

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE NICARAGUA  
UNAN-MANAGUA.  
RECINTO UNIVERSITARIO RUBÉN DARÍO.  
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE TECNOLOGÍA.**

**INGENIERÍA EN GEOLOGÍA**



**SEMINARIO DE GRADUACION PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO**

**TITULO:**

Simulación de la amenaza sísmica producido por las principales fallas de Managua.

Presentado por:

Br. Roberto Gómez Cuadra.

Br. Javier Ernesto Pérez Olivas

Tutor:

PhD. José Armando Saballos P.

## Dedicatoria

A Dios nuestro señor, por brindarnos la fuerza, sabiduría, bienestar físico y espiritual; al haber llegado hasta este punto para seguir adelante día a día para lograr nuestros objetivos.

A nuestros padres, hermanos y seres queridos por habernos apoyado en todo momento con sus consejos, motivación y perseverancia lo cual nos ha permitido ser personas de bien.

## Agradecimientos

A nuestros docentes y tutor, los cuales nos brindan su apoyo incondicional por transmitirnos sus conocimientos y habernos llevado paso a paso en el aprendizaje y a todas las personas que ayudaron directa e indirectamente a la culminación de este documento.

## Resumen

Históricamente, la ciudad de Managua ha sido sacudida con certeza por al menos dos fuertes eventos sísmicos que han causado grandes pérdidas de vidas humanas, daños severos a la economía e infraestructura. Estos sismos fueron los del 31 de marzo de 1931, el cual se asocia a la Falla El Estadio, y produjo la pérdida de alrededor de 1,000 vidas. El otro ocurrió el 23 de diciembre de 1972, y ha sido el más devastador hasta el momento, el cual se asocia a la Falla Tiscapa y causó la muerte de al menos 11,000 personas, dejando enormes pérdidas económicas.

En el presente trabajo presentamos una serie de simulaciones numéricas de las aceleraciones picos ocasionadas por sismos hipotéticos de magnitudes por momento sísmico de 5.0 y 6.5 en las fallas Mateare, Alineamiento Nejapa-Miraflores, San Judas, El Estadio, Tiscapa, El Aeropuerto y Cofradía. Estas simulaciones se llevaron a cabo utilizando la ecuación de atenuación derivada para Centro América por Climent y otros en el año de 1994.

También presentamos simulaciones de la deformación cosísmica vertical para los sismos y fallas arriba mencionadas utilizando la ecuación de la dislocación rectangular derivada por Okada (1985). Esto es de importancia para la inestabilidad de laderas, así como evaluar posibles inundaciones de las zonas ubicadas en las orillas del Lago Xolotlán (o Lago de Managua) producto de la ocurrencia de un eventual terremoto.

La serie de simulaciones que se presentan en este trabajo son de considerable importancia para los ingenieros, arquitectos, geólogos, ingenieros sísmicos y tomadores de decisión que trabajan en el campo de la mitigación y evaluación de la amenaza por actividad sísmica, principalmente en la ciudad de Managua y sus cercanías.

Aunque las fallas de Cofradía y Mateare son las más alejadas del casco urbano de Managua, estas tienen el potencial de causar graves daños en la capital, incluso colapsar el centro de la capital, si desencadenan un sismo de magnitud 6.5 (o mayor) con una profundidad hipocentral no muy grande, no mayor a los 10 Km.

Dadas a sus características geométricas, el valor de la aceleración pico más alta se obtuvo en la falla El Estadio, con un valor de  $8.2 \text{ m/s}^2$  para un sismo de Mw 6.5 y a una profundidad hipocentral de 5 Km. Por otro lado, el valor de la deformación cosísmica superficial vertical más alto, tanto positivo como negativo 1.3 m y -1.3 m, obtenido fue para la Falla El Aeropuerto para un sismo de magnitud 6.5. Dada la cercanía de esta falla con la orilla sur del Lago Xolotlán, esto podría significar que podrían ocurrir inundaciones en el área de la orilla del lago al norte de esta falla.

Todas las fallas con prolongación en el Lago Xolotlán tienen el potencial de crear una deformación cosísmica vertical negativa (subsistencia del suelo) suficiente como para permitir el avance del agua del lago en su extremo sur para sismos de magnitudes Mw 6.5 o similares.

## INDICE

### Contenido

Resumen

Capítulo I. Introducción.....	1
1.1. Generalidades.....	1
1.2. Trabajos Previos de la Amenaza Sísmica de Managua y Nicaragua. ....	2
1.3. Localización del Área de Estudio. ....	4
1.4. Modelos para explicar el Acomodo de la Deformación en el Ante Arco Volcánico Nicaragüense.....	5
1.4.1. Modelo ``pull-apart´´ .....	5
1.4.2. Modelo “bookshelf”.....	6
1.4.3. Modelo fallas transformante.....	7
1.5. Sismicidad de Managua .....	8
1.5.1. Sismicidad Histórica de Managua.....	8
1.5.2. Sismicidad Reciente (INETER 2000).....	8
1.6. Justificación.....	10
1.7. Objetivos .....	11
1.7.1 Objetivo general.....	11
1.7.2. Objetivos específicos .....	11
1.8. Metodología.....	12
1.8.1. Trabajo de gabinete.....	12
1.8.2. Recolección de datos y modelación.....	12
Capítulo II. Geología Regional y Marco Tectónico.....	13
2.1. Marco Geológico Regional. ....	13
2.2. Provincias Geológicas y Fisiográficas de Nicaragua.....	15
2.2.1. La Planicie de la Costa del Pacífico:.....	16
2.2.2. Provincia de la Depresión o Graben. ....	16
2.2.3. Provincia Central.....	16
2.2.4. Provincia del Norte.....	17
2.2.5. Provincia de los Llanos de la Costa del Atlántico.....	17
Capítulo III. Marco Geológico Local.....	18
3.1. Descripción del área de estudio. ....	18

3.2. Litología y Estratigrafía de Managua .....	19
3.2.1. Formación Chiltepe .....	20
3.2.2. Grupo Managua .....	20
3.2.3. Formación La Sierra .....	22
Capítulo IV Modelación .....	24
4.1. Modelación Numérica .....	24
4.1.2. Formula de Climent y Otros (1994) .....	24
4.1.3. Ecuación de la deformación vertical superficial (Okada, 1985) .....	25
Capítulo V Parámetros y Características de las Principales Fallas de Managua y sus Alrededores (Tabla 1) .....	27
Capítulo VI Mapas de Amenaza Sísmica en términos de PGA .....	31
6.1 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Aeropuerto .....	32
6.2 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Aeropuerto .....	33
6.3 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Cofradía .....	34
6.4 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Cofradía .....	35
6.5 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla El Estadio. ....	36
6.6 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla El Estadio. ....	37
6.7 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Mateare. ....	38
6.8 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Mateare. ....	39
6.9 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla San Judas .....	40
6.10 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla San Judas .....	41
6.11 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Tiscapa. ....	42
6.12 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Tiscapa. ....	43
6.13 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores .....	44
6.14 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores .....	45
Capítulo VII Mapas de la deformación superficial vertical cosísmica .....	46
7.1 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla Aeropuerto. ....	47
7.2 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla Aeropuerto .....	48
7.3 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla Cofradía .....	49
7.4 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla Cofradía .....	50

7.5 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla El Estadio.	51
7.6 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla El Estadio.	52
7.7 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla Mateare.	53
7.8 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla Mateare.	54
7.9 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla San Judas.	55
7.10 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla San Judas.	56
7.11 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla Tiscapa.	57
7.12 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la falla Tiscapa.	58
7.13 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores.	59
7.14 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores.	60
Resultados	61
Discusión	68
Conclusiones	70
Recomendaciones.	71
Bibliografía	72
Anexos	78
Anexo 1. Subrutina para estimar la aceleración pico, PGA, con la fórmula de Climent y otros (1994), escrita en Matlab.	78
Anexo 2. Subrutina para estimar la deformación vertical de producida por el desplazamiento de una falla rectangular utilizando las ecuaciones de Okada (1985), escrita en Matlab	80

## **Capítulo I. Introducción.**

### **1.1. Generalidades.**

Fenómenos naturales de índole geológico han causado una cantidad enorme de pérdidas humanas y bienes desde que los humanos comenzaron a vivir en sociedades; y aunque los avances en el conocimiento de la génesis y desarrollo de estos eventos han sido muy grandes en los últimos dos siglos, las pérdidas de vidas humanas están solamente decreciendo muy lentamente a lo largo del tiempo, mientras que las pérdidas económicas van en aumento (Oliveira y otros, 2006). El crecimiento de la población mundial, usos inadecuados del territorio y prácticas de construcción inapropiadas (principalmente en países del tercer mundo) son los principales factores que pueden explicar la mencionada tendencia (Oliveira y otros, 2006). De esto, decimos que las sociedades son vulnerables ante la ocurrencia de fenómenos geológicos peligrosos.

El número de víctimas y pérdidas económicas producidas por terremotos (eventos sísmicos, o simplemente sismos) no solamente están estrechamente ligadas a la magnitud del sismo y a la distancia focal de los centros urbanos, sino también a factores sociales y económicos del país o comunidad afectada (Oliveira y otros, 2006).

Aún con los avances científicos y tecnológicos de hoy en día, no es posible predecir dónde y cuándo exactamente ocurrirá un sismo devastador, y en caso de poderse, habría pérdidas económicas inevitables de aquellas infraestructuras y bienes que no pueden ser reubicadas en lugares más seguros (Oliveira y otros, 2006).

Para la evaluación de la amenaza sísmica se acostumbra el uso de métodos numéricos para simular los efectos, a diferentes intervalos de tiempo, que producirá el sismo en la superficie del suelo, lo que suele expresarse como aceleración máxima del suelo (PGA), velocidad máxima del suelo (PGV), ó desplazamiento máximo del suelo (PGD).

Nicaragua es considerada como uno de los países del mundo con el más alto riesgo sísmico debido a su cercanía a la Trinchera de Mesoamérica, la presencia de una cadena volcánica Cuaternaria activa, y la presencia de un sin número de fallas geológicas dentro y en las proximidades de grandes centros poblacionales que han ocasionado grandes desastres a lo largo de la historia (Ugarte, 2010; Benito y otros, 2012). Son en efecto estas últimas fallas las que han generado los terremotos más destructivos en nuestro país (Benito y otros, 2012).

Los recientes trabajos de Ugarte (2010) y de Benito y otro (2012) presentan mapas de PGA para Nicaragua y curvas de amenaza sísmica para la ciudad de Managua, entre

otros tipos de resultado, tomando en cuenta de forma integral las posibles fuentes sismogénicas que afectan al país. Para el caso específico de Managua, Ugarte (2010) determinó que la amenaza sísmica para Managua está dominada por un sismo local con una magnitud por momento sísmico menor a 6, y con una profundidad hipocentral de 15 Km.

En su tesis de licenciatura, Castrillo (2011) llevó a cabo un análisis de la amenaza sísmica para Nicaragua utilizando el método de la sismicidad espacialmente suavizada. Este autor llegó a conclusiones similares a las de Ugarte (2010) y Benito y otros (2012) en cuanto a que la costa del Pacífico del país está sujeta a una mayor amenaza sísmica. Además, el trabajo de Castrillo (2011) determinó que el triángulo minero de Nicaragua (la zona comprendida entre Rosita, Siuna y Bonanza) presenta una considerable amenaza sísmica.

Trabajos a escala más local, como el de INETER (2000) han llevado a cabo simulaciones del PGA que produciría un sismo de magnitud grande por las fallas de Tiscapa y Cofradía en la ciudad de Managua.

El presente trabajo hará uso de la ecuación del PGA determinada por Climent y otros (1994), y de las ecuaciones de deformación superficial producto del desplazamiento de una falla dadas por Okada (1985) para estimar el PGD y así simular los efectos generados por posibles eventos sísmicos de grandes magnitudes en las fallas geológicas consideradas más peligrosas dentro del Graben de Managua. Consideramos que esto es de suma importancia para los habitantes de Managua, autoridades locales, y todos aquellos involucrados en la construcción y diseño de casas y edificios en la mencionada ciudad.

## **1.2. Trabajos Previos de la Amenaza Sísmica de Managua y Nicaragua.**

Son muy pocos las investigaciones y trabajos referente a un estudio de amenaza sísmica con la visión de este trabajo, a nivel local en Nicaragua. Existen algunos trabajos pero estos son expuestos a escala regional.

Es importante destacar que este documento no habría sido posible su elaboración sin la información y datos de trabajos con un punto de vista tectónico-estructural los cuales han ayudado a comprender el comportamiento y algunas características de las principales fallas de nuestra capital.

A continuación se citan los estudios más importantes:



En noviembre de 1996 Segura y Rojas, elaboraron un documento sobre amenaza sísmica para el centro de la ciudad de Managua donde se estimó la aceleración del suelo a través de las relaciones de atenuación de Climent y otros (1994).

En junio del 2000 el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), auspiciado de la agencia Noruega para el desarrollo y la cooperación (NORAD), a través del centro de prevención de los desastres naturales en América Central (CEPRENAC), elaboró una recopilación de datos sobre estudios realizados en Managua, siendo así posible la elaboración del documento Microzonificación sísmica de Managua, en el cual se abordaron temas como la historia sísmica en Nicaragua, geología y tectónica, la amplificación del suelo en Managua, amenaza sísmica y la simulación numérica de terremotos.

Cowan y otros (2000) elaboraron una base de datos de fallas del Cuaternario en los alrededores de Managua, donde expusieron las principales características y parámetros geométricos de dichas fallas. Muchos de los parámetros que hemos utilizado en esta tesis han sido tomados del mencionado artículo.

Ugarte (2010) publicó un trabajo en el cual estimó la amenaza sísmica, expresada por medio del PGA, para la región Centroamericana, y el riesgo sísmico para la ciudad de Managua tomando en cuenta un sin número de parámetros (como por ejemplo, tipo de construcciones, número de habitantes, etc.) necesarios para ejecutar el programa SELINA. Este autor concluye que la amenaza más alta para la ciudad de Managua es la posible ocurrencia de un sismo de magnitud 6, a una profundidad de 15 km y con epicentro en algún punto de la cadena volcánica Nicaragüense.

Castrillo (2011) publicó un documento donde se elaboraron mapas de riesgo sísmico para Nicaragua; mediante una evaluación del riesgo sísmico probabilístico, caracterizando la amenaza sísmica a través de la aceleración máxima del terreno. Este concluye identificando una nueva zona con potencial sísmico en las cercanías del triángulo minero y que el mayor riesgo sísmico es para la costa pacífica de Nicaragua.

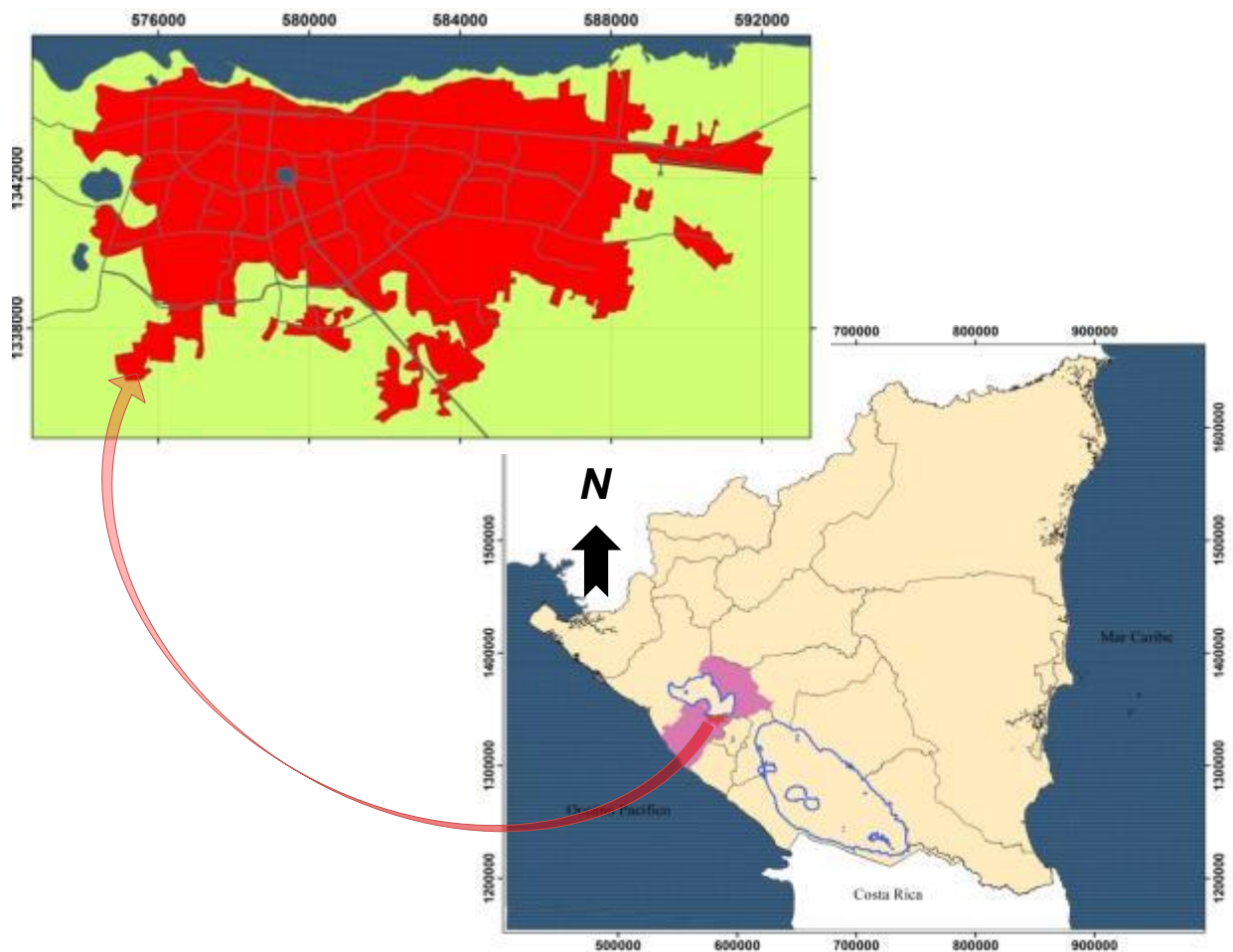
Posteriormente, en el 2012, Benito y otros publicaron un artículo con objetivos y resultados similares descritos por Ugarte (2010) en términos de la evaluación de la amenaza sísmica para Centroamérica y para las ciudades capitales de los países Centroamericanos.

Los autores de esta tesis no han encontrado en la literatura ningún trabajo que describa la posible deformación máxima del suelo (PGD) de la ciudad de Managua experimentado por un sismo en las fallas del Graben de Managua. Tampoco se ha publicado algún trabajo que recopile las aceleraciones máximas instantáneas que

produciría un sismo de relativa gran magnitud en las fallas de Managua consideradas más peligrosas. El presente trabajo aportará estos elementos que serán de mucha utilidad para una evaluación más integral de la amenaza sísmica, y para los involucrados en el diseño y construcción de infraestructuras en la ciudad capital, en la cual el número de habitantes sigue en aumento y asentándose cada vez más cerca de zonas de fallas, por lo tanto aumentando el riesgo sísmico de la ciudad.

### 1.3. Localización del Área de Estudio.

El presente trabajo refiere a la gran amenaza por un futuro evento sísmico producido por las principales fallas de Managua, capital de Nicaragua; la cual está asentada al sur del Lago Xolotlán (fig3), y dentro del Graben de Managua (Fig: 4). El término fallas principales lo utilizamos en este trabajo como aquellas fallas geológicas que son consideradas las más activas, y por lo tanto las potencialmente más peligrosas dentro del Graben de Managua.



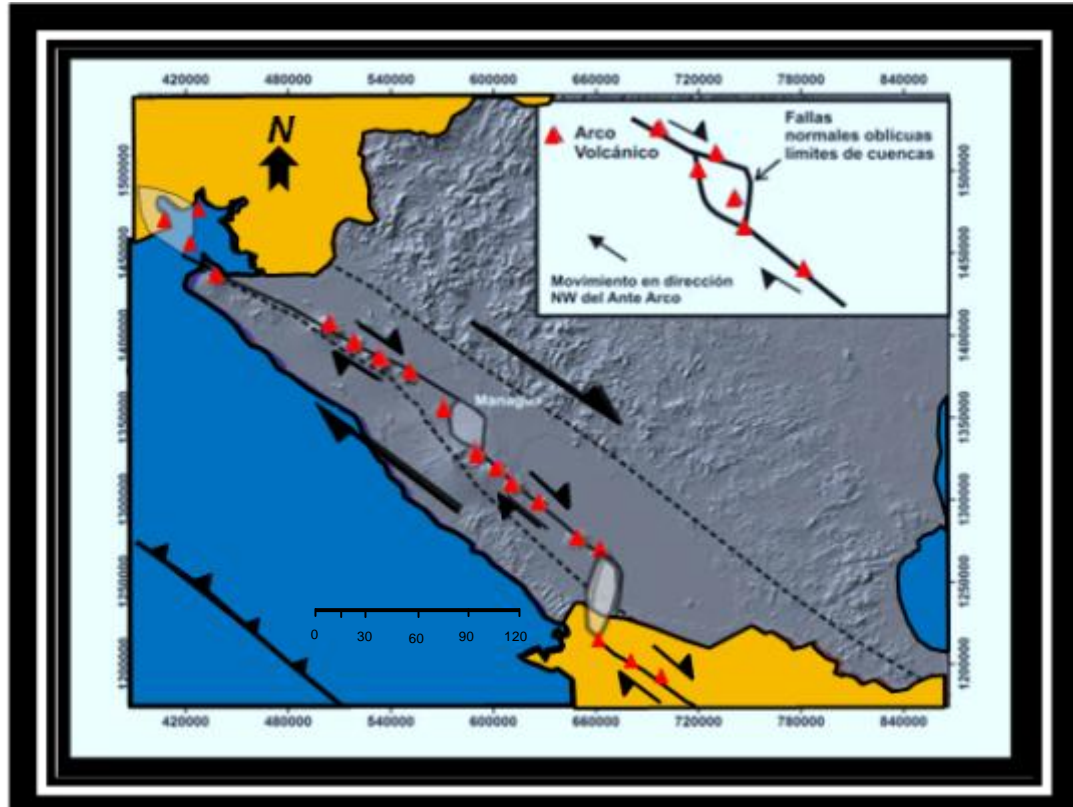
(Fig: 1) Ubicación Departamento de Managua (Casco Urbano).

## 1.4. Modelos para explicar el Acomodo de la Deformación en el Ante Arco Volcánico Nicaragüense.

### 1.4.1. Modelo "pull-apart"

Según Weinberg (1992), corroborado por Frischbutter (2002), asocian la actividad de las fallas dentro del Graben de Managua, a un sistema de compresión orientado norte-sur, relacionado con el hundimiento activo de una cuenca de tipo "**pull-apart**". En este modelo, las fallas transcurrentes constituyen un sistema conjugado con desplazamiento lateral derecho (con orientación norte-noroeste-sur-sureste) e izquierdo (orientadas noreste-suroeste). (Ver Fig: 4)

Según Genrich y otros(2000). La franja del ante arco volcánico probablemente formada a lo largo de la corteza debilitada térmicamente y adelgazada por el vulcanismo, fallas de rumbo pueden formar cuencas pull-apart. Según este modelo, las fallas laterales derechas orientadas N45-65°O paralelas al arco acomodan a gran escala la cizalla dextral asociada con la migración NO del Ante Arco de América Central con una velocidad de 14 mm/año en Nicaragua (Lundgren y otros, 1999; DeMets, 2001; Norabuena y otros, 2004; Funk y otros, 2009). Las cuencas de tipo pull-apart se localizan entre los segmentos del Arco Volcánico de América Central y estas podrían ser limitadas por fallas normales oblicuas orientadas N15°O - N10°E (como las fallas del Graben de Managua), transversas al Arco Volcánico (Girard y van Wyk de Vries, 2005).

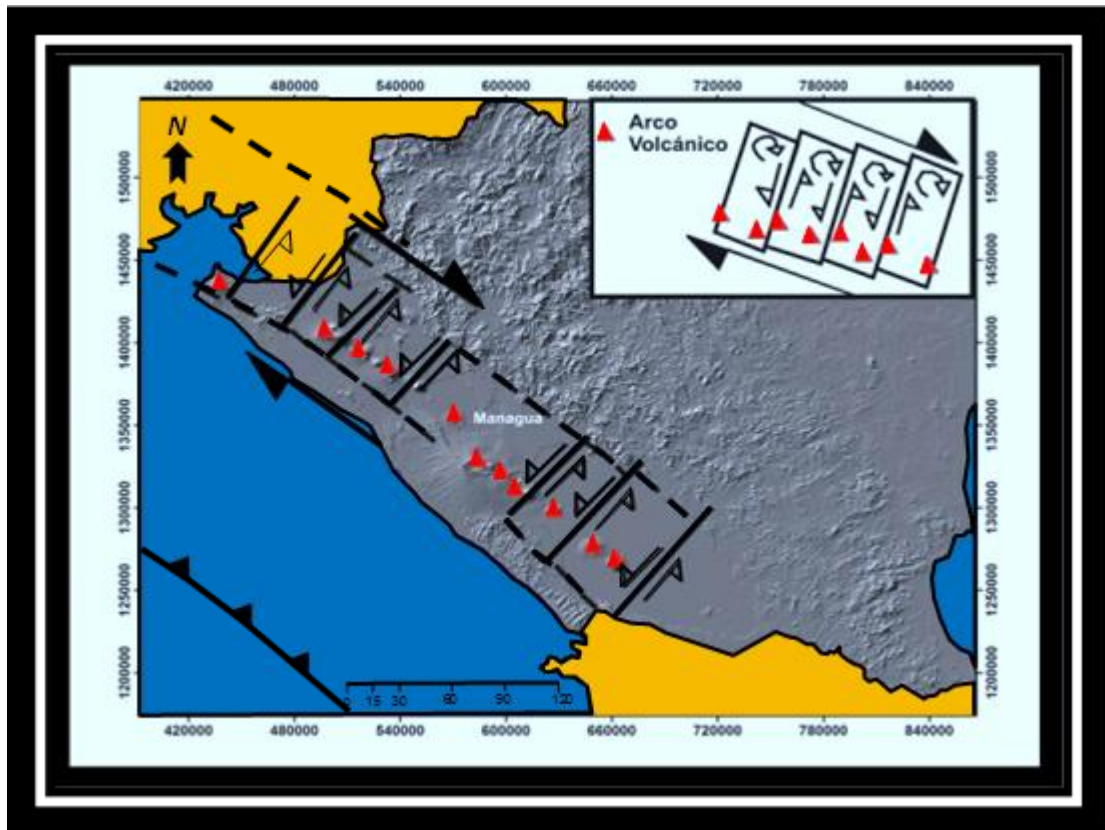


(Fig: 2) Modelo Tectónico de formación de Cuencas de tipo Pull-apart en la Depresión de Nicaragua (Funk y otros, 2009).

### 1.4.2. Modelo "bookshelf"

Por otro lado, LaFemina y colaboradores (2002), proponen que la actividad de las fallas de rumbo con orientación noreste-suroeste con desplazamiento lateral-izquierdo, son el producto de la acomodación de los bloques tectónicos del ante-arco volcánico en Nicaragua, producto de la subducción oblicua (de los cuales la componente paralela a la trinchera oceánica produce un desplazamiento del ante-arco de ~14 mm/yr, según DeMets (2001)) que se da lugar en frente de las costas del Pacífico de Nicaragüense. Esto da lugar al modelo de deformación rotacional denominado *bookshelf* ("estantes de libros").

Los eventos sísmicos más destructivos en Nicaragua, principalmente los de Managua en 1931 y 1972, han ocurrido en fallas de rumbo de tipo lateral izquierdo con orientación NE, las que marcan la superficie de contacto entre uno y otro bloque adyacente del modelo *bookshelf* (LaFemina y otros, 2002).

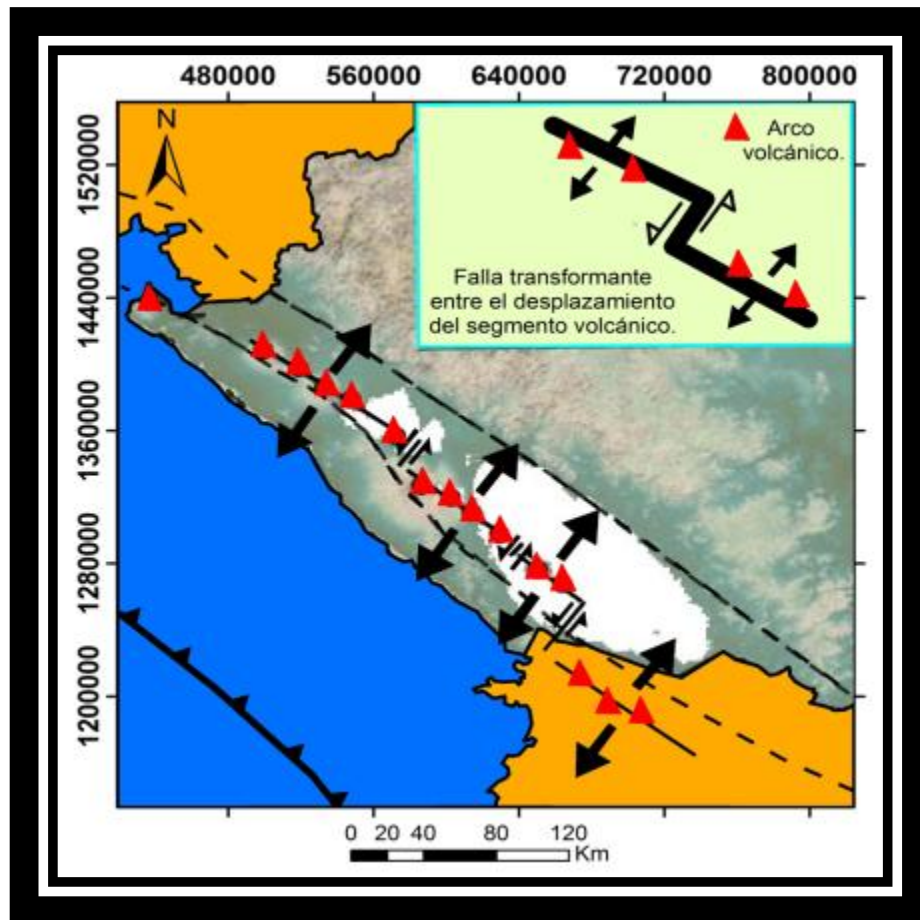


(Fig: 3) Modelo Tectónico de fallas en dominó (bookshelf) en la Depresión de Nicaragua (LaFemina y otros, 2002).

### 1.4.3. Modelo fallas transformante.

Los estudios previos de la depresión nicaragüense indican la presencia de una familia de notables fallas con tendencia NE con un ángulo mayor al frente volcánico de América central (Carr y otros, 1973; Carr, 1976; Carr and Stoiber, 1977).

Según Carr (1976) el desplazamiento y el contacto de la placa Cocos bajo la placa Caribe en la zona de subducción generan fallas transversales en el arco y antearco volcánico. Dewey y Algermissen (1974) propusieron que esta familia de fallas transversales era de preferencia transformante, las que producen desplazamientos en tendencia lineal al frente volcánico de Centroamérica. Ellos interpretaron esta tendencia transversal como fallas transformantes. (Funk y otros, 2009). (Ver Fig: 6)



(Fig: 4), El modelo de falla transformante fue propuesta por primera vez por Dewey y Algermissen (1974) para explicar los desplazamientos segmentados del frente volcánico de Centroamérica. (Funk y otros, 2009).

## 1.5. Sismicidad de Managua

### 1.5.1. Sismicidad Histórica de Managua

Fuertes Terremotos han ocurrido con frecuencia en Nicaragua. Montessus De Ballore (1888) enumera los terremotos de 1528, 1663, 1844, 1849, 1858, 1862, 1881 y 1885, pero a partir de sus descripciones, se dificulta decir dónde se ubican sus epicentros. Los terremotos de 1844, 1858 y 1881, sin embargo, causaron daños en la región de Managua, al igual que los de 1898, 1913, 1918, 1928, y 1931 (lista elaborada por Ken Jorgensen, Panama Canal Company, written commun., 1966).

