CARTOGRAFIA TEMATICA). Presento después la geología detallada de varios sitios que utilizo para validar la información regional, el detalle funciona como la base empírica de la formulación de condiciones lógicas que son empleadas en el proceso automático de información (GEOLOGIA DETALLADA DE VARIOS SITIOS DE PRUEBA). Enseguida muestro los datos geofísicos que pude obtener durante este tiempo y parte de su procesado, además expongo como se utilizaron sondeos eléctricos en un sitio de Tijuana (INGENIERIA SISMICA Y PROSPECCION ELECTRICA).

En INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN se encuentran los resultados del procesado analítico y automatizado de la información, con lo cual genero cartografía interpretativa y enfocada a ser usada por personas ajenas a las Ciencias de la Tierra. Finalmente concluyo, presento las recomendaciones, discuto los resultados y enlisto las referencias (CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y COMENTARIOS Y REFERENCIAS CITADAS).

En el Anexo 1 se encuentran más de 250 referecias sobre riesgo geológico que espero sirvan para tener una base bibliográfica sobre estos temas urbanos.

II. REVISION DE ALGUNOS TERMINOS EN GEOLOGIA URBANA

A continuación intento definir y discutir los conceptos de algunos términos que se emplean comúnmente en trabajos de geología urbana y cuyo significado aún no resulta claro. Primero presento la definición que algunos diccionarios dan, a continuación las discuto, incorporo la forma en que se ha manejado su significado y algunas otras consideraciones.

Para el Diccionario Enciclopédico abreviado de Espasa Calpe:

Peligro.. Riesgo o contingencia inminente de que suceda algún mal.

Riesgo: Contingencia o proximidad de algún daño.

Riesgoso; sa. Perligroso, arriesgado, aventurado.

Vulnerable. que puede ser herido o recibir lesión, física o moralmente.

Para el Diccionario de la Lengua Española, editado por la Real Academia Española,

Riesgo. Contingencia o proximidad de un daño...

Peligro. Riesgo o contingencia inminente de que suceda algún mal. 2. ...paso u ocasión en que aumenta la inminencia del daño.

Vulnerable. Que puede ser herido o recibir lesión, física o moralmente.

Para el Webster's Third New International Dictionary

"¹Hazard... 2). a: an adverse chance as of being lost, injured, or defeated: danger, peril... b: a thing or condition that might operate against success or safety... c: a condition that tends to create or increase the possibility of loss. 3). a: the effect of impredictable, unplanned, and analyzable forces in determining events: chance... b: an event occurring without design, foreth ought, or direction: accident... 4). Something risked... Syn: see danger, chance."

"Hazard... 1)... b: to expose to possible risk of loss or damage..."

"¹Risk... 1). The <u>possibility</u> of loss, injury, disadvantage or destruction: contingency, danger, peril, threat... 2). Someone or something that creates or suggests a hazard or adverse chance... 3). a: (1) The <u>chance</u> of loss or the peril to the subject matter of insurance covered by a contract, (2) The degree of probability of such loss; b: amount

of risk... 4). The product of the amount that may be lost and the probability of losing... syn: danger."

"Risk... to expose to danger, hazard, risk."

- "Peril... 1). The situation or state in imminent or fearful danger: exposure... to the risk of being injured, destroyed or loss... 2). a: Something that imperils: a source of danger or possible cause of loss..."
- "Vulnerable... 1). Capable of being wounded: defenseless against injury... 2). Open to attack or damage..."

Estas definiciones están tomadas de tres fuentes distintas, no vale la pena presentar más porque en general son muy similares. Como se ve, salvo aquellas que están subrayadas, todas son muy semejantes y es común encontrar que peligro es sinónimo de riesgo o "danger" lo es de "peril" o de "risk", es decir, no existe una diferencia clara. Además, el idioma inglés tiene el "hazard", palabra que no tiene un significado directo en español.

En Ciencias de la Tierra se ha adoptado la definición dada por Fournier d'Albe (1972, *en* De la Cruz, 1980), en la cual se define cuantitativamente el riesgo como la relación dada por:

Riesgo = (Valor) · (Vulnerabilidad) · (Peligro)

"donde *valor* es el número de vidas humanas expuestas o el valor del capital de las construcciones, o bien la capacidad productiva de zonas agrícolas o industriales, *vulnerabilidad* es una medida de la proporción del valor así definido que puede ser perdido o destruido como resultado de un evento dado" (De la Cruz, 1980). Al ahondar en esa definición se encuentra que no es sencilla, según Starr y colaboradores (1976), la evaluación de riesgo tiene que hacerse a futuro, teniendo en cuenta que existen cuatro concepciones distintas de riesgo:

- Riesgo real, determinado eventualmente por circunstacias futuras cuando éstas sucedan.
- Riesgo estadístico, determinado por los datos actuales, es sólo una medida.
- Riesgo predicho, resultado analítico de la aplicación de modelos, y
- Riesgo percibido, tal como cada individuo intuitivamente percibe las situaciones.

Sin embargo, salvo el primero, cada uno de estos tipos de riesgo es producto de la percepción, misma que es directamente influida por la noción de manejabilidad o

9

controlabilidad de la situación. Para que el observador pueda tener una mejor aproximación al riesgo real, es necesario que combine el conocimiento exacto de los efectos del accidente con su probabilidad de ocurrencia, sin embargo este conocimiento normalmente es imperfecto.

De esta forma el riesgo, que según la definición de Fournier d'Albe (1972; *en* De la Cruz, 1980) es solamente una función de probabilidad y de valor, es también una función de la percepción y por lo tanto, a nivel social el entendimiento del riesgo para un fenómeno dado no es homogéneo y lo será menos en tanto mayor desconocimiento exista por parte de la sociedad acerca de un accidente dado (Okrent, 1980). Otro aspecto importante por comentar es que para algunos sucesos el riesgo no puede ser eliminado, y tiene que ser tolerado. La tolerancia al riesgo varía entre grupos sociales, cambia con el tiempo y es un factor que la sociedad tiene que aceptar (Burton *et al.*, 1978).

El otro punto importante por discutir es el concepto de valor. La definición cuantitativa implica cantidades de: 1) número de vidas humanas expuestas, 2) valor del capital de las construcciones y 3) la capacidad productiva de zonas agrícolas o industriales. Esto trae como consecuencia que la acepción de valor puede ser diferente para instancias gubernamentales, empresas privadas, aseguradoras y personas físicas. Las diferentes acepciones de valor hacen que la misma definición al aplicarse, pueda llegar a resultados antagónicos para el mismo evento. Pongamos el ejemplo del terremoto de 1985 en la Ciudad de México. El riesgo, visto desde el punto de vista de los habitantes de un edificio, radicaba en la contingencia de perder la vida, para el propietario, era la posibilidad de perder el inmueble y para la aseguradora el riesgo radicaba en pagar los daños. Este ejemplo muestra el uso de la misma definición con diferente acepción de valor y por tanto con resultados totalmente distintos.

Ahondando en el problema del valor, tomo las ciudades de Tijuana y San Diego, cuyo terreno es parecido y los fenómenos naturales a los que están expuestas son semejantes. Usando la misma definición citada, resulta que ante la presencia de un sismo de $M_L=8.0$, poco probable, por cierto, si la acepción de valor es el costo de las construcciones, San Diego corre mayor riesgo porque cuenta con obras civiles más costosas; sin embargo, si la definición es el número de vidas expuestas, tal vez el riesgo sea el mismo. Si el valor está en

función de la capacidad productiva o de los bienes de capital, resulta que existe mayor riesgo en San Diego. Ahora bien, si suponemos que en San Diego se han realizado mayor número de trabajos geotécnicos, geológicos y de ingeniería antes de construir, resulta que los edificios son menos vulnerables y, ante el mismo sismo, Tijuana corre mayor riesgo porque está más expuesta al fenómeno ya que lo conoce menos y está menos preparada. Sin embargo, si regresamos a lo discutido anteriormente sobre percepción, resulta que las autoridades del país vecino han percibido el riesgo de forma distinta y sus leyes y normas son más exigentes, con lo cual los niveles aceptables de riesgo en San Diego son mucho menores que en Tijuana y por lo tanto, ante el mismo sismo la percepción de riesgo y su cuantificación sigue siendo mayor en San Diego.

Esta discusión no tiene por objeto ser un juego de palabras, sino una reflexión sobre lo vagas que son las definiciones con las cuales trabajamos. Otro de los objetivos de este trabajo es establecer cuál es la definición de riesgo que voy a emplear y cuáles son los parámetros que intervienen en ella.

Dado el fenómeno que este trabajo afronta, usaré la definición de riesgo de Fournier d'Albe (1972, *en* De la Cruz, 1980); el valor será la suma de los bienes de capital, los bienes patrimoniales de los propietarios de los terrenos en los que existen movimientos de ladera y los bienes de interés público que pueden ser afectados. El evento peligroso son los movimientos de ladera, la vulnerabilidad del terreno a deslizarse es una función que resulta de la conjunción de factores geológicos como litología, estructura, morfología, saturación, etc. La probabilidad es una función del espacio y está definida por la densidad de accidentes por área y la conjunción de factores que hacen vulnerable el terreno. Por último, la evaluación de riesgo tiene como objetivo final desarrollar una metodología predictiva en la ocurrencia de movimientos de ladera.

III. MARCO TEORICO

Un movimiento de ladera se define como el desplazamiento de masas de roca y/o suelo en las cuales el centro de gravedad del material removido avanza hacia abajo y hacia afuera con respecto al talud (Terzaghi, 1960). Lundgren (1986) añade que el material despllazado debe ser superficial o cercano a superficie e incluye los desplazamientos que ocurren bajo la superficie del mar.

III.1 Clasificación

Los movimientos de ladera se han clasificado siguiendo varios criterios, según Lundgren (1986) son: a) el material que los constituye; b) la forma y localización de la ruptura o la superficie de corrimiento; c) el desplazamiento o distancia de viaje; d) tasa de movimiento y e) comportamiento del material durante el evento. En otros sitios la clasificación está basada en las condiciones geológicas regionales y en características simples (Záruba y Mencl, 1969). La clasificación más comúnmente usada fue propuesta por Varnes en 1978 (en Fleming y Varnes, 1991), se basa en el material que los constituye y en la forma de la masa removida (figura 3). Con base en ella serán denominados los movimientos de ladera en este trabajo.

Es común encontrar dificultades de terminología usando un solo sistema de clasificación, Záruba y Mencl (1969) presentan una opción interesante, pues su sistema atiende más al proceso que provoca el deslizamiento. Subrayo la forma en que se nombra cada accidente:

 A. Movimiento de talud de depósitos superficiales debido principalmente a agentes subaéreos.

Escurrimiento viscoso (creep) de detritos: deformación de estratos.

Deslizamiento plano.

Flujos de tierra.

Flujos de detritos (liquefacción de arenas).

B. <u>Deslizamiento en rocas pelíticas</u> consolidadas o parcialmente consolidadas (arcillas, margas, limolitas, lutitas pelíticas), su desarrollo sucede en:

2 3 - S		TIPO DE MATERIAL			
TIPO DE MOVIMIENTO			EN ROCA	EN SUELO INGENIERIL	
				Prediminan materiales gruesos	Predominan materiales finos
CAIDAS			Caída de rocas	Caída de detritos	Caída de suelos
DESCALCE (TOPPLES)			Descalce de rocas	Descalce de detritos	Descalce de suelos
DESLIZAMIENTOS	Rotacional	Pocas	Deslizamiento rotacional en roca	Deslizamiento rotacional en detritos	Deslizamiento rotacional en suelo
	Traslacional	unidades	Deslizamiento traslacional de bloques de roca	Deslizamiento traslacional de bloques de detritos	Deslizamiento traslacional de bloques de suelo
		Muchas unidades	Deslizamiento traslacional en roca	Deslizamiento traslacional en detritos	Deslizamiento traslacional en suelo
APERTURA LATERAL			Separación de rocas	Separación de detritos	Separación de suelos
FLUENCIAS			Fluencia en roca (creep profundo)	Flujo de detritos Fluencia de suelos (creep de suelos)	
MOVIMIENTO COMPLEJO Combinación de dos o más de los principales tipos de movimie			es tipos de movimiento		

Figura 3. Clasificación simplificada de movimientos de ladera (Fleming y Varnes, 1991)

<u>Deslizamiento en superficies cilíndricas</u> al ser excedida la resistencia al esfuerzo cortante.

Deslizamiento en superficies predispuestas por planos de separación antiguos.

Deslizamiento por expulsión de rocas suaves subyacidas por paquetes de rocas de mayor dureza.

C. Movimientos de ladera en roca sólida.

<u>Deslizamientos en superficies predispuestas</u> (estratificación, esquistosidad, juntas, fracturas o fallas).

Deformación de laderas de montañas (creep) a largo plazo.

Caídas de rocas.

 D. Tipos especiales de desplazamientos influidos por las condiciones climáticas. Solifluxión

Deslizamientos en arcillas sensitivas (quickclays).

Deslizamientos subacuáticos.

De acuerdo a su edad, los movimientos de ladera se clasifican en iniciales, avanzados o exhaustos. Por su grado de estabilización se denominan como activos, estabilizados y potencialmente activos (Záruba y Mencl, 1969).

Como mencioné, utilizo principalmente la clasificación de Varnes (*en* Fleming y Varnes, 1991), mostrada en la figura 3, sin embargo me resulta muy útil poder en ocasiones usar los otros sistemas, principalmente porque los movimientos de ladera presentes en Tijuana son de edades variadas y el objetivo final es establecer zonas propensas a deslizarse, en las cuales los deslizamientos son potencialmente activos.

III.2 Condiciones de ocurrencia

Considerando condiciones estáticas, la ocurrencia de movimientos de ladera requiere la presencia de una serie de factores tales como pendiente del terreno diferente de cero, componente gravitacional que genera una fuerza tangencial o de cizalla que permite que se realice trabajo durante el deslizamiento en ocasiones una fuerza lateral como la aceleración de un sismo (Bolt *et al.*, 1977).

El material que constituye una ladera está sujeto a una serie de condiciones que determinan su estabilidad. Hablando en general, es posible mencionar tres grupos de factores: 1) controladores que propician el hecho de que una pendiente sea inestable; 2) preparadores que disponen a la ladera al movimiento y 3) disparadores, que constituyen la causa de inicio del movimiento (Crozier, 1986). En la mayoría de los casos el agente disparador es trivial, puesto que un deslizamiento depende de un conjunto de condiciones.

Atendiendo al modelo de un cuerpo descansando sobre un plano inclinado (figura 4), se tiene que las fuerzas actuantes son el peso propio (W=mg), la componente normal al plano, la componente paralela y una fuerza resistente al movimiento llamada resistencia a la cizalla. Si se introduce alguna fuerza horizontal que actúe sobre la masa en dirección de la pendiente, la componente de cizalla se incrementa y puede llegar a darse el caso que sea superior a la fuerza resistente, en tal caso, se pierde el equilibrio y el cuerpo tiende a moverse. Esta idealización sencilla es suficiente para explicar el concepto, sin embargo no funciona para explicar la mecánica ni la forma del fenómeno.

El campo de esfuerzos en un talud se caracteriza por fuertes componentes horizontales que generan esfuerzos de cizalla. Normalmente la diferencia entre el esfuerzo principal máximo (σ_1) y el esfuerzo principal mínimo (σ_3) es grande, sin embargo en ocasiones esta diferencia es muy pequeña e incluso la orientación de σ_1 llega a ser muy cercana a la normal al talud y σ_3 puede llegar a ser negativa (Záruba y Mencl, 1969), estas condiciones llegan a provocar el fallamiento a tensión.

Dependiendo del tipo de material, la falla puede producirse bajo régimen quebradizo o semiplástico (Costa y Baker, 1981). Para caidas, vuelcos y movimientos que involucran material consolidado, los vectores de desplazamiento en distintas partes de la masa son iguales o siguen un arreglo geométrico sencillo, mientras que para suelos conteniendo agua, los mismos vectores siguen arreglos que involucran viscosidad variable (Costa y Baker, 1981; figura 5). Para fluencias que involucran suelos ingenieriles, esto es, materiales no quebradizos, el movimiento ocurre como fluidos no newtonianos, el tipo y velocidad es una función de la concentración de agua y el tamaño de grano (Fleming y Varnes, 1991; figura 6).



Figura 4. Fuerzas actuantes en un cuerpo que descansa sobre un plano inclinado



Figura 5. Tipos idealizados de movimiento ilustrando los vectores de desplazamiento (Costa y Baker, 1981)



Figura 6. Clasificación reológica de fluidos que involucran sedimento y agua (Fleming y Varnes, 1991)

Los deslizamientos que históricamente han involucrado los mayores volúmenes, están constituidos por fragmentos de roca con gran cantidad de matriz que se comportan como avalanchas de detritos, el material rocoso pasó en todos los casos por un proceso de fluidización (Melosh, 1987).

Resumiendo los factores que intervienen en la ocurrencia de un deslizamiento de acuerdo con Bolt y colegas (1977), Crozier (1986), Lundgren (1986), Sidle y colaboradores (1985), Veder (1981) y Záruba y Mencl (1969) son:

- Tipo de roca y estructura
- Secuencia estratigráfica
- Sismicidad y vibraciones
- Levantamiento tectónico regional
- Decremento en la resistencia al esfuerzo cortante en posibles planos de corrimiento
- Altas pendientes en laderas y cambios en el gradiente
- Exceso de carga en el talud
- Excavaciones para obras civiles
- Edificaciones
- Remoción de material en la base del talud
- Intemperismo y acumulación
- Incremento en el contenido de agua en el material
- Incremento en la presión de poro
- Agua subterránea
- Descongelamiento de agua
- Cambios en la composición química del agua
- Cambios en la composición fisicoquímica de las arcillas y limos
- Incremento en la densidad del material
- Cambios en la vegetación
- Cambios combinados

Es común encontrar que la mayor parte de los autores que tratan sobre riesgos naturales consideran en forma secundaria al factor geológico, estratigráfico y estructural, tanto a nivel de sitio, como a escala regional. Este trabajo, en contraposición, se basa precisamente en estos factores. Por último, es importante mencionar que la ocurrencia de un movimiento no se debe exclusivamente a un factor, sino a la combinación de varios de ellos.

III.3 Revisión de metodología de análisis

El análisis de movimientos de ladera encierra dos objetivos primordiales: la investigación en sitios donde se ha presentado el fenómeno con el fin de entender las causas que lo propiciaron y encontrar soluciones, y el estudio de zonas con características geológicas similares para determinar la posibilidad de ocurrencia de deslizamientos bajo determinadas condiciones. En ambos casos es necesario tener en cuenta el mecanismo de falla y las propiedades del material en que se desarrolla el accidente geológico (Bolt *et al.*, 1977). Este trabajo lo han realizado normalmente ingenieros civiles o geólogos geotecnistas; los métodos son marcadamente ingenieriles y en general, no consideran el efecto del entorno geológico sobre un sitio.

El análisis de estabilidad de taludes tiene como objeto central encontrar factores de seguridad para el sitio estudiado (Costa y Baker, 1981). El factor de seguridad se define como: I) el cociente de las fuerzas resistentes sobre las fuerzas actuantes a lo largo de una superficie potencial de falla, 2) el cociente de los momentos resistentes sobre los momentos actuantes referidos a un punto, 3) el cociente de la resistencia a la cizalla sobre el promedio de la fuerza de cizalla actuante en el suelo a lo largo de un plano potencial de falla y 4) el factor por el cual las fuerzas de cizalla tienen que ser reducidas para dejar un talud en condiciones de equilibrio limitado a lo largo de un plano potencial de deslizamiento (Lundgren, 1986).

Según Záruba y Mencl (1969), en el análisis de deslizamientos los factores que deben ser analizados son:

En el campo:

- Reconocimiento de la topografía del área de deslizamiento.
- Fotogeología: fracturamiento, rasgos morfológicos, localización de sondeos.
- Cartografía geológica: descripción de la geometría de fallas y fracturas dentro de la zona afectada.

- Investigación hidrogeológica. Nivel freático, manantiales y humedad.
- Determinación de la forma de la superficie de deslizamiento por medio de pozos y trincheras.
- Descripción del movimiento: velocidad, dirección y variación.
- Medición de campos de esfuerzos: esfuerzo residual horizontal.
- Medición del potencial eléctrico en suelos.

