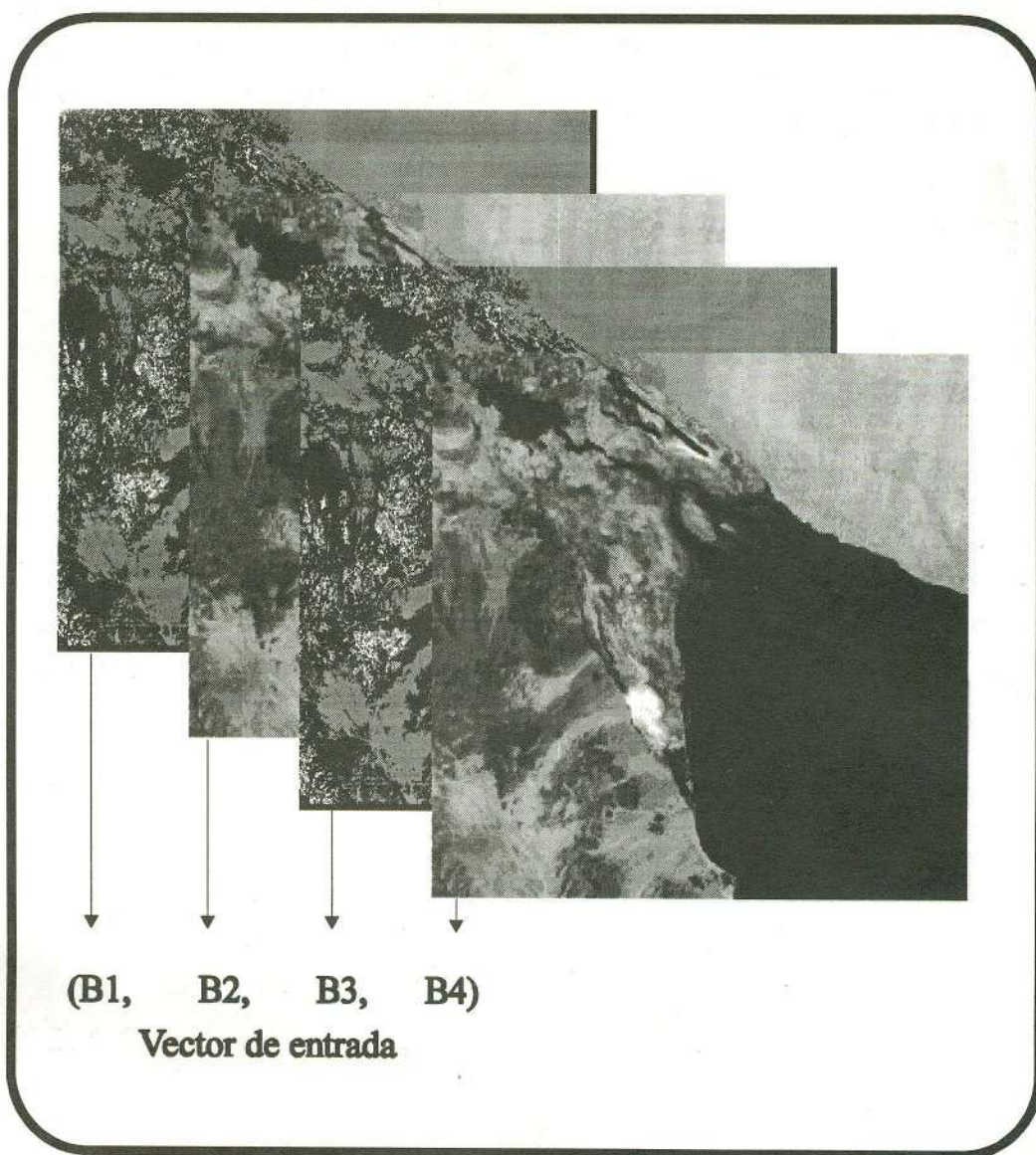


GEOS

UNION GEOFISICA MEXICANA

BOLETIN INFORMATIVO

EPOCA II



Volumen 16

No. 2

Junio de 1996

GEOS
BOLETÍN INFORMATIVO DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA
(ISSN 0186-1891)

UNION GEOFISICA MEXICANA
MESA DIRECTIVA 96-97

Dr. Juan Manuel Espíndola Castro
Presidente

Dr. Jose Gómez Valdés
Vicepresidente

Dr. Marco Guzmán Speziale
Secretario General

Dr. Juan García Abdeslem
Tesorero

Dr. Cosme Pola Simuta
Secretario de Investigación

M.C. Luis Alberto Delgado Argote
Secretario de Difusión

M.C. Javier Lermo Samaniego
Secretario de Educación

APOYO EDITORIAL
Victor Manuel Frías Camacho

EDITOR TÉCNICO
Victor Manuel Frías Camacho

Luis A. Delgado Argote y Juan García Abdeslem
Editores

COMITE EDITORIAL

Harald Bohnel, Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM
Juan Brandi, Reflexión Sísmica, DESFI, UNAM
Silvia Bravo, Estudios Espaciales, Instituto de Geofísica, UNAM
Gerardo Carrasco, Vulcanología, Instituto de Geología, UNAM
Ana Luisa Carreño, Paleontología, Instituto de Geología, UNAM
Luis Munguía Orozco, Sismología, Div. Ciencias de la Tierra, CICESE
Ricardo Díaz N., Exploración Geofísica, IMP
Hubert Fabriol, Geotermia, Div. Ciencias de la Tierra, CICESE
Carlos Flores, Métodos Eléctricos y Electromagnéticos, CICESE
José Luis Frías Salazar, Cartografía, INEGI
Juan García A., Gravimetría y Magnetometría, CICESE
René Garduño, Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Juan Gaviño, Oceanografía Física, CEUNIVO, Univ. de Colima
Manuel Grajales N., Estratigrafía, IMP
Irma Guevara, Geoquímica, IIE
Alejandro Hinojosa, Sistemas de Información Geográfica, CICESE
Miguel Lavín, Oceanografía, Div. de Oceanología, CICESE
Alberto López, Astronomía, Instituto de Astronomía, UNAM
Luis Miguel Mitre, Geología Ambiental, Instituto de Geología, UNAM
Guillermo Pérez, Exploración Petrolera, PEMEX
Domitilo Pereyra, Meteorología, Univ. Veracruz-Jalapa
Francisco José Sánchez Sesma, Ingeniería Sísmica, UNAM
Mario César Suárez, Geotermia, CFE
Oscar Talavera, Petrología, Univ. Autónoma Guerrero
Miguel Téllez, Sedimentología, UABC
Gustavo Tolson, Geología Estructural, Instituto de Geofísica UNAM
Joerg Werner, Geohidrología y Paleoclimatología, UANL, Linares

GEOS, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana ISSN 0186-1891 (La Unión Geofísica Mexicana, UGM, es la Sociedad Civil no lucrativa de los profesionales de la Geofísica y Ciencias de la Tierra). GEOS es una publicación trimestral apoyada por el CICESE (División de Ciencias de la Tierra y División de Oceanología), UNAM (Coordinación de la Investigación Científica; Institutos de Geofísica, Geología, Geografía, Ciencias del Mar y Limnología e Ingeniería; Centro de Ciencias de la Atmósfera; y Facultad de Ingeniería), Instituto de Investigaciones Eléctricas, Comisión Federal de Electricidad, Consejo de Recursos Minerales y el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

GEOS, Boletín Informativo de la UGM publica artículos y notas de investigación, comentarios, noticias, opiniones, anuncios y aspectos relevantes para la vinculación y difusión de la actividad científica y docente de las Ciencias de la Tierra. Los trabajos de investigación enviados para publicación no deben de exceder doce páginas en el formato de la revista. Las figuras deben de ser en blanco y negro y de buena calidad.

En el caso de noticias, comentarios u otro tipo de escritos, los manuscritos no deben de exceder cuatro cuartillas. Los trabajos y notas de investigación deberán ser enviados a los editores, quienes turnarán los documentos a los editores de área para su arbitraje.

Toda correspondencia dirigirla a:

División de Ciencias de la Tierra
At'n: Luis A. Delgado Argote.
Km. 107 Carret. Tijuana-Ensenada,
Ensenada, 22860, Baja California
Tel. (617) 4 45 01 al 05
Ext. 26020
FAX: (617) 4 49 33
E-mail: ldelgado@cicese.mx

INDICE

EDITORIAL	56
ARTÍCULOS DE INVESTIGACIÓN	
ESTUDIO DE RIESGO GEOLÓGICO EN TIJUANA, BAJA CALIFORNIA CON BASE EN RASGOS ESTRUCTURALES Y LA RESPUESTA DEL TERRENO	57
Luis A. Delgado-Argote, Alejandro Hinojosa-Corona, Manuel Aragón-Arreola y Victor M. Frías-Camacho	
CLASIFICACIÓN DE IMÁGENES MULTIESPECTRALES UTILIZANDO REDES NEURONALES SUPERVISADAS	90
Diana Cristina Ruiz-Alvarez	
ARTÍCULOS DE DIVULGACIÓN	
COMENTARIOS SOBRE LA EDAD DEL CAMPO VOLCÁNICO PEDREGAL DE SAN ÁNGEL, CUENCA DE MÉXICO-FECHAMIENTOS POR RADIOCARBONO	96
J. Urrutia-Fucugauchi	
MODELO ESTADÍSTICO PARA ESTIMAR LA CONCENTRACIÓN DE NaCl Y SO₂ CATALIZADORES DEL PROCESO DE CORROSIÓN ATMOSFÉRICA EN XALAPA, VERACRUZ ESTUDIO PRELIMINAR.....	99
Domitilo Pereyra-Díaz, Miguel Ángel Natividad-Baizabal, Ignacio Sosa-Uscanga y Javier Reyes-Trujeque	
NOTAS CORTAS	
SISMICIDAD DEL NOROESTE DE MÉXICO	103
GRUPO RESNOM	
REPORTE DE LA CONFERENCIA PENROSE EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA Y SUS MÁRGENES	105
Paul J. Umhoefer, Joann Stock y Arturo Martín	
ACTIVIDADES DEL PROYECTO GEOFÍSICO MARINO Y DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN CORTES-P96	109
Luis A. Delgado Argote	
NOTICIAS DE LA UGM	
¿OLIMPIADAS NACIONALES DE CIENCIAS DE LA TIERRA?	112
COMUNICACIONES	
SOBRE LA CALIDAD DE LAS PONENCIAS EN LA REUNIÓN ANUAL DE LA UGM	114
ANUNCIOS	115
INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES DE ARTÍCULOS DE INVESTIGACIÓN	126
FORMA DE ARBITRAJE	128

EDITORIAL

Los investigadores del país tenemos de nuevo una fecha límite próxima. El 15 de julio debemos tener nuestros proyectos listos para concursar en la Segunda Asignación de Recursos de 1996 del CONACYT en ocho áreas distintas. En la convocatoria se menciona que de la Primera Asignación de Recursos de 1996 resultaron 655 proyectos favorecidos. El nuevo programa está destinado a apoyar hasta **361** proyectos de investigación, de los cuales **300** serán de corta duración (hasta dos años), **50** de larga duración (hasta 5 años), **10** de grupo (hasta cinco años) y **1** megaproyecto (hasta cinco años). De los anteriores, la categoría de los proyectos de corta duración son similares a los de las convocatorias anteriores, mientras que las modalidades restantes son reconocidas como de tipo piloto para asegurar la continuidad de las investigaciones por periodos mayores. Sean bienvenidas todas las intenciones de mejorar los programas de apoyo a la investigación; sin embargo, no está por demás preguntarse si toda la comunidad científica del país solo puede generar ese número de proyectos de calidad en todas las disciplinas. Es claro que "los proyectos aprobados pero que no ganen este concurso y por consiguiente no reciban apoyo dentro de esta Segunda Asignación de Recursos para 1996, podrán concursar nuevamente en la convocatoria de 1997" lo que, podríamos adelantar, generará una considerable lista de proyectos repetidores. ¿Y de los participantes?. También es claro en la convocatoria que "ningún investigador podrá concursar como responsable o participante en dos diferentes modalidades, dado que los Proyectos de Larga Duración y los Proyectos de Grupo son de tipo piloto y los recursos son limitados". Dado que los comités y los miembros distinguidos del CONACYT están formados por investigadores, también cabría preguntarnos si no estamos armando candados innecesarios para tener acceso a la financiación de investigaciones paralelas o de apoyo.

En contraste con países como EUA, Alemania, Francia y otros, en nuestro país la participación estatal en la financiación de la investigación científica es superior al 90%. Esto parece indicar que la investigación producida en el país carece de usuarios fuera de los centros académicos, o si éstos existen, ya fueron acostumbrados a recibirla gratuitamente.

ESTUDIO DE RIESGO GEOLÓGICO EN TIJUANA, BAJA CALIFORNIA CON BASE EN RASGOS ESTRUCTURALES Y LA RESPUESTA DEL TERRENO

Luis A. Delgado-Argote, Alejandro Hinojosa-Corona, Manuel Aragón-Arreola y Víctor M. Frías-Camacho

Departamento de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km. 107 Carretera Tijuana-Ensenada, C.P. 22860, Ensenada, Baja California, México.

E-mail: ldelgado@cicese.mx

RESUMEN

La Ciudad de Tijuana se localiza en una zona tectónicamente activa y se asienta sobre sedimentos del Terciario pobremente consolidados de las Fms. San Diego y Lindavista que descansan sobre rocas cristalinas del Cretácico.

El riesgo geológico en la ciudad depende de la asociación de rasgos estructurales (fallas y fracturas), litológicos, la pendiente del terreno y la sismicidad. En este trabajo se estimó la influencia de los tres primeros factores a escala regional y local (respuesta de sitio). La estimación de riesgo regional (1:75,000) se basó en la fotointerpretación geológica, modelos digitales de elevación y la geología regional publicada. Los datos se manejaron mediante un sistema de información geográfico y la evaluación de detalle se efectuó con base en la fotointerpretación a escala 1:15,000 y 1:30,000, medición de pendientes y cartografía geológica (1:2,000).

De la evaluación regional se discriminaron sitios que, en su mayoría, coinciden con áreas donde se ha observado deslizamiento, obien, existen evidencias de ruptura. Por su distribución geográfica, los sitios de mayor riesgo, definidos por pixeles de 80 por 80 m, se localizan a lo largo de los taludes cercanos de la Mesa de Otay, en el norte de la ciudad, y en las laderas y zonas de fuerte pendiente de los lomeríos intensamente bisectados por el drenaje de la porción SW de la ciudad. Las zonas de menor riesgo se localizan hacia el oriente, donde los depósitos del Terciario son reducidos o bien, afloran rocas cristalinas.

Se obtuvieron mapas de zonificación de riesgo en las áreas El Patejé, El Pato y Cañada Verde-Sánchez Taboada, lugares donde se produjeron deslizamientos que afectaron a la población. La zonificación se hizo a partir de Valores Empíricos de Riesgo, los cuales resultan del producto aritmético del valor de la pendiente por la densidad de fracturas y fallas por área, cuya validez ha sido probada durante dos años de observación. Es importante que, independientemente de la edad o actividad de las fallas y fracturas, éstas trabajarán como planos potenciales de deslizamiento en presencia de un "disparador" que puede ser el agua o la vibración. Las zonas trabajadas con detalle coinciden con las encontradas en el análisis regional.

El uso de los mapas de zonificación permite discriminar rápidamente a aquellas zonas donde el desarrollo urbano es favorable, lo que finalmente facilita la planeación urbana.

INTRODUCCIÓN

En 1992, a raíz de los deslizamientos de terreno ocurridos en la zona El Patejé, en el cañón se efectuó un trabajo de detalle en el que se levantaron secciones estratigráficas y geología de campo a escala 1:2,000. Se observó en esa ocasión, que los accidentes estaban influenciados principalmente por los factores de pendiente y densidad de fracturamiento asociado con fallas regionales. Se observó además que los fenómenos de ruptura son independientes de la edad del sistema estructural, el cual se estima activo en la región por simple asociación con estructuras activas del Condado de San Diego (fallas Rose Canyon y La Nación), y porque las estructuras se desarrollan sobre la Fm. San Diego, de aproximadamente un millón de años (1 Ma).

Este estudio se inició para conocer las características estructurales de los deslizamientos en áreas las de El Patejé, Cañón El Pato y la Colonia Sánchez Taboada. Estos ocurrieron

durante y después de las lluvias extraordinarias ocurridas en Tijuana entre los meses de enero y marzo de 1993. Se tienen reportes de otros sitios con problemas similares en diferentes zonas de la ciudad; sin embargo, por las dimensiones de las áreas, y de acuerdo con los reportes recibidos por la Unidad Municipal de Protección Civil de Tijuana, se decidió trabajar a detalle solo en las áreas mencionadas. Estos sitios son puntos de control para extrapolar los factores de inestabilidad a nivel regional y eventualmente caracterizar el riesgo de la ciudad entera.

Para la identificación de zonas potencialmente vulnerables en la ciudad, se efectuaron interpretaciones de fotografías aéreas a escalas aproximadas de 1:75,000 (INEGI, 1990), 1:30,000 (INEGI, 1973) y 1:15,000 (Carlos Ceseña, 1993). Del uso de la primera escala se obtiene una visión sinóptica de los rasgos estructurales regionales que pueden correlacionarse con el marco tectónico. Las fotografías a menor escala permiten discriminar rasgos particulares, sobre todo de fracturamiento en las zonas

más densamente pobladas y de antiguas cabeceras de deslizamiento.

Con la finalidad de mostrar la relación entre el ambiente tectónico regional y la deformación a la escala de, por ejemplo, una colonia, en este trabajo se describen el marco tectónico de referencia, un análisis geomorfológico donde se resalta su correlación estructural, la geología de detalle de las áreas El Pastejé, El Pato y Cañada Verde-Sánchez Taboada, y una síntesis del análisis de riesgo para cada una de las áreas. Finalmente se presenta una propuesta para trabajos futuros en los que se señalan algunas variables físicas importantes que definen con mayor precisión la vulnerabilidad.

Este trabajo presenta zonas potencialmente vulnerables a dos escalas. A nivel local se considera que la precisión es bastante adecuada para la estimación del grado de riesgo en predios. A escala regional, las zonas de riesgo representan áreas en las que se requiere mayor detalle para llegar a una adecuada validación de riesgo geológico. Algunos de los sitios identificados como riesgosos ya han sido urbanizados y en ellos se requiere un monitoreo constante para evitar que algún factor en especial actúe como disparador de un proceso que provoque daños a la población.

Dada la importancia de los factores estructurales, morfológicos y geohidrológicos en la evaluación de los riesgos geológicos en Tijuana, se sugiere que la ciudad cuente con su propio personal especializado en la materia, esto es, uno o dos geólogos que se encarguen de dar seguimiento y monitoreo a las zonas de alto valor de riesgo y a los nuevos sitios en los que se identifiquen este tipo de fenómenos. En otras ciudades del mundo, el geólogo municipal, geólogo del condado o geólogo estatal, ha tenido un papel importante en la planificación urbana.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DE TIJUANA

TECTÓNICA

Una de las premisas principales de este trabajo se refiere a la identificación de la zona de Tijuana como tectónicamente activa. De acuerdo con Legg y colaboradores (1991), esta región está incluida en la Zona de Cizallamiento del Sur de California (Southern California Shear Zone), cuyos límites están marcados por la Zona de Falla San Andrés en el oriente, el Bloque de Sierras Transversas Occidentales (Western Transverse Ranges Block) en el norte, el Sistema de la Falla San Clemente en el occidente y la Falla Agua Blanca en el sur (Figura 1). Según los autores anteriores, esta amplia zona está rotando en sentido opuesto al de las manecillas del reloj. Sobre la edad de estas estructuras, Teng y Gorsline (1991) señalan que las cuencas de la margen continental recibieron el mayor aporte de sedimentos durante un período de rápida subsidencia en el Plioceno-Holoceno (últimos 10,000 años), lo cual apoya el concepto de zona tectónicamente activa.

Con respecto al marco tectónico, Tijuana se localiza a 60

km al oriente del Sistema de la Falla San Clemente y, entre este sistema y la costa, se encuentran en arreglo casi paralelo (N30°-40°W) las fallas Depresión San Diego (San Diego Trough), Banco Coronado, Descanso y en la costa, la Falla Rose Canyon, todas con desplazamiento lateral derecho. Con excepción de la última, las estructuras en el borde continental han sido identificadas por medio de estudios de sismicidad y de perfiles sísmicos de reflexión que muestran desplazamientos en sedimentos superficiales no consolidados y en abanicos sedimentarios del Cuaternario (Legg, 1985). En la zona continental, entre San Diego y Tijuana, se considera que las complejidades tectónicas resultan de la interacción de la zona de falla San Miguel-Vallecitos con la zona de falla Rose Canyon, las cuales, se ha inferido que están conectadas a profundidad (Brune *et al.*, 1979; Legg y Kennedy, 1979; Suárez-Vidal *et al.*, 1991). Esta última zona de falla es activa (está documentado un sismo de 4.9 en 1986; Fisher y Mills, 1991), y se estima que actualmente muestra un desplazamiento del orden de 1 a 1.8 mm/año (Fisher y Mills, 1991; Berger y Schug, 1991), se conecta con las fallas de Inglewood y Newport hacia el norte (Fisher y Mills, 1991), y en algunos sitios del Condado de San Diego, esta zona de falla muestra desplazamientos mínimos de 8.7 m en sedimentos aluviales del Holoceno medio (Rockwell *et al.*, 1991).

Hacia el sur del centro de San Diego, la Zona de Falla Rose Canyon se abre en tres segmentos que, del mar hacia la bahía se conocen como fallas Spanish Bright, Coronado y Silver Strand (Rockwell *et al.* 1991). Berger y Schug (1991) consideran que esta zona de falla tiene potencial para producir un sismo de magnitud mayor de 6.

ESTRATIGRAFÍA

El registro estratigráfico en el área de Tijuana define un período de aproximadamente 120 Ma. Las rocas que definen este período, se pueden dividir en dos grandes grupos. El primero, constituido por las rocas cretácicas de las Fms. Alisitos y Rosario, y el segundo, formado por las rocas terciarias y cuaternarias de las Fms. Rosarito Beach, San Diego y Lindavista. Algunos depósitos recientes sobreyacen a las rocas de este último grupo.

ROCAS CRETÁICAS

Las rocas cretácicas que constituyen la base del registro estratigráfico en el área de Tijuana, son parte de las Fms. Alisitos y Rosario. Estas rocas no afloran en el área, de estudio pero se han identificado en algunos pozos de agua del Condado de San Diego (Minch, 1967) y hacia el oriente de localidad. La Fm. Alisitos (Aptiano-Albiano) es una secuencia volcanosedimentaria que aflora a lo largo del extremo occidental del Estado de Baja California. Es parte del arco volcánico que se desarrolló durante el Cretácico. Incluye derrames andesíticos, depósitos piroclásticos, lodolitas y algunas facies calcáreas. Estas últimas, afloran hacia el sur de la Falla de Agua Blanca (Gastil *et al.*, 1975). Las rocas de la Fm. Alisitos forman el basamento cristalino de Tijuana. Descansan discordantemente

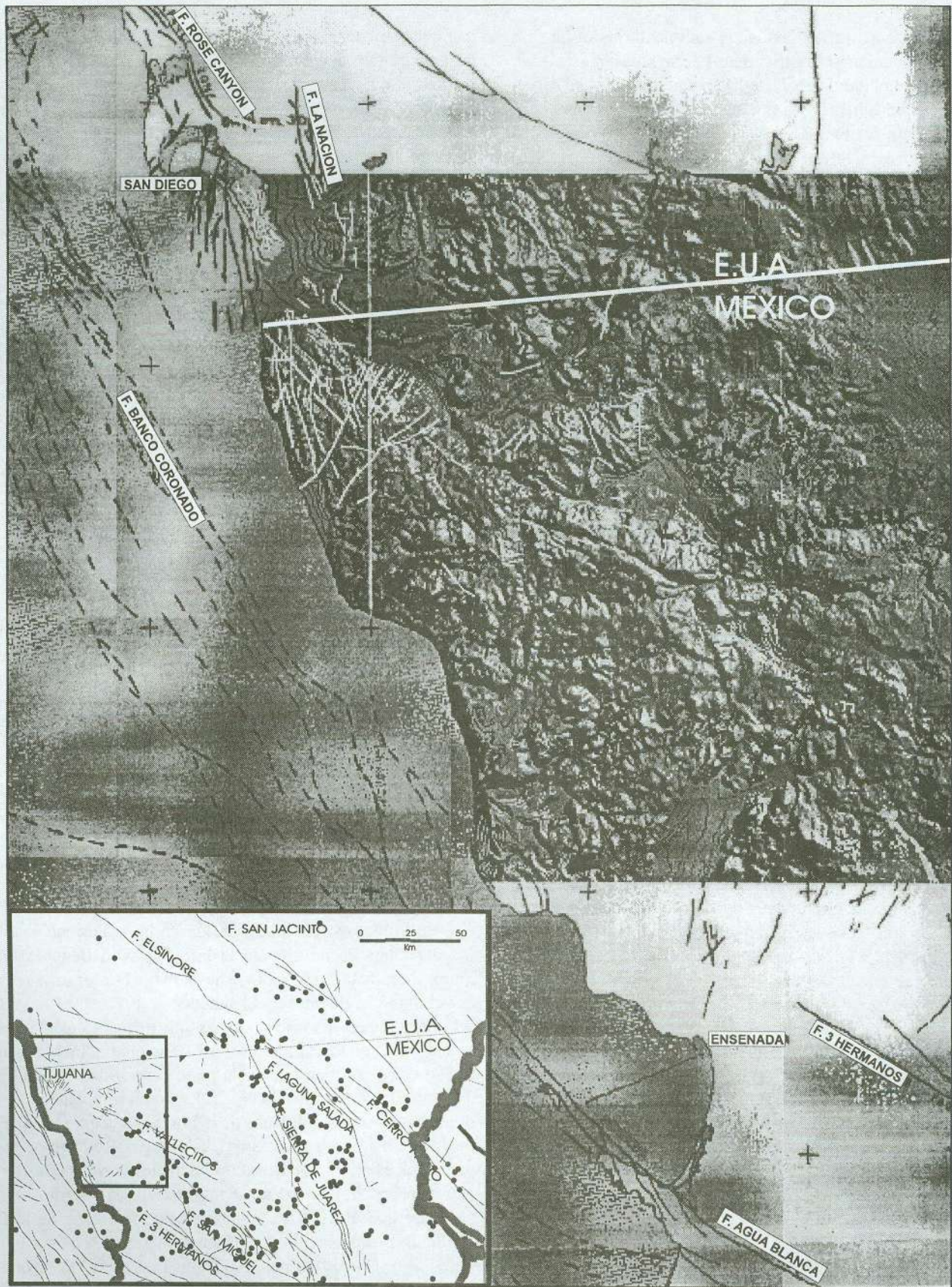


Figura 1. Marco tectónico del NW de Baja California que muestra las fallas regionales en el continente y borde continental. La imagen insertada se obtuvo a partir de la base digital de elevaciones. Se indican las principales fallas en el Área de Tijuana. En el recuadro inferior se presentan los epicentros registrados por RESNOM (CICESE) durante el segundo semestre de 1992.

sobre este basamento los depósitos sedimentarios de la Fm. Rosario (Campaniano-Maastrichtiano), formados por areniscas, lutitas y conglomerados (Beal, 1948). El material detrítico deriva de las rocas volcánicas y graníticas de los terrenos ubicados hacia el oriente. La Fm. Rosario define un período de relativa calma tectónica durante el Cretácico tardío.

Rocas Terciarias y Cuaternarias

Las rocas del Mioceno medio de la Fm. Rosarito Beach, las del Plio-Pleistoceno de la Fm. San Diego, las del Pleistoceno de la Fm. Lindavista y algunos depósitos recientes, completan el registro estratigráfico en el área de Tijuana. A diferencia de las rocas cretácicas, todas estas unidades afloran en el área. Hacia el oriente, estos depósitos del Neógeno y Cuaternario, se acuñan contra las rocas batolíticas y prebatolíticas de las Sierras Peninsulares; hacia el occidente, están delimitados por la línea de costa actual, aunque pueden observarse en las Islas Coronado al occidente de Tijuana (Ashby, 1989). Estos límites definen la Cuenca de Rosarito Beach, la cual dividió Ashby (1989) en las subcuenca La Misión y Tijuana (Figura 2). La parte central de esta última, constituye lo que aquí se denomina área de Tijuana.

La Fm. Rosarito Beach es una secuencia constituida principalmente por basalto, tobas y sedimentos tobáceos del Mioceno medio (Minch, 1967; Ashby, 1989). Originalmente, se describieron cinco miembros en esta formación (Minch, 1967), y posteriormente, se añadieron cinco más, al incorporar a ésta, los miembros que afloran en la zona de La Misión (Ashby, 1989). De los diez miembros, cinco afloran en la Subcuenca Tijuana y cinco en la Subcuenca La Misión (Figura 2; Ashby, 1989). Los ambientes de depósito de la Fm. Rosarito Beach, varían entre no marinos (fluviales y lacustres) a marinos someros de plataforma abierta (Minch *et al.*, 1984; Ashby, 1989). Esta formación sobreyace en forma discordante a las rocas de la Fm. Rosario (Minch, 1967; Flynn, 1970; Ashby, 1989). En algunos sitios fuera del área de Tijuana, descansa discordantemente sobre depósitos conglomeráticos del Eoceno (Minch, 1967; Flynn, 1970). Su origen está estrechamente ligado a la deformación transtensional de la Plataforma Continental de California y Baja California, durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano a medio (Minch, 1967; Deméré, 1983; Minch *et al.*, 1984; Ashby, 1989). Este es un período caracterizado por una actividad volcánica intensa y deformación en la plataforma continental. Para los fines de este estudio en la porción sur de la ciudad se puede considerar a las rocas basálticas de la Fm. Rosarito como el basamento (roca firme), mientras que, por correlación con las observaciones de Minch (1967) en el Condado de San Diego, el basamento en la porción norte de la ciudad estaría representado por la Fm. Alisitos.

Durante el Plio-Pleistoceno se depositó la Fm. San Diego. Esta es una secuencia sedimentaria depositada durante una fase transgresiva de la Cuenca de San Diego (Deméré, 1983), la cual fué posteriormente redefinida por Ashby (1989) como Subcuenca de Tijuana (Figura 2). Esta subcuenca, al igual que otras cuencas a lo largo de las costas de California y Baja California, está estructuralmente relacionada a la actividad

tectónica transtensional que se dio en la plataforma continental durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano-medio (Minch, 1967; Deméré, 1983; Minch *et al.*, 1984; Ashby, 1989). Los depósitos de la Fm. San Diego incluyen arenas y conglomerados derivados de las rocas del basamento y rocas sedimentarias pre-existentes, inmediatamente hacia el este de la Subcuenca Tijuana (Gastil *et al.*, 1975). De acuerdo con los diferentes autores que la han estudiado (Gunther, 1964; Minch, 1967; Kennedy y Tan, 1977; Deméré, 1982, 1983), esta formación se divide en dos miembros: (1) un miembro inferior, marino, constituido principalmente por arenas finas, y (2) un miembro superior de arenas gruesas y conglomerados. Gran parte de este segundo miembro es continental, lo que indica que la cuenca fué haciéndose cada vez más somera conforme iba rellenándose (Deméré, 1983). La Fm. San Diego se depositó desde principios del Plioceno tardío (3.0 Ma) hasta el Pleistoceno temprano (1.5 Ma). Las arenas y conglomerados de la Fm. San Diego, en el área de Tijuana, descansan discordantemente sobre basalto y tobas del Miembro Costa Azul de la Fm. Rosarito Beach (Minch, 1967; Valentine y Rowland, 1970; Ashby y Minch, 1984). En áreas como la de El Pato, la Fm. San Diego incluye tobas retrabajadas derivadas del miembro anterior.

Sobreyacen discordantemente a la Fm. San Diego las areniscas y conglomerados de la Fm. Lindavista del Pleistoceno y Reciente, estos depósitos están constituidos principalmente por material metavolcánico de color café-rojizo. De acuerdo con Minch (1967) y Gastil *et al.* (1975), afloran al sur de la Cuidad de Tijuana, donde se encuentran coronando los cerros y mesas. En general, estos depósitos no contienen fósiles (Minch, 1967).

Finalmente, algunas areniscas fosilíferas no consolidadas que incluyen algunos artefactos empleados por las culturas indígenas, así como algunos depósitos aluviales en los valles y al pie de los cerros, constituyen los depósitos más recientes en el área de Tijuana (Minch, 1967; Flynn, 1970).

En la Figura 2, se observa que en la Subcuenca Tijuana, los derrames de basalto de la Fm. Rosarito Beach afloran predominantemente desde La Joya hasta Punta Descanso, a lo largo del extremo occidental de la subcuenca. En esta misma zona, afloran, algunos depósitos marinos muy pequeños que se ponen en contacto con los basaltos del Mioceno medio. En la Figura 2 puede verse también que en la parte central de la Subcuenca Tijuana (donde se ubica la ciudad), afloran principalmente los depósitos poco consolidados de la Fm. San Diego. Hacia el SE de la ciudad, en las cercanías a la Presa Rodríguez, estos depósitos están en contacto con las facies fluviales de la Fm. Rosarito Beach. Aunque no se muestran en la Figura 2, en los sitios en que afloran las arenas y conglomerados de la Fm. Lindavista estos sedimentos coronan algunos cerros y mesas del sur de la Ciudad (Minch, 1967; Gastil *et al.*, 1975). Al oriente de la subcuenca Tijuana (fuera del área de Tijuana), afloran las rocas volcánicas de la Fm. Alisitos y las rocas graníticas del Batolito Peninsular. Los depósitos del Neógeno y del Cuaternario se depositan y acuñan sobre estas rocas cristalinas.

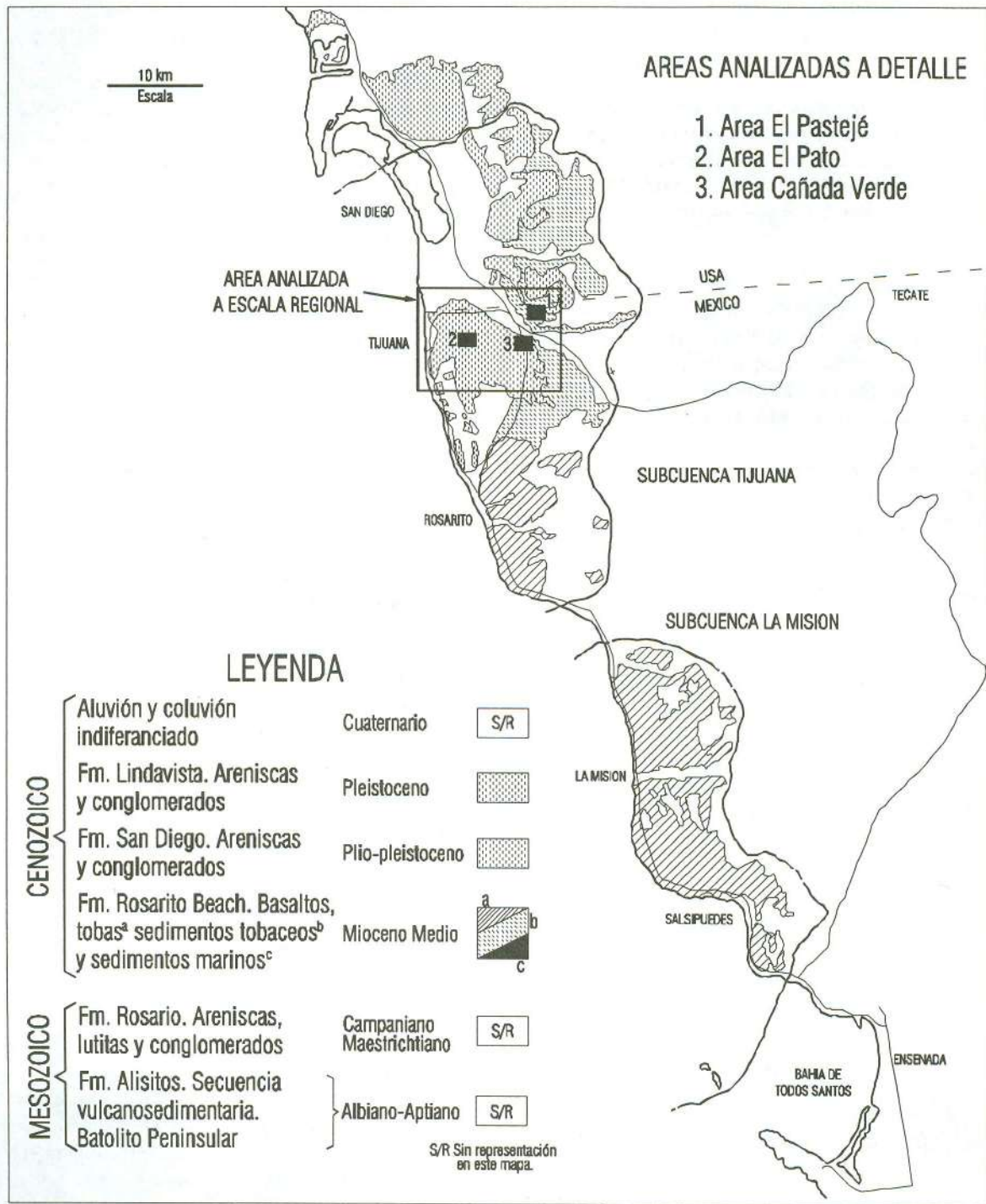


Figura 2. División del Área de Tijuana en subcuencas (Minch, 1967; Ashby, 1989) y columna estratigráfica del área estudiada. Se indican las zonas que fueron seleccionadas como sitios de prueba.