Los datos del terremoto del 31 de marzo de 1931, indican que fue muy similar al terremoto ocurrido en 1972 en la mayoría de los aspectos. El evento fue aproximadamente de magnitud 5.6 y causó gran fracturamiento en el suelo a lo largo del plano de falla con rumbo noreste en la parte occidental de Managua. El centro de la ciudad fue quemada en gran medida. Alrededor de 1,000 personas perdieron la vida (Sultan, 1931) en una población de aproximadamente 40,000 habitantes (Brown y otros, 1973). La mayoría de las casas fueron destruidas, y los servicios públicos fueron dañados seriamente.

El 4 de enero de 1968 un evento sísmico de pequeña magnitud (alrededor de 4.6) se produjo en la ciudad de Managua, el cual causó grandes daños en la Colonia Centro América, pero sin pérdidas de vidas humanas (Brown y otros, 1973).

Estos pocos datos sobre la sismicidad histórica de la ciudad de Managua y sus alrededores no son suficientes para determinar un período de recurrencia de los terremotos en la mencionada zona, pero parece razonable esperar que un terremoto en Managua similar al del 23 de diciembre de 1972, pueda ocurrir en algún momento, en la década del 2020 según Brown y otros (1973).

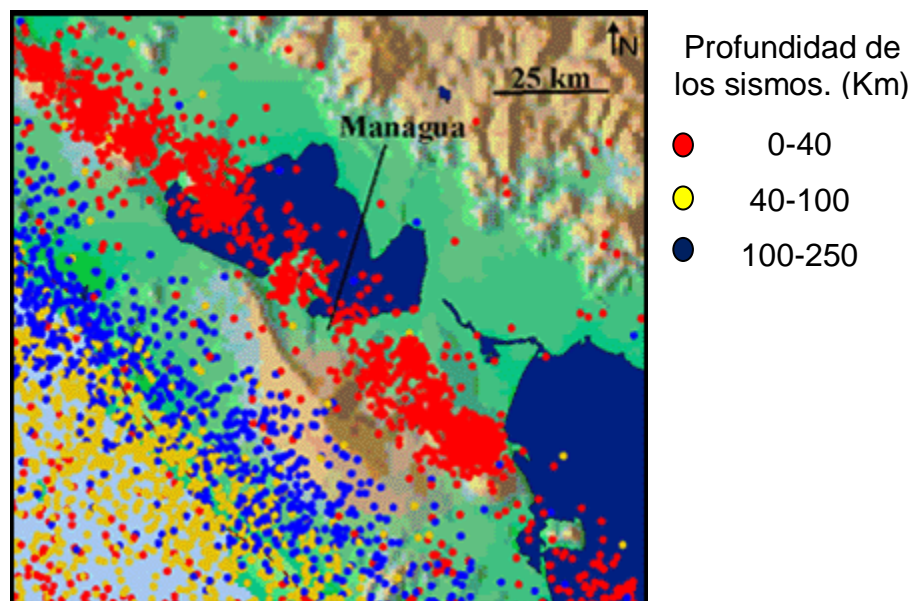
### 1.5.2. Sismicidad Reciente (INETER 2000).

La red sísmica nacional de Nicaragua fue establecida en el año 1975, y hasta el año 2000 ha localizado (con interrupciones de 1985 a 1991), cerca de 25 mil sismos en Nicaragua, o sea, más de 1,500 sismos por año.

La mayoría de los epicentros se ubican en el océano Pacífico, donde chocan las placas tectónicas Cocos y Caribe. Los sismos superficiales con profundidades de hasta de 0 a 40 km ocurren mar adentro. Los sismos de profundidad intermedia con profundidades de 40 a 100 km y los sismos muy profundos con profundidades de 100 a 250 km, se dan más cerca de la costa del océano o directamente debajo de ella (INETER 2000).

Otra banda de sismos se concentra en un cinturón muy estrecho a lo largo de la cadena volcánica Nicaragüense, desde Cosigüina hasta la isla de Ometepe como resultado del vulcanismo en Nicaragua.(INETER 2000)

Es evidente que Managua se ubica directamente en la zona más peligrosa, donde ocurren los sismos de foco superficial en la cadena volcánica. Pero también es sorprendente que la ocurrencia de los sismos en la propia área de la ciudad fuera relativamente baja en este período de tiempo, si se compara con la densidad de epicentros ubicados en otras partes de la cadena volcánica de Nicaragua, especialmente al Sureste y Noroeste de la capital. Además, los sismos ocurridos en Managua en los últimos 25 años fueron de muy baja magnitud, y la mayoría de ellos ocurrió en los años 1970. En los últimos años, ha habido prácticamente calma sísmica en Managua con relación a sismos con epicentro ubicado directamente en la ciudad. Lo anterior contrasta con la experiencia de los dos terremotos devastadores que destruyeron la ciudad dos veces en este siglo por movimientos de fallas en la propia ciudad. La causa para esta relativa calma sísmica en Managua, que se observó al menos durante la existencia de la red sísmica, todavía no es clara. La falta de sismos podría ser una peligrosa señal de la preparación de un nuevo terremoto.



**(Fig: 5) sismos registrados entre 1975-2000 en el área de Managua y sus alrededores (INETER 2000).**

En este mapa de sismos localizados en las últimas décadas se observa claramente que los sismos superficiales (puntos rojos, profundidad de 0 a 40 km) se concentran en una banda muy estrecha de sólo 20 km de ancho. Esta banda coincide con la cadena volcánica Nicaragüense: sismos y volcanes tienen una causa común. Managua se ubica directamente en el eje de esta banda y es la ciudad con mayor amenaza sísmica en Nicaragua. Los sismos muy profundos (puntos azules, profundidad de 100 a 250 km) son menos peligrosos dada su gran profundidad hipocentral.

## 1.6. Justificación

Managua y sus alrededores están sujetos a la presencia permanente de una amenaza por los efectos de actividad sísmica y volcánica. (Schmoll y otros, 1975). El casco urbano de Managua supera los 900 mil habitantes, quienes en su mayoría están ubicados en zonas de falla con un alto índice de peligrosidad. Según Segura y otros (2000), las fallas sísmicas locales en términos estadísticos, generan el 59% de la amenaza sísmica total de Managua. El 41% restante resulta de la zona de subducción, cadena volcánica y otras zonas montañosas de Nicaragua.

Es de conocimiento de todos los nicaragüenses que nuestra capital Managua, cuenta con una elevada densidad de fallas geológicas activas y ha sido azotada históricamente por muchos eventos sísmicos; dos de ellos han sido de gran poder destructivo (1931 y 1972), y que otro evento sísmico similar posiblemente volverá a ocurrir en algún momento.

El terremoto que destruyó gran parte de Managua en 1972 afectó un área de aproximadamente de 27 km<sup>2</sup> en el centro de la ciudad; dejando más de 11,000 fallecidos y más de 20,000 heridos; casi un 75% de las viviendas en toda la ciudad fueron destruidas o dejadas inhabitables por los daños sufridos, dejando unas 250,000 personas desamparadas y más de medio millón de dólares americanos (de ese entonces) en pérdidas económicas (Brown y otros, 1973). Este elevado número de pérdidas de vidas humanas, daños a las viviendas, y pérdidas económicas durante el terremoto de 1972 en Managua se debió básicamente a la ocurrencia de un sismo con hipocentro superficial (~5 km de profundidad) que produjo una fuerte sacudida del suelo (hasta 0.4g, o sea 3.9 m/s<sup>2</sup> determinados por Knudson y otros (1974)) en la ciudad, la cual albergaba una gran cantidad de viviendas construidas con poca resistencia a los sismos.

Lo antes expuesto evidencia la gran importancia que tiene la realización de un trabajo que muestre la amenaza sísmica, a escala local, por medio de las aceleraciones y deformaciones máximas de la superficie del suelo que serían producidas por un evento sísmico en las principales fallas consideradas las más activas de la ciudad de Managua.

Esto lo llevaremos a cabo por medio de simulaciones numéricas utilizando el programa MATLAB, resultados que serán desplegados en mapas elaborados en ArcMap. Además presentaremos una recopilación de parámetros geométricos importantes, utilizados en las simulaciones, de las fallas de interés.

Los resultados obtenidos en este trabajo serán de gran utilidad para un gran número de usuarios interesados en la amenaza sísmica de Managua, así como los que toman decisiones, como aquellos involucrados en el diseño y planificación de viviendas e infraestructuras en general.



## 1.7. Objetivos

### 1.7.1 Objetivo general.

- Evaluación de la amenaza sísmica de las principales fallas de Managua, aquellas consideradas más activas debido a su historial sísmico.

### 1.7.2. Objetivos específicos

- Compilación de base de datos sobre las principales fallas de Managua y sus alrededores.
- Modelación numérica de las principales fallas de Managua y sus alrededores mediante el programa Matlab.
- Elaboración de mapas de la amenaza sísmica por fallas.
- Elaboración de mapas de deformación del terreno.

## 1.8. Metodología

Este documento consta de la siguiente estructura:

### 1.8.1. Trabajo de gabinete.

Esta etapa consistió en la búsqueda y recopilación de una gran cantidad de estudios sobre amenaza sísmica a nivel local y regional de Nicaragua. Cabe destacar que existen muy pocos documentos acerca de este tema a nivel local. También se recopiló información y datos de trabajos con un punto de vista tectónico-estructural los cuales han ayudado a comprender el comportamiento y algunas características de las principales fallas de nuestra capital.

Se elaboró una tabla sobre los parámetros y características de las principales fallas de Managua y sus alrededores.

Se hicieron cálculos con base a parámetros supuestos o inferidos dentro de lo permisible por la geología local. Esto se hizo porque algunos parámetros necesarios para simular la deformación superficial por el desplazamiento de una falla dada no existen en la literatura.

Unas veces teniendo todo el material recopilado se prosiguió a la siguiente etapa.

### 1.8.2. Recolección de datos y modelación

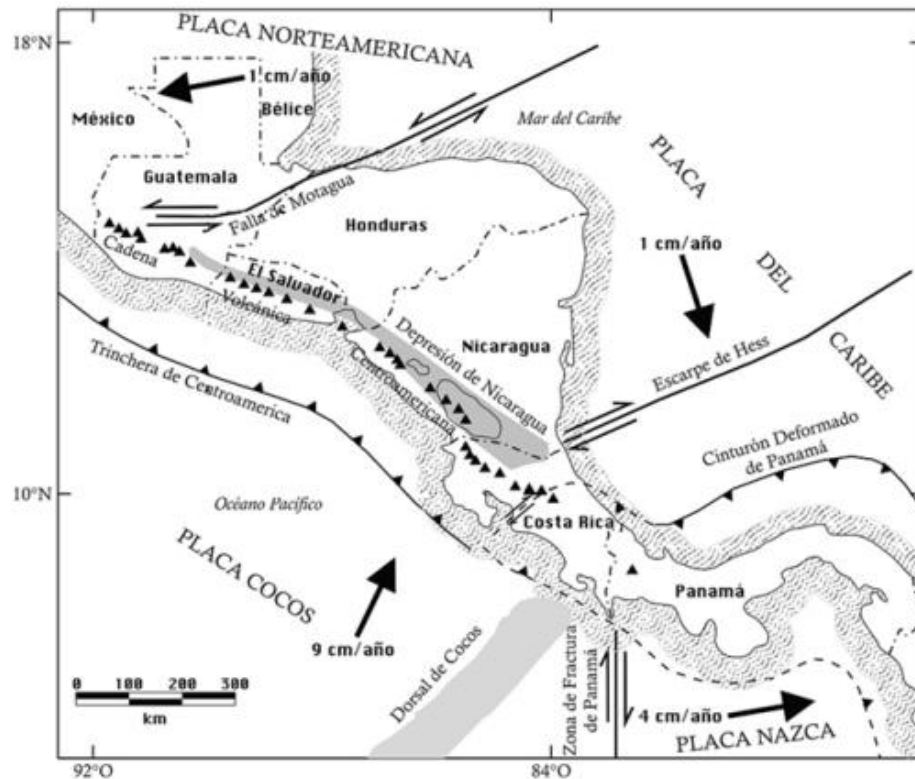
Esta etapa consistió en el reconocimiento de cada una de las principales fallas de Managua capaces de generar gran destrucción y pérdidas económicas a partir de su actividad reportada. Posteriormente, se procedió a programar la fórmula de Climent y otros (1994) para simular la máxima aceleración del suelo (PGA) instantánea producida por un sismo de magnitud dada en las fallas en cuestión en la ciudad de Managua. Similarmente, se procedió a simular la deformación superficial vertical del suelo utilizando las ecuaciones de Okada (1985) para la misma zona. Finalmente, estos resultados fueron desplegados en mapas para una fácil visualización y análisis.

## Capítulo II. Geología Regional y Marco Tectónico.

### 2.1. Marco Geológico Regional.

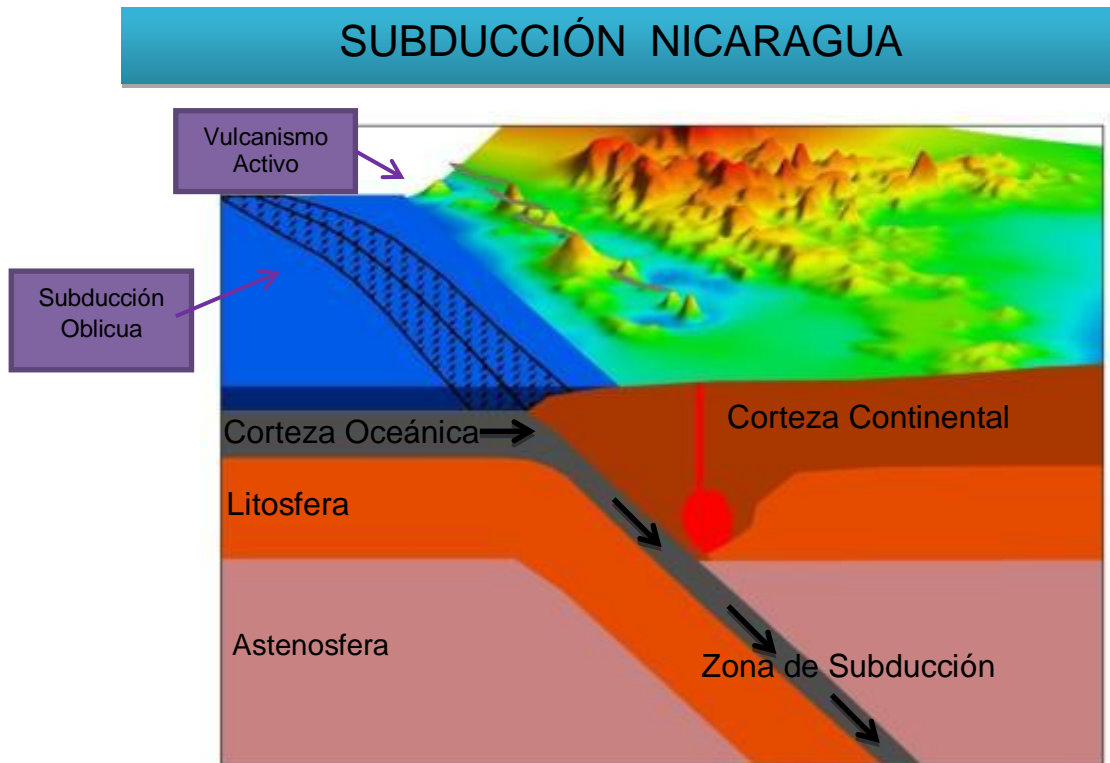
La interacción entre las placas Cocos-Caribe-Nazca y las placas del Norte y Sur América produce un complejo patrón estructural de la corteza cortical en América Central (Frischbutter, 2002). Nicaragua está ubicada en el margen oeste de la placa Caribe cerca de su interacción con las placas Cocos, y sus límites actuales están definidos por la distribución de la actividad sísmica (Molnar y Sykes, 1969). La placa del Caribe limita al norte con la placa Norteamericana, en el sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic de movimiento lateral izquierdo, al sur con la placa Suramericana, al este con la Fosa de Puerto Rico y las zonas de subducción de las Antillas Menores y al oeste con la Placa Cocos, Fig. 6.

La estructura cortical de Nicaragua está caracterizada por dos bloques tectónicos alóctonos (Case y otros, 1984), denominados: Bloque Chortis y Bloque Chorotega. El Bloque Chortis es limitado al norte por la zona de falla sinistral Motagua y Polochic, comprende el sur de Guatemala, Honduras y el Norte de Nicaragua. Este bloque posee corteza continental Pre-Mesozoica y en la región del norte de Nicaragua, está formado por un basamento Paleozoico de rocas metamórfica cristalinas de bajo grado (Weinberg, 1992).



(Fig: 6) Marco tectónico de América Central, basado en De Mets (2001), Harlow y White (1985) y Guzmán-Speziale (2001).

Nicaragua se ubica en la parte sur del Bloque Chortis, una de las varias unidades que forman la Placa Tectónica del Caribe. El Bloque Chortis está limitado al norte por la zona de fallas de Motagua y Polochic; el límite sur del basamento del bloque Chortis ha sido cubierto por rocas volcánicas del cenozoico, pero probablemente se extiende hasta la península de Santa Elena al norte de Costa Rica y el Escarpe de Hess fuera de la costa este, que se interpreta como una sutura cortical. (De Boer, 1979; Dengo, 1985). El límite oeste coincide con la Fosa Mesoamericana y al este el bloque continúa en el Promontorio de Nicaragua el que posiblemente incluye Jamaica. (Weinberg, 1992).



**(Fig: 7) Esquema sobre la subducción en Nicaragua (Gómez y Pérez et al 2013).**

Nicaragua se localiza en un ambiente tectónico de convergencia, donde la Placa Cocos subduce bajo la Placa Caribe formando la Trincheras Mesoamericana. La dirección de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Caribe es ligeramente oblicua y subduce con una inclinación de  $25^\circ$  en la parte superficial y  $84^\circ$  a profundidades de 100 y 220 km. (Fig: 6, Burbach, 1984; Protti, 1994). Esta subducción es la responsable del volcanismo en nuestro país, y en el resto de Centroamérica.

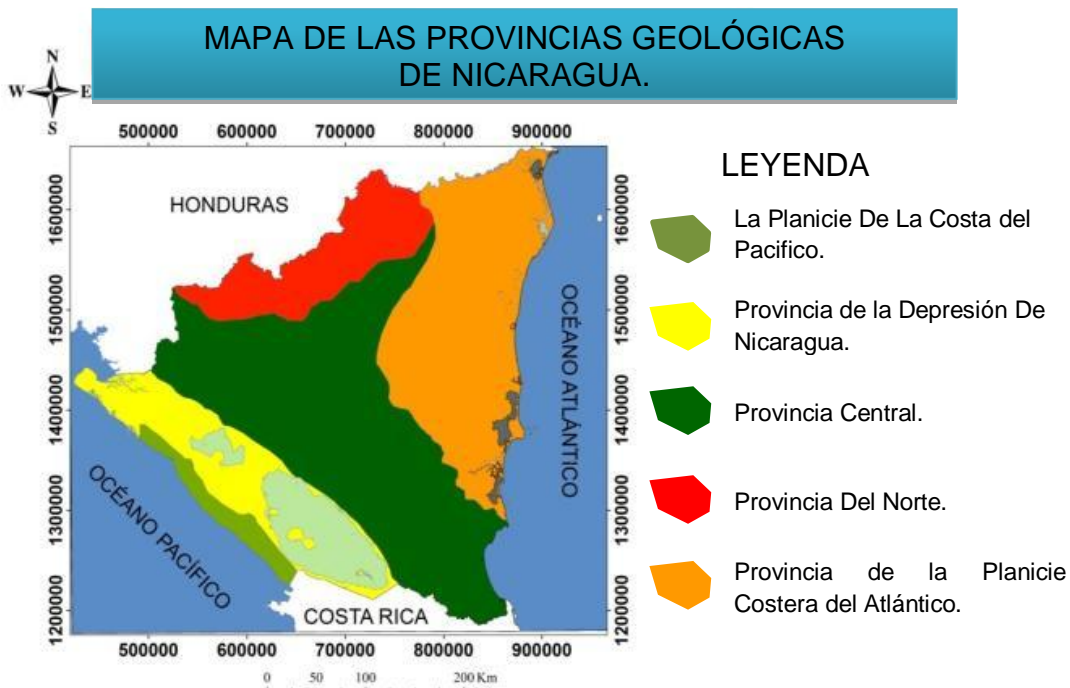
Según Case and Holcombe, 1980; y Mann y otros, 1990; la depresión de Nicaragua es de edad cuaternaria tardía, paralela al frente volcánico de América Central con un prominente ancho de 40 a 70 km y una orientación NO-SE, se extiende 1,000 km desde la Costa Caribeña de Costa Rica en el sur-este hasta el norte del golfo de Fonseca en el Salvador; Según Weinberg (1992); la depresión Nicaragüense está constituida por depósitos piroclásticos, aluviales y lacustre de edad Cuaternaria con espesores de hasta 2,000 m.

LaFemina y otros (2002), propusieron que la subducción oblicua por debajo de Nicaragua, hace que la deformación cortical se acomode mediante una serie de fallas laterales sinestrales orientadas NE que delimitan bloques con geometría en dominó, haciendo rotar cada bloque en sentido de las manecillas del reloj a lo largo de la Cadena Volcánica Nicaragüense.

## 2.2. Provincias Geológicas y Fisiográficas de Nicaragua.

Geológicamente Nicaragua puede ser dividida en cinco provincias geológicas y fisiográficas según (McBirney and Williams 1965, Hodgson, 1978), Fig. 7:

1. La Planicie de la Costa del Pacífico.
2. Provincia de la Depresión de Nicaragua.
3. Provincia Central.
4. Provincia del Norte.
5. La Provincia de la Planicie Costera del Atlántico.



(Fig: 8) Mapa modificado del mapa geológico de Nicaragua a escala 1:500,000 (INETER, 1995; Frischbutter, 2002).

### 2.2.1. La Planicie de la Costa del Pacífico:

Limita al norte con Corinto, al Sur con la frontera de Costa Rica, al este con la cordillera de mateare, al oeste con la plataforma Continental del Pacífico. Los eventos geológicos comprenden una serie muy características de las rocas que forman las provincias, los cuales son anticlinales (anticlinal de Rivas, Plegamiento de San Cayetano, de la formación Masachapa, Plegamiento del Ostional, y de la formación Brito) Los plegamientos se originaron al final del Mioceno, y no afectaron a las formaciones del Plioceno y Pleistoceno, flexuras, arrugamientos y fallamientos.

### 2.2.2. Provincia de la Depresión o Graben.

La depresión de Nicaragua es una de los elementos más impresionantes en la estructura de América Central. Se incluye volcanes de cadenas activas de la provincia (Garayar, 1977).

Comprende el área que ocupa el graben (términos de depresión es el más apropiado para asignar a la estructuras de este macro rasgo morfológico que el concepto estrictamente definido de un graben). La depresión del graben de Nicaragua forma parte de la zona marginal del Pacífico de América Central, la cual está caracterizado por presentar fosas de mar profunda, regiones de plataformas, cadenas de volcanes activos, terremotos y rasgos tectónicos activos.

Se caracteriza por las estructuras geológicas jóvenes más prominentes en la geología como son: las grandes fallas, que han causado la formación del graben y que actualmente limita la provincia. Las numerosas estructuras volcánicas de los Marrabios, los grandes cráteres y las lagunas volcánicas dispersas. La mayoría de las grandes estructuras (fallas)geológicas que se conocen en Nicaragua se interceptan en el área de la provincia. La provincia esta localiza sobre la placa tectónica continental, y próxima a la fosa mesoamericana y la placa los Cocos, todas los cuales contribuyen para que esta provincia sea considerada como la más afectada por grandes movimientos sísmicos y por consiguientes dispuestos a sufrir constantes terremotos y actividades volcánicas.

### 2.2.3. Provincia Central

Comprendida entre el límite Surde la provincia del Norte, el límite W de la provincia o depresión donde comienzan las mesetas volcánicas terciarias, en el sur el río Indio y en el E el límite donde comienza las áreas bajas de la costa Atlántica.

Esta provincia se le reconoce a Sapper en el año de 1937, por ser el primero en dedicarse al estudio de ella, se estima un 22% de toda América Central, con un total de 170,000 kilómetros cuadrados.

Comprende grandes flujos de lavas alternadas con depósitos de actividades explosivas violentas a través de un largo período. El mayor conocimiento se ha obtenido de los estudios de McBirney and Williams (1965), posteriormente fueron seguidos por una serie de estudios detallados concentrados en la estratigrafía de las rocas, petrografía, análisis químicos de las rocas y datación radiométricas.

#### 2.2.4. Provincia del Norte

Abarca el área sur del departamento de Nueva Segovia, parte del departamento de Jinotega y la frontera con Honduras. Una zona en el área de minas del NE de Zelaya, tiene similitud litológica y edad a la de esta provincia, pero gran parte está cubierta por materiales volcánicos Terciarios. McBirney and Williams (1965) consideran que las rocas metamórficas pueden extenderse como hasta el lado SW de la depresión.

Hunting (1971), subdivide esta parte de Nicaragua en el núcleo Paleozoico y la plataforma Mesozoica. Garayar (1977) llama a esta provincia como la región de los esquistos cristalinos de Nueva Segovia e incluye la cuenca de Bocay.

#### 2.2.5. Provincia de los Llanos de la Costa del Atlántico

Abarca el área comprendida entre el límite de la provincia Norte, Central, río Coco en el Norte y río Indio en el Sur, y en el Este el mar del atlántico o cuenca de la Mosquitia. Grandes fallas han producido la dislocación y el desplazamiento de los llanos de esta provincia al nivel actual, igualmente una gran falla regional de Nicaragua la atraviesa en una dirección NE, SW. Falla Punta Huete. En la zona Norte Central se formó una gran cuenca de sedimentación (Mosquitia) donde se ha originado una serie de estructuras geológicas favorables para la acumulación de Petróleo, entre anticlinales y fallas.

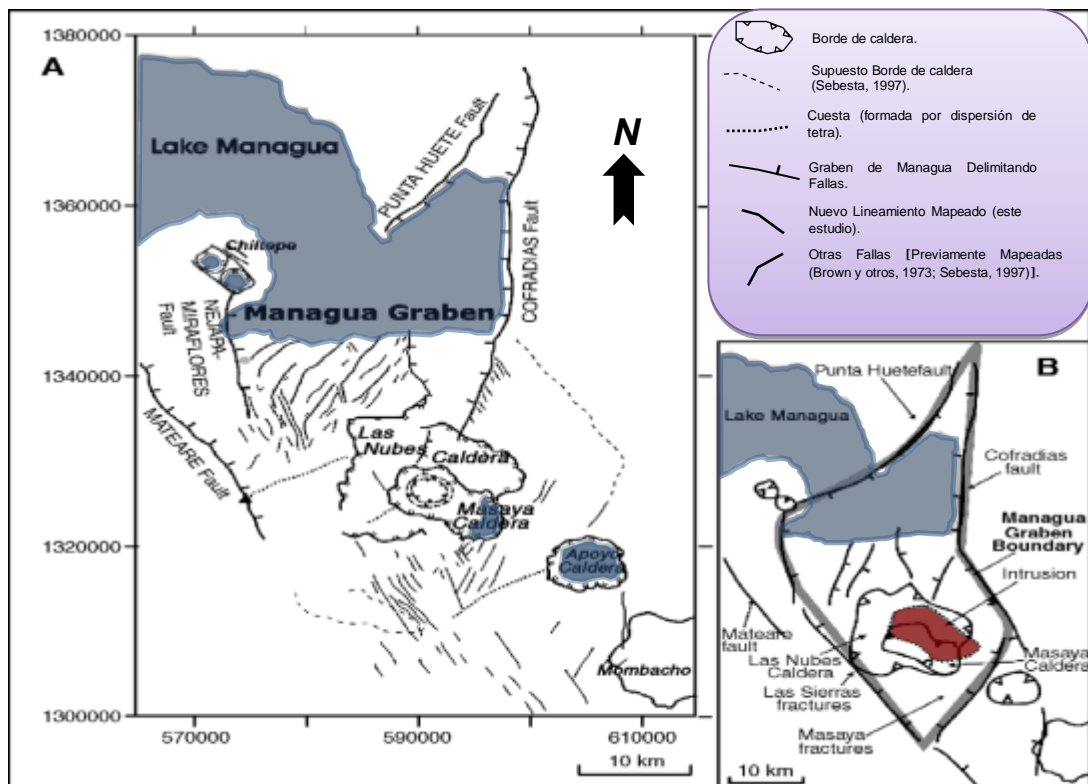
Esta provincia se caracteriza por el predominio de rocas sedimentarias recientes del pleistoceno cubriendo toda la extensión superficial, debajo de los cuales se encuentran rocas sedimentarias antiguas del Terciario y Mesozoico, que forman la gran cuenca de sedimentación de la Mosquitia. En reducida escala, rocas extrusivas e intrusivas. Estos sedimentos afloran en el fondo del mar, razón de las investigaciones petroleras en el mar, también hay algunas rocas volcánicas aisladas. Los sedimentos recientes están representados por los conglomerados bajo la formación Bragman's Bluff, y los aluvionales recientes. Los sedimentos Terciarios antiguos que fueron revelados por las varias perforaciones profundas comprenden; arenisca, lutita, y calizas, agrupadas bajo las formaciones: Balsam, Touche, Punta Gorda, Kamanon, Mosquitia y Martínez (Wanpú).

## Capítulo III. Marco Geológico Local.

### 3.1. Descripción del área de estudio.

El área de estudio se encuentra localizada dentro del Graben de Managua, el cual alberga y se encuentra rodeado del complejo volcánico de Apoyeque, el lineamiento de Nejapa-Miraflores, la Península de Chiltepe, la caldera del volcán Masaya y un gran número de conos de escoria y lagunas cratéricas que fueron centros eruptivos en algún momento. El Graben de Managua dislocala estructuralmente la cadena volcánica activa, dentro de la depresión de Nicaragua se caracteriza por deslizamiento dextral de aproximadamente 13 km (Weinberg, 1992; Frischbutter, 2002).

La Depresión o Graben de Managua está limitada por la Falla Cofradía al este y el lineamiento Nejapa-Miraflores al oeste. Hacia el norte, el graben se pierde dentro del lago y hacia el sector suroeste el graben es limitado por la Falla Mateare y la Falla Las Nubes, mientras hacia el sur el límite se encuentra dentro de las calderas de Las Sierras.



(Fig: 9) Mapa estructural construido a partir de un modelo de elevación digital del terreno que muestra el Graben Managua con sus estructuras geológicas principales (Sebesta, 1997).



Dentro del graben se encuentran fallas orientadas según dos conjuntos conjugados: N-S y NE-SW (Woodward-Clyde, 1975). Las fallas con orientación N-S generalmente tienen forma de arco, con dirección paralela a estructuras mayores relacionadas a colapsos volcánicos y presentan desplazamientos de tipo normal (Woodward-Clyde, 1975). Estas observaciones sugieren que dichas fallas pueden estar relacionadas en el tiempo y espacio con el evento de subsidencia del graben. Las fallas con dirección NE-SW, en particular N35°E y N45°E presentan desplazamientos laterales izquierdos (Woodward-Clyde, 1975). En el sector sureste del área de estudio se pudieron reconocer además lineamientos E-W y ENE-OSO, ESE-ONO. Pocas fallas presentan una orientación NO-SE, las cuales se pueden encontrar en el sector este y central del área de estudio.

El subsuelo de Managua se caracteriza por la presencia de una secuencia volcano-sedimentaria donde se reconocen productos provenientes de los volcanes Masaya, Apoyeque, Apoyo, de los volcanes del lineamiento Nejapa-Miraflores, Motastepe y de otros edificios fuera de este lineamiento, como las fallas Chico Pelón y Tiscapa que quedan ahora como remanentes de antigua actividad volcánica en el centro del área de estudio (Hradecky y otros, 1997). La presencia de numerosos suelos fósiles demuestra la existencia de ciertos períodos de calma entre eventos volcánicos o tectónicos, que han permitido el desarrollo de suelos de varios tipos (Hradecky y otros, 1997).