Laboratorio:

- Pruebas de mecánica de suelos o rocas: compresión simple, triaxial y resistencia al corte.
- Determinación del módulo elástico y el módulo de Poisson.
- Mineralogía del material involucrado.
- Cohesión de suelos: suelos no cohesivos.
- Determinación de propiedades intergranulares: presión de poro y límite de Attenberg.
- Tasa de consolidación con la presión.
 Veder (1981) agrega:
- Análisis de sismicidad regional y local.
- Resistencia del suelo a la penetración standard.
- Determinación del contenido natural de agua.
- Determinación del ángulo de fricción interna.
- Determinación del coeficiente de permeabilidad

Para la determinación de estos factores se necesitan diferentes técnicas. Entre otras, se puede mencionar la topografía detallada con distanciómetros, geodesia detallada, penetración standard, pruebas uniaxiales, triaxiales, piezometría, instrumentación detallada para ingeniería usando extensómetros, deformómetros e inclinómetros. Las técnicas geofísicas utilizables en la determinación de la forma del plano de corrimiento, el régimen hidrológico y la caracterización del movimiento son la sísmica de reflexión, resistividad, emisión acústica y registros geofísicos de pozos (McCann y Forster, 1990).

Hablando propiamente de los métodos analíticos de estabilidad de taludes, existen básicamente tres: uno considera el talud como una superficie plana y reduce el problema al modelo simple de un cuerpo descansando sobre un plano inclinado, el segundo idealiza la superficie de corrimiento como de forma circular, con lo cual el problema queda reducido al análisis de momentos (Bolt *et al.*, 1977); el tercero hace uso de una superficie no circular y no plana (Sidle *et al.*, 1985), aunque durante el desarrollo el problema es nuevamente reducido a la consideración separada de la parte plana y circular. Veder (1981) explica que la estabilidad de taludes por estos métodos se evalúa bajo cinco condiciones:

1. Suelos no cohesivos, despreciando el contenido de agua y la presión de poro.

- 2. Como en 1, pero considerando flujo de agua paralelo a la superficie de corrimiento
- 3. Como en 1, pero considerando la sismicidad
- 4. Como en 1, pero considerando presión de poro
- 5. Como en 1, pero considerando suelos cohesivos

Existen otros métodos de evaluación de estabilidad basados en tres principios (Veder, 1981): 1) cuando el talud alcanza las condiciones de equilibrio en todo el sistema, sin verificar la forma de la distribución de esfuerzos; 2) cuando se cumple la condición de que la sumatoria de momentos del sistema en todos los puntos es igual a cero y 3) obteniendo el factor de seguridad a partir de diagramas de fuerzas sin importar los momentos.

Existe otra corriente para afrontar el mismo problema enfocada más a la prevención y planeación. Le llamo la tendencia cartográfica por su inclinación a generar cartas que deben aparecer como niveles de información enfocados hacia la toma de decisiones.

A grandes rasgos consiste primeramente en establecer lineamientos geológicos y normas que deben cumplir los terrenos para ser usados de una u otra forma. Estos lineamientos se toman con base en mapas "de primer orden" o de datos crudos, que son resultado de la observación directa. A partir de esta información se produce cartografía de "segundo orden", en la cual se deben presentar mapas temáticos conteniendo datos; dentro de este grupo están las cartas litológicas, topográficas, estructurales, de aguas subterráneas, etc. El siguiente nivel o "tercer orden" contiene información interpretada a partir de los anteriores, por ejemplo de resistencia uniaxial, calidad de roca, dirección preferencial de fracturamiento, etc. Para llegar a la cartografía de "cuarto orden" se establecen criterios con base en los datos anteriores, llegando a productos como riesgo geológico, conveniencia residencial, capacidad de estructuras pesadas, basureros, etc. Finalmente el "quinto orden" presenta vocación del terreno y recomendaciones de estudios de caracterización de sitio

según la vocación determinada (Mathewson y Font, 1974; Montgomery, 1974; Laird et al., 1979).

La metodología anterior fue desarrollada en trabajos realizados para el gobierno estatal de California (USA). Alfors (1973) en el *Urban Geology Master plan for California* describe los riesgos geológicos a que está expuesto el estado, cuantifica a futuro daños económicos y realiza una evaluación costo-beneficio refiriendo a los daños el costo de prevención. Este autor dividió algunas partes del área total en cuadrángulos de 7.5' de arco por lado, en los cuales plasmó índices de peligro por movimiento sísmico, desplazamiento por falla, movimiento de ladera, vulcanismo y pérdida de depósitos minerales.

Posteriormente, Laird y colaboradores (1979) plantearon una metodología para estimar el costo de utilización del terreno relacionado a condiciones geológicas, en ella se combina información de uso actual del terreno, riesgos naturales, características físicas, construcción y valor económico del terreno e infraestructura. Estos factores son manejados en forma matricial y la comparación y combinación de niveles de información es numérica.

III.4 Método de análisis en este trabajo

Este trabajo está basado en el modelado de datos empíricos de campo e interpretados a partir de fotografías aéreas.

A partir de la cartografía en sitios seleccionados, la fotointerpretación de fotografías aéreas en color escala 1:30,000 y la consulta de mapas en distintas fuentes (mapas de primer orden), se elaboró cartografía temática y detallada (segundo orden) que consta de los siguientes niveles: litoestratigrafía, geología estructural, movimientos de ladera, vibración ambiental, topografía, epicentros sísmicos, crecimiento urbano, mosaico fotoaéreo y vias terrestres. La cartografía temática está referida a un marco geográfico igual al área estudiada. La cartografía geológico-estructural detallada escala 1:15,000, 1:10,000. 1:1,000, 1:500 y 1:200, quedó referida en la misma base geográfica, pero no integra la cartografía temática.

Para establecer la confiabilidad y validar la información temática comparé estos datos con la cartografía detallada, una vez validada, el proceso consistió en la estadística de lineamientos y el cruce digital de distintas capas de información. Las matrices de correlación tienen diferentes dimensiones y generan resultados gráficos. El mapa de peligro por deslizamiento (tercer orden) relaciona en forma digital las capas de información mediante una condición booleana, esta condicionante está basada en la observación empírica de las relaciones de campo de deslizamientos, fallas, fracturas, contactos, pendiente, morfología y estratigrafía detallada.

La cartografía de cuarto orden (riesgo geológico) se obtuvo relacionando información demográfica de segundo orden con el mapa de peligro por deslizamientos.

Por último, con base en la experiencia de la cartografía detallada, se proponen estudios de caracterización geológica detallada dependiendo del riesgo. Este es un mapa de recomendaciones y es un ensayo de cartografía de quinto orden.

III.5 Modelo inicial de evaluación de riesgo en Tijuana

El modelo inicial de evaluación de peligro por deslizamientos del cual parto, es el producto final de la evaluación de riesgo geológico en Tijuana de Delgado-Argote et al., (1993a). La obtención de este producto está basada en la combinación digital de tres capas de información: 1) etructuras interpretadas en fotografías aéreas verticales en blanco y negro escala 1:75,000 proporcionadas por el INEGI, la validez de esta información fue verificada en el campo en algunos sitios seleccionados; 2) e valor puntual de pendiente de terreno obtenido del mapa digital de pendientes calculado con base en el modelo matricial de elevaciones; el tamaño de la celda fue entonces de 80 m, ya que el archivo inicial, proporcionado por el INEGI tiene elementos que corresponden a 3" de arco, que a la latitud de Tijuana representan 92 m en latitud y 78 m en longitud y 3) la geología regional tomada de los mapas 1:50,000 del INEGI y la cartografía levantada por Gastil y colaboradores (1975). Las tres capas de información fueron integradas mediante el uso de un Sistema de Información Geográfico (SIG), la ubicación de sitios propensos a deslizarse se logró mediante el uso de una condición lógica no aditiva en la cual si *pendiente>umbral* y *existe* falla o fractura y el terreno es poco consolidado, entonces riesgo, el umbral de pendiente utilizado fue 18%. (Delgado-Argote et al., 1993a).
Este modelo inicial se muestra en la figura 7, comprende un área de 16x12 km (192 km²). El área real que presento ahora es de 25x21 km (521 km²), contiene información del mismo tipo, pero basado en diferente fuente y añade nuevos niveles de información.



Figura 7. Modelo inicial de evaluación de peligro por deslizamiento, tomado de la estimación regional de riesgo en litología incompetente usando un umbral de 18% de Delgado-Argote y colaboradores (1993a.)

IV MARCO GEOLÓGICO

IV.1 Estructura geológica y sismicidad regional

El área de estudio se localiza dentro de la Zona de Cizallamiento del Sur de California (Southern California Shear Zone), que constituye una región tectónicamente activa entre las Placas de Norteamérica y Pacífico (Legg *et al.*, 1991). La figura 8 muestra el área estudiada, su entorno tectónico y las localizaciones de los 1451 eventos de $M_L>2.0$ reportados hasta julio de 1994 por el catálogo del California Institute of Technology (CalTech), para esta área RESNOM ha localizado en el mismo periodo 253 eventos.

La actividad sismotectónica en el norte de Baja California ocurre en tres regiones (Suárez-Vidal *et al.*, 1991); el primero se localiza en el valle de Mexicali-Imperial y comprende las fallas Imperial, Cerro Prieto, Cucapá y Laguna Salada; el segundo se relaciona al escarpe del golfo e involucra las fallas San Pedro Mártir, San Felipe y las estructuras asociadas al escarpe de la Sierra Juárez; el tercer grupo lo comprenden fallas que cruzan las sierras peninsulares como Agua Blanca y San Miguel-Vallecitos. Legg y colaboradores (1991) agregan a estos tres grupos, las fallas localizadas en el borde continental (Inner Continental Borderland).

La sismicidad tiene una buena correlación con los sistemas de fallamiento regionales tanto en el continente como en el borde continental, existen evidencias de tres agrupaciones principales, donde la primera se extiende a lo largo del eje del Golfo de California, la segunda se localiza bajo el Océano Pacífico y presenta una tendencia norte sur paralela a la costa, la tercera es más especulativa y conecta la sismicidad de los sistemas San Miguel y Sierra Juárez (Frez y González, 1991). Por su parte, Munguía-Orozco y Vidal-Villegas (1991) reconocen 5 zonas sismogénicas que son Ensenada, San Miguel-Vallecitos, Pino Solo, Sierra Juárez-Laguna Salada y el sistema Cerro Prieto-Imperial.

El sistema Cerro Prieto-Imperial constituye el límite entre las placas Pacífico y Norteamerica, en él se han registrado sismos incluso de $M_L>7$, los eventos se presentan como enjambres que preceden y siguen a un sismo mayor, aunque los epicentros de los sismos principales parecen caer fuera de las zonas sísmicas. Los hipocentros se estiman entre los 4 y los 13 km. Las soluciones de mecanismos focales indican movimiento a lo largo



Figura 8. Entorno tectónico del área estudiada mostrando los epicentros M>2 localizados por CalTech

28

de fallas laterales derechas, algunos mecanismos normales e incluso algunos de falla inversa (Frez y González, 1991). En este sistema se registraron las máximas aceleraciones de terreno conocidas en Baja California, que llegaron hasta 0.69 g en la componente vertical y de 0.93 y 1.4 g en las horizontales (Munguía-Orozco y Vidal-Villegas, 1991).

El sistema Laguna Salada-Sierra Juárez ha presentado sismos $M_L>6$, y su relación con el sistema Elsinore y Cerro Prieto-Imperial es compleja (Frez y González, 1991). Su actividad sísmica es baja comparada con las otras regiones, los mecanismos son de falla derecha y falla normal (Munguía-Orozco y Vidal-Villegas, 1991). Estos sistemas se encuentran fuera del área de estudio de este trabajo.

El sistema San Miguel-Vallecitos está formado por las fallas Calabazas, Vallecitos, San Miguel y Tres Hermanas, que siguen un arreglo escalonado (Suárez-Vidal *et al.*, 1991), su sismicidad M \geq 5 y su microsismicidad M_L>3 es muy frecuente en el área. Se han registrado 6 sismos de M_L>6, los eventos parecen ocurrir en agrupaciones, en tanto que la profundidad hipocentral al parecer se concentra entre 5 y 15 km. Las soluciones de mecanismos focales indican fallamiento lateral derecho con pequeña componente normal (Frez y González, 1991). Este sistema tiene cerca de 150 km de largo y al parecer se termina unos 25 km antes de llegar a la frontera con los Estados Unidos (Munguía-Orozco y Vidal-Villegas, 1991).

El sistema Newport-Inglewood-Rose Canyon es una zona de falla de 240 km de largo por 400 a 4,000 m de anchura, corre en dirección NNW, inicia cerca de Inglewood California, y continúa hasta el área metropolitana de San Diego. Está constituido por varios segmentos escalonados y en general es una estructura de flor positiva (Fischer and Mills, 1991). Sobre esta falla se han medido velocidades de desplazamiento lateral derecho hasta de 1.07 ± 0.03 mm/año para los últimos 8,000 años (Rockwell *et al.*, 1991). Este sistema es sismogénico y en el área de San Diego la actividad ocurre en forma de enjambres, se ha calculado que el sismo máximo posible podría ser hasta de 6.9 (Reichle *et al.*, 1990), las intensidades máximas que podría alcanzar son del orden de 0.5 a 0.6 g (Sangines *et al.*, 1991).

Se ha especulado que el sistema San Miguel-Vallecitos es continuación del Newport-Inglewood-Rose Canyon. Esta aparente conexión pasaría bajo la zona urbana de Tijuana (Fischer y Mills, 1991), sin embargo se ha reportado muy baja actividad sísmica en este sitio y no existen referencias de campo que apoyen esta afirmación; los trabajos de gravimetría y magnetometría tampoco le suman elementos favorables, aunque es posible que entre estos sistemas exista una zona de tensión que los conecte (Suárez-Vidal *et al.*, 1991). Legg y colaboradores (1991) consideran que el sistema Estero-Descanso podría ser la continuación al sur del sistema Newport-Inglewood-Rose Canyon.

En el Borde Continental existen dos alineamientos NNW-SSE que conectan aproximadamente fallas que afloran en las ciudades de San Diego y Tijuana, la sismicidad asociada a estas zonas ha llegado a presentar magnitudes superiores a M_L =6.0 (Frez y González, 1991). La falla de San Clemente es el límite occidental del borde continental, comprende las fallas San Clemente y San Isidro, de longitud mayor a 300 km y anchura menor a 5 o 10 km; en la parte media del borde continental se encuentra el sistema San Diego Trough-Bahía Soledad, constituido por trazas de fallas de más de 50 km de longitud que cortan a sedimentos cuaternarios; el sistema de fallas Banco Coronado forma parte del límite oriental del borde continental, es el más complejo debido a que está formado por segmentos que forman un sistema escalonado con trazas de fallas anastomosadas. Se ha inferido que las islas Banco Coronado están en un horst formado por compresión, aunque bien podrían haberse formado en respuesta a la transtensión a lo largo de la falla Banco Coronado (Legg *et al.*, 1991).

La batimetría detallada revela topoformas similares a las observadas en fallas subaéreas en la península, tales como escarpes pronunciados. facetas triangulares, rasgos topográficos escalonados y topografía positiva y negativa alineada. La porción oriental del borde continental está formada por escarpes escalonados estructuralmente, a partir del relieve se pueden inferir la actividad reciente de las fallas que los originan (Legg, 1991). Además, esta batimetría hace pensar que el borde continental es estructuralmente más parecido al sistema tipo sierras y valles (*basin and range*) que al de las sierras peninsulares (Legg *et al.*, 1991).

El sistema de Agua Blanca, se conecta con el de San Diego Trough-Bahía Soledad y Banco Coronado (Legg *et al.*, 1991), su longitud es mayor que 140 km, y corre con rumbo cercano a N30°W, presenta dos ramales, la sismicidad está dominada por enjambres de corta duración y baja magnitud de hasta ligeramente mayor a $M_L=4$ y la solución de los mecanismos focales es de falla lateral derecha (Munguía-Orozco y Vidal-Villegas, 1991). Hacia el macizo peninsular los sistemas de Agua Blanca y San Miguel tienden a juntarse, pero no se ha establecido ningún tipo de continuidad.

De acuerdo con Frez y González (1991), el registro histórico de la sismicidad en el área de este trabajo es de baja magnitud (máxima de 3.0 para un sismo de 1976), esto pareciera indicar que el área no está sujeta a la posibilidad de movimientos fuertes, sin embargo el área está rodeada por las fallas que se describieron en los párrafos anteriores, todas ellas sismogénicas y en algunas la actividad registrada ha sido mayor a M_L =6. En San Diego, la planeación del escenario ante un evento de este tipo fue presentado por Reichle y colaboradores (1990), en este trabajo se mencionan algunas consecuencias que podrían presentarse en el área de Tijuana, pero no se ha preparado ningún trabajo de este tipo en el área.

IV.2 Estratigrafía

Los materiales más antiguos preservados en el registro geológico del área de estudio tienen una edad de 140 Ma. Las rocas mesozoicas están formadas por secuencias vulcanosedimentarias de la Fm. Alisitos, cuerpos intrusivos pertenecientes al Batolito Peninsular y secuencias sedimentarias de la Fm. Rosario. Las rocas cenozoicas están representadas por intercalaciones de rocas volcánicas, vulcaniclásticas y sedimentarias de la Fm. Rosarito Beach y por series sedimentarias que corresponden a las Fms. San Diego y Lindavista (figuras 9 y 10). Las unidades que afloran en el área son:

IV.2.1 Cretácico

El Cretácico está representado por la Fm. Alisitos, el Batolito Peninsular y la Fm. Rosario. La primera unidad es una secuencia vulcanosedimentaria de arco deformada y parcialmente metamorfizada compuesta por derrames dacíticos y andesíticos, aglomerados, brechas, tobas soldadas, grauvacas, subarcosas, lutitas, sedimentos calcáreos y en ocasiones conglomerados de edad Neocomiano-Cenomaniano, aunque se desconoce la edad de la base de esta formación (Gastil *et al.*, 1975). En el área estudiada esta unidad aflora al oriente (figura 10), está representada por derrames andesíticos fracturados, sin embargo es una



Figura 9. Columna estratigráfica del área metropolitana de Tijuana



Figura 10. Mapa litoestratigráfico basado en geología de campo y fotointerpretación (leyenda en figura 9)

33

unidad muy competente. En el condado de San Diego aflora la Fm. "Santiago Peak Volcanics", genéticamente correlacionable con la Fm. Alisitos (Kennedy, 1975).

Con el nombre de Batolito Peninsular, se agrupan intrusivos de composición cuarzo diorítica, cuarzo gabróica, tonalítica, granodiorítica, adamelítica y granítica, formando más de 387 plutones separados. Espacialmente forman un conjunto de diapiros (Gastil *et al.*, 1975), sus edades radiométricas flunctúan entre los 140 y los 80 Ma, siendo más jóvenes hacia el oriente, la parte más antigua, ubicada al occidente de Baja California, es cogenética con la Fm. Alisitos. Se ha interpretado que estos intrusivos forman las raices del arco volcánico de la Fm. Alisitos (Sedlock *et al.*, 1993). En el área estudiada, esta unidad aflora en la porción sureste (figura 10). En el margen derecha de la cortina de la Presa Abelardo Rodríguez está constituida por granodioritas y gabros, que están en contacto por falla con andesitas de la Fm. Alisitos (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993b), forman un macizo con fracturamiento bien marcando que da origen a deslizamientos en bloques de hasta 4 ó 5 m³.

La última unidad cretácica, que abarca incluso hasta el Eoceno temprano, es la Fm. Rosario, formada por sedimentos clásticos marinos y continentales. La integran tres miembros: el inferior cubre discordantemente a la Fm. Alisitos y representa facies de plataforma interna y playa; el miembro medio está dominado por limolitas cortadas por cañones submarinos, constituyendo facies de plataforma abierta y talud; el miembro superior está dominado por areniscas y conglomerados, representa facies deltáicas y de abanico intermedio y su edad abarca desde el Turoniense hasta el Maestrichtiense (Yeo, 1984 a y b). En el condado de San Diego se ha reconocido también a la Fm. Rosario, en donde presenta litofacies semejantes a las descritas anteriormente (Kennedy, 1975; Kennedy y Peterson, 1975). En el área estudiada esta formación no aflora, sin embargo debe encontrarse muy cercana a la superficie (figura 11) en la porción suroeste del área, ya que aflora el miembro inferior de la Fm. Rosarito Beach, que la sobreyace y que se describe a continuación.