De la distribución de las rocas terciarias y cuaternarias se observa en la Figura 2, que la ciudad está edificada principalmente sobre depósitos muy jóvenes (3.0-1.5 Ma) y poco consolidados. La edad de estos depósitos, el tipo de sedimentos y el estado físico de los mismos, son en parte responsables de la inestabilidad de terreno (deslizamientos). Sin embargo, los factores sedimentológicos y estratigráficos no son los únicos que promueven la inestabilidad. Otros factores importantes que

deben considerarse en el futuro son: (1) el grado de saturación de agua en los sedimentos, (2) el patrón estructural del área, (3) la posible actividad sísmica y (4) aquellos inducidos por el hombre (asentamientos en pendientes pronunciadas y en los cauces de los arroyos, modificación de taludes, aporte de agua al subsuelo por tuberías en mal estado y letrinas, tipo de construcciones, etc.).

ANÁLISIS REGIONAL DE RIESGO GEOLÓGICO

Con base en la interpretación estructural de las fotografías aéreas escala 1:75,000 del INEGI, de 1990 convertidas a formato "raster", la base digital de elevación, la información litológica del INEGI 1978 escala 1:50,000 (Hoja Tijuana) y Minch (1967), se efectuó la evaluación de riesgo a escala regional.

METODOLOGÍA

La ubicación de las zonas de riesgo geológico implica la selección de todos aquellos sitios donde la pendiente del terreno es mayor a un cierto valor y además se encuentra, en o cerca, del trazo de una falla o fractura geológica en terreno sedimentario poco consolidado. La estimación del riesgo geológico a esta escala, es la conjunción de esos factores que previamente han demostrado ser importantes en la Ciudad de Tijuana (Delgado-Argote *et al.*, 1993), donde cada factor es manejado como una capa de información.

La localización de sitios que cumplen con los criterios de riesgo a nivel regional, se automatizó mediante el Sistema de Información Geográfico (SIG), denominado Sistema de Apoyo y Análisis Geográfico de Recursos (GRASS). Este SIG trabaja con información geográfica en niveles o capas de información, donde cada capa es discretizada en celdas. Cada capa la podemos interpretar como un mapa temático. Para localizar las zonas de riesgo en función de los factores mencionados, se proporcionan al SIG las tres diferentes capas de información para la región estudiada. Este esquema se muestra en la Figura 3. Una vez alimentada la información geográfica, el SIG puede ser interrogado para que busque todas aquellas zonas que satisfagan una definición ajustable de riesgo. En general, se definirá como zona de riesgo toda aquella que cumpla con la siguiente condición:

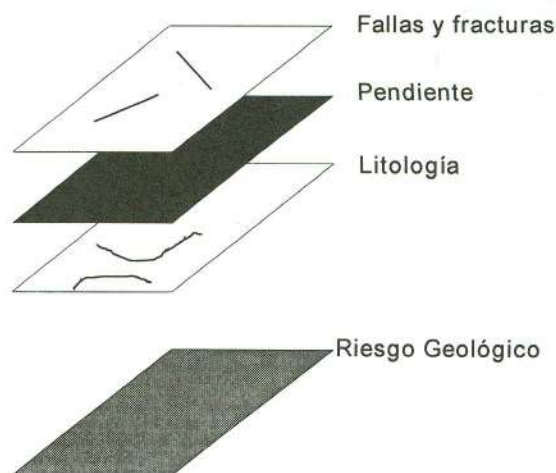


Figura 3. Capas de información empleadas en el Sistema de Información Geográfico GRASS (ver texto) para identificar zonas de riesgo a nivel regional en el Área de Tijuana, Baja California.

Si $Pendiente > umbral$ y existe falla o fractura y el terreno es incompetente entonces Riesgo,

donde el valor del umbral es empírico. El resultado de la aplicación de la fórmula anterior es cualitativo, asignando un valor verdadero (booleano) a todas aquellas celdas en las que se cumpla la condición, entendiéndose por terreno incompetente a aquel formado por rocas sedimentarias no consolidadas.

El dictamen sobre las zonas de riesgo está en función de la calidad y precisión de los datos (capas de información) y, obviamente, de la condición de riesgo (definición).

Para que los resultados sean válidos, debe existir correspondencia espacial entre las celdas de las diferentes capas de información. Esta correspondencia se establece por medio de la georreferencia de las fuentes de información, sometiéndola a un mismo contexto cartográfico tanto en la proyección como en el tamaño de la celda. La proyección cartográfica empleada fue la Universal Transversa de Mercator (UTM) y el tamaño de la celda para las capas de información geográfica dispuesta en forma de rejilla (raster), fue de 80 por 80 metros. Las fuentes de donde se obtuvo la información y el contexto cartográfico utilizados en el SIG se describen con detalle en Hinojosa-Corona *et al.* (1996).

Las capas de información de fallas Figura 4 y litología Figura 5, una vez calculadas, son invariantes. El parámetro que puede ser ajustable es el valor de umbral de la pendiente obtenido a partir de las Figuras 6 y 7. Todas aquellas celdas cuya pendiente sea mayor al umbral, serán candidatas a ser exploradas por falla y litología para determinar si son riesgosas. Para seleccionar un valor adecuado de umbral se observaron los valores de pendiente en zonas de control afectadas por deslizamientos. Hay que recordar que los valores de pendiente corresponden a celdas de 80 x 80 m que representan un valor suavizado (promediado).

La Figura 8 muestra una estimación regional de riesgo para la Ciudad de Tijuana utilizando un umbral de pendiente del 18% (10°). Al subir el umbral las zonas de riesgo se reducen y si establecemos un umbral menor, las zonas se incrementarán. Estimamos que el valor del 18% es representativo de la situación en Tijuana, ya que muestra todas las zonas afectadas conocidas. Al incluir la capa de litología (Figura 9) la estimación es más realista porque involucra la composición del terreno.

GEOLOGÍA DE DETALLE

La fotointerpretación estructural del área El Patejé se efectuó con fotografías aéreas en blanco y negro a escala aproximada 1:15,000; El Pato y Cañada Verde-Sánchez Taboada se interpretaron con fotografías en color a escala aproximada 1:30,000 de INEGI de 1973. Las fotografías más cercanas tienen mayor resolución y, por lo tanto, se pudo observar mayor detalle de fracturamiento y fallamiento. Tanto los rasgos de fallamiento como de fracturamiento, tienen el mismo valor en la

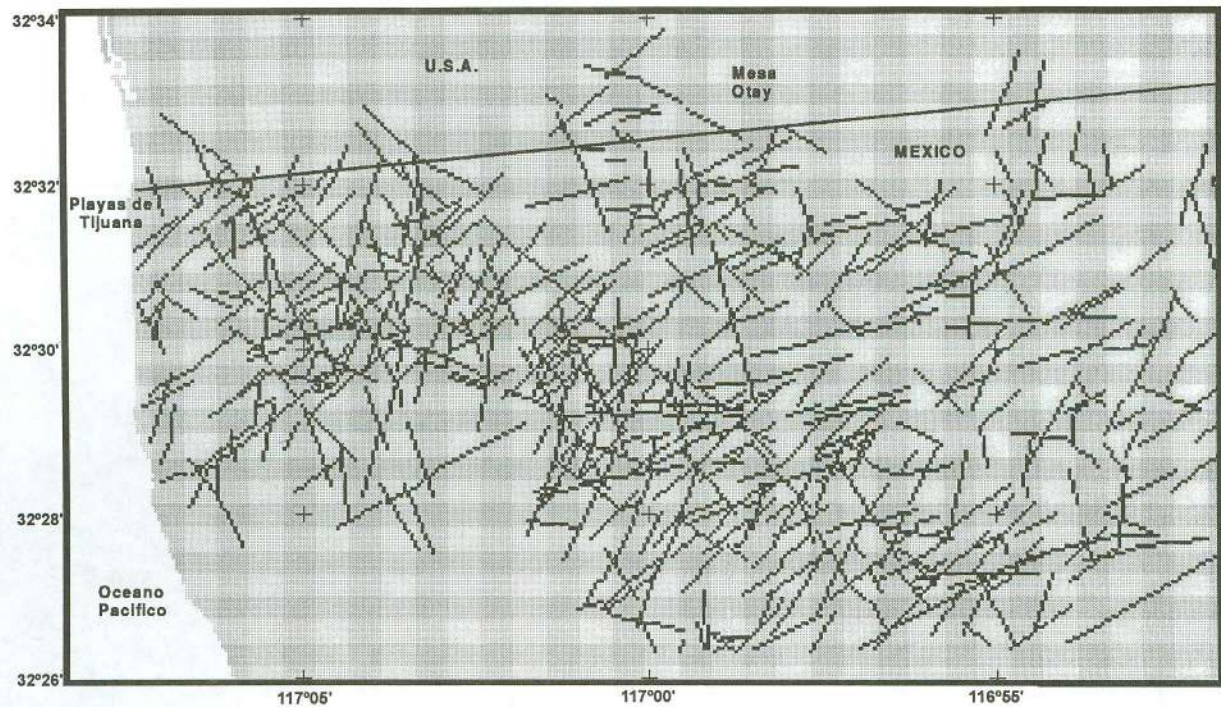


Figura 4. Interpretación estructural del Área de Tijuana a partir de fotografías aéreas escala 1:75,000 (INEGI, 1990). Las líneas blancas representan el trazo de los lineamientos en forma vectorial, los pequeños cuadros que les sirven de fondo constituyen el archivo de rejilla (raster) obtenido a partir de las estructuras.

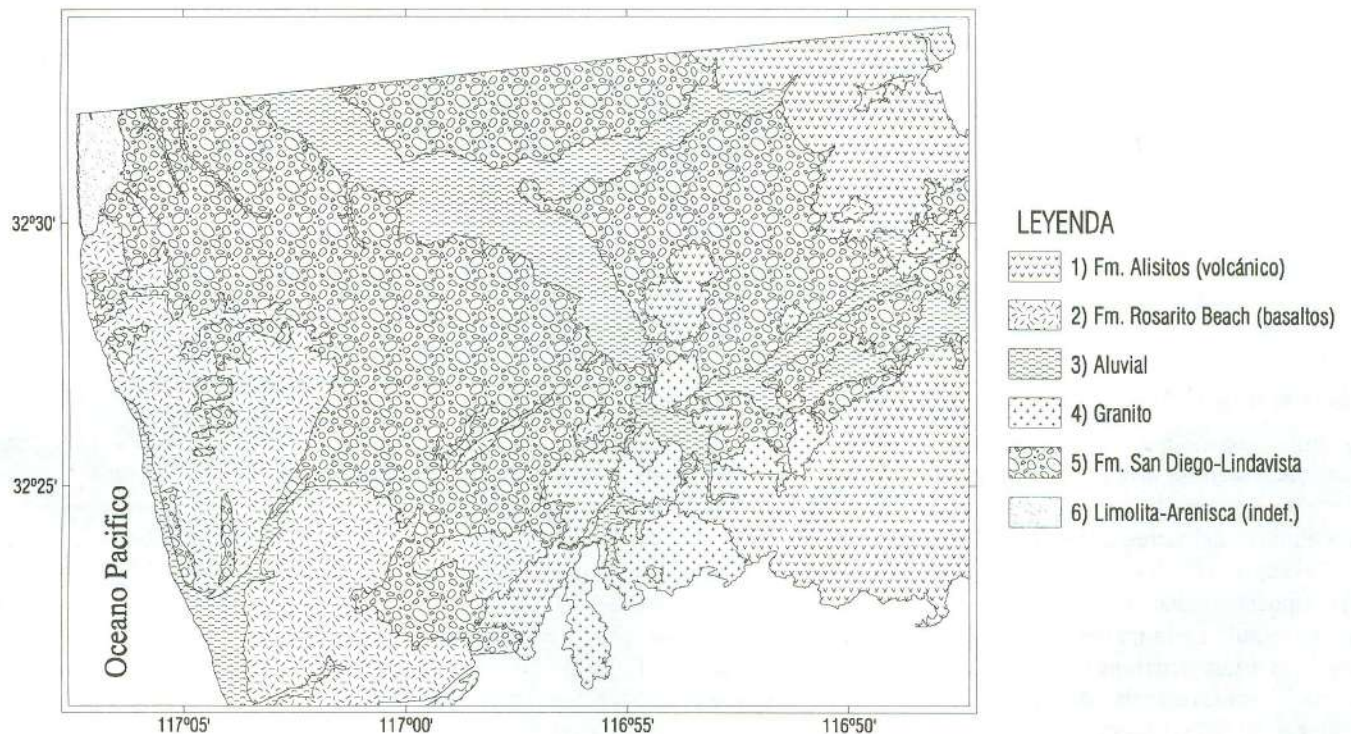


Figura 5. Mapa litológico simplificado del Área de Tijuana en el cual se distinguen dos tipos de clases litológicas: rocas cristalinas -competentes- (1,2 y 4) y unidades sedimentarias -incompetentes- (3,5 y 6) (tomado de la Carta Geológica 1:50,000 del INEGI y Gastil *et al.*, 1975).

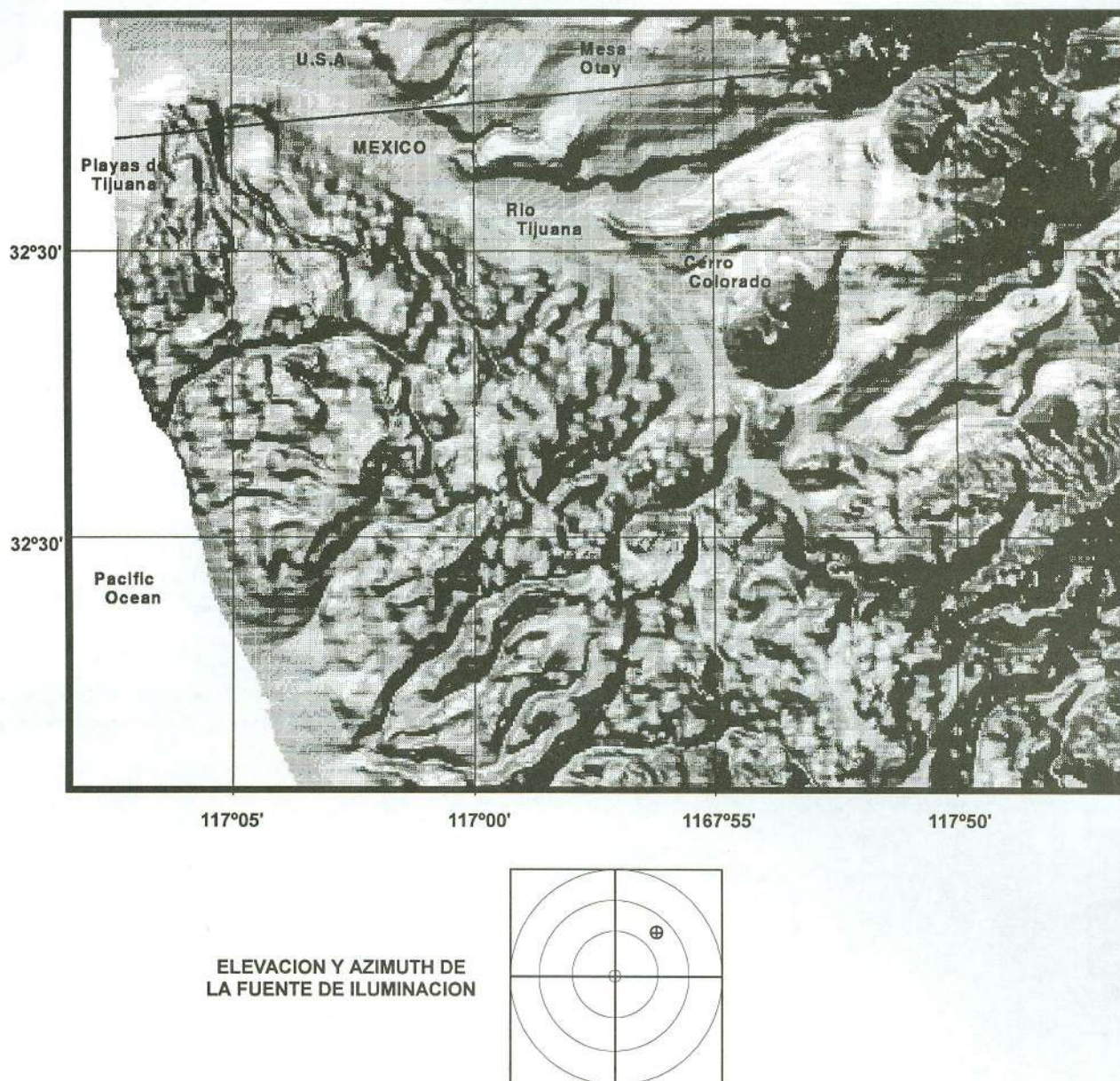


Figura 6. Modelo Digital de Elevación para el Área de Tijuana iluminado artificialmente desde el NW.

cuantificación de la densidad de estructuras en vista de que se parte de la premisa de que el factor pendiente combinado con un “plano de debilidad” (falla o fractura) determinarán la inestabilidad del terreno. Para cualquier propósito práctico, a escalas superiores de 1:10,000, la estratigrafía de la región tiene una respuesta similar ya que la consolidación de los sedimentos es baja o nula en la mayor parte de la región de estudio. La respuesta estará determinada parcialmente por la presencia de las unidades más estables de basaltos de la Fm. Rosarito Beach u otras unidades cristalinas más antiguas (Figura 5).

ÁREA EL PASTEJÉ

Las principales áreas afectadas en esta región se localizan en las partes internas del Cañón Libertad, entre el Mercado

Limón Río y la parte más alta del Arroyo Libertad. Se interpreta a este último como de origen estructural en un sistema orientado preferencialmente ENE, con un marcado arreglo en zig-zag del cauce del arroyo. Entre las colonias Libertad y 70-76 (Zona del Aeropuerto) y las colonias localizadas hacia el sur se define una serie bloques caídos que permiten inferir un sistema sujeto a esfuerzos tensionales (¿transtensivo?). En los perfiles de la Figura 14 se observa la distribución, escalonamiento y dimensiones de estos bloques.

El Cañón Libertad tiene una longitud aproximada de 4 km (Figura 11). En su parte media, su orientación es predominantemente E-W, y en su parte inicial y terminal la tendencia es N-NE. El área de estudio cubre prácticamente toda la longitud y anchura del arroyo. Se observó que aquellas zonas

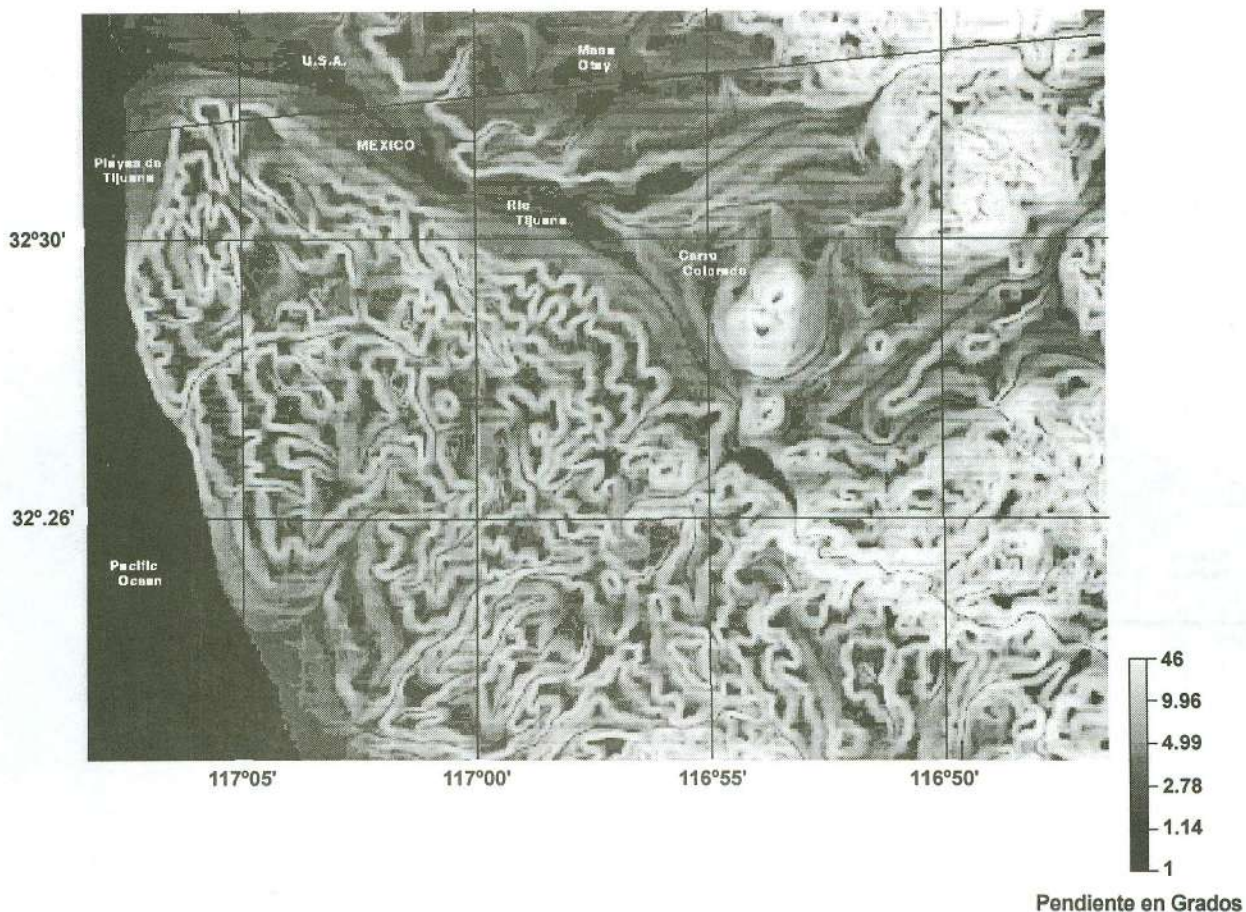


Figura 7. Mapa de pendientes calculado matricialmente a partir del Modelo Digital de Elevación del INEGI.

con pendiente más pronunciada o más cercana al cauce corresponden con los sitios afectados, en donde fue favorable efectuar cartografía geológica. Una de las estructuras más grandes que intersecta al Arroyo Libertad es el denominado Arroyo La Mona, el cual corresponde a una estructura de falla caracterizada por su intenso fracturamiento escalonado en dirección de la pendiente.

Las áreas donde se ha observado mayor inestabilidad del terreno son paralelas a la carretera al Aeropuerto Internacional, debajo de la Colonia 70-76 (incluye la Zona Los Paracaidistas). Las pendientes más fuertes en el Cañón Libertad alcanzan hasta los 37° y se reconocen sitios con pendientes promedio de 13° , en las que se ha observado inestabilidad. Este último detalle confirma la importancia del factor estructural en la estabilidad del terreno.

La estratigrafía de la zona está dominada por las formaciones San Diego en la base y Lindavista en la cima. Una de las características principales de ambas formaciones es su bajo grado de compactación. Otras particularidades de éstas se describieron en la sección de estratigrafía de este reporte.

El análisis estructural de El Patejé se hizo a dos niveles. Para el primero se interpretaron fotografías aéreas escala 1:15,000 y para el segundo, se hizo la medición *in situ* de estructuras de falla y fracturas.

Los lineamientos más prominentes muestran una tendencia hacia el NW, paralela a la de la cuenca del Arroyo Libertad. En la Figura 12a se presenta la rosa de lineamientos interpretados en fotografías aéreas tomadas en enero de 1993. Con la finalidad de ponderar la longitud de las estructuras, la rosa fue elaborada a partir de una cuadrícula de 50 X 50m, donde se contabilizó el número de cuadros que corta cada estructura. Se obtuvieron 1380 datos, de los cuales, el 31% se orienta hacia $N60^\circ W \pm 10^\circ$. Esta tendencia es importante pues incluso se observa en la planicie donde se encuentran las pistas aéreas. Los lineamientos orientados hacia el $N80^\circ W$ (7%) se desarrollan principalmente en el bloque central de la cuenca. La segunda tendencia importante de lineamientos es paralela al Arroyo La Mona, tiene una dirección $N25^\circ E \pm 10^\circ$ que corresponde al 15% de los datos y es ortogonal al primer grupo. Se interpreta que estas estructuras son las principales responsables de la inestabilidad observada en el Arroyo La Mona. En el extremo aguas arriba del Arroyo Libertad, en la planicie localizada hacia el oriente, se observa un largo lineamiento que coincide con una casa en construcción severamente afectada por fracturamiento, lo que podría indicar que esta estructura es activa. Además, el deslizamiento rotacional de más de 200 m de anchura en la cabecera, localizado hacia el poniente de la Colonia 70-76, está flanqueado por lineamientos en la misma dirección (Figura 11).

Se midieron 101 estructuras de falla y fractura *in situ*, principalmente en las laderas de los cerros, cauces de arroyos y

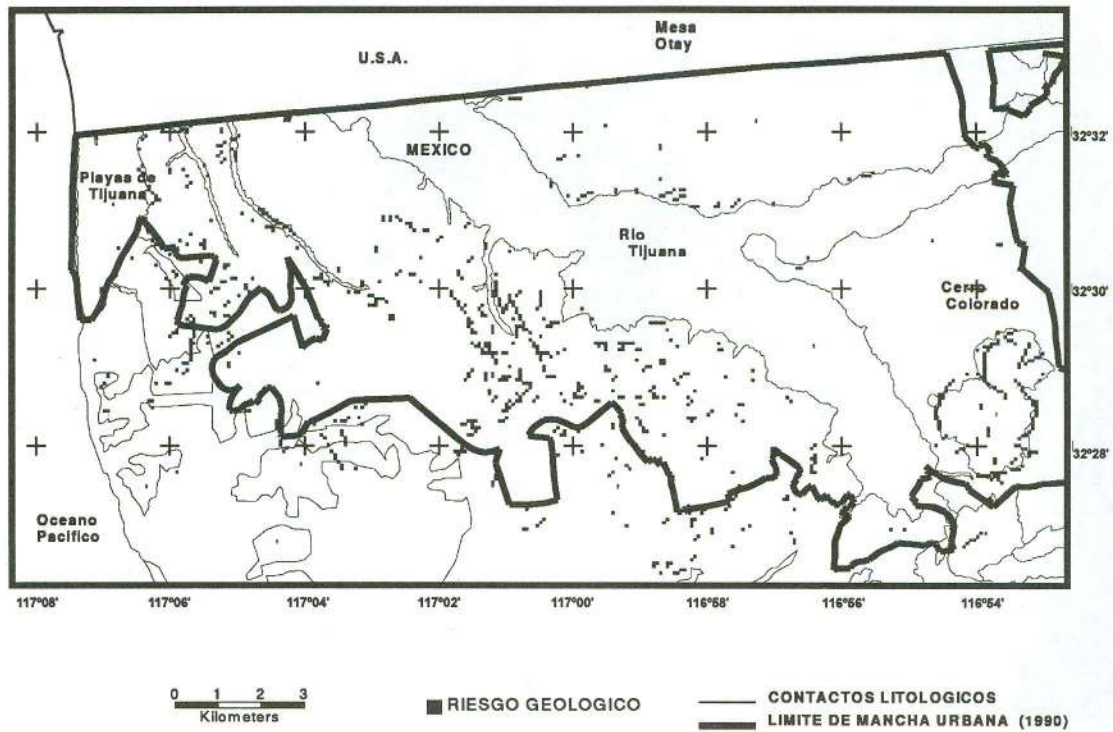


Figura 8. Estimación regional de riesgo para la Ciudad de Tijuana utilizando un umbral de pendiente del 18% (10°) e incluyendo todas las clases litológicas.

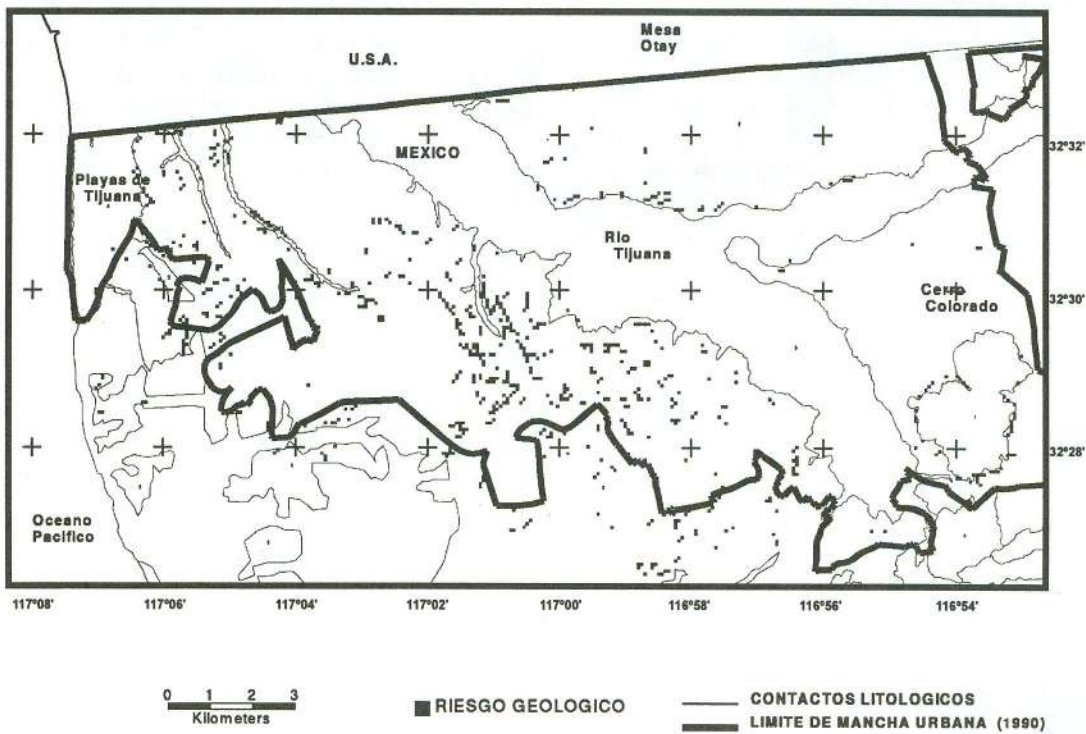


Figura 9. Estimación regional de riesgo en litología incompetente para la Ciudad de Tijuana utilizando un umbral de pendiente del 18% (10°). Nótese que el número de áreas vulnerables se reduce en aquellas zonas donde se tienen rocas competentes.

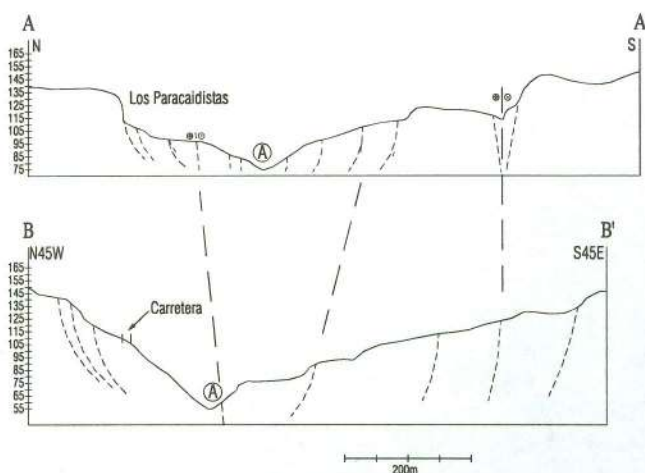


Figura 10. Perfiles topográficos con interpretación estructural A-A' y B-B' donde se muestra el desarrollo de bloques estructurales en el Área El Patejé (ver Figura 11).

cortes hechos para construcción. Entre estos datos se cuentan los levantados durante el trabajo anterior (Delgado-Argote *et al.*, 1993). El resultado del análisis de estas mediciones se muestra en la Figura 12b, donde se indican los contornos de concentraciones de polos en 2, 5 y 7%. La máxima concentración de polos es del 11% en S53°E/29°. Esta concentración y las localizadas en la porción NW, tienen correspondencia con el conjunto de fallas y fracturas orientadas hacia N60°E, identificadas también de los lineamientos. Asimismo, es notable también la coincidencia entre las estructuras orientadas hacia N25°W de los datos de campo con los interpretados de las fotografías aéreas. La coincidencia en la orientación entre ambos grupos de datos válida la interpretación de los lineamientos regionales, los cuales son utilizados en la estimación de riesgo para el área en su conjunto, según se verá enseguida.

ESTIMACIÓN DEL RIESGO CON BASE EN LA PENDIENTE Y LAS ESTRUCTURAS

La zona fue dividida en una cuadrícula de 50 X 50 m en los que se midió la pendiente y la suma de la longitud de estructuras que pasan por cada cuadro. Con base en experiencias anteriores (Delgado-Argote *et al.*, 1993), la división en áreas de 2,500 m² se consideró la más adecuada para la interpretación a escala 1:15,000. La pendiente (m) está indicada en por ciento en el margen superior izquierdo y la longitud de las estructuras (l) en metros, en el margen superior derecho. Al producto de esos dos valores se le llama Valor Empírico de Riesgo (R) y se presenta en el margen inferior izquierdo (Figura 13).

Con los valores de R se calculó un mapa de contornos de igual valor en siete intervalos: 0, 0-1, 1-10, 10-30, 30-50, 50-70 y 70-90. De los anteriores, los intervalos con valores entre 30 y 90 son los más significativos por contener a las zonas severamente afectadas por deslizamientos rotacionales. En el Figura 14, éstas se observan en el Arroyo La Mona, el Cañón Libertad entre el arroyo anterior y la longitud 500,100E (aproximadamente el inicio de la Calle Carlota Sosa), así como

la ladera de la mesa de la Colonia 70-76. Fuera de estas zonas, el Cañón Emiliano Zapata, cerca de la línea internacional, aparece también con valores altos de riesgo, sin embargo no se visitó. El Cañón Libertad, a partir de su intersección con la Calle Pasteur, es conocido por su alta vulnerabilidad, y en este análisis aparece con altos valores de riesgo hacia los alrededores, pendiente abajo de la Calle Angela Peralta, donde varias construcciones se observan seriamente fracturadas y localmente se identifican movimientos de ladera del terreno que han obligado a abandonar algunas casas.