El suelo de Managua se compone, a partir de la base, por productos del Grupo Las Sierras, en los cuales se reconocen ignimbritas, ondas piroclásticas y piroclastos de caída, relacionados a explosiones regionales de calderas que se han formado entre el final del Terciario e inicios del Cuaternario. Sobre este grupo se depositaron secuencias piroclásticas del Grupo Las Nubes y del Grupo Managua, las cuales se detallan en Hradecky y otros (1997) y en Hradecky (2001).

### 3.2. Litología y Estratigrafía de Managua

Bice (1985) fue el primero que estudió la sucesión de tefras en el área de Managua y reportó la Secuencia Managua caracterizada por depósitos piroclásticos de caída de composición basáltica a riodacítica que sobreyacen a la Formación Las Sierras (Kuang, 1971), que consiste principalmente de tobas basálticas e ignimbritas y flujos de lodos de edad Terciaria a Cuaternaria, considerada como el basamento del Graben de Managua.

Más recientemente Kutterford y otros (2007) proponen que la estratigrafía del área de Managua está compuesta por tres formaciones principales: Formación La Sierra, Formación Managua y la Formación Chiltepe, todas ellas compuestas por unidades inferiores. A continuación se presenta una breve descripción de la columna estratigráfica de Managua propuesta por Kutterolf y otros (2007), (Figura 10).

### 3.2.1. Formación Chiltepe

Es una secuencia de depósitos volcanoclásticos dicha formación comprende seis unidades de tefra originados por erupciones explosivas originados en la península Chiltepe en los últimos 17 Ka.

Tefra Apoyeque Inferior: Se trata de un depósito de caída de pómez de composición dacítica, color blanco, masivo, presentando gradación inversa y con un espesor superior a los 1.30 m, su edad es ~ 17 ka.

Tefra Apoyeque Superior: Esta unidad se caracteriza por ser un depósito de caída de pómez de color blanco. Esta capa presenta gradación inversa en la base donde predominan fragmentos tamaño ceniza y en su cima lapilli gruesa sub-angular. Según Kutterolf y otros (2007), la edad de este depósito es de  $12,400 \pm 100$  años.

Tefra Xiloá: Consiste de un depósito de pómez de composición dacítica, donde predomina una alternancia de granos gruesos y finos producidos por oleadas piroclásticas. La pómez es color blanco, vesicular y de tamaño lapilli con granos muy redondeados. La edad de este depósito es de  $6,105 \pm 30$  años (Kutterolf y otros, 2007).

Tefra Mateare: Esta unidad se encuentra a lo largo de la costa del Lago de Managua, al NO del pueblo Mateare. La característica de este depósito es su composición zonal que va de dacita en su base a andesita en la parte superior. Este depósito presenta intercalaciones de ceniza e inclusiones de líticos de composición andesítica (Kutterolf y otros, 2007).

Tefra Los Cedros: Consiste en un depósito de pómez de caída, con composición dacítica, que ocurre entre Mateare y el Occidente de Managua. Presenta gradación inversa de granos finos a medio y con un espesor de 60 cm (Kutterolf y otros, 2007).

Tefra Chiltepe: Esta unidad de composición dacítica, fue producida por una gran erupción pliniana del Complejo Volcánico Chiltepe; la fuente de esta unidad es el cráter Apoyeque. Este depósito se localiza por encima de la Triple Capa Masaya y está subyaciendo a la Toba Masaya. Esta capa tiene una estructura masiva, es de color amarillo a blanco, soporte grano a grano, conformada por fragmentos de pómez tamaño lapilli a ceniza (Avellán., 2009). Según Kutterolf y otros (2007), esta unidad tiene un volumen de hasta 4 km<sup>3</sup>.

### 3.2.2. Grupo Managua

Este grupo está comprendido por siete unidades de tefras, que ha sido emplazado a lo largo de 25000 años, posee una composición entre basalto y riolita, difiriendo así de la composición del complejo Chiltepe cuya composición es dacítica, estas unidades de tefras se les atribuye a erupciones en las calderas Apoyo- Masaya.

Pómez de Apoyo: esta fue descrita por Bice en 1985. Se caracteriza por tres unidades de depósitos de caída de pómez lo cual está separado por paleosuelo, estas unidades litológicas, son nombradas por Bice como, Pómez inferior con una edad superior a los 20,920 años, Pómez de apoyo medio con una edad oscilatoria entre los 16,000 a 20,000 años, y Pómez de Apoyo Superior. Kutterolf y otros (2007) dividen la pómez Apoyo en dos, inferior y superior.

La tefra de Apoyo inferior: es un depósito de caída con gradación inverso superior a los 23890 años, se caracteriza por ser rica en líticos y caída de cenizas. La Tefra apoyo superior se caracteriza por poseer fragmentos angulosos y tamaño de cenizas media. Estos consisten en pómez, líticos de lavas oxidadas y cristales de plagioclasa rotos. La porción superior presenta una secuencia de capas con gradación normal burda (Avellán, 2009), la edad de esta unidad de tefra data hace 24,650 años.

Tefra de San Antonio: es relativamente nueva, es una unidad de depósito de caída de escoria color negro, que está cubierta por depósitos de oleajes piroclásticos, esta tefra se localiza al Noroeste, Norte y Sur de la caldera Masaya, su edad es menor a los 6100 años y fue identificada por Pérez y Freundt (2006).

Tefra La Concepción: Depósito de escoria muy vesiculada color negro alternadas con capas de cenizas muy endurecidas, se encuentra al sur de la caldera Masaya, con un espeso superior a los 2m.

Escoria San Judas (Triple capa Masaya): Adquiere su nombre original, hasta hoy usado como Triple capa Masaya, debido a su rango Típico tipo "sándwich", presenta unas capas delgadas de tobas bien cementadas de color gris claro intercaladas con escorias negras. Este proceso se puede repetir varias veces aunque tres capas son las más comunes en el área. Para esta secuencia se arraigó el nombre de "Formación San Judas".

La secuencia San Judas fue descrita por primera vez en excavaciones cerca del Centro Cívico, Provisional y del Hospital oriental, más cerca del By Pass en la proximidad del barrio San Judas (Woodward-Lungren, 1975).

Muchas veces el complejo San Judas se encuentra en un perfil el número mayor o menor de las capas de tobas y cenizas complementados por intercalaciones de escorias negras. En muchos casos el espesor de las capas predomina sobre el espesor total de tobas y cenizas. En cuanto su granulometría, la escoria San judas va de fina a media, con pocos fragmentos de líticos.

Las tobas de las parte central y superior se caracterizan por el contenido elevado de lapilli de acreción, esporádicamente, en la base del complejo fue comprobada una capa representada por deposiciones de las ondas piroclásticas.

Las cenizas y tobas pocos consolidadas meteorizan fácilmente, por la meteorización de la roca matriz adquiere un color beige hasta beige-amarillo, las intercalaciones endurecidas de tobas meteorizadas suelen ser bastantes expresivas.

En la parte basal de la secuencia San Judas se encuentran abundantes hojas y tallos de plantas. La primera relación del material volcánico cubrió la superficie rica en vegetación. Se trató sin duda de vegetaciones selváticas de fronda. No se encontraron coníferos. El mal estado de las hojas coleccionadas, ante todo de sus bordes y ausencia de otros rasgos necesarios no han permitido la determinación más exacta de su género.

La escoria San Judas representan un producto de la erupción tipo Pliniano, cuya edad se calcula en 6500 años (Bice, 1972), como mínimo, según la edad de la subyacente toba Xiloá, y como máximo, se calcula en 7500 años según la edad de la pómez de apoyo.

Toba Masaya: Comprende oleadas piroclásticas color gris con composiciones máficas originados a partir de erupciones freatomagmáticas, esta secuencia es masiva, conformada por cenizas y óxidos, con una estructura de lapilli acrecional y laminaciones y una edad datada de 2000 años.

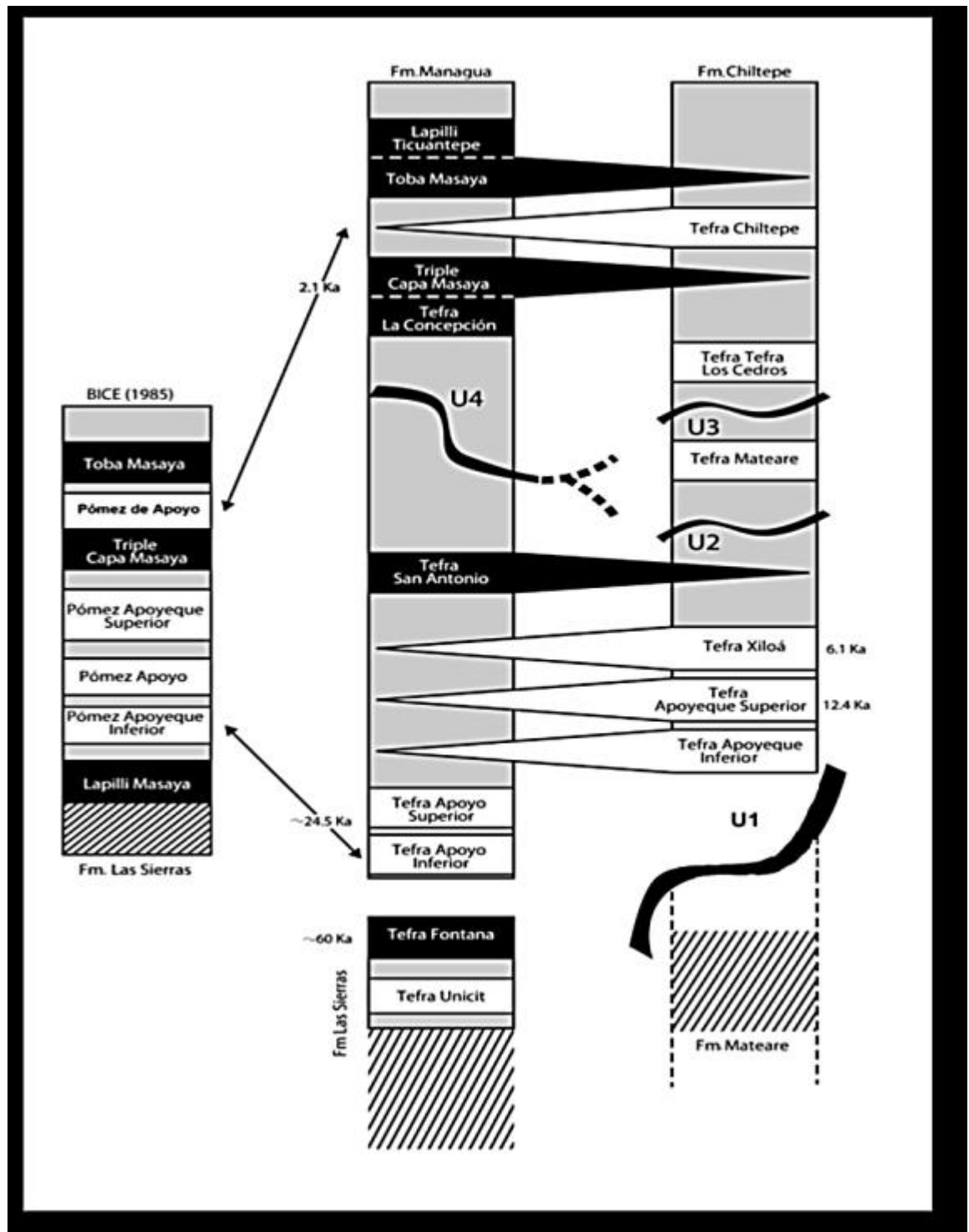
Lapilli Ticuantepe: depósito de caída de escoria, color negro, muy bien clasificado, sobrayace a la toba Masaya, este depósito consiste en cuatro capas de lapilli, muy bien clasificadas intercaladas por tres capas de cenizas litificadas, distribuidas hacia el Noroeste.

### 3.2.3. Formación La Sierra

El basamento de la Sierra es cubierto, por material piroclástico, proveniente del vulcanismo del Holoceno, de América Central, posee depósitos de suelos orgánicos entre cada erupción, sus suelos son clasificados como suelos no cohesivos. Constituye un basamento del grupo Managua, consiste en depósitos de tobas e ignimbritas, y flujos de lodos, su edad data del Terciario al Cuaternario, (Kuang, 1971; Bice, 1985). Presenta un color oscuro, y fracturas rellenas de Carbonato de Calcio, su edad es estimada entre 10000 y 1000000 de años, basado en el método potasio-argón, (Bice, 1980).

Tefra Unicit: caracterizada por poseer un depósito de pómez, cuya composición es dacítica masiva, con gradación inversa en su base, y gradación normal en su parte superior, y su espesor es variante en de 20 a 65 cm. Kutterolf y otros (2007)

Tefra Fontana: Fue descrita por Bice (1985) como lapilli Masaya y por Wehrmann y otros (2006) como Tefra Fontana. Se caracteriza por tener un depósito de caída tipo escoria vesicular, originado a través de erupciones plinianas dispersados hacia el noroeste de la caldera Masaya, Kutterolf y otros (2007), proponen que la tefra Fontana representa el límite superior de la Formación la Sierras. Se encuentra constituido por escorias grisáceas y líticos de lava y el tamaño de lapilli va de medio a fino, y su edad estimada va de 55 a 68 mil años.



(Fig: 10) Secuencia estratigráfica de Managua (Pleistoceno Tardío/Holoceno). Las capas negras representan tefras de composición máfica y las capas blancas tefras de composición félsica. Los U1 a U4 indican discordancias por erosión (Kutterolf et al., 2007).

## Capítulo IV Modelación

Para modelar tanto el PGA instantáneo como las deformaciones verticales producidas por un sismo de una magnitud dada y en una falla determinada, se utilizaron subrutinas de las ecuaciones de Climent y otros (1994) y de Okada (1985). Dichas subrutinas fueron escritas en el formato del programa MATLAB. Las ecuaciones se muestran más adelante. Posteriormente se usó el programa ArcMap para desplegar los resultados en mapas. Las subrutinas se encuentran en los Anexos 1 y 2.

### 4.1. Modelación Numérica

Si nos preguntáramos qué significa hacer un modelo, pueden surgir muchas respuestas a esta interrogante, por ejemplo:

- Crear una representación gráfica explícita del entendimiento que una persona tiene de un fenómeno, o simplemente de las hipótesis que se tienen acerca de una problemática.
- Reproducir de manera experimental la realidad para descubrir y estudiar nuevas relaciones y cualidades del objeto de estudio.
- La habilidad para describir la situación problemática que confronta un investigador.
- Utilizar una abstracción que sirve para explicar la realidad de forma simplificada.
- Representar por medio de fórmulas o ecuaciones matemáticas un fenómeno de interés.
- Etc.

Las fórmulas que utilizaremos se explica seguidamente.

#### 4.1.2. Formula de Climent y Otros (1994).

Climent y otros (1994) elaboraron mapas de Amenaza Sísmica para Centro América a partir de una fórmula de aceleración máxima del suelo que determinaron con unabase de datos de sismos tanto históricos como instrumentales recolectados por redes sísmicas locales, regionales por y agencias de los Estados Unidos. Se hizo un tratamiento cuidadoso de filtrado del catálogo sísmico, y para cumplir la condición de procesos aleatorios de Poisson, para la ocurrencia de sismos, se eliminaron los premonitores y las réplicas. Los diferentes tipos de magnitudes en que se reportan los datos sísmicos en los diferentes catálogos se homogenizaron expresándolos en función de la magnitud por momento sísmico ( $M_w$ ) y un término que considera la atenuación para suelo blando y para roca (Climenty otros, 1994).

Para la determinación de la aceleración del suelo en este documento, se ha ocupado la ecuación de Climenty otros (1994) para calcular el PGA. La ecuación es la siguiente:

$$\ln(A) = -1.687 + 0.553M - 0.537\ln(R) - 0.327s + Lne . \quad \text{EC 1}$$

**S:** factor del tipo de suelo; s= 0 para suelos consolidados; s= 1 para suelos no consolidados.

**M:** magnitud por momento sísmico.

**R:** Distancia (3-D) al hipocentro.

**Lne:** Término asociado al error del método, 0.75.

#### 4.1.3. Ecuación de la deformación vertical superficial (Okada, 1985)

Para estimar la deformación vertical experimentada por la superficie del suelo producto de un sismo con parámetros geométricos y mecanismo focales dados utilizamos la ecuación de la dislocación rectangular de Okada (1985) para un medio elástico. Esta ecuación ha sido ampliamente utilizada en la literatura científica para modelar la deformación superficial observada durante eventos sísmicos y actividad volcánica. Asumiremos que nuestros resultados serán una aproximación de primer orden para la deformación superficial que podría observarse en la ciudad de Managua. Las ecuaciones para de la deformación superficial vertical,  $u_z$ , producida por un fallamiento de rumbo es la siguiente:

$$u_z = -\frac{U_1}{2\pi} \left\{ \frac{\tilde{d}q}{R(R + \eta)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} + I_4 \sin \delta \right\} \quad \text{EC 2}$$

y para una falla de tipo de normal es:

$$u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left\{ \frac{\tilde{d}q}{R(R + \xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right\} \quad \text{EC 3}$$

Dónde:

$$I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{\cos \delta} [\ln (R + \tilde{d}) - \sin \delta \ln (R + \eta)] \quad \text{EC 4}$$

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \quad \text{EC 5}$$

y:

$$\begin{array}{l}
 \text{EC 6} \\
 \text{EC 7} \\
 \text{EC 8} \\
 \text{EC 9}
 \end{array}
 \left\{
 \begin{array}{l}
 X^2 = \xi^2 + q^2 \\
 R^2 = X^2 + \eta^2 \\
 q = y \sin \delta - d \cos \delta \\
 \tilde{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta
 \end{array}
 \right.$$

En este juego de ecuaciones  $d$  es la profundidad al centro del plano de la falla (profundidad del centroide);  $U_1$  y  $U_2$  son las dislocaciones elementarías en la dirección  $X$  y  $Y$  respectivamente;  $\xi$ ,  $q$  y  $\eta$  representan las coordenadas parametrizadas del plano de la falla;  $\lambda$  y  $\mu$  son las constantes de Lamé; y  $\delta$  es el ángulo de inclinación de la falla. Detalles acerca de la derivación de esas ecuaciones se encuentran en Okada (1985).



**Capítulo V Parámetros y Características de las Principales Fallas de Managua y sus Alrededores (Tabla 1).**

Nombre de Falla	Ubicación	Longitud	Rumbo	Tipo de Falla	Ancho en Superficie
Nejapa	Localizado en la porción Oeste del Graben de Managua	24 km Longitud Proyectada	N-S	Falla normal con componente lateral derecho con dirección NS.	2 km extremo sur y 5km extremo norte, promedio 3.5 km
Mateare	Al oeste de las sierras de managua	36.5 <sup>a</sup> 73.7 <sup>b</sup> km	N50°W	Falla normal oblicua, con componente lateral derecha, bloque hundido hacia el NE.	Desconocido 13.8 km
San judas	Al este a lo largo del margen occidental del graben de managua	10 <sup>c</sup> km	N-S ± 5°	Falla Normal bloque hundido hacia el E, se desconoce si tiene sentido de movimiento lateral.	30 m (Echaverry 2006)
Estadio	Parte occidental del graben de managua	3.2 km en tierra- probable 10km en el lago de managua.	N30E, ± 5°	Lateral izquierda	Desconocido
Tiscapa	Parte occidental del graben de managua	20.8km en tierra - 20 km en el lago de managua.	N24°E, ± 7°	Lateral izquierda	Desconocido

Aeropuerto	Parte este de managua, limita la parte w del graben el aeropuerto	15.2 <sup>a</sup> 16.5 <sup>b</sup> km	N3°E, ± 6°	Falla normal oblicua con componente lateral derecha, bloque hundido hacia el E.	Desconocido
Cofradía	Parte occidental del graben de managua	39.8 <sup>a</sup> 46.9 <sup>b</sup> km	N4°E, ± 13°	Falla Normal oblicua con componente lateral izquierda. Bloque hundido hacia el W.	10km

Nombre de Falla	Profundidad del centroide	Magnitud	M max.	Inclinación	Razón de desplazamiento
Nejapa	Desconocido	3.4 ML	Desconocido	Desconocido	Desconocido probable 0.2-1.0 mm/yr
Mateare	Desconocido	Desconocido	6.2	Desconocido	Desconocido probable 0.2-1.0 mm/yr
San judas	Desconocido	Desconocido	5.8	60° al este	Desconocido probable 0.2 - 1 mm/yr
Estadio	5 km	(Mb 5.3 - 5.9)(6.0ml)	Desconocido	subvertical	Desconocido probable 0.2 - 1 mm/yr

Tiscapa	6 km 1972; en 1968 hipocentro a 12,11 ° N, 86.26 ° W, profundidad de 2 km	Ms 6.2- Mb 5.6	6	subvertical	Desconocido probable 0.2 - 5 mm/yr
Aeropuerto	Desconocido	Desconocido	6.2	subvertical	0.3 - 5 mm/yr
Cofradía	Desconocido	Desconocido	6.2	70° w	1.2 - 5 mm-yr

Nombre de Falla	Edad del último movimiento	Longitud de ruptura	Geología y Comentarios.
Nejapa	Probablemente < 10 Kyr	Desconocido	La Falla se divide en 3 segmentos principales denominados: segmento sur ticomio; segmento central, cuesta el plomo y segmento norte o complejo volcanico apoyeque dentro de estos segmentos se encuentran aliniados aproximadamente 25 volcanes monogeneticos de edad cuaternaria: conos de escoria, domos daciticos y conos de toba.
Mateare	Probablemente < 20 Kyr	Desconocido	El escarpe de Mateare está conformado por depósitos de ignimbritas del Pleistoceno. No reporta actividad sísmica desde 1975.

San judas	Probablemente < 5 Kyr	Desconocido	Esta falla forma un pequeño escarpe y desplaza suelos del Holoceno. Fracturas menores se originaron en el terremoto de 1972.
Estadio	31 de Marzo de 1931	2 km	Superficie de ruptura a lo largo de 2 km en el terremoto de 1931. Fracturas menores se originaron en el terremoto de 1972.
Tiscapa	23 de Diciembre 1972	15.4km	Desplazamiento horizontal de 2 a 38 cm para el 23 de dic de 1972.
Aeropuerto	Después de cristo 1650-1810	Desconocido	formado por flujos piroclásticos de edad Cuaternaria perteneciente Formación Managua (Cowan et al., 2002, Kutterolf et al., 2007)
Cofradía	< 5 Kyr	Desconocido	Prominente escarpe que se extiende hacia el sur en la Caldera Masaya y es asociado con numerosos manantiales de aguas termales.

Brown y otros (1973); Woodward-Clyde (1975); Bice (1980); Hernández y otros (1994); Sultan (1931), Dames and Moore Lamsa (1978); Cowan y otros (2000); Espinoza (2007).

a	Longitud de comienzo a fin. (Cowan y otros, 2000)
b	Longitud acumulada (Cowan y otros, 2000)
c	Longitud proyectada ( Zambrana, 2012 )

## **Capítulo VI Mapas de Amenaza Sísmica en términos de PGA.**

Para la elaboración y determinación de los mapas de amenaza sísmica en términos de PGA para la ciudad de Managua, se utilizó la fórmula de Climent y otros (1994) mencionada anteriormente. Las dimensiones de las fallas fueron tomadas en base a estudios de Cowan y otros (2000); el mapa actualizado de fallas de INETER (2012); y la tesis de maestría de Zambrana (2012).

Para la ubicación de la falla el Aeropuerto en este mapa se tomó en cuenta el estudio en el graben el Aeropuerto de Zambrana (2012), y el mapa de fallas del cuaternario de Cowan y otros (2000).

## 6.1 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Aeropuerto

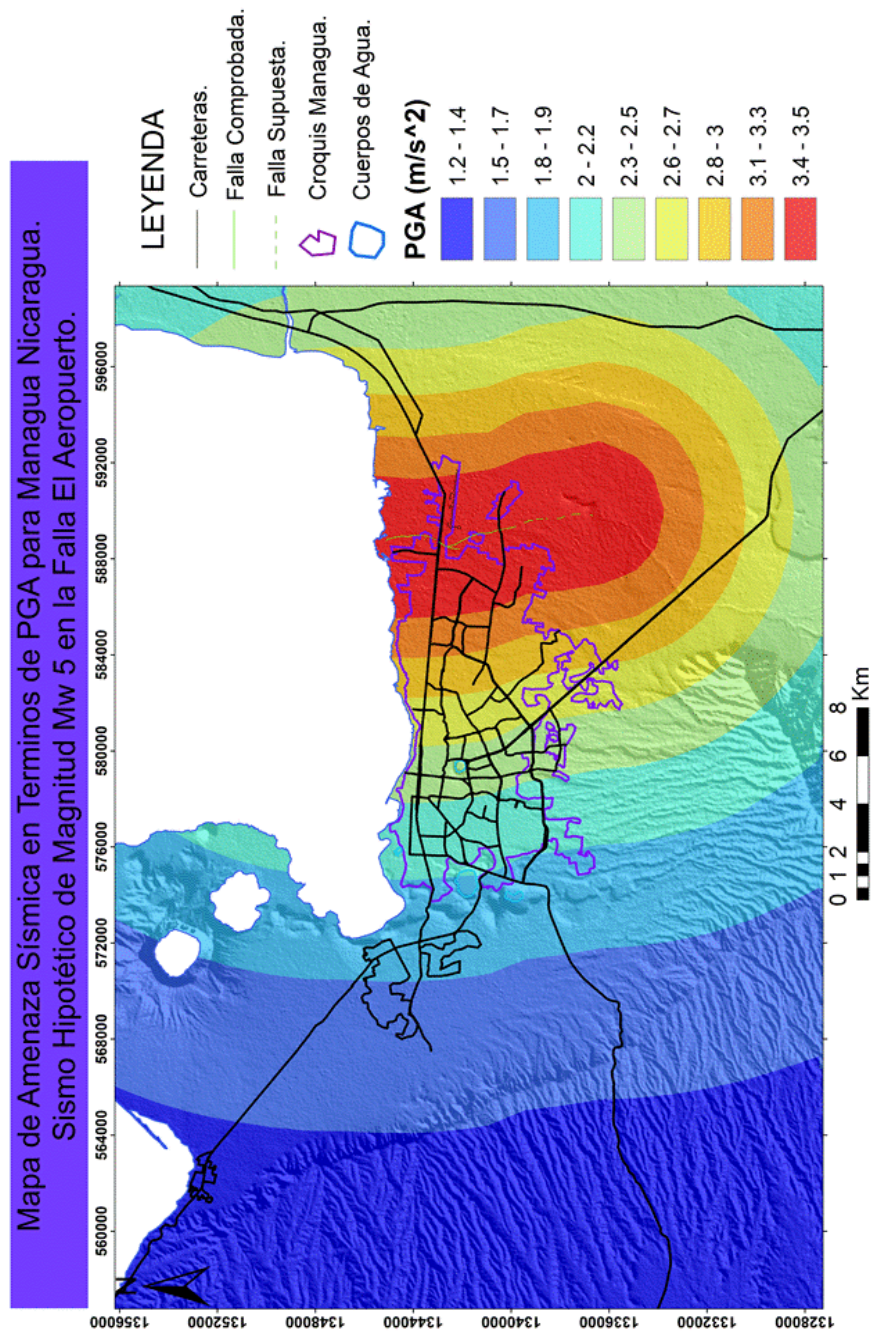
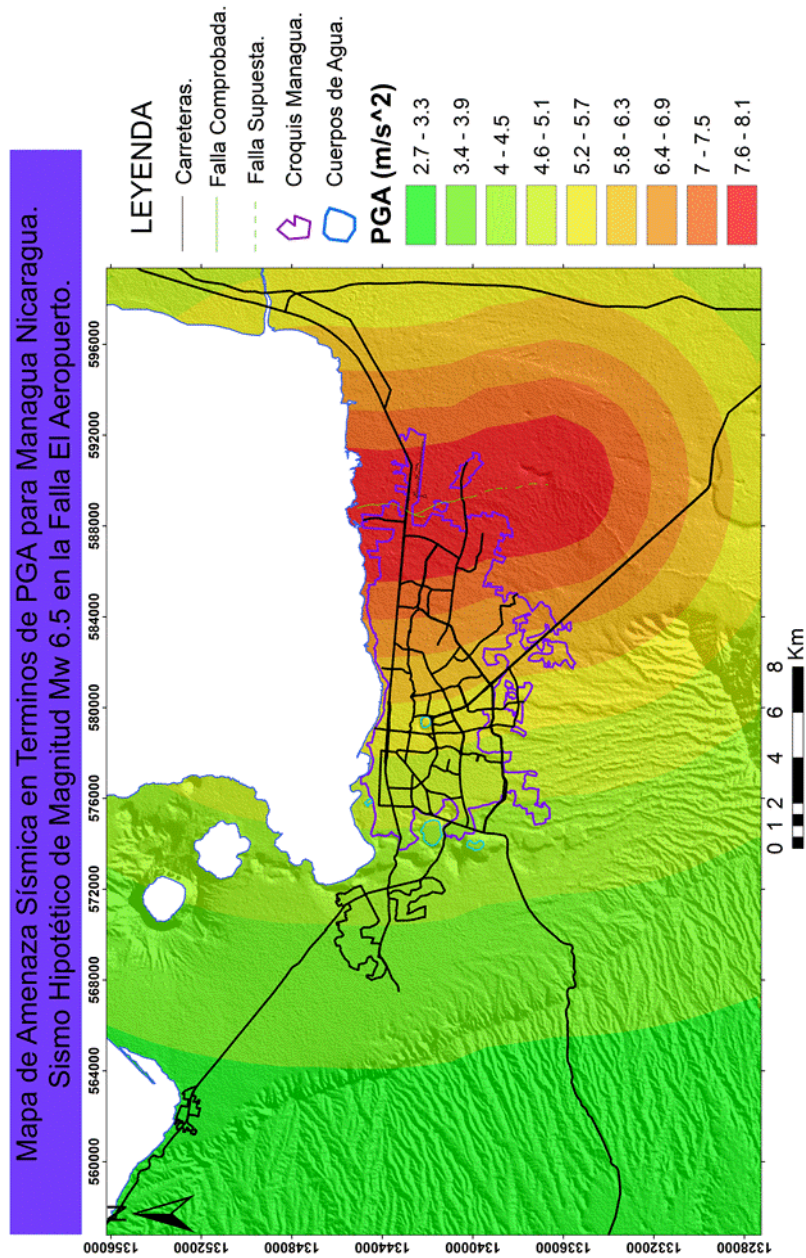


Fig: 11 Mapa de amenaza sísmica para la Falla el Aeropuerto, sismo hipotético de magnitud Mw 5 a una profundidad hipocentral de 5 km.