IV.2.2 Terciario y cuaternario

La primera unidad terciaria es la Fm. Rosarito Beach, constuida por intercalaciones de basalto, tobas y brechas; aflora en las subcuencas de Tijuana y Rosarito, en cada una de las



Figura 11. Secciones geológicas en el área metropolitana de Tijuana

3

cuales está constituida por cinco miembros, que de la base a la cima, corresponden a sedimentos de plataforma, derrames basálticos, sedimentos de plataforma con intercalaciones delgadas de derrames, otra unidad de derrames basálticos con horizontes de toba y por último, otro paquete de derrames con intercalaciones de arenisca, toba y limolita (Minch, 1967). La edad radiométrica de un basalto del segundo miembro es de 16.1 ma; al parecer las rocas volcánicas y sedimentos provienen un arco de islas ubicado al occidente denominado "Offshore Volcanic Province" (Ashby, 1989; Minch *et al.*, 1984). La Fm. Rosarito Beach aflora al suroeste, en los acatilados costeros y en los arroyos cercanos a la cuenca de San Antonio de los Buenos, está constituida por areniscas intercaladas con tobas soldadas y derrames basálticos. En la Joya se encuentra en contacto por discordancia paralela con sedimentos de la Fm. San Diego (Ashby y Minch, 1984). No se conoce la edad de la cima. Los miembros donde predominan las facies volcánicas son muy competentes, sin embargo en los contactos de tobas con derrames ocurren numerosos deslizamientos (principalmente fluencias), algo similar se observa en el contacto de la Fm. Rosarito Beach con la unidad que la subreyace.

Posterior al depósito de la Fm. Rosarito Beach, se encuentra un hiato que persistió hasta el Plioceno, durante el cual se dieron nuevamente las condiciones de depósito en cuencas aisladas. La primera unidad es la Fm. San Diego, constituida por dos miembros: el inferior formado por areniscas amarillentas finas a medianas con lentes de conglomerado; el miembro superior está constituido por areniscas medias con intercalaciones de conglomerados finos, hacia la cima predominan marcadamente los conglomerados gruesos. Su edad, basada en la fauna, es Plioceno, no anterior a los 3 Ma ni más joven que 1.5 Ma (Deméré, 1982 y 1983). Es una unidad deleznable, pobremente consolidada, en ella se concentra el mayor número de movimientos de ladera, distribuidos tanto en su contacto inferior como en el contacto entre los dos miembros. En la Joya, al sur de Playas de Tijuana (1 en figura 10) se encuentra en contacto discordante paralelo con los basaltos de la Fm. Rosarito Beach (Ashby y Minch, 1984). En todas de las localidades detalladas (descritas posteriormente) aflora esta unidad, caracterizada por lo general por areniscas intercaladas con estratos de conglomerado y es común encontrar estructuras de canal. La Fm. San Diego

continúa hacia el norte, su límite natural está definido por la margen norte de la cuenca de San Diego (Kennedy, 1975).

La Fm. Lindavista está en contacto con la Fm. San Diego por discordancia paralela. Está formada por conglomerado con intercalaciones de arenisca, la matriz es café a rojiza, representa facies costeras y continentales, su edad es Plioceno medio y aunque no está bien definida, sólo se sabe que es posterior a 1.5 Ma por su posición estratigráfica (Kennedy, 1975; Kennedy y Peterson, 1975). Se encontraron algunos afloramientos en la Mesa de Otay y cercanos a la frontera internacional, en la zona de Villas del Sol (2 en la figura 11), pero su distribución es muy escasa y no está representada en la cartografía.

El registro estratigráfico de la zona estudiada lo completan sedimentos fluviales depositados en los lechos de ríos, coluviones asociados a pendientes fuertes y eluviones asociados a movimientos de ladera. No se conoce la edad de la columna aluvial.

IV.3 Geología estructural

La descripción de las estructuras que cortan la secuencia estratigráfica del área estudiada está basada en dos conjuntos de datos que provienen de fuentes distintas: el primer grupo es producto de la fotointerpretación estructural escala 1:30,000, del que se produce un mapa de lineamientos en el cual no es posible distinguir si el rasgo interpretado es de falla o fractura (figura 12). El segundo grupo proviene de la cartografía detallada, en la cual se plasman los datos de campo. Sobre esta base se puede decir que:

La secuencia estratigráfica está cortada por numerosas fallas y fracturas que muestran diferentes direcciones (figuras 12 y 13). En forma general presentan dos agrupamientos principales, uno orientado entre N25°-45°W y el otro entre N45°-65°E. al separar los datos por áreas geomorfológicas mayores se encuentra que el primer agrupamiento no cambia, en tanto que el segundo presenta fuertes variaciones; en Mesa de Otay la tendencia es marcadamente de rumbo N50°-55°E; en la Zona Rio también la tendencia es aguda con rumbo N70°-75°E y en todos los casos son inferidos; en las sierras alargadas las orientaciones de los agrupamientos se conservan, pero la cantidad de estructuras agrupadas es mayor en la dirección NE que en la NW (figuras 13 y 14).



Figura 12. Mapa de lineamientos estructurales fotointerpretados

38



Figura 13. Diagramas de rosa de lineamientos estructurales separados por área geográfica y formación litológica



Figura 14. Diagramas de rosa de lineamientos estructurales agrupados por área geomorfólogica

Al observar los diagramas de rosa en las formaciones cenozoicas parece ser que la cantidad de estructuras orientadas NE-SW aumenta hacia el SW (figuras 13 y 15). Los diagramas de rosa en las formaciones cristalinas cretácicas muestran una buena concordancia en rumbo, pero una fuerte variabilidad en número relativo de estructuras por agrupamiento estadístico (figuras 13 y 16).

Como mencioné anteriormente, la zona metropolitana está ubicada en la parte central de una amplia zona de cizallamiento que presenta fuertes variaciones en el estilo de deformación. Tijuana se desarrolla en la frontera entre el basamento cristalino y la cobertura sedimentaria terciaria y cuaternaria, con lo cual es de esperarse una alta variabilidad en el estilo de deformación con el cambio general de las propiedades mecánicas.

Los datos provenientes de geología detallada son tridimensionales y serán descritos con mayor cuidado en el Capítulo VI. Al comparar los diagramas de contornos de polos de fallas (figura 17) con los diagramas de rosa (figura 13) se observa que presentan una buena correlación, tanto en el agrupamiento NW como en el NE, aunque los datos de campo muestran una variabilidad mayor y definen varios subconjuntos de estructuras cuyas orientaciones principales son N25°-40°W buzando principalmente hacia el NE, N55°-75°W buzando tanto hacia el NE como al SW y N35°-55°E buzando tanto hacia el NW como hacia el SE. Se presentan también otros agrupamientos, pero con menor repetitividad que los anteriores.

La variación entre las orientaciones de lineamientos fotointerpretados con fallas y fracturas cortografiadas se explica por el gran número de estructuras que acompañan a una falla principal. Es importante mencionar que la correlación entre la fotointerpretación y los mapas de detalle se hace con base en las fallas de mayor importancia tectónica, esto es, de mejor desarrollo o mayor salto. En el área de estudio la zona de influencia de una falla bien desarrollada llega a ser hasta de 100 m a ambos respaldos, en los cuales se observa fracturammiento, fallamiento de moderado desplazamiento e inestabilidad de taludes.

En la figura 17 se observa la variación del número relativo de fallas en cada agrupamiento para diferentes sitios. El estereograma obtenido con datos provenientes de la cortina de la presa (8 en figura 17) es totalmente distinto que los anteriores, pues la litología que aflora pertenece a las unidades cretácicas cristalinas.



Figura 15. Diagramas de rosa de lineamientos estructurales agrupados por unidad estratigráfica y área geomorfológica



Figura 16. Diagramas de rosa de lineamientos estructurales en las formaciones cristalinas agrupados por área geomorfológica



Figura 17. Diagrama de contornos de polos de estructuras en las áreas cartografiadas a detalle

V CARTOGRAFIA TEMATICA

Durante el desarrollo de este trabajo se levantaron y fueron recopilados diferentes tipos de datos, que referí a un solo marco de referencia geográfico usando el sistema UTM, por la facilidad de manejo de coordenadas ortogonales. Toda la información fue digitalizada, con lo cual el formato de los datos se uniformiza, sin embargo debido a la fuente de la cual proviene la información no es posible presentarla a la misma escala. Aquellos datos que son cartografiables y pueden ser visualizados a una misma escala constituyen la serie de mapas que serán referidos como <u>cartografía temática</u>. Estos mapas son correlacionables directamente, ya sea en forma analítica o digital debido a su formato y escala uniforme.

Los grupos de cartografía temática que presento son geología, geomorfología, ingeniería, demografía y modelado digital de los datos anteriores.

V.1 Cartografía geológica

La cartografía geológica temática está compuesta por tres niveles de información, el primero lo constituye el mapa litoestratigráfico (figura 11), construido a partir de la cartografía sobre base topográfica 1:25,000 apoyado con localización mediante un receptor portátilde la constelación del sistema de posicionamiento global (GPS). Los contactos entre las formaciones terciarias son muy evidentes tanto en el campo como en fotografía aérea. Las figuras 18, 19 y 20 ilustran la fuente y calidad de la cartografía geológica y geomorfológica.

El mapa de lineamientos estructurales (figura 12) está interpretado a partir de fotointerpretación escala 1:30,000 y uno de los objetivos de la cartografía detallada fue la validación de los lineamientos. En la Mesa de Otay la correlación de lineamientos con estructuras es en todos los sitios superior al 90%, en tanto que en las Sierras Alargadas la correlación varía desde superior al 90% en áreas como Fundadores-Monterrey-Doctores (figura 19) y Pacífico-Cañada Verde (figura 20), hasta cercana al 70% en el área de Libramiento Poniente-Villas del Sol (cada sitio será descrito con detalle).

La tercera capa de información geológica la componen los epicentros sísmicos en el área de estudio (figura 21). La Red Sismológica del Noroeste de México, operada por



Figura 18. Par estereográfico del área El Pato, los acetatos pueden sobreponerse e ilustran la cartografía geológica, estructural y geomorfológica..



Figura 19. Par estereográfico del área Fundadores-Moterrey-Doctores-El Rubí, los acetatos pueden sobreponerse e ilustran la cartografía geológica, estructural y geomorfológica



Figura 20. Par estereográfico del área Pacífico-Camino Verde, los acetatos pueden sobreponerse e ilustran la cartografía geológica, estructural y geomorfológica



Figura 21. Epicentros de los eventos sísmicos entre 1964 y julio de 1994 reportados por CalTech (M)O)

CICESE (RESNOM) reporta cinco sismos, en tanto que la red del sur de California operada por CalTech ubica 54 eventos. Para efectos cartográficos presento los eventos localizados por CalTech. La diferencia básica entre una y otra es el número de estaciones, la red bajacaliforniana cuenta solamente con 10 de ellas, que graban solamente en una ganancia, en tanto que su similar californiana cuenta con varios cientos de instrumentos, con lo cual es posible la detección tanto de micro como macrosismos.

V.2 Cartografía geomorfológica

El segundo tipo de cartografía temática es el geomorfológico, donde se incluyen dos niveles de información: la posición de las cabeceras de movimientos de ladera y la topografía.

Las cabeceras de deslizamientos fueron fotointerpretadas a escala 1:30,000. Las figuras 18, 19 y 20 presentan los datos que se incluyen en este nivel en tres áreas distintas. Al integrar esta información, el producto es un mapa de cabeceras de movimientos de ladera (figura 22). Esta interpretación está verificada en diferentes sitios de la ciudad y resulta satisfactoria en un 95%. En este caso las fotografías aéreas realzan la existencia de rasgos antiguos que en el campo es posible identificar sólo con la observación cuidadosa.

La topografía (figura 23), aunque no es información geomorfológica propiamente, la incluyo en esta clase por ser una descripción gráfica de las topoformas. Fue digitalizada en su totalidad de las cartas topográficas 1:50,000 del INEGI. El área de estudio está cubierta por fragmentos de cuatro de ellas: Tijuana (I11C69), Murúa (I11D61), Rosarito (I11C79) y La Presa (I11D71). A partir de la topografía fue calculado el modelo digital de elevaciones que se describe adelante.

V.3 Ingeniería

En este trabajo la cartografía que incluye aspectos ingenieriles es la menos desarrollada y se limita por un lado a ubicar las 88 estaciones de vibración ambiental que fueron levantadas. Como se puede observar en la figura 24, la mayoría tienen un arreglo en sección y cubren áreas pequeñas, ya que intento caracterizar los modos fundamentales de vibración con respecto a taludes. Cerca de la tercera parte se ubican en zonas relativamente planas, su



Figura 22. Mapa de cabeceras de movimientos de ladera fotointerpretados, su confiabilidad es mayor que 95%



Figura 23. Mapa topográfico del área a partir de las cartas topográficas de INEGI escala 1:50000



Figura 24. Estaciones de vibración ambiental para caracterizar modos fundamentales de vibración

arreglo es en cuadrícula y tienen por objeto identificar modos fundamentales de vibración del suelo para ser comparados con la variación de los modos fundamentales en laderas.

Por otro lado se incluye el mosaico fotoaéreo interpretado (figura 25). El motivo principal de incluir esta capa es visualizar la confiabilidad de los datos fotointerpretados en las orillas de cada fotografía, en donde la imagen ortogonal está más distorcionada.

V.4 Demografía

La información demográfica que presento está tomada de Pireña-Ramírez y Ortiz-Figueroa (1989 a y b) y consiste en la ubicación del crecimiento de la ciudad en el tiempo (figura 26). Los intervalos no son sistemáticos, pero resultan ilustrativos. Los datos tomados de esta referencia incluyen hasta 1984.

V.5 Modelos digitales

Los modelos digitales de información fueron construidos con el apoyo de el sistema de información geográfica (GIS) denominado GRASS (Sistema de Apoyo y Análisis de Recursos). La información con la que se construyeron parte de la topografía temática y las capas usadas fueron de litoestratigrafía, fallas, deslizamientos, topografía y demografía.

Los modelos digitales no aportan datos nuevos, simplemente cambian el formato de la información de vectorial a matricial, lo cual permite su análisis automatizado. Los mapas producto de este modelado los presento en el capítulo de Integración y Análisis de la Información.





Figura 26. Crecimiento urbano de Tijuana entre 1889 y 1984 (según Pireña y Ortiz, 1989 a y b)

VI GEOLOGÍA DETALLADA

La geología detallada fue levantada en varias localidades, su fin principal fue validar la fotointerpretación estructural y geomorfológica. Las escalas utilizadas fueron 1:15,000, 1:10,000, 1:5,000, 1:1,000, 1:500 y 1:200. A continuación describo cada uno de los sitios.

VI.1 Playas de Tijuana

Playas de Tijuana se ubica en la parte oeste del área, justo sobre la línea de costa (1 en la figura 10 y subsiguientes). En marzo de 1993 se disparó un deslizamiento rotacional que afectó un área cercana a los 6,500 m², originando una amplia zona de subsidencia que afectó cuatro casas habitación y una estación de bombeo del sistema de aguas residuales de Tijuana. El deslizamiento se comporta como un *slump* en rocas, pues las fracturas y fallas rompen atendiendo al régimen quebradizo.

En el área cartografiada aflora únicamente el miembro inferior de la Fm. San Diego (figura 11), las variaciones litológicas de este sitio se presentan en la figura 27 (Aragón-Arreola *et al.*, 1993a) y corresponden a:

- Arcillas limosas muy plásticas, no consolidadas, color verde oscuro a negro, finamente laminadas y saturadas a sobresaturadas de agua. Conforman la parte inferior de la columna cartografiada.
- Arcosas de grano medio, amarillentas a café claro, no consolidadas, saturadas de agua, presentan estratificación cruzada, la anchura de los estratos varía entre 1.5 y 6 m. Se presentan algunas concreciones de hasta 30 cm de ancho dentro de algunos estratos, sobreyace a las arcillas limosas.
- Conglomerado polimíctico con matriz arenosa, granos soportados por matriz. Los cantos están formados por fragmentos volcánicos y graníticos.

La cartografía detallada 1:500 (figura 27) muestra una cabecera curvilínea limitada por fallas normales de talud. Cercana a la corona del deslizamiento existe una estructura que rompe muros, banquetas, pavimentos y otras construcciones, interpretada como una falla de deslizamiento lateral con rumbo N35°W (Aragón-Arreola *et al.*, 1993a). Hacia el norte se aprecia una falla de cabalgamiento que se interpreta asociada a la zona transpresiva en un



....

Figura 27. Mapa geológico y secciones en el delizamiento Playas de Tijuana (de Aragón et al, 1993c)

sistema de desplazamiento lateral activo. En la fotointerpretación de lineamientos se apreció uno en particular que coincide con la falla lateral interpretada (1 en la figura 12).

En este deslizamiento fueron levantados datos de vibración ambiental y sondeos eléctricos verticales cuya ubicación se muestra en la figura 27.

Con base en la información cartográfica, las secciones geológicas y los SEV (figura 27) se infiere que la superficie de deslizamiento está relacionada con la base de los estratos de arcilla limosa muy plástica y que la ubicación de la cabecera se relaciona estrechamente al fallamiento tectónico (Aragón-Arreola *et al.*, 1993a).

VI.2 Libramiento Poniente-Villas del Sol

Este sitio se ubica en la parte occidental del área, justo al sur de la frontera internacional (2 en la figura 10 y subsiguientes), fue seleccionada para ser cartografiada a detalle debido a que en ella se identificaron varios puntos de riesgo (figura 7) según Delgado-Argote y colaboradores (1993a).

El área comprende únicamente sedimentos de la Fm. San Diego, predominando el miembro superior, el inferior aflora en el arroyo más prominente que corre hacia el norte (figura 28). En este lugar las litofacies dominantes son:

- Areniscas cuarzo-feldespáticas de grano medio con algunos fragmentos de roca granítica y algunos minerales accidentales, principalmente máficos.
- Conglomerados polimícticos compuestos por fragmentos de granito, andesitas de varios tipos y tobas cristalinas, donde el tamaño predominante es el de cantos. La estructura es de clastos soportando a la matriz arenosa.

Los dos miembros están constituidos por las mismas litofacies, predominando las arenosas en el miembro inferior y las conglomeráticas en el superior.

En el área predominan las estructuras con rumbo N25°-55°E buzando hacia el NW y wl SE, sin embargo, su desplazamiento máximo es hasta de 2m. Las estructuras que desarrollan salbanda y estriamiento están orientadas N12°-15°W/73°W (figura 28), las estrías muestran que la falla tiene componente lateral. Probablemente se desarrollaron dos sistemas de estrías, el primero está oculto y parece ser que es principalmente de componente lateral, el segundo es fácilmente observable, su cabeceo es de 72° hacia el SW. Es común encontrar



Figura 28. Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas en el área Libramiento Poniente-Villas del Sol
paleocanales muy cercanos a las fallas, lo que sugiere que son sinsedimentarias. La correspondencia entre la fotointerpretación y los datos de campo no es muy buena, siendo cercana al 70%. Algunos de los rasgos fotointerpretados corresponden a alineaciones de arroyos en los que no se cartografió rasgo estrucutural.

La posición de los movimientos de ladera cartografiados está relacionada a la presencia de fracturas y fallas. Cerca del contacto entre los miembro superior e inferior de la Fm. San Diego es común observar fluencias.

VI.3 Cañón El Pato

El Cañón El Pato se encuentra en el centro-poniente del área (3 en la figura 10 y subsiguientes). Fue seleccionada para cartografía detallada porque en febrero de 1993, durante la temporada de lluvias, se disparó un deslizamiento rotacional que afectó cerca de 15 casas-habitación en un área cercana a 4,000 m². La velocidad máxima de deslizamiento en la cabecera fue de 80 cm/día.

En el Cañón El Pato aflora únicamente la Fm. San Diego, principalmente el miembro superior, el inferior se encuentra en los bajos topográficos. Las litofacies que afloran en el área son, de acuerdo con Delgado-Argote y colaboradores (1993a):

Areniscas con bivalvos color crema en estratos medios.

Areniscas conglomeráticas color crema en estratos medios.

Conglomerado polimíctico en estratos gruesos, los clastos están compuestos por rocas volcánicas de varios tipos y granitoides.

Horizontes de cenizas retrabajadas.

El Cañón El Pato corre en sentido W-NW, los deslizamientos están concentrados en la ladera sur (figuras 18 y 29) probablemente porque la actitud de los estratos en algunos sitios buza entre 4° y 6° hacia el norte. Los accidentes predominantes son flujos de detritos de varios tamaños, distribuidos en el miembro superior de la Fm. San Diego, pero no lejos del contacto; además se ubican espacialmente asociados a las fallas cartografiadas. El deslizamiento El Pato se desarrolla en el miembro inferior, unos 40 m estratigráficamente por debajo del contacto, su cabecera se ubica en el cruce de una falla lateral de rumbo N65°W buzando 75° hacia el NE y de un grupo de fracturas alineadas N60°E. La cabecera



.

Figura 29. Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas en el área Cañón El Pato

se ubica en el entorno de 100 m de una falla regional orientada N55°W buzando 68°-88° hacia el NE (figura 28).