En las laderas de la mesa de la Colonia 70-76, se identifican cinco pequeños sitios con altos valores de riesgo, entre los que está incluida la zona Los Paracaidistas, también identificada como vulnerable desde hace tiempo. Se visitaron otros sitios donde se ha observado fracturamiento en casas habitación, sin embargo, aún no muestran desplazamientos considerables. En particular, los dos sitios localizados en la proyección hacia el oriente de la Calle Alberto Balderas son interesantes, pues corresponden a zonas de pendiente moderada a baja y las casas muestran daño. En contraste, las casas localizadas en el borde de la Colonia 70-76 presentan una gran inestabilidad asociada principalmente a la fuerte pendiente. En la calle que delimita a esta colonia del talud se alcanza a observar la separación incipiente de las casas con respecto a las banquetas.

Es importante que las zonas localizadas dentro del intervalo de 11-30 sean monitoreados a través de la evolución del fracturamiento de las obras civiles pues es probable que los sitios donde la densidad de estructuras es más alto, existan estructuras activas. Un ejemplo de lo anterior corresponde a la última zona marcada en el intervalo 10-30, localizada en el extremo oriental del Figura 14, en la cual, sin observarse una fuerte pendiente, se identificó una casa en construcción con fracturamiento en paredes y cimentación.

ÁREA EL PATO

Tanto la magnitud como el número de sitios afectados en el Área El Pato son menores que en El Patejé. Estos sitios se concentran en la primera mitad del Cañón El Pato, aguas arriba a partir del Libramiento, y en la margen derecha o sur del cañón. El cañón corre en dirección aproximada E-W y se caracteriza por sus pronunciadas pendientes que en algunos sitios rebasan el 40%. Los perfiles topográficos de la Figura 15 indican una morfología en "V" sin aparente control estructural pese a su tendencia rectilínea. Algunos bloques estructurales son claros en las colonias localizadas al N y NW de cañón (Figura 16). La longitud de esta porción del cañón es de cerca de 2 km, hasta curverse, aguas arriba, para seguir un rumbo N-S. En las laderas norte y sur del cañón, algunos arroyos rectilíneos orientados principalmente N-NW tienen claro origen estructural.

La estratigrafía de la zona está dominada por areniscas con bivalvos y areniscas conglomeráticas de la Fm. San Diego. Localmente se observaron horizontes de cenizas retrabajadas derivadas probablemente de la subyacente Fm. Rosarito Beach. Las areniscas y conglomerados están pobremente cementados,

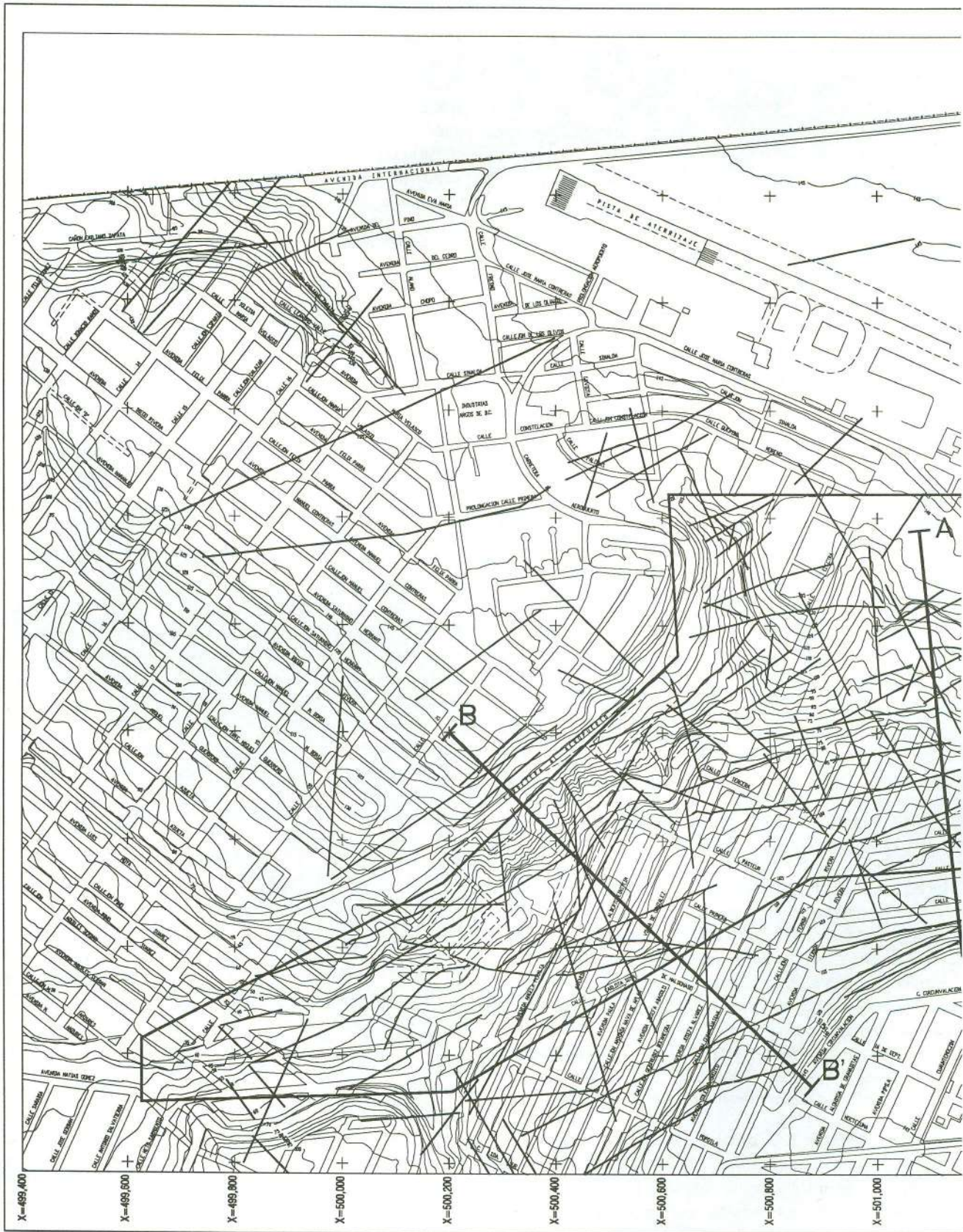


Figura 11. Interpretación fotoestructural de lineamientos estructurales en el Área El Pastejé. Se utilizaron fotografías aéreas de Carlos Ceseña (enero 1993) escala 1:15,000. Las áreas indicadas muestran las zonas donde se efectuó reconocimiento de campo.

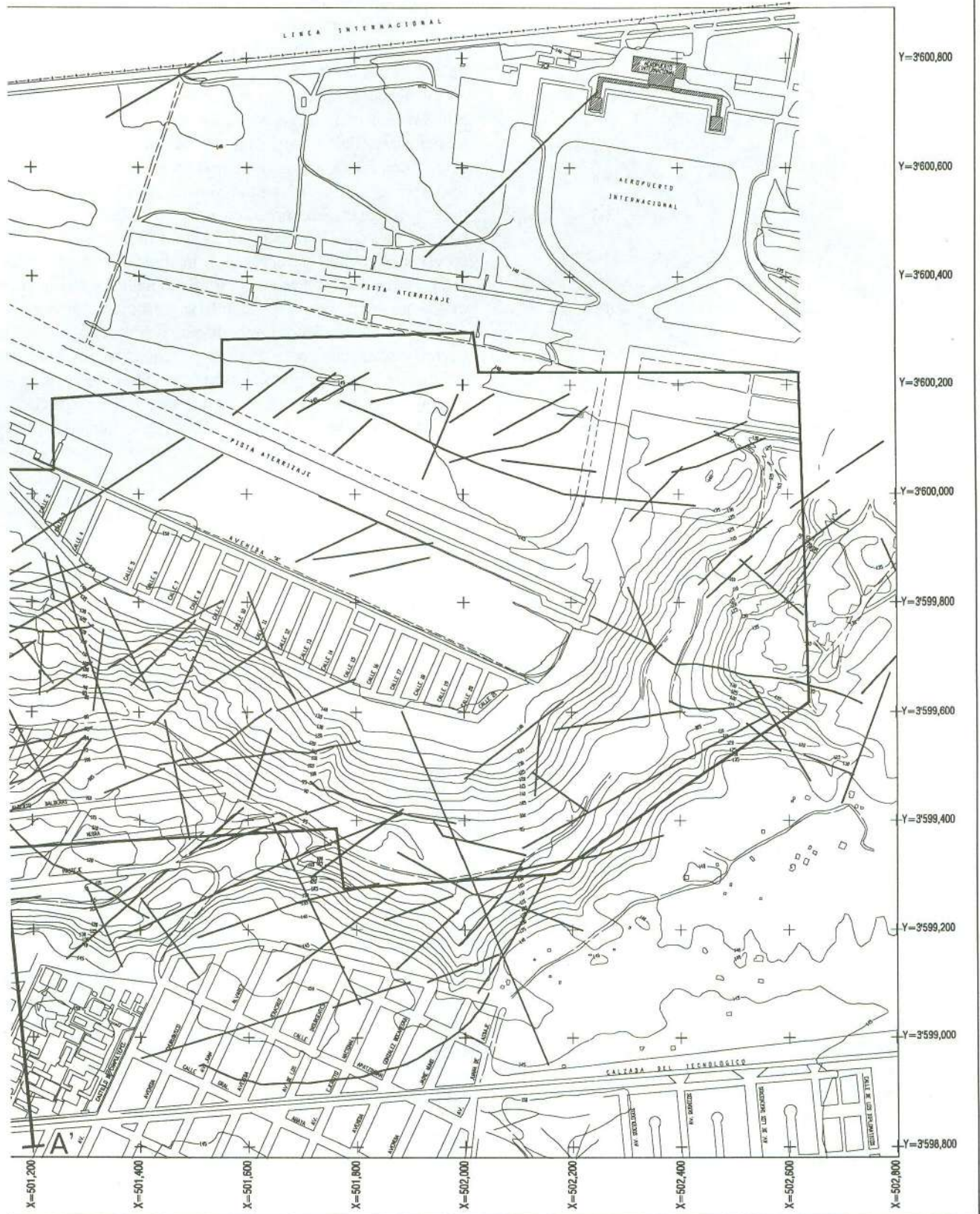


Figura 11. Continuación

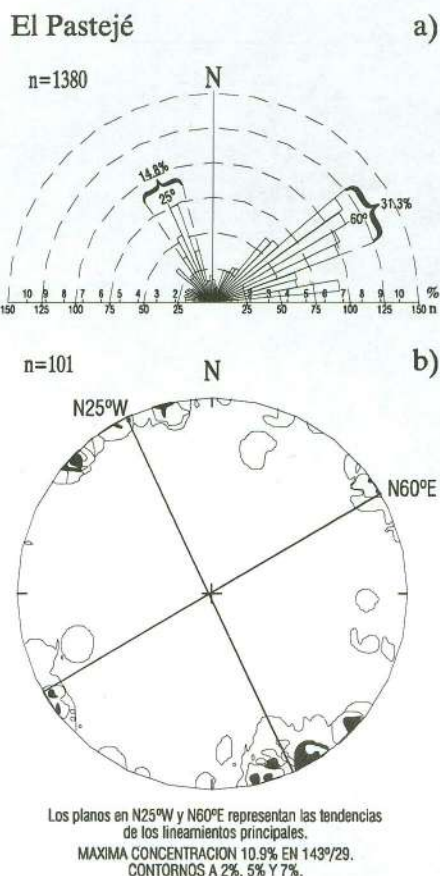


Figura 12 a). Roseta de lineamientos estructurales interpretados de fotografías aéreas en el Área El Patejé. b). Estereograma de fallas y fracturas cartografiadas a detalle en el Area El Patejé.

y al igual que los conglomerados de la Fm. Lindavista (?), que les sobreyacen, se disgregan fácilmente con la presencia de agua. En general, la estratificación muestra una inclinación hacia el norte, de manera que las capas buzan hasta en 15° en dirección opuesta a la pendiente en la parte norte del cañón, y a favor de la pendiente en la ladera sur de éste. Esta geometría explica en parte (independientemente del fracturamiento) el que la inestabilidad del terreno sea mayor en la parte sur del cañón.

Al igual que en el área anterior, en El Pato se efectuó una interpretación de fotografías aéreas a una escala aproximada de 1:30,000 (vuelos del INEGI de 1973) y se hizo la cartografía de campo de estructuras en mapas topográficos 1:2,000.

La interpretación de los lineamientos estructurales muestra una geometría compleja con tendencias dominantes hacia N45°W y N60°E. Según se muestra en la Figura 16, donde se localizaron los lineamientos interpretados en la base topográfica de casi 8 km², estas tendencias convergen notablemente en la zona estudiada. De la rosa de estructuras en la Figura 18 se observa que el 30% de los lineamientos (598 datos medidos en una cuadrícula de 100 X 100m) se encuentran entre N65°W y N20°W con tres máximos de concentración en N60°W, N45°W y N30°W, cada uno de ellos con menos del 5% de los datos. Hacia el NE, las máximas concentraciones se observan entre N55°E y N70°E (22% de los lineamientos), con un máximo en

N60°E que representa más del 8% del total de los datos.

Los dos grupos descritos son significativos pues correlacionan con bastante confianza con las fallas y fracturas medidas en el área. En la Figura 17b se presentan los contornos de concentración de polos (2, 5 y 7%) de 127 fallas y fracturas. Se puede observar que las máximas concentraciones hacia el NE-SW, corresponden a planos de fallas y fracturas con tendencia paralela a la orientación del conjunto de lineamientos orientados hacia aproximadamente N45°W; las fallas más importantes por su magnitud son de desplazamiento lateral derecho; siguen esta dirección y cortan a la Fm. San Diego, pero no a los conglomerados de la Fm. Lindavista (?). Con base en estas relaciones de corte, y al hecho de encontrar además fallas sindeposicionales en la Fm. San Diego, se puede afirmar que estas estructuras fueron activas hasta hace menos de un millón de años. El conjunto de polos alrededor de N30°W correlacionan con los máximos de lineamientos cercanos a N60°E. En esta dirección se observó principalmente fallamiento lateral izquierdo y normal, donde este último afecta a los depósitos de la Fm. Lindavista (?). Al igual que en El Patejé, esta correlación valida la interpretación de lineamientos que adelante serán utilizados para el análisis de riesgo.

ESTIMACIÓN DEL RIESGO CON BASE EN LAS PENDIENTES Y ESTRUCTURAS

La zona fue dividida en una cuadrícula de 100 X 100 m, que son las que mejor resuelven la interpretación de lineamientos a escala 1:15,000 (Figura 16).

Los contornos de igual valor de R se muestran en las Figuras. 18 y 19, en donde se separan cinco regiones cuyos intervalos de valores son: 1-10, 10-30, 30-50, 50-70 y 70-90. Las zonas afectadas por deslizamientos coinciden con los dos últimos intervalos y según se observa, características similares se repiten tanto hacia el NW como hacia el SE de estos sitios, siguiendo la tendencia estructural. Es importante notar, sin embargo, que la región más amplia en la parte central del mapa se localiza en una zona sin urbanización. Es notable también, que las zonas de más alto riesgo se localizan en la parte sur del Cañón El Pato donde además, la estratificación buza hacia el norte, en dirección de la pendiente, haciendo a esta región más vulnerable por favorecer los deslizamientos. En la parte norte del cañón se observa una zona de alto riesgo elongada en dirección N-S, paralela a la Avenida de Las Rosas en una zona más densamente urbanizada. Es importante monitorear en el futuro, tanto estas zonas, como aquellas donde los valores de riesgo se encuentran en el intervalo de 30-50, pues implican la presencia de estructuras importantes.

EFFECTO DE SITIO

El área del Cañón El Pato fue seleccionada para cartografía geológica de detalle atendiendo a los reportes de deslizamientos de ladera a partir de las lluvias de enero de 1993. A continuación se describe uno de ellos para ilustrar el efecto de sitio de los factores descritos en el marco teórico y en el inciso anterior.

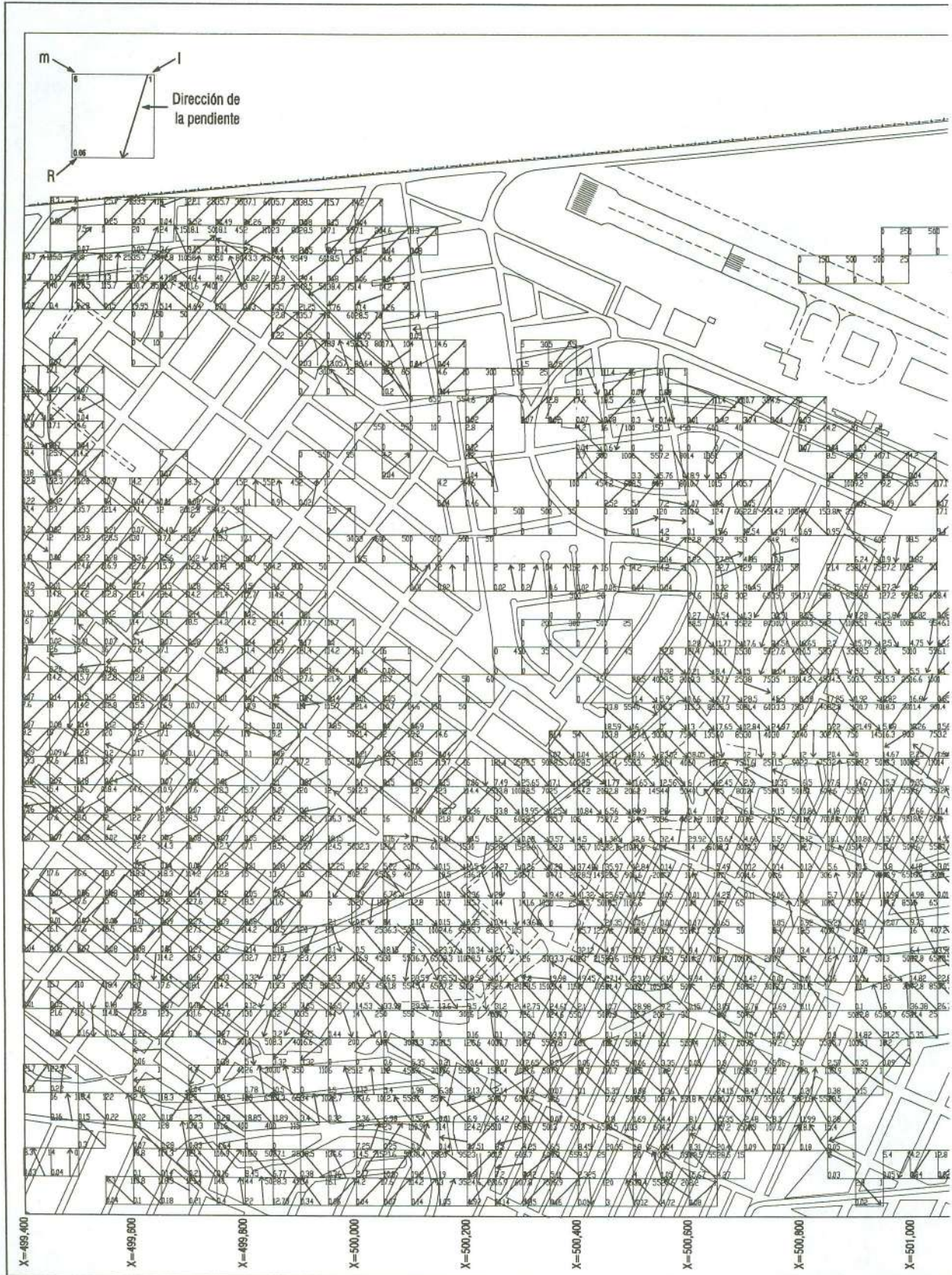


Figura 13. Áreas de medición de pendiente (m), suma de la longitud de estructuras de fallas y fracturas (I) y valor empírico de riesgo (R) en el Área El Pastejé. Los cuadros equivalen a 50x50 metros.

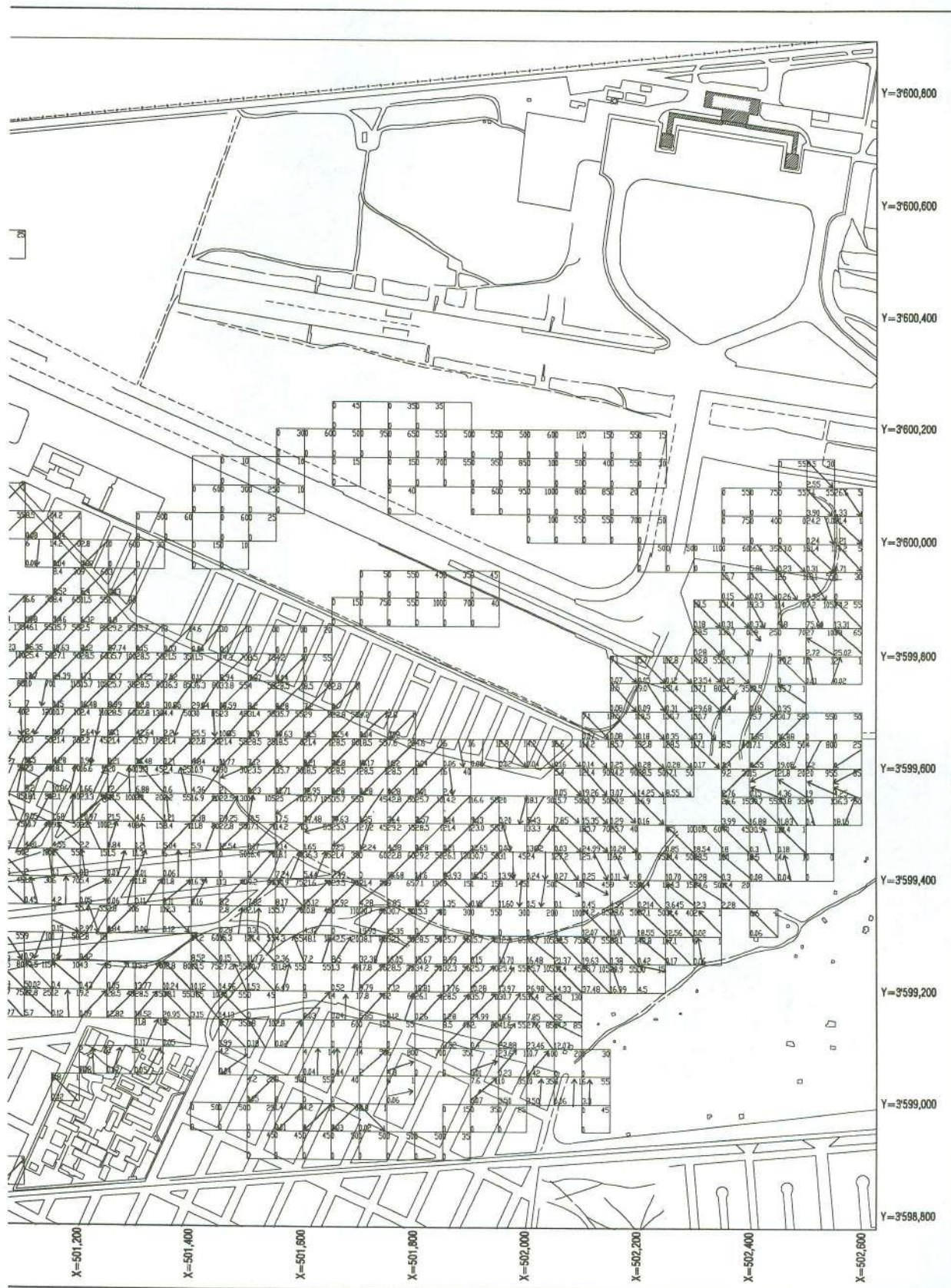


Figura 13. Continuación

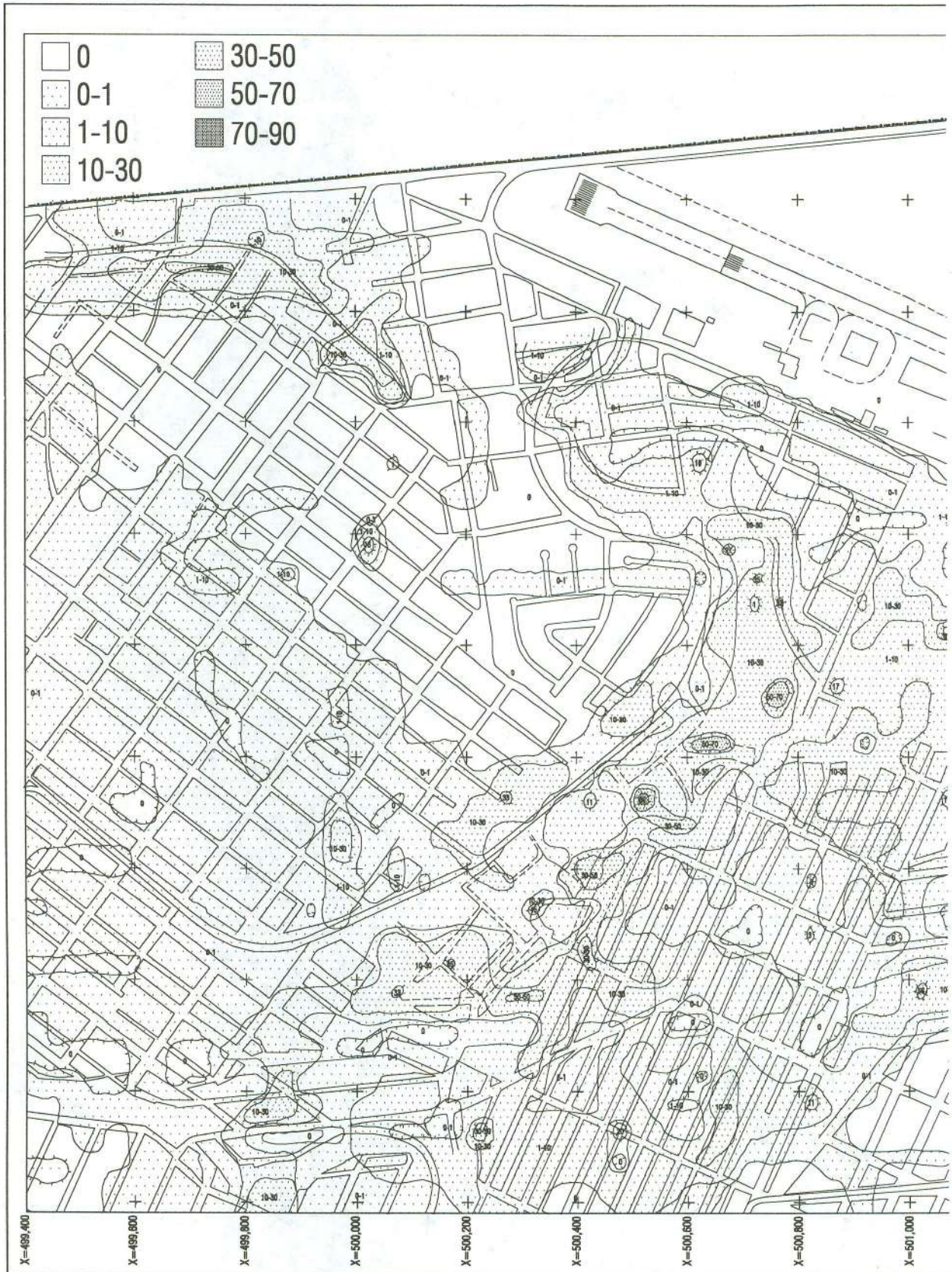


Figura 14. Contornos de intervalos de Valores de Riesgo en el Área El Pastejé, tomados de la Figura 13. Ver texto.

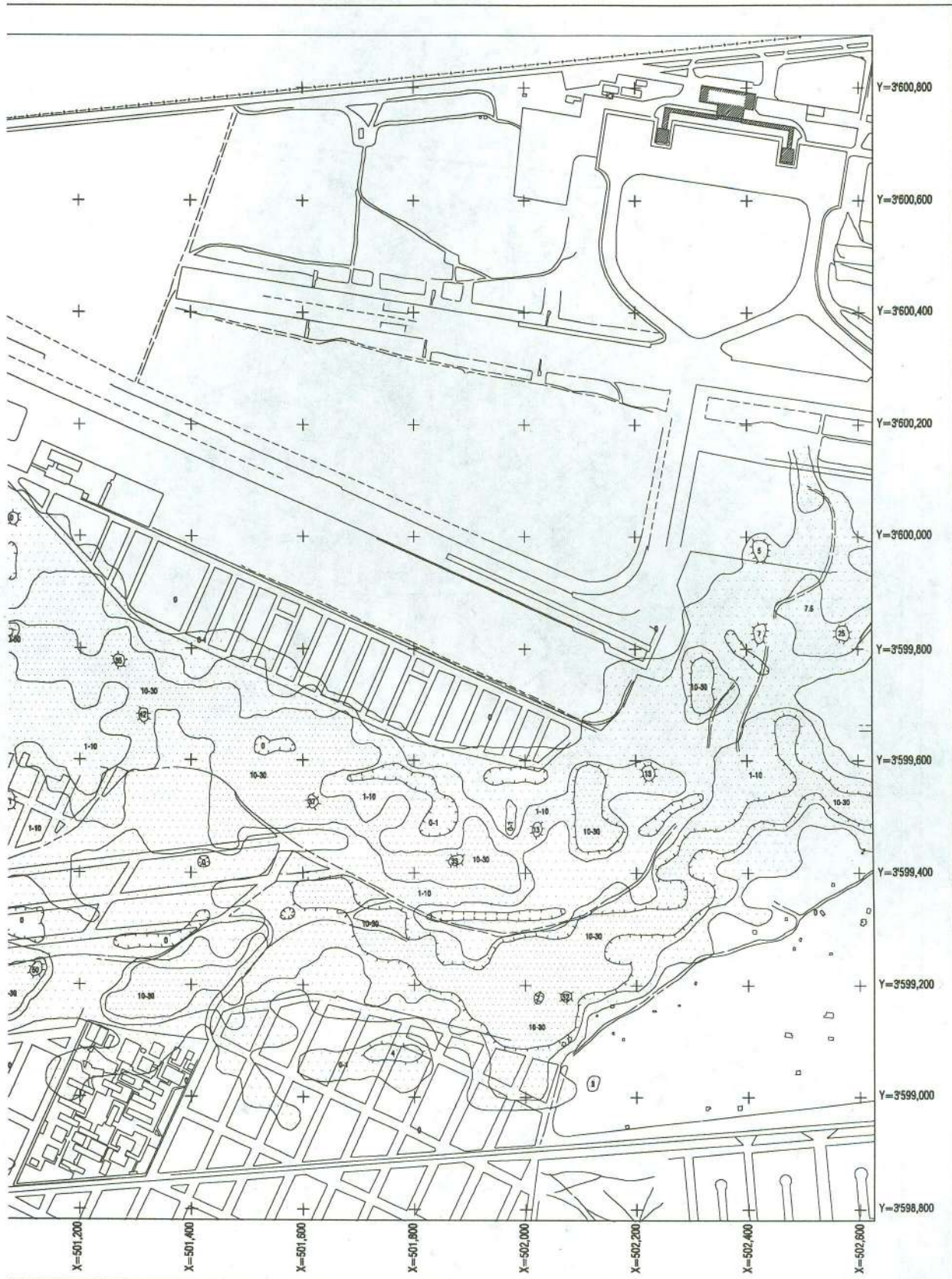


Figura 14. Continuación

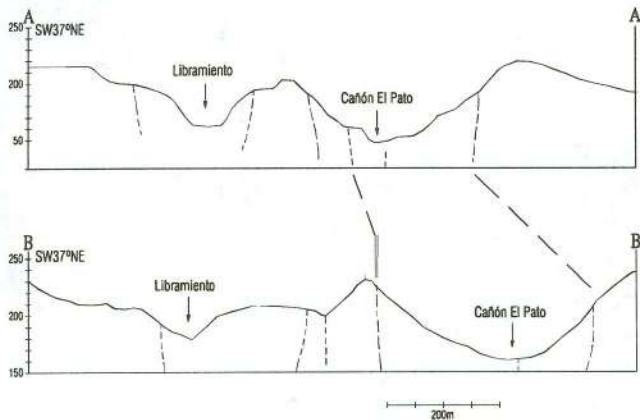


Figura 15. Perfiles topográficos con interpretación estructural A-A' y B-B' donde se muestra el desarrollo de bloques estructurales en el Área El Pato (ver Figura 16).

El movimiento de ladera de El Pato es un deslizamiento rotacional ubicado en la Colonia Chihuahua (Figura 16), en el flanco sur del Cañón El Pato, cuyo movimiento acelerado se inició en las primeras horas del 9 de febrero de 1993.

Según afirman los vecinos de la zona afectada, el deslizamiento se inició con ruido proveniente del subsuelo. En las primeras 6 horas de fallamiento se acumuló un total de medio metro de desplazamiento en lo que después se definió como el escarpe principal. Unas 48 horas después, el salto máximo acumulado fue de 1.5 metros y dos semanas más tarde, el salto

máximo total ascendió a 3.5 metros. La Figura 20 ilustra el deslizamiento después de dos semanas de iniciado el movimiento.

Durante el primer día de movimiento se formaron una serie de bloques caídos y levantados cercanos a la cabecera de la falla principal (A en la Figura 20), el salto máximo después de dos semanas de movimiento fue de 1 metro. En el frente de deslizamiento (B en la Figura 20) se presentó un efecto de levantamiento y deslizamiento horizontal de estructuras rígidas, además de la fluencia lenta de material en el talud cortado para edificar casas.

Al elaborar la interpretación de fotografías aéreas escala 1:30,000 (INEGI, 1973), se detectaron dos lineamientos, uno con rumbo N60°W y otro casi N10°W, que se intersectan justo en el sitio en que se produjo el deslizamiento de El Pato. Durante la cartografía de detalle, se comprobó que ambos lineamientos existen en el terreno; el primero corresponde a una falla normal bien definida con rumbo N64°W buzando 72° al norte y el segundo es un sistema de fracturas penetrativas de rumbo N21°W buzando alrededor de 75° al este. La pendiente del terreno en algunos lugares antes de enero era superior al 35%. En la Figura 20, la falla normal detectada en campo está marcada con una C. El sistema de fracturas se indica con una D. Como se aprecia en la figura, entre las dos estructuras se forma un bloque inestable que tiende a deslizarse conforme la pendiente del terreno se incrementa.

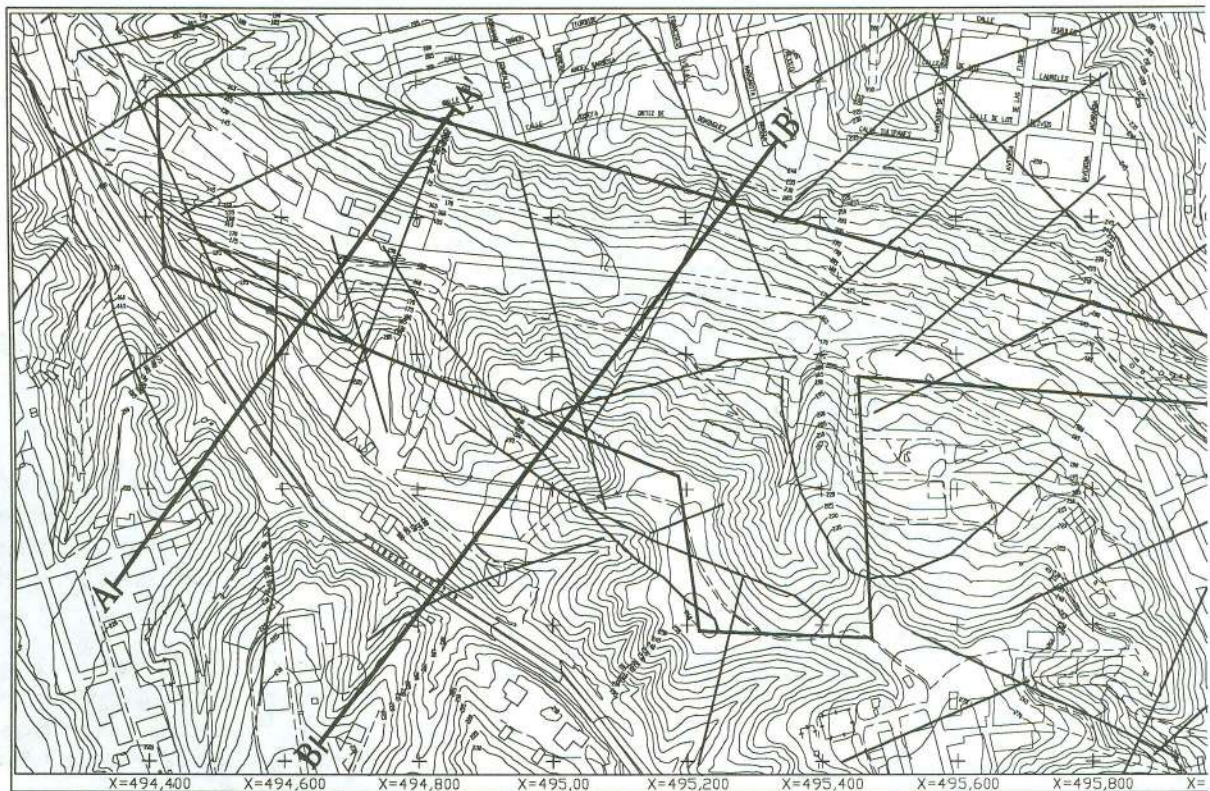


Figura 16. Interpretación fotogeológica de lineamientos estructurales en el Área El Pato. Se utilizaron fotografías aéreas del INEGI (1973) escala 1:30,000. Las áreas indicadas muestran las zonas donde se efectuó reconocimiento de campo.