## 6.2 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Aeropuerto.



**Fig: 12 Mapa de amenaza sísmica para la Falla el Aeropuerto, sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 5 km.**

### 6.3 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Cofradía.

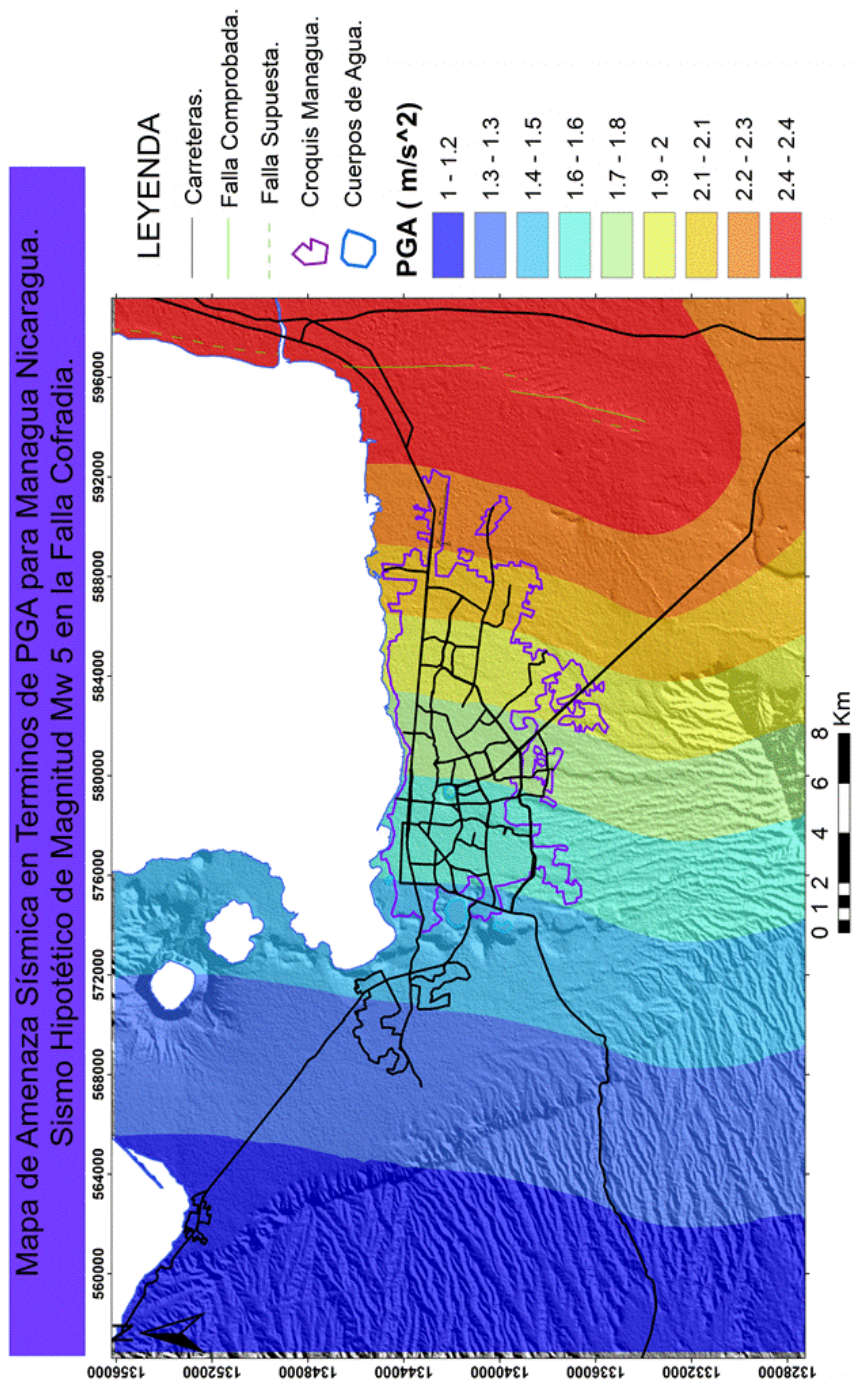


Fig: 13 Mapa de amenaza sísmica para la Falla Cofradía, sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 a una profundidad hipocentral de 10km.



## 6.4 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Cofradía.

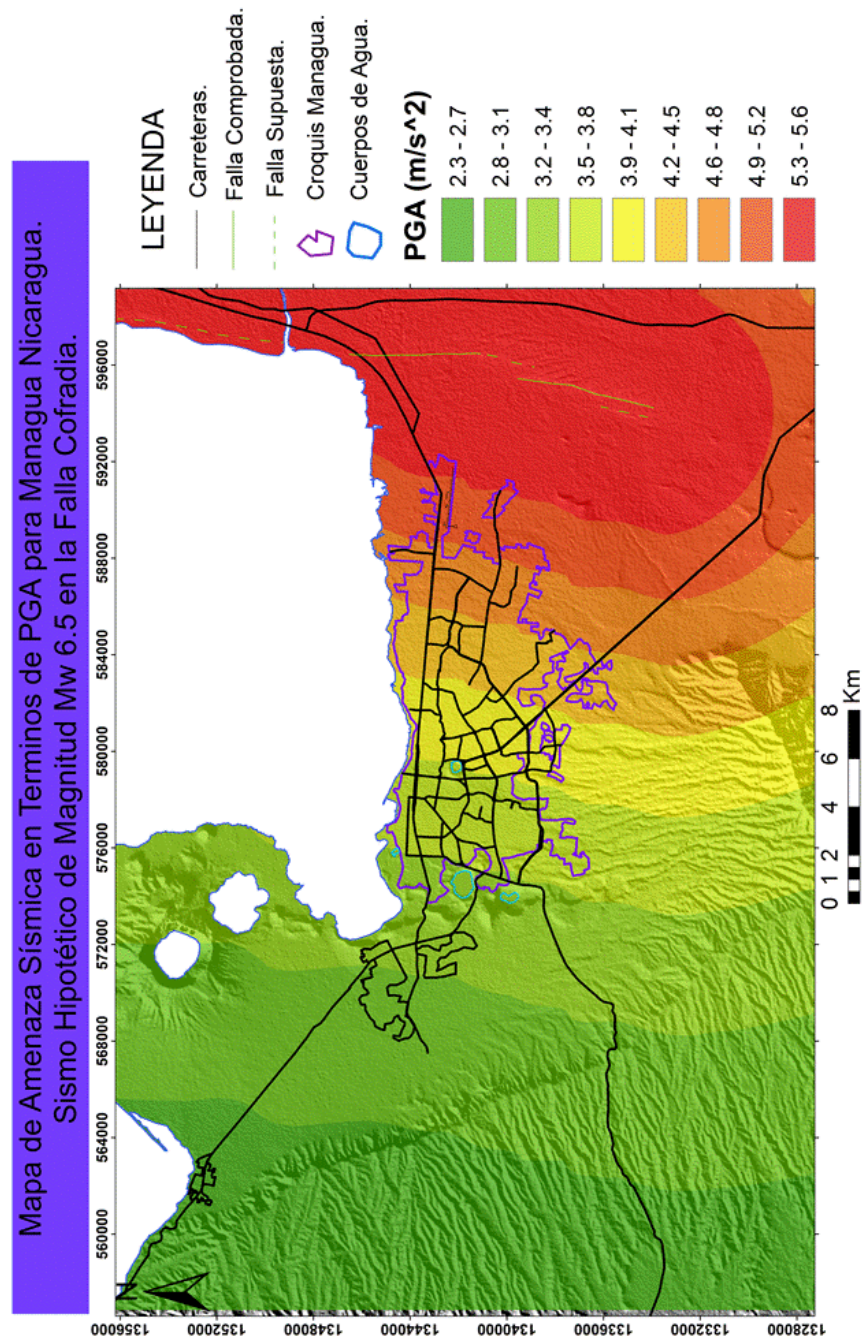


Fig: 14 Mapa de amenaza sísmica para la Falla Cofradía, sismo hipotético de magnitud Mw 6. 5 a una profundidad hipocentral de 10 km.

## 6.5 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla El Estadio.

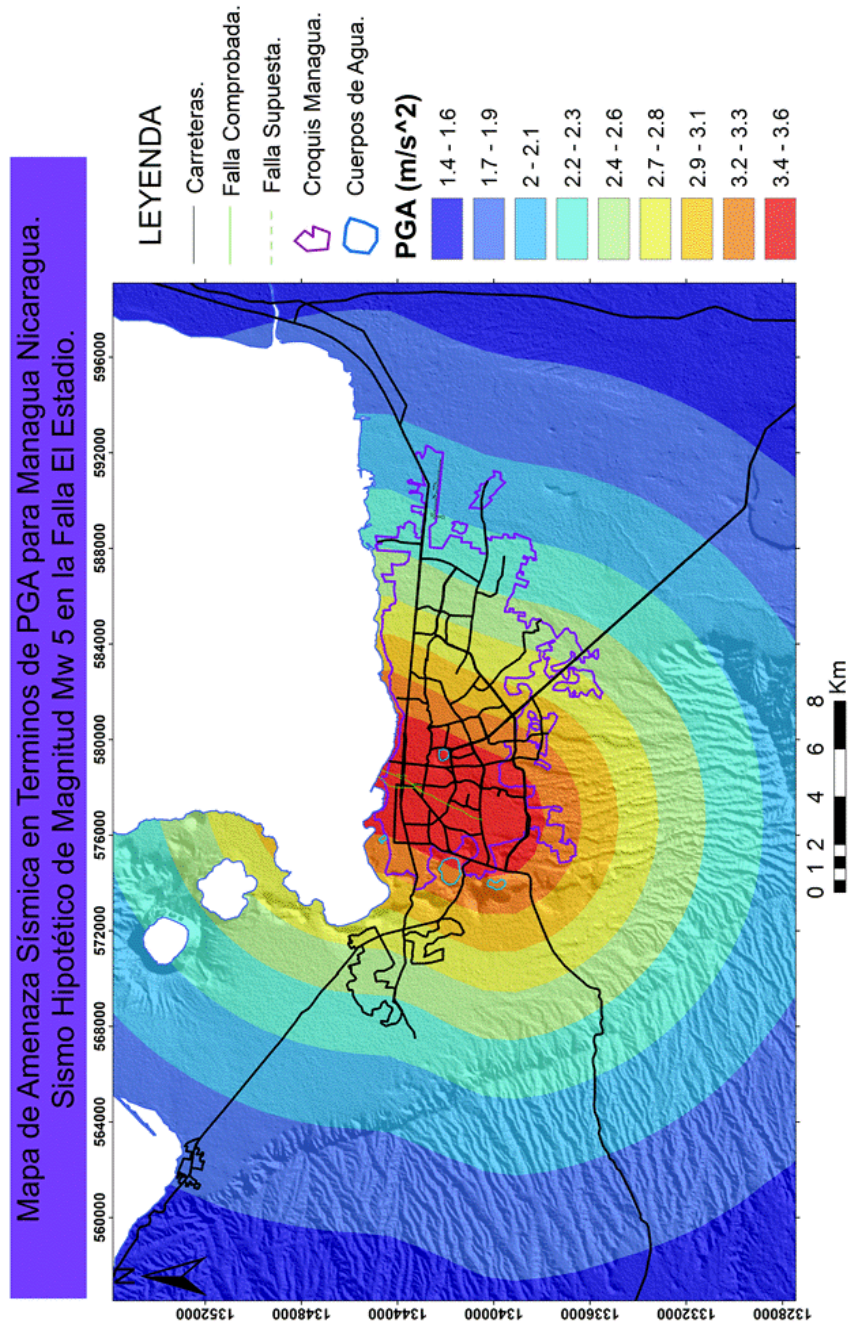


Fig: 15 Mapa de amenaza sísmica para la Falla El Estadio, sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 a una profundidad hipocentral de 5 km.

## 6.6 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla El Estadio.

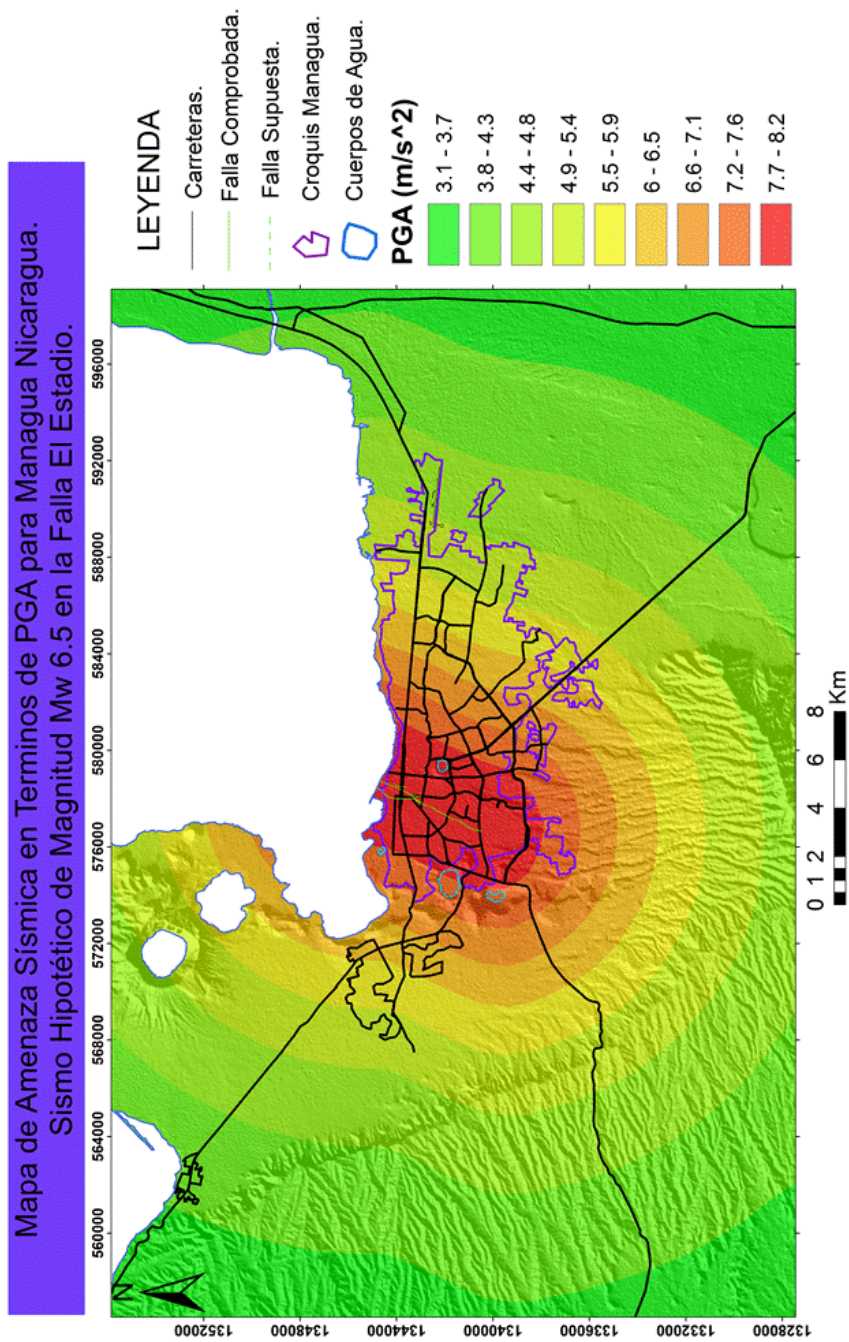


Fig: 16 Mapa de amenaza sísmica para la Falla El Estadio, sismo hipotético de magnitud Mw 6. 5 a una profundidad hipocentral de 5 km.

## 6.7 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Mateare.

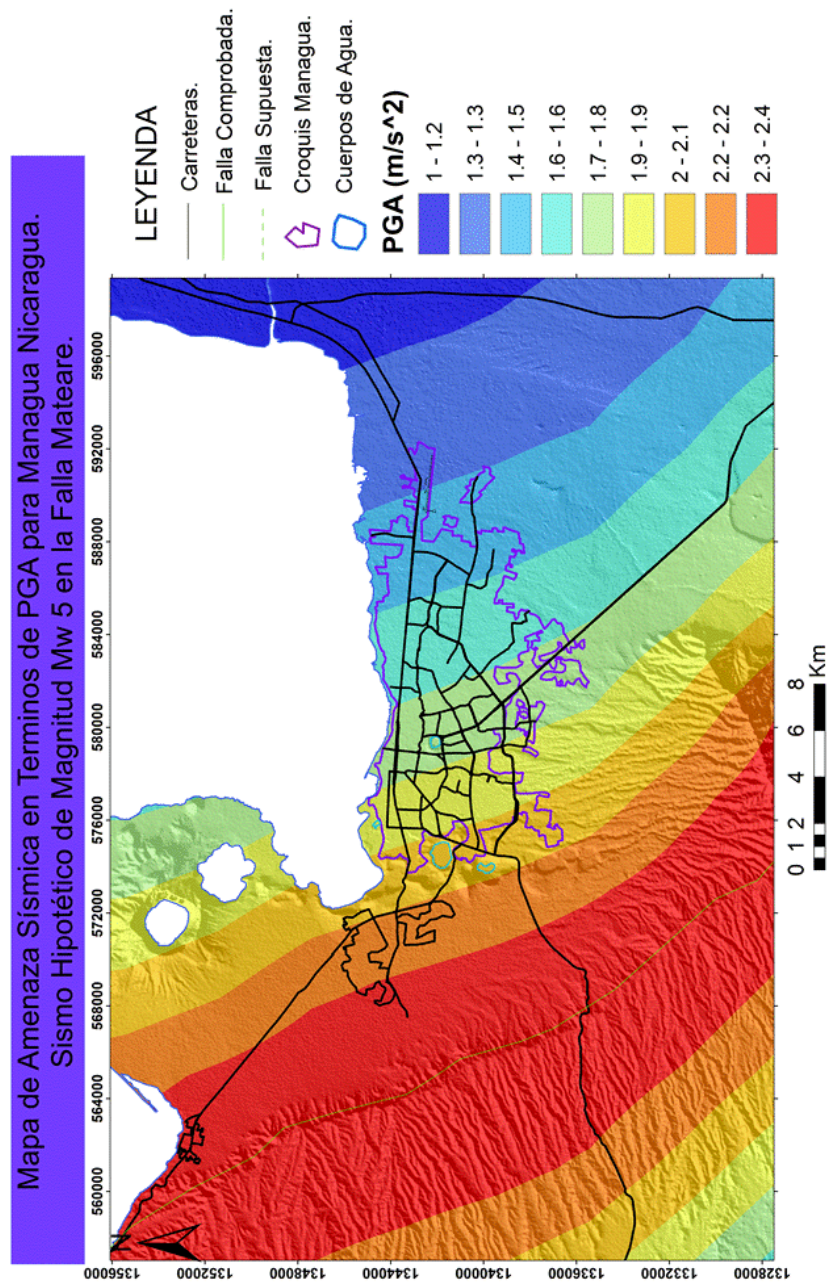


Fig: 17 Mapa de amenaza sísmica para la Falla Mateare, sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 a una profundidad hipocentral de 10 km.

## 6.8 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Mateare.

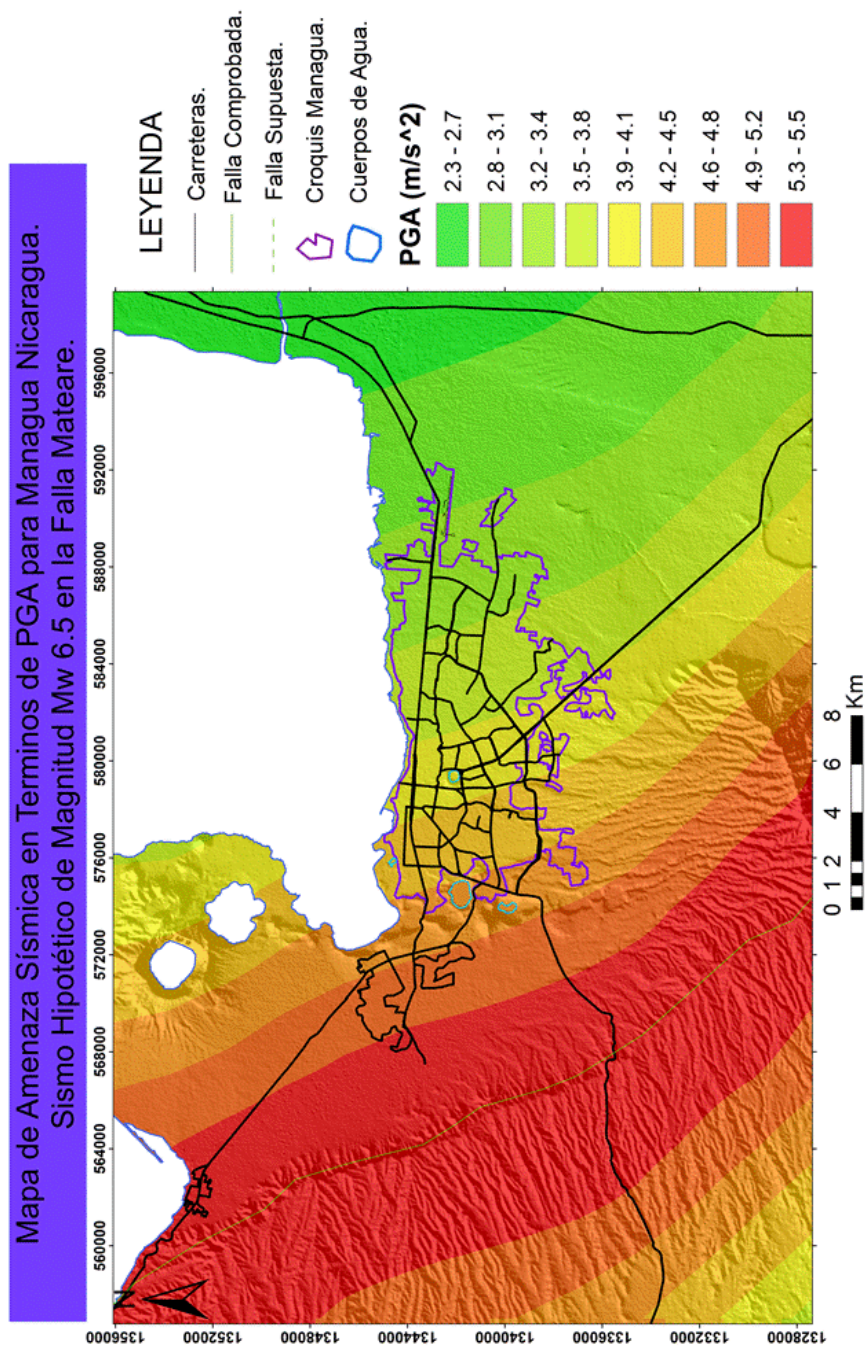


Fig: 18 Mapa de amenaza sísmica para la Falla Mateare, sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 10 km.

## 6.9 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla San Judas.

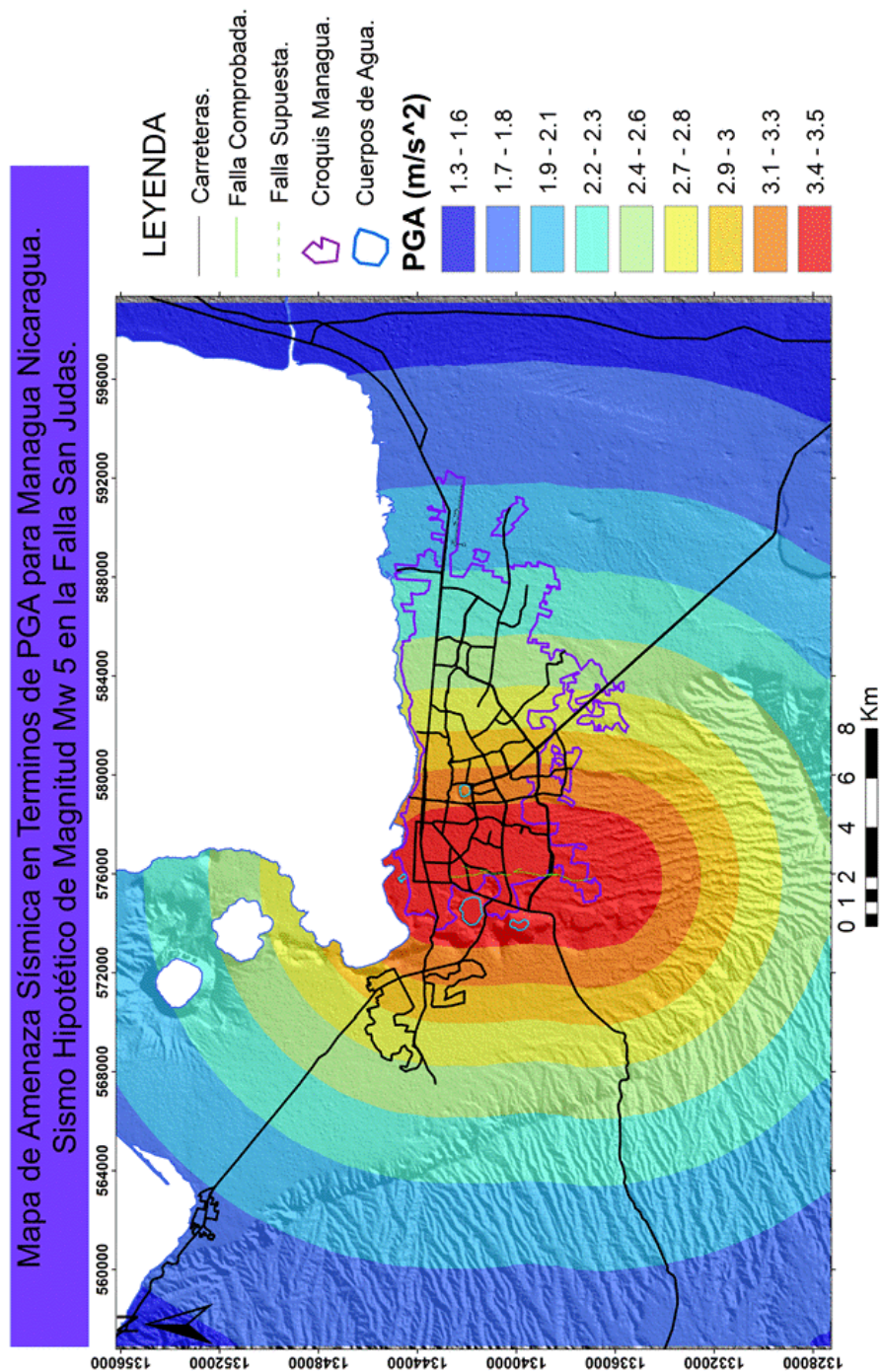


Fig: 19 Mapa de amenaza sísmica para la Falla San Judas, sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 para una profundidad hipocentral de 5 km.

## 6.10 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla San Judas.

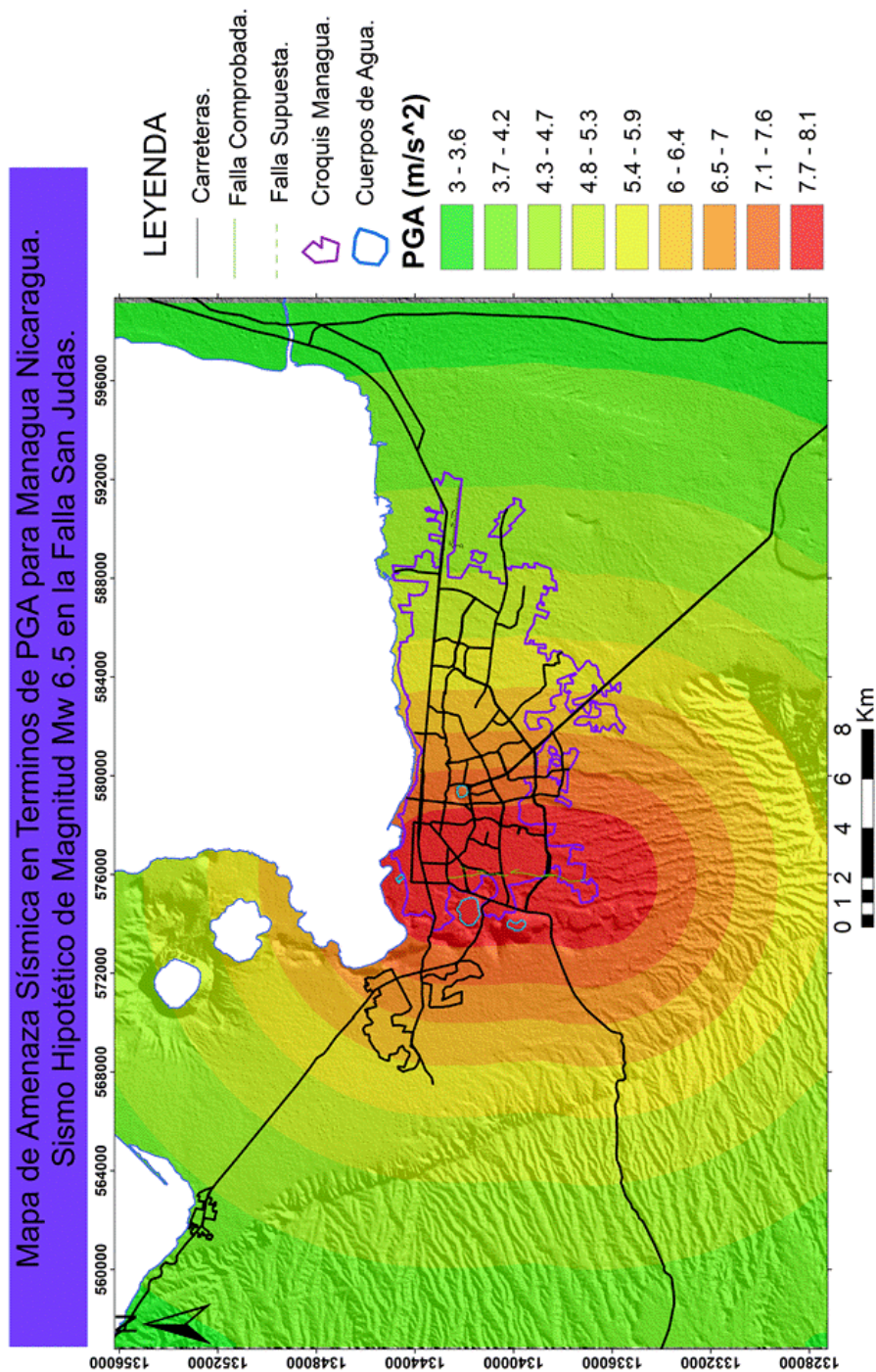


Fig: 20 Mapa de amenaza sísmica para la Falla San Judas, sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 5 km.

## 6.11 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en la Falla Tiscapa.

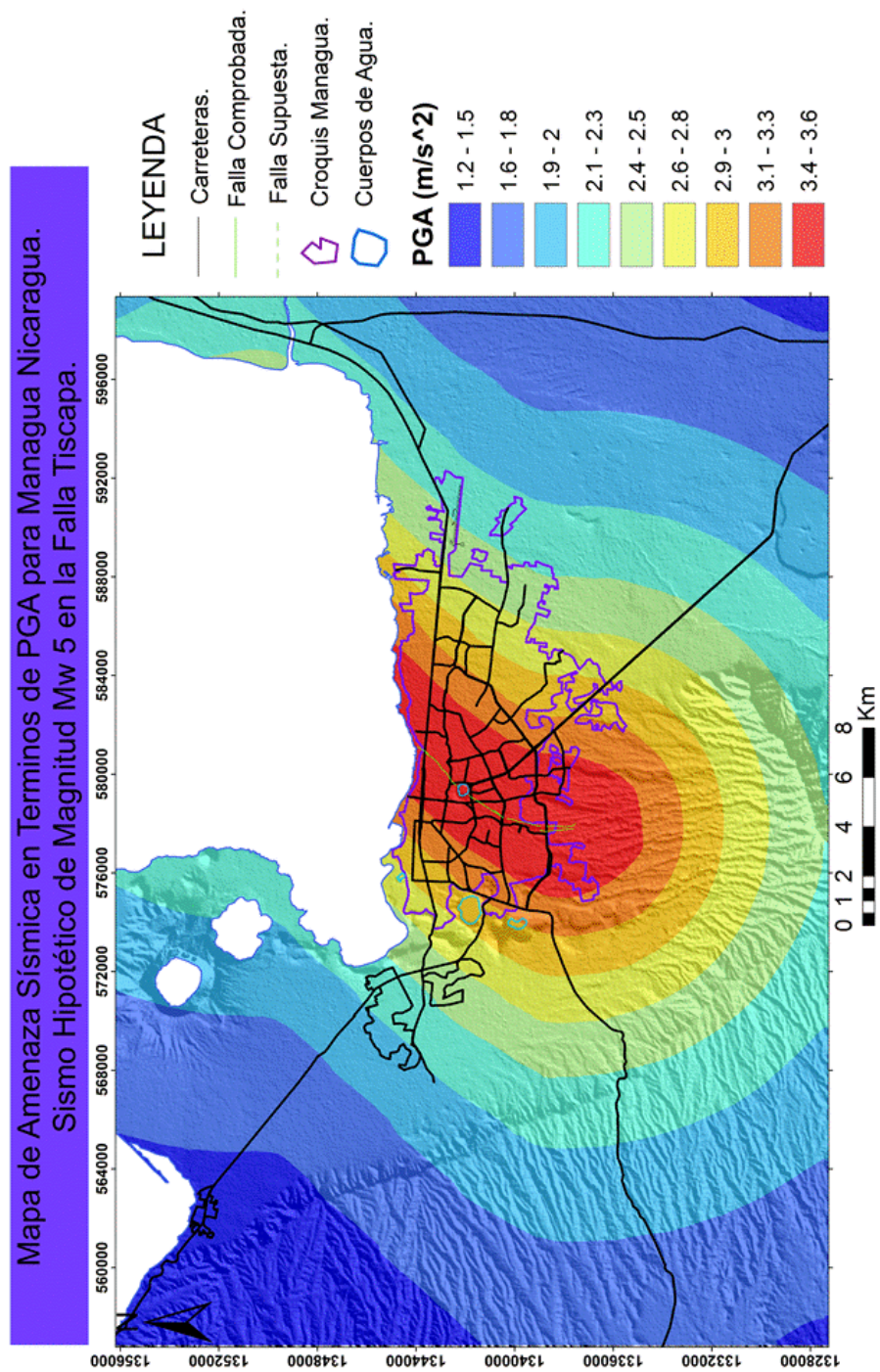


Fig: 21 Mapa de amenaza sísmica para la Falla Tiscapa, sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 para una profundidad hipocentral de 5 km.