La correlación entre lineamientos estructurales y estructuras cartografiadas escala 1:2,000 es superior al 90%. Predominan las fallas con rumbo N30°-70°W/70°-85°NE, las mismas que en el terreno desarrollan cizallamiento y zonas de salbanda.

VI.4 Fundadores-Monterrey-Doctores

Este sitio se ubica en el centro-poniente del área (4 en la figura 10 y subsiguientes), fue seleccionada para cartografía de detalle porque en ella se encuentran numerosos sitios identificados como zona de riesgo (figura 7, Delgado-Argote *et al.*, 1993a). Dentro de esta área geográfica se ubica El Rubí, que será tratado con mayor detalle posteriormente.

La unidad que aflora en esta zona es la Fm. San Diego, de la cual afloran sus dos miembros. Las litofacies que la constituyen son semejantes a las descritas para El Pato.

En la cartografía estructural escala 1:10,000 permite establecer que la correlación de estructuras cartografiadas con los lineamientos fotointerpretados es superior al 80% (figuras 19 y 30). Las 30 estructuras aflorantes en el área presentan tres agrupamientos principales (figura 30): la primera se orienta N45°-65°W buzando en ambos sentidos, contiene las fallas que desarrollan salbanda y estriamiento; el segundo grupo se orienta N45°-65°E, buzando principalmente hacia el SE, son las más abundantes, pero su desarrollo es pobre; el tercer grupo es el que menos estructuras contiene, se orienta entre N10°W-N10°E, algunas de estas estructuras muestran componente lateral. Es común encontrar paleocanales asociados al fallamiento. En los cortes del Boulevard Fundadores, construido en el Cañón Fundadores (figura 30) se observan sistemas anticlinal-sinclinal cuyo eje se orienta hacia el NW, también pueden apreciarse horsts con levantamiento hasta de 5 m.

Los deslizamientos que ocurren en esta área son, en su mayoría, flujos de detritos que se ubican en el miembro superior de la Fm. San Diego. Se observaron algunos deslizamientos rotacionales que se encuentran en el miembro inferior no lejos estratigráficamente del contacto con el miembro superior.



Figura 30. Cartografía geológica en el área Fundadores-Monterrey-Doctores

Con el fin de caracterizar los modos fundamentales de vibración de una ladera propensa a deslizarse levanté una sección con 11 estaciones de vibración ambiental, su ubicación se ilustra en la figura 30 y se discute después..

VI.4.1 El Rubí

El Rubí, o Cumbres del Rubí, está ubicado en el centro poniente del área (5 en la figura 10 y subsiguientes). La cartografía detallada se levantó a escala 1:500 y 1:200 (figura 31) en respuesta a la necesidad de evaluar los problemas que podía tener el predio.

Las rocas que afloran en el área están constituidas en su totalidad por sedimentos del miembro superior de la Fm. San Diego. Las litofacies presentes son, de acuerdo con Aragón-Arreola y Delgado-Argote (1994a):

Grauvaca de grano medio a grueso y granos redondeados, pobremente consolidada, su color es amarillento, se presenta en estratos medianos (≈40 cm), laminados.

Lutitas laminadas en estratos medianos (≈40 cm) los cuales no presentan fisilidad.

- Horizontes arcillosos (15 a 30 cm) conteniendo cantidades variables de caolín; son de color blanco sucio, lateralmente contínuos y se repiten en la secuencia estratigráfica.
- Arcosas de grano medio a grueso, granos redondeados, en estratos medianos a gruesos hasta de 1 m de espesor, su color es marrón y ocasionalmente presentan laminación
- Conglomerado polimíctico compuesto por clastos hasta de 30 cm de diámetro, bien redondeados de forma aplanada e imbricados. Provienen de basalto, andesita verde oscuro, andesita rojiza, andesita porfirítica gris, metaandesita color verdoso, arenisca ocre y arenisca ocre con estructura esquistosa; la matriz la componen tanto grauvacas como arcosas. Por lo general la estructura es de clastos no soportados por matriz. Ocasionalmente se observa gradación normal; es común la presencia de estructuras de canal. El espesor de los estratos varía desde 30 cm hasta 3 metros y en algunos de ellos se observa cavitación por clastos removidos.
- Subarcosas de grano medio, clastos redondeados de moderada a alta esfericidad, en estratos medio a gruesos (30 cm a 1 m). Ocasionalmente se encuentran bien laminadas. La porosidad en la matriz llega a ser hasta de 10% del volumen total.



Figura 31. Mapa geológico detallado del área Cumbres del Rubi

La distribución de las litofacies es más clara en sección y es difícil seguirla en la cartografía detallada (figuras 31 y 32). El sitio se encuentra estratigráficamente en el miembro superior de la Fm. San Diego muy cerca de su contacto con el inferior. Asociado a las litofacies arenosas y arcillosas se encuentra un pequeño deslizamiento rotacional de cerca de 500 m², cuya posición se presenta en el mapa geológico (figura 31).

Esta secuencia está cortada por fallas y fracturas con varias orientaciones predominantes, siendo las más importantes N70°-90°W y N20°-40°W. Las fallas se agrupan en forma muy consistente, principalmente en el agrupamientos NW (figura 31) y definen un graben (figura 32) en el cual los límites tienen pequeña componente de movimiento lateral. Dentro de los límites de este graben se produjo plegamiento dando forma a un sistema anticlinal-sinclinal.

A pesar de que El Rubí es un área muy pequeña, fue trabajada a escala 1:500 y 1:200. La correlación entre fallas cartografiadas y fotointerpretadas es excelente; el par estereográfico de la figura 18, incluye este sitio, donde puede apreciarse que la falla principal pudo seguirse por varios cientos de metros y el pequeño deslizamiento también aparece.

Para caracterizar los modos naturales de vibración del suelo, registré 6 puntos de ruido ambiental, según se describe en el Capítulo VII.

VI.5 Libertad Norte-Pastejé-La Central

El conjunto de estas tres localidades se ubica en la parte centro norte del área metropolitana, en la Mesa de Otay (6 en la figura 10 y subsiguientes). La cartografía detallada se levantó a escalas 1:10,000, 1:5,000 y 1:2,000, dentro de ellas se encuentran los deslizamientos rotacionales más grandes de Tijuana, además de numerosas fluencias.

Las litofacies que afloran corresponden a sedimentos de los miembros inferior y superior de la Fm. San Diego, están representadas de acuerdo con Delgado-Argote y colegas (1993c):

Conglomerados con matriz arehosa o limo-arenosa.

Areniscas finas a muy finas en ocasiones con lentes limo-arcillosos.

Areniscas limosas en ocasiones con lentes de gravilla.



...



Lodolitas.

En general el material arenoso se presenta pobre a extremadamente mal clasificado y mal consolidado y litificado.

La fotointerpretación de este trabajo y las referencias previas (Delgado-Argote *et al.*, 1993a, b y c) indican que las estructuras siguen un rumbo entre N20°-55°W y N50°-70°E. La cartografía detallada muestra que las fallas más importantes, que incluso desarrollan salbanda, muchas de ellas mostrando componente lateral, se orientan entre N35°-50°W buzando tanto hacia el NE como al SW. El agrupamiento es muy claro y marcado para cada uno de los sitios (figura 33, 34 y 35). La correlación de las estructuras fotointerpretadas con las fallas cartografiadas es muy buena, generalmente superior al 95%.

En estos sitios se pueden observar fluencias, deslizamientos rotacionales y movimientos en bloque. En el norte de la Colonia Libertad se encuentra el movimiento de ladera más grande observable en Tijuana, éste es un *slump* estable que afecta más de 7 Ha, en su parte oriental se encontraron dos fallas que coinciden con un lineamiento regional (figura 33). Sobre la misma ladera se encuentran otros deslizamientos de menor tamaño, pero del mismo tipo. Las cabeceras se localizan justo sobre el contacto entre los dos miembros de la Fm. San Diego.

Durante 1992 y 1993 se dispararon y reactivaron varios deslizamientos, por ejemplo El Pastejé, que afecta cerca de 3.5 Ha. involucrando un volumen cercano a 250,000 m³, su cabecera también se encuentra en el contacto entre los miembros de la Fm. San Diego. Delgado-Argote y colaboradores (1993a y c) encontraron una cercana asociación con fallas de rumbo N35°E y fracturas orientadas N45°E y N20°W. Este es un deslizamiento antiguo que ha sufrido dramáticos periodos de reactivación generalmente asociados a las temporadas de lluvias. En este movimiento levanté una sección de vibración ambiental para investigar si existen cambios en los periodos naturales del suelo con respecto a las fallas de ladera.

En la Colonia Libertad, hacia el oriente del camino que lleva al aeropuerto (figura 33), se disparó otro deslizamiento durante 1992, desarrollándose en el miembro inferior de la Fm. San Diego, no lejos del contacto con el superior. Inicialmente presentó características de rotacional y al propagarse lateralmente ha presentado características de movimiento en



Figura 33. Mapa geológico detallado y diagrama de contornos de polos de fallas en el área Libertad Norte



Figura 34. Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas en el área El Pasteje



Figura 35. Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas en el área La Central

bloques. Actualmente afecta un área de 1.5 Ha, la velocidad máxima de movimiento en la corona fue de 40 cm/dia en febrero de 1993. La importancia que presenta este accidente es que no se disparó en época de lluvias sino a mediados de junio, al parecer el control estructural por fallas y fracturas de rumbo N40°E, N20°W y N75°E es el principal motivo de la ruptura inicial (Delgado-Argote *et al.*, 1993c). Durante la temporada de 1993 la velocidad de movimiento y la propagación lateral sufrieron un rápido incremento de hasta 100 m de ruptura lateral en 2 meses.

Finalmente, en estos sitios se observa que las fluencias se ubican en el miembro superior de la Fm. San Diego, generalmente cercanos al contacto. Los accidentes rotacionales, como se ha descrito, se ubican sobre o cerca del contacto entre miembros y su desarrollo ocurre dentro del miembro inferior.

VI.6 Pacífico-Cañada Verde

El área Pacífico-Cañada Verde se ubica en la parte centro sur del área, en las Sierras Alargadas (7 en la figura 10 y subsiguientes). La cartografía detallada se levanté a escalas 1:10,000 y 1:2,000. El motivo de la eleccién de este sitio para ser detallado fue por los reportes de deslizamientos asociados a las lluvias de 1993 y a la evaluación de peligro por deslizamientos en el predio de una nave industrial.

En el sitio aflora extensamente la Fm. San Diego, el miembro superior conforma las partes altas de las lomas alargadas, en tanto que el inferior puede ubicarse en los arroyos y depresiones. Las litofacies que constituyen esta unidad son de acuerdo con Aragón-Arreola y Delgado-Argote (1994b):

- Grauvaca de grano medio a grueso, con granos redondeados, pobremente consolidada, de color amarillento, se presenta en estratos medianos de aproximadamente 40 cm de ancho, laminados.
- Lutitas laminadas en estratos medianos cercanos a 40 cm; presentan fisilidad. Cuando ésta litología se humedece tiende a fluir al golpeo.
- Conglomerado polimíctico compuesto por clastos hasta de 30 cm de diámetro, bien redondeados, de forma aplanada e imbricados. Los clastos provienen de andesita verde oscuro, andesita rojiza, andesita gris, metaandesita color verdoso, arenisca ocre,

arenisca ocre con estructura esquistosa, y granito; la matriz está compuesta por grauvacas. La estructura es de clastos no soportados por matriz incluso en las estructuras de canal. Ocasionalmente se observa gradación normal. Es común la presencia de estructuras de canal que llegan a ser hasta de 25 m de ancho. El espesor de los estratos varía desde 30 cm hasta 1.5 metros

En las litofacies del miembro inferior de la Fm. San Diego observé estratificación cruzada de alto ángulo, común en ambientes muy cercanos a la playa. En el miembro superior las estructuras de canal llegan hasta los 120 m de ancho, normalmente asociadas con la presencia de fallas, como sucede en áreas como Libramiento Poniente-Villas del Sol, Fundadores-Monterrey-Doctores, Libertad Norte-Pastejé-La Central y El Rubí, lo cual sugiere un control estructural sinsedimentario para las corrientes submarinos durante la depositación de la Fm. San Diego.

La fotointerpretación estructural del área muestra la presencia de varios lineamientos (figura 12 y 20), la roseta de lineamientos fotointerpretados (Delgado-Argote *et al.*, 1993a) para el área de Cañada Verde muestra claramente dos orientaciones principales, la primera se alínea entre N35°-75°E, la segunda apunta entre N20°-30°W. Los datos estructurales cartografiados muestran cuatro tendencias centradas en N26°W/75°NE, N52°W/73°NE; N67°E/80°NW y N41°E/85°NE (figura 36), tanto el tercero y cuarto grupo presentan buzamiento conjugado. Aunque estadísticamente el primer agrupamiento contiene más del doble de las estructuras que el cuarto, en el agrupamiento N41°E/85°NE se encuentran las de mayores dimensiones cartográficas y mejor expresión morfológica con asociación de deslizamientos. La comparación entre lineamientos fotointerpretados con los cartografiados muestra una coincidencia cercana al 85%.

En el par estereográfico de la figura 20 se observan los deslizamientos. Estos están formados por fluencias y sólo algunos cuantos deslizamientos rotacionales. Al igual que en las áreas anteriores, las fluencias están asociadas al miembro superior de la Fm. San Diego, en tanto que los *slumps* se situan en o cercanos al contacto entre miembros, pero se desarrollan en el miembro inferior. En la colonia Sánchez Taboada, al oriente de la zona estudiada se presentó, durante las lluvias de 1993, una fluencia caracterizada por la expulsión de rocas suaves sobresaturadas (arenas limosas) sobreyacidas por un paquete de



Figura 36. Mapa geológico detallado y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas del área Pacífico-Cañada Verde

75

conglomerados. En este caso el problema ingenieril de subpresión fue aumentado por la instalación de muros de contención sin drenes, la forma del fallamiento está controlada tanto por los estratos, como por la inestabilidad natural del terreno debida al fallamiento (figura 37).

VI.7 Presa Abelardo L. Rodríguez

La Presa Abelardo L. Rodríguez se ubica en la parte sureste del área metropolitana (8 en la figura 10 y subsiguientes). La cartografía detallada se levantó a escala 1:500. El motivo de la elección de este sitio fue la evaluación del peligro por deslizamientos que corría el predio en la zona aledaña a la cortina de la presa.

En la presa afloran andesitas verdosas de textura microcristalina pertenecientes a la Fm. Alisitos, así como granodioritas muy alteradas pertenecientes al Batolito Peninsular.

El sitio está cortado por varios tipos de fallas y fracturas, de las cuales la principal es una estructura de desplazamiento lateral con una zona de falla de unos 10 m de anchura compuesta por salbanda con desarrollo de estrías, brechamiento y una amplia zona de alteración. Asociada a ella se localizaron 10 fallas más, en las cuales se desarrolla brechamiento y salbanda con zonas de cizallamiento no mayores a los 10 cm, salvo en una de ellas en que llega a ser hasta de 3 m. (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993c). Las fallas presentan un agrupamiento notable orientado hacia N15°E/65-70°SE.

Las fracturas son muy abundantes (figura 38 y 39), en el conteo de estructuras por unidad de longitud (Rock Quality Designation, RQD) se encontró un valor medio de cerca de 18 fracturas/m. Existen varios tipos, la mayoría no están selladas e incluso están abiertas. En algunas de ellas se observó el movimiento rápido de agua mientras no estaban drenadas. La menor cantidad de ellas muestra cementante, principalmente silíceo. El fracturamiento no sellado muestra dos tendencias claras, una centrada en N10°E/70°SE y la otra en N85°E buzando hacia ambos lados. Las fracturas selladas presentan una fuerte dispersión y salvo algunas que se orientan N40°E buzando en ambas direcciones, no es posible definir agrupamientos.

La inestabilidad en este sitio se asocia al bloqueo estructural en la intersección de fracturas y fallas debido a que las primeras en su mayoría son abiertas y las segundas





Mapa: Manuel Aragón-Arreola Usando hip chain y brújula

Figura 37. Fluencias por expulsión de rocas suaves sobreyacidas por capas duras en el predio Callejón Cristóbal Colón No. 1, Col. Sánchez Taboada (de Delgado-Argote et al., 1993a).

77

140



Figura 38. Mapa geológico y diagrama de contornos de polos de fallas y fracturas en el sitio Presa Abelardo L. Rodríguez (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993c)



Figura 39. Secciones geológicas del sitio Presa A. L. Rodríguez (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993c)

presentan resistencias mecánicas muy bajas. Un tercer factor es el ángulo del talud, que es la condicionante final en la estabilidad de los bloques de roca (figuras 38 y 39).

En el área han ocurrido varios deslizamientos en bloques sobre superficies predispuestas. En la madrugada del 7 de septiembre de 1993, ocurrió uno de ellos y la masa desplazada fue cercana a los 15 m³. Esa misma fecha ocurrió un enjambre de sismos en Cerro Prieto, Valle de Mexicali, asociado a la falla de Cerro Prieto. El sismo 930807112428 UT, Estación Cerro Bola (RESNOM, CICESE), se registró casi al mismo tiempo que el deslizamiento. El sismo fue de M_L =4.0 en dicha estación, cercana unos 70 km al sitio (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1993c) y supongo que éste fue el factor disparador, pues en la investigación no hubo ningún otro factor que pudiera asociarse al movimiento mencionado.

En este sitio se levantaron cuatro estaciones de vibración ambiental, realizándose pruebas de amplificación relativa para caracterizar la respuesta dinámica del talud (Aragón-Arreola *et al.*, 1993c), según se discute adelante.

VII INGENIERÍA SÍSMICA Y PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

Los datos que a continuación presento tienen por objeto analizar el problema desde un punto de vista ingenieril y así complementar el modelo de ocurrencia de deslizamientos. Los resultados son experimentales y sólo se presentan conclusiones preliminares a partir del primer procesado. Gran parte de los registros de vibración ambiental cuya ubicación presento en la figura 24 aún no han sido analizados y los resultados serán objeto de un documento posterior. El análisis preliminar está realizado en frecuencia usando el paquete de aplicaciones PITSA (Scherbaum y Johnson, 1992) y rutinas propias escritas en MATLAB.

VII.1 Playas de Tijuana: estudio geoeléctrico

La geología del Deslizamiento Playas de Tijuana ha sido descrita en el inciso VI.1. Se observa que en el sitio afloran arcosas y arcillas limosas pobremente consolidadas con concreciones arenosas. Con el fin de inferir la estructura del subsuelo e interpretar la profundidad de la superficie de corrimiento, Aragón-Arreola y colaboradores (1993b) utilizaron las propiedades geoeléctricas del terreno y efectuaron tres sondeos eléctricos verticales con arreglo Schlumberger utilizando equipo Bison; las aperturas máximas AB entre los electrodos de corriente fueron de 200 m, 120 m y 60 m para cada uno de ellos. La separación de los electrodos de potencial fue A=1 m.

El primer sondeo se localiza sobre la zona de supramarea (figura 27) donde al modelar los datos (figura 40), estos definen tres capas litológicas diferentes sobre un semiespacio, cuyos espesores y resistividades son: para la capa 1, 0.1 m, ρ =1.2 Ω -m; la capa 2, 0.5 m, ρ =6.0 Ω -m; la capa 3, 8.0 m, ρ =3.2 Ω -m y en el semiespacio ρ =10.0 Ω -m. De acuerdo con los datos de campo, se definió que las dos primeras capas están relacionadas con sedimentos de playa y la tercera con sedimentos arcillo-limosos pertenecientes al miembro inferior de la Fm. San Diego; se interpreta que la base de estos estratos, localizada probablemente en la interface entre la tercera capa y el semiespacio, corresponde con la superficie de corrimiento del deslizamiento (Sección A-A' y B-B', figura 27).



Figura 40. Datos observados y modelos geoeléctricos obtenidos en los sondeos SEV1, SEV2 y SEV3 realizados en el Deslizamiento Playas de Tijuana, para ubicación de los sondeos ver figura 27 (Aragón-Arreola et al., 1993b).

El segundo sondeo también define tres capas litológicas sobre un semiespacio (figura 40), cuyos espesores y resistividades son: para la capa 1, 0.45 m, ρ =1.3 Ω -m; la capa 2, 1.3 m, ρ =80.0 Ω -m; la capa 3, 10.0 m, ρ =10.0 Ω -m y en el semiespacio ρ =5.0 Ω -m. La interpretación indica que la primera capa corresponde al suelo, la segunda probablemente a horizontes conglomeráticos y la tercera a sedimentos arcillosos.