Figura 16. Continuación

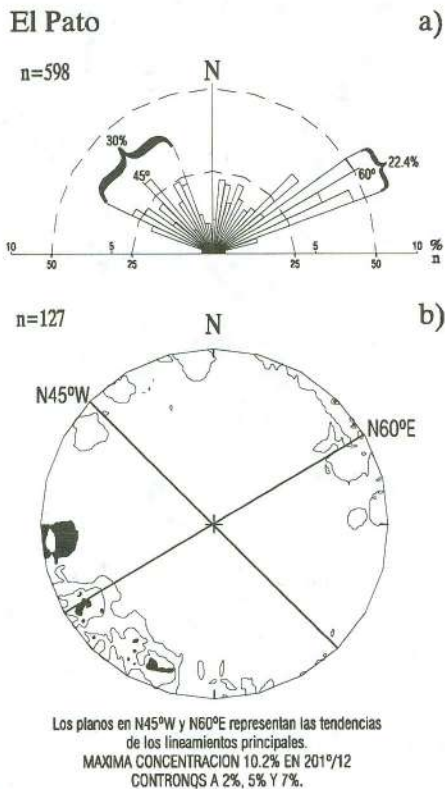


Figura 17. a) Roseta de lineamientos estructurales interpretados de fotografías aéreas en el Área El Pato. b) Estereograma de fallas y fracturas cartografiadas a detalle en el Área El Pato.

Al elaborar los contornos de intervalos de riesgo, el área que comprende el deslizamiento queda incluida en uno de los máximos ($R > 50$), debido a la presencia de varias estructuras y a la fuerte pendiente (Figura 19).

Cuando los habitantes de la zona efectuaron cortes en el talud original, aumentaron localmente los valores de pendiente, lo cual aumentó la inestabilidad de toda la ladera. El factor disparador del deslizamiento se asocia con la sobresaturación de agua que se registró durante los primeros meses de 1993, aunque es necesario recalcar la importancia de el fallamiento preexistente y la fuerte pendiente del terreno.

ÁREA CAÑADA VERDE - SÁNCHEZ TABOADA.

La tercer área estudiada a detalle para la evaluación del riesgo geológico se denomina Cañada Verde-Sánchez Taboada. Esta zona se estudió a petición de las autoridades municipales de Tijuana, quienes reportaron numerosos deslizamientos y pérdidas materiales durante enero de 1993.

Al realizar los trabajos de campo encontramos, al igual que en las áreas El Patejé y El Pato, que los daños materiales fueron causados principalmente por dos motivos: el primero se debió a que muchas construcciones se encuentran asentadas en los cauces naturales de los ríos y arroyos; el segundo está ligado a movimientos de ladera de los tipos fluencias de terreno y deslizamientos rotacionales, dominando los segundos.

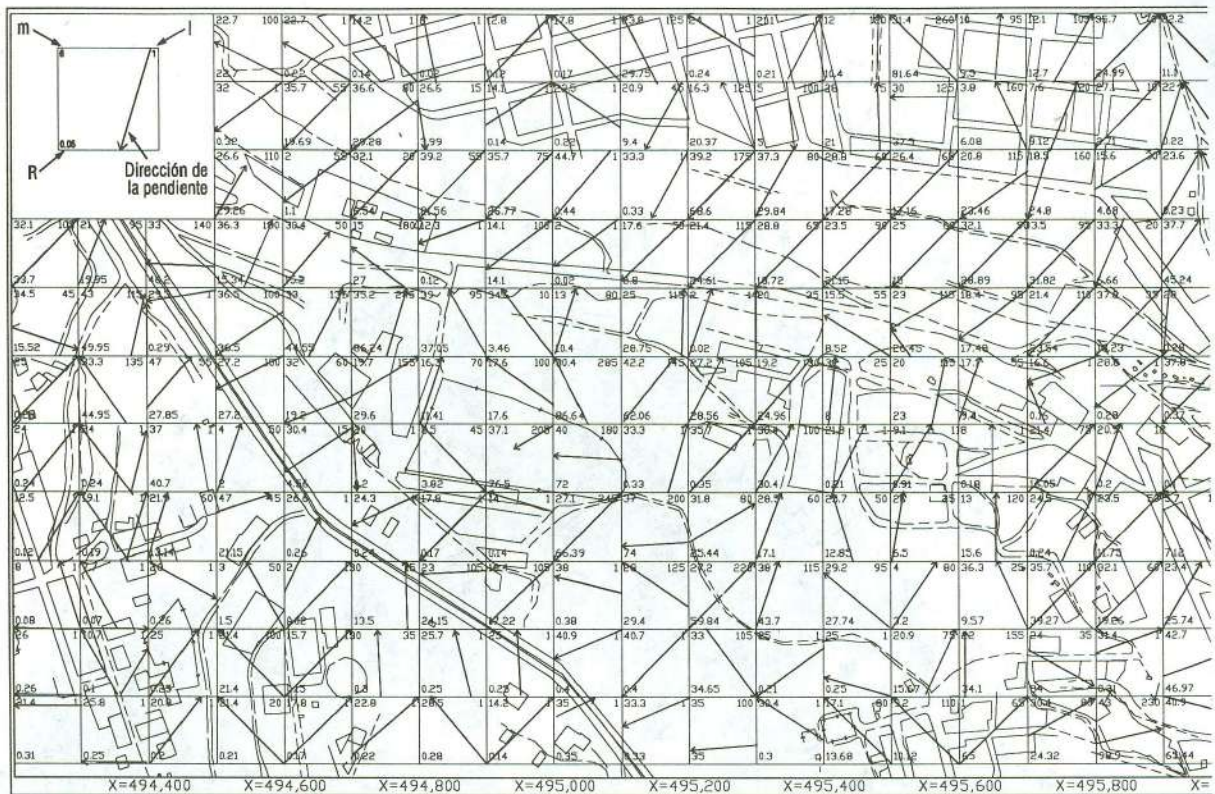


Figura 18. Áreas de medición de pendiente (m), suma de la longitud de estructuras de fallas y fracturas (l) y valor empírico de riesgo (R) en el Área El Pato. Los cuadros equivalen a 100x100 metros.

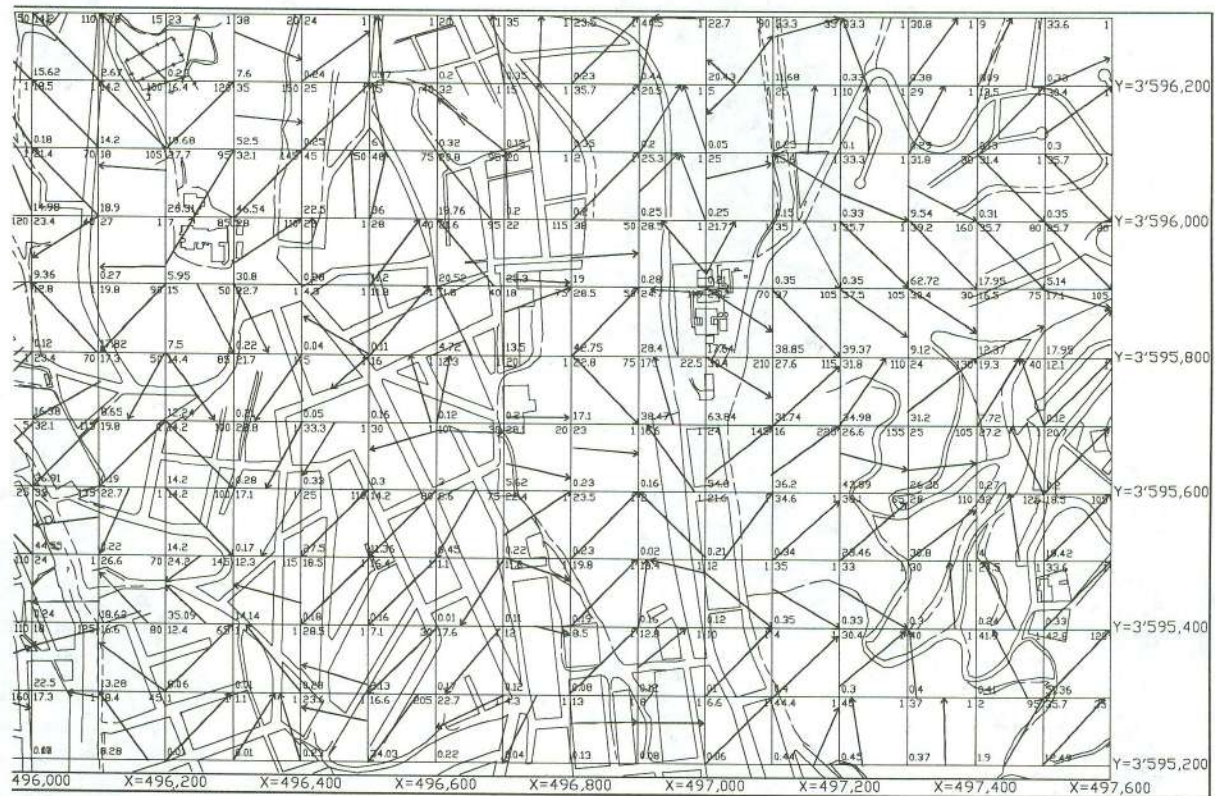


Figura 18. Continuación

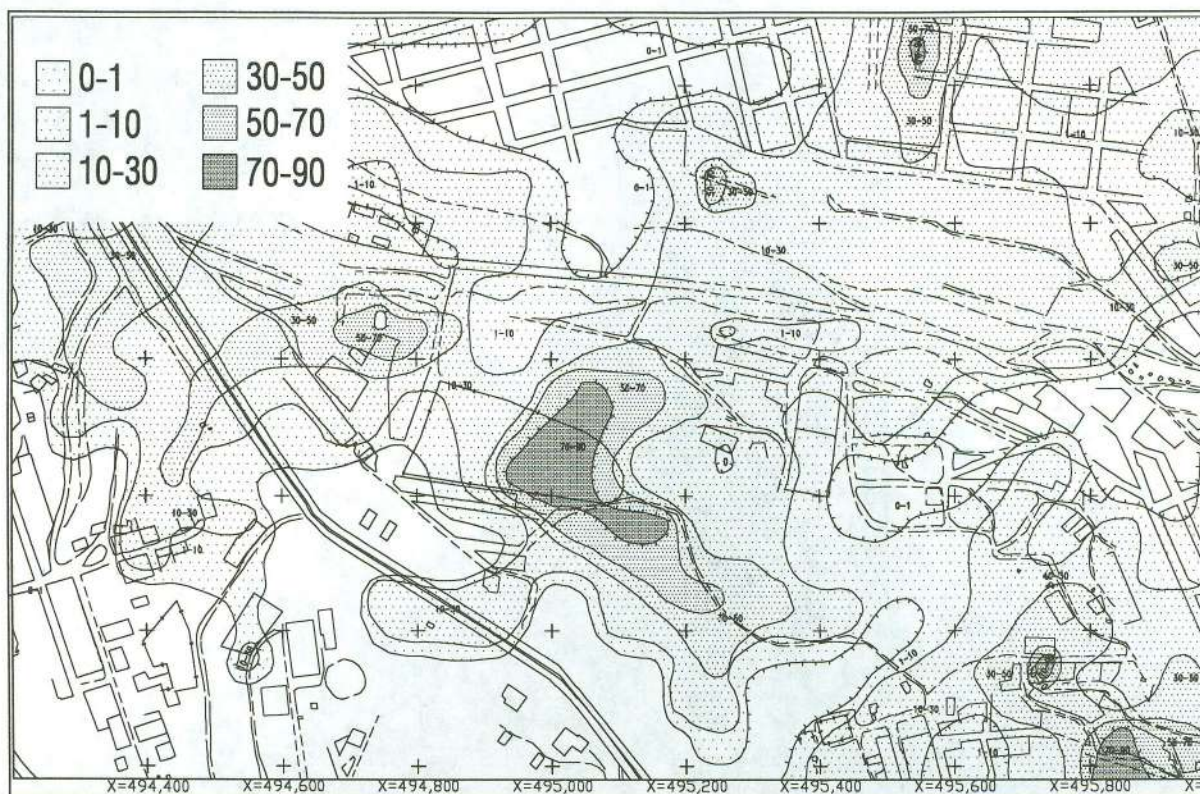


Figura 19. Contornos de intervalos de Valores de Riesgo en el Área El Pato, tomados de la Figura 18. Ver texto.

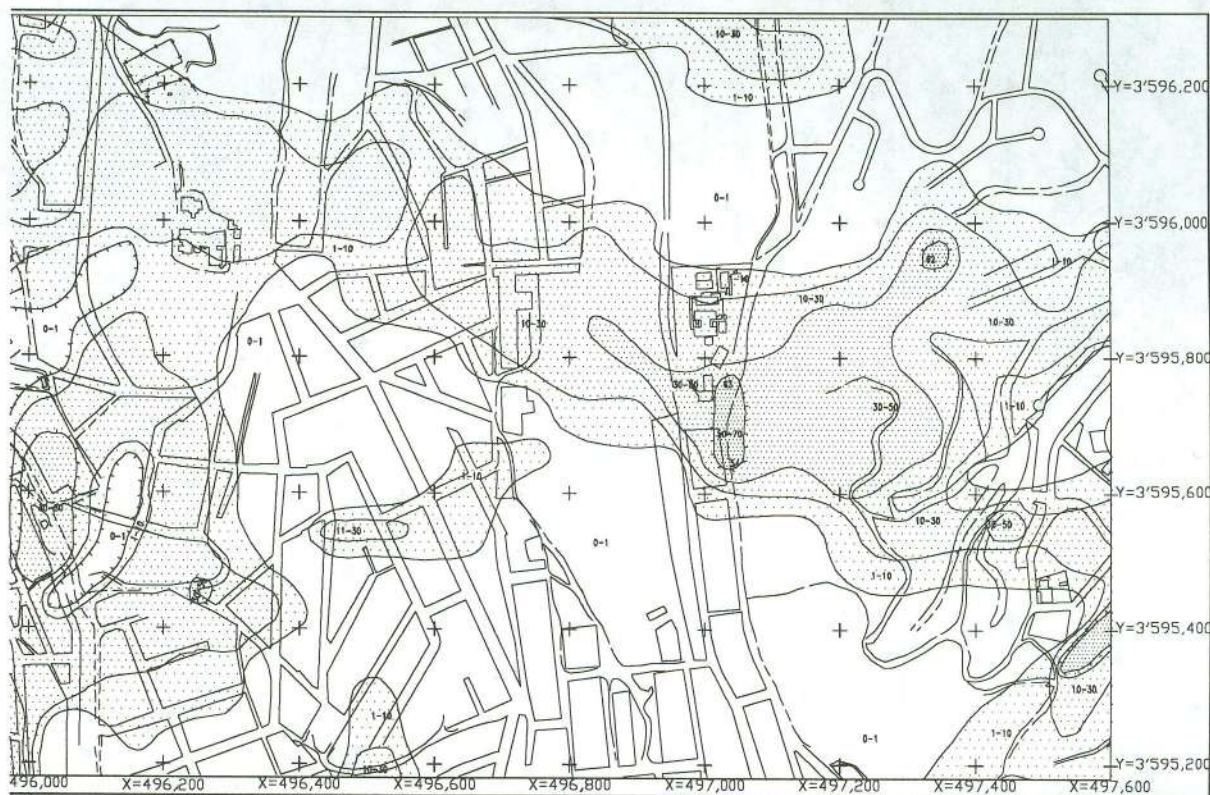


Figura 19. Continuación

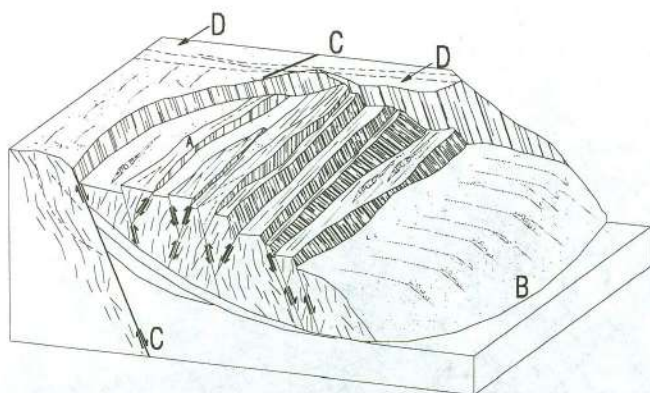


Figura 20. Diagrama bloque que ilustra el movimiento rotacional de El Pato, ocurrido en el Cañón del mismo nombre.

El área de Cañada Verde-Sánchez Taboada se ubica al sur del cruce conocido como la "5 y 10" y cubre un total de 10.3 km². En su lado occidente está cruzada por el Libramiento Oriente (Figura 21).

Los sedimentos que afloran en el área son arenas medias a gruesas y conglomerados con todo tamaño de clastos pertenecientes a la Fm. San Diego. Geomorfológicamente, se encuentra en el flanco sur del Río Tijuana, dentro de la zona de alta disección de drenaje. Localmente se observan arroyos rectos bien definidos y de fuerte pendiente en las laderas; las cabeceras son por lo general rectas, aunque en algunas ocasiones se encuentran cabeceras curvilíneas que serán descritas posteriormente. Las corrientes principales drenan en dirección N45°E y forman, entre cada una de ellas, pequeñas serranías alargadas en la misma dirección. El drenaje secundario tiene por lo general una orientación N30°W y S30°E, de manera que entre ambos forman una red de drenaje aproximadamente romboedral.

Para esta zona se interpretaron fotografías aéreas a color escala 1:30,000 del INEGI (1973). La fotointerpretación estructural se presenta en el Figura 22a. Los datos estructurales están representados en la roseta de fracturas de la Figura 22b. En ella se puede observar una tendencia N35°-75°E, con máximos a N45°-50°E, N55°-60°E y N70°-75°E. Y otra orientación principal entre N20°-30°W.

Las estructuras con mayor continuidad, mejor definición y asociadas a accidentes topográficos de mayor longitud se presentan con rumbo N55°-65°E. En general corresponden a fallas normales que definen un sistema de bloques caídos y levantados.

El trabajo geológico de campo consistió en la cartografía de fallas, fracturas y rasgos geomorfológicos importantes a escala 1:2,000. Los datos estructurales colectados en campo corroboran la validez de la fotointerpretación, según se muestra en la roseta de la Figura 23. Al comparar la Figura 22a con la Figura 22b, es notorio que los datos de campo presentan una mayor dispersión, lo cual se debe a que el material está poco consolidado. Se observa también un fracturamiento con rumbo

N10°-25°E, que no se identifica en las fotografías aéreas.

En la Figura 22c se presentan los rasgos de campo en un estereograma (intervalos a 2, 4, 6 y 8%). La máxima concentración de polos se presenta en N45°W/7° y corresponde al 10.3% de los datos. En el diagrama se definen claramente tres grupos de estructuras: el primero tiene su máxima orientación hacia N45°E buzando 83° al SE; el máximo del segundo grupo se encuentra ubicado en N23°E buzando 84° hacia el E; por último, el tercer grupo de estructuras se orienta preferentemente hacia N18°W buzando 83° al E.

Al analizar los grupos de orientaciones de los datos de campo (Figura 22c), se obtiene que en el primero de ellos (N45°E/83°SE) están contenidas las fallas principales, las cuales controlan la formación de bloques hundidos y levantados que controlan la morfología del terreno. El segundo grupo de estructuras (N23°E/84°E) contiene casi exclusivamente fracturas (solamente una falla); por lo general están subordinadas al primer grupo (N45°E/83°SE). Las topoformas originadas en la conjunción de estructuras de estas dos orientaciones semejan las facetas triangulares descritas comúnmente en sistemas transcurrentes. Estas fracturas no se identificaron en las fotografías aéreas. Las estructuras contenidas en el tercer grupo (N18°W/83°E) corresponden principalmente a fracturas y algunas fallas y controlan la formación de muchos cauces secundarios. Los rasgos de este grupo generalmente son cortados por las fracturas del primero (N45°E/83°SE).

ESTIMACIÓN DE RIESGO CON BASE EN LA PENDIENTE Y LAS ESTRUCTURAS

Para analizar la pendiente de terreno se decidió que la escala más conveniente de los mapas para el análisis es de 1:10,000, a la cual se sobrepuso una malla de 100 metros por lado sobre la base topográfica. En cada elemento de la retícula se buscó la pendiente promedio. La Figura 23 muestra la red de análisis.

Al efectuar los contornos del Valor Empírico de Riesgo (R), se obtiene un mapa de valores de igual índice de inestabilidad que, como se observa en la Figura 24, los valores de índice mayor a 50 se distribuyen en varias partes de la zona.

Al comparar los mapas 7 y 9, se observa una concordancia entre los índices de más alto valor con las zonas de más alta densidad de estructuras y pendientes abruptas. Para la construcción de la Figura 24, el criterio seguido al dar forma final a los contornos fue el de otorgar mayor peso a la estructura geológica.

En sentido NE-SW, los cauces son paralelos a las fallas, mientras que en sentido NW30°SE, los arroyos se forman justamente sobre las fracturas.

Se observaron algunos movimientos de ladera antiguos justo en la intersección de estructuras. La corona de estos deslizamientos coincide en ocasiones las cabeceras curvas de arroyos. Las fluencias de terreno se asocian por lo general a fallas y pendientes fuertes.

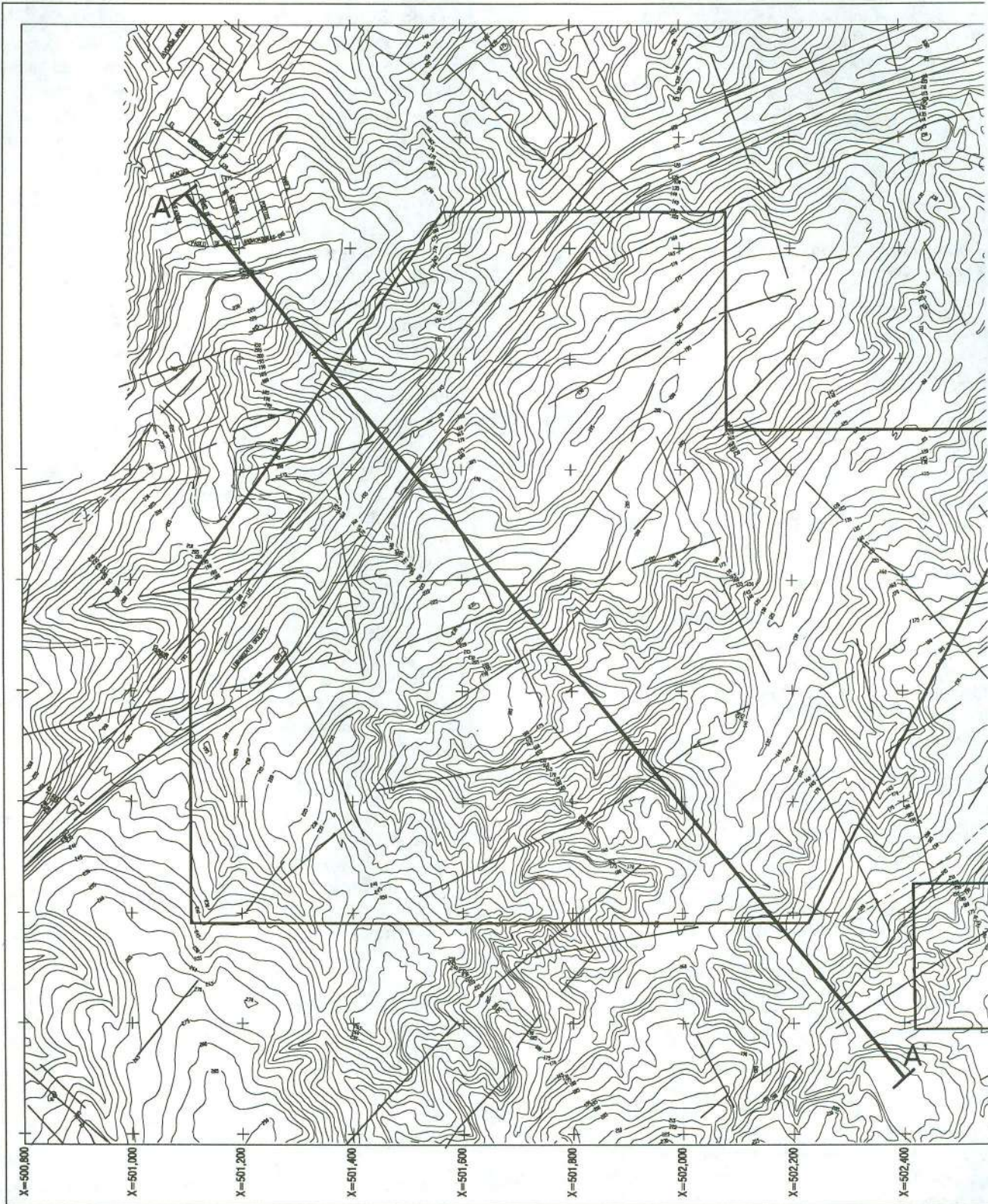


Figura 21. Interpretación fotogeológica de lineamientos estructurales en Cañada Verde-Colonia Sánchez Taboada. Se utilizaron fotografías aéreas del INEGI (1973) escala 1:30,000. Las áreas indicadas muestran las zonas donde se efectuó reconocimiento de campo.

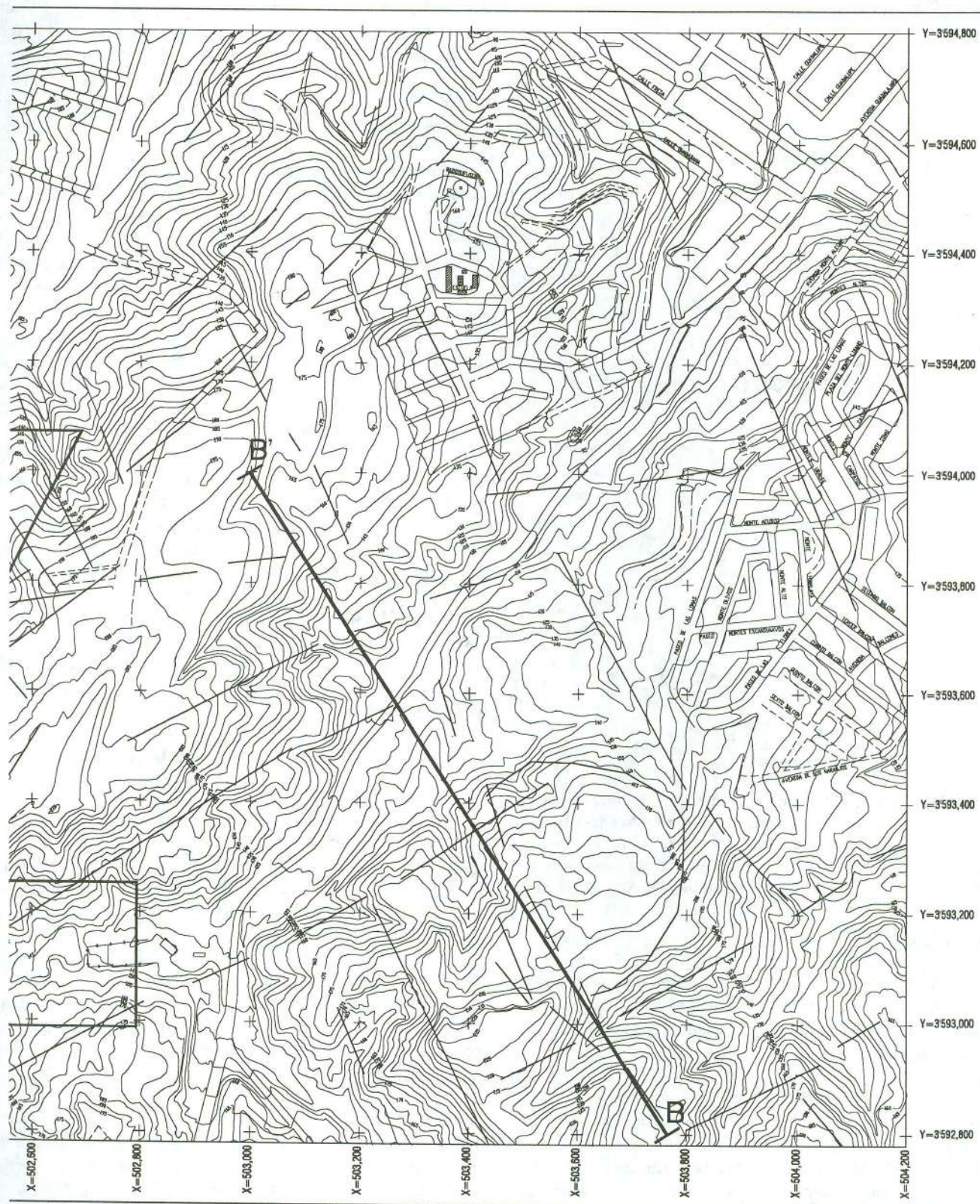


Figura 21. Continuación

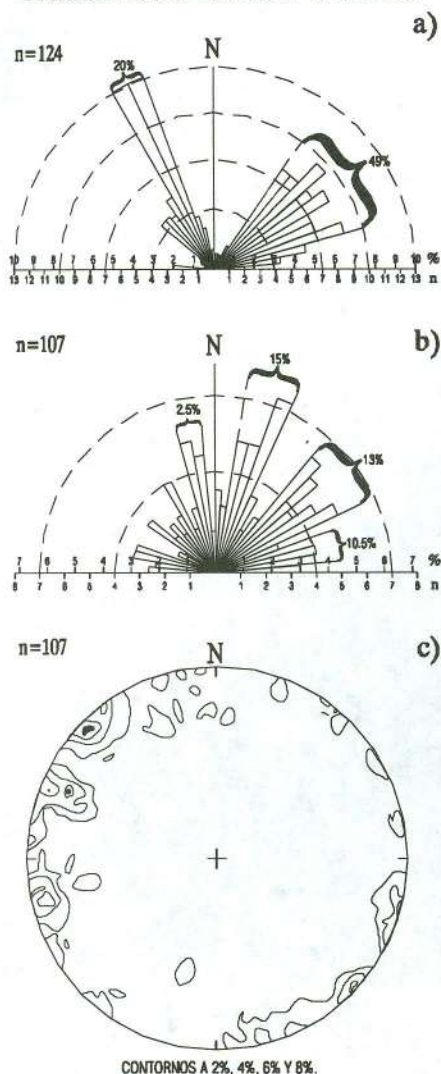
Cañada Verde-Sánchez Taboada

Figura 22. a) Roseta de lineamientos estructurales interpretados de fotografías aéreas en el Área de Cañada Verde-Sánchez Taboada. b) Roseta de fallas y fracturas cartografiadas a detalle en el Área de Cañada Verde-Sánchez Taboada. c) Estereograma de fallas y fracturas cartografiadas a detalle en el Área de Cañada Verde-Sánchez Taboada.

EFFECTO DE SITIO.

Esta área fue seleccionada debido a los numerosos reportes de deslizamientos de ladera. A continuación se describe y explica uno de ellos, ubicado en Callejón Cristóbal Colón No. 1, Colonia Sánchez Taboada.

El deslizamiento, que localmente se muestra como una falla de talud (Figura 25), ocurrió aproximadamente a las 10:30 am del sábado 9 de enero de 1993. Según los vecinos de la zona, en los meses anteriores a las lluvias se notaron fracturas y combamiento en la barda que funcionaba como muro de contención (Figura 26). En el límite poniente del predio se observa una falla normal con rumbo N52°W buzando 71° al norte, con ligero componente lateral derecho. Esta misma

estructura fue reconocida en los cortes de otros lotes 50 m al NW y en pequeños afloramientos en la Avenida Cruz del Sur. La falla pone en contacto a conglomerados medianamente litificados intercalados con horizontes de arenas gruesas al alto de la falla; al bajo de la falla se encuentran areniscas medianamente consolidadas. La zona de cizallamiento en el bloque de techo es hasta de 2 m, en los cuales se encuentran clastos imbricados de diferentes tamaños. La Figura 25 presenta la cartografía geológica detallada del sitio.

En las secciones A-A' y B-B' (Figura 26), se explica a que se debe la falla de talud: la máxima pendiente del terreno es alrededor del 14%. La falla normal es un rasgo natural antiguo en el sitio, lo cual le confiere al terreno un valor de inestabilidad. Al modificarse la pendiente original para construir las viviendas, se incrementó localmente el valor de inestabilidad. Tanto el muro de contención destruido como el que limita el corte del talud al norte (Figura 26) no tienen drenaje, lo que provocó que el agua no tuviera salida y produjera un efecto de subpresión en los sedimentos y en el muro. La casa habitación que se muestra en ambas secciones es de concreto, rígida y pesada. De esa forma, la suma de los factores anteriores, encabezados por la inestabilidad conferida a la zona por la falla normal y el aumento en la pendiente de terreno, disparados por la sobresaturación de agua de las lluvias, originaron la destrucción del talud y la consecuente destrucción de las obras civiles. Este sitio ilustra con detalle el significado de las zonas de alto Valor Empírico de Riesgo mostradas en las Figuras 14, 19 y 24.

Nota. Durante el estío de 1995, se visitó esta zona y se observó que una represa de piedra y concreto, de aproximadamente 25 m de longitud, está plegada y fracturada, lo que indica que el sitio aún después de la crisis de 1993 sigue deformándose.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

La Ciudad de Tijuana se localiza en una zona tectónicamente activa influenciada por las fallas Vallecitos, Banco Coronado, Rose Canyon y La Nación, principalmente. Todas estas estructuras tienen componente de desplazamiento lateral derecho, se orientan hacia el NW y son sísmicamente activas.

La zona urbana se asienta sobre sedimentos terciarios pobremente consolidados, incompetentes y deleznales de las Fms. San Diego y Lindavista. Estas formaciones sobreyacen a rocas del Cretácico marcadamente más competentes, que afloran hacia el sur y este de la ciudad.

Geomorfológicamente, el norte de la ciudad se caracteriza por mesas, la parte central está dominada por la planicie del Río Tijuana y hacia el sur el relieve está formado por lomeríos alargados, fuertemente bisectados.

Los principales riesgos naturales reconocidos son los debidos a inundaciones, movimientos de ladera y sísmicos (potenciales).