## 6.12 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en la Falla Tiscapa.

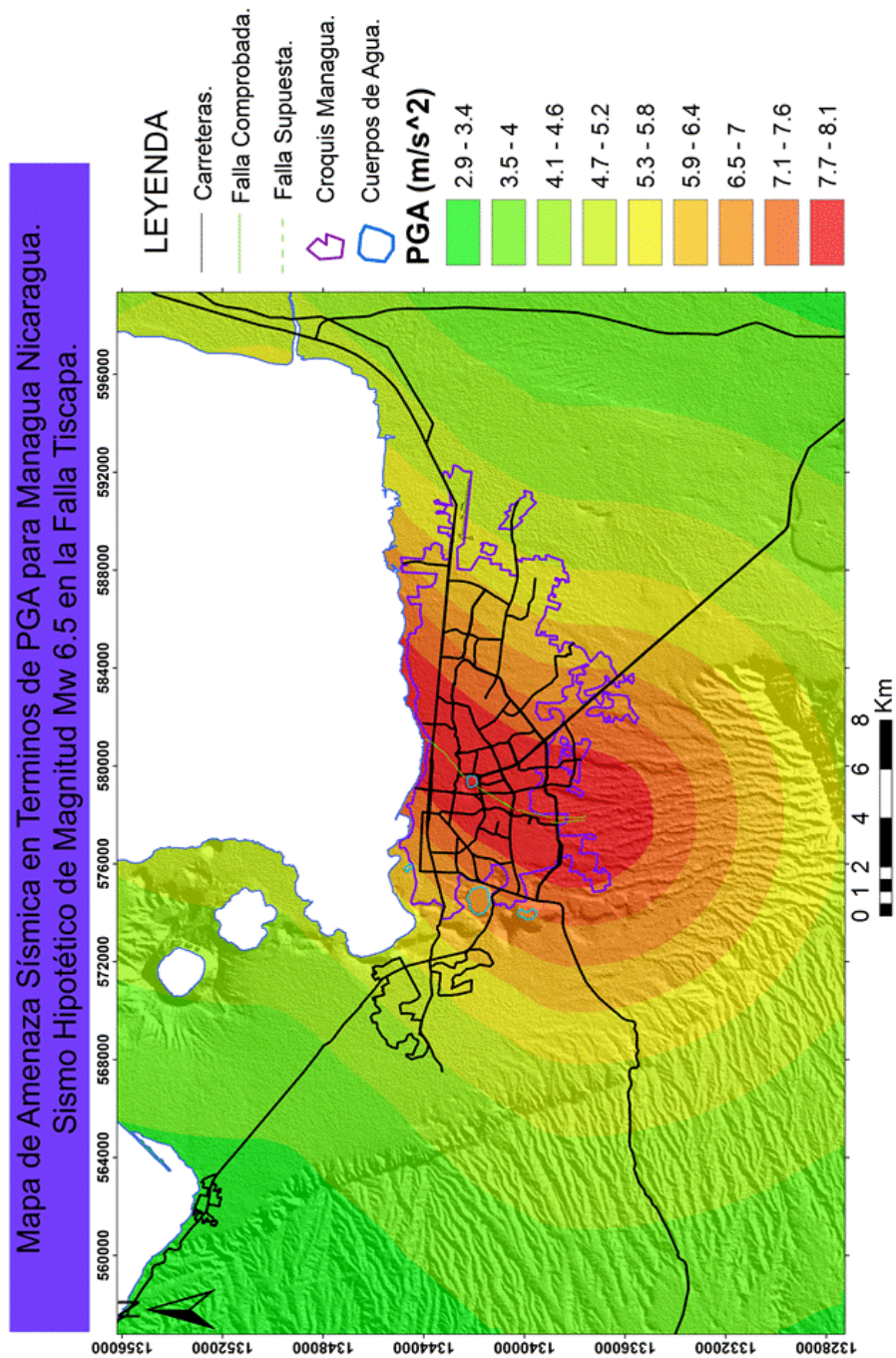


Fig: 22 Mapa de amenaza sísmica para la Falla Tiscapa, sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 5 km.

### 6.13 Mapa de PGA por un sismo de Mw 5.0 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores.

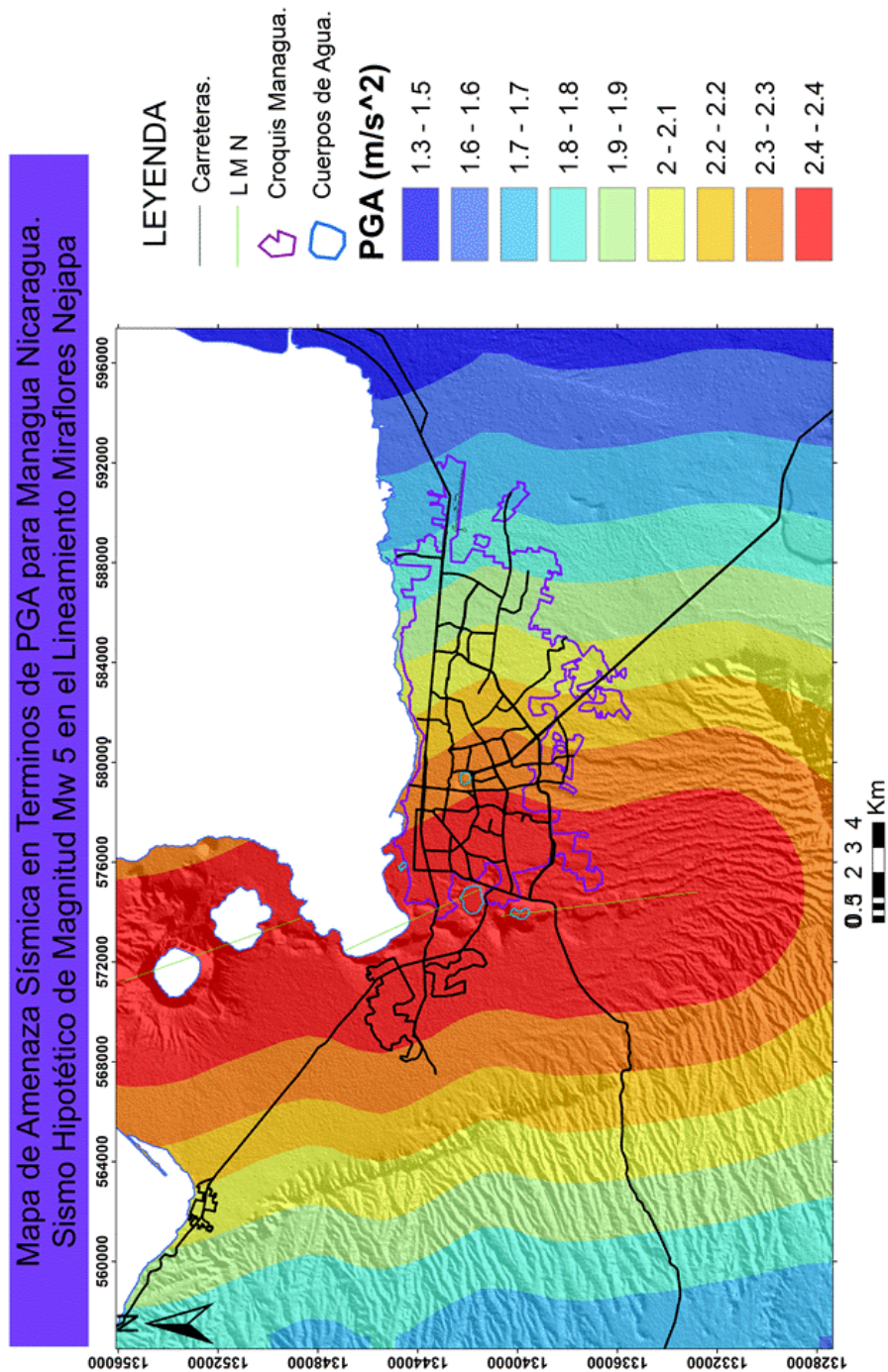


Fig: 23 Mapa de amenaza sísmica para El Lineamiento Miraflores Nejapa, sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 a una profundidad hipocentral de 10 km.

### 6.14 Mapa de PGA por un sismo de Mw 6.5 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores.

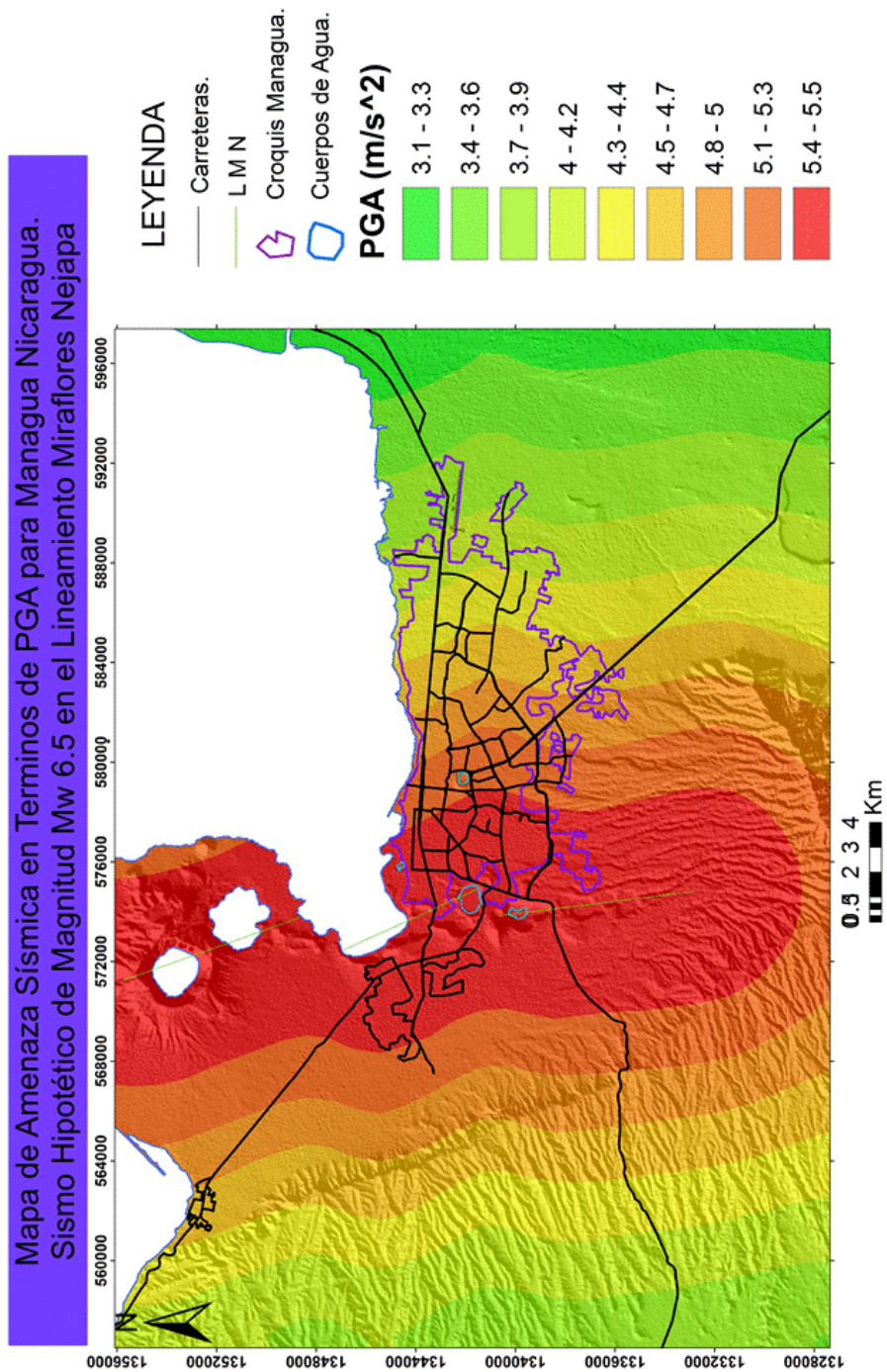


Fig: 24 Mapa de amenaza sísmica para El Lineamiento Miraflores Nejapa, sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 10 km.

## **Capítulo VII Mapas de la deformación superficial vertical cosísmica.**

Para la elaboración de los mapas de deformación vertical superficial producidos durante un evento sísmico se utilizó la ecuación de la dislocación rectangular de Okada (1985) mencionada anteriormente en este documento.

Para llevar a cabo esta simulación se utilizaron los parámetros geométricos y características geológicas de cada una de las fallas en cuestión. Estos parámetros corresponden a la longitud total de la falla, coordenadas epicentrales del evento (se utilizaron como coordenadas epicentrales las del centro de la falla), plano de inclinación de la falla, centroide de la falla, rumbo de la falla, mecanismo principal de ruptura de la falla, entre otros (Capítulo V).

## 7.1 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla Aeropuerto.

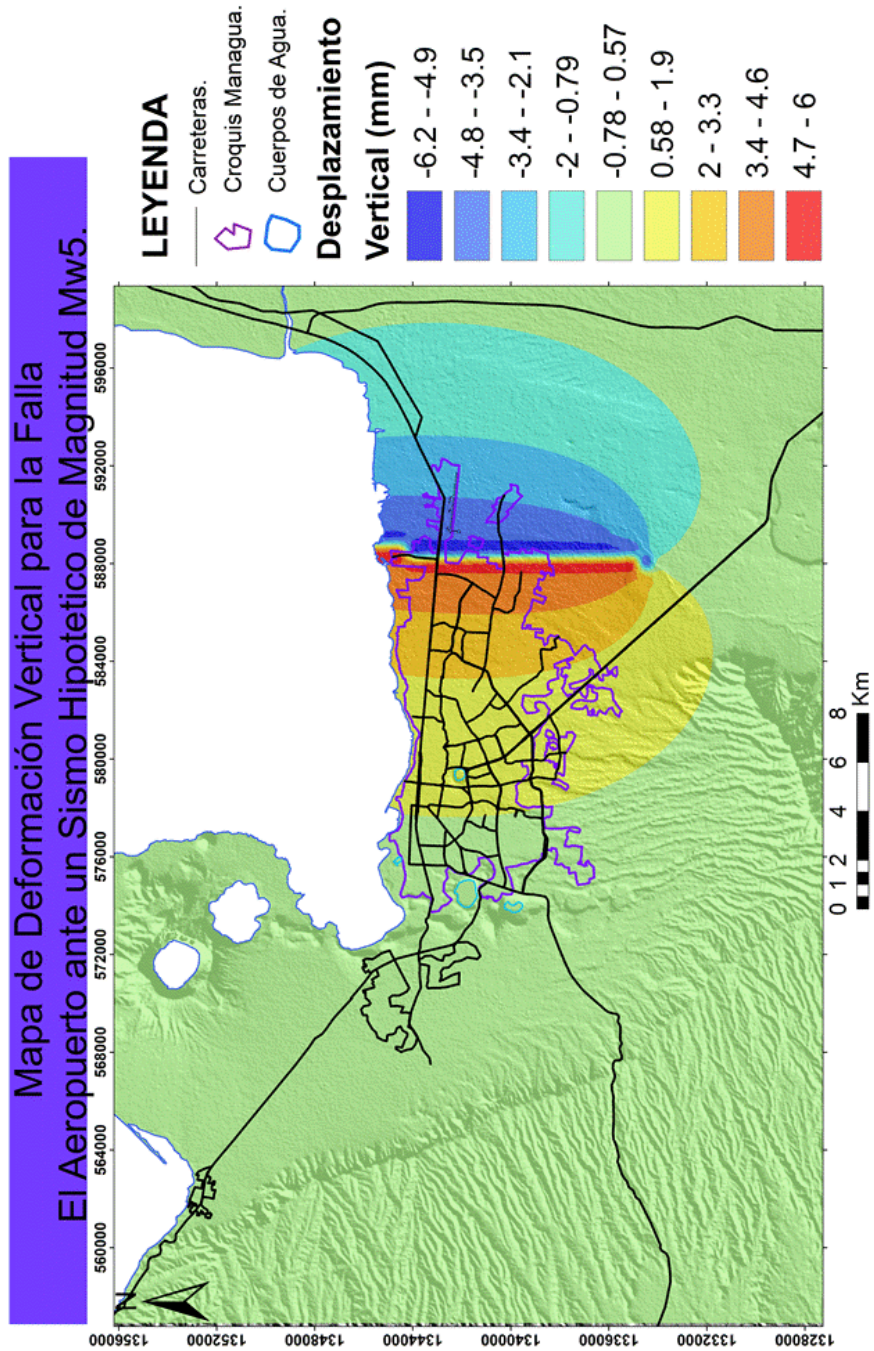


Fig: 25 Mapa de deformación superficial vertical de la falla el Aeropuerto durante un evento Sísmico de Magnitud Mw 5 a una profundidad hipocentral de 5 km.

## 7.2 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla Aeropuerto.

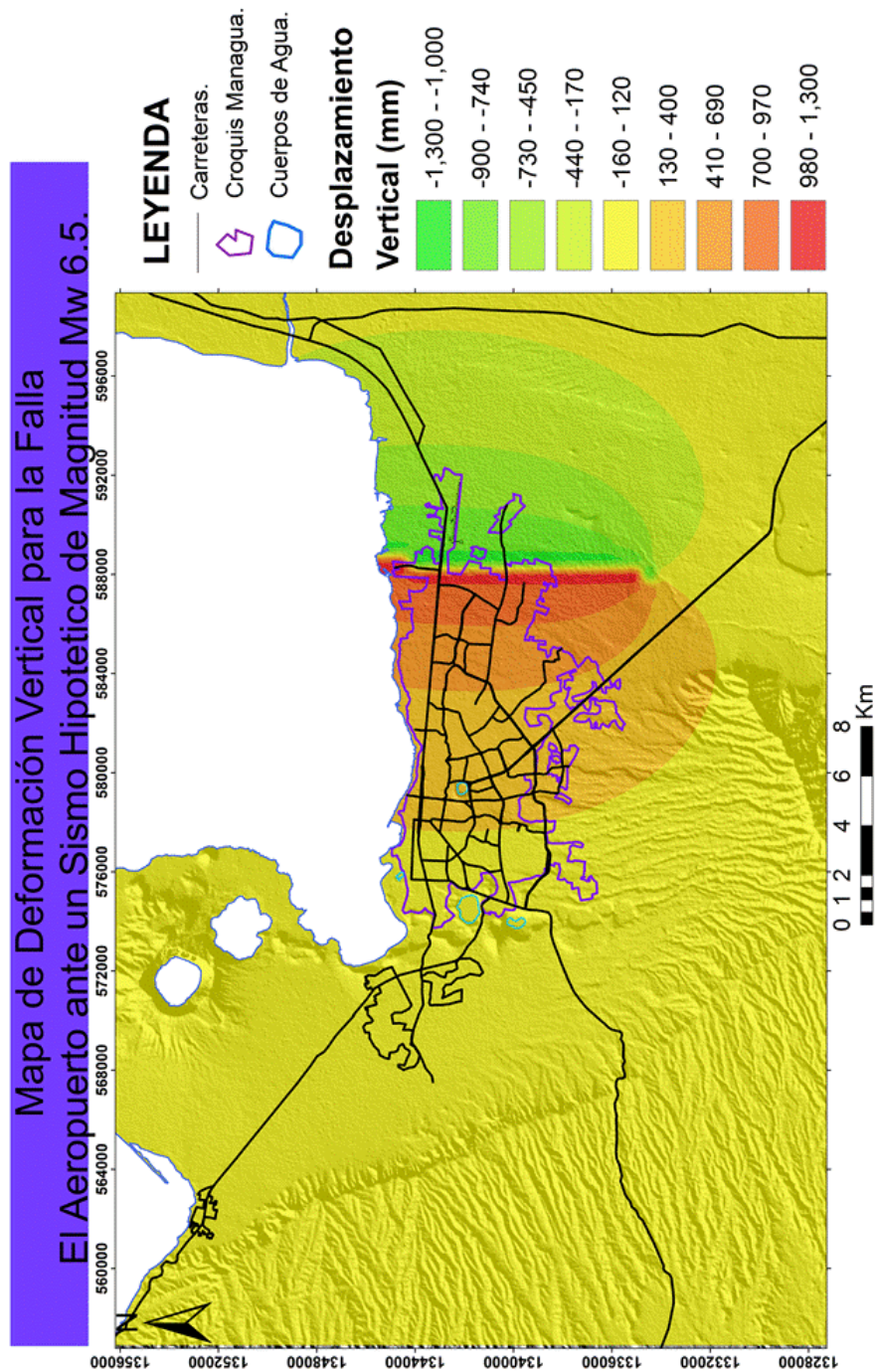


Fig: 26 Mapa de deformación superficial vertical de la falla el Aeropuerto durante un evento Sísmico de Magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 5 km.

### 7.3 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en lafalla Cofradía.

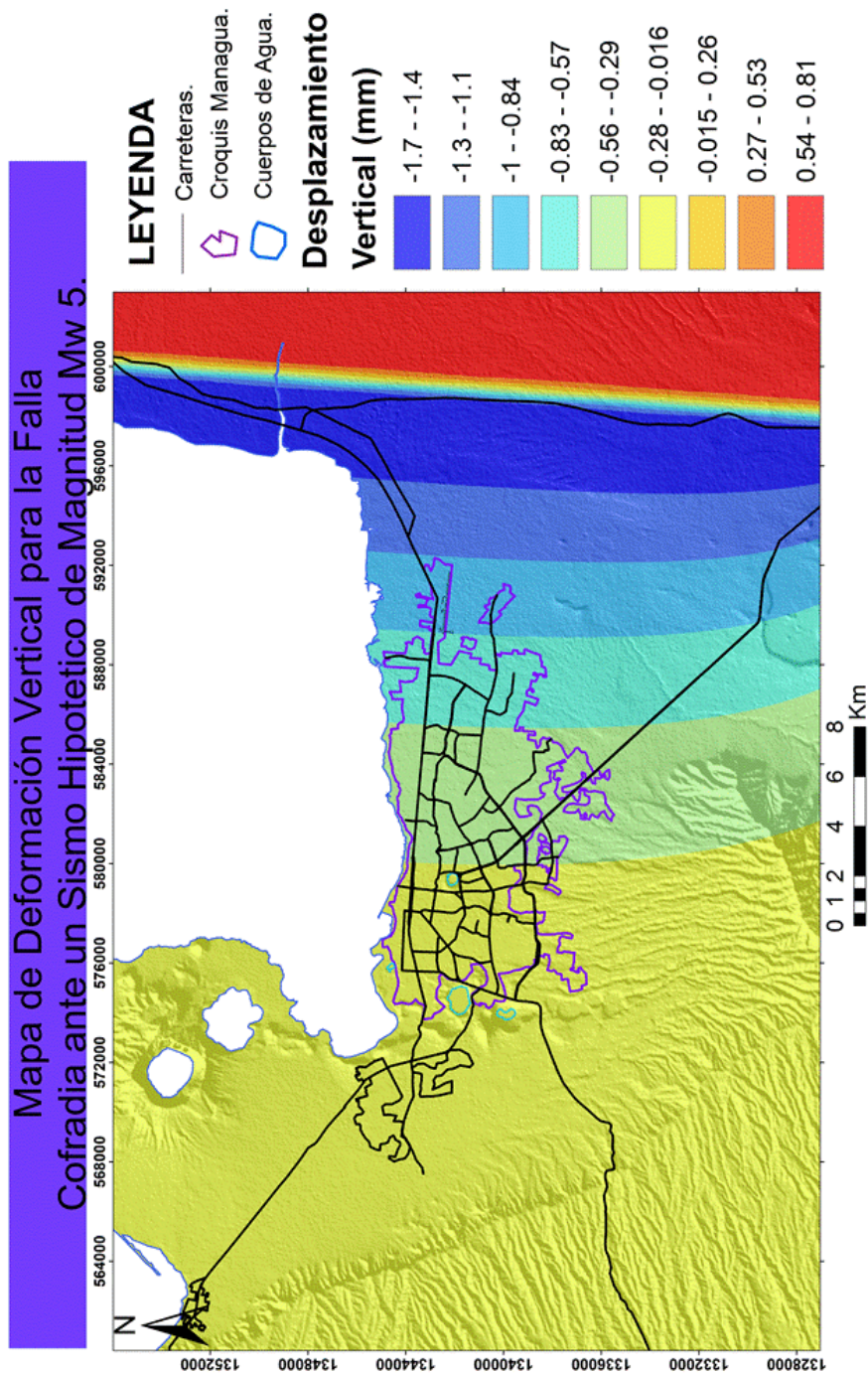


Fig: 27 Mapa de deformación superficial vertical de la falla Cofradía durante un evento Sísmico de Magnitud Mw 5.0 a una profundidad hipocentral de 10 km.

## 7.4 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla Cofradía.

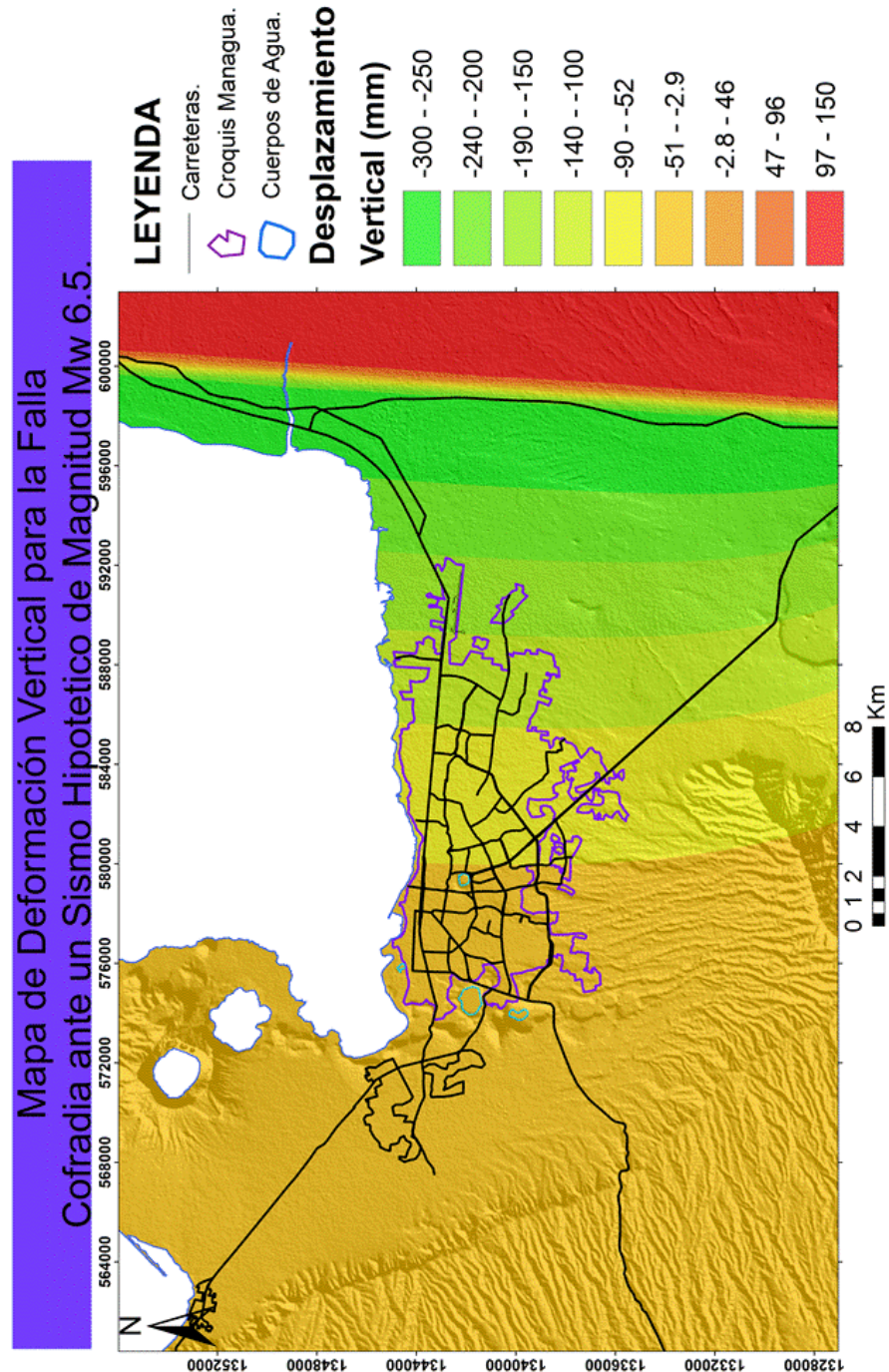


Fig: 28 Mapa de deformación superficial vertical de la falla Cofradía durante un evento sísmico de Magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 10 km.