El tercer sondeo define dos capas litológicas sobre un semiespacio donde sus espesores y resistividades son: para la capa 1, 0.5 m, ρ =11.0 Ω -m; la capa 2, 7.0 m, ρ =25.0 Ω -m y en el semiespacio ρ =5.0 Ω -m. La capa 1 probablemente corresponda al desarrollo de suelo, en tanto que la segunda probablemente representa sedimentos arenosos (Sección B-B', figura 27).

Como puede observarse, las máximas penetraciones calculadas resultan muy someras. Probablemente la cercanía del mar influye tanto en la escasa profundización de la corriente eléctrica como en la alta variabilidad de los resultados. Sin embargo, a partir de estos sondeos puede observarse en la Sección A-A' (figura 27) la coherencia entre la profundidad de la interpretación estructural con la profundidad de la interface entre capas litológicas obtenida a partir de las propiedades geoeléctricas.

VII.2 Playas de Tijuana: vibración ambiental

En el área de Playas de Tijuana fueron medidas 11 estaciones de vibración ambiental. Su distribución sigue un arreglo de secciones (figura 27) y los registros fueron obtenidos utilizando grabadoras Lennartz Mod. Mars 88-FD y sismómetros de tres componentes Lennartz Mod. LE-3D de 1 seg de período natural con respuesta plana aproximadamente desde 0.5 Hz hasta 80 Hz. Los registros tienen una duración cercana a los dos minutos, habiéndose muestreado a una frecuencia de 8 y 4 mseg (125 y 250 muestras por segundo).

Las figuras 41 y 42 presentan los espectros de amplitudes de las seis estaciones alineadas sobre la Sección A-A' (figura 27), filtradas mediante la ventana de Hamming con frecuencia de esquina en 15 Hz. Se puede observar que el primer modo de vibración con mayor amplitud a frecuencia menor que 2 Hz se encuentra en 0.63, 0.70, 0.70, 0.75, 0.75 y 0.75 para las estaciones PA1 a PA6, respectivamente. Al parecer existe un corrimiento hacia mayor frecuencia conforme la estación se encuentra más hacia el poniente. En la mayoría de



Figura 41. Espectros de amplitudes de las estaciones PA1, PA2 y PA3 para las componentes vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Destizamiento Playas de Tijuana (ver figura 27)



Figura 42. Espectros de amplitudes de las estaciones PA4, PA5 y PA6 para las componentes vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Desizamiento Playas de Tijuana (ver figura 27)

las estaciones el segundo modo de vibración es el de mayor amplitud y se ubica cercano a los 2.9 Hz.

Cabe aclarar que a estas señales hace falta procesarlas con detalle, ya que este es el primer procesado.

VII.3 El Rubí: vibración ambiental

En El Rubí o Cumbres del Rubí se levantaron nueve registros de vibración ambiental de tres componentes, de los cuales seis se distribuyeron en diferentes sitios del predio (figura 31) y tres en los niveles 1, 2 y 3 del edificio ubicado al sureste del área estudiada (Aragón-Arreola y Delgado-Argote 1994a). Las señales están muestreadas a una razón de 125 muestras/seg (8 mseg), la longitud de los registros fue de 1.5 min y la toma fue repetida dos veces para verificar la repetitividad de los resultados. Las mediciones se realizaron con un equipo de las mismas características que el utilizado en Playas de Tijuana. Para fines de este trabajo sólo refiero los resultados que estos autores obtuvieron en las seis estaciones de terreno.

El procesado estuvo enfocado al análisis de bajas frecuencias, entre 0.5 y 6 Hz (0.16 a 2 seg). El proceso incluyó la selección de una de las tomas y obtención de espectros de amplitud para todo el rango de frecuencias, se observó que no existe inducción de energía a frecuencias mayores de 12 Hz. En segundo término, los espectros se digitalizan a frecuencia de muestreo constante, tomando solamente la ventana de 0 a 6 Hz y por último, son suavizados como series de tiempo mediante la aplicación de la ventana de Hamming.

En dirección vertical se observa (figura 43) que el primer modo de vibración varía con respecto al sitio muestrado. Para las localidades 1, 3 y 4, el modo fundamental se ubica entre 0.78 y 0.82 Hz (1.28 a 1.22 seg de período), en tanto que para las estaciones 2, 5 y 6, el mismo pico espectral se sitúa entre 0.91 y 0.94 Hz (1.10 a 1.06 seg), lo cual marca un corrimiento en frecuencia hasta de 0.13 Hz.

En dirección norte-sur (figura 43) las estaciones 1 y 3 presentan el primer modo entre 0.80 y 0.82 Hz (1.25 y 1.22 seg), en tanto que para la 2, 4, 5 y 6, se distinguen dos modos: el primero entre 0.57 y 0.63 Hz (1.75 y 1.59 seg) y el segundo entre 0.91 y 0.99 Hz (1.1 y 1.0 seg). En dirección este-oeste (fig. 15), en los sitios 1, 2, 3 y 5, los modos se encuentran



Figura 43. Espectros de amplitudes de las componentes verticales, norte-sur y esteoeste de los registros de campo en El Rubí, para ubicación de las estaciones ver figura 31 (Aragón-Arreola y Delgado-Argote, 1994a).

87

entre 0.62 y 0.65 Hz (1.61 y 1.1.54 seg) y 0.80 y 0.89 Hz (1.25 y 1.12 seg), en tanto que para los sitios 4 y 6, estos picos se localizan entre 0.56 y 0.59 Hz (1.79 y 1.69 seg) y 0.76 y 0.81 Hz (1.32 y 1.23 seg).

Con base en lo anterior, Aragón-Arreola y Delgado-Argote (1994a) concluyen que la vibración en el plano horizontal introduce dos modos a baja frecuencia, en tanto que la vertical sólo uno. En general, los sitios 1 y 3 resultan los lugares en donde se manifiestan los modos a más baja frecuencia, en tanto que en el 5 y 6, los modos fundamentales tienden a ser más rígidos que en los puntos anteriores. Con las estaciones 2 y 4 no es posible generalizar pues en ocasiones, su comportamiento varía entre los extremos descritos. Estos resultados sugieren que en la zona sur el suelo es más rígido que en la parte norte; entre otras causas esto puede deberse a que el fallamiento y fracturamiento es más intenso en el norte del predio, la pendiente del terreno es mayor y existen mayor número de taludes artificiales. Una de las implicaciones prácticas es que se puede explicar físicamente por qué la parte sur tiene menos problemas de estabilidad de laderas.

VII.4 El Pastejé: vibración ambiental

En el Deslizamiento El Pastejé levanté 11 estaciones de vibración ambiental. Su distribución sigue un arreglo de secciones (figura 34) y los registros fueron obtenidos con equipo de características semejantes al usado en Playas de Tijuana y El Rubí. La duración de las señales obtenidas es cercana a los dos minutos, habiéndose muestreado a frecuencias de 8 y 4 mseg (125 y 250 muestras/seg).

Las figuras 44 y 45 presentan los espectros de amplitudes de diez estaciones cuya ubicación se muestra en la figura 34, los espectros están filtrados mediante la ventana de Hamming con frecuencia de esquina en 15 Hz. Se puede observar que el primer modo de vibración varía entre 0.5 y 0.7 Hz y el segundo modo entre 2.6 y 2.9 Hz, siendo mayor la inducción de energía en el segundo.

Como se puede apreciar en los espectros de amplitud, es importante hacer notar que la respuesta en frecuencia de estos suelos es caracterizable, aunque se requiere de mayor procesamiento.



Figura 44. Espectros de amplitudes de las estaciones PS1, PS2, PS3 y PS5 para la componente vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Deslizamiento El Pastejé (ver figura 34)

68



Figura 45. Espectros de amplitudes de las estaciones PS6, PS7, PS8, PS9 y PS10 para la componente vertical (V), perpendicular al talud (P) y paralela al talud (T) en el Deslizamiento El Pastejé (ver figura 34)

VII.5 Presa Abelardo L. Rodríguez: vibración ambiental

En esta localidad se adquirieron seis registros de aceleración utilizando dos sensores Kinemetrics de banda ancha Mod. WR-1, un registrador Kinemetrics SSR1 de 16 bits y equipo de cómputo (Aragón-Arreola *et al.*, 1993c). Las señales tuvieron una duración aproximada de 100 seg. y fueron muestreadas a una razón de 200 muestras/seg (5 mseg). Estas mediciones fueron realizadas en cuatro sitios ubicados en la figura 38, cuatro de ellas corresponden a tomas de vibración ambiental y dos a registros de vibración inducida usando como fuente la pala de una retroexcavadora al caer libremente. Cada registro está compuesto por dos direcciónes horizontales: una perpendicular y otra paralela al talud.

Para el procesado de las señales se corrigieron primeramente por línea base, a continuación se utilizó el análisis digital de Fourier para diferentes ventanas de tiempo y para el total de los registros. A partir de los espectros de vibración ambiental (figura 46) se concluyó que:

- Todas las señales presentan dos grupos de frecuencias comunes, el primer grupo inicia en 2.7 Hz y termina en 3.5 Hz, (pico central en 3.2 Hz). Su amplitud es pequeña para las 4 estaciones, variando de mayor a menor para los sitios 1, 4, 3 y 2, respectivamente; el segundo grupo va desde 13.5 Hz hasta 17 Hz, aunque esta banda de frecuencias emerge paulatinamente desde los 11 Hz; la mayor amplitud ocurre en la estación 1 y a continuación en la 4, 3 y 2. El pico central se ubica en 14.4 Hz, salvo para la estación 1, en la cual se corre hasta 15.2 Hz.
- Se observan otros picos espectrales en la figura 46, principalmente en el sitio 1, pero no son correlacionables para todas las localidades muestreadas
- En dirección perpendicular al talud se observa (figura 46) que desde los 9 Hz hasta los 13.5 Hz existen otros picos espectrales, algunos de los cuales se correlacionan en dos estaciones, normalmente la 1 y 3 o la 2 y 4. En esta dirección los espectros muestran mayor cantidad de picos que en dirección longitudinal.

En los registros obtenidos induciendo energía al suelo mediante el golpeo con la cuchara de un trascavo de los sitios 1 y 2 (figura 47), puede observarse que:



Figura 46. Espectros de amplitudes de los registros de vibración ambiental paralelos y perpendiculares al talud en la Presa Abelardo L. Rodríguez, para ubicación de las estaciones ver figuras 38 y 39 (Aragón-Arreola *et al.*, 1993c).



Figura 47. Espectros de amplitudes para los registros de los sitios 1 y 2 paralelos y perpendiculares al talud obtenidos induciendo energía al suelo en la Presa Abelardo L. Rodríguez, para ubicación de las estaciones ver figuras 38 y 39 (Aragón-Arreola *et al.*, 1993c).

- Los dos grupos de frecuencias presentes en vibración ambiental se conservan, pero son amplificados por el efecto de excitación que causa el golpeo. La amplificación es mayor a altas que a bajas frecuencias. Un efecto importante es la definición de otro grupo espectral y el suavizado de los picos que se presentaban en vibración ambiental.
- Para el primer grupo de frecuencias la mayor amplitud se encuentra en el sitio 1 en dirección paralela al talud, es decir, perpendicular a la estructura de falla. Para el sitio 2 y la componente perpendicular al talud la amplificación es muy similar entre ellas.
- Para el segundo grupo de frecuencias la mayor amplitud ocurre claramente en dirección paralela en el sitio 1, en tanto que en las otras localidades la amplitud es menor y muy similar.
- En todos los registros se encuentra un nuevo pico espectral cercano a 11 Hz, que no existe en vibración ambiental. Probablemente esta angosta banda de frecuencias sea propia de la fuente con que se indujo la vibración.
- La amplificación de los modos de vibración del terreno al ser inducida energía es mayor a altas que a bajas frecuencias. En los sitios estudiados, la amplificación para el grupo centrado en 14.4 Hz varía entre 10 y 20 veces, salvo para la dirección perpendicular al talud en el sitio 1, en que es menor. Para el grupo centrado en 3.2 Hz la señal se amplifica por golpeo entre 1 y 5 veces.

La interpretación de Aragón-Arreola y colaboradores (1993c) indica que el talud se mueve con mayor amplitud siguiendo la dirección E-W del fracturamiento y que las áreas de máxima amplificación están ligadas directamente a la zona de fracturamiento asociada a la falla (figura 38).

VIII INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN

Hasta este punto, este trabajo se ha centrado en la descripción de diferentes factores geológicos que promueven la presencia de deslizamientos, estos datos provienen de diferentes fuentes y están a diferentes escalas. Este capítulo tiene por objeto sintetizar esa información para establecer una condición que permita la evaluación automatizada de áreas propensas a deslizarse.

La cartografía temática permite observar que las capas de información guardan una correlación cercana, la figura 48 muestra la información litoestratigráfica, estructural, de cabeceras de movimientos de ladera y de epicentros sísmicos. En ella puede observarse que los patrones de afloramiento están estrechamente relacionados con el arreglo bidireccional de los lineamientos; también se observa que los deslizamientos se asocian tanto a la posición de los contactos como a las estructuras. Con esto quiero hacer notar, como lo he hecho en cada sitio de detalle, que la relación causal de la posición de una cabecera está relacionada, por un lado al fallamiento y por otro, al cambio de litología. La ubicación de los epicentos sísmicos sugiere una correlación positiva con lineamientos estructurales, algunos de los cuales son fallas activas (figura 48).

Retomando las conclusiones parciales de cada área detallada es posible afirmar que:

- Las zonas de falla son amplias y están representadas por una serie de fracturas o fallas menores que se ubican en un entorno de hasta 100 m de la estructura principal.
- Las cabeceras de los deslizamientos rotacionales cartografiados normalmente se encuentran cercanas a fallas tanto principales como asociadas.
- La correlación entre el fallamiento y la presencia de fluencias es muy alta y es común encontrar agrupamientos alineados siguiendo el sentido de las fallas.
- Muchas fluencias se asocian directamente al contacto entre los miembros superior e inferior de la Fm. San Diego.
- Los deslizamientos rotacionales se desarrollan en el miembro inferior de la Fm. San Diego, pero su cabecera se propaga cerca o sobre el contacto con el miembro superior.



Figura 48. Mapa geológico del área de Tijuana mostrando la información litoestrátigrafica, estructural, morfológica y sismológica

96
- Los estratos que contienen limos y arcillas comúnmente funcionan como planos de deslizamiento, como puede observarse a partir de secciones geológicas e inferirse de los sondeos eléctricos. Por ellos ocurre la mayor parte del movimiento.
- La mayoría de los deslizamientos son disparados o reactivados durante la temporada de lluvias, pero no en todos los casos.
- Los efectos antrópicos locales, como cortes o construcciones, desestabilizan el talud y promueven deslizamientos locales.

Teniendo como base la estabilidad de taludes, es de esperarse que si las condiciones geológico-estructurales favorecen la inestabilidad, ésta se refleje en las condiciones dinámicas como pérdida de rigidez o mayor amplificación de las ondas sísmicas. La información obtenida a partir de vibración ambiental deja ver que una ladera en la cual existe deslizamiento pierde rigidez tanto en la masa desplazada como en la zona cercana a la cabecera. Este mismo efecto se observa si el punto de referenecia es una zona de falla. Aunado a lo anterior, la amplificación de las ondas sísmicas en el entorno de una falla es significativamente mayor que en el macizo que rodea a la estructura, aunque éste también esté fuertemente fracturado.

VIII.1 Formulación de una condición lógica de evaluación

A partir de los criterios geológicos descritos previamente, los cuales definen una serie de condiciones que el terreno cumple cuando ocurre un movimiento de ladera, el proceso inverso consiste en establecer condiciones que al cumplirse promuevan la ocurrencia de deslizamientos. La evaluación de peligro, entendido como función de probabilidad, consiste en establecer la declaración de falsedad o veracidad de estas condiciones para diversos puntos.

Con base en lo anterior se establecen cinco criterios distintos de peligro de ocurrencia de deslizamiento, que derivan en el mismo número de grados de peligrosidad; gráficamente están expresados en la figura 49, consisten en:

 Grado A. Peligro Real. Dado por la cercanía inmediata a contactos intra o interformacionales, la asociación a fallamiento o zona de falla y pendientes fuertes en las Fms. San Diego o Rosarito Beach y la presencia de un movimiento de ladera.



Figura 49. Ilustración de los criterios de peligro de ocurrencia de desizamiento que derivan en diferentes grados de peligrosidad

86

- Grado B. Peligro Inminente. Dado por la cercanía inmediata a contactos intra o interformacionales, la asociación a fallamiento o zona de falla y pendientes fuertes en las Fms. San Diego o Rosarito Beach. La diferencia con el grado anterior es que en estos sitios no se observa movimiento de ladera.
- Grado C. Peligro alto. Dado por la asociación a fallamiento o zona de falla y pendientes fuertes en las Fms. San Diego y Rosarito Beach. La diferencia con el grado anterior es que en estos sitios no se encuentra contacto entre formaciones o miembros de ellas.
- Grado D. Peligro bajo. Dado por la asociación a fallamiento o zona de falla y pendientes moderadas en las Fms. San Diego o Rosarito Beach. La diferencia con el grado anterior es que en estos sitios el ángulo del talud es menor.
- Grado E. Peligro bajo en rocas competentes. Dado por la asociación a fallamiento o zona de falla y pendientes altas en las Fms. Alisitos y Batolito Peninsular, ambas unidades con resistencia mecánica superior a las Fms. San Diego y Rosarito Beach.
- Grado nulo. Peligro poco probable. Representa terrenos de pendiente moderada a baja en los que no se cumple ninguna de las condiciones geológicas anteriores, por lo que estas zonas se consideran estables

De acuerdo con Delgado-Argote y colaboradores (1993a), la pendiente que se correlaciona con mayor número (de accidentes de ladera es superior al 18% (10°); en este trabajo también tomo este valor como el umbral de pendiente alta. Para las pendientes moderadas no hay una estimación real y tomo el valor de máxima pendiente para vías terrestres en condiciones normales (7%=4°) como el límite inferior de este grupo.

Estas condiciones obedecen básicamente al reconocimiento de los accidentes estructurales como el principal factor controlador de deslizamientos y a los contactos entre unidades o miembros de unidades como el principal factor preparador (Crozier, 1986). Para los fines de este trabajo el agente disparador no es importante en la determinación de peligro.

VIII.2 Proceso digital de la información

El establecimiento de los criterios de peligro de ocurrencia de deslizamiento es un proceso totalmente empírico basado en la correlación de rasgos cartográficos, accidentes

morfológicos y análisis para cada sitio de prueba de las condiciones que favorecen los movimientos de ladera. Para evaluar en forma automatizada el grado de peligro en diferentes localidades del área de estudio es necesario ordenar, uniformizar y combinar la información involucrada en las condiciones de riesgo.

Los datos crudos o mapas de primer orden provienen 1) del levantamiento a diferentes escalas sobre bases topográficas del INEGI, un fotomosaico aéreo escala 1:15,000 elaborado por Carlos Ceseña en enero de 1993, bases topográficas locales o bien poligonales abiertas ligadas a puntos conocidos hechas con cinta y brújula y 2) de la interpretación de fotografías aéreas. Esta información fue integrada con la ayuda del paquete AutoCAD Ver.12, de tal manera que fueron producidos mapas temáticos y de geología detallada, todos ellos de segundo orden (figuras 2, 8, 10, 12, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 36 y 38). La cartografía de tercer orden (figuras 13 y 17) muestra la interpretación estructural que es presentada como anexo a los mapas de segundo orden; las secciones geológicas tienen este mismo nivel de información, aunque no integran propiamente parte de la cartografía (figuras 11, 32, 37 y 39).

Como mencioné en el marco teórico de este trabajo, el establecimiento de criterios de combinación de información puede producir cartografía de cuarto orden. Los criterios de combinación han quedado definidos (y opté por efectuar la evaluación de peligrosidad considerando pequeñas unidades del área en las cuales establezco la declaración de falsedad o verdad para cada condición. La cartografía temática, al estar uniformizada con AutoCAD, guarda un formato vectorial (lineas). La comparación lógica de datos vectoriales aún no es satisfactoria con las herramientas de análisis actualmente desarrolladas, por lo cual la información se discretiza en matrices (*raster* o rejilla).

Las matrices de proceso tienen una dimensión de 550 renglones por 700 columnas, están referidas geográficamente y sus límites coinciden con los límites del área (al norte 3606000N, al sur 3584000N, al poniente 487000E y al oriente 515000E, Zona 11, sistema UTM). De esta forma cada elemento de la matriz (pixel) representa un área real de 40×40 m. La selección de este tamaño para el pixel está basada en considerar que el error máximo aproximado en la digitalización de la información topográfica, tomada de las cartas

topográficas 1:50,000 del INEGI es ligeramente menor a esta distancia (<0.4 mm de distancia real medidos sobre el mapa).