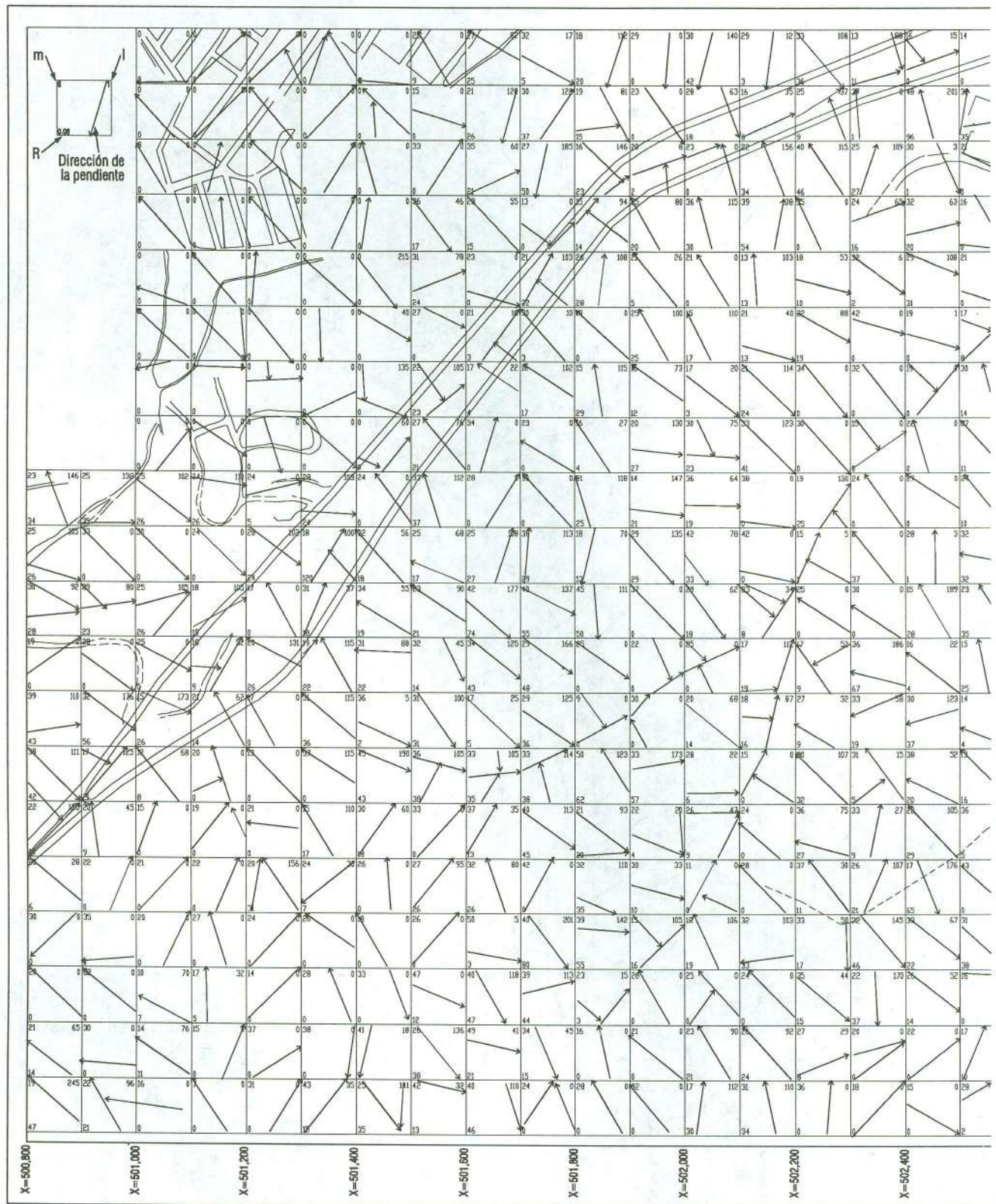


Figura 23. Áreas de medición de pendiente (m), suma de la longitud de estructuras de fallas y fracturas (I) y valor empírico de riesgo (R) en el Área Cañada Verde-Colonia Sánchez Taboada. Los cuadros equivalen a 100x100 metros.

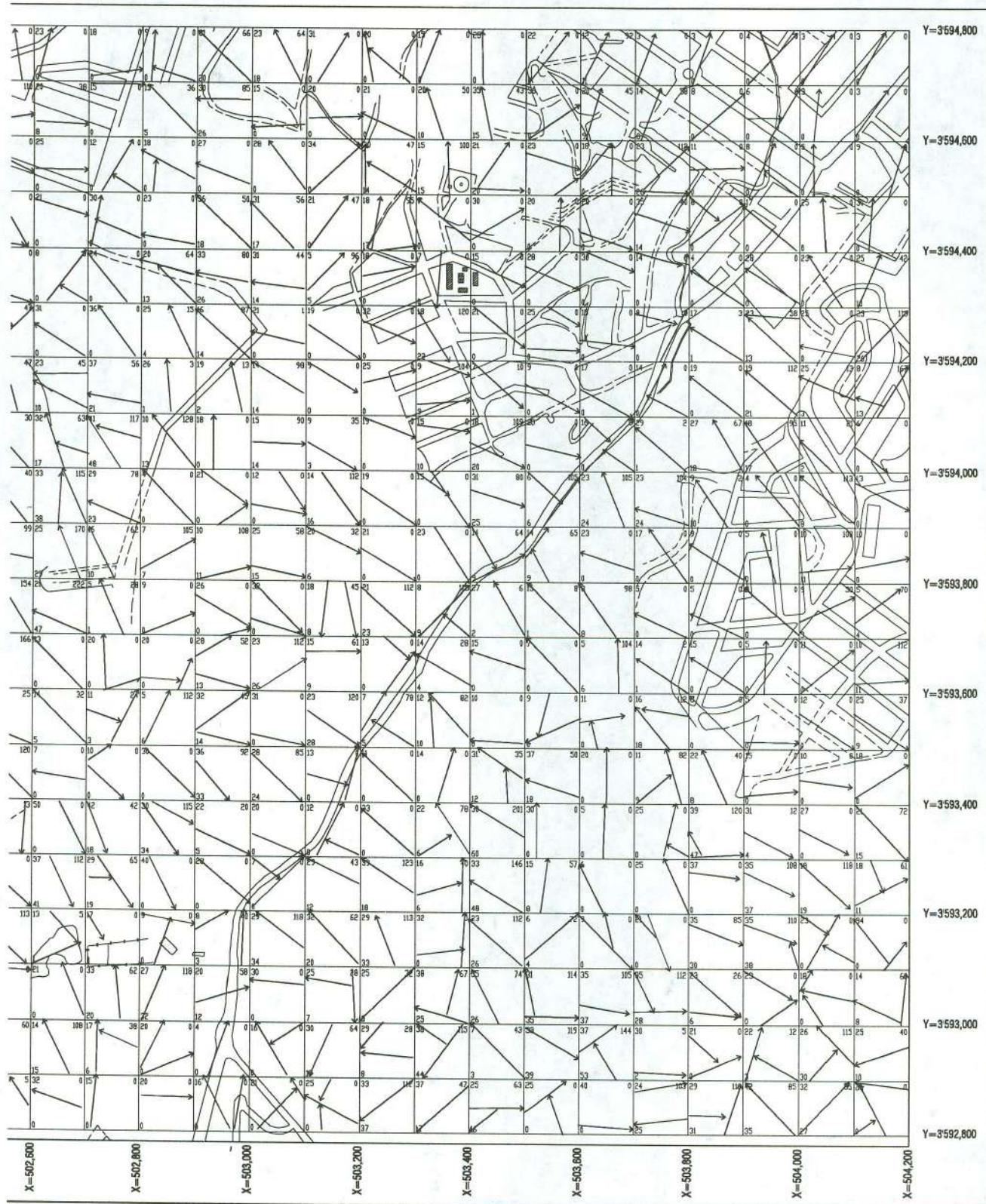


Figura 23. Continuación.



Figura 24. Contornos de intervalos de Valores de Riesgo en el Área Cañada Verde-Colonia Sánchez Taboada, tomados de la Figura 23 Ver texto.

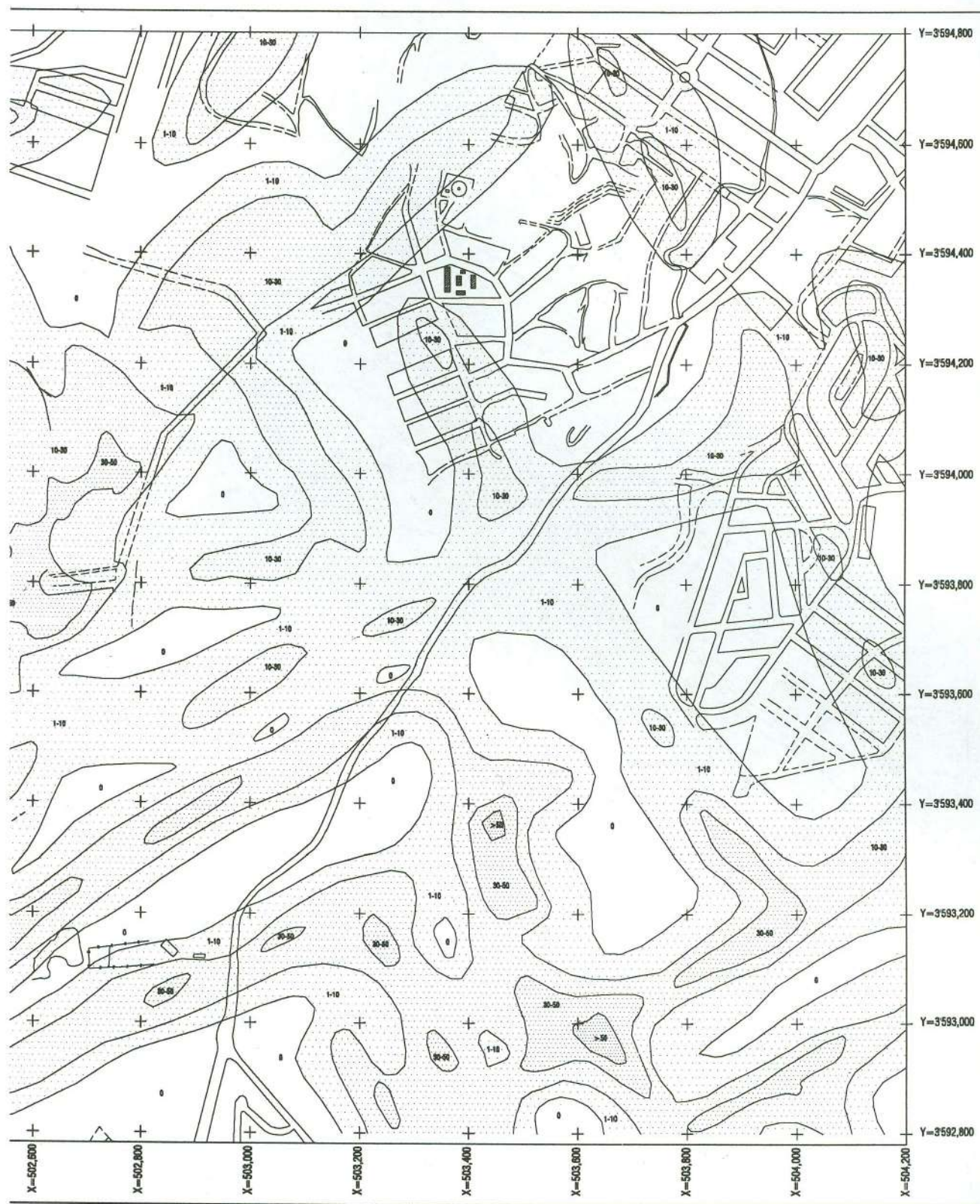


Figura 24. Continuación

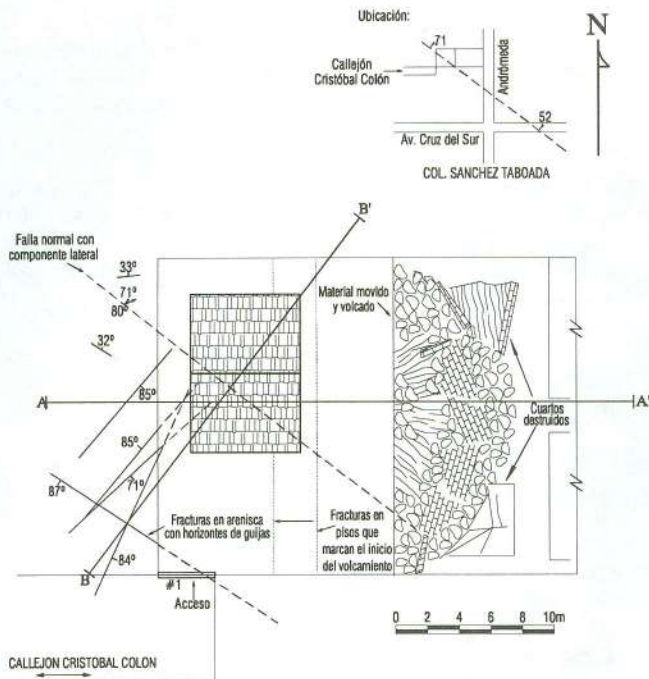


Figura 25. Cartografía geológica de detalle del predio ubicado en el Callejón Cristóbal Colón #1, Colonia Sánchez Taboada, a partir de la falla de talud del 9 de Enero de 1993.

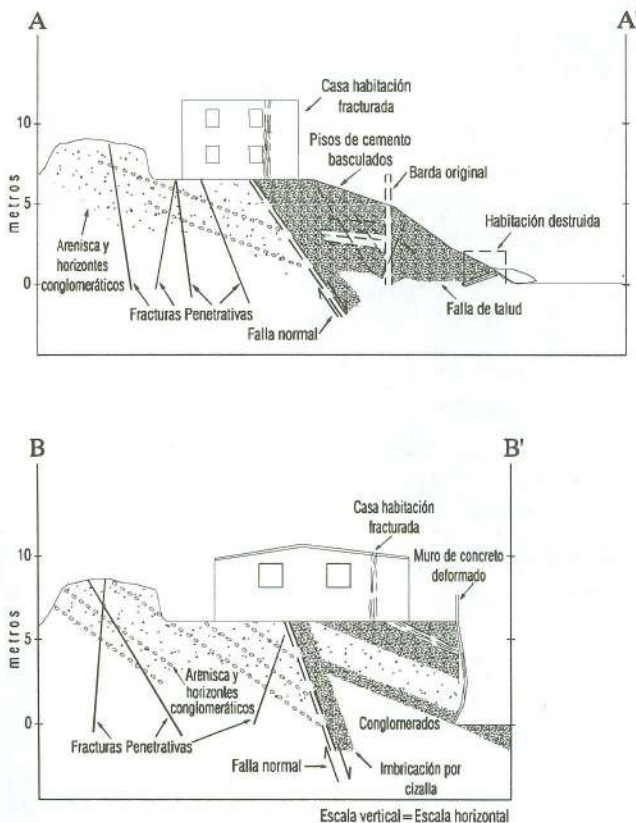


Figura 26. Secciones A-A' viendo al norte y B-B' viendo al NW, mostrando la asociación directa de la falla de talud al fallamiento geológico normal y los efectos en obras civiles. Callejón Cristóbal Colón # 1, Colonia Sánchez Taboada.

El riesgo geológico en Tijuana está asociado a un conjunto de factores, entre los que destacan los lineamientos estructurales (fallas y fracturas), la pendientes del terreno y el tipo de litología. En este trabajo se identificaron las zonas de riesgo de acuerdo con una condicionante lógica que involucra los tres factores citados.

La estimación de riesgo se efectuó a dos escalas distintas, cada una evaluada con distinto método. A escala regional (1:75,000), el trabajo se basó en la fotointerpretación geológica, modelos digitales de elevación y geología regional. La información fue manejada en forma matricial mediante un sistema de información geográfico. La evaluación de detalle se efectuó con base en fotointerpretación a pequeña escala (1:15,000 y 1:30,000), evaluación de pendientes (escala 1:7,500 y 1:5,000) y cartografía geológica detallada escala 1:2,000.

A partir de la evaluación regional de vulnerabilidad, se reconoce gran cantidad de sitios que pueden calificarse como riesgosos. Por su distribución geográfica se ubican en dos grandes zonas: en los taludes o cercanos a los rompimientos de pendiente de la Mesa de Otay y en las laderas y zonas de fuerte pendiente de los arroyos de la porción suroeste (alta bisección de drenaje) de la Ciudad de Tijuana.

A detalle se trabajaron las áreas de El Pastejé, El Pato y Cañada Verde-Sánchez Taboada. En ellas se efectuó una estimación cuantitativa empírica del riesgo a partir de la pendiente, la longitud total de fallas y fracturas y el producto aritmético de los valores numéricos de los factores anteriores, que define el Valor Empírico de Riesgo (VER).

En el Área El Pastejé se localizaron varias zonas de alto VER, tres de las cuales coinciden con lugares en los que se documentaron deslizamientos rotacionales, en otra se localizó fallamiento probablemente activo que ha provocado la destrucción de algunas construcciones. Las fluencias de suelo se ubican en zonas de alto y medio VER.

En el Área El Pato se interpretaron varias zonas de alto VER. La más extensa se ubica en la parte sur del cañón, donde se produjo un deslizamiento rotacional de unos 200 m de cabecera a principios de febrero de 1993. Algunas de las zonas en las que se presentan altos valores aún no han sido urbanizadas. Las fluencias de suelos coinciden con zonas de alto y mediano VER.

En el Área de Cañada Verde-Sánchez Taboada, las zonas de alto VER se encuentran asociadas a zonas de alta pendiente, que coinciden generalmente con zonas falladas o fracturadas. Por lo general, las zonas inestables son cercanas a la parte alta de las laderas y muchas de ellas aún no han sido urbanizadas. En Cañada Verde no se encontraron deslizamientos rotacionales recientes; en cambio fueron reconocidos accidentes antiguos, los cuales coinciden con las zonas de altos valores. Las fluencias de suelo también coincidieron con valores altos y medios del índice de riesgo.

Es necesario que en la planeación del crecimiento de la

Ciudad de Tijuana se incluya la variable de riesgo. La estimación regional que se presenta puede aportar esa base para orientar el crecimiento y evitar asentamientos humanos en zonas inestables.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en 1993 con financiamiento del XIV Ayuntamiento de Tijuana. Agradecemos a los Arquitectos Diego Moreno y Luis A. López, Director de Planeación de Desarrollo Urbano y Ecología y Subdirector de Planeación y Proyectos, respectivamente, por el permiso otorgado para la publicación de estos resultados. Participaron en diferentes etapas del proyecto: Gerardo Chávez, Ramón Mendoza, Oliva Castro y Jonás Basabe. Agradecemos a Luis Mendoza, del Depto. de Sismología del CICESE, el habernos introducido en el problema geológico de Tijuana, las discusiones continuas en el área fueron muy provechosas. También fueron muy importantes los comentarios de Gerardo Bocco, quién paralelamente desarrolló otros aspectos sobre riesgos naturales en la ciudad. Agradecemos finalmente a Héctor Romero y Carlos Suárez por el estricto arbitraje que permitió mejorar notablemente el manuscrito original.

REFERENCIAS

- Ashby, J. R., 1989, A resume of the Miocene stratigraphic history of the Rosarito Beach Basin, Northwestern Baja California, Mexico, in P.L. Abbott, editor, *Geologic Studies in Baja California: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Los Angeles, California, p. 37-45.
- Beal, C. H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico: Geological Society of America Memoir 31, 138 p.
- Berger, V. and Schug, D.L., 1991, Probabilistic evaluation of seismic hazard in the San Diego - Tijuana metropolitan region, in *Environmental Perils San Diego Region*, P.L. Abbott and W.J. Elliott, editors, Geological Society of America Annual Meeting, p. 89-100.
- Brune, J.N., Simons, S.R., Rebollar, C. and Reyes, A. 1979. Seismicity and faulting in northern Baja California, in P.L. Abbott and W.J. Elliott, eds., *Earthquakes and other perils - San Diego region: San Diego Association of Geologist Guidebook*, p. 83-100.
- Delgado-Argote, L.A., Martín-Barajas, A., Mendoza-Borunda, R., Rendón-Márquez, G. y Frías-Camacho, V.M. 1993. Análisis de riesgo geológico en la Zona "El Pestejé", Arroyos Libertad y La Mona, en Tijuana, Baja California. Ingeniería, Órgano oficial de información del Colegio de Ingenieros Civiles de Tijuana, A.C.v. 1, No. 2, p. 10-22.
- Deméré, T. A., 1982, Review of the lithostratigraphy, biostratigraphy and age of the San Diego Formation, in P.L. Abbott, editor, *Geologic Studies in San Diego Association of Geologists*, p. 127-134.
- Deméré, T. A., 1983, The Neogene San Diego Basin: A review of the marine Pliocene San Diego Formation, in D.K. Laure and R.J. Steel, editors, *Cenozoic Marine Sedimentation, Pacific Margin*, U.S.A.: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 187-195.
- Fisher, P.J. and Mills, G.I., 1991, The offshore Newport-Inglewood-Rose Canyon, fault zone, California: Structure, segmentation and tectonics, in *Environmental Perils San Diego Region*, P.L. Abbott and W.J. Elliott, editors, Geological Society of America Annual Meeting, p. 17-36.
- Flynn, C. J., 1970, Post-batholithic geology of the La Gloria-Presa Rodríguez area, Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 1789-1806.
- 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.
- Geographic Resources Analysis Support System, GRASS. Version 4.0. 1991. Public domain, image processing and geographic information system developed at U.S. Army Corps of Engineers Construction Engineering Research Laboratory.
- Gunther, F. J., 1964, Foraminifera of the San Diego Formation, Mount Soledad and Pacific Beach (unpublished Senior Report), Department of Geological Sciences, San Diego State University, 165 p.
- Hinojosa-Corona, A., Delgado-Argote, L.A., Chávez-Velasco, G., and Aragón-Arreola, M., Estimation of the geologic risk caused by landslides in the city of Tijuana, Baja California, Mexico, using a geographic information system, *Geofísica Internacional* (sometido, 1995).
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1976. Carta Geológica La Presa I11D71 escala 1:50,000. 1a. edición.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1977. Carta Geológica Murúa I11D61 escala 1:50,000. 1a. edición.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1978. Carta Geológica Tijuana I11C69 escala 1:50,000. 1a. edición.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1985. Carta Topográfica Tijuana I11C69 escala 1:50,000. 2a. impresión de la 1a. edición de 1977.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1985. Carta Topográfica Murúa I11D61 escala 1:50,000. 3a. impresión de la 1a. edición de 1977.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1985. Carta Topográfica La Presa I11D71 escala 1:50,000. 3a. impresión de la 1a. edición de 1975.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1988. Carta Topográfica El Rosarito I11C79 escala 1:50,000. 2a. impresión de la 1a. edición de 1980.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Sin año. Modelo Digital del Terreno correspondiente a los cuadrantes 32° y 33° latitud norte y 118° al 116° longitud oeste, formato estándar, 1600 bpi.

- Kennedy, M. L., and Tan, S.S. 1977, Geology of the National City, Imperial Beach and Otay Mesa quadrangles, Southern San Diego metropolitan area, California: California Division of Mines and Geology, Map Sheet 29.
- Legg, M.R., 1985, Geologic structure and tectonics of the inner continental borderland offshore northern Baja California, Mexico, Ph.D. dissertation, University of California at Santa Barbara, Santa Barbara, California, 410 p.
- Legg, M.R. and Kennedy, M.L. 1979. Faulting offshore San Diego and northern Baja California, in P.L. Abbott and W.J. Elliott, editors, Earthquakes and other perils San Diego region, San Diego Association of Geologists Guidebook, p. 29-46.
- Legg, M. R., Wong, V., and Suárez, F., 1991, Geologic structure and tectonics of the inner continental borderland of Northern Baja California, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, editors, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 145-178.
- Minch, J. A., 1967, Stratigraphy and structure of the Tijuana-Rosarito Beach area, northwestern Baja California, Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 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, editors, Miocene and Cretaceous Depositional Environments, Northwestern Baja California, Mexico, Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists, v. 54, p. 33-46.
- Rockwell, T.K., Lindvall, S.C., Haraden, C.C., Hirabayashi, C.K., and Baker, E., 1991, Minimum Holocene slip rate for the Rose Canyon Fault in San Diego, California, in *Environmental Perils San Diego Region*, P.L. Abbott and W.J. Elliott, editors, Geological Society of America Annual Meeting, p. 37-46.
- Suárez-Vidal, F., Armijo, R., Morgan, G., Bodin, P., and Gastil, G., 1991, Framework of recent and active faulting in Northern Baja California, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, editors, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 285-300.
- Teng, L.S. and Gorsline, D.S., 1991, Stratigraphic framework of the continental borderland basins, Southern California, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, editors, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 127-144.

CLASIFICACIÓN DE IMÁGENES MULTIESPECTRALES UTILIZANDO REDES NEURONALES SUPERVISADAS

Diana Cristina Ruiz-Alvarez

División Física Aplicada, Depto. de Ciencias de la Computación, CICESE

Km. 107 Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada B.C., México

E-mail: druiz@cicese.mx

RESUMEN

Se presenta la implementación de un sistema de clasificación basado en Redes Neuronales, así como los resultados obtenidos de su aplicación a una imagen multiespectral adquirida del sensor Landsat MSS, correspondiente a la zona deltaica del Río Colorado. La clasificación fue realizada utilizando una red neuronal de retropropagación que fue entrenada para reconocer hasta quince diferentes tipos de terreno. Los resultados obtenidos durante el entrenamiento, muestran hasta once clases de terreno reconocidas con base en cuatro características dadas como entrada para cada tipo de terreno.

INTRODUCCIÓN

La interpretación de imágenes de satélite es ejecutada con dos tipos de métodos (Richards, 1986): el análisis cuantitativo que se basa en el procesamiento digital de imágenes utilizando computadoras, y el análisis cualitativo donde la inspección visual y la información contextual, como es la proximidad a la región de estudio, es tomada en cuenta por el interpretador para definir la forma y el tipo del terreno.

Un elemento importante en la interpretación de datos remotos es la identificación de terrenos. Dicha interpretación es una tarea adecuada para los métodos cuantitativos de análisis, ya que la computadora es capaz de utilizar todos los componentes espectrales obtenidos del sensor, mientras que el análisis humano no lo permite.

La clasificación de tipos de terreno a partir de imágenes de satélite es de gran utilidad en estudios a nivel regional, así como en áreas donde se requiere de un monitoreo constante. La importancia de este tipo de análisis radica en su aplicación a estudios de impacto ambiental, planeación regional y de áreas urbanas, así como en la administración de recursos naturales.

La clasificación supervisada es el procedimiento más frecuentemente utilizado para el análisis cuantitativo de datos en el sensado remoto de imágenes. Existen algunos algoritmos por medio de los cuales se puede llevar a cabo esta clasificación; algunos de ellos se basan en modelos de distribución probabilísticos para las clases, otros en donde las clases son divididas en regiones y otros más, como lo son las redes neuronales, se basan en la estadística. Independientemente del modelo utilizado para este tipo de clasificación, existen 5 pasos esenciales a seguir (Richards, 1986):

- Decidir el conjunto de tipos de terreno dentro del cual la imagen va a ser segmentada. Por ejemplo: agua, vegetación, etc.

- Escoger los píxeles representativos para cada uno de los tipos de terreno elegido. Estos píxeles formarán el conjunto de datos de entrenamiento.
- Usar los datos de entrenamiento para determinar los parámetros del clasificador a utilizar. Al conjunto de parámetros para una clase también se le llama firma de la clase.
- Clasificar cada punto de la imagen dentro de alguno de los tipos de cubierta elegidos.
- Producir tablas o mapas temáticos los cuales suman los resultados obtenidos.

Durante los últimos años se ha propuesto el empleo de Redes Neuronales Artificiales como una herramienta alternativa a los métodos de clasificación tradicionales (clasificador de máxima similitud o el de distancias mínimas). Los métodos tradicionales de clasificación se basan en la suposición de que la función de densidad de probabilidad de los datos se comporta como una distribución de Gauss. Esta dependencia de un modelo probabilístico representa su principal limitante. Las Redes Neuronales representan una alternativa a este tipo de clasificadores, ya que al no basarse en un modelo probabilístico pueden ser usadas en un contexto más amplio.

Se han realizado trabajos de clasificación utilizando las Redes Neuronales (Heermann y Khazenie, 1992, Bischof *et al.*, 1992), ya que éstas poseen la habilidad para generalizar, hacer suposiciones acerca de la estadística de los datos de entrada y la capacidad para formar límites de decisión no lineales (Rumelhart *et al.*, 1986). Heermann y Khazenie (1992) utilizaron la red de retropropagación para clasificar una imagen multiespectral y concluyeron que este es un método factible para clasificar volúmenes de datos muy grandes.

En este trabajo se presenta la implementación de un clasificador basado en una red neuronal de retropropagación,

donde ésta es entrenada para reconocer hasta quince tipos de terreno. En la primera parte de este trabajo se presenta la red de retropropagación, su arquitectura y funcionamiento. En la siguiente sección se detalla la implementación del proceso a seguir para realizar la clasificación mediante redes neuronales, la formación de los patrones de entrenamiento y la elección de la estructura de la red. Por último, se presentan los resultados obtenidos en las pruebas realizadas.

REDES NEURONALES

Una red neuronal esta compuesta por un conjunto de elementos de procesamiento llamados neuronas, las cuales se comunican a través de interconexiones de peso o fuerza variable.

La red de retropropagación está compuesta por al menos tres capas de neuronas, una capa de entrada que reciba los estímulos del exterior, una capa de salida que genere una respuesta y una o más capas intermedias. Las neuronas de cada capa se comunican con cada una de las neuronas de la capa superior inmediata, sin existir comunicación dentro de la misma capa (Figura 1).

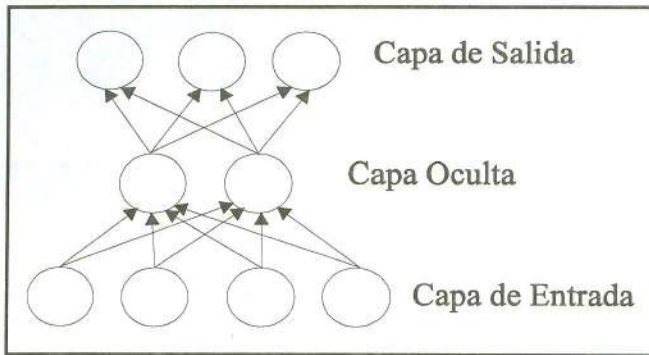


Figura 1. Estructura de la red de retropropagación.

Cada elemento en la red recibe una entrada de la capa inferior, la cual procesa para generar una salida, que es transmitida a las neuronas de la capa superior, que realizarán el mismo proceso (Figura 2).

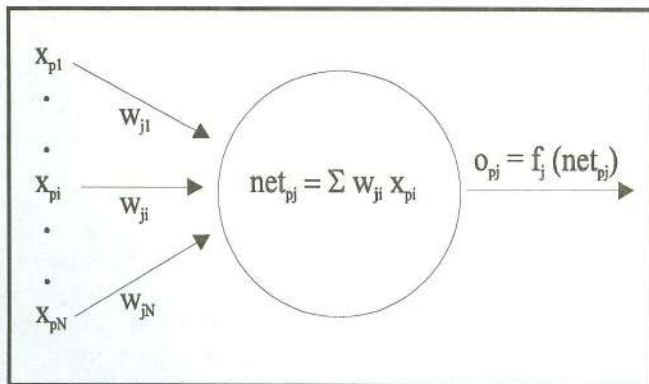


Figura 2. Operaciones de la neurona.

La red aprende un patrón de entrada-salida por medio de un ciclo de propagación-adaptación. En la primera etapa, un

patrón X_p formado por N componentes, denotado por X_{pi} donde $i = 1, n$ es dado como estímulo a la capa de entrada.

La capa de entrada tiene como función propagar el patrón a las demás capas. La entrada total a una neurona en una capa superior es calculada mediante la sumatoria

$$net_{pj} = \sum W_{ji} X_{pi}, \quad (1)$$

donde W_{ji} representa el peso de la conexión de la neurona i a la neurona j , X_{pi} es el componente del patrón de entrenamiento cuando se trata de la primera capa intermedia, o la salida de la neurona i en la capa anterior, si se trata de la capa de salida.

El valor de salida de una neurona, llamado valor de activación, es calculado mediante una función. Para la red de retropropagación generalmente se utiliza la función sigmoideal:

$$f(net) = (1 + e^{-net})^{-1} \quad (2)$$

por lo que la salida de la neurona es igual a

$$y_p = f(net). \quad (3)$$

Este proceso es repetido capa por capa hasta obtener una salida de la red. Entonces se calcula el error generado mediante

$$E_p = \frac{1}{2} \sum (y_p - o_p)^2, \quad (4)$$

donde o_p es la salida esperada para el patrón p .

La segunda parte del proceso es la adaptación o retropropagación, donde los pesos de las interconexiones son modificados con base al error, permitiendo que la red aprenda, por lo que a este proceso se le llama entrenamiento.

La regla de aprendizaje utilizada por la red es llamada Regla Delta Generalizada. Esta se basa en la modificación continua de los pesos de las conexiones para reducir la diferencia (delta) entre la salida obtenida y la salida esperada. La actualización de los pesos es determinada por la Regla del Gradiente Descendente. Los pesos son modificados en una cantidad proporcional a la primera derivada del error con respecto a los pesos

$$\Delta W_{ji} \propto - \frac{\partial E_p}{\partial W_{ji}} \quad (5)$$

Por lo tanto la modificación de los pesos de las conexiones estará dada por

$$W_{ji}(t+1) = W_{ji}(t) + \Delta p W_{ji} + \mu \Delta p W_{ji}(t-1), \quad (6)$$

donde

$$\Delta p W_{ji} = \eta \delta_{pj} X_{pi}. \quad (7)$$

Dentro de la actualización de los pesos se considera la tasa de aprendizaje de la red (η) y un término llamado momentum (μ). La tasa de aprendizaje determina la velocidad de aprendizaje de la red, de esta forma, al asignar una tasa de aprendizaje baja, la red tomará más tiempo en completar el entrenamiento.

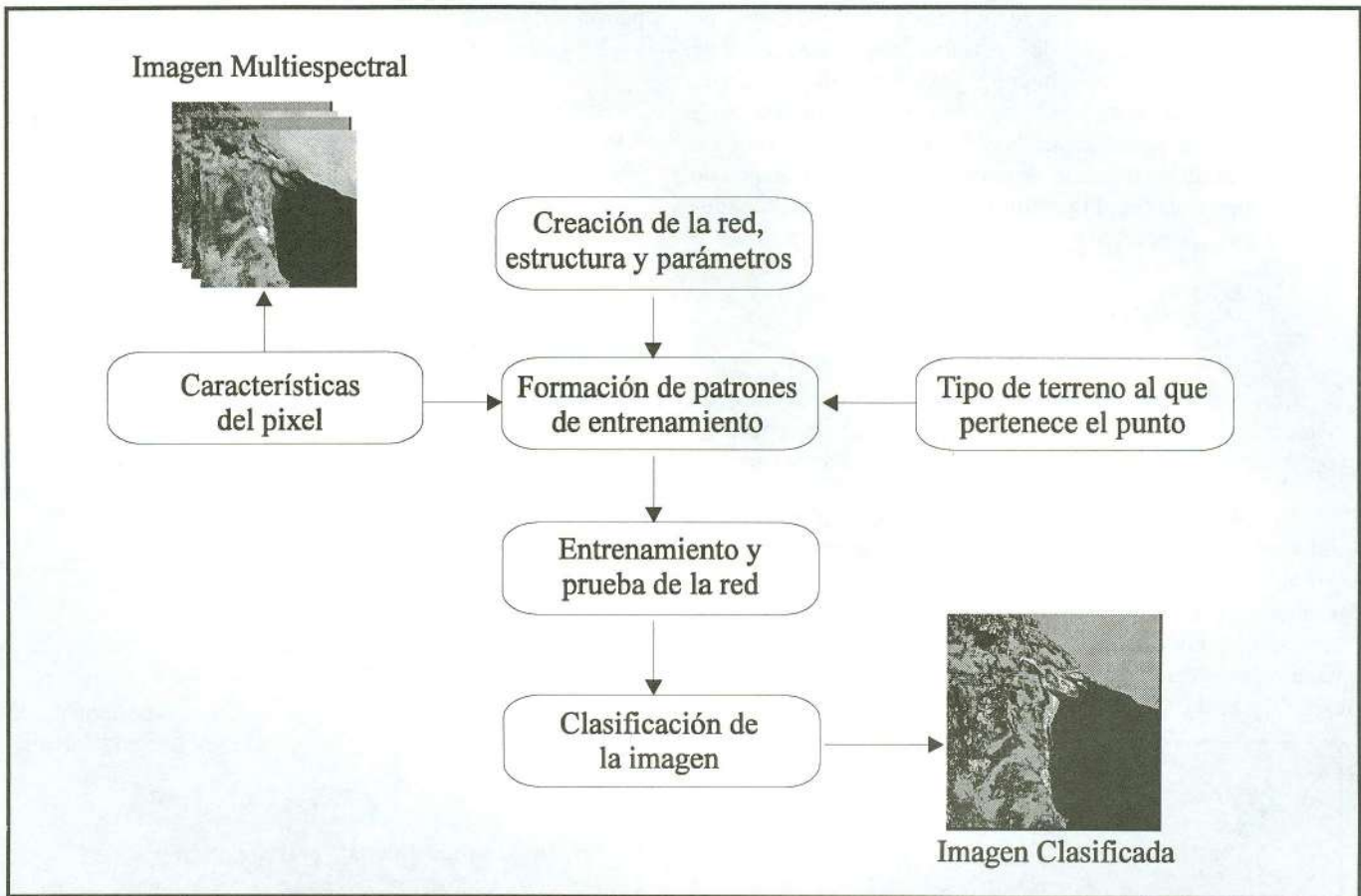


Figura 3. Proceso de clasificación.