## 7.5 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla El Estadio.

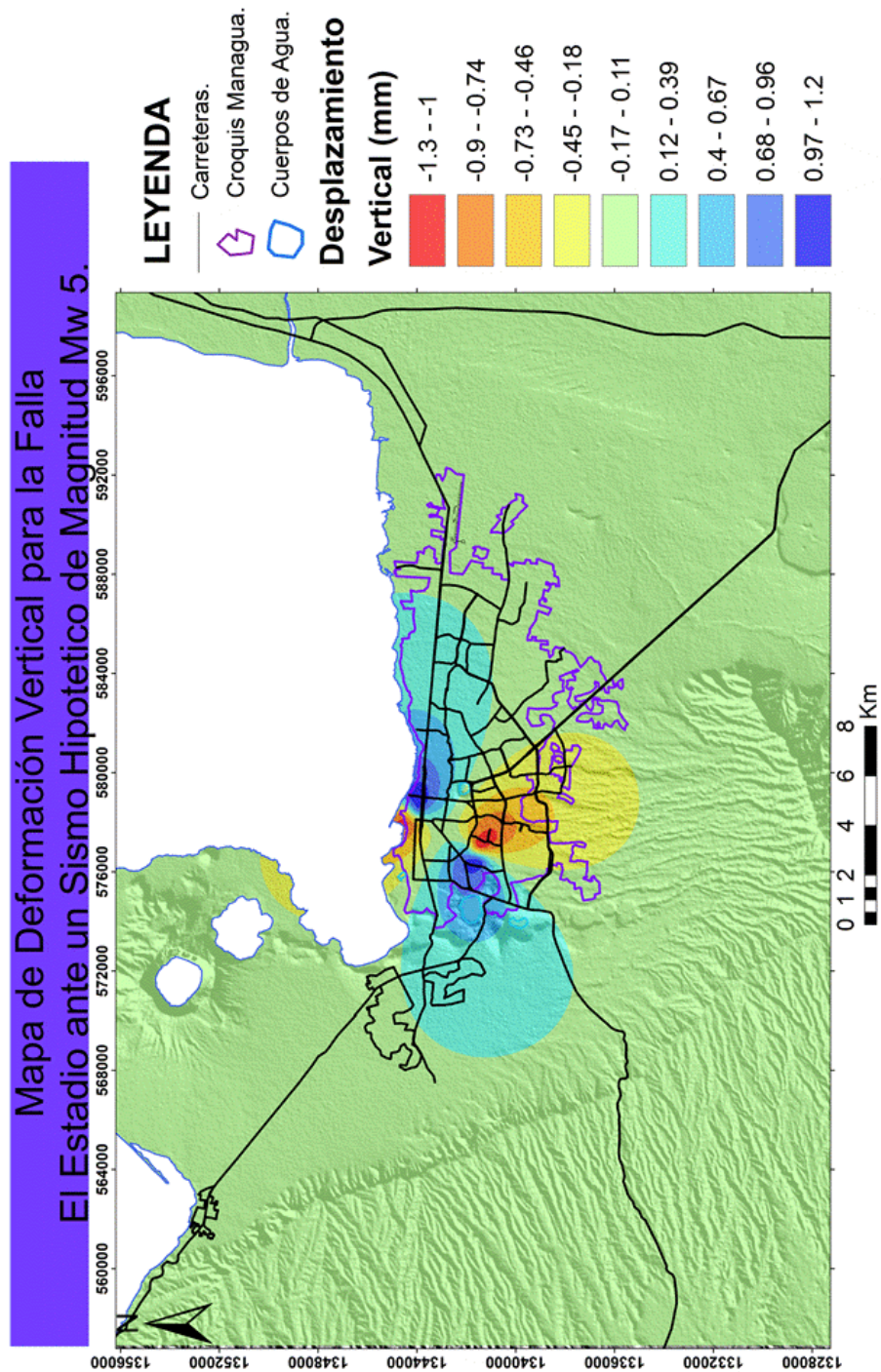


Fig: 29 Mapa de deformación superficial vertical de la falla El Estadio durante un evento sísmico de Magnitud Mw 5.0 a una profundidad Hipocentral de 5 km.

## 7.6 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla El Estadio.

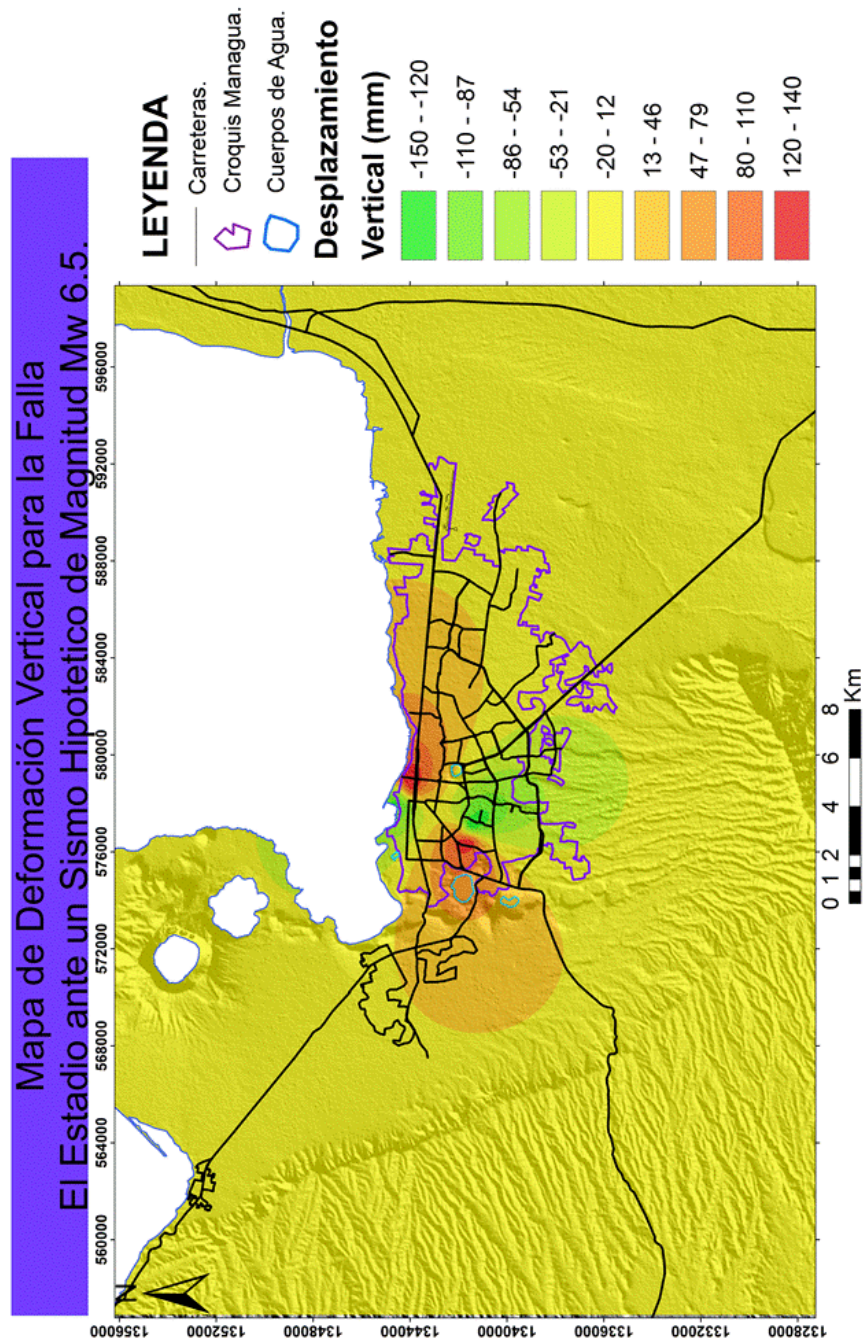


Fig: 30 Mapa de deformación superficial vertical de la falla El Estadio durante un evento sísmico de Magnitud Mw 6.5 a una profundidad Hipocentral de 5 km.

## 7.7 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla Mateare.

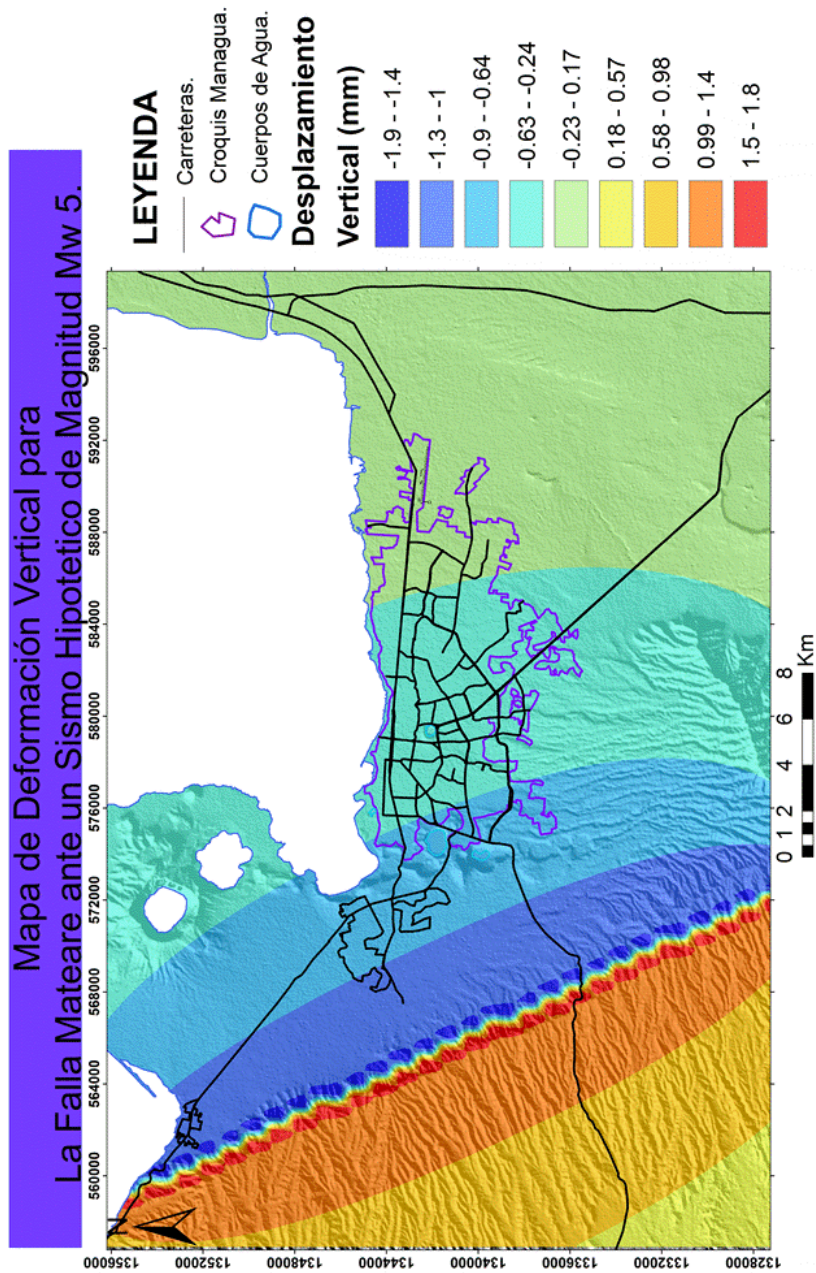


Fig: 31 Mapa de deformación superficial vertical de la falla Mateare durante un evento sísmico de Magnitud Mw 5 a una profundidad Hipocentral de 10 km.

## 7.8 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla Mateare.

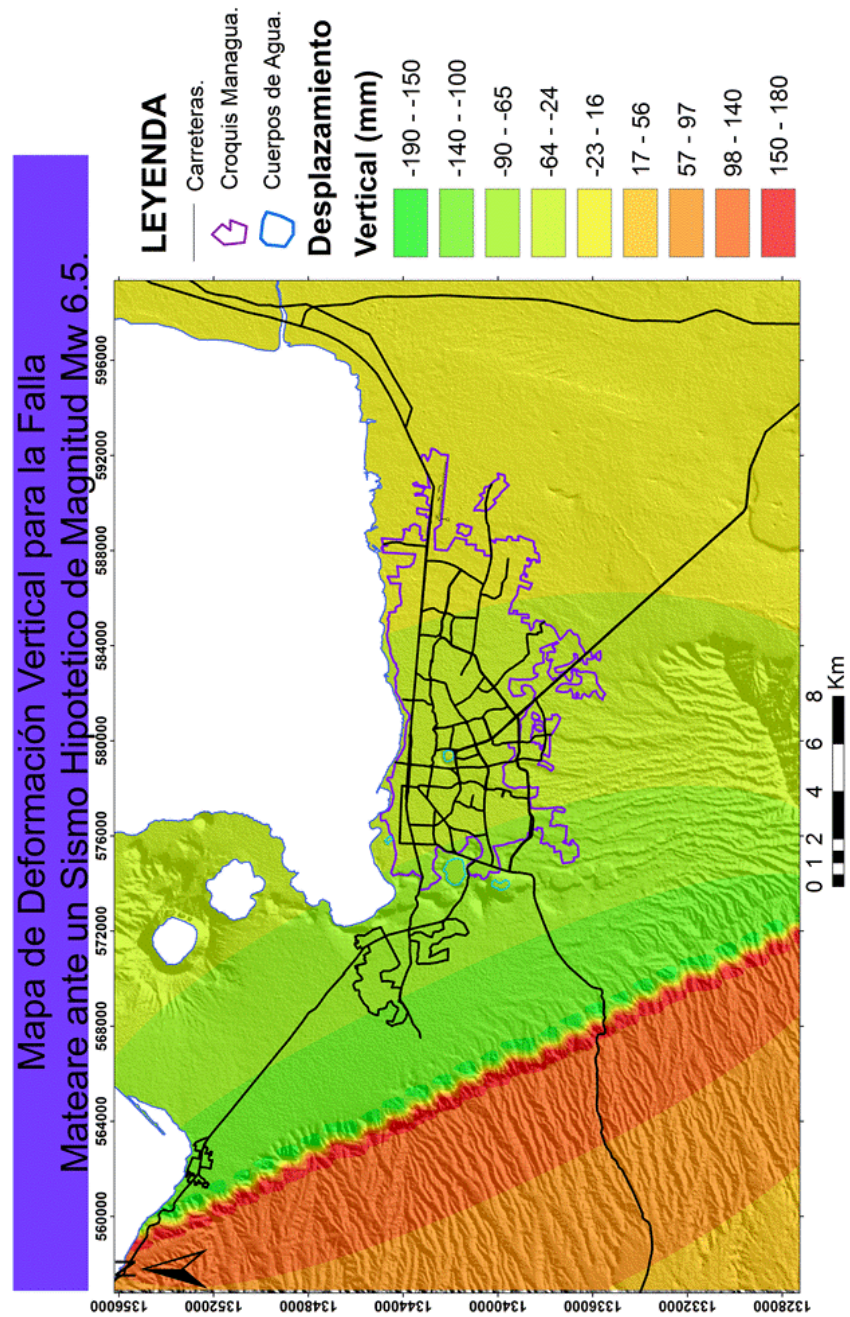


Fig: 32 Mapa de deformación superficial vertical de la falla Mateare durante un evento sísmico de Magnitud Mw 6.5 a una profundidad Hipocentral de 10 km.

## 7.9 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla San Judas.

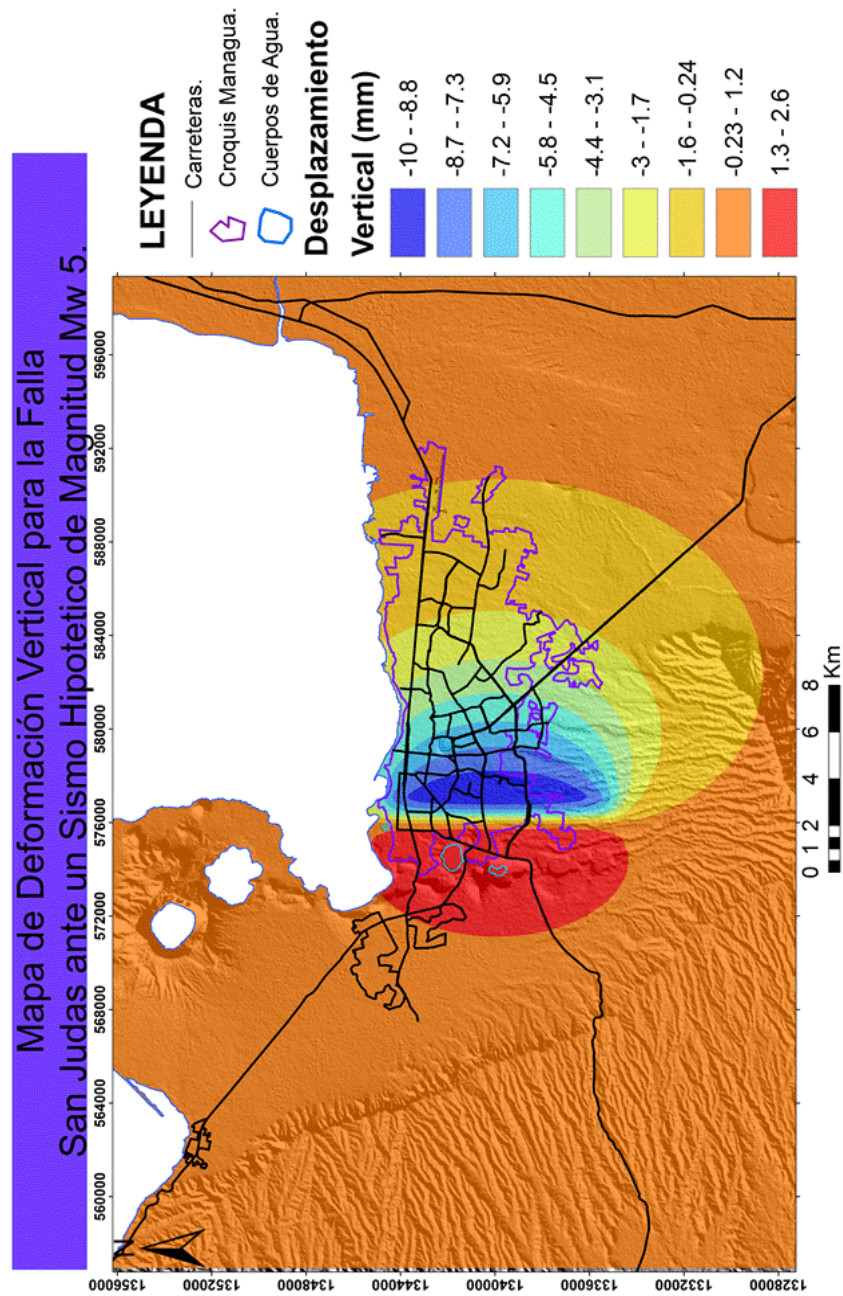


Fig: 33 Mapa de deformación superficial vertical de la falla San Judas durante un evento sísmico de Magnitud Mw 5.0 a una profundidad Hipocentral de 5 km.

## 7.10 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla San Judas.

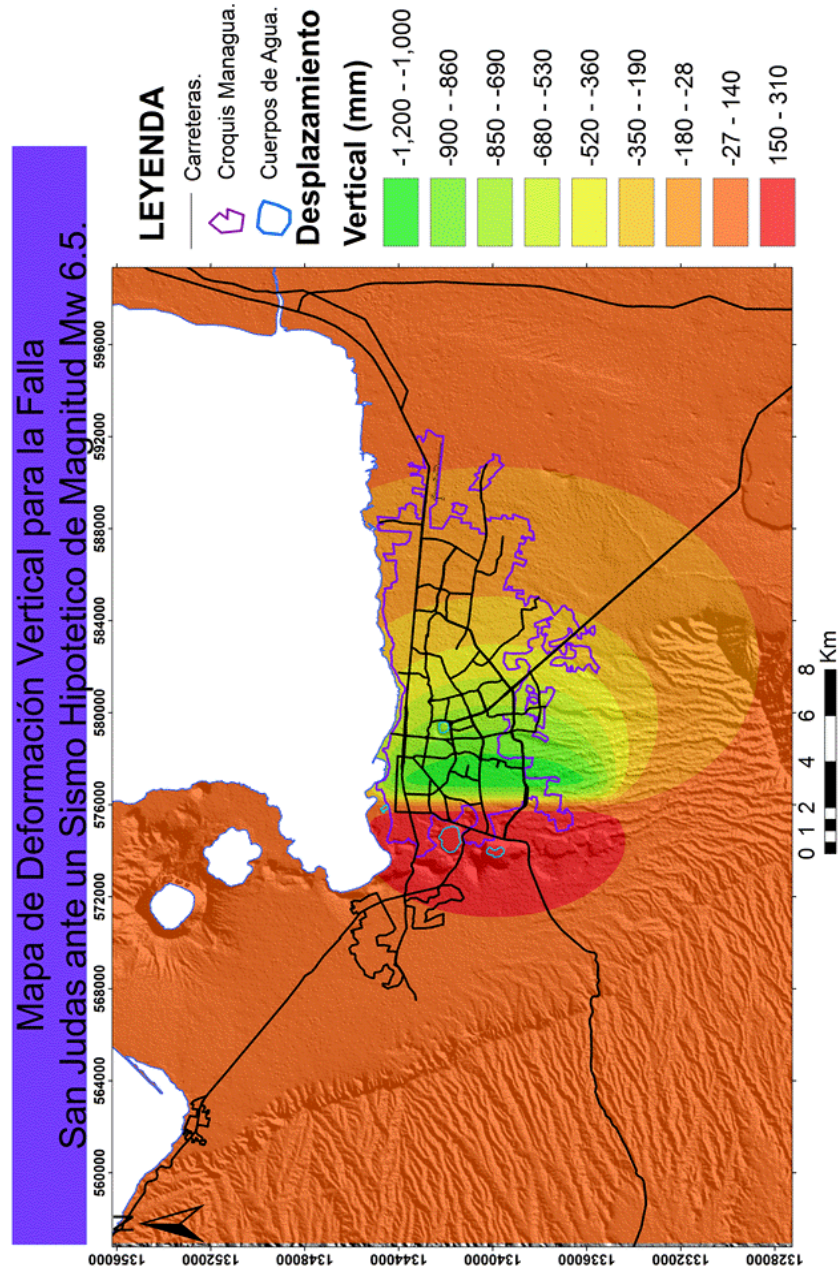


Fig: 34 Mapa de deformación superficial vertical de la falla San Judas durante un evento sísmico de Magnitud Mw 6.5 a una profundidad Hipocentral de 5 km.

## 7.11 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en la falla Tiscapa.

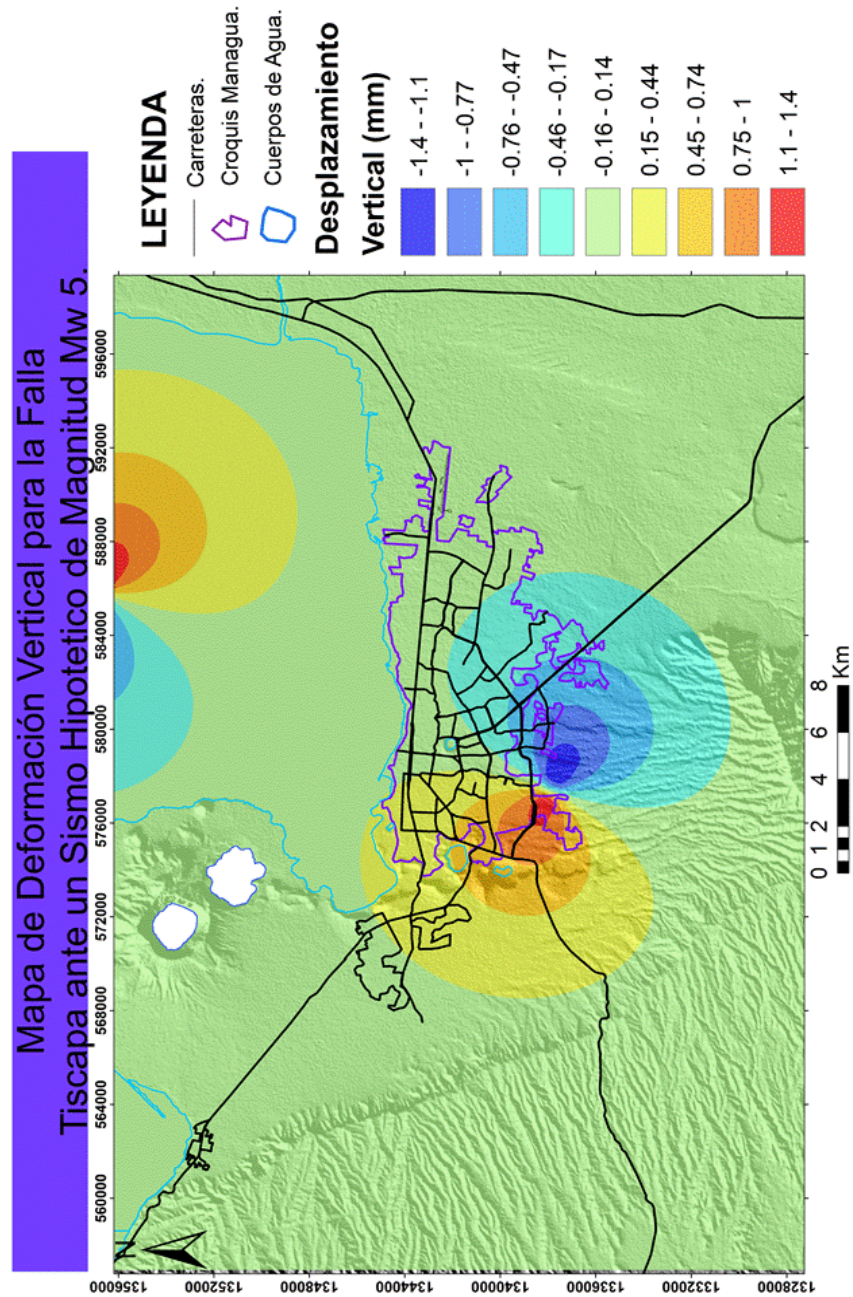


Fig: 35 Mapa de deformación superficial vertical de la falla Tiscapa durante un evento sísmico de Magnitud Mw 5 a una profundidad Hipocentral de 5 km.

## 7.12 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en la falla Tiscapa.

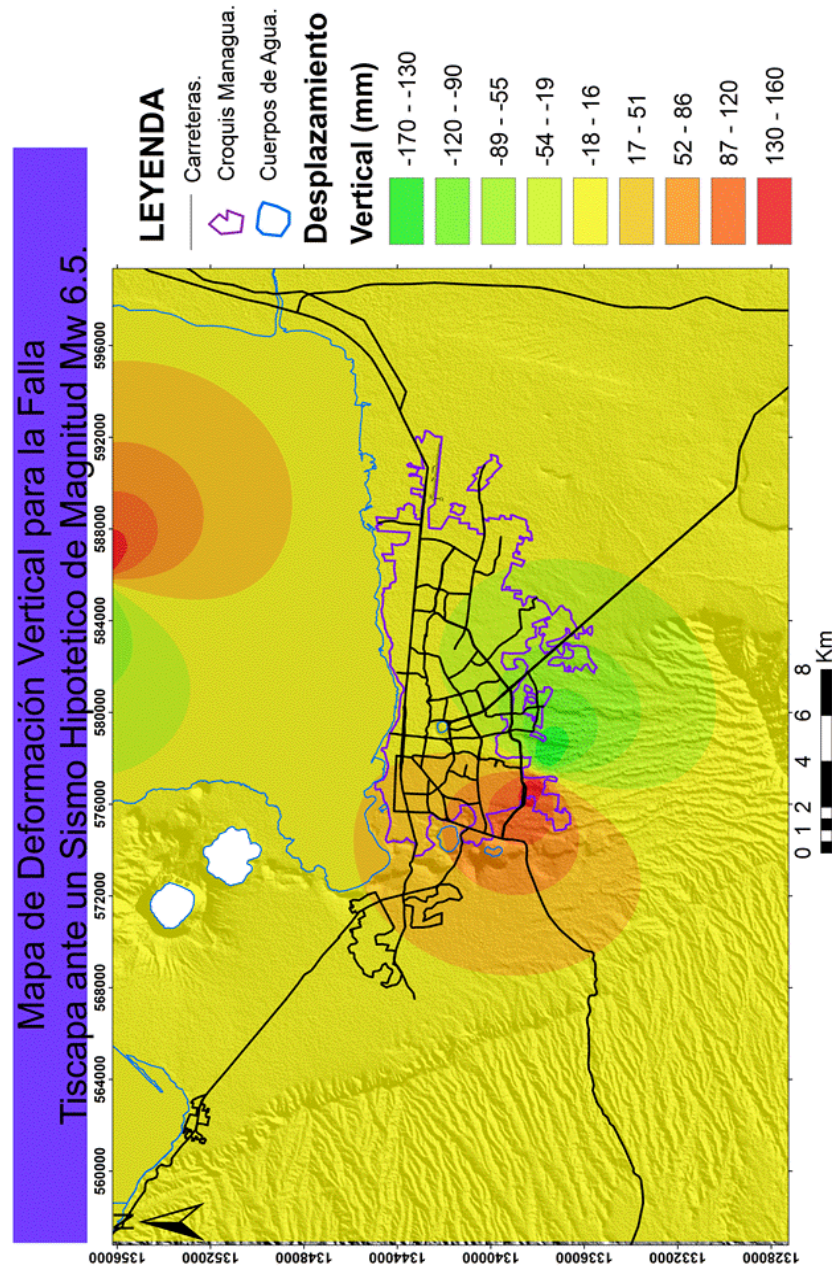


Fig: 36 Mapa de deformación superficial vertical de la falla Tiscapa durante un evento sísmico de Magnitud Mw 6.5 a una profundidad Hipocentral de 5 km.



### 7.13 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 5.0 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores.

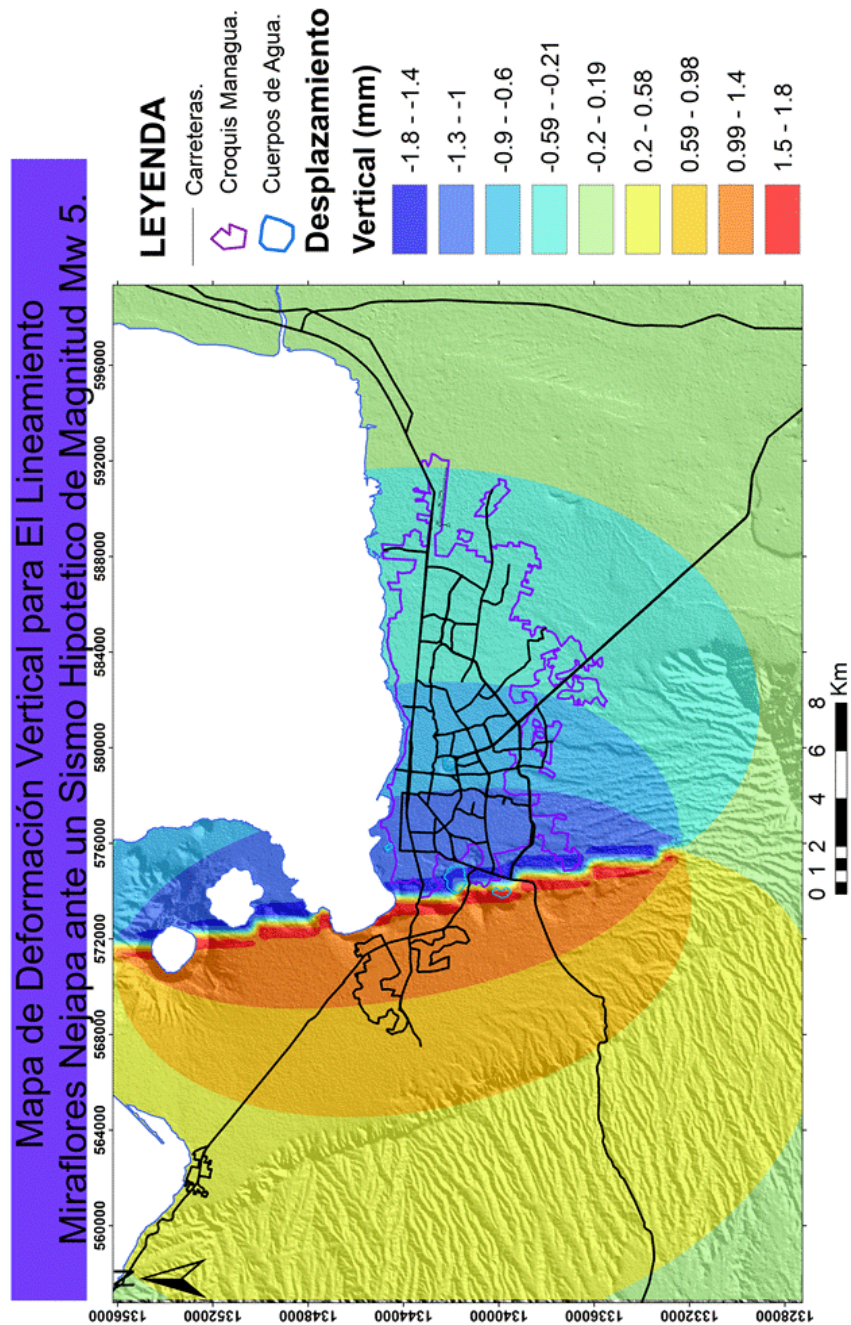


Fig:37 Mapa de deformación superficial vertical del Lineamiento Miraflores Nejapa durante un evento sísmico de Magnitud Mw 5 a una profundidad Hipocentral de 10 km.