La comparación lógica automatizada entre elementos de un arreglo matricial es un proceso sencillo y para ello existen varias herramientas; en este trabajo utilicé un Sistema de Información Geográfica (SIG) denominado Sistema de Apoyo y Análisis de Recursos (GRASS, por sus siglas en inglés). También utilizo este SIG para la discretización de los datos.

Al ser transferida una línea en formato vectorial a una línea en formato de rejilla, el producto es una sucesión de pixeles iluminados sobre el sitio en que debería estar la línea. Al efectuar el mismo proceso en una línea cerrada que representa un área, el resultado es un conjunto de pixeles iluminados sobre el sitio en que debería encontrarse el área. Este par de consideraciones describe adecuadamente la discretización de todos los niveles de información que son utilizados para evaluar la peligrosidad, de esta forma, los rasgos lineales son ahora sucesiones de pixeles (áreas de 40×40 m).

Esta forma de representar los lineamientos no considera que la zona de falla es de aproximadamente 100 m de anchura; utilizando esta herramienta de análisis establezco que en los tres pixeles que rodean el lineamiento existen zonas de influencia o de amortiguamiento, y de esta forma, doy valor a este factor geológico.

Para la topografía debe hacerse otra consideración. Al discretizar los vectores referidos en elevación que representan las curvas de nivel, se obtienen sucesiones de pixeles con altura definida separados por pixeles sin elevación. A partir de estos datos se efectúa una serie promedios de interpolaciones lineales para ajustar las elevaciones de los pixeles en los que no existe elevación. El resultado de este proceso es el modelo digital de elevaciones o de terreno (MDT), que equivale a la matriz de elevaciones. Sin embargo la elevación de los puntos no es un factor importante en las condiciones de peligro formuladas, en cambio si lo es la pendiente. El modelo digital de pendientes (MDP) resulta de derivar la matriz con respecto a la distancia (d), siendo el $\Delta d=40$ m, dada por la dimensión de los pixeles.

Hechas estas consideraciones, evalúo en forma automática el valor de verdad de cada condición para cada pixel, asignando en la matriz de resultados los valores que representan grados de peligro. Las matrices de proceso son las de litoestratigrafía, lineamientos estructurales incluyendo la zona de amortiguamiento, cabeceras de deslizamientos y MDP. Los resutados se describen en el inciso siguiente.

VIII.3 Resultados: mapas de peligro y riesgo

Al establecer los valores de verdad de las condiciones de peligro para cada pixel en toda el área, el producto es una matriz de grados de peligrosidad. Al sobreponer la referencia cartográfica, se obtiene un mapa de peligro debido a movimientos de ladera de acuerdo con las condiciones establecidas (figura 50), en él se puede observar que gran parte del área de estudio satisface alguna de las condiciones. Al sobreponer la traza urbana (datos tomados del Códice 90 del Censo de Población y Vivienda y facilitados por Alejandro Hinojosa y estudiantes), se obtiene cartografía de riesgo debido a movimientos de ladera, misma que será presentada a mayor escala.

En la Mesa de Otay las zonas peligrosas se localizan en sus límites y se concentran principalmente en los sitios en donde se efectuó cartografía detallada (6 en figura 50). El mapa de riesgo de estas localidades se presenta en la figura 51; el desarrollo de esta parte de la ciudad se inició poco después de 1950 y actualmente se ha urbanizado cerca del 70 %. En la misma figura puede apreciarse que los niveles de riesgo real, inminente y alto se concentran en la Col. Manuel Contreras, Col. Anexo del Río, Fracc. Alonso Garzón, norte de la Col. Libertad, Cañón Libertad, Fracc. Anexo Buenavista, sur de la Col. 70-76, Fracc. Taurino, Col. Lomas Taurinas, Fracc. Tomás Aquino, norte de la Col. Guadalupe Victoria y sitios cercanos al acceso a Mesa de Otay (los centros urbanos se nombraron utilizando la Guía Urbana de la Ciudad de Tijuana impresa por Ediciones Corona).

La Zona Río prácticamente no presenta sitios peligrosos, salvo en algunas pequeñas zonas, que por efectos de escala no son apreciables en la figura 50.

En las Sierras Alargadas se presenta la mayor concentración de zonas propensas a deslizarse en distintos grados, la porción noreste ha estado desarrollándose desde los años cincuenta y el área urbanizada es cercana al 60%. En el mapa de riesgo de esta parte de la ciudad (figura 52), se observa que muchas de las áreas que presentan el mayor grado de peligrosidad aún no están pobladas, por lo que no se puede hablar propiamente de risego en esos sitios. Las áreas que presentan los niveles de riesgo real, inminente y alto se localizan



Figura 50. Mapa de peligro debido a movimientos de ladera en el área metropolitana de Tijuana





490000E

495000E



Figura 52. Mapa de riesgo debido a movimientos de ladera en la parte poniente de la Ciudad de Tijuana

105

en parte del Fracc. Lomas del Pacífico, oriente de la Col. Lázaro Cárdenas, Fracc. Los Laureles, oriente de la Col. Santa Rosa Ciudad, poniente del Fracc. Mirador Ciudad, noreste del Fracc. Ruiz Valencia, Cañón de las Palmeras, vialidad Libramiento Poniente, oriente de la Col. Michoacán, Col. Hidalgo, Col. Vicente Guerrero, norte del Fracc. Salvatierra, Col. 1º de Mayo Cañón del Pato, Col. Chihuahua, Cañón Johnson, Cañón Pípila, Col. Anexa Morelos, Cañón Oaxaca, Col. México, Col. Francisco I. Madero, Col. Juárez y Cañón Zacatecas.

El mapa de peligro por deslizamientos de la porción centro norte de las Sierras Alargadas (figura 53), abarca cerca de un 80 % de terrenos urbanizados, cuyo desarrollo inició en los últimos años de la década de los treintas. Las zonas de peligro real, inmente y alto se localizan en gran parte del área, en algunos puntos no se ha urbanizado, pero en la mayoría existe desarrollo habitacional, los sitios propensos a deslizarse incluyen parte del Fracc. Chapultepec, Residencial Cataviña, Fracc. Chulavista, Col. Doctores, Fracc. Laderas Monterrey, algunos segmentos del Boulevard Fundadores, Col. Madero Sur, Col. México Lindo, Cañón México, Fracc. La Sierra, algunas porciones del Fracc. Monterrey, Fracc. El Rubí, Fracc. San Vicente, Col. La Villa, altos del Fracc. Planetario, Col. Ismael Llamas, Col. Habitacional Militar, Cañón San Antonio de los Buenos, Col. 1º de Mayo, Fracc. Villa Residencial, Fracc. Emperadores, Fracc. Anexa Veracruz, Fracc. Guanajuato, Residencial Lomas, Col. Felipe Velásquez, Col. 18 de Marzo, Fracc. Lomitas, Col. Sánchez Taboada, Col. Esperanza Agrícola, Col. Carmen Castillo, Col. Esperanza y Fracc. División del Norte.

En las figuras 51, 52 y 53 he resaltado los sitios de cartografía detallada, para facilitar la comparación de los resultados producto de un proceso lógico con los datos cartográficos. Tomando como ejemplo el mapa de riesgo de la figura 51, se observa que el arreglo general de las zonas de riesgo está alineada y sigue tendencias NW y SE; esto es muy evidente para el Grado D, peligro bajo. Esta distribución se explica porque el factor estructural es el que principalmente controla la ocurrencia de deslizamientos. Las áreas de riesgo real e inminente tienen un arreglo más alineado con la tendencia topográfica, pues dependen principalmente de la presencia del contacto entre los miembros de la Fm. San Diego o entre la Fm. San Diego y la Fm. Rosarito Beach.





Figura 53. Mapa de riesgo debido a movimientos de ladera en la porción centro-sur de la Ciudad de Tijuana

IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los datos presentados, las consideraciones hechas y el proceso de la información descrito anteriormente, puedo concluir que:

- Los patrones de afloramiento de las unidades litoestratigráficas y la forma del relieve en el área metropolitana de Tijuana correlacionan estrechamente con la geología estructural.
- La ubicación de los epicentos sísmicos sugiere una correlación positiva con lineamientos estructurales, algunos de los cuales son fallas activas.
- Los rasgos estructurales son el principal factor controlador de deslizamientos en la zona metropolitana de Tijuana.
- Los contactos intra e interformacionales son el principal factor preparador de deslizamientos.
- La mayoría de los deslizamientos son disparados o reactivados durante la temporada de lluvias, siempre y cuando en las laderas existan condiciones geológicas que favorezcan el movimiento.
- Los efectos antrópicos tienden a desestabilizar los taludes y promueven deslizamientos locales.
- Una ladera en la cual existe deslizamiento pierde rigidez tanto en la masa desplazada como en la zona cercana a la cabecera. Este mismo efecto se observa si el punto de referencia es una zona de falla.
- La amplificación de las ondas sísmicas en el entorno de una falla es significativamente mayor que en el macizo que rodea a las estructuras.
- Se establecen cinco niveles o grados de peligro de acuerdo a las características del sitio.
 Estos son: 1) peligro real, 2) peligro inminente, 3) peligro alto, 4) peligro bajo y 5) peligro bajo en roca competente.

Los resultados son principalmente gráficos y tienen implicaciones en la planificación del uso del suelo, son directamente utilizables por autoridades municipales, compañías constructoras, aseguradoras y personas interesadas en la estabilidad del terreno, en general. Las implicaciones ingerieriles de cada grado de peligro son:

- Grado A. Peligro real. No es recomendable ningún tipo de desarrollo, salvo para áreas verdes.
- Grado B. Peligro inminente. No es recomendable el desarrollo de estos sitios, preferentemente deben ser usados como áreas verdes. Si por su ubicación estratégica es necesario algún tipo de proyecto, éste debe ser ligero y contar con trabajos de geología detallada por lo menos escala 1:1,000 y estudios de mecánica de suelos.
- Grado C. Peligro alto. En estos sitios se recomienda evitar proyectos industriales o de desarrollo multifamiliar. Es posible el desarrollo habitacional con baja densidad y ligero de no más de una sola planta. Todos los proyectos deben de contar con trabajos previos de geología detallada por lo menos escala 1:2,500, aunados a los estudios de mecánica de suelos, con el fin de dar la debida planeación a las obras de mitigación y prevención.
- Grado D. Peligro bajo. En estos sitios se recomienda evitar edificaciones industriales pesadas. Es posible el desarrollo industrial ligero, habitacional y de servicios públicos. Los proyectos deben contar, en conjunto con los estudios de mecánica de suelos, con geología semidetallada por lo menos a escala 1:5,000, con el fin de verificar la estabilidad regional y planear la ubicación de las obras de mitigación y prevención. Es necesario tomar en cuenta que este grado de peligrosidad integra los efectos de accidentes topográficos locales, y que si bien el riesgo para el conjunto de contrucciones es bajo, puede llegar a ser alto o inminente (grados C ó B) para un edificio en particular, dependiendo de los factores locales.
- Grado E. Peligro bajo en roca competente. Para este grado aplican las mismas consideraciones que para el Grado D, con la salvedad de que cuando el proyecto se encuentre sobre las Fms. Alisitos y Batolito Peninsular, el trabajo de mecánica tendrá que considerar roca. En estos sitios la pendiente puede ser tan alta que sea económicamente incosteable el desarrollo.
- Grado nulo. Se consideran zonas estables, el riesgo de deslizamientos es poco probable. Se recomiendan trabajos geológicos de reconocimiento en conjunción con los estudios de mecánica de suelo o roca.

REFERENCIAS CITADAS

- Abbott P.L. and E. William J. 1991. Environmental Perils San Diego Region., in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual Meeting and SDAG, USA. p. 17-36.
- Alfors, J.T.; J.L. Burnett and T.E. Jr. Gay. 1973. Urban Geology Master Plan for California. California Division of Mines and Geology Bull. 198. 112 pp.
- Aragón-Arreola, M. y L.A. Delgado-Argote. 1993a. El Deslizamiento de Playas de Tijuana y su relación con la vulnerabilidad de obras civiles. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, GEOS, Boletín informativo, Vol. 13, p. 12.
- Aragón-Arreola M. y L.A. Delgado-Argote. 1993b. Caracterización geológica de sitio de las áreas propuestas para la construcción de la estación de bombeo y subestación eléctrica del proyecto de utilización de excedentes de agua de la Presa Abelardo Rodríguez, Tijuana, Baja California. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, reporte inédito para COSAE, Ensenada, BC, México. 11pp, 12 figs.
- Aragón-Arreola, M y L.A. Delgado-Argote. 1993c. Caracterización Geológica de sitio de las áreas propuestas para la construcción de la estación de bombeo y subestación eléctrica del Proyecto para utilización de excedentes de agua de la Presa Abelardo Rodríguez, Tijuana, Baja California. Preparado para Comisión de Servicios de Agua del Estado. 11 pp.
- Aragón-Arreola, M. L.A. Delgado-Argote and F. Suárez-Vidal. 1993a. The Playas de Tijuana Slide. in Patrick L. Abbott, Eugenia M. Sanginés and Michael A. Rendina eds. Geologic investigation in Baja California, México. 1993 Annual Field Trip Guide Book, South Coast Geological Society No. 21, Santa Ana, California, USA. p. 35-41.
- Aragón-Arreola, M., L.A. Delgado-Argote, J. García-Abdeslem y J.M. Espinosa-Cedeña. 1993b. Estimación de Riesgo Geológico en zonas aledañas a la Estación de Bombeo de aguas residuales de Playas de Tijuana. Preparado para Comisión de Servicios de Agua del Estado. 11 pp
- Aragón-Arreola, M., T. Domínguez-Reyes y L.A. Delgado-Argote. 1993c. Caracterización Dinámica de sitio de las áreas propuestas para la construcción de la estación de bombeo y subestación eléctrica del Proyecto para utilización de excedentes de agua de la Presa Abelardo Rodríguez, Tijuana, Baja California. Preparado para Comisión de Servicios de Agua del Estado. 7 pp.
- Aragón-Arreola, M. y L.A. Delgado-Argote. 1994a. Evaluación de riesgo geológico en el Proyecto Cumbres del Rubí. Preparado para Geotecnia, Control y Laboratorios. 16 p, 18 figs.
- Aragón-Arreola, M. y L.A. Delgado-Argote. 1994b. Evaluación de riesgo geológico en el Proyecto de nave industrial Panasonic, Tijuana, Baja California, México. Preparado para Geotecnia, Control y Laboratorios. 12 p, 9 figs. (Referencia en la Serie Geología de Comunicaciones Académicas, CICESE, CIGOT9404)
- Ashby, J.R. 1989. A resume of the Miocene stratigraphic history of the Rosarito Beach Basin, Northwestern Baja California, Mexico, in P. L. Abbott ed. Geologic studies in Baja California. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California, p. 37-45.
- Ashby, J.R. and J.A. Minch. 1984. The Upper Pliocene San Diego Formation and the occurrence of <u>Carcharadon megalodon</u> at La Joya, Tijuana, Baja California, Mexico, *in* J.A. Minch and J.R. Ashby eds. Miocene and Cretaceous Depositional Environments, northwestern Baja California, Mexico. Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists, Vol. 54, p. 19-27.

Bolt, B.A.; W.L. Horn, G.A. Macdonald and R.F. Scott. 1977. Geological hazards. Springer-Verlag, 330 pp.

Burton, F., R.W. Kates and G.F. White. 1978. The environment as hazard. Oxford University Press. London, U.K. 240 pp.

- Costa, J.E. and V.R. Baker. 1981. Surficial Geology, building with the earth. John Willey and sons, New York, USA. 498 pp.
- Crozier, M.J. 1986. Landslides: causes, consequences and environment. Crom Helm, London, 251 pp.
- De la Cruz Reyna, S. 1980. Análisis de los riesgos geológicos en la zona de Colima-Jalisco. Anales del Instituto de Geofísica, UNAM. Vol. 26, p. 15-19.
- Delgado-Argote, L.A., A. Hinojosa-Corona, M. Aragón-Arreola, R. Mendoza-Borunda y G. Chávez-Velasco. 1993a. Riesgo Geológico regional y zonificación de riesgo en tres áreas de la Ciudad de Tijuana, Baja California. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, GEOS, Boletín informativo, Vol. 13, p. 42.
- Delgado-Argote, L.A., A. Hinojosa-Corona, M. Aragón-Arreola, R. Mendoza-Borunda y G. Chávez-Velasco. 1993b. Riesgo Geológico regional y zonificación de riesgo en tres áreas de la Ciudad de Tijuana, Baja California. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, GEOS, Boletín informativo, Vol. 13, p. 42.
- Delgado-Argote, L.A., A. Martín-Barajas, R. Mendoza-Borunda, G. Rendón-Márquez y V. M. Frías Camacho. 1993c. Análisis de riesgo geológico regional en la zona "El Pastejé", arroyos Libertad y La Mona, en Tijuana, Baja California. Ingeniería, órgano oficial del Colegio de Ingenieros Civiles de Tijuana, A.C., año 1, No. 2, 2ª época, p. 10-22.
- Deméré, T. A. 1982. A review of the lithostratigraphy, biostratigraphy and age of the San Diego Formation, in P. L. Abbott ed. Geologic studies in Baja California. San Diego Association of Geologists, p. 127-134.
- Deméré, T. A. 1983. The Neogene San Diego Basin: a review of the marine pleistocene San Diego Formation, in D. K. Laure and R. J. Steel eds. Cenozoic Marine Sedimentation, Pacific Margin U.S.A. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 187-195.

Ediciones Corona. s.a. Tijuana, mapa de la ciudad. Serie Guías Urbanas. Mexicali, B.C. 39 pp., 15 mapas.

- Fischer, P.J. and G. Mills. 1991. The offshore Newport-Inglewood-Rose Canyon Fault Zone, Calidornia structure, segmentation and tectonics, *in* Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual Meeting and SDAG, USA. p. 17-36.
- Fleming, R.W. and D.J. Varnes. 1991. Slope movements, in George A. Kiersch ed. The Heritage of Engineering Geology; the first hundred years. Centennial Special Volume 3, p. 201-218.
- Frez, J. and J. González. 1991. Crustal structure and seismotectonics of the northern Baja California, in J. Paul Dauphin and Bern R. T. Simoneit eds. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. AAPG, Memoir 47, p. 261-283.
- Gastil, R. G., R.P. Phillips and E.C. Allison. 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. Geological Society of America, Memoir 140, 170 p.
- Hinojosa-Corona, A., L.A. Delgado-Argote, G. Chávez-Velasco y M. Aragón-Arreola. 1994. Ubicación del Riesgo Geológico en la Ciudad de Tijuana, Baja California, México. INEGI. Congreso Iberoamericano de Sistemas de Información de Base Geográfica, Memorias p. 150-159.
- Kennedy, M.P. 1975. Geology of the western San Diego metropolitan area, California. California Division of Mines and Geology, Bulletin 200, p. 43-55.
- Kennedy, M.P. and G.L. Peterson. 1975. Geology of the eastern San Diego metropolitan area, California. California Division of Mines and Geology, Bulletin 200, p. 9-39
- Laird, R.T., J.B. Perkins, D.A. Bainbridge, J.B. Baker, R.T. Boyd, D. Huntsman, P.E. Staub and M.B. Zucker. 1979. Quantitative land-capability analysis. US Geological Survey Professional Paper 945, 115 p.