El parámetro denominado momentum tiene como objetivo ayudar a mantener la dirección a seguir para realizar el cambio de los pesos. Estos dos parámetros generalmente son positivos y menores que 1.

IMPLEMENTACIÓN

El proceso de clasificación de imágenes multiespectrales utilizando redes neuronales (Favela *et al.*, 1994) está definido por una serie de pasos similares a los que se siguen en cualquier método tradicional (Figura 3).

Primeramente se debe definir la estructura de la red que será utilizada. El número de nodos en las capas de entrada y salida se determina de acuerdo a la aplicación, ya que la capa de entrada recibe las características del punto que se desea clasificar, firma espectral, altitud, pendiente, etc., y la capa de salida representará el tipo de terreno para el punto seleccionado. Dado que la imagen consta de cuatro bandas, la capa de entrada fue diseñada con cuatro neuronas, donde cada neurona recibe el valor del pixel en cada una de las bandas. La capa de salida se formó con 15 neuronas, que son el número de clases. Estos valores se conservaron durante todas las pruebas. Para determinar la estructura interna de la red, dado que no existe una metodología para elegir el número óptimo de capas

intermedias u ocultas y el número de nodos en cada una de ellas, es necesario experimentar para encontrar la estructura que mejores resultados proporcione. Para el número de capas ocultas y la cantidad de nodos en cada una de ellas se realizaron varias pruebas, variándose entre una y tres capas intermedias y entre 7 y 12 neuronas para cada capa. Se utilizaron entonces diferentes estructuras de red para realizar las clasificaciones; la primera de ellas constó de una capa interna con 8 neuronas, la segunda estructura utilizada fue de dos capas internas con 8 y 12 neuronas, respectivamente. Por último, se utilizó una red de tres capas ocultas con 7, 10 y 12 neuronas, respectivamente.

Para determinar los parámetros de la red (tasa de aprendizaje y momentum), es necesario realizar pruebas con distintos valores y seleccionar el óptimo. La tasa de aprendizaje se varió entre 0.3 y 0.8, y el momentum se varió entre 0.1 y 0.5, para cada una de las estructuras.

El siguiente paso en el proceso de clasificación es la formación del conjunto de patrones que se presentarán a la red durante el entrenamiento (patrones de entrenamiento). Estos proporcionan ejemplos a la red acerca de los puntos que encontrará durante la clasificación. Cada patrón de entrenamiento consta de dos vectores, el primero de ellos es el de entrada, cuyo número de componentes es determinado por la cantidad de características elegidas para el punto, este se formó

tomando los valores del pixel en cada una de las cuatro bandas, por lo que se tiene un vector con cuatro componentes. El segundo vector es el de salida, donde el número de tipos de terrenos a reconocer determina de cuantos componentes constará, por lo que se tienen vectores de 15 componentes. Para representar los diferentes tipos de terrenos se asigna un valor de 1 a un solo nodo y un cero a los demás. Dependiendo de la posición del uno en el vector, será la clase representada (Figura 4). De esta manera, se formaron dos diferentes conjuntos de patrones con los cuales se entrenó a la red. En el primero de ellos se tienen tres patrones para cada clase, mientras que en el segundo se tomaron cinco patrones por clase.

Cada componente del patrón fue normalizado con el fin de

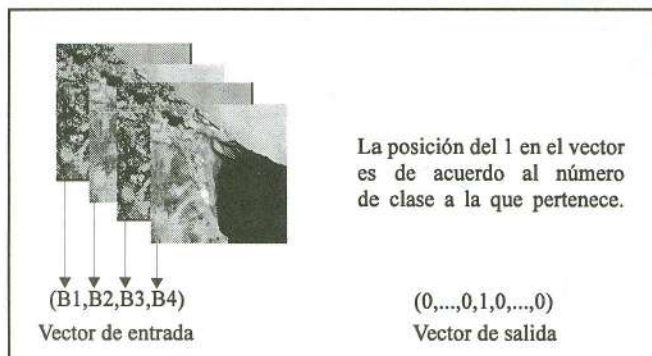


Figura 4. Formación de patrones de entrenamiento.

tener valores dentro del intervalo (0,1), requerido para la operación de la red. Para formar el conjunto de patrones de entrenamiento se realizó una selección de puntos en la imagen a partir de un mapa temático de la zona (Torres-Rodríguez, 1994), de modo que éstos representaran a las diferentes clases de terreno.

Construidos los patrones, éstos son presentados a la red un número de veces determinado durante la fase de entrenamiento, lo que permite que sean “aprendidos” y puedan ser reconocidos durante la clasificación. A continuación, se realiza una prueba de la red para determinar si el entrenamiento fue satisfactorio o es necesario repetirlo con un número de iteraciones mayor o variando los parámetros. Por último, se realiza la clasificación de la imagen completa de la cual se obtiene una nueva imagen donde se muestran las clases encontradas.

El entrenamiento utilizado consistió de 5000 y 10000 ciclos de presentación para cada patrón.

RESULTADOS

La imagen utilizada en las pruebas proviene del satélite LANDSAT 3 Sensor Multi Spectral Scanner (MSS), capturada el 16 de enero de 1980 y corresponde a la región sur del delta del Río Colorado (Figura 5). Esta consta de cuatro bandas espectrales (4, 5, 6 y 7), donde cada pixel puede tener un valor entre 0 y 127, el cual representa la reflectancia de la cobertura

terrestre para cada banda espectral.

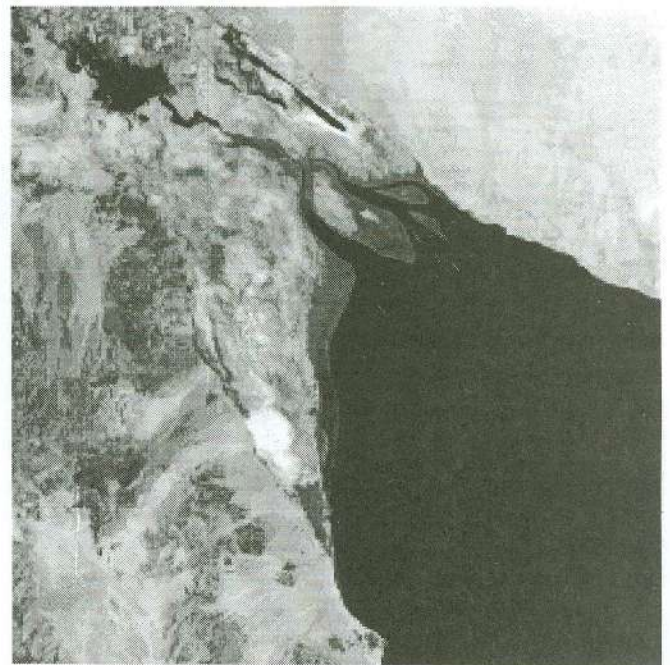


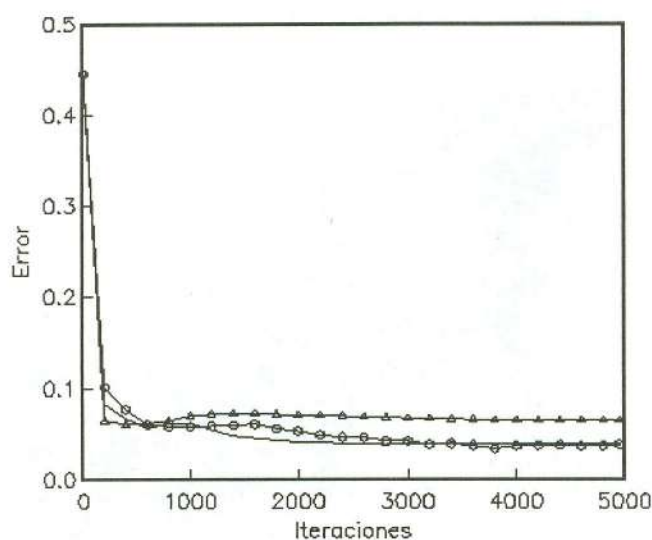
Figura 5. Imagen utilizada para la clasificación (banda 7).

Se han realizado diferentes aplicaciones en los últimos años para la clasificación de imágenes satelitales utilizando redes neuronales (Heermann y Khazenie, 1992, Bischof *et al.*, 1992). Los resultados obtenidos en ellas fueron comparados con métodos tradicionales mostrando que el empleo de las redes neuronales es factible en la clasificación de imágenes multiespectrales. En estas aplicaciones las redes fueron utilizadas para clasificar un número pequeño de tipos de terreno, generalmente entre 3 y 7 clases, con base en un mayor número de características de entrada. En la aplicación aquí presentada, la red es utilizada para clasificar hasta 15 tipos de terreno con base en cuatro características dadas como entrada.

Diversas pruebas fueron realizadas, variando tanto el número de capas y nodos en ellas, como los diferentes parámetros de la red. Así mismo, se varió el número de patrones de entrenamiento por tipo de terreno y la cantidad de ciclos de presentación de los mismos.

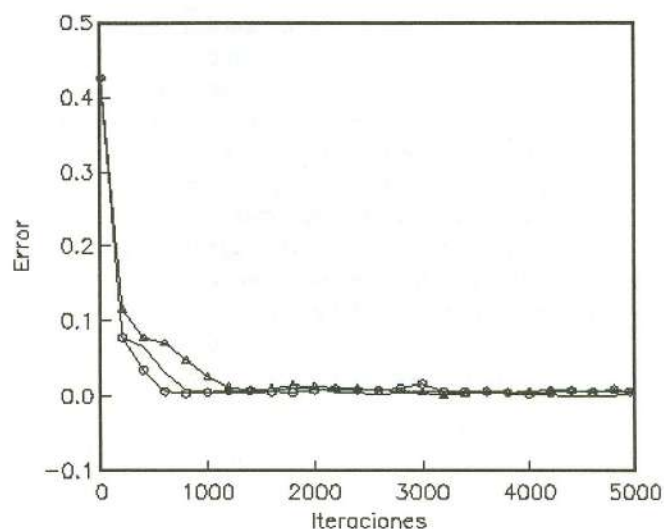
La variación del número de capas de la red, influyó, tanto en el error generado como en el tiempo de entrenamiento. Contrario a lo que se esperaba, al agregar demasiadas capas internas a la red se incrementa el error generado y el tiempo de entrenamiento; esto último se debe a que deben realizarse más operaciones con cada capa que se agrega. Se determinó que la mejor estructura fue aquella con dos capas intermedias. Los resultados de estas pruebas se muestran en la Figura 6.

En lo que respecta a la cantidad de presentaciones para cada uno de los patrones de entrenamiento, ésta solo influye en el tiempo de aprendizaje, ya que en determinado momento, la disminución del error es casi nula, por lo que no es recomendable



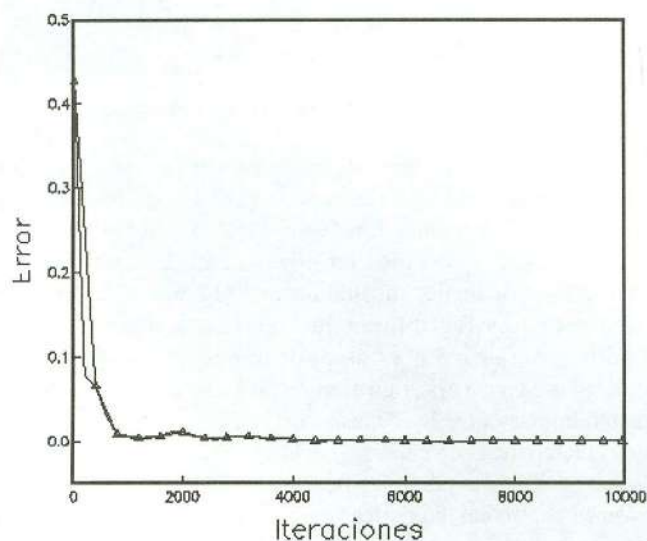
○ 1 capa — 2 capas ▲ 3 capas

Figura 6. Error como función del número de capas internas.



○ $\eta=0.3$ — $\eta=0.5$ ▲ $\eta=0.8$

Figura 8. Error como función de la tasa de aprendizaje. aprendizaje es presentado en la Figura 8.

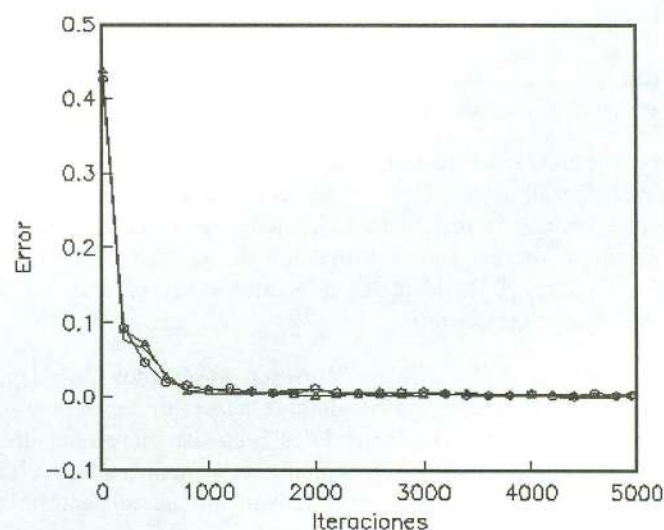


— 5000 iteraciones ▲ 10000 iteraciones

Figura 7. Error como función del número de presentaciones de los patrones de entrenamiento.

tener un número de iteraciones muy grande. Los resultados obtenidos en las pruebas son presentados en la Figura 7.

Con respecto a los diferentes parámetros de la red, éstos se variaron para la mejor estructura de red, cada uno de ellos se varió dejando a los demás fijos. El cambio de la tasa de aprendizaje determinó la velocidad con que la red aprende los patrones presentados. Al asignar un valor mayor para este parámetro el error en el entrenamiento fue mayor al principio, ya que la red trata de aprender más rápidamente cada patrón, en cambio, al asignar una tasa de aprendizaje menor, los patrones son aprendidos más lentamente, y por lo tanto el error es menor. Una comparación de entrenamiento con diferentes tasas de



○ $\mu=0.1$ — $\mu=0.3$ ▲ $\mu=0.5$

Figura 9. Error como función del parámetro momentum.

El término momentum influyó en el descenso del error durante el entrenamiento. Así con un valor mayor para éste, se obtuvo una disminución del error más suave y sin tantas fluctuaciones. El cuanto al error final, la diferencia no fue considerable (Figura 9).

El número de patrones presentados para cada clase fue importante en la clasificación, ya que se proporcionan más ejemplos de las características de cada tipo de terreno a encontrar durante la clasificación. Así, en las pruebas realizadas se obtuvieron mejores resultados al tener un mayor número de patrones por clase.

Los mejores resultados fueron obtenidos con una red que consta de dos capas ocultas, con 8 y 12 neuronas en cada una de ellas. La red tiene una valor para la tasa de aprendizaje de 0.5 y para el momentum de 0.3. El conjunto de patrones de entrenamiento consta de 75 patrones, 5 por cada una de las 15 clases a reconocer. Estos patrones fueron presentados 5000 veces a la red, la tasa de error obtenida fue de 0.001.

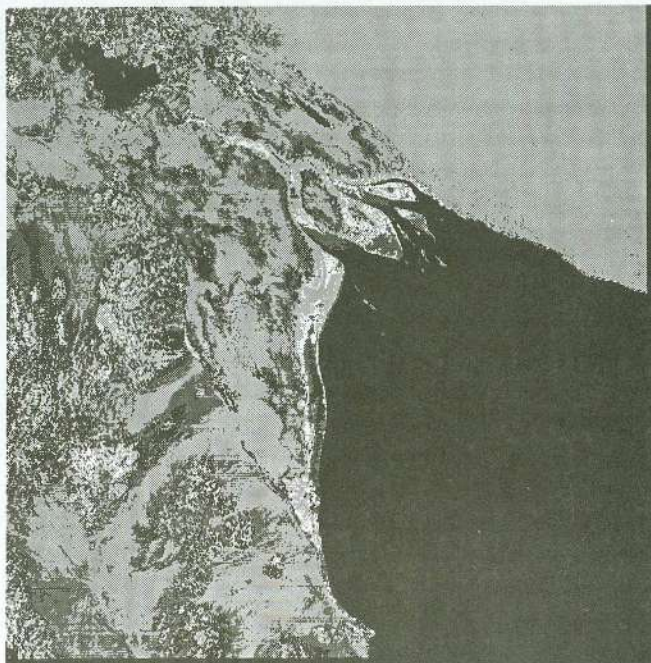


Figura 10. Imagen clasificada.

Los resultados obtenidos de la clasificación son 11 clases reconocidas (Figura 10). Dentro de los tipo de terreno encontrados, de acuerdo con el mapa temático utilizado (Torres-Rodríguez, 1994), se identifican: planicie alta, planicie intramareal, planicie intermareal y planicie supramareal, zona de cultivo y zona de depresión; en la península de Baja California la zona de relieve, depósitos no consolidados y zona de erosión; en Sonora, el desierto; por último, el agua se consideró como un tipo distinto de terreno.

Si el lector esta interesado en conocer más a fondo los resultados obtenidos durante este trabajo, puede contactar con el autor del mismo.

AGRADECIMIENTOS

Un sincero agradecimiento a Jesús Favela Vara y a Jorge Torres Rodríguez por el apoyo y colaboración brindado durante la realización de este trabajo, así como a Alejandro Hinojosa Corona por la ayuda ofrecida durante la revisión del trabajo escrito y a Hugo Hidalgo por el arbitraje realizado.

REFERENCIAS

- Bischof, H., Schneider, W., and Pinz, A.J., 1992, Multispectral Classification of Landsat Images Using Neural Networks, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30, 482-490 p.
- Favela, J., Torres, J., Hidalgo, H. and Granillo R., 1994, Load Balancing for Neural Network Classification of Remote Sensing Data in an Heterogeneous network of Workstation, Proc. of the 7th Intl. Conf. on Parallel and Distributed Processing.
- Heermann, P.D., and Khazenie, N., 1992, Classification of Multispectral Remote Sensing Data Using Back-Propagation Neural Network, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30, 81-88 p.
- Richards, J., 1986, Remote Sensing Digital Image Analysis, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 281 pp.
- Rumelhart, D.E., Hinton, G.E. and Williams, R.J., 1996, Learning Internal Representation by error propagation. In. Rumelhard, D.E., and McClland, J.L. (Eds.), Parallel Distributed Processing: Exploration in the Microstructure of Cognition Volume 1: Foundations, MIT Press, 318-362 p.
- Torres-Rodríguez J., 1994, Aplicación de sensores remotos (Landsat MSS) para el reconocimiento de unidades geomorfológicas en la región Deltáica del Río Colorado, Tesis Maestría, Facultad de Ciencias Marinas, U.A.B.C., 117 pp.

COMENTARIOS SOBRE LA EDAD DEL CAMPO VOLCÁNICO PEDREGAL DE SAN ÁNGEL, CUENCA DE MÉXICO-FECHAMIENTOS POR RADIOCARBONO

J. Urrutia-Fucugauchi

Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, Del. Coyoacan 04510 D.F., MEXICO

RESUMEN

La edad de la actividad volcánica que dió origen al campo del Pedregal de San Angel en el sur de la Cuenca de México fue una de las primeras estudiadas por el método de radiocarbono. La fecha reportada por Arnold y Libby en 1951 de 2422 ± 250 años AP constituyó un logro notable, que documentó la ocurrencia de actividad volcánica en el pasado reciente de la cuenca. La fecha continúa siendo referida en algunos estudios, no obstante que los depósitos asociados al Pedregal, particularmente los del sitio arqueológico de Cuicuilco han sido repetidamente investigados y se dispone actualmente de unos 28 fechamientos de radiocarbono. Las fechas presentan un rango relativamente amplio, entre 1430 ± 200 años AP y 4790 ± 80 años AP, con tres agrupamientos alrededor de los 4000, 2300-2500 y 2000 años AP. Dadas las implicaciones potenciales para estudios arqueológicos, como relaciones con otros centros en la cuenca incluyendo Teotihuacán, impacto volcánico en los asentamientos en la cuenca, cambios ambientales y climáticos, estudios de estratigrafía volcánica, riesgos volcánicos, etc., en este trabajo se presenta un análisis breve de los datos de radiocarbono y los datos calibrados por dendrocronología. La fecha sugerida para la erupción del Xitle es de 1960 ± 65 años AP, que corresponde a una fecha calibrada de 1890 AP y 60 años a. C.

INTRODUCCIÓN

Los flujos de lava del campo volcánico Pedregal de San Angel cubren un extenso sector del suroeste de la Cuenca de México. La fuente de estas lavas han sido trazadas a un pequeño cono de escoria, el Xitle, que se localiza en la pendiente norte del complejo volcánico del Ajusco. El Xitle presenta una altura de unos 140 m sobre el nivel local de una planicie y un diámetro de unos 500 m. Su cráter tiene unos 140 m de profundidad y el sector norte es más bajo que el sector sur. Un cono de menores dimensiones, el Xicontle, situado a unos 100 m hacia el oeste es considerado como un cono asociado. Las lavas del Xitle fluyeron pendiente abajo hacia el norte y cubren una zona de unos 80 km². Estas lavas han sido estudiadas por numerosos investigadores (por ejemplo, Ordoñez, 1890, 1895; Schmitter, 1953; Urrutia y Valencio, 1976; Badilla, 1977). El crecimiento de la ciudad de México ha producido la ocupación de una parte del Pedregal y las lavas han sido utilizadas como material de construcción. La Ciudad Universitaria ocupa una parte significativa en la zona y a pesar de las supuestas restricciones impuestas para preservar las lavas y la ecología del lugar, el número cada vez mayor de construcciones ha reducido los afloramientos. En los últimos años, los estudios sobre el Pedregal de San Angel han sido retomados y nuevos datos en cuanto a las características de la actividad volcánica del Xitle, distribución de flujos, implicaciones arqueológicas y paleomagnetismo han sido reportados (por ejemplo, Córdova *et al.*, 1994; Urrutia, 1994; Delgado *et al.*, 1994).

La edad de la actividad volcánica fue estimada inicialmente a partir de las características morfológicas, presencia de vegetación, patrones de erosión, y posteriormente, a partir de estudios de radiocarbono. El Pedregal de San Angel, de hecho,

fue de los primeros derrames fechados por el método de radiocarbono, cuando éste estaba siendo desarrollado por W. F. Libby. La fecha de 2422 ± 250 años antes del presente (AP) reportada por Arnold y Libby (1951) y en el libro sobre fechamiento por radiocarbono de Libby (1955), es quizá la fecha más frecuentemente referida en los estudios subsecuentes de la zona. Sin embargo, la edad de la actividad volcánica ha sido investigada posteriormente y se dispone de numerosos fechamientos, además de los estudios arqueológicos (principalmente en el sitio de Cuicuilco), paleomagnéticos y de estratigrafía volcánica. Este fechamiento presenta además el problema de una incertidumbre asociada muy alta, de 250 años.

Considerando que la edad de la actividad volcánica del Pedregal de San Angel presenta implicaciones importantes en estudios arqueológicos, ambientales y de riesgo volcánico, el propósito de la presente nota es discutir brevemente los estudios por radiocarbono disponibles para el Pedregal de San Angel y presentar y analizar los datos de radiocarbono calibrados por dendrocronología.

FECHAMIENTOS POR RADIOCARBONO

Se tienen unos 28 fechamientos por radiocarbono asociados directa o indirectamente a las lavas del Pedregal de San Angel. La mayoría de los fechamientos provienen de las investigaciones en el sitio arqueológico de Cuicuilco. Los fechamientos presentan un rango relativamente amplio, entre 1430 ± 200 años AP y 4790 ± 80 años AP (Arnold y Libby, 1951; Libby, 1955; Heizer y Bennyhoff, 1958; Deevey *et al.*, 1959; Fergusson y Libby, 1962, 1963, 1964; White *et al.*, 1990; Ortega *et al.*, 1993; Córdova *et al.*, 1994). Los datos tienden a agruparse en tres

grupos, con notable dispersión (Figura 1). Un grupo se presenta alrededor de los 4000 años AP, otro alrededor de los 1950-2000 años AP y otro alrededor de los 2300-2500 años AP. Este último incluye a la fecha de 2422 años AP de Arnold y Libby (1951).

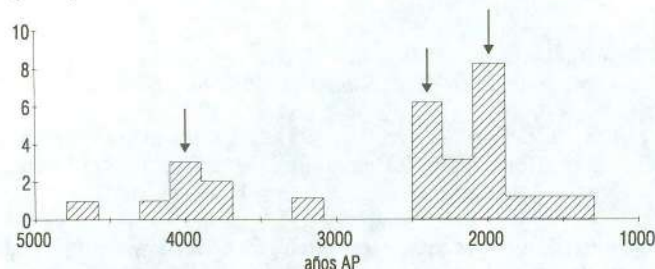


Figura 1. Histograma de los datos de radiocarbono para el Pedregal de San Angel y sitio arqueológico de Cuicuilco. Los datos corresponden a fechamientos convencionales de radiocarbono referidos a años antes del presente (AP). Note la aparente ocurrencia de tres grupos de fechas, alrededor de los 4000, 2300-2500 y 2000 años AP.

Desde el desarrollo inicial del método de radiocarbono, se detectaron varias posibles fuentes de variación que afectan los resultados del método (Libby, 1955). La comparación de los resultados de radiocarbono con otros métodos de fechamiento tales como dendrocronología, datos históricos, cerámica estilística y otros métodos radiométricos ha indicado diferencias sistemáticas para diversos intervalos. A partir de comparaciones detalladas se han propuesto varios esquemas de corrección de los datos de radiocarbono; los más empleados son los basados en datos de dendrocronología. Estas correcciones no han sido universalmente adoptadas y a pesar de que para algunos periodos las correcciones son mayores que la desviación estándar, se han continuado empleando las edades convencionales. Con fines de comparación con los periodos definidos en los estudios arqueológicos y con datos arqueomagnéticos y magnetoestratigráficos, los datos han sido corregidos utilizando las curvas de referencia recientemente revisadas por Stuiver y Becker (1993), Stuiver y Pearson (1993) y Pearson y Stuiver (1993). Los datos calibrados se presentan en la Figura 2. Las fechas mayores que los 3500 años AP corresponden a edades calibradas más antiguas (con diferencias de más de 400 años). Por otro lado, las fechas más jóvenes que los 2000 años AP corresponden a edades más jóvenes en edades calibradas.

DISCUSIÓN

Arnold y Libby (1951), como parte de los estudios iniciales de fechamiento por el método de radiocarbono, reportaron una edad de 2422 ± 250 años AP para la actividad volcánica que originó al Pedregal de San Angel. Esta fecha de 2422 años documentó la ocurrencia de actividad reciente en la zona y estableció límites temporales para la ocupación humana en el sur de la Cuenca de México y el desarrollo de centros urbanos. Las lavas del Pedregal de San Angel cubren el sitio arqueológico de Cuicuilco, al sur de la Ciudad Universitaria, por lo que la fecha para el emplazamiento de las lavas provee un límite para

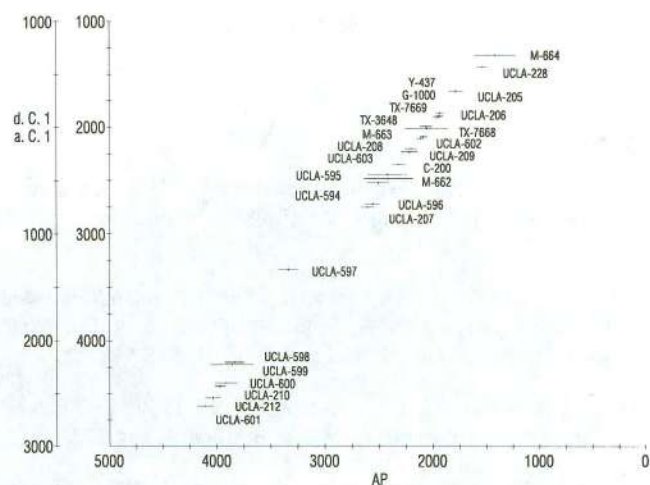


Figura 2. Comparación de las fechas de radiocarbono con la aplicación de la corrección por dendrocronología. Las edades calibradas se representan en el eje vertical. Note que se ha añadido para referencia un eje con la referencia al calendario gregoriano. Observe que la calibración no es uniforme en el período cubierto por los datos y que las edades jóvenes corresponden a edades calibradas más jóvenes, mientras que las más antiguas corresponden a edades calibradas más antiguas.

el desarrollo y abandono de Cuicuilco. A partir del estudio de Arnold y Libby (1951), el método de radiocarbono fue utilizado en estudios subsecuentes, incluyendo numerosos fechamientos por Libby y colaboradores. Los datos sugieren tres aparentes grupos de edades, de alrededor de 4000 años, 2300-2500 años y 2000 años AP (Figura 1). Heizer y Bennyhoff (1958), como parte de sus trabajos en Cuicuilco reportaron una fecha de 1430 ± 200 años AP, que ellos consideraron como representativa para la actividad del Pedregal de San Angel. Ello cambia sustancialmente las interpretaciones anteriores basadas en la edad de 2422 años. La erupción del Xitle ocurre en fecha muy posterior a otros eventos que se habían relacionado en algunos estudios tales como el desarrollo del centro ceremonial de Teotihuacán, ya que la actividad ocurre hacia los 400 años a. C. La aplicación de la corrección por dendrocronología indica que la erupción del Xitle tiene lugar en fechas aun más recientes, con una fecha calibrada de 1309 años, que corresponde al 642 años a. C. del calendario gregoriano. Esta interpretación ha sido apoyada en algunos estudios posteriores (Heizer y Bennyhoff, 1972; Cordova *et al.*, 1994). Cabe sin embargo mencionar que dentro del conjunto de fechamientos obtenidos para material asociado al sitio arqueológico de Cuicuilco y las lavas del Pedregal (Figura 1), la fecha de Heizer y Bennyhoff (1958) es la más joven y es muy diferente de los otros grupos de edades, algunas de ellas obtenidas de carbón asociado a horizontes inmediatamente debajo de las lavas. Este es aparentemente el caso para algunos de los fechamientos obtenidos dentro del grupo de alrededor de 2000 años (Figura 1). Una discusión más completa se reporta en Urrutia (1995). La fecha sugerida en este trabajo para la erupción del Xitle es de 1960 ± 65 años AP, que corresponde a una fecha calibrada por dendrocronología de 1890 años AP y 60 años a. C. en el calendario gregoriano (Figura 2).

REFERENCIAS

- Arnold, J.T. and Libby, W.F., 1951. Radiocarbon dates. *Science*, 113, 111-120.
- Badilla, R.R., 1977. Estudio petrológico de la lava de la parte noreste del Pedregal de San Angel, D.F. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 40-57.
- Cordova, C., Martin, A.L. y López, J., 1994. Palaeolandforms and volcanic impact on the environment of prehistoric Cuicuilco, southern Mexico City, *J. Archaeol. Sci.*, 21, 585-596.
- Deevey, E.S., Gralenski, L.J. and Hoffren, V., 1959. Yale natural radiocarbon measurements IV. *Radiocarbon*, 1, 144-172.
- Delgado, H., Cervantes, P., Molinero, R., y Nieto, J., 1994. Eruptive history of Xitle volcano (southern Mexico City): Volcanic risk implications. *Bol. GEOS*, 14(5), 84-85 (resumen).
- Fergusson, G.J. and Libby, W.F., 1962. UCLA radiocarbon dates I. *Radiocarbon*, 4, 109-114.
- Fergusson, G.J. and Libby, W. F., 1963. 1963. UCLA radiocarbon dates II. *Radiocarbon*, 5, 1-22.
- Fergusson, G.J. and Libby, W.F., 1964. UCLA radiocarbon dates III. *Radiocarbon*, 6, 318-339.
- Heizer, R. and Bennyhoff, J., 1958. Archaeological investigations of Cuicuilco, Valley of Mexico, 1956. *Science*, 127, 232-233.
- Heizer, R. and Bennyhoff, J., 1972. Archaeological excavations at Cuicuilco, Mexico, 1957. *National Geographic Rep.*, 1955-1960, 93-104.
- Libby, W.F., 1955, *Radiocarbon Dating*, 2nd Ed., Chicago Univ. Press, Chicago, USA.
- Ordoñez, E., 1890. El Pedregal de San Angel. Apuntes para la petrografía del Valle de México. *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate*, 4, 15.
- Ordoñez, E., 1895. Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México. *Bol. Inst. Geol. Mex.*, 2, 5-46.
- Ortega, B., Urrutia, J. y Nieto, J., 1993. Geología y edades de ¹⁴C del derrame del Pedregal de San Angel, *Rep. Inst. Geof., UNAM*
- Pearson, G.W. and Stuiver, M., 1993. High-precision bi-decadal calibration of the radiocarbon time scale, 500-2500 BC. *Radiocarbon*, 35, 24-34.
- Schmitter, E., 1953. Investigación petrológica en las lavas del Pedregal de San Angel. *Mem. Congr. Cient. Mex.*, 3, 218-237.
- Stuiver, M. and Becker, B., 1993. High-precision decadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-6000 BP. *Radiocarbon*, 35, 35-65.
- Stuiver, M., and Pearson, G.W., 1993. High-precision calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC and 2500-6000 BC. *Radiocarbon*, 35, 1-23.
- Urrutia, J., 1994. On the reliability of paleomagnetic observations on volcanic rocks as a record of the past geomagnetic field. *Mem. Geol. Soc. India*, 29, 69-115.
- Urrutia, J., 1995. Rock magnetism and paleointensity study of the historic Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico. *Pure Appl. Geophys.*, en revisión.
- Urrutia, J. y Valencio, D.A., 1976. Estudio paleomagnético del basalto del Pedregal de San Angel, Valle de México, *Rep. Inst. Geof., UNAM*.

MODELO ESTADÍSTICO PARA ESTIMAR LA CONCENTRACIÓN DE NaCl Y SO₂ CATALIZADORES DEL PROCESO DE CORROSIÓN ATMOSFÉRICA EN XALAPA, VERACRUZ ESTUDIO PRELIMINAR

Domitilo Pereyra-Díaz¹, Miguel Ángel Natividad-Baizabal¹, Ignacio Sosa-Uscanga¹ y Javier Reyes-Trujeque²

¹ Centro de Meteorología Aplicada, Universidad Veracruzana, Apartado Postal #136. Xalapa, Ver., México. C.P. 91000.

² Programa de Corrosión del Golfo de México, Apartado Postal #204. Campeche, Camp., México. C.P. 24030.