7.14 Mapa de deformación vertical por un sismo de Mw 6.5 en el Lineamiento Nejapa-Miraflores.

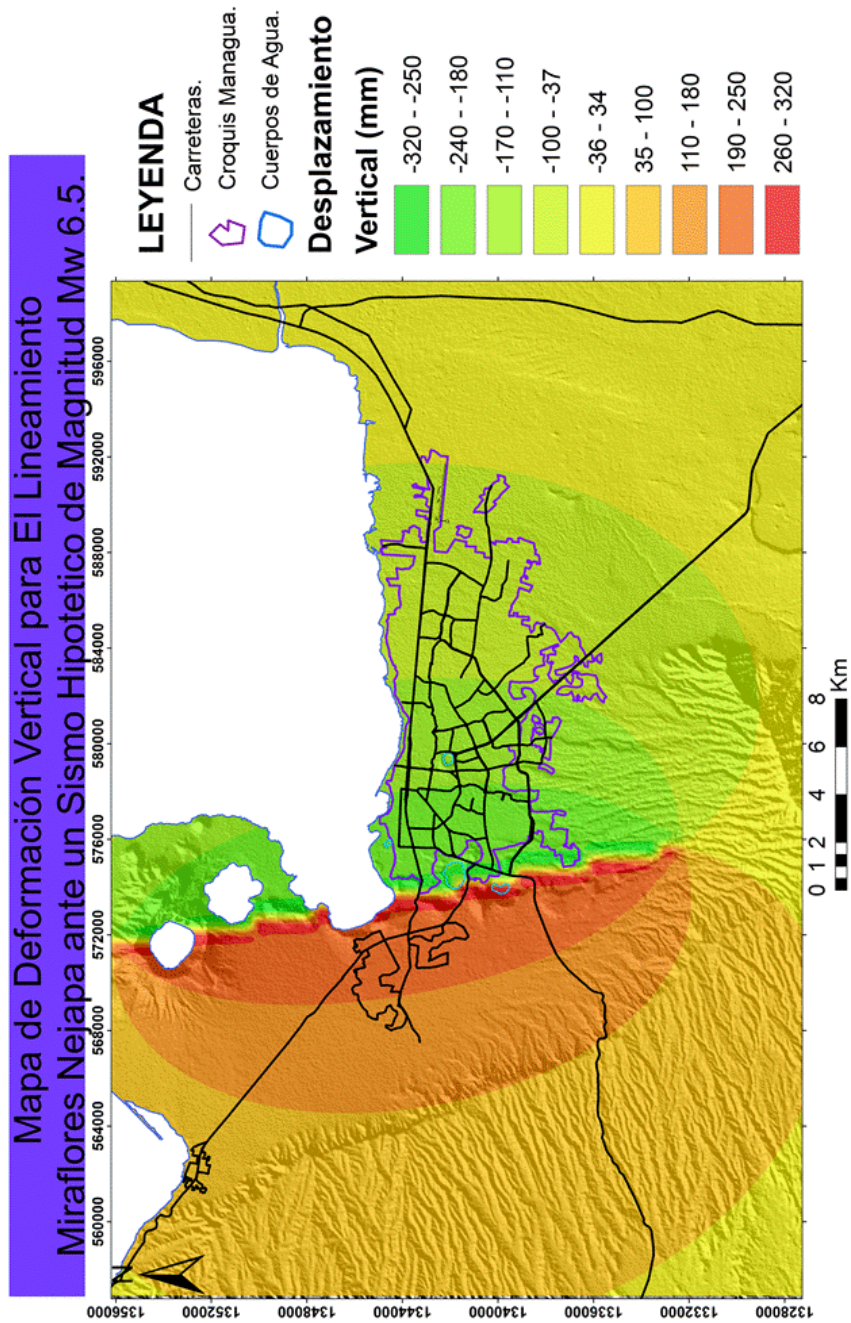


Fig: 38 Mapa de deformación superficial vertical del Lineamiento Miraflores Nejapa durante un evento sísmico de Magnitud Mw 6.5 a una profundidad Hipocentral de 10 km.

## Resultados

En este acápite, se explicarán los resultados obtenidos de las simulaciones mostradas en los mapas del PGA y de deformación superficial vertical cosísmica del suelo.

Las simulaciones se llevaron a cabo para dos magnitudes por momento sísmico, Mw, 5.0 y 6.5. Se eligieron estas magnitudes para evaluar las diferencias de los posibles efectos que causarían sismos de estas magnitudes, consideradas como moderada la primera, y fuerte la segunda.

Para tener una idea de los posibles daños que pueden ocasionar estos sismos tomamos como referencia los daños ocasionados por el sismo de 1972 en Managua, reportados por Willye y otros (1974). Dicho sismo fue de magnitud Ms 6.2, un acelerógrafo ubicado en la refinería Esso (aproximadamente entre 4 a 6 Km de distancia del evento principal) registró aceleraciones horizontales del suelo de hasta  $3.8 \text{ m/s}^2$ , pero se estima que estas aceleraciones pudieron haber alcanzado los  $5 \text{ m/s}^2$  en la zona sobre la cual se deslizó la falla según Knudson y otros (1974), pero INETER (2000) estima que en la zona inmediata a la falla Tiscapa las aceleraciones del suelo pudieron haber sido iguales o mayores a los  $9.8 \text{ m/s}^2$  (valor medio de la gravedad terrestre). Aunque se contaba con 3 acelerógrafos instalados en Managua en ese entonces, solamente fue posible obtener el registro de aquel ubicado en la refinería Esso (Knudson y otros, 1974).

### **Falla el Aeropuerto, sismo hipotético de Mw 5.0**

La aceleración pico de la simulación de un sismo de magnitud Mw 5.0 (figura 11) con una profundidad hipocentral de 5 km en la falla El Aeropuerto está entre los  $3.4$  a  $3.5 \text{ m/s}^2$ , la cual se sentiría en un área aproximada de  $63 \text{ km}^2$ . Las zonas donde se sentirán las aceleraciones más fuertes están entre la zona de la falla El Aeropuerto y Sabana Grande al Este, y la falla El Aeropuerto y Villa Venezuela al Oeste.

En cuanto a la deformación vertical superficial cosísmica experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético se obtuvo que la mayor deformación se encuentra en el rango de  $4.7$  a  $6.0 \text{ mm}$  (levantamiento del suelo) y  $-6.2$  a  $-4.9 \text{ mm}$  (subsistencia del suelo), lo que indica que este tipo de deformación podría ser muy pequeña para ocasionar daños, figura 25.

### **Falla el Aeropuerto, sismo hipotético de Mw 6.5**

La mayor aceleración de la simulación de un sismo de magnitud Mw 6.5 y profundidad hipocentral de 5 km en la falla El Aeropuerto (figura 12), oscila entre  $7.6$  a  $8.1 \text{ m/s}^2$  (alrededor del 62% mayor que el PGA sugerido por Knudson y otros

(1974) durante el terremoto de 1972 en Managua,  $\sim 5.0 \text{ m/s}^2$ ). Basados en el mapa de la figura 12, este sismo tendría el potencial de afectar un área de aproximadamente  $800 \text{ km}^2$ , las zonas que serían más afectadas son aquellas ubicadas entre la falla El Aeropuerto y Tisma al Este, y la falla El Aeropuerto y Reparto Belmonte al Oeste.

En cuanto a la deformación vertical superficial experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético (figura 26), el mayor levantamiento del suelo estaría en el orden de los 1.3 metros en la zona inmediata al oeste de la falla, mientras que el área inmediata al este de la falla el Aeropuerto se hundiría alrededor 1.30 m, lo que podría ocasionar inundaciones de la zona ubicada a la orilla del Lago Xolotlán al norte del aeropuerto Internacional A. C. Sandino.

### **Falla Cofradía, sismo hipotético de Mw 5.0**

Las aceleraciones máximas en la simulación de un sismo de magnitud Mw 5.0 con una profundidad hipocentral de 10 km en la falla Cofradía podría alcanzar valores de hasta de  $2.4 \text{ m/s}^2$  (figura 13). Estas aceleraciones máximas se sentirían en un área de aproximadamente de  $23 \text{ km}^2$ , y las zonas con mayor afectación serían las comprendidas entre la falla Cofradía y el Barrio Monte Fresco al Oeste, y entre la falla Cofradía y Tipitapa al Este.

En cuanto a la deformación cosísmica vertical superficial experimentada por el suelo se obtuvo que la mayor deformación negativa podría ser de  $-1.7$  a  $-1.4 \text{ mm}$  (deformaciones negativas significan subsidencia o hundimiento del suelo), mientras que la deformación positiva mayor podría ser menor a  $1 \text{ mm}$ . Estos valores de deformación superficial son considerablemente pequeños como para tener potencial destructivo.

### **Falla Cofradía, sismo hipotético de Mw 6.5**

Si el evento sísmico fuese de magnitud Mw 6.5 a una profundidad hipocentral de 10 km en la falla Cofradía los valores picos de la aceleración del suelo oscilarían entre  $5.3$  a  $5.6 \text{ m/s}^2$ . Estas aceleraciones afectarían un área aproximada de  $235 \text{ km}^2$  alrededor de la falla, afectando principalmente el área comprendida entre la falla Cofradía y el Reparto Las Piedrecitas al Oeste, y de la falla Cofradía a San Ramón (en las cercanías del lago Cocibolca) al Este. Los daños podrían extenderse hasta 20 Km a ambos lados de la Falla Cofradía (figura 14).

En cuanto a la deformación cosísmica vertical superficial experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético, la simulación nos sugiere que la mayor deformación negativa se encuentra entre el rango de  $-30$  a  $-25 \text{ cm}$  al oeste de la falla, y la mayor deformación vertical positiva se observaría al este de la falla y podría alcanzar los  $15 \text{ cm}$ . La deformación vertical negativa (que representa

subsistencia) podría causar leves inundaciones en el litoral este del Lago Xolotlán (figura 28).

### **Falla el Estadio, sismo hipotético de Mw 5.0**

El sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 y de profundidad hipocentral de 5 km en la falla el Estadio produciría aceleraciones máximas de hasta 3.4 a 3.6 m/s<sup>2</sup> en una zona que cubre unos 33 km<sup>2</sup> alrededor de la falla (figura 15), lo cual abarcaría la zona comprendida entre la falla El Estadio y Reparto San Juan al Este, y la falla El Estadio y Barrio El Seminario al Oeste.

En cuanto a la deformación cosísmica vertical superficial experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético obtuvimos que la mayor deformación negativa anda en el rango de los -1.3 a -1.0 mm al oeste y al este de la falla (figura 29). La mayor deformación cosísmica superficial vertical positiva sería de hasta 1.2 mm experimentada al norte y al sur de la falla. Estas deformaciones son muy pequeñas como para ser consideradas destructivas.

### **Falla el Estadio, sismo hipotético de Mw 6.5**

El sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 y de profundidad hipocentral de 5 km en la falla Estadio produciría aceleraciones máximas de hasta 7.7 a 8.2 m/s<sup>2</sup> (figura 16). Estas aceleraciones son casi el doble de las reportadas durante el terremoto de Managua del año 1972. Estas aceleraciones afectarían un área total de alrededor 610 Km<sup>2</sup>, lo cual abarcaría la zona comprendida entre la Falla el Estadio y San Andrés de la Palanca al oeste y Sabana Grande al este de la misma.

La deformación cosísmica vertical superficial experimentada por el suelo producto del sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 obtuvimos que la mayor deformación negativa anda en el rango de los -15 a -12 cm al norte y al sur de la falla, mientras que la deformación máxima positiva es de 12 a 14 cm al oeste y este de la falla (figura 30). El sector noroeste del barrio Acahualinca ubicado en las orillas del Lago Xolotlán podría verse ligeramente afectado por una leve inundación producto de la subsistencia que ahí podría ocurrir.

### **Falla Mateare, sismo hipotético de Mw 5.0**

El sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 y de profundidad hipocentral de 10 km en la falla Mateare producirían aceleraciones máximas de hasta 2.3 a 2.4 m/s<sup>2</sup>, debido a la larga extensión de esta falla, aproximadamente 37 Km (Cowan y otros, 2000), este rango de aceleraciones, el cual es relativamente bajo (casi 0.24 veces el valor promedio de la gravedad), afectaría un área de unos 320 Km<sup>2</sup> (figura 17) lo cual abarcaría la zona comprendida entre la falla Mateare a la Comarca planes

de Cuajachillo al Este, y de la falla Mateare a la Comarca Cordillera de los Andes al Oeste.

En cuanto a la deformación cosísmica vertical superficial experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético la simulación sugiere que la mayor deformación sería de 2.4 mm, la cual es muy pequeña como para considerarse peligrosa (figura 31).

### **Falla Mateare, sismo hipotético de Mw 6.5**

El sismo hipotético de Magnitud Mw 6.5 y de profundidad hipocentral de 10 km en la Falla Mateare producirían aceleraciones máximas de hasta 5.3 a 5.5  $m/s^2$ , en una zona que cubre un área de 325  $km^2$  alrededor de la Falla (figura 18) afectando primordialmente a las comunidades y barrios ubicados entre la falla Mateare y Las Dávila al Este, y entre la falla Mateare y Colonia Centroamérica al Oeste.

La deformación cosísmica vertical superficial que experimentaría el suelo producto del sismo hipotético en la falla Mateare obtuvimos que la mayor deformación negativa se encuentra entre los -19 y -15 cm, y de 15 a 18 cm la positiva. La subsidencia del suelo (deformación negativa) se concentra en la región noreste de la falla, y el levantamiento del suelo (deformación positiva) al suroeste de la falla, (figura 32) Dado que esta falla posee un escarpe de alrededor de 200 m (Cowan y otros, 2000), la deformación vertical podría ocasionar pequeños deslizamientos en dicho escarpe. En la orilla del Lago Xolotlán, al noroeste de la falla (casi 3 Km al noroeste de la ciudad de Mateare) podría verse afectada por leves inundaciones.

### **Falla San Judas, sismo hipotético de Mw 5.0**

Las aceleraciones pico en la simulación de un sismo de magnitud Mw 5.0 (figura 19) con una profundidad hipocentral de 5 km en la Falla San Judas estarían entre los 3.4 a 3.5  $m/s^2$ , las que se sentirían en un área aproximada de 57  $km^2$ . Los daños y las afectaciones que podría ocasionar este sismo serían menores a los ocasionados para el terremoto de 1972 (3.8 – 5.0  $m/s^2$ ). Siendo la zona más afectada la comprendida entre la falla San Judas al Barrio Hialeah al Este, y de la Falla San Judas al Cerro Motastepe al Oeste.

En cuanto a la deformación vertical superficial cosísmica experimentada por el suelo producto del sismo hipotético se obtuvo que la mayor deformación se encuentra entre el rango de 1.3 a 2.6 mm, (levantamiento del suelo) y -10 a -8.6 mm (subsidencia del suelo). Esto nos indica que este tipo de deformación podría ser muy pequeña para ocasionar daños, (figura 33).

### **Falla San Judas, sismo hipotético de Mw 6.5**

El sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 y de profundidad hipocentral de 5 km en la Falla San Judas (figura 20) produciría aceleraciones máximas de hasta 7.7 a 8.1  $m/s^2$  (alrededor del 62% mayor que el PGA sugerido por Knudson y otros (1974) durante el terremoto de 1972 en Managua,  $\sim 5.0 m/s^2$ ). Basados en el mapa de la figura 20, este sismo tendría el potencial de afectar un área de aproximadamente 785  $Km^2$ , lo cual abarcaría la zona comprendidas entre la Falla San Judas y El Aeropuerto Internacional Augusto C. Sandino al Este, y la Falla San Judas y Comarca la Ceibaal Oeste.

En cuanto a la deformación vertical superficial experimentada por el suelo producto del sismo hipotético obtuvimos que el mayor levantamiento sería de 0.31 m en la parte oeste de la falla, mientras que en las cercanías y al este de la Falla ocurriría un hundimiento de hasta -1.2 m, lo cual nos indica que podría inducir deslizamientos de tierra en las estructuras volcánicas del Lineamiento Nejapa-Miraflores y sus alrededores, y probablemente se den inundaciones en la cercanías del Lago Xolotlan en el sector ubicado al noroeste del Reparto Las Brisas (figura 34).

### **Falla Tiscapa, sismo hipotético de Mw 5.0**

El sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 y profundidad hipocentral de 5 Km en la Falla Tiscapa (figura 21) produciría aceleraciones máximas de hasta 3.4 a 3.6  $m/s^2$ , la cual afectaría un área de aproximadamente 51  $Km^2$ . Las zonas donde se sentirán estas aceleraciones están comprendidas entre la Falla Tiscapa y el Residencial Altamira al Este, y entre la Falla Tiscapa y Barrio Tierra Prometida al Oeste.

En cuanto a la deformación vertical superficial cosísmica experimentada por el suelo producto del sismo hipotético obtuvimos que la mayor deformación oscila entre los 1.2 y 1.4 mm (levantamiento del suelo) y -1.4 a -1.1 mm (subsistencia del suelo), lo que indica que este tipo de deformación podría ser muy pequeña para ocasionar daños (Figura 35).

### **Falla Tiscapa, sismo hipotético de Mw 6.5**

El sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 y profundidad hipocentral de 5 km en la Falla Tiscapa (figura 22) produciría aceleraciones máximas de hasta 7.7 a 8.1  $m/s^2$  (alrededor del 62% mayor que el PGA sugerido por Knudson y otros (1974) durante el terremoto de 1972 en Managua,  $\sim 5.0 m/s^2$ ). Basados en el mapa de la figura 22, este sismo tendría el potencial de afectar un área de aproximadamente 890  $Km^2$ , las zonas más afectadas serían aquellas ubicadas entre la Falla Tiscapa y El Porvenir al Oeste, y la Falla Tiscapa y Cofradía al Este.

En cuanto a la deformación vertical superficial experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético (figura 36), el mayor levantamiento del suelo estaría en el orden de los 16 cm en la zona inmediata al Suroeste de la falla, mientras que el área inmediata al Sureste de la falla se hundirá alrededor de -17 cm.

### **Falla Lineamiento Nejapa-Miraflores, sismo hipotético de Mw 5.0**

El sismo hipotético de magnitud Mw 5.0 y de profundidad hipocentral de 10 km en la falla del Lineamiento Nejapa-Miraflores (figura 23) produciría aceleraciones máximas de hasta  $2.4 \text{ m/s}^2$  la cual afectaría un área aproximada de  $230 \text{ km}^2$ . Las zonas donde se sentirán las aceleraciones más fuertes están comprendidas entre la zona del segmento sur del Lineamiento Nejapa-Miraflores a San Isidro Libertador al Este, y del segmento sur del Lineamiento Nejapa-Miraflores a la Comarca Cedro Galán al Oeste; en el segmento central del Lineamiento Nejapa-Miraflores a Acahualinca al Este y del segmento central del Lineamiento Nejapa-Miraflores a Ciudad Sandino al Oeste; en el segmento Norte del Lineamiento Nejapa-Miraflores a orillas del Lago de Managua al Este, y del segmento Norte del Lineamiento M-N a Santa Catalina al Oeste.

En cuanto a la deformación vertical superficial cosísmica experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético se obtuvo que la mayor deformación se encuentra en el rango de los 1.5 a 1.8 mm (levantamiento del suelo) y de -1.8 a -1.4 mm (subsistencia del suelo), lo que indica que este tipo de deformación podría ser muy pequeña para ocasionar daños, (figura 37).

### **Falla Lineamiento Nejapa-Miraflores, sismo hipotético de Mw 6.5**

El sismo hipotético de magnitud Mw 6.5 y de profundidad hipocentral de 10 km en la falla del Lineamiento Nejapa-Miraflores (figura 24) produciría aceleraciones máximas de hasta  $5.4$  a  $5.5 \text{ m/s}^2$ . Estas aceleraciones afectarían un área aproximada de  $980 \text{ km}^2$ , las zonas con mayor afectación serían aquellas ubicadas entre la falla del Lineamiento Nejapa-Miraflores y El Aeropuerto Internacional Augusto C. Sandino al Este, y la falla del Lineamiento Nejapa-Miraflores y Comarca Las Parcelas al Oeste.

En cuanto a la deformación cosísmica vertical superficial experimentada por el suelo producto de este sismo hipotético, el mayor levantamiento del suelo estaría en el orden de los 32 cm en la zona inmediata al oeste de la falla, mientras que el área inmediata al este de la falla se hundirá alrededor 32 cm también, lo que indica que este tipo de deformación podría ser muy pequeña para ocasionar daños considerables. Es posible que se den pequeños deslizamientos en zonas con pendientes inclinadas y ocurran leves inundaciones en las orillas del Lago Xolotlán ubicadas en las costas suroestes del mismo (figura 38).



**(Tabla 2): Resumen de resultados obtenidos.**

<b>Nombre de la falla.</b>	<b>Magnitud (Mw).</b>	<b>PGA Max. (m/s<sup>2</sup>).</b>	<b>Deformación vertical Máxima y Mínima (mm).</b>	
<b>El Aeropuerto</b>	5	3.5	6	-6.2
<b>El Aeropuerto</b>	6.5	8.1	1300	-1300
<b>Cofradía</b>	5	2.4	0.54	-1.7
<b>Cofradía</b>	6.5	5.6	150	-300
<b>El Estadio</b>	5	3.6	1.2	-1.3
<b>El Estadio</b>	6.5	8.2	140	-150
<b>Mateare</b>	5	2.4	1.8	-1.9
<b>Mateare</b>	6.5	5.5	180	-190
<b>San Judas</b>	5	3.5	2.6	-10
<b>San Judas</b>	6.5	8.1	310	-1200
<b>Tiscapa</b>	5	3.6	1.4	-1.4
<b>Tiscapa</b>	6.5	8.1	160	-170
<b>Lineamiento Nejapa-Miraflores</b>	5	2.4	1.8	-1.8
<b>Lineamiento Nejapa-Miraflores</b>	6.5	5.5	320	-320

## Discusión

Para la simulación de los PGA productos de sismos de magnitud por momento sísmico 5.0 y 6.5 se utilizó la ecuación de Climent y otros (1994), la cual fue publicada ya hace casi dos décadas, pero es la única que se ha derivado para la región Centro Americana utilizando datos reales de la región. Sería interesante realizar un nuevo estudio a mayor detalle (a la escala de nuestro territorio nacional por ejemplo), con datos reales también, para derivar una ecuación más precisa y actualizada para el cálculo del PGA en nuestro territorio nacional.

Independientemente de usar la ecuación de Climent y otros (1994), u otra más actualizada, queda todavía un sin número de simulaciones por hacer para estimar las sacudidas del suelo que producirían sismos de diferentes magnitudes y con hipocentros a diferentes profundidades, tanto para la ciudad de Managua como en otras ciudades densamente pobladas del país.

Los valores del PGA que obtuvimos en las simulaciones para las fallas Cofradía, El Aeropuerto, y Tiscapa son similares a aquellos obtenidos por INETER (2000).

Consideramos que los resultados presentados en este trabajo no son definitivos, pero que servirán de forma rápida, sencilla y clara a los ingenieros, arquitectos, geólogos, ingenieros sísmicos y tomadores de decisión que trabajan en el campo de la mitigación y evaluación de la amenaza por actividad sísmica, principalmente en la ciudad de Managua y sus cercanías.

Una de las dificultades que los autores del presente trabajo han encontrado para la realización de este estudio es el de un consenso entre los expertos para la caracterización única de las diferentes fallas. Por ejemplo, se atribuyen diferentes longitudes y orientaciones a varias fallas geológicas, como por ejemplo las fallas Mateare, El Aeropuerto y Cofradía. Tampoco hay certeza en el sentido o dirección de desplazamiento de algunas fallas, principalmente en aquellas que no han producido sismos en tiempos históricos (ver por ejemplo Cowan y otros, 2000).

Para las fallas de mayor longitud, Cofradía y Mateare, se utilizó una profundidad hipocentral de 10 Km, mientras que para el resto de fallas (que son de menor longitud reportada) se usó una profundidad hipocentral de 5 Km. Esto se debe a que se estimó que el sismo de Managua de 1972 tuvo una profundidad hipocentral de 5 Km, y esta falla posee una longitud reportada relativamente corta en comparación con la Falla Cofradía y Mateare. Fallas más grandes pueden generar sismos de mayor magnitud, lo cual es proporcional a las dimensiones del plano de ruptura, por lo cual los hipocentros de las fallas Mateare y Cofradía pudieran ser más profundos.

Datos precisos de la acumulación y sentido de desplazamiento para una falla específica son de suma importancia para la modelación de la deformación superficial, y en Nicaragua esta información posee una gran incertidumbre, ver por ejemplo Cowan y otros (2000). Por lo cual, las simulaciones de escenarios hipotéticos asumiendo valores “razonables”, dentro de la geología, son las técnicas sobre las cuales seguiremos dependiendo para evaluar las amenazas.

Aunque en este trabajo se han presentado simulaciones de la deformación cósmica superficial de la componente vertical, queda como trabajo futuro presentar la deformación en las componentes horizontales. Las fallas con desplazamientos verticales e inversos, presentan grandes desplazamientos en la componente vertical, para sismos grandes, pero pequeños desplazamientos en las componentes horizontales. Mientras que las fallas con desplazamientos de rumbo (lateral derecho o izquierdo) tienden a producir mayores deformaciones superficiales en las componentes horizontales, por lo que fallas como Tiscapa muestran deformaciones verticales relativamente pequeñas (figura 35) durante sismos grandes. No obstante, los resultados de las simulaciones de la deformación vertical aquí expuestos, servirán de referencia para aquellos trabajando en inestabilidad de laderas, amenazas hidrogeológicas, y en el campo de la geodesia a nivel local y regional.

## Conclusiones

De los resultados del presente trabajo podemos concluir que las simulaciones para el PGA producido por sismo de magnitud por momento sísmico Mw 5, se experimentarían aceleraciones menores a las producidas por el terremoto de 1972, las cuales oscilaron en el rango de  $3.8 \text{ m/s}^2$  (Ineter 2000). Por otro lado, todos los sismos de magnitud Mw 6.5 producen aceleraciones mayores, teniendo en cuenta el valor de las aceleraciones experimentadas el 23 de diciembre de 1972 estas sacudidas en síntesis serán más fuertes que las producidas para este terremoto.

Aunque las fallas de Cofradía y Mateare son las más alejadas del casco urbano de Managua, estas tienen el potencial de generar aceleraciones lo suficientemente altas para representar un serio peligro para la capital, por ejemplo con un sismo de Mw 6.5 (o mayor) y con una profundidad hipocentral no muy grande, no mayor a los 10 Km.

Dadas a sus características geométricas, el valor del PGA más alto se obtuvo en la falla El Estadio, con un valor de  $8.2 \text{ m/s}^2$  para un sismo de Mw 6.5 y a una profundidad hipocentral de 5 Km. Por otro lado, el valor de la deformación cosísmica superficial vertical más alto, tanto positivo como negativo 1.3 m y -1.3 m, obtenido fue para la Falla El Aeropuerto para un sismo de Mw 6.5. Dada la cercanía de esta falla con la orilla sur del Lago Xolotlán, esto podría significar que podrían ocurrir inundaciones en el área de la orilla del lago al norte de esta falla.

Todas las fallas con prolongación en el Lago Xolotlán tienen el potencial de crear una deformación cosísmica vertical negativa (subsistencia del suelo) suficiente como permitir el avance del agua del lago en su extremo sur para sismos de magnitudes Mw 6.5 o similares.

Las fallas con desplazamientos de rumbo son las que presentan las deformaciones verticales cosísmica menores, a como es de esperarse ya que estas tienen su mayor deformación en la componente horizontal, pero no fueron presentadas en este trabajo.

Es más que evidente, a como ha sido expresado en un sin número de estudios, que la ciudad de Managua y sus alrededores se encuentran bajo una amenaza sísmica alta, ya que albergan una gran cantidad de fallas geológicas que tienen el potencial de causar desastres, con un gran número de pérdidas de vidas humanas y cuantiosos daños materiales.

## Recomendaciones.

- Se recomienda la actualización de las caracterizaciones geológicas y geométricas de las fallas en la ciudad de Managua y sus alrededores mediante trabajo de campo, estudios geofísicos, estudios de geotecnia y por medio del uso de fotointerpretación e imágenes de satélite. Esto permitirá una evaluación de la amenaza sísmica más efectiva en todos los niveles.
- Se insta a la Alcaldía de Managua en conjunto con los centros de investigación de Nicaragua que promuevan un estudio integral para la actualización de la amenaza sísmica de la ciudad de Managua, y a su vez actualizar el código de la construcción con la nueva información obtenida. También se recomienda a la Alcaldía de Managua que supervise el cumplimiento de la normativa de la construcción para mitigar la vulnerabilidad sísmica en Managua.
- Es importante la densificación de la red sísmica en la ciudad de Managua, incluyendo acelerógrafos, para derivar una ecuación de atenuación sísmica que permita estimar aceleraciones picos del suelo más representativas para la ciudad de Managua.
- Se recomienda al Ministerio de Educación y Deportes de incluir como asignatura, en la educación primaria y de secundaria, introducción a la amenaza sísmica y cómo se debe actuar durante la ocurrencia de un sismo grande.

## Bibliografía

Algermissen S. T, Dewey J. W, Langer C. J, and Dillinger W. H; (1974) The Managua, Nicaragua Earthquake of December 23, 1972: Location, Focal Mechanism, and Intensity Distribution. Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 64 August 1974 No. 4.

Avellán, D. (2009), "Tefroestratigrafía de la parte occidental de Managua, Nicaragua: Evolución de las estructuras volcánicas de Ticomo, Nejapa y Asososca". Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM-México.

Benito, M. B., Lindholm C, Camacho E, Climent Á, Marroquín G, Molina E, Rojas W, Escobar J. J, Talavera E, Alvarado G. E, and Torres Y.(2012) A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, No. 2, pp. 504–523.

Brown R. D. Jr, Ward P. L, and Plafker George; (1973) Geologic and Seismologic Aspects of the Managua, Nicaragua, Earthquakes of December 23, 1972. Library of Congress catalog-card No. 73-600128.

Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W.D. and Matumoto, T., (1984), "Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate". J. Geophys. Res., Vol. 89, Num.7, pp. 719-7735.

Bice, D. (1985), "Quaternary volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: Correlation and source assignment for multiple overlapping pliniana deposits". Geological Society of America Bulletin, Vol. 96, pp. 553-566.

Bice, D. C., (1980a), "Eruption rate in Central America estimated from volumes of pumice deposits". American Geophysical Union Transactions, Vol. 61, Num.6, 70 p.

Bice, D. C., (1980b), "Origin of the Masaya Caldera, Nicaragua". Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. 12, Num. 3, 98 p.

Bice, D. C., (1980c), "Tephra stratigraphy and physical aspects of recent volcanism near Managua, Nicaragua". {Ph.D. Thesis}: Berkeley, California, University of California, 422 p.

Climent, A., Taylor, W., Ciudad Real, M., Strauch, W., Villagran, M., Dahle, A., Bungum, H., 1994. Spectral strong motion attenuation in Central America. Technical Report 2:17. NORSAR.

Castrillo, E. N; (2011), Seismic Hazard Assessment in Nicaragua Based on the Spatially Smoothed Seismicity Approach. Licentiate Thesis, Lund University.

Cowan, C.P, y Otros, (2000), "Map and Database of Quaternary Faults in the Vicinity of Managua, Nicaragua". U.S A. Geologic Survey.15 p.

Cowan Hugh, Prentice Carol, Pantosti Daniela, de Martini Paolo, Strauch Wilfried, and Workshop Participants,(2002) Late Holocene Earthquakes on the Aeropuerto Fault, Managua, Nicaragua. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 5, pp. 1694–1707.

Carr M.,(1976). Underthrusting and Quaternary faulting in Central America: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 825–829, doi: 10.1130/00167606(1976)87<825:UAQFIN>2.0.CO;2.

Carr M., and Stoiber R., (1977). Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 151– 156, doi: 10.1130/0016-7606(1977)88<151:GSOSDE>2.0.CO;2.

Carr M., Stoiber R., and Drake C., (1973). Discontinuities in the deep seismic zones under the Japanese arcs: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 2917–2930, doi: 10.1130/0016-7606(1973)84<2917:DITDSZ>2.0.CO;2.

Case, J.E., Holcombe, T.L. and Martin, R.G., (1984), "Map of geological provinces in the Caribbean region, in The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional tectonics".Geol. Soc. Am. Mem., Vol. 162, pp. 1-30.