- Legg, M.R. 1991. Sea beam evidence of recent tectonic activity in the California Continental Borderland, in J. Paul Dauphin and Bern R. T. Simoneit eds. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. AAPG, Memoir 47, p. 179-196.
- Legg, M.R. and V. Wong-O. 1991. Geologic structure and tectonics of the Inner Continental Borderland of the Northern Baja California, *in J. Paul Dauphin and Bern R. T. Simoneit eds. The Gulf and* Peninsular Province of the Californias. AAPG, Memoir 47, p.145-177
- Lundgren, L. 1986. Environmental geology. Prentice Hall, New Jersey, USA. 576 pp.
- Mathewson, C. and R.G. Font. 1974. Geologic environment: forgotten aspect in the land use plannig process. Engineering Geology Case Histories No. 10. Geological Society of America, p. 23-28.
- McCann, D.M. and A. Forster. 1990. Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. Engineering Geology, Vol. 29, p. 59-78.
- Melosh, H.J. 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process?. Journal of Geophysical Research, Vo. 84, No, B13, p. 7513-7520.
- Minch, J.A. 1967. Stratigraphy and structure of the Tijuana-Rosarito Beach area, northwestern Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin, Vol. 78, p. 1155-1178.
- Minch, J.A., J.R. Ashby, T.A. Deméré and H.T. Kuper. 1984. Correlation and depositional environments of the middle Miocene Rosarito Beach formation of northwestern Baja California, Mexico, *in* J.A. Minch and J.R. Ashby eds. Miocene and Cretaceous Depositional Environments, northwestern Baja California, Mexico. Pacific Section, American Association of Petroleun Geologists, Vol. 54, p. 33-46.
- Montgomery, H.B. 1974. Environmental analysis and local development planning. Engineering Geology Case Histories No. 10. Geological Society of America, p. 29-40.
- Mungufa-Orozco, L. and A. Vidal-Villegas. 1991. Seismicity of the Northern Baja California region: 1980-1990, *in* Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual Meeting and SDAG, USA. p. 61-75.
- Okrent, D. 1980. Comment on societal risk. Science, Vol 208, p. 372-375.
- Pireña-Ramírez, D. y J. Ortiz-Figueroa. 1989a. Asentamientos temporales en el Valle de Tijuana, *en* Pireña-Ramírez, David y Ortiz-Figueroa, Jesús, coordinadores, Historia de Tijuana. Universidad Autónoma de Baja California y Centro de Investigaciones Históricas UNAM-UABC. p. 52-59.
- Pireña-Ramírez, D. y J. Ortiz-Figueroa. 1989b. Inicios de Tijuana como asentamiento urbano, (con la colaboración de Magdaleno Robles), en Pireña-Ramírez, David y Ortiz-Figueroa, Jesús, coordinadores, Historia de Tijuana. Universidad Autónoma de Baja California y Centro de Investigaciones Históricas UNAM-UABC. p. 60-68.
- Raines, Gregory L., M.E. Hatch and S.C. Haley. 1991. Liquefaction potential in the San Diego-Tijuana metropolitan region, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual Meeting and SDAG, USA. p. 109-118.
- Reichle, M., J.E. Kahle, T.G. Atkinson, E.H. Johnson, R.A. Olson, H.J. Lagorio, K.V. Steinbrugge, L.S. Cluff, T.P. Haney, and J.E. Powers. 1990. Planning scenario for a Major Earthquake, San Diego-Tijuana Metropolitan arca. California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Special Publication 100, 189 pp. and maps.
- Rockwell, T.K., S.C. Lindwall, C.C. Haraden, C.K. Hirabayashi and E. Baker. 1991. Minimum holocene slip rate for the Rose Canyon fault in San Diego, California, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual Meeting and SDAG, USA. p. 37-46.
- Sanginés, E.M., K.W. Campbell and H.A. Seligson. 1991. Ground motion intensity and damage expected in the metropolitan San Diego area as a result of a m=7 earthquake on the Rose Canyon fault, in

Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual Meeting and SDAG, USA. p. 101-108.

- Scherbaum, F. and J. Johnson. 1992. Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis Ver 3.2. Institute für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig Maximiliams Universität, Theresienstr.
- Sedlock, R.L., F. Ortega-Gutiérrez and R.C. Speed. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America Special Paper 278. 153 pp.
- Sidle, R.C., A.J. Pearce and C.L. O'Loughlin. 1985. Hillslope stability and land use. American Geophysical Union. Water Resources monograph series 11, 139 p..
- Starr, C., R. Rudman and C. Whipple. 1976. Philosophical basis for risk analysis. Annual Reviews of Energy, Vol. 1, p. 629-662.
- Suárez-Vidal, F., R. Armijo, P. Bodin and R.G. Gastil. 1991. Framework of recent and active faulting in northern Baja California, *in* J. Paul Dauphin and Bern R. T. Simoneit eds. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. AAPG, Memoir 47, p. 285-299.
- Terzaghi, K. 1960. Mechanism of landslides. The Geological Society of America. Eng. Geol (Berkey) volume, november 1950. p 83-123.
- Veder, C. 1981. Landslide and their stabilization. Springer Verlag. 247 pp.
- Yeo, R.K. 1984a. Sedimentology of Upper Cretaceous strata, northern Baja California, México, *in* John A. Minch and James R. Ashby eds. Miocene and Cretaceous depositional environments, northwestern Baja California, Mexico. Pacific Section of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 54, p. 69-87.
- Yeo, R.K. 1984b. Stratigraphic sections of the northern Baja California field area, *in* John A. Minch and James R. Ashby eds. Miocene and Cretaceous depositional environments, northwestern Baja California, Mexico. Pacific Section of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 54, p. 69-87.
- Záruba, Q. and V. Mencl. 1969. Landslides and their control. Elsevier-Czechoslovak Academy of Sciences. Amsterdam-London-New York. 202 pp.

(00)

ANEXO 1. LITERATURA SOBRE RIESGO GEOLÓGICO ENFOCADA ESPECIALMENTE A MOVIMIENTOS DE LADERA

- Abbott, Patric L.; Link, Martin H., and Nilsen, Tor H. (leaders). 1989. Sedimentation and tectonics in Coastal Southern California. Field Trip Guide T110, 28th International Geological Congress. June 28 to July 7. American Geophysical Union, Washington, D.C. USA. 57pp.
- Abbott, Patric L. 1991. Flood control in the lower reaches of the San Diego River. in Patrick L. Abbott and William J. Elliott eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual Meeting and SDAG, USA. p. 189-194.
- Adarwal, V.K. And Varma, R.S. 1980. Quantitative analysis, stability and treatment of cut-slopes of the proposed iammu-udhampur railway alignment, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 45-48.
- Anderson, James Lee. 1987. The Flying Triangle landslide: geologic, gemorphologic, and tectonic factors, in P.J. Fischer ed. Geology of the Palos Verdes Penninsula and San Pedro. SEPM/AAPG Guidebook, Los Angeles, CA, USA. p. 2.1-2.6
- Aragón-Arreola, Manuel. 1992. Planificación urbana en la Ciudad de Oaxaca. Reporte inédito para el Municipio de Oaxaca, México. 34 p.
- Aragón-Arreola, Manuel. 1993. Mecánica de los procesos generadores de riesgo geológico. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, reporte interno, inédito, 56 p.
- Aragón-Arreola, Manuel; Delgado-Argote, Luis A.; García-Abdeslem, Juan y Espinosa-Cardeña, Juan M. 1993. Estimación de riesgo geológico en las zonas aledañas a la Estación de Bombeo de aguas residuales de Playas de Tijuana. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, reporte para COSAE, inédito, Ensenada, BC, México, 17 pp.
- Aragón-Arreola, M. Delgado-Argote, L.A. and Suárez-Vidal, F. 1993. The Playas de Tijuana Slide. in Patrick L. Abbott, Eugenia M. Sanginés and Michael A. Rendina eds. Geologic investigation in Baja California, México. 1993 Annual Fiel Trip Guide Book, South Coast Geological Society No. 21, Santa Ana, California, USA. p. 35-41.
- Aragón-Arreola Manuel y Delgado-Argote, Luis A. 1993. Caracterización geológica de sitio de las áreas propuestas para la construcción de la estación de bombeo y subestación eléctrica del proyecto de utilización de excedentes de agua de la Presa Abelardo Rodríguez, Tijuana, Baja California. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, reporte inédito para COSAE, Ensenada, BC, México. 11pp, 12 figs.
- Aragón-Arreola Manuel; Domínguez-Reyes, Tonatiuh y Delgado-Argote, Luis A. 1993. Caracterización dinámica de sitio de las áreas propuestas para la construcción de la estación de bombeo y subestación eléctrica del proyecto de utilización de excedentes de agua de la Presa Abelardo Rodríguez, Tijuana, Baja California. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, reporte inédito para COSAE, Ensenada, BC, México. 11pp, 12 figs.
- Aoyama, K. Ogawa, S. and Fukuda, M. 1980. Characteristic of soil of landslides areas in Nigata Prefecture, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 129-138.
- Baskerville, Charles A. 1982. The foundation geology of New York City, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 95-118.
- Baver, G.E.; Scott, J.D. and Deschamps, G.P. 1980. The effect of shear strength and pure pressure distribution on the stability of natural slopes. in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 297-302.
- Bazant, Ja,. 1986. Manual de criterios de diseño urbano. 3a edición, Editorial Trillas, México DF, México.

- Bertini, T. and Rossi-Doria, M. 1980. Landslides in a structurally complex formation. in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. I, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 199-206.
- Briggs, R.P.; Pomeroym J.S. and Davis, W.E. 1975. Landslides in Allegheny County, Pennsylvanya. US Geological Survey Circ. 728. 18 pp.
- Brown, R.D. Jr., and Kockelman, W.J. 1983. Geologic principles for prudent land use. U.S. Geological Survey Professional Paper 946, 97 pp.
- Bryant, Edward. 1991. Natural hazards. Cambridge University Press. (published in Hong Kong). Cambridge, U.K. 294 pp.
- Burton, Fan; Kates, R.W. and White, G.F. 1978. The environment as hazard. Oxford University Press. London, U.K. 240 pp.
- Buschbach, T.C.; Cyrier, R.T., and Heim, G.E. 1982. Geology and deep tunnels in Chicago, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 41-54.
- Campbell, Rusell. 1975. Soils slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California. US Geological Survey Proffesional Paper 851, Washington, D.C. 51.
- Cann, Lawrence R. and Steiner, Edward A. 1991. Landslides in Southern California: an overview of investigation techniques, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 145-160.
- Carson, M.A. 1976. Mass-wasting and climate, in Derbyshire E., ed. Geomorphology and climate. John Wiley & sons, N.Y. p. 101-136.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient. Unwin Hyman, 528 pp.
- Colton, R.B. and Holligan, J.A., Anderson, L.W. and Petterson, P.E. 1976. Preliminary map of landslide deposits in Colorado. US Geological Survey Map I-964.
- Costa, John E. 1988. Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows, in Victor R. Baker et al, eds. Flood geomorphology, New York, John Wiley. p. 113-122.
- Costa, John E. and Baker, Victor R. 1981. Surficial Geology, building with the earth. John Willey and sons, New York, USA. 498 pp.
- Costa, John E. and Wieczorek, eds. 1987. Debris flows and avalanches: process, recognition and mitigation. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology Vol. VII, 239 pp.
- Crozier, Michael J. 1986. Landslides: causes, consequences and environment. Crom Helm, London, 251 pp.
- Cruz-Reyna, Servando de la. 1980. Análisis de riesgos geológicos en la zona de Colima-Jalisco. Anales del Instituto de Geofísica. vol. 26, UNAM. p. 15-54.
- Dayte, K.R. 1980. Landslides control measures and their efficacy; case histories, etc. in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 2, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 31-35.
- Delgado-Argote, L.A., Hinojosa-Corona, A., Aragón-Arreola, M. Mendoza-Borunda, R. y Chávez-Velasco, G. 1993a. Riesgo Geológico regional y zonificación de riesgo en tres áreas de la Ciudad de Tijuana, Baja California. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, GEOS, Boletín informativo, Vol. 13, p. 42.
- Delgado-Argote, L.A. Aragón-Arreola, M. and Suárez-Vidal, F. 1993b. Geologic risk in Tijuana: El Pastejé area. in Patrick L. Abbott, Eugenia M. Sanginés and Michael A. Rendina eds. Geologic

investigation in Baja California, México. 1993 Annual Fiel Trip Guide Book, South Coast Geological Society No. 21, Santa Ana, California, USA. p. 29-34.

- Dhakharia, K.D. 1980. Value of photogrammetry for landslide studies. in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 95-98.
- Douglas, I. 1971. Dynamic equilibrium in applied geomorphology: two case studies. Earth Sci. Journal, Vol. 5, p. 29-35.
- Duncan, J.M. and Wright, S.G. 1980. The accuracy of equilibrium methods of slope stability analysis. in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 247-254.
- Duncan, J.M.; Lefebvre, G., and Lade, P. 1980. The landslide at Tune, near GÖteborg Sweden, on November 30, 1977. National Academy of Press, Washington, DC, USA. 25 pp.
- Eco, Umberto. 1992. Cómo se hace una tesis. la ed. Gedisa, Barcelona, España. (tr. del italiano Come si fa una tesi di laurea, ed. Tascabili Bompiani, Italia, 1977). 267 pp.
- Escamilla, A.B.; Phipps, M.B., and Slosson, J.E. 1987. Application of oil well technology and continuous coring to landslide investigation in P.J. Fischer ed. Geology of the Palos Verdes Penninsula and San Pedro. SEPM/AAPG guidebook, Los Angeles, CA. USA. p. 2.7-2.12.
- Fischer, Peter J. and Mills, Gareth I. 1991. The offshore Newport-Inglewood-Rose Canyon Fault Zone, Calidornia structure, segmentation and tectonics. in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 17-36.
- Fleming, R.W. and Taylor, F.A. 1980. Estimating the costs of landslide damage in the United States. US Geological Survey Circ. 832, 21 pp.
- Fournier, D'Ale, E.M. 1979. Objetives of volcanic monitoring and prediction. J. Geol. Soc. London, 136. p. 321-326.
- Fritsch, E. and Prodinger, W. 1980. Stabilization of landslides by means of permanently effective drains, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 383-388.
- Fukuoka, Masani. 1980. Instrumentation: its role in landslide prediction and control, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 2, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 139-153.
- Geoingenieros, S.A. de C.V. 1993. Estudio geotécnico del acueducto presa A.L. Rodríguez, Planta Potabilizadora El Florido, reporte inédito para CESPET (Comisión Estatal de Servicios Públicos de Tijuana), Tijuana, Baja California, México. inédito 16 pp, figuras y tablas.
- Gedney, D.S. and Weber, W.G. Jr. 1979. Design and construction of soil slopes, in R.L. Shuster and R.L. Krizek, eds. Landslide -analysis and control-. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 176. National Academy of Sciences. Washington DC, USA. p. 155-172.
- González-Elrich, Erika. 1986. La ciudad de México ya no va poder crecer. Información Científica y tecnológica, Vol. 8, No. 114, p. 30-31.
- Gray, R.E.; Gardner, G.D., and Wimberly, P.M. 1980. Stabilization of a colluvial slope at an urban site, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 389-392.
- Gupta, S.K., and Bhondari, R.C. 1980. The role of aerial photo-interpretation for landslide studies in parts of Himachal Pradesh, India, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 99-102.
- Haas, J.E.; Kates, R.W., and Bowden, M.J. eds. 1977. Reconstruction following disasters. MIT Press, Cambridge Mass. 331.

- Hanks, T.J., and Johnston, A.C. 1992. Common features of the excitation and propagation of strong ground motion for North American earthquakes. Sismological Society of America Bull. Vol. 82. p. 1-23.
- Hansen, W.R. 1965. Effects of the earthquake of march 27, 1964, at Anchorage, Alaska. US Geological Survey Prof. Paper 542-A, 68 pp.
- Harp, E.L. and Wilson, R.C. 1989. Shaking intensity thresholds for seismically induced landslides. Geological Society of America, Abstract with Programs, Vol. 21, No. 5, p. 90.
- Harrison, J.V. and Falcon, N.L. 1938. An ancient landslip at Saidmarreh in southwestern Iran. Journal of Geology, Vo. 46, p. 296-309.
- Hart, Michael W. 1993. The toll-booth slide, northwestern Ensenada, in Patrick L. Abbott, Eugenia M. Sanginés and Michael A. Rendina eds. Geologic investigation in Baja California, México. 1993 Annual Fiel Trip Guide Book, South Coast Geological Society No. 21, Santa Ana, California, USA. p. 43-48.
- Hawk, Robert N., and Christiansen, Tina P. 1991. City od San Diego ordinances and regulation with respect to geothecnical and geologic hazards, in Patrick L. Abbott, Eugenia M. Sanginés and Michael A. Rendina eds. Geologic investigation in Baja California, México. 1993 Annual Fiel Trip Guide Book, South Coast Geological Society No. 21, Santa Ana, California, USA. p. 137-144.
- Hazlet, R.W.; Buesch, D.; Anderson, J.L.; Elan, R. and Scandone, R. 1991. Geology, failure conditions and implications of seismic avalanches of the 1944 eruption at Vesuvius, Italy. Journal of Volcanology and geothermal research, Vol. 47, p. 249-264.
- Hays, W.W. ed. 1981. Facing geologic and hydrologic hazard. US Geological Survey Prof. Paper 1240-B, 109 pp.
- Heaton, T.H.; Tajima, F. and Mori, A.W. 1986. Estimatind ground motions using recorded acelerograms. Survey in geophysics, Vol. 8, p. 25-83.
- Heim, A. 1989. Landslide and human life (traslated by Nigel Skermer). Bi Tech Publisher, Ltd. Vancouver, B.C. Canada.
- Hewitt, K. 1988. Catastrophic landslide deposits in the Karakoram Himalaya. Science, Vol. 242, p. 64-67.
- Hewitt, K. and Burton, I. 1971. The hazardousness of a place: a regional ecology of damaging events. Dept. of geography Univ. of Toronto Research Pub. Univ. of Toronto Press, Toronto, Canada. 154 p.
- Hirabayashi, C. Kenji; Rockwell, Thomas K., and Wesnousky, Steve. 1993. Late Quaternary activity of the San Miguel fault, northern Baja California, Mexico, in Patrick L. Abbott, Eugenia M. Sanginés and Michael A. Rendina eds. Geologic investigation in Baja California, México. 1993 Annual Fiel Trip Guide Book, South Coast Geological Society No. 21, Santa Ana, California, USA. p. 93-100.
- Hoek, E. and Brown, E.T. 1985 (1980). Excavaciones subterráneas en México. (traducción de Raymundo Dely) McGraw-Hill, 634 pp.
- Holzer, Thomas L. 1984, ed. Man-induced land subsidence. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology Vol VI, 221 pp.
- Holzer, Thomas L. 1984, Ground failure induced by ground water withdrawal from unconsolidated sediments, in Thomas L. Holzer ed., Man-induced land subsidence. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology Vol VI, p. 67-106.
- Housner, George W., and Jennings, Paul G. 1973. Reconstituted earthquake ground, in Committee of the Alaska earthquake, The Greath Alaska earthquake of 1964, Vol. 7. National Academy of Sciences, Washington, D.C. USA. p. 43-48.
- Huntley, David; Pollack, Jon; Pierce, Steve W., and Mcttugh John A. 1991. Relations between well yield, fracturing and depth in crystalline rock systems, San Diego County, California, in Patrick L. Abbott

and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 173-178.

- Instituto Geologico y Minero de España. 1987. Los riesgos geológicos. Serie de geología ambiental, IGME. Guía didáctica y colección de fotografías.
- Instituto Tecnológico Geominero de España. 1990. Cursos de Ingeniería Geoambiental. 40 curso de riesgos geológicos y naturales.
- Janhns, R. H., and Vander Linder, Karl. 1973. Space-time relationships of landsliding on the southerly side of the Palos Verdes Hills, California, in Douglas E. Moran, et al eds., Geology, seismicity and environmental impact, University Publishers, Los Angeles, CA. USA. p 123-138.
- Jahns, Richard H. 1978. Landslides, in Geophysical Predictions, Chapter 5, Mational Academy of Sciences, Washington, D.C. p. 58-65.
- Jambu, Nilmar. 1980. Critical evaluation of the approaches to stability analysis of landslides and other mass movements, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 2, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 109-128.
- Jibson, Randall W. and Keefer, D.K. 1988. Landslides triggered by earthquakes in the central Mississippi Valley, Tennesse and Kentucky. US Geological Survey Prof. Paper 1336-C, 24 pp.
- Jibson, Randall W., and Keefer, David D. 1989. Statistical analysis of factors affecting landslide distribution in the New Madrid seismic zone, Tennessee and Kentucky. Engineering Geology, Vol. 27. p. 509-542.
- Jibson, Randall W., and Keefer, David D. 1993. Analysis of the seismic origin of landslides: examples from the New Madrid seismic zone. Geological Society of America Bulletin, Vol. 105, No. 4, p. 521-536.
- Jones, F.O. 1973. Landslides of Rio de Janeiro and Serra das Araras escarpmetn, Brazil. US Geological Survey Prof. Paper 697, 42 pp.
- Jones, F.O.; Embasy, D.D.; Peterson, W.L. 1961. Landslides along the Columbia River Valley northeastern washington. US Geological Survey Prof. Paper 367.
- Kaye, Clifford A. 1982. Bedrock and Quaternary geology of the Boston area, Massachusetts, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 25-40.
- Keefer, D.K. and Johnson, A.M. 1983. Earth flows: morphology, mobilization and movement. US Geological Survey Prof. Paper 1264, 56 pp.
- Keefer, D.K. and Wilson, R.C. 1989. Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semiarid environments, in Sadler, P.M. and Morton, D.M., eds. Landslide in a semi-arid environment: Riverside, California, Inland Geological Society, Vol. 2, p. 112-149.
- Kenreuter, Howard. 1974. Economic analysis of natural hazard: an ordered choice approach, in Gilber F. White ed. Natural hazard -local, national, global-, Chapter 25. Oxford University Press, London (288p), p. 206-214.
- Kent, P.E. 1966. The transport mechanism in catastrophic rock falls. Journal of Geology, Vol. 74, p. 79-83.
- Kiersch, George A. and Kiersch Associates, Inc. 1991. The heritage of engineering geology; the fist hundred years. Geological Society of America, Decade of Northamerican geology. Centennial Special Volume 3, 605 pp.
- Kirby, M.J. 1967. Measurement and theory of soil creep. Journal of Geology, Vol. 75, p. 359-378.
- Kirby, Anne V. 1974. Individual and community responses to rainfall variability in Oaxaca, Mexico. in Gilber F. White cd. Natural hazard -local, national, global-, Chapter 15. Oxford University Press, London (288p), p. 119-128.