E-mail: dpereyra@speedy.coacadu.uv.mx

RESUMEN

En este estudio se relacionan, estadísticamente, algunas variables climatológicas con los contaminantes atmosféricos catalizadores del proceso de corrosión atmosférica. Para esto se monitorearon algunos contaminantes de la atmósfera de la ciudad de Xalapa, Ver., así como las variables climáticas del lugar. Los contaminantes monitoreados fueron el cloruro de sodio (NaCl) y el bióxido de azufre (SO₂), los cuales se captaron continuamente durante los últimos meses de 1993 y todo el año de 1994. Con los promedios mensuales de cada variable se formaron dos bases de datos, con 14 observaciones cada una. Con estas bases de datos se determinaron las variables climatológicas que mayor relación guardan con el cloruro de sodio y el bióxido de azufre, encontrados en la atmósfera de Xalapa. Para esto se realizó un análisis de regresión múltiple con intercepción al origen. Estas variables fueron el tiempo de humectación (th) y la velocidad del viento dominante (vvd) para el NaCl, y el tiempo de humectación (th) y la humedad relativa (hr) para el SO₂, con nivel de significancia al 5%.

INTRODUCCIÓN

Se entiende por corrosión a la degradación de los materiales provocada por el medio que los rodea. Cuando se trata de metales estamos hablando de corrosión metálica. Desde el primer momento de su obtención, luego de haberles dado forma conveniente, los metales muestran una tendencia inherente a reaccionar con el medio que los rodea (Genescá y Ávila, 1986).

Cuando el metal se encuentra expuesto al medio ambiente, este fenómeno recibe el nombre de corrosión atmosférica y guarda una estrecha relación con un conjunto de variables climatológicas y ambientales.

La corrosión atmosférica es un proceso de naturaleza electroquímica que ocurre cada vez que se forma una capa de agua (originada por la condensación de la humedad del aire) sobre la superficie de un metal expuesto al medio ambiente, y cuyos efectos se ven potenciados por la presencia en el aire de contaminantes atmosféricos y antropogénicos que se depositan sobre la superficie metálica (Boston, 1972).

El fenómeno de la corrosión llega a ocasionar pérdidas económicas enormes, tan solo en los Estados Unidos, la NACE calcula que las pérdidas que la corrosión ocasiona llegan a alcanzar hasta el 4% del PIB de aquel país. Según Tomashov et al. (1956), más del 50% de estos costos se deben a la corrosión atmosférica, lo que resulta obvio si se tiene en cuenta que la mayoría de las instalaciones y equipos con componentes metálicos operan al aire libre.

Lo anterior ha motivado la movilización de diversos grupos

de investigadores en todo el mundo, en busca de un mejor conocimiento de los factores que influyen en la agresividad potencial de la atmósfera. Esto ha dado lugar a los llamados Mapas de Corrosión Atmosférica (Estados Unidos, Inglaterra y la Ex-Unión Soviética), que ha permitido determinar importantes estrategias de luchas y protección contra la corrosión.

A pesar de la experiencia adquirida en otros países, en México no existe un estimativo de los costos que representa para el país las pérdidas ocasionadas por la corrosión atmosférica, aunque en 1979 Tadeus Zaak reporta que los daños causados por corrosión atmosférica en México pueden ser considerables debido a la enorme zona costera del país.

En base a esta problemática han surgido varios grupos de investigadores que se han abocado a conocer las variables que influyen en el fenómeno de la corrosión atmosférica en México. Mediante el uso de metodologías internacionales que relacionan el tiempo de humectación (es el tiempo durante el cual permanece una capa de humedad sobre la superficie metálica, esto ocurre cuando la temperatura del aire es mayor a 0 °C y la humedad relativa es mayor o igual al 80%) con la presencia de contaminantes atmosféricos, pretenden encontrar un índice sobre la agresividad atmosférica en varios sitios de la República Mexicana.

En la última década, los estudios sobre la corrosión atmosférica han tenido un impulso notable en diversas regiones de nuestro país, desde 1988 se han instalado estaciones de seguimiento atmosférico en Acapulco y Cuernavaca (IIE), Cd. de México (UNAM), San Luis Potosí (UASP) y en diversos puntos de las costas mexicanas del Golfo de México (PCGM-UAC) y Mar Caribe (CINVESTAV-Mérida).

DESCRIPCIÓN DEL PROCESO DE CORROSIÓN

La corrosión metálica es la reacción espontánea de un metal o aleación con el medio ambiente que los rodea. Esta reacción es de naturaleza electroquímica e implica la formación de una multitud de zonas anódicas y catódicas sobre la superficie del metal. Ante la presencia de humedad, ésta actúa como un electrolito que permite el cierre del circuito eléctrico causante de la corrosión. Durante este proceso el metal se transforma en ion, cediendo sus electrones a un no metal (S, O₂, etc.) y provocando así la disolución del metal.

Una superficie de acero húmedo tiene microregiones llamadas anódicas, en donde los átomos metálicos liberan electrones:



y se disuelven en forma de iones en el agua; los electrones liberados del hierro se transportan por conducción eléctrica hacia microregiones llamadas catódicas, donde participan en una reacción química con el agua que forma una solución acuosa o electrolítica, y el oxígeno disuelto en ella para dar lugar a la formación de iones OH⁻, según la reacción química siguiente:



En la capa húmeda formada alrededor del metal reaccionan los hierros ferrosos Fe⁺⁺ con los iones OH⁻ para dar lugar a los óxidos de hierro hidratados que componen la herrumbre. La herrumbre tiene poca o nula adhesión con la superficie metálica y se desprende dejando la superficie metálica fresca expuesta a un nuevo ciclo de corrosión.

¿QUÉ ES LA CORROSIÓN ATMOSFÉRICA?

La corrosión atmosférica de los metales es un proceso de naturaleza electroquímica, el cual es favorecido por la formación de una capa de agua sobre la superficie del metal, originada por la humedad del medio ambiente y la presencia de contaminantes atmosféricos.

La magnitud del proceso corrosivo en la atmósfera va a depender fundamentalmente del tiempo de humectación, así como de la composición química de la atmósfera circundante. Aunado a esto, existen otras variables climatológicas que contribuyen a la formación de capas de humedad sobre la superficie metálica y que guardan una estrecha relación con las características geográficas de la región, como pueden ser la precipitación pluvial y la presencia de escarcha (Tomashov, 1956).

Lo anterior indica que el tiempo de humectación es función del clima del lugar y su magnitud es menos variable geográficamente que las concentraciones de los contaminantes en el aire. Un mismo valor de tiempo de humectación se puede aplicar, al menos a grosso modo, a una extensa zona, por

ejemplo, toda el área de una gran ciudad (Rozenfiel y Lukonina, 1956).

Los contaminantes (gaseosos y sólidos) junto con las variables climáticas ya mencionados, determinan la intensidad y naturaleza de los procesos corrosivos, potenciando a menudo sus efectos al actuar simultáneamente. Está demostrado que el NaCl y el SO₂ son los principales agentes corrosivos de la atmósfera y su presencia en ciertas regiones depende fuertemente de las condiciones atmosféricas (Feliú y Morcillo, 1982).

El cloruro de sodio llega a la atmósfera debido a la evaporación del agua de mar y algunas veces desde suelos salinos. El grado de contaminación salina de un lugar depende fundamentalmente de la distancia a que se encuentre del mar. Se ha señalado que más allá de unos pocos cientos de metros del mar, la salinidad atmosférica decae ostensiblemente. En zonas alejadas del mar, la presencia de aerosoles marinos guarda una fuerte dependencia con la velocidad y dirección de los vientos. Estudios hechos por Corvo (1994) han señalado un aumento en las concentraciones de NaCl atmosféricos en unidades de seguimiento ubicadas lejos de la costa ante la entrada de frentes fríos.

Lejos del mar, la contaminación atmosférica depende de la presencia de industrias y núcleos de población. Tal es el caso del SO₂ que se encuentra en el aire debido a la actividad industrial y domésticos que consumen combustibles fósiles, como son las plantas termoeléctricas, principalmente. Por lo anterior los niveles más altos de contaminación sulfurosa se ubican cerca de los emplazamientos industriales y en las grandes ciudades. Torres y Bravo (1984), han encontrado que dentro de un radio de 10 Km., la concentración de este contaminante puede variar grandemente de una zona a otra.

Los contaminantes atmosféricos aceleran la corrosión a través de su acción sobre la conductividad del electrolito, del proceso anódico y del proceso catódico. Durante la corrosión del acero en una atmósfera contaminada por SO₂, se produce ácido sulfúrico, de acuerdo a la siguiente reacción:



Aún cuando el ácido sulfúrico reaccione con el hierro para dar sulfato de hierro, se regenera por hidrólisis de esta sal en presencia de más humedad. El ácido sulfúrico lo mismo que el cloruro sódico son electrolitos fuertes que elevan considerablemente la conductividad de la película acuosa sobre el metal (Rosenfiel, 1972).

Para valorar debidamente el papel del SO₂, conviene tener presente que su solubilidad es unas 1300 veces mayor que el oxígeno. Por ello, Falton (1982), citado por Reyes (1995), indica que aún cuando la concentración de SO₂ en el aire sea baja, su concentración en la delgada capa del electrolito puede elevarse considerablemente.

En atmósferas con fuerte presencia de aerosoles salinos, la

influencia de la acumulación del NaCl sobre la superficies expuestas influyen significativamente en la velocidad de corrosión. Esto ocurre cuando la humedad proporcionada por el medio ambiente entra en contacto con las partículas de sal provenientes del mar o de suelos salinos y los deposita sobre la superficie del metal, de esta manera, se forma una solución fuertemente salina que estimula decisivamente el proceso corrosivo.

METODOLOGÍA PARA DETERMINAR LOS CONTAMINANTES ATMOSFÉRICOS CATALIZADORES DE LOS PROCESOS DE CORROSIÓN

Como se mencionó anteriormente, el cloruro de sodio y el bióxido de azufre son los principales contaminantes atmosféricos que influyen en la corrosión atmosférica de los metales, para determinar la concentración de éstos en el aire, se utiliza la metodología ISO 9225: (1992).

DETERMINACIÓN DEL NaCl ATMOSFÉRICO

Para determinar la concentración del NaCl presente en el aire se emplea la técnica de la **mecha húmeda**. Esta técnica consiste en exponer al medio ambiente un tubo de ensaye, de área conocida, cubierto por una muselina, cuya parte inferior de ésta se haya en contacto con una solución de glicerina al 20%. Esta solución permite que la muselina se mantenga siempre húmeda, facilitando así la difusión del cloruro de sodio atmosférico, captado en la superficie del tubo de ensaye, hacia la solución que se encuentra en un recipiente, al entrar en contacto con la muselina. Las mechas son recolectadas mensualmente y la concentración del cloruro de sodio ambiental se determina a partir de una titulación volumétrica contra $\text{Hg}(\text{NO}_3)_2$ 0.007 M en presencia de una solución indicadora de difenilcarbazona-azul de bromofenol. Los resultados se expresan en mg de NaCl/ m^2 .día.

DETERMINACIÓN DEL SO_2 ATMOSFÉRICO

El SO_2 atmosférico se determina por medio de la técnica del **plato de sulfatación**. Esta técnica consiste en la exposición al medio ambiente de una pasta de bióxido de plomo en un plato de Petri de área conocida. Las atmósferas con alto contenido de SO_2 reaccionan con el bióxido de plomo contenido en los platos de sulfatación para formar sulfatos de plomo. Los platos se recolectan mensualmente y la cantidad de SO_2 presente en ellos se determina por métodos turbidimétricos a partir de una precipitación con BaCl_2 . Los resultados del análisis se reportan como mg de SO_2/m^2 .día.

ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Se formó una base de datos de los promedios mensuales con las variables siguientes: NaCl = cloruro de sodio, vvd = velocidad del viento dominante, hr = humedad relativa, th = tiempo de humectación, tm = temperatura media, vv = velocidad del viento, insol = insolación, precip = precipitación y evap = evaporación. Con esta base de datos se calculó la matriz de correlación simétrica (Tabla 1).

Tabla 1. Matriz de correlación de la base de datos del cloruro de sodio.

	NaCl	vvd	hr	th	tm	vv	insol	precip	evap
NaCl	1	0.02	0.27	0.30	-0.07	0.048	-0.06	-0.22	-0.20
vvd	0.02	1	-0.26	-0.20	-0.29	-0.70	0.21	-0.46	0.04
hr	0.27	-0.26	1	0.97	-0.46	-0.28	-0.75	0.19	0.73
th	0.30	-0.20	0.97	1	-0.60	-0.22	-0.74	0.13	0.79
tm	-0.08	-0.29	-0.46	-0.60	1	-0.29	0.60	0.35	0.86
vv	0.05	-0.70	-0.28	-0.22	-0.29	1	0.14	-0.49	-0.13
insol	-0.06	0.21	-0.75	-0.74	0.60	0.14	1	0.10	0.79
precip	-0.22	-0.46	0.19	0.13	0.35	-0.49	0.10	1	0.20
evap	-0.20	0.04	0.73	0.79	0.86	-0.13	0.79	0.20	1

En esta matriz la primera fila contiene las correlaciones simples de la variable dependiente NaCl con las ocho variables independientes restantes. Se puede apreciar que existe poca relación entre las variables independientes con la variable dependiente NaCl. Por otra parte, existe alta correlación entre algunas variables independientes, tal es el caso de; vv y vvd, th e insol, th y hr, tm e insol, tm y evap, y evap e insol., el impacto de las correlaciones mayores de 0.6 sobre los resultados de la regresión son altamente equívocos según Draper y Smith (1981). En este sentido la base de datos fue depurada resultando ser las variables de mayor interés el NaCl, vvd y la hr.

El procedimiento anterior se realizó con una segunda base de datos, la cual contiene al bióxido de azufre, SO_2 , como variable dependiente, en lugar del cloruro de sodio, NaCl (Tabla 2).

Tabla 2. Matriz de correlación de la base de datos del bióxido de azufre.

	SO_2	vvd	hr	th	tm	vv	insol	recip	evap
SO_2	1	-0.36	0.50	0.49	-0.04	-0.30	-0.21	0.29	-0.16
vvd	-0.36	1	-0.26	-0.20	-0.29	-0.70	0.21	-0.46	0.04
hr	0.50	-0.26	1	0.97	-0.46	-0.28	-0.75	0.19	0.73
th	0.49	-0.20	0.97	1	-0.60	-0.22	-0.74	0.13	0.79
tm	-0.04	-0.29	-0.46	-0.60	1	-0.29	0.60	0.35	0.86
vv	-0.30	-0.70	-0.28	-0.22	-0.29	1	0.14	-0.49	-0.13
insol	-0.21	0.21	-0.75	-0.74	0.60	0.14	1	0.10	0.79
recip	0.29	-0.46	0.19	0.13	0.35	-0.49	0.10	1	0.20
evap	-0.16	0.04	0.73	0.79	0.86	-0.13	0.79	0.20	1

De esta depuración resultaron las variable independiente SO_2 , vvd, hr y tm. Con este conjunto de variables se realizó un análisis de regresión múltiple con intersección al origen, resultando ser significativamente al 5% las ecuaciones siguientes:

$$\text{NaCl} = 0.94\text{vvd} + 0.30\text{th} \quad \text{con } r^2 = 0.585 \quad (1)$$

$$\text{SO}_2 = -2.82\text{vvd} + 0.10\text{hr} \quad \text{con } r^2 = 0.584 \quad (2)$$

Donde vvd está en m/s, th en horas, hr en % y el NaCl y SO₂ en mg/m².día. Lo anterior indica que las variables climáticas que influyen más en la rapidez de depositación del cloruro de sodio sobre las placas metálicas son la velocidad del viento dominante y el tiempo de humectación, y para el bióxido de azufre el viento dominante y la humedad relativa. Los análisis presentados anteriormente fueron realizados en el paquete estadístico STATISTICA.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El modelo descrito por la ec. (1) permite conocer la rapidez de depositación del cloruro de sodio que se encuentran en la atmósfera, con solo conocer la velocidad del viento dominante y el tiempo de humectación de la región de estudio. Para el bióxido de azufre, descrito por la ec. (2), es necesario conocer la velocidad del viento dominante y la humedad relativa.

Para aplicar este modelo a otras regiones, con clima distinto al de la ciudad de Xalapa que es semicalido-húmedo (Soto, 1990), con temperatura media anual entre 18 y 22°C y la del mes más frío inferior a 18°C, y con régimen de precipitación de verano, influenciado por el monzón, se recomienda validarlo primero.

En un futuro muy próximo este modelo será mejorado, debido a que se ajustará a una muestra de mayor número de observaciones.

REFERENCIAS

- Boston, K. (1972). *Shutz Gegeg Atmosphärische Korrosion*. Verlay Chemie. Wheinheim.
- Bravo, H. y R. Torres (1984). Niveles de los contaminantes en la atmósfera de la Ciudad de México. Alternativas de control. Ciclo Ecológico y Desarrollo Industrial. PEMEX.
- Corvo, F. (1993). Segunda variante del mapa de agresividad corrosiva de la atmósfera de Cuba. Mem. del Primer Taller Internacional de Corrosión Metálica. CONACYT-CINVESTAV, Unidad Mérida, Yucatán, México, 43p.
- Draper, N. and H. Smith (1981). *Applied Regression Analysis*. Wiley, 2a. Edic. New York.
- Genescá, J. y J. Ávila (1986). Más allá de la herrumbre. Fondo de Cultura Económica, Serie Ciencia desde México, 1a. Edición. México.
- ISO 9225 (1992). *Corrosion of metals and alloys-Corrosivity of atmospheres- Methods of measurement of pollution*.
- Reyes, T. J. (1995). Estudio de los principales contaminantes atmosféricos que influyen en la corrosión de placas de acero expuestas a la atmósfera de Campeche. Tesis para obtener el grado de Ingeniero Químico, U.A.C.
- Rozenfiel, I.L. (1972). *Atmospheric Corrosion of metals*. NACE, Huston, Texas, USA.
- Soto, E. M., (1990) Atlas climático del municipio de Xalapa. Instituto de Ecología, Pub. No. 29, 52p.
- Tomashov, N.D., G.K.Berviscshitaits, y A-A. Lokotilov (1956). *Zavodsk lab.*, 345p.
- Zaak, T. (1979). Los efectos de la corrosión y las medidas para resolver el problema. Inf. Técnico, Organización de las Naciones Unidas para el Desarrollo Industrial (ONUDI), México.

SISMICIDAD DEL NOROESTE DE MÉXICO

GRUPO RESNOM

CICESE, División Ciencias de la Tierra, Departamento de Sismología.

Apdo. Postal 2732, Ensenada, Baja California, México.

E-mail resnor@cicese.mx

Este Boletín de Información Sísmica tiene como objetivo difundir las localizaciones de los sismos registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), en la región norte de Baja California y áreas adyacentes con magnitudes $M \geq 3.5$ en el periodo comprendido entre Febrero de 1996 y Abril de 1996.

La localización de los temblores se realiza con el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1995), en combinación con los modelos de corteza propuestos por Reyes (1979) para el Valle de Mexicali y por Nava y Brune (1982) para el Macizo Roco en Baja California Norte. La profundidad de los eventos (PROF) se reporta en kilómetros y cuando la fija el operador se indica con un asterisco. El error cuadrático medio (RMS) lo calcula el programa HYPO71 con los residuales de los tiempos de viaje. En la tabla de coordenadas epicentrales también se indica el número de lecturas empleadas para la localización de los eventos. La magnitud MD se estima con la duración del registro usando las relaciones empíricas propuestas por Gonzalez y García (1986).

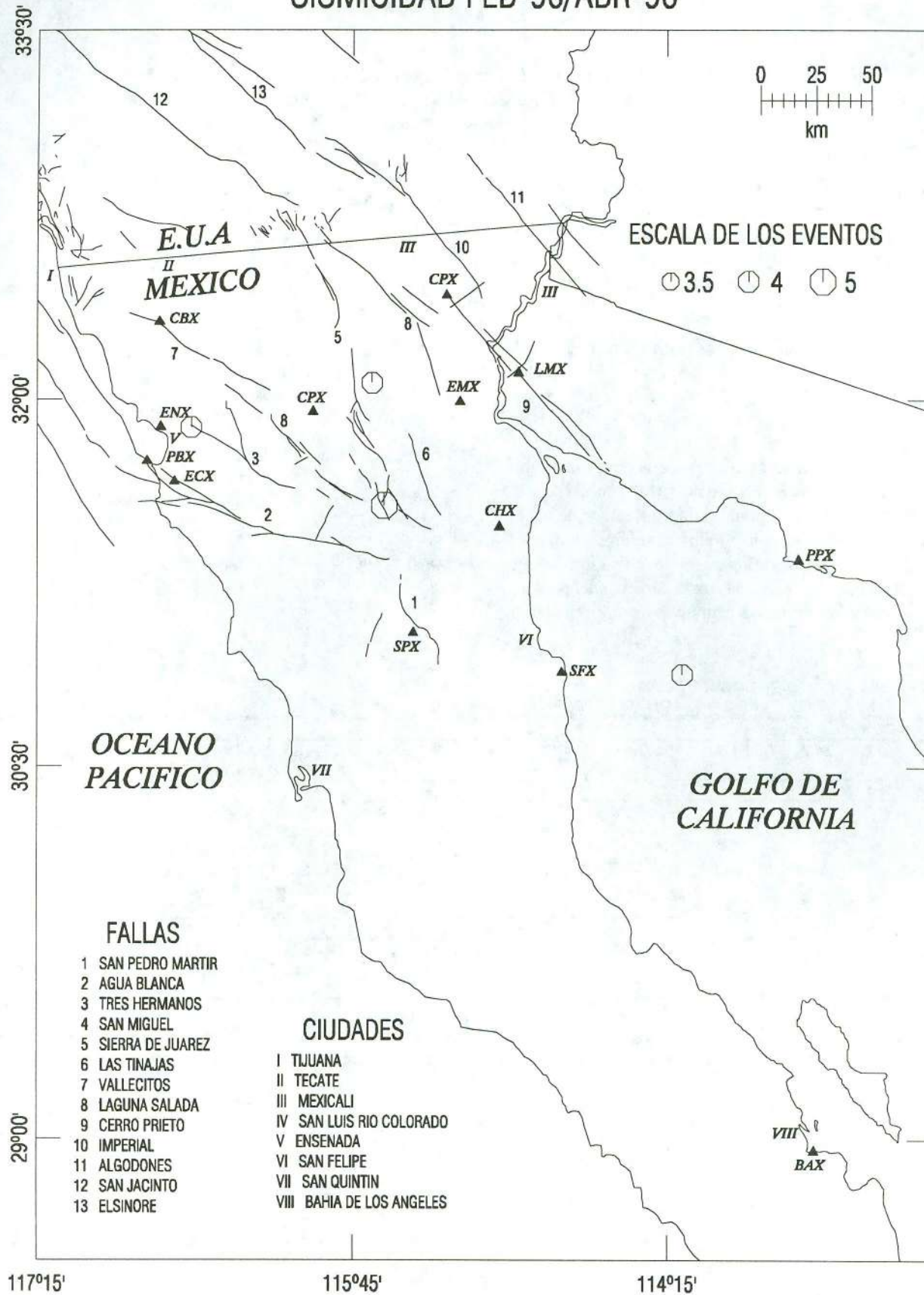
REFERENCIAS

- González-G., J. J. y García-A, R., 1986, Escala de magnitud-coda para estaciones sismográficas en el norte de Baja California, Resumen extenso en Memorias de la Reunión 1986 de la Unión Geofísica Mexicana, p. 399-406.
- Lee, W. H., and Lahr, J. C., 1975, HYPO 71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U. S. Geological Survey, Open-file rept., 75-311.
- Nava, F. A. and Brune, J.N. 1982, An earthquake-explosion reversed refraction line in the peninsular ranges of Southern California and Baja California, Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 1195-1206.
- Reyes, A, 1979, Estudio de microsismicidad del sistema de fallas transformadas Imperial-Cerro Prieto, Informe Técnico GEO79-01, CICESE, 114 p.

DIA	TIEMPO			COORDENADAS		PROF.	M _D	RMS	NO	REGION
	HR	MN	SEG	LAT. N	LON. O					
FEBRERO 1996										
08	22	58	26.72	30 53.00	114 11.24	3.00*	3.7	0.13	8	LOCALIZADO A 54 KM AL ESTE DE SFX. (NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA).
MARZO 1996										
05	10	21	8.75	31 51.99	116 30.58	4.00*	3.8	0.12	14	LOCALIZADO A 15 KM AL ESTE DE ENX. (NORTE DE LA FALLA TRES HERMANOS Y SENTIDO EN ENSENADA Y ALREDEDORES).
20	05	03	6.82	31 32.88	115 36.56	4.00*	4.3	0.23	16	LOCALIZADO A 54 KM AL OESTE DE CHX. (SUR DE LA FALLA SIERRA DE JUAREZ Y SENTIDO EN EL VALLE DE LA TRINIDAD).
ABRIL 1996										
17	21	19	13.34	32 04.87	115 37.44	3.00*	3.6	0.18	20	LOCALIZADO A 34 KM AL NOROESTE DE RDX. (ENTRE LAS FALLAS SIERRA JUAREZ Y SUR LAGUNA SALADA).

GRUPO RESNOM: Cecilio J. Rebollar Bustamante, Luis Orozco León, Julia del Carmen Sánchez Rodríguez, Oscar Gálvez Valdez, Francisco J. Farfán Sánchez, Ignacio Méndez Figueroa, Luis Inzunza Romero, Ruth Eaton Montaña

SISMICIDAD FEB-96/ABR-96



REPORTE DE LA CONFERENCIA PENROSE EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA Y SUS MÁRGENES

Paul J. Umhoefer¹, Joann Stock² y Arturo Martín³

¹ Department of Geology, Box 4099, Northern Arizona University, Flagstaff AZ 86011, paul.umhoefer@nau.edu

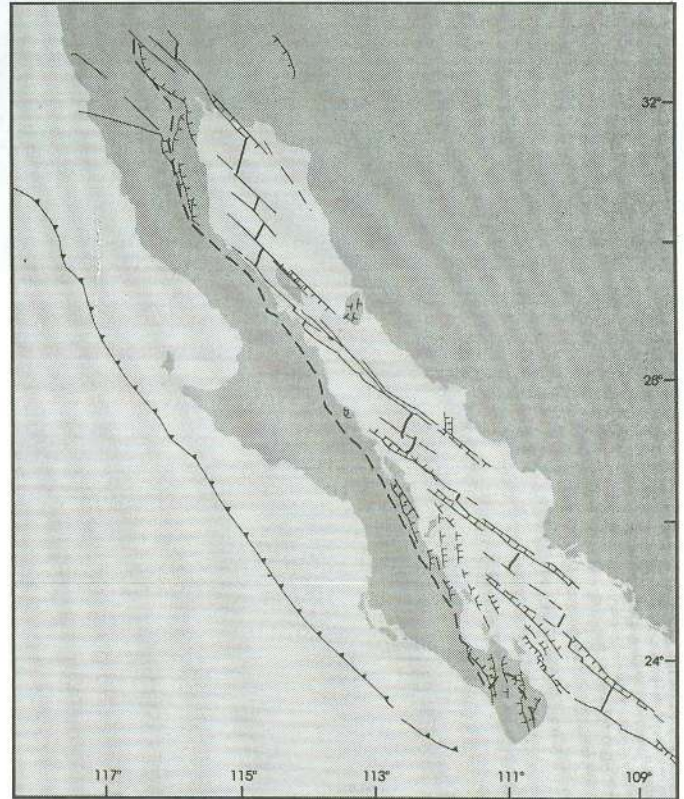
² Seismological Laboratory 252-21, California Institute of Technology, Pasadena, CA. 91125, jstock@seismo.gps.caltech.edu

³ Departamento de Geología, CICESE, CP 22830, Ensenada, B.C., México. martin@cicese.mx

El Golfo de California es un ejemplo clásico de un límite de placas formado por fallas transformes y centros de dispersión y un desplazamiento oblicuo a las márgenes del rift. En los años sesentas el Golfo de California constituyó una región de referencia para explicar la entonces novedosa teoría de tectónica de placas. En esa época, las observaciones en tierra y los estudios oceanográficos en el Golfo apoyaban esta teoría. Desde entonces, el Golfo de California ha sido objeto de numerosos estudios por diversos especialistas en Ciencias de la Tierra, ya que se trata de un límite de placas activo y relativamente joven, y es tema de estudio de una comunidad de investigadores cada vez más numerosa. El esfuerzo de esta comunidad y los estudios detallados han demostrado que el desarrollo de este límite de placas no es tan simple y claro como se había supuesto en los primeros modelos. En el mes de Abril del año en curso se organizó la Conferencia Penrose auspiciada por la American Geological Society. Este evento tuvo lugar del 17 al 22 de Abril de 1996 en Loreto, Baja California Sur, y su objetivo principal fue establecer el estado del conocimiento de la evolución tectónica del Golfo de California. Esta reunión tuvo también la finalidad de identificar las áreas y los tópicos de mayor potencial para las investigaciones futuras. La Conferencia se orientó a la evolución tectónica del Golfo de California y áreas adyacentes durante los últimos 20 millones de años y cubrió todos los aspectos geológicos de esta región. Hubo también contribuciones importantes sobre la geología de otros rifts que aportaron comparaciones útiles para el estudio del rift del Golfo de California.

En esta nota presentamos las conclusiones más relevantes basándonos en las discusiones entre los participantes de la Conferencia, y que fueron considerados de mayor potencial e interés para futuras investigaciones. Los temas resumidos a continuación son multidisciplinarios por naturaleza, pero en esta síntesis son tratados en forma individual con el objeto de hacer más clara y sencilla su descripción. Como resultado de esta reunión, tenemos más preguntas que respuestas y numerosas incógnitas por resolver.

Una conclusión general es que el modelo sencillo que explica la evolución del Golfo aún tiene validez, pero se requieren de varias comprobaciones. Este modelo sugiere que hacia el Mioceno temprano-medio (~25 a 16/12 Ma), la región que hoy ocupa gran parte del Golfo de California constituía una margen convergente con volcanismo de arco, y fallamiento extensional en la parte tras-arco hacia el oriente.



La subducción en la margen occidental de la Placa de Norteamérica a la altura de California y Baja California fue extinguiéndose de norte a sur en saltos progresivos, desarrollándose un límite de placas transforme, el sistema de falla San Benito-Tosco-Abreojos en el margen occidental de lo que sería la Península de Baja California.

Entre ~15 y ~5 Ma, el proceso de rifting y subsidencia conocido como proto Golfo fue acompañado de una o dos incursiones marinas. El proto Golfo debió formarse como parte de la distribución de esfuerzos en una amplia región entre el sistema transforme Tosco-Abreojos al oeste de la península y la región occidental del noroeste de México. Desde ~5 Ma al Presente, se desarrolló el sistema de fallas transformes y centros de dispersión del Golfo como resultado del cambio en el límite de placas hacia esta región. Este sistema de fallas transformes y cuencas se propagó al norte uniéndose al sistema de falla de San Andrés, en California.

RELACIÓN CON EL SISTEMA DE FALLA DE SAN ANDRÉS

Este tema se inició con una síntesis del desplazamiento dextral de las fallas transpeninsulares, las fallas San Jacinto y San Andrés y las fallas del Desierto de Mohave, California. Sabemos que este desplazamiento es consistente con el desplazamiento de ~300 km estimado utilizando puntos geológicos de referencia a través de la porción media del Golfo. Sin embargo, parte del desplazamiento en las fallas transpeninsulares y en las fallas del sur de California es anterior a 5 Ma, pero no se han reportado fallas de rumbo en la región del Golfo que sean de edad anterior a 5 Ma. Una posibilidad es que estas fallas no se han descubierto o están enterradas en la planicie costera de Sonora. Por otro lado, se han reportado varias localidades con fallamiento extensional de edad anterior a 5 Ma en la Provincia Extensional del Golfo, lo cual es consistente con la actividad anterior a 5 Ma de las fallas de rumbo del sur de California y podrían ser parte del mismo sistema transtensivo.

MOVIMIENTO DE PLACAS

La historia de la reorganización del movimiento de placas al oeste de la península de Baja California se conoce con cierto detalle. En contraste, existen pocos datos dentro del Golfo, lo que no permite conocer el inicio del rifting oceánico y del fallamiento transforme, ni los detalles de la cinemática del movimiento relativo de Baja California con respecto a la parte continental de México. Existen evidencias de saltos recientes en los segmentos de la dorsal dentro del Golfo, pero su relación con la geología en tierra solo ha sido planteada en forma preliminar.

GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA MARINA

Únicamente se presentaron síntesis de estudios de geofísica marina realizados en el borde continental de California y Baja California. Estos estudios son importantes porque ayudan a definir la historia de esta región adyacente al Golfo y en parte contemporánea al Golfo. Existe una notable ausencia de datos geofísicos en el Golfo, y en la reunión hubo un consenso general sobre la necesidad de realizar proyectos grandes e integrados en la parte marina del Golfo si queremos hacer progresos importantes en su comprensión. En esta dirección, y durante la Conferencia, se llevó a cabo el proyecto CORTES, y varios de los colegas mexicanos no pudieron asistir al evento debido a que se encontraban realizando un proyecto de geofísica marina en el Golfo. Este proyecto se desarrolló a bordo del B/O español Hespérides, y participaron varias instituciones.

GEOLOGÍA PRE-GOLFO

Tres rasgos geológicos de edad anterior al Golfo fueron discutidos como posibles influencias para su ubicación y su desarrollo. El batolito Cretácico en Baja California pudo haber controlado la definición de la margen occidental del rift actuando como un bloque rígido. El ambiente tras-arco del Cretácico

podría ocupar en gran medida la posición del Golfo moderno. El arco volcánico del Mioceno ha sido considerado como un influencia importante en la ubicación del Golfo, pero aún falta por integrar los datos en el extremo sur del sistema de falla San Andrés y la tectónica en la boca del Golfo.

MAGMATISMO

Existe un gran déficit de datos geoquímicos y geocronológicos en la historia magmática de la región del Golfo. Parece haber suficientes datos cartográficos y petrológicos que permiten definir regionalmente la posición y las características del arco del Mioceno que precedió al rift. Además, se han identificado algunas provincias con volcanismo contemporáneo con el rift. Entre los principales puntos a considerar es que el movimiento de placas sugiere un contraste en el tiempo de iniciación del rift y el cambio de estilos de volcanismo post-arco entre la parte norte y la parte sur del Golfo, pero este contraste no es claro cuando se utilizan datos petrológicos; por lo que se requieren estudios isotópicos para definir la evolución temporal de la composición de la litósfera en ambos extremos del Golfo. Además, aún no es clara la posición del magmatismo con relación a los segmentos de rift propuestos.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En general, lo que conocemos de la historia de la deformación es consistente con el modelo de tres etapas resumido en los primeros párrafos. Existen estudios regionales consistentes con los patrones estructurales y los análisis cinemáticos locales que apoyan la idea de un proto-Golfo formado en una primera etapa de extensión ortogonal. Además, algunos estudios locales parecen apoyar el modelo propuesto recientemente, en el cual el Golfo está dividido en segmentos como en otros rift ortogonales. Pero muchas preguntas clave están aún sin respuesta. Por ejemplo, ¿existe una migración de la extensión en el tiempo desde Sonora hacia el poniente, tal como aparece actualmente? Si es así, ¿cuando ocurrió? ¿Es la segmentación un rasgo ampliamente distribuido en el Golfo? ¿Es este patrón estructural responsable de la formación del proto-Golfo en el tiempo en que se ha propuesto la extensión ortogonal? Algunas áreas muestran un cambio en la dirección de extensión hacia los 5 Ma, el cual es compatible con el modelo de dos etapas: un rift proto-Golfo y el segundo un rift oblicuo con fallamiento transforme. ¿Porqué otras áreas no muestran este patrón? ¿Donde estarían las fallas de rumbo que esperaríamos encontrar al inicio de la definición del límite trancurrente?