- Kolb, C.R. and Saucier, R.T. 1982. Engineering geology of Nueva Orleans, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 75-94.
- Krieger, M.H. 1977. Large landslides, composed of megabreccia interbedded in Miocene basin deposit; southern Arizona. US Geological Survey Prof. Paper 1008, 25 pp.
- Krishnaswamy, V.S. 1980. Geological aspects of landslides with particular reference to the Himalayan region, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 2, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 171-185.
- Krohn, J.P. and Slossen, J.E. 1976. Landslide potential in the United States. California Geology, Vol. 29. p. 224-231.
- Laird, Raymond T.; Perkins, Jeanne B.; Bainbridge, David A.; Baker, James B.; Boyd, Robert T.; Huntsman, Daniel, Staub, Paul E., and Zucker, Melvin B. 1979. Quantitative land-capability analysis. US Geological Survey Professional Paper 945, 115.
- Legget, Robert F. 1974. Engineering-geological maps for urban development. Engineering Geology case histoties No. 10. Geological Society of America. p. 19-22.
- Legget, Robert F. 1982, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology Vol. V, 131 pp.
- Legg, M.R. and Kennedy, M.P. 1991. Oblique divergence and convergence in the California Continental Borderland, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 1-16.
- Leightan, F. Beach. 1976. Urban landslides: targets for land-use planning in California, in Coates, D.R. ed. Urban Geomorphology. Geological Society of America, Special Paper 174. p. 37-60.
- Lipman, P.W.; Normark, W.R.; Moore, J.G.; Wilson, J.B., and Gotmacher, E. 1988. The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii. Journal of geophysical Research, Vol. 93, No. B5, p. 4279-4299.
- Lopez-Rangel, Rafael. 1986. Ciudad de México, 50 años de planificación?. Información Científica y Tecnológica, Vol. 8, p. 32-35.
- Luccita, B.K. 1978. A large landslide on Mars. Geological Society of America Bulletin, Vol. 87, No. 11, p. 1601-1609.
- Luceno, A., and Castillo, E. 1980. Evaluation of variational methods in slope analysis, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 255-258.
- Luhr, James F. and Carmichael, I.A. 1990. Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcán de Colima, México. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 42, p. 235-260.
- Lundgren, Lawrence. 1986. Environmental geology. Prentice Hall, New Jersey, USA. 576 pp.
- Madhav, M.R., and Ramakrishna. 1980. A probabilistic analysis of stability of rocks slopes. International Symposium on landslides. in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 267-270.
- Mark, R.H., and Stuart-Alezander, D.E. 1977. Disasters as necessary part of beneficit-cost analysis. Science Vol. 197, p. 1160-1162.
- Mathewson, Christopher, and Font, Robert G. 1974. Geologic environment: forgotten aspect in the land use plannig process. Engineering Geology Case Histories No. 10. Geological Society of America, p. 23-28.
- McCarthy, Richard J.; Bea, Robert G., and Slosson, James E. 1991. A re-evaluation of earthquake hazards within the California Coastal Zones: lessons from the Loma Prieta Earthquake, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 119-126.

- Melosh, H.J. 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process?. Journal of geophysical research, Vo. 84, No, B13, p. 7513-7520.
- Melosh, H.J. 1987. The mechanism of large rock avalanches, in John E. Costa and Gerald F. Wieczorek eds., Debris flows/avalanches: process, recognition and mitigation. Society of America Reviews in engineering geology Vol. VII, p. 41-49.
- Mitchell, J.K. 1974. Natural hazard research, in I.R. Manners and M.W. Mikesell, eds. Perpectives on environment. Asoc. Amer. Geog. Washington DC, USA. p. 311-341.
- Montgomery, Hugh B. 1974. Environmental analysis un local development planning. Engineering Geology Case Histories No. 10. Geological Society of America, p. 29-40.
- Morgenstern, Norbert R. 1980. Factor affectig the selection of shear strength parameters in slope analysis, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 2, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 83-93.
- Mungufa-Orozco, Luis and Vidal-Villegas, Antonio. 1991. Seismicity of the Northern Baja California region: 1980-1990, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 61-74.
- Nandakumara, P. 1980. On seismic stability problems of some geotechnical constructions, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 79-83.
- Natarojan, T.K. and Gupta, S.C. 1980. Techniques of erosion control for surficial landslides, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 413-417.
- Nakoyama, Y. 1980. A study of stability on landslides, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. I, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 177-180.
- Newton, J.G. 1984. Sinkholes resulting from ground-water withdrawal in carbonate terranes -an overview-, in Thomas L. Holzer ed. Man-induced land subsidence. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol./VI, p. 195-202.
- Nilsen Tor Helge. 1975. Landslides, in R.D. Borcherdt, ed. Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region. US Geological Survey Prof. Paper 941-A.
- Nilsen, Tor Helge; Taylor, F.A., and Brabb, E.E. 1976. Recent landslides in Alameda County, California (1940-71): An estimate of economic losses and correlarions with slope, rainfall and ancient landslide deposits. US Geological Survey, Bulletin 1398, 21 p.
- Nilsen, Tor Helge and Turner, B.L. 1975. Influence of rainfall and ancient landslide deposits on recent landslides (1950-1971): an estimate od economic losses and correlation with slope, rainfall, and ancient landslide deposits. US Geological Survey Bull. 1388, 18 pp.
- Nilsen, Tor H.; Wright, Robert H.; Vlasic, Thomas C., and Spangle, Willian E. 1979. Relative slope stability and land-use planning in the San Francisco Bay region, California. US Geological Survey Professional Paper 944, 96 p.
- Obermeier, S.F. 1989. The New Madrid -earthquakes- an engineering-geologic interpretation of relict liquefaction features. US Geological Survey Prof. Paper 1336-B, 114 p.
- Okrent, D. 1980. Comment on societal risk. Science, Vol 208, p. 372-375.
- Olshanky, Robert B. 1990. Landslide hazard in the United States, Case studies in planning and policy development. Garland Publishing Inc. New York & London. 176 pp.
- Oagi, N. 1980. Landslide triggered by the 1978 Izu-Oshima earthquake, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 89.
- Parizek, Eldon J. 1982. Geology and space beneath a city -Kansas City-, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 63-74.

- Pireña-Ramírez, David y Ortiz-Figueroa, Jesús. 1989a. Asentamientos temporales en el Valle de Tijuana, en Pireña-Ramírez, David y Ortiz-Figueroa, Jesús, coordinadores, Historia de Tijuana. Universidad Autónoma de Baja California y Centro de investigaciones historicas UNAM-UABC. p. 52-
- Pireña-Ramírez, David y Ortiz-Figueroa, Jesús. 1989b. Inicios de Tijuana como asentamiento urbano, (con la colaboración de Magdaleno Robles) en Pireña-Ramírez, David y Ortiz-Figueroa, Jesús, coordinadores, Historia de Tijuana. Universidad Autónoma de Baja California y Centro de investigaciones historicas UNAM-UABC. p. 60-68.
- Pilkey, Orrin H.; Marton, Robert, A.; Kelly, Joseph T. and Penland, Shea. 1989. Coastal land loes, short course in geology: volume 2. Presented at 28th International Geological Congress, Washington, D.C. American Geophysical Union, Washington D.C. USA, 73 p.
- Plafker, G. and Ericksen, G.E. 1978. Nevados-Huascarán avalanches, Peru, in Voight B. ed. Rockslides and avalanches, 1. Natural phenomena. Elsevier, Amsterdam. p. 277-314.
- Plafker, George; Kachadoorian, Reuben; Eckel, Edwin, and Mayo, Lawrence R. 1964. Effects of the earthquake of march 27, 1964 on various communities. Geological Survey Professional Paper 542-G. 50 pp.
- Pomeroy, J.S. 1978. Isopleth map of landslide deposits, Washington County, Pennsylvania -a guide to comparative slope stability-. US Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1010, scale 1:50000.
- Prakash, S.; Ranjan. G.; Saran, S.; Bhawani, Singh, and Ramasamy, G. 1980. Evaluation of stability of slopes in Himalayan region, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 165-168.
- Raines, Gregory L.; Hatch, Michael E., and Haley, Steven C. 1991. Liquefaction potential in the San Diego-Tijuana metropolitan region, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 109-118.
- Ramoswamy, S.D. and Aziz, M.A, 1980. Rain induced landslides of Singapore and their control, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 403-406.
- Ray, M. 1982. Geologic investigation, grading stabilization measures, and development of the suth shores landslide, in J.D. Cooper ed., Landslide and landslide abatement, Palos Verdes Penninsula, So. California. 78th Ann. Mtg., Cordilleran Sec. GSA Field Trip Guidebook, p. 28-38.
- Reed, John C Jr. and Obermeier, Stephen F. 1982. The geology beneath Washington DC The foundations of a nation's capital-, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 1-24.
- Reichle, Michael. 1991. Earthquake planning scenario for the San Diego-Tijuana area, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 127-136.
- Reukreirergse, T. and Chinpongsanond. 1980. Geological and seismological aspects of landslides, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 85-88.
- Rico-Rodríguz, Alfonso. 1980. Some remarks on the stability analysis methods, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 277-280.
- Robinson, G.D. and Spieker, A.M. eds. 1978. Nature to be commanded: earth science maps applied to land and water management. US Geological Survey Prof. Paper 950, 96 pp.
- Rockwell, Thomas K.; Lindwall, Scott C.; Haraden, Colleen C.; Hirabayashi, C. Kenji, and Baker, Elizabeth. 1991. Minimum holocene slip rate for the Rose Canyon fault in San Diego, California,

in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 37-46.

- Rockwell, Thomas K.; Schung, David L., and Hatch, Michael E. 1993. Late quaternary slip rates along the Agua Blanca fault, Baja California, Mexico, in Patrick L. Abbott, Eugenia M. Sanginés and Michael A. Rendina eds. Geologic investigation in Baja California, México. 1993 Annual Fiel Trip Guide Book, South Coast Geological Society No. 21, Santa Ana, California, USA. p. 53-92.
- Rowe, W.D. 1977. An anatomy of risk. John wiley & sons, Inc. New York, USA. 488 pp.
- Rowntree, Rowan A. 1974. Coastal region: the meaning of a natural hazard in the cultural and ecological context, in Gilbert F. White ed. Natural hazards -local, national, global- Chapter 9. Oxford University Press, London (288p), p. 70-79.
- Ruttler, N.W. and Thomson, S. 1982. Effects of geology on the development of Edmonton, Alberta, Canada, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 55-62.
- Sanginés, Eugenia M.; Campbell, Kenneth W., and Seligson, Hope A. 1991. Ground motion intensity and damage expected in the metropolitan San Diego area as a result of a m=7 earthquake on the Rose Canyon fault, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 101-108.
- Sansoa, K.; Takei, A., and Kobashi, S. 1980. Landslides triggered by vertical subsidences, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 49-54.
- Schaller, P.J. 1991. Analysis and implications of large martian and terrestrial landslides. (Ph.D. dissertation). Pasadena, California. California Institute of Technology. 586 pp.
- Scheidegger, A.E. 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. Rock mechanics, Vol. 9, p. 231-236.
- Scheidegger, A.E. 1975. Physical aspects of natural catastrophes. Elsevier, Amsterdam. 189 pp.

Shreve, R.L. 1968. The Blackhawk landslide. Geological Society of America Special Paper 108, 47 pp.

- Schuster, R.L. and Krizek, R.J. eds. 1978. Landslides: analysis and controls-. Transportation Research Board, National Research Council. National Academy od Sciences. Special Report 176, 234 pp.
- Scott, Ronald F. 1973. Behavior of soils during the earthquake, in Committee of the Alaska eartquake of 1964, Vol. 7. National Academy of Sciences, Washington, D.C. p. 49-72.
- Seed, H. Boldon. 1973. Landslides caused by soil liquefaction, in Committee of the Alaska eartquake of 1964, Vol. 7. National Academy of Sciences, Washington, D.C. p. 73-119.
- Seed, H. Boldon, and Wilson, Stanley D. 1973. Turnagain heights landslide. in Committee of the Alaska eartquake of 1964, Vol. 7. National Academy of Sciences, Washington, D.C. p. 120-143.
- Sharp, Robert P. 1973. Mass movements on Mars, in Douglas E. Moran et al, eds. Geology seismicity and environmental impact, University Publihers, Los Angeles, CA, USA. p. 115-122.
- Shreve, R.L. 1966. Sherman landslide, Alaska. Science, Vol. 154, p. 1639-1643.
- Shereve, R.L. 1968. Leakage and fluidization in air-layered lubricated acalanches. Geological Society of America Bulletin, Vol. 79, p. 653-658.
- Sidle, Roy C., Pearce, Andrew J., and O'Loughlin, Colin, L. 1985 (2a. imp, 1986). Hill stability and land use. Water resources monograph series 11, American Geophysicalp Union, Washington, D.C. USA. 140 pp.
- Sima, H. Izutani, Y. 1980. Landslide movement expected from observation of microtremors, in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 1, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 375-380.

- Slovic, Paul; Kunreuther, Howard, and White, Gilbert F. 1974. Decision processes, rationality and adjustment to natural hazards, in Gilbert F. White ed. Natural hazards -local, national, global-Chapter 24. Oxford University Press, London (288p), p. 187-205.
- Slosson, J.E. 1969. The role of engineering geology in urban planning in governor's conference of environmental geology. Colo. Geol. Survey Spec. Pub. No. 1, p. 8-15.
- Slosson, James E.; Keene, Arthur G. and Johnson, Jeffrey A. 1992 eds. Landslide/landslide mitigation. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology Vol IX, 120 pp.
- Souchyn, D.J. and Trench, N.R. 1978. Landsat applied to landslide mapping. Photogrammetric Eng. and Remote sensing, Vol. 44, p. 735-741.
- Starr, Clauncey; Rudman, Richard, and Whipple, Chiris. 1976. Philosophical basis for risk analysis. Annual Reviews of Energy, Vol. 1, p. 629-662.
- Steiner, E.A. and Lippus, C.L. 1990. Use of downhole geophysical methods in a geotechnical investigation of the South Shores landslide. Proc. 31st. US Rock Mechanics Symposium, Balkma Pub. Rotterdam. p. 857-862.
- Stephens, John C.; Allen, Leon H Jr. and Chen, Ellen. 1984. Organic soil subsidence, in Thomas L. Holzer, ed. Man-induced land subsidence. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. VI, p. 107-122.
- Stout, Martin L. 1991. Landscape evolution during the last 35,000 years -Perpective of a Suthern California engineering geologist, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 161-164.
- Ter-Stepanian. 1980. Creep on natural slopes and cuttings. in International Symposium on Landslides, Proceedings Vol. 2, Sarita Prakasan, Nueva Delhi, India. p. 95-108.
- Terzagui, Karl. 1960. Mechanism of landslides. The Geological Society of America. Eng. Geol (Berkey) volume, november 1950. p 83-123.
- Torrence, J. Toy. . Geomorphology and reclamation of disturbed lands. Academic Press, Inc. USA.
- UNESCO. 1976. Report of consultive meeting of expert on the statistical study of natural hazards and their consequences. Ducument SC/ws/500, 11 pp.
- US Geological Survey. 1977. Proposed procedures for dealing with warning and preparedness for geologicrelated hazards. United States Federal Register, Vol. 42, No. 70, p. 19292-19296.
- US Geological Survey. 1982. Goals and task of the landslide part of the ground-failure hazards reduction program. US Geological Survey Circ. 880. 49 pp.
- Varnes, D.J. 1973. Slope movements in the western United States, in Yatsu, E., Ward, A.J. and Adams, F. ed. Mass wasting 4th Guelph Symposium on Geomorphology, Dept. of geography. Univ. Guelph, Guelph, Ontario. p. 1-17.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes, in Robert L. Schuster and Raymond J. Krysek eds. Landslides -analysis and control-. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 176. National Academy of Sciences. washington DC, USA. p. 12-33.
- Vender, Christian. 1981. Landslide and their stabilization. Springer Verlag. 247 pp.
- Visvader, Hazel, and Burton, Ian. 1974. Natural hazard policy in Canada and the United States, in Gilbert F. White ed. Natural hazards -local, national, global- Chapter 27. Oxford University Press, London (288p), p. 219-231.
- Voight, Barry. 1973. The mechanics of retrogressive block-gliding, with emphasis on the evolution of the Turnagain Heights landslide, Anchorage, Alaska, in Robert Scholten and Kees Dalong, eds., Gravity tectonics. John Wiley & Sons, Inc. New York. p. 97-121.

- Walton, Matt. 1982. Engineering Geology of Twin Cities area, Minnesota, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 125-131.
- Watson, R.A. and Wright, H.E. 1970. The Saidmarreh landslide. Geological Society of America Spec. Paper 123, p. 115-139.
- White, Gilbert F., ed. 1974. Natural hazards -local, national, global-. Oxford University Press, London 288 pp.
- White, Gilbert F. 1974. Natural hazard research: concepts, methods, and policy implications, in Gilbert F. White ed. Natural hazards -local, national, global-. Oxford University Press, London (288p), p. 3-18.
- White, Gilbert F. and Haas, J.E. 1975. Assessment of research of natural hazards. MIT Press., Cambridge, Mass. USA. 487 pp.
- White, Owen L. 1982. Toronto's subsurface geology, in Robert F. Legget, ed. Geology under cities. Geological Society of America Reviews in engineering geology Vol. V, p. 119-124.
- Wijkman, Anders and Timberlake. 1988. Natural disasters acts of god or acts of man?. New Society publishers, Santa Cruz, CA, USA. 143 p.
- Wilson, R.C., and Kecfer, D.K. 1983. Dynamic analysis of a slope failure from the 6 august 1979 Coyote lake, California, earthquake. Seismological Society of America Bulletin Vol. 73, No. 3, p. 863-877.
- Wilson, R.C. and Keefer, D.K. 1985. Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding, in Ziony, J.I. ed. Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region -an earth science perpective-. US Geological Survey Prof. Paper 1360, p. 316-345.
- Williams, G.P. and Gay, H.P. 1971. Debris avalanches -a geomorphology hazard-, in Coates, D.R. ed. Environmental Geomorphology, State Univ. N.Y. Publ. in Geomorphology. Bingamton, N.Y. p. 25-46.
- Wooley, John. 1976. Recent rates of movement of the Portuguese Bend landslide. The Compass of Sigma-Gamma-Epsilon, Vol. 54, p. 14-19.
- Xiao, Hong-Bing; Dahlen, F.A., and Suppe, John. 1991. Mechanics of extensional wedges. Journal od geophysical research, Vol. 96, No. B6, p. 10301-10318.
- Yarnold, J.C. and Lombard, J.P. 1989. A facies model for large rock-avalance deposits formed in dry climates, in Abbott, P. and Colburn, I.E. eds., Conglomerates in basin analysis. A symposium dedicated to A.O. Woodford. SEPM. Vol. 62, p. 9-31.
- Yarnold, John C. 1993. Rock avalanche characteristics in dry climates and the effect of flow into lakes; Insights from mid-Tertiary sedimentary breccias near Artillery Peak, Arizona. Geological Society of America Bulletin, Vol. 105, No. 3, p. 345-360.
- Zábura, Quido, and Mencl, Vojtêch. 1969. Landslides and their control. Elsevier in coedition with Academia (Publishing house of the Czechoslovak Academy of Sciences). Amsterdam-London-Mew York. 202 pp.
- Zedler, Joy B. 1991. Catastrophic events and interannual variability at Tijuana Estuary, in Patrick L. Abbott and William J. Elliot eds. Environmental Perils San Diego Region. GSA Annual meeting and SDAG, USA. p. 195-202.