ESTRATIGRAFÍA / ANÁLISIS DE CUENCAS

Uno de los principales propósitos de las investigaciones futuras en análisis de cuencas será poner a prueba las similitudes y las diferencias entre las cuencas y sus secuencias sedimentarias en un rift ortogonal y las cuencas en ambientes más complejos producidos por la sobreposición de una extensión ortogonal seguida por una extensión oblicua (transtensión). Algunos puntos específicos que necesitan respuestas son: ¿pueden las

primeras cuencas decimos más sobre el inicio del rift en el Golfo de California? ¿Podrían la edad y el estilo de estas primeras cuencas proporcionar información para definir si es correcta la interpretación del proto-Golfo como una primera etapa de extensión ortogonal del rift? Se ha sugerido que en el norte de Baja California los patrones estratigráficos en los segmentos propuestos difieren de los patrones en las zonas de acomodamiento adyacentes a las cuencas. ¿Es éste un patrón que se repite a lo largo del Golfo? Existen algunas áreas con discordancias hacia la cima de la secuencia que coinciden con la iniciación de la formación de corteza oceánica en las cuencas del Golfo. ¿Podrían éstas interpretarse como las discordancias que señalan el cambio a una margen pasiva? O tal vez, la evolución de las márgenes del Golfo es aún temprana para esperar un cambio en la subsidencia térmica y la formación de una discordancia regional entre rocas no deformadas que sobreyacen a secuencias tectónicamente deformadas. ¿Son compatibles los patrones, la forma, el tamaño y el estilo de las cuencas con la presencia de una margen con desplazamiento lateral en los últimos 5 millones de años? ¿Podemos diferenciar entre cambios eustáticos y tectónicos del nivel del mar?

PALEONTOLOGÍA

Muchos aspectos de paleontología pueden apoyar otros estudios y proporcionar argumentos nuevos. Varios paleontólogos resumieron los datos de microfósiles y de macrofósiles. Los datos sugieren que la primera incursión marina en el Golfo moderno ocurrió entre los 12 y 15 Ma, y está localmente caracterizada como una entrada de mar con ambientes someros. Por otro lado, los datos estructurales y magmáticos sugieren el inicio del rift en la misma época. Sin embargo, se requiere de mayor control en la distribución y en el rango de las especies a escala regional para sustentar el inicio del rift con datos paleontológicos, y para definir cuando se establecen los primeros ambientes profundos a escala regional. Dos preguntas adicionales son: ¿pueden los datos paleontológicos ayudar a resolver si existen discordancias sincrónicas a escala regional en el Golfo? ¿Cuando y en que regiones existió comunicación entre el Golfo y el Océano Pacífico como sugieren algunos datos paleontológicos?

OTROS RIFTS Y MODELOS A ESCALA

Una parte importante al final de la Conferencia fue la presentación y la discusión, por cierto muy estimulante, sobre la evolución de otros rifts en el mundo y los modelos a escala utilizados para entender la deformación en rift oblicuos. Esta parte de la Conferencia proporcionó nuevas ideas sobre la evolución de otros rift y de como éstos han sido investigados en forma interdisciplinaria. El tema de los métodos geofísicos utilizados en el estudio de otros rift fue particularmente instructivo, ya que ese tipo de trabajo está aún en pañales en el Golfo de California.

La conferencia incluyó un día de excursión geológica a la cuenca de Loreto, que constituye un excelente e ilustrativo ejemplo de la tectónica y la sedimentación de una cuenca del

Plioceno en la margen del Golfo. Paul Umhoefer, Becky Dorsey y Larry Mayer mostraron los detalles de la compleja evolución tectónica y estratigráfica de esta región y condujeron al grupo a los afloramientos de la falla de Loreto, y a excelentes afloramientos de secuencias sedimentarias de deltas tipo Gilbert coronadas con calizas bioclásticas. Esta excursión de campo estimuló la discusión sobre los modelos estructurales para el desarrollo de las cuencas en estructuras de medio graben y/o en zonas de transferencia entre dos fallas oblicuas en echelón. La excursión también proporcionó información útil para las comparaciones con los modelos de laboratorio en ambientes transtensivos.

RESUMEN

El presente reporte intenta dejar al lector con la conclusión de que se han logrado progresos importantes en varias localidades y en algunos de los tópicos generales, sin embargo, aún quedan muchas preguntas por resolver antes de que podamos entender la evolución tectónica del Golfo de California. Muchos detalles importantes en áreas locales no han sido incluidos en este reporte, pero en su gran mayoría se trata de estudios sin muchas implicaciones regionales. Gran parte del problema es la falta de bases de datos con síntesis regionales, y parte de ese problema se debe a que los modelos y las investigaciones a escala regional son escasos o se están empezando a estudiar. Consideramos que se ha recorrido mucho camino desde la primera Conferencia Penrose sobre el Golfo de California en 1974, en particular, es notable el crecimiento de la comunidad de geólogos y geofísicos de instituciones mexicanas en las investigaciones del Golfo. La reunión de Loreto nos permitió establecer el estado del conocimiento de la evolución tectónica del Golfo de California, pero más que grandes conclusiones, esta reunión nos proporcionó nuevas ideas para desarrollar los trabajos futuros.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo generoso de Geological Society of America, de National Science Foundation (grant EAR-9526343) y del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada para la realización de esta Conferencia Penrose. Agradecemos la atención recibida en el Hotel La Pinta, en Loreto, y a Louis Elms por su apoyo logístico. P. Umhoefer agradece a Becky Dorsey y a Larry Mayer por su ayuda en la excursión geológica en la cuenca de Loreto.

Participantes:

Eduardo Aguayo C.	Shelton Pleasants Applegate
Julio Álvarez Rosales	José Jorge Aranda Gómez
Gary J. Axen	Andrew Barth
Harald Bohnel	Elwood R. Brooks
Alex Brown	Glenn Brown
Lucia Capra	Ana Luisa Carreño
M. Carrillo-Martínez	S. Cevallos-Ferriz
Charles Chapin	Tómas Cossío Torres

Becky Dorsey	Wilfred A. Elders	Kenneth McClay	Kate C. Miller
Juan M. Espinosa C.	Luca Ferrari	Juan Carlos Moya	Elizabeth Nagy
John Fletcher	José Frez	E. H. Nava Sánchez	Craig Nicholson
Javier Gaytán-Morán	Rafael Gallardo	Jonathan A. Nourse	Francisco Paz Moreno
Phil Gans	Gordon Gastil	José A. Pérez Venzor	Steve Polis
Ewa Glowacka	Tracy Morgan Grover	Gerald H. Rayner	Jaime Roldán Quintana
José C. Guerrero-García	Brian Hausback	O. Quintero Legorreta	Kevin Righter
Javier Helenes Escamilla	Christopher Henry	Michael Sawlan	Claus Siebe
Richard Hey	James C. Ingle	Judith Terry Smith	Michael S. Steckler
Jeffrey Karson	Susan M. Kidwell	John H. Stewart	Joann Stock
David Kimbrough	Jorge Ledesma Vázquez	Miguel A. Tellez Duarte	Paul Umhoefer
Mark Legg	Kristin McDougall	Ray Weldon	Edward C. Wilson
Arturo Martín	Genaro Martínez Gutiérrez	Martha Oliver Withjack	Víctor Wong-Ortega
E. Martínez-Hernández	Larry Mayer		Amgad I. Younes

ACTIVIDADES DEL PROYECTO GEOFÍSICO MARINO Y DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN CORTES-P96

(CRUSTAL OFFSHORE RESEARCH TRANSECT FROM EXTENSIVE SEISMIC PROFILING-1996)

Luis A. Delgado-Argote
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
e-mail: ldelgado@cicese.mx

La parte operativa del proyecto multidisciplinario CORTES-P96 (Crustal Offshore Research Transect from Extensive Seismic Profiling-1996) se efectuó entre el 12 de abril y el 8 de mayo de 1996. En este proyecto participó personal de la Universidad Complutense de Madrid, el Instituto de Ciencias de la Tierra del CSIC de Barcelona, ORSTOM de París, la División de Ciencias de la Tierra del CICESE y la Universidad de Guadalajara. Las operaciones en tierra se desarrollaron a lo largo del margen oriental de la península de Baja California y margen occidental del continente, entre Acapulco, Guerrero y Bahía Kino, Sonora. Las operaciones marinas a lo largo de la costa occidental de México y Golfo de California se efectuaron a bordo del B/O Hespérides de España y B/O Altair, mientras que en la costa occidental de la península las operaciones se realizaron en el B/O Humboldt, estos últimos de la Secretaría de Marina. El objetivo principal del proyecto fue hacer perfiles sísmicos de reflexión y refracción utilizando fuentes de energía controlada, registrando con sismómetros en tierra y sismómetros de fondo oceánico (OBS) a lo largo de perfiles en el golfo y en la trinchera Mesoamericana. Con la información recabada se obtendrán imágenes acerca de la geometría de las cortezas continental y oceánicas, con lo que se modelará la estructura profunda de la península y de la zona de subducción del occidente de México.

El Golfo de California es una región que ofrece una oportunidad excelente para hacer estudios sobre tectónica activa. Este forma parte del sistema transformante San Andrés-Golfo de California, a lo largo del cual la península de Baja California se desplaza hacia el NW con respecto al macizo continental mexicano a una velocidad aproximada de 5.6 cm/año. El Golfo de California es un mar marginal cuyo desarrollo es consecuencia de este desplazamiento lateral durante los últimos 6 Ma, aproximadamente. Durante la evolución del sistema, se han formado cuencas cuyos centros de esparcimiento o dorsales producen corteza de tipo oceánica. Las ocho cuencas más desarrolladas representan cerca del 20% del área total del fondo del Golfo de California y su corteza es de tipo oceánica; el 80% del fondo marino restante corresponde a corteza continental adelgazada por extensión y su espesor se desconoce. En la parte central de la península, la corteza continental tiene cerca de 40 km de espesor. La litología del oriente de la península es correlacionable con la de Sonora-Sinaloa; sin embargo, aún existen dudas acerca de la posición que guardaba la península con respecto al macizo continental antes de la formación del golfo. De la misma forma, la geometría de las estructuras desarrolladas en las márgenes del continente y península durante

la evolución del golfo, y las características de la actividad volcánica contemporánea a este proceso, son poco conocidas.

OBJETIVOS

En el Golfo de California, este proyecto pretende caracterizar las propiedades físicas de la corteza continental "normal" de la península de Baja California, y de las cortezas "adelgazadas" de las márgenes de la península y continente que circundan al golfo, así como de sus cuencas interiores donde procesos de acreción de piso oceánico son activos. En la Trinchera Mesoamericana se analizará la microsismicidad asociada a la subducción de la placa Rivera con respecto al bloque Jalisco y se obtendrán perfiles sísmicos que muestren la geometría de la subducción cerca de la trinchera.

Los objetivos generales en el Golfo de California son: a) caracterizar la estructura profunda y la deformación tectónica reciente en el sistema transformante de San Andrés-Golfo de California y en la margen oriental de la península de Baja California; b) determinar la estructura sísmica de la corteza de Baja California y correlacionarla con los terrenos tectonoestratigráficos, cuyos límites son tectónicos; c) caracterizar la zona de transición entre la corteza continental de la península y la oceánica de las cuencas asociadas con el sistema transformante del golfo; d) analizar con detalle la probable existencia en el golfo de dorsales más jóvenes que un millón de años en las cuencas de Salsipuedes y San Lorenzo, localizadas entre Bahía de los Angeles, Bahía de las Animas y Bahía San Rafael, en la península, y las islas Angel de la Guarda y San Lorenzo. El conocimiento combinado de la deformación y la actividad magmática en los márgenes tiene importancia académica y práctica. A través de estudios de batimetría, sísmica de reflexión y refracción, gravimetría y magnetometría, esperamos definir la geometría de los rasgos estructurales en el interior del Golfo (i.e. zonas de fractura, centros de dispersión) y en las márgenes (sistemas de horsts y grabens, profundidad y espesor del basamento y la presencia de cuerpos ígneos), lo que permitirá evaluar procesos de adelgazamiento de la corteza continental y de acreción magmática. El valor práctico de las investigaciones en la margen se enfoca hacia la prospección de yacimientos minerales de rendimiento económico del tipo de los sulfuros masivos. Yacimientos como El Boleo, en Santa Rosalía, Baja California Sur, están asociados con actividad volcánica en cuencas estructurales formadas durante la evolución temprana del Golfo desde el Plioceno.

MÉTODOS EMPLEADOS

Para estudiar la corteza y rasgos estructurales asociados, se efectuaron perfiles sísmicos de reflexión y de refracción/reflexión de gran ángulo (Mapa adjunto) y gravimetría. Por medio de OBS (sismómetros de fondo oceánico) colocados por el B/O Altair se muestreó el fondo marino a lo largo de perfiles perpendiculares a las estructuras regionales. En tierra, se distribuyeron líneas de sismómetros de tres componentes en arreglo perpendicular a la orientación de la península, según se indica en el mapa adjunto. Se utilizaron detonaciones de aproximadamente 250 kg en el Pacífico con el B/O Humboldt a una profundidad de 150 m, suspendidas por boyas y a una distancia de 1 km de la embarcación. Las ondas generadas fueron registradas a lo largo de las líneas de sismógrafos en la península. Además, en el Golfo de California se hizo batimetría con un sistema multihaz (multibeam) del cual se obtienen sonogramas de reflectividad de sonido, con las cuales se puede identificar litología contrastante (por ejemplo, sedimentos gruesos de finos y derrames de lava) y estructuras de fallas activas. El crucero se desarrolló a lo largo de 1500 millas náuticas y se registraron más de 15 perfiles de sísmica en tierra. Para los experimentos de refracción en tierra se utilizó equipo de España, CICESE y de la Universidad de Texas en El Paso. El apoyo logístico en continente fue en parte dado por Universidad de Guadalajara y la UNISON, Hermosillo; el CICESE apoyó las actividades en la península.

IMPORTANCIA DEL PROYECTO

El proyecto es importante desde el punto de vista académico por el aporte al modelo de velocidades sísmicas para la correcta localización de la sismicidad en el golfo y la península, y la subsecuente evaluación de peligro y riesgo sísmicos; en segundo lugar, por su potencial en la prospección de yacimientos minerales y geotérmicos al conocer la estructura de la corteza y su actividad volcánica.

Desde el punto de vista académico se avanzará en el modelado de la deformación actual de la región y en los modelos de formación del Golfo de California, incluyendo la actividad volcánica asociada.

El estudio de la geometría de las fallas, cuencas estructurales y estratigrafía de la margen peninsular del golfo permitirá extender programas de prospección minera, bajo la premisa de

que yacimientos de cobre, como el de Santa Rosalía (El Boleo), se formaron durante las primeras etapas de la formación del Golfo de California. La evolución de esta región ha generado actividad volcánica submarina donde se expulsan elementos metálicos. Estos son concentrados en cuencas cerradas controladas estructuralmente que, con el tiempo, llegan a formar yacimientos minerales de rendimiento económico. Un ejemplo actual de formación de yacimientos se observa en la Cuenca de Guaymas, donde se han documentado chimeneas hidrotermales con precipitación de sulfuros metálicos. Desde el punto de vista de la prospección geotérmica, es conocido el alto potencial Cerro Prieto en el norte de la península (actualmente en producción) y de la zona del volcán Las Tres Vírgenes, al norte de Santa Rosalía, donde actualmente se están efectuando estudios de prospección. Ambos campos se desarrollan en zonas donde se observa actividad volcánica y se asocian con fallamiento profundo. Se espera que a través del perfilado sísmico de reflexión se identifiquen estructuras similares en otras partes de la margen continental del Golfo de California.

INVESTIGADORES RESPONSABLES:

Luis A. Delgado Argote y Hubert Fabriol, de la División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Ensenada, México.

Diego Córdoba Barba, Universidad Complutense de Madrid, España.

Juan José Dañobeitia Canales, Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC, Barcelona, España.

Francois Michaud, ORSTOM, París, Francia.

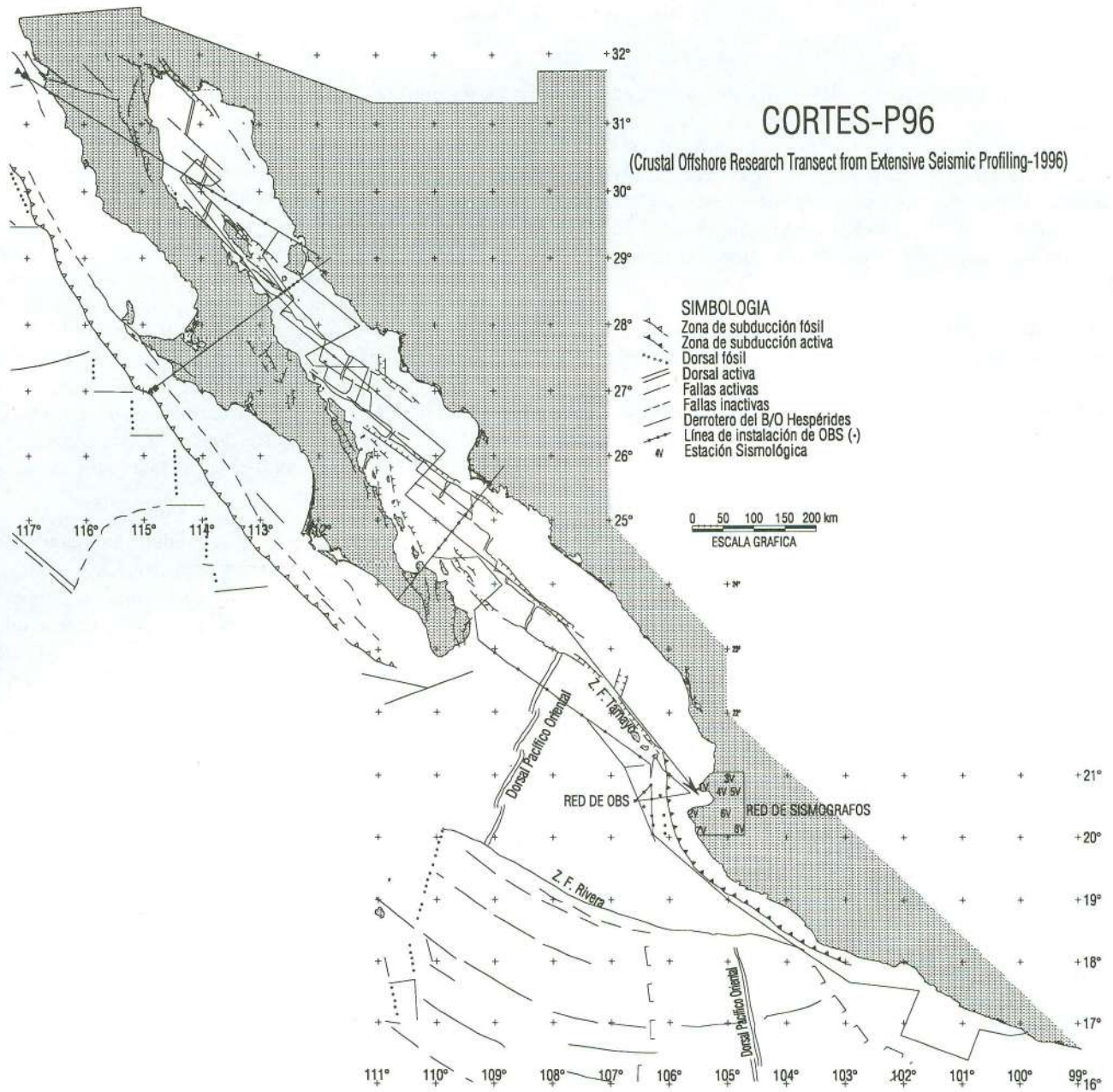
FUENTE DE FINANCIAMIENTO:

Por España: Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (ANT94-0182-C02-01 y ANT94-0182-C02-02)

Por México: CICESE

REFERENCIAS

Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Fabriol, H., Nava, A., Carbonell, R., Canales, J.P., Ayarza, P., y Grupo de Trabajo CORTES-P96, 1996, Informe de campaña del proyecto Evolución Tectónica del margen continental Oeste de México: Fosa Mesoamericana y Golfo de California, 154 pp.



¿OLIMPIADAS NACIONALES DE CIENCIAS DE LA TIERRA?

Enrique Gómez Treviño

División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km. 107 Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, Baja California, 22860, México

E-mail: egomez@cicese.mx

En los últimos dos años se han llevado a cabo en el estado de Baja California dos ensayos de olimpiadas o concursos de Ciencias de la Tierra. Estos concursos se realizan entre estudiantes de preparatoria y tienen el fin de promover el interés de estudiantes y maestros por conocer y saber mas acerca de nuestro planeta. Con estos ensayos también se está explorando la posibilidad de realizar en pocos años olimpiadas nacionales en este tema.

Actualmente se organizan en México olimpiadas nacionales en matemáticas, física, química y biología. Estos eventos tienen carácter selectivo para los concursos internacionales respectivos. La Academia de la Investigación Científica (AIC) coordina y apoya desde 1991 la celebración de las cuatro olimpiadas a través del programa Olimpiadas Nacionales de la Ciencia. En los casos de matemáticas y física se vienen celebrando concursos nacionales desde 1987 y 1989, respectivamente. La primera olimpiada internacional se celebró en Rumania en 1959 en el área de matemáticas, con la participación de varios países de Europa Oriental. Actualmente participan en estos eventos alrededor de un centenar de países.

La idea de organizar olimpiadas de Ciencias de la Tierra fue propuesta por parte de la Unión Geofísica Mexicana en una reunión internacional de Sociedades de Geofísica celebrada en Washington, D.C., en mayo de 1994. En noviembre del mismo año se discutió en la Asamblea General de la UGM la realización de un evento nacional de este tipo patrocinado por la Unión. La discusión se centró principalmente en las dificultades de organización por lo que se acordó no realizar el evento, por lo menos a nivel nacional. Así las cosas, en mayo de 1995 decidimos realizar un primer ensayo en el estado de Baja California. El evento se llevó a cabo el día 8 de junio con la participación de preparatorias de Mexicali, Tijuana, Rosarito y Ensenada. El segundo ensayo se celebró el 10 de junio de 1996.

Con base en estas experiencias, esperamos que se puedan llevar a cabo para fines del año, concursos similares en por lo menos dos estados más. Con este fin se les esta enviando los exámenes a miembros de la Unión que mostraron interés en la realización del concurso en sus estados de residencia. Se trata de dos exámenes, uno de eliminatoria que consta de 100 preguntas, y uno más para los finalistas con 35 preguntas y problemas. Se recomienda organizar el evento en día sábado, con un receso para la comida. Durante el receso los organizadores revisan los exámenes y seleccionan a los finalistas. Se recomienda que se utilice parte del tiempo en recorrer las instalaciones del centro, escuela o facultad en donde se efectúe el evento. Idealmente se debe tratar de una institución

dedicada a alguna de las Ciencias de la Tierra.

Es muy importante contar con el patrocinio de la institución donde se realiza el concurso. En el caso de Baja California hemos contado con la cooperación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C.). El costo total del último concurso fue de \$6,000.00 (seis mil pesos, M.N.). Aproximadamente la mitad se reparte en forma de premios en efectivo entre los primeros tres lugares y sus maestros. La otra mitad cubre los gastos de comida para los participantes, así como el costo de libros, fotocopias, diplomas y lápices. Los libros son parte de los premios. Se obsequian conjuntos de libros a los tres primeros lugares y a las bibliotecas de sus escuelas. Otro detalle es que otorgamos diplomas de participación a todos los estudiantes que presentan el examen, no sólo a los ganadores.

Todos podemos colaborar. Una manera de hacerlo es proponiendo preguntas y problemas para llegar a formar un banco de por lo menos 1000 de ellos. El cuestionario completo podría estar disponible para los estudiantes, por supuesto que sin respuestas. La misma labor de consulta e investigación para contestarlo equivaldría a un curso intensivo sobre el tema. Corre a nuestro favor el que las Ciencias de la Tierra contemplen como requisito el tener conocimientos básicos de matemáticas, física, química y biología. Mucho de lo que necesitan saber ya lo saben, o deberían saberlo. El cuestionario representaría una prueba de qué tan bien aprendieron las materias básicas, al enfrentarse a la aplicación de las mismas en problemas concretos.

Estas son algunas de las preguntas del último examen:

- 1.- El volcán Parícutín, uno de los más jóvenes del mundo, entró por primera vez en erupción en el año de 1943. Sus lavas cubrieron vastas zonas agrícolas y sepultaron el pueblo de Parangaricutiro. Este volcán mexicano se encuentra en el estado de...
a) Chiapas b) Hidalgo c) Michoacán d) Colima
- 2.- El agua de mar no es apta para consumo humano pues contiene una alta concentración de sales. Esta concentración es de 35 gramos por cada litro de agua, lo cual puede expresarse diciendo que contiene 35 partes por mil, o bien que contiene 35, 000 partes por millón. Esto último generalmente se expresa como 35,000 ppm, donde ppm significa partes por millón. Para que el agua sea considerada potable se requiere que su contenido de sales no sea mayor de

- a) 10,000 ppm b) 5,000 ppm c) 1,000 ppm d) 500 ppm
- 3.- La circulación de los océanos se debe principalmente a
- terremotos, volcanes
 - rotación de la tierra y calentamiento solar
 - ríos y lagos
 - montañas y valles
- 4.- El petróleo es menos denso que el agua, por lo que tiende a flotar cuando se derrama en el mar. Un metro cúbico de petróleo que se derrame en el mar, suponiendo que la capa superficial que forme tenga un espesor de medio milímetro, cubrirá una superficie de
- 50m² b) 200m² c) 2,000m² d) 5000m²
- 5.- Las estrellas y constelaciones que se observan desde Canadá también se pueden observar desde Chile pero con cierto retraso.
- El retraso es de un año
 - Falso
 - El retraso es de seis meses
 - El retraso es de solo unas horas
- 6.- El aire ejerce presión. Los líquidos ejercen presión. Las rocas ejercen presión. La presión atmosférica al nivel del mar es aproximadamente de 1000 milibares. Este valor equivale a la presión que ejerce una columna de mercurio de 760 milímetros. Este mismo valor es equivalente a la presión que ejerce una columna de roca de
- 40 centímetros b) 4 metros c) 27 metros d) 72 metros
- 7.- México produce más petróleo que los Estados Unidos.
- Cierto b) No se sabe c) Sólo en verano d) Falso
- 8.- Aún en regiones calurosas se ven montañas cuyas cúspides están permanentemente nevadas. Esto se debe a que la temperatura del aire disminuye con la altura. La disminución es aproximadamente de medio grado centígrado por cada cien metros. Se desea calcular la altura a la que se congela el agua en una región donde la temperatura media en la superficie de la tierra es de veinte grados centígrados. ¿Cual es esta altura?
- 2,500 metros
 - 4,000 metros
 - 5,000 metros
 - 3,000 metros
- 9.- Si se duplica el contenido de CO₂ en la atmósfera, la temperatura de la tierra
- Aumenta b) Disminuye c) No cambia d) No se sabe
- 10.- Durante los años en que ocurre el fenómeno «El Niño»
- Llueve mucho en los trópicos
 - La luna induce marea más alta
 - La tierra gira más rápido
 - Llueve poco en los trópicos
- 11.- Los océanos de la Tierra cubren un área aproximada de 360 millones de km² y tienen una profundidad media de 5 km. Si se fundieran los 27 millones de km³ de hielo que existen en la Antártida, el nivel del mar se elevaría casi
- 1 metro b) 10 metros c) 100 metros d) 1000 metros
- 12.- La capa de ozono de la Tierra nos protege de los rayos infrarrojos:
- Falso b) Sólo en verano c) Sólo en invierno d) Cierto
- 13.- Cuando un sismo ocurre en el mar puede producir ondas u olas de gran amplitud llamadas tsunamis. Las ciudades susceptibles de ser inundadas por efectos de un tsunami generalmente tienen sistemas de alarma que resultan de gran ayuda en la prevención de desastres. La llegada de un tsunami a la costa se puede anticipar debido a que las señales sísmicas que viajan por las rocas del fondo oceánico, viajan mucho más rápido que los tsunamis. La velocidad de las ondas sísmicas es de 5 km/s y la de los tsunamis es de 200 m/s. Suponiendo que ocurra un sismo a 1000 km mar adentro, la señal sísmica llegará a la costa antes que el tsunami en un tiempo de:
- 1 h 20 min. b) 2 h 15 min. c) 1 h 30 min. d) 1 h 23 min.
- 14.-El bombeo de agua en acuíferos costeros origina:
- Marea roja.
 - Crecimiento de algas.
 - Instrusión salina.
 - Creación de cavernas.

Por muchas y muy diversas razones, y precisamente hoy más que nunca, las Ciencias de la Tierra son vitales para nosotros y para la Tierra misma. Es imperativo fomentar el interés sobre nuestro planeta, sobre aspectos locales, regionales y globales. Todos los estudiantes de preparatoria, no importando su futura carrera, deberían poseer un mínimo de conocimientos sobre el funcionamiento de nuestro planeta. Esto no ocurre actualmente. Los planes de estudio de los diferentes programas son muy dispares. En algunos programas se incluye geografía, en otros Ciencias de la Tierra y en la mayoría no se tocan estos temas. Esperamos que la realización de estos concursos vaya poco a poco impactando en los planes de estudio a nivel nacional, y que a la vuelta de varios años la AIC los incluya en su programa de Olimpiadas Nacionales de la Ciencia. Todo depende de nosotros.

SOBRE LA CALIDAD DE LAS PONENCIAS EN LA REUNIÓN ANUAL DE LA UGM

Miguel Lavín y Pedro Ripa

Depto. de Oceanografía Física, CICESE, A.P. 2732, Ensenada, Baja California, México

E-mail: mlavin@cicese.mx

Año tras año, en la asamblea general de la Reunión Anual nos felicitamos por la forma impresionante en que ha estado aumentando la cantidad de ponencias. Esto refleja, entre otras cosas, el aumento de investigadores en Geofísica que laboran en México. Desafortunadamente, no parece haber habido un aumento en la calidad de las ponencias; al menos en las sesiones de Oceanografía.

Tal vez hubo un tiempo en que la cantidad era más importante que la calidad, para la supervivencia misma de la UGM. Pero ahora que la cantidad parece estar consolidada, hay que empezar a preocuparnos por la calidad. Y es de preocuparse, pues hemos sufrido algunas presentaciones patéticas (erróneas)..... y nadie dice nada! (estos autores incluídos). Y no sólo porque la mala calidad nos dejó perplejos, sino por que no se estila ser crítico en nuestras reuniones; podría pasar por mala educación, o peor aún, por agresividad o ataque personal.

Esta situación puede llevarnos al extremo en que no consideremos necesario esforzarnos para hacer una buena contribución, o a que se generalize la actitud de "al fin que todo pasa" a la hora de enviar un resumen o preparar la ponencia. Este veneno nos puede llevar eventualmente a la devaluación total de nuestras reuniones; nosotros mismos las habremos hecho "chafa". Un ejemplo de este fenómeno es el Congreso Nacional

de Oceanografía, al cual ya no nos molestamos en ir. Hay que hacer notar que este fenómeno que nos afecta no existe a nivel nacional; por ejemplo el Primer Congreso de Mecánica de Fluidos fue de muy buena calidad.

Hay además otros aspectos que pueden ayudar a mejorar, por ejemplo, (a) hay una proporción demasiado alta de ponentes que no asisten. Desde luego, esto puede ser inevitable en muchos casos, pero tal vez no en todos. (b) La mayoría de las ponencias en Oceanografía son de CICESE, y en los últimos años no ha asistido nadie del ICML.

Por lo tanto, queremos invitar a la comunidad oceanográfica a cambiar nuestra actitud para la próxima reunión. Para empezar, el Comité Organizador debe organizar una revisión de los resúmenes, con la mentalidad de que es posible rechazar resúmenes. Y los exponentes debemos estar preparados para hacer y recibir críticas. No es posible mejorar sin la crítica.

Por último, esperamos iniciar con esta carta una controversia que ayude a aclarar los objetivos de la UGM y de la reunión anual, así como a promover la comunicación por este conducto. Invitamos a los colegas que difieran con nuestra opinión a expresarlo así, por escrito en las páginas de GEOS.

Recordamos a todos los miembros de la Unión Geofísica Mexicana que la cuota para 1997 es de N\$ 150.00 (CIENTO CINCUENTA PESOS 00/100 M.N.).

Favor de hacer llegar su cuota a:

ó

Favor de hacer llegar su cuota a:

Juan García Abdeslem
División de Ciencias de la Tierra
Km. 107 Carret. Tijuana-Ensenada
Ensenada, 22860, Baja California

Ana Pereda
Instituto de Geofísica, UNAM
Ciudad Universitaria
México, D.F., Del. Coyoacán,
C.P. 04510

Con un cordial saludo.

M.C. Luis A. Delgado Argote
Secretario de Difusión

GEOS, revista a la venta en:

ó

CICESE:

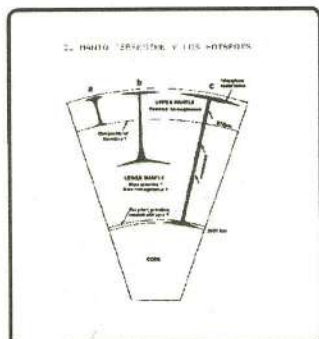
Instituto de Geofísica-UNAM
Sección Editorial,
At'n: Ana Pereda

División de Ciencias de la Tierra
Departamento de Geología
At'n: Victor M. Frías Camacho

Costo del ejemplar N\$ 20.00

GEOS

UNION GEOFISICA MEXICANA



Volumen 14

No. 2

Abril de 1994

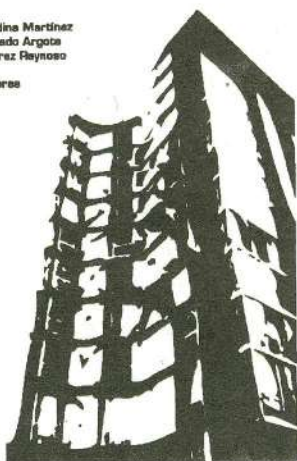
La Sismología en México:

10 años después del temblor de
Michoacán del 19 de Septiembre de 1985

Monografía No. 2 Unión Geofísica Mexicana

Francisco Medina Martínez
Luis A. Delgado Argote
Gerardo Suárez Reynoso

Editores



GEOS

UNION GEOFISICA MEXICANA

BOLETIN INFORMATIVO

EPOCA II



MONOGRAFIA No. 1

CONTRIBUCIONES A LA TECTONICA DEL OCCIDENTE DE MEXICO

L. A. Delgado-Argote
A. Martín-Barajas
Editores



UNION GEOFISICA MEXICANA

GEOS

UNION GEOFISICA MEXICANA

BOLETIN INFORMATIVO

EPOCA II



o diez años del temblor de Michoacán
del 19 de Septiembre de 1985

No. 2

Volumen 15

Noviembre de 1995

Resúmenes y Programa de la Sesión Anual

Tus trabajos de investigación y divulgación
tienen cabida en estos foros de la
Unión Geofísica Mexicana

geofísica internacional

CONTENTS

Volume 34, April-June, 1995

J. ADAM, V. M. MENDOZA and E. E. VILLANUEVA: Numerical prediction of the sea surface topography in the Pacific and Atlantic oceans.	149
I. CAMELIONE and V. BARRIO: Influencia de la ley de calor en la estimación de las tectónicas activas de la zona de Argentina subpolar.	163
M. E. BELUCHI: Diagnóstico y predicción de situaciones sísmicas conexas a riesgos de zona de subducción.	171
J. UREUTIA-PULGALCHI: Paleoseismicity of the Neogene paleoseismicity of Baja California Peninsula, Mexico.	187
J. UREUTIA-PULGALCHI and R. MOLINA-GARZA: Magnetic fabric and reconstruction of the Kibara terrane, southern Mexico: Implications for the emplacement event.	201
E. C. MARTINEZ, M. VILLAGRAN and J. HAYKOV: Magnitudes for local earthquakes calculated with the El Salvador seismic network.	213
G. J. GONZALEZ-TOMPORO and C. VALDES-GONZALEZ: Seismicity of the State of Puebla, Mexico 1986-1989.	221
A. PASCUAL, O. DELGADO and N. FUENTES: Determinación de la conductividad eléctrica de las aguas de la República de Cuba.	233
M. S. JERONIMES-LOPEZ: Paleogeografía en paleoconformaciones de basalto de Zango, Michoacán, México, después de 8000 años.	239

geofísica internacional

ISSN 0014-7169

Volume 34, Number 2, April - June, 1995