Case J.E. & Holcombe T.L.; 1980.Geologic tectonic map of the Caribbean region.U.S. Geol. Surv.Miscellaneous investigations. Map series 1-1100.

Dewey, W. James and Algermissen S.T; (1974),Seismicity of the Middle America Arc-trench System nearManagua, Nicaragua. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 64, No. 4,00.pp 1033-1048.

DeMets, C., (2001)A new estimate for present-day Coco- Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc: Geophysical Research Letters, v. 28, no. 21, p. 4043–4046, doi: 10.1029/ 2001GL013518.

Dengo, G., (1985), "Mid America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Columbia". The Ocean Basins and Margins, Vol. 5, pp. 123-180.

De Boer, J., 1979: The outer arc of the Costa Rican Orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena peninsulas.-Tectonophysics, 56(3/4): 221-259.

Frischbutte A;(2002) "Structure of the Managua Graben, Nicaragua, from Remote Sensing Images,"*Geofísica Internacional*, Vol. 41, Num. 2, pp. 87-102.

Funk J, Mann Paul, McIntosh Kirk, and Stephens Jason;(2009) Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on Seismic-Reflection Profiling and Remote Sensing Data. Jackson School of Geosciences, The University of Texas at Austin, Austin, Texas 78712, USA.

Girard, G., Benjamin van Wyk de Vries; (2005) The Managua Graben and Las Sierras-Masaya Volcanic Complex Nicaragua; Pull-Apart Localization by an Intrusive Complex: Results from Analogue Modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 37-57.

Genrich J.F; Bock Y McCaffrey R; Prawirodirdjo L; Stevens C; Puntodewo S; Subarya C; and Wdowinski S. (2000). Distribution of slip at the northern Sumatran fault system: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, no. B12, p. 28,327–28,341, doi: 10.1029/2000JB900158.

Guzman- Speziale M., 2001, Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America–Caribbean plate boundary: *Tectonophysics*, v. 337, p. 39–51.

Harlow, D. H., and R. A. White (1985), Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America: Evidence for oblique subduction, *Earthquake Notes*, 55, 28.

Hodgson, V. G., (1978), "Geología de Nicaragua". Servicio Geológico Nacional, Managua, Nicaragua. 105 p.

Hradecký, P. (1997), "Estudio para el Reconocimiento de la Amenaza Geológica en el Area de Managua, Nicaragua". Praha-Managua, Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER) y Servicio Geológico Checo (SGC), 105 p.

Hradecky P., Hrubes Havliceck P., Mrazova S., Opletal M., Sebesta J., Sevcik J., Mayorga E., (2001) - Mapa geológico. Zona Peninsula de Chiltepe (volcán Apoyeque). En "Estudio geológico y reconocimiento de las amenazas geológicas en el volcán Apoyeque, Nicaragua". Servicio Geológico de la Republica Checa - INETER. Praga-Managua.

Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER); (2000), Microzonificación Sísmica de Managua.

Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER); (2002), Actualización del Mapa de Fallas Geológicas de Managua.



Knudson C. F, Perez V, and Matthiesen R. B; (1974), Strong-Motion Instrumental Records of the Managua Earthquake of December 23, 1972. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 64, No. 4, pp. 1049-1067.

Ken Jorgensen, Panama Canal Company, written commun., (1966).

Kuang, J., (1971), "Estudio Geológico del Pacífico de Nicaragua". División de Geología, Informe 10, Catastro e Inventario de Recursos Naturales. Managua, Nicaragua, 55 p.

Kutterolf, *et al.*, (2007), "Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly – explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua". Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 163, pp. 55-82.

Langer C. J, M. Hopper G, Algermissen S. T, and Dewey J. W. (1974) Aftershocks of the Managua Nicaragua Earthquake of December 23, 1972. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 64, No. 4, pp. 1005-1016.

LaFemina, P., *y Otros*, (2002), "Bookshelf Faulting in Nicaragua", Geological Society of America, Vol., 30, Num. 8, pp. 751-54.

LaFemina Peter, Dixon H Timothy, Norabuena Edmundo, Turner Henry, Saballos Armando, Mattioli Glen, Protti Marino, Strauch Wilfried. (2009) Fore-arc motion and Cocos Ridge Collision in Central America. Article Volume 10, Number 5 7.

Lundgren P., Protti M., Donnellan A., Heflin M., Hernandez E., and Jefferson D., (1999). Seismic cycle and plate margin deformation in Costa Rica: GPS observations from 1994 to 1997: Journal of Geophysical Research, v. 104, no. B12, p. 28,915–28,926, doi: 10.1029/1999JB900283.

Montessus de Ballore F. (1888). Tremblements de terre et éruptions volcaniques au Centre America, Dijon, 281 p.

Molnar, P. and Sykes, L. R., (1969), "Tectonics of Caribbean and Middle American regions from focal mechanisms and seismicity". Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 80, pp. 1639-1684.

Mann, P., Schubert, C., and Burke, K., (1990), "Review of Caribbean neotectonics, in Dengo, G., and Case, J.E., eds., The Caribbean region. Boulder". Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. H, pp. 307–338.

McBirney, A. R. and Williams, H., (1965), "Volcanic history of Nicaragua". University of California Publications in the Geological Sciences, Vol. 55, pp. 1-69.

Norabuena E., Dixon T., Schwartz S., DeShon H., Newman A., Protti M., Gonzalez V., Dorman L., Flueh E., Lundgren P., Pollitz F., and Sampson D., (2004). Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, no. B11403, doi: 10.1029/2003JB002931.

Okada Yoshimitsu; (1985) Surface Deformation due to shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, No. 4, pp. 1135-1154.

Oliveira, C. S., A. Roca and Goula X; (2010), *Assessing and Managing Earthquake Risk. An Introduction. Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering*, Vol. 2.

Protti, M., Guendel, F., and McNally, K., (1994), "The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: Results from a high-resolution local seismographic network". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 84, pp. 271–287.

Pérez, W. and Freundt., A. (2006), "The youngest highly explosive basaltic eruptions from Masaya caldera (Nicaragua): stratigraphy and hazard assessment. In: Rose WI, Bluth GJS, Carr MJ, Ewe JW, Patino LC, Vallance JW (eds.) *Volcanic Hazards in Central America*". *Geological Society of America Bulletin* 412, pp. 189-207.

Segura F, Rojas W; (1996) *Amenaza Sísmica para el Centro de la Ciudad de Managua, Nicaragua*. (INETER).

Sultan D. 1. (1931). The Managua earthquake, *Military Engr.* 23, 354-361.

Sebesta, J., (1997), "Dynamic development of the relief in the Managua area, Nicaragua". *Acta Univ. Carol., Geogr.* 2, pp. 93–109.

Schmoll H. R., Krushensky R.D., Dobrovolny E., (1975). *Geological Considerations for Redevelopment Planning of Managua, Nicaragua, Following the 1972 Earthquakes*, US Geological Survey Professional Paper 914, 1975.

Turner L Henry, LaFemina Peter, Saballos Armando, Mattioli S Glen, Jansma E Pamela, and Dixon Timothy, Kinematics of the Nicaraguan forearc from GPS geodesy (2007). *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, I02302

Ugarte, Armando; (2010), *Metodología de modelación de escenarios de riesgo sísmico en Managua, Nicaragua*. *Nexo*, Vol. 23, pp. 09-17.

Van Wyk de Vries, B., (1993), "Tectonics and Magma Evolution of Nicaraguan Volcanic Systems".Diss. The Open University London, Dep. of Earth Sci., 328 p.

Woodward-Clyde Consultants Inc; (1975), Summary report of investigation of active faulting in Managua, Nicaragua and vicinity Managua, Nicaragua Vice Ministries de Pacification Urbana. Volumen I and II.

Weinberg, R. F; (1992) "Neotectonic Development of Western Nicaragua" Tectonics Vol. 11, pp. 1010-1017.

Wyllie L.A, Wright R.N, Sozen M.A, Degenkolb, H.J, Steinbrugge, K.V, and Kramer S; (1974), Effects on structures of the Managua earthquake of December 23, 1972.Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 64, pp. 1069-1133.

Zambrana A. Xochilt,(2012) Modelamiento Geofísico en el Graben del Aeropuerto, Managua, Nicaragua.Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Zoppis de Bracci Luigi y Del Guidice D;(1958) "Geología de la Costa del Pacífico de Nicaragua". Bol. Del Serv. Geol. Nac. De Nicaragua., Num. 2, 67 p.

## Anexos

### Anexo 1. Subrutina para estimar la aceleración pico, PGA, con la fórmula de Climent y otros (1994), escrita en Matlab

Estadrutina calcula las tres componentes espaciales de la aceleración máxima superficial experimentada por el suelo utilizando la ecuación de atenuación de Climent y otros (1994) en un sistema de coordenadas referencial, o sea con respecto a un punto de referencia, por ejemplo la proyección del centro del plano de falla sobre el suelo

```
function [Px, Py, a_ms2] = climent94_funtc(X1,X2,Y1,Y2,iX,iY,Mw,XTo,XTf,YTo,YTf,ZT,Su,lnE)
% Función para calcular la aceleración pico del suelo, PGA, en m/s^2
% utilizando la fórmula de Climent et al. (1994) para una zona dada
% La función retorna tres valores:
% Xi: Coordenada X (e.g., UTM-X (m))
% Yi: Coordenada X (e.g., UTM-Y (m))
% a_ms2: PGA (m/s^2)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% Elaborado por J. Armando Saballos, 2012-11-15 %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% PARAMETROS DE ENTRADA %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% X2: Coordenada Este (UTM-X (m)) máxima del área de estimación
% X1: Coordenada Este (UTM-X (m)) mínima del área de estimación
% Y1: Coordenada Norte (UTM-Y (m)) mínima del área de estimación
% Y1: Coordenada Norte (UTM-Y (m)) máxima del área de estimación
% iX: Distancia entre puntos a lo largo del eje X (m)
% iY: Distancia entre puntos a lo largo del eje Y (m)
% Mw: Magnitud por momento sísmico del terremoto
% XTo: Coordenada Este (UTM-X (m)) mínima del punto extremo de la falla
% XTf: Coordenada Este (UTM-X (m)) máxima del punto extremo de la falla
% YTo: Coordenada Norte (UTM-Y (m)) mínima del punto extremo de la falla
% YTf: Coordenada Norte (UTM-Y (m)) máxima del punto extremo de la falla
% ZT: Profundidad del hipocentro (Km)
% Su: '1' para suelos sueltos, '0' para basamento
% lnE: Error del cómputo
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% iX: Coordenadas UTM del punto Este, UTM-X (m)
% iY: Coordenadas UTM del punto Norte, UTM-Y (m)
XT = 579.424; % (Km) coordenadas UTM X epicentral 1972/12/23. Algermissen y otros
YT = 1343.246; % (Km) coordenadas UTM Y epicentral 1972/12/23. 1974
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% CALCULOS %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
dist_x = ceil((X2-X1)/iX) % Numero de iteraciones a lo largo del eje X
dist_y = ceil((Y1-Y2)/iY) % Numero de iteraciones a lo largo del eje Y
i1 = 1; % Indice de conteo general para todos los cálculos
for c1=1:dist_x
for c2=1:dist_y
Px(i1) = X1 + ((c1-1)*iX);
```

```
Py(i1) = Y2 + ((c2-1)*iY);  
R3 = sqrt(((Px(i1)-XT)^2) + ((Py(i1)-YT)^2) + (ZT^2)); % Distancia 3D al hipocentro, Km  
logAc = -1.687 + (0.553*Mw) - (0.537*log(R3)) - (0.00302*R3) + (0.327*Su) + lnE;  
a_ms2(i1) = exp(logAc); % PGA en m/s^2  
i1 = i1 + 1;  
end;  
end;
```

## Anexo 2. Subrutina para estimar la deformación vertical producida por el desplazamiento de una falla rectangular utilizando las ecuaciones de Okada (1985), escrita en Matlab

Estadrutina es capaz de calcular los desplazamientos, así como las inclinaciones y las deformaciones en las componentes espaciales (norte, este, y vertical) en un sistema de coordenadas referencial, o sea con respecto a un punto de referencia, por ejemplo la proyección del centro del plano de falla sobre el suelo, haciendo uso de la ecuaciones de Okada (1985). Diversas geometrías son posibles para las dislocaciones de interés, vea Okada (1985) para mayor detalle.

```
function varargout=okada85(varargin)
% E, N: Las coordenadas de puntos de observación (relativo al centroide de falla)
% PROFUNDIDAD: La profundidad del centroide de falla (Km, > 0)
% RUMBO: ángulo del rumbo de falla desde el norte (en grados)
% INCLINACION: ángulo de inclinación de la falla (en grados)
% LONGITUD: Longitud de falla en la dirección del rumbo (km, > 0)
% ANCHURA: ancho de la falla en la dirección de inclinación (km, > 0)
% RAKE: ángulo de la dirección de deslizamiento sobre el plano de la falla (en grados)
% DESLIZAMIENTO: dislocación en la dirección del rake (m)
% ABERTURA: dislocación en componente de extensión (m)
% NU: razón de Poisson (valor por defecto es 0.25)
%
%
%Es posible producir salidas parciales con la siguiente sintaxis:
% [uE,uN,uZ] = OKADA85(...) para desplazamientos solamente;
% [uE,uN,uZ,uZE,uZN] = OKADA85(...)para desplazamientos e inclinación;
% [uE,uN,uZ,uNN,uNE,uEN,uEE] = OKADA85(...)para desplazamientos y deformaciones;
% [uZE,uZN] = OKADA85(...)para inclinaciones solamente;
% [uZE,uZN,uNN,uNE,uEN,uEE] = OKADA85(...)para inclinaciones y deformaciones;
% [uNN,uNE,uEN,uEE] = OKADA85(...)para deformaciones solamente.
%
% Autor: François Beauducel <beauducel@ipgp.fr>
%
error(nargchk(10,12,nargin))

for i = 1:10
    if ~isnumeric(varargin{i})
        error('Input arguments
E,N,DEPTH,STRIKE,DIP,LENGTH,WIDTH,RAKE,SLIP,OPEN must be numeric.')
    end
end
if numel(varargin{5}) ~= 1
    error('DIP argument must be scalar.')
end

% Default values for optional input arguments
plotflag = 0;    % no plot
nu = 0.25;      % isotropic Poisson's ratio

% Assigns input arguments
```

```

e = varargin{1};
n = varargin{2};
depth = varargin{3};
strike = varargin{4}*pi/180;    % converting STRIKE in radian
dip = varargin{5}*pi/180;    % converting DIP in radian ('delta' in Okada's equations)
L = varargin{6};
W = varargin{7};
rake = varargin{8}*pi/180;    % converting RAKE in radian
slip = varargin{9};
U3 = varargin{10};

switch nargin
case 11
    if isnumeric(varargin{11})
        nu = varargin{11};
    else
        makeplot = varargin{11};
    end
case 12
    makeplot = varargin{12};
end

if exist('makeplot','var')
    if strcmp(makeplot,'plot')
        plotflag = 1;
    else
        error('Unknown last argument.')
    end
end

if plotflag &
any([numel(depth),numel(strike),numel(L),numel(W),numel(rake),numel(slip),numel(U3)]>1)
    warning('Cannot make plot with fault geometry parameters other than scalars.')
    plotflag = 0;
end

% Defines dislocation in the fault plane system
U1 = cos(rake).*slip;
U2 = sin(rake).*slip;

% Converts fault coordinates (E,N,DEPTH) relative to centroid
% into Okada's reference system (X,Y,D)
d = depth + sin(dip).*W/2;    % d is fault's top edge
ec = e + cos(strike)*cos(dip).*W/2;
nc = n - sin(strike)*cos(dip).*W/2;
x = cos(strike).*nc + sin(strike).*ec + L/2;
y = sin(strike).*nc - cos(strike).*ec + cos(dip).*W;

% Variable substitution (independent from xi and eta)
p = y.*cos(dip) + d.*sin(dip);
q = y.*sin(dip) - d.*cos(dip);

% Displacements
if any(nargout==[3, 5, 7, 9])

```

```

ux = -U1/(2*pi) * chinnery(@ux_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
    - U2/(2*pi) * chinnery(@ux_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
    + U3/(2*pi) * chinnery(@ux_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault

uy = -U1/(2*pi) * chinnery(@uy_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
    - U2/(2*pi) * chinnery(@uy_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
    + U3/(2*pi) * chinnery(@uy_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault

uz = -U1/(2*pi) * chinnery(@uz_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
    - U2/(2*pi) * chinnery(@uz_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
    + U3/(2*pi) * chinnery(@uz_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault

% Rotation from Okada's axes to geographic
ue = sin(strike).*ux - cos(strike).*uy;
un = cos(strike).*ux + sin(strike).*uy;
end

% Tilt
if any(nargout==[2, 5, 6, 9])
    uzx = -U1/(2*pi) * chinnery(@uzx_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
        - U2/(2*pi) * chinnery(@uzx_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
        + U3/(2*pi) * chinnery(@uzx_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault

    uzy = -U1/(2*pi) * chinnery(@uzy_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
        - U2/(2*pi) * chinnery(@uzy_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
        + U3/(2*pi) * chinnery(@uzy_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault

% Rotation from Okada's axes to geographic
uze = -sin(strike).*uzx + cos(strike).*uzy;
uzn = -cos(strike).*uzx - sin(strike).*uzy;
end

% Strain
if any(nargout==[4, 6, 7, 9])
    uxx = -U1/(2*pi) * chinnery(@uxx_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
        - U2/(2*pi) * chinnery(@uxx_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
        + U3/(2*pi) * chinnery(@uxx_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault
    uxy = -U1/(2*pi) * chinnery(@uxy_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
        - U2/(2*pi) * chinnery(@uxy_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
        + U3/(2*pi) * chinnery(@uxy_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault
    uyx = -U1/(2*pi) * chinnery(@uyx_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
        - U2/(2*pi) * chinnery(@uyx_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
        + U3/(2*pi) * chinnery(@uyx_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault
    uyy = -U1/(2*pi) * chinnery(@uyy_ss,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % strike-slip
        - U2/(2*pi) * chinnery(@uyy_ds,x,p,L,W,q,dip,nu) ... % dip-slip
        + U3/(2*pi) * chinnery(@uyy_tf,x,p,L,W,q,dip,nu); ... % tensile fault

% Rotation from Okada's axes to geographic
unn = cos(strike)^2*uxx + sin(2*strike)*(uxy + uyx)/2 + sin(strike)^2*uyy;
une = sin(2*strike)*(uxx - uyy)/2 + sin(strike)^2*uyx - cos(strike)^2*uxy;
uen = sin(2*strike)*(uxx - uyy)/2 - cos(strike)^2*uyx + sin(strike)^2*uxy;
uee = sin(strike)^2*uxx - sin(2*strike)*(uyx + uxy)/2 + cos(strike)^2*uyy;
end

```



```

% Assigns output arguments
switch nargout
    case 2
        varargout = {uze, uzn};
    case 3
        varargout = {ue, un, uz};
    case 4
        varargout = {unn, une, uen, uee};
    case 5
        varargout = {ue, un, uz, uze, uzn};
    case 6
        varargout = {uze, ezn, unn, une, uen, uee};
    case 7
        varargout = {ue, un, uz, unn, une, uen, uee};
    case 9
        varargout = {ue, un, uz, uze, uzn, unn, une, uen, uee};
    case 0
        plotflag = 1;
    otherwise
        disp('Invalid number of output arguments.')
end

% no output argument: plots geometry of the fault and dislocation
if plotflag
    figure
    plot(e,n,'.r','MarkerSize',.1)
    alpha = pi/2 - strike;
    x_fault = L/2*cos(alpha)*[-1,1,1,-1] + sin(alpha)*cos(dip)*W/2*[-1,-1,1,1];
    y_fault = L/2*sin(alpha)*[-1,1,1,-1] + cos(alpha)*cos(dip)*W/2*[1,1,-1,-1];
    z_fault = -d + sin(dip)*W*[1,1,0,0];
    ddx = U1*cos(alpha) - U2*sin(alpha)*cos(dip) + U3*sin(alpha)*sin(dip);
    ddy = U1*sin(alpha) + U2*cos(alpha)*cos(dip) - U3*cos(alpha)*sin(dip);
    ddz = U2*sin(dip) + U3*cos(dip);
    patch(x_fault,y_fault,z_fault,.3*[1,1,1],'EdgeColor','k','LineWidth',2)
    patch(x_fault+ddx/2,y_fault+ddy/2,z_fault+ddz/2,.6*[1,1,1], ...
        'EdgeColor','k','LineWidth',1,'FaceAlpha',.5)
    patch(x_fault-ddx/2,y_fault-ddy/2,z_fault-ddz/2,.6*[1,1,1], ...
        'EdgeColor','k','LineWidth',1,'FaceAlpha',.5)
    xlabel('East'), ylabel('North'), zlabel('Vertical')
    view(3), grid on, axis equal, rotate3d
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

% Notes for I... and K... subfunctions:
%
% 1.original formulas use Lamé's constant as  $\mu/(\mu+\lambda)$  which
% depends only on the Poisson's ratio  $= 1 - 2\nu$ 
% 2.tests for  $\cos(\text{dip}) == 0$  are made with " $\cos(\text{dip}) > \text{eps}$ "
% because  $\cos(90\pi/180)$  is not zero but  $= 6.1232e-17$  (!)
% NOTE: don't use cosd and sind because of incompatibility
% with Matlab v6 and earlier...

```

```

% =====
% Chinnery's notation [equation (24) p. 1143]

% -----
function u=chinnery(f,x,p,L,W,q,dip,nu)
u = feval(f,x,p,q,dip,nu) ...
    - feval(f,x,p-W,q,dip,nu) ...
    - feval(f,x-L,p,q,dip,nu) ...
    + feval(f,x-L,p-W,q,dip,nu);

% =====
% Displacement subfunctions

% strike-slip displacement subfunctions [equation (25) p. 1144]

% -----
function u=ux_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = xi.*q./(R.*(R + eta)) ...
    + atan(xi.*eta./(q.*R)) ...
    + I1(xi,eta,q,dip,nu,R).*sin(dip);

% -----
function u=uy_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = (eta*cos(dip) + q*sin(dip)).*q./(R.*(R + eta)) ...
    + q.*cos(dip)/(R + eta) ...
    + I2(eta,q,dip,nu,R).*sin(dip);

% -----
function u=uz_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
u = (eta*sin(dip) - q*cos(dip)).*q./(R.*(R + eta)) ...
    + q.*sin(dip)/(R + eta) ...
    + I4(db,eta,q,dip,nu,R).*sin(dip);

% dip-slip displacement subfunctions [equation (26) p. 1144]
% -----
function u=ux_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = q./R ...
    - I3(eta,q,dip,nu,R).*sin(dip).*cos(dip);

% -----
function u=uy_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = (eta*cos(dip) + q*sin(dip)).*q./(R.*(R + xi)) ...
    + cos(dip).*atan(xi.*eta./(q.*R)) ...
    - I1(xi,eta,q,dip,nu,R).*sin(dip).*cos(dip);

% -----

```

```

function u=uz_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
u = db.*q./(R.*(R + xi)) ...
    + sin(dip).*atan(xi.*eta./(q.*R)) ...
    - I5(xi,eta,q,dip,nu,R,db).*sin(dip).*cos(dip);

% tensile fault displacement subfunctions [equation (27) p. 1144]
% -----
function u=ux_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = q.^2 ./ (R.*(R + eta)) ...
    - I3(eta,q,dip,nu,R).*sin(dip).^2;

% -----
function u=uy_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = -(eta*sin(dip) - q*cos(dip)).*q./(R.*(R + xi)) ...
    - sin(dip).*(xi.*q./(R.*(R + eta))) ...
    - atan(xi.*eta./(q.*R)) ...
    - I1(xi,eta,q,dip,nu,R).*sin(dip).^2;

% -----
function u=uz_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
u = (eta*cos(dip) + q*sin(dip)).*q./(R.*(R + xi)) ...
    + cos(dip).*(xi.*q./(R.*(R + eta))) ...
    - atan(xi.*eta./(q.*R)) ...
    - I5(xi,eta,q,dip,nu,R,db).*sin(dip).^2;

% l... displacement subfunctions [equations (28) (29) p. 1144-1145]
% -----
function l=I1(xi,eta,q,dip,nu,R)
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
if cos(dip) > eps
    l = (1 - 2*nu) * (-xi./(cos(dip).*(R + db))) - sin(dip)./cos(dip) * I5(xi,eta,q,dip,nu,R,db);
else
    l = -(1 - 2*nu)/2 * xi.*q./(R + db).^2;
end

% -----
function l=I2(eta,q,dip,nu,R)
l = (1 - 2*nu) * (-log(R + eta)) - I3(eta,q,dip,nu,R);

% -----
function l=I3(eta,q,dip,nu,R)
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
if cos(dip) > eps
    l = (1 - 2*nu) * (yb./(cos(dip).*(R + db)) - log(R + eta)) ...
        + sin(dip)./cos(dip) * I4(db,eta,q,dip,nu,R);
else

```

```

        I = (1 - 2*nu)/2 * (eta./(R + db) + yb.*q./(R + db).^2 - log(R + eta));
    end

% -----
function I=I4(db,eta,q,dip,nu,R)
if cos(dip) > eps
    I = (1 - 2*nu) * 1/cos(dip) * (log(R + db) - sin(dip)*log(R + eta));
else
    I = -(1 - 2*nu) * q./(R + db);
end

% -----
function I=I5(xi,eta,q,dip,nu,R,db)
X = sqrt(xi.^2 + q.^2);
if cos(dip) > eps
    I = (1 - 2*nu) * 2./cos(dip) ...
        * atan((eta.*(X + q.*cos(dip)) + X.*(R + X).*sin(dip))./(xi.*(R + X).*cos(dip)));
else
    I = -(1 - 2*nu) * xi.*sin(dip)./(R + db);
end

% =====
% Tilt subfunctions

% strike-slip tilt subfunctions [equation (37) p. 1147]

% -----
function u=uzx_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = -xi.*q.^2.*A(eta,R).*cos(dip) ...
    + ((xi.*q)./R.^3 - K1(xi,eta,q,dip,nu,R))*sin(dip);

% -----
function u=uzy_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = (db.*q./R.^3).*cos(dip) ...
    + (xi.^2.*q.*A(eta,R).*cos(dip) - sin(dip)./R + yb.*q./R.^3 - K2(xi,eta,q,dip,nu,R))*sin(dip);

% dip-slip tilt subfunctions [equation (38) p. 1147]

% -----
function u=uzx_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
u = db.*q./R.^3 ...
    + q*sin(dip)./(R.*(R + eta)) ...
    + K3(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)*cos(dip);

% -----
function u=uzy_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);

```

```

db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = yb.*db.*q.*A(xi,R) ...
    - (2*db./(R.*(R + xi)) + xi*sin(dip)./(R.*(R + eta)))*sin(dip) ...
    + K1(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)*cos(dip);

% tensile fault tilt subfunctions [equation (39) p. 1147]

% -----
function u=uzx_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = q.^2./R.^3*sin(dip) ...
    - q.^3.*A(eta,R)*cos(dip) ...
    + K3(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)^2;

% -----
function u=uzy_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = (yb*sin(dip) + db*cos(dip)).*q.^2.*A(xi,R) ...
    + xi.*q.^2.*A(eta,R)*sin(dip)*cos(dip) ...
    - (2*q./(R.*(R + xi)) - K1(xi,eta,q,dip,nu,R))*sin(dip)^2;

% -----
function a=A(x,R)
a = (2*R + x)./(R.^3.*(R + x).^2);

% K... tilt subfunctions [equations (40) (41) p. 1148]
% -----
function K=K1(xi,eta,q,dip,nu,R)
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
if cos(dip) > eps
    K = (1 - 2*nu) * xi/cos(dip) .* (1./(R.*(R + db)) - sin(dip)./(R.*(R + eta)));
else
    K = (1 - 2*nu) * xi.*q./(R + db).^2;
end

% -----
function K=K2(xi,eta,q,dip,nu,R)
K = (1 - 2*nu) * (-sin(dip)./R + q*cos(dip)./(R.*(R + eta))) - K3(xi,eta,q,dip,nu,R);

% -----
function K=K3(xi,eta,q,dip,nu,R)
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
if cos(dip) > eps
    K = (1 - 2*nu) * 1/cos(dip) .* (q./(R.*(R + eta)) - yb./(R.*(R + db)));
else
    K = (1 - 2*nu) * sin(dip)./(R + db) .* (xi.^2./(R.*(R + db)) - 1);
end

% =====

```

% Strain subfunctions

% strike-slip strain subfunctions [equation (31) p. 1145]

% -----

```
function u=uxx_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = xi.^2.*q.*A(eta,R) ...
    - J1(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip);
```

% -----

```
function u=uxy_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
u = xi.^3.*db./(R.^3.*(eta.^2 + q.^2)) ...
    - (xi.^3.*A(eta,R) + J2(xi,eta,q,dip,nu,R))*sin(dip);
```

% -----

```
function u=uyx_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = xi.*q./R.^3*cos(dip) ...
    + (xi.*q.^2.*A(eta,R) - J2(xi,eta,q,dip,nu,R))*sin(dip);
```

% -----

```
function u=uyy_ss(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = yb.*q./R.^3*cos(dip) ...
    + (q.^3.*A(eta,R)*sin(dip) - 2*q*sin(dip)./(R.*(R + eta)) ...
    - (xi.^2 + eta.^2)./R.^3*cos(dip) - J4(xi,eta,q,dip,nu,R))*sin(dip);
```

% dip-slip strain subfunctions [equation (32) p. 1146]

% -----

```
function u=uxx_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = xi.*q./R.^3 ...
    + J3(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)*cos(dip);
```

% -----

```
function u=uxy_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = yb.*q./R.^3 ...
    - sin(dip)./R ...
    + J1(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)*cos(dip);
```

% -----

```
function u=uyx_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = yb.*q./R.^3 ...
    + q*cos(dip)./(R.*(R + eta)) ...
    + J1(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)*cos(dip);
```

```

% -----
function u=uyy_ds(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = yb.^2.*q.*A(xi,R) ...
    - (2*yb./(R.*(R + xi)) + xi*cos(dip)./(R.*(R + eta)))*sin(dip) ...
    + J2(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)*cos(dip);

% tensile fault strain subfunctions [equation (33) p. 1146]

% -----
function u=uxx_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = xi.*q.^2.*A(eta,R) ...
    + J3(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)^2;

% -----
function u=uxy_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
u = -db.*q./R.^3 ...
    - xi.^2.*q.*A(eta,R)*sin(dip) ...
    + J1(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)^2;

% -----
function u=uyx_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
u = q.^2./R.^3*cos(dip) ...
    + q.^3.*A(eta,R)*sin(dip) ...
    + J1(xi,eta,q,dip,nu,R)*sin(dip)^2;

% -----
function u=uyy_tf(xi,eta,q,dip,nu)
R = sqrt(xi.^2 + eta.^2 + q.^2);
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
u = (yb*cos(dip) - db*sin(dip)).*q.^2.*A(xi,R) ...
    - q*sin(2*dip)./(R.*(R + xi)) ...
    - (xi.*q.^2.*A(eta,R) - J2(xi,eta,q,dip,nu,R))*sin(dip)^2;

% J... tensile fault subfunctions [equations (34) (35) p. 1146-1147]
% -----
function J=J1(xi,eta,q,dip,nu,R)
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
if cos(dip) > eps
    J = (1 - 2*nu) * 1/cos(dip) * (xi.^2./(R.*(R + db).^2) - 1./(R + db)) ...
        - sin(dip)/cos(dip)*K3(xi,eta,q,dip,nu,R);
else
    J = (1 - 2*nu)/2 * q./(R + db).^2 .* (2*xi.^2./(R.*(R + db)) - 1);
end

% -----

```

```

function J=J2(xi,eta,q,dip,nu,R)
db = eta*sin(dip) - q*cos(dip);
yb = eta*cos(dip) + q*sin(dip);
if cos(dip) > eps
    J = (1 - 2*nu) * 1/cos(dip) * xi.*yb./(R.*(R + db).^2) ...
        - sin(dip)/cos(dip)*K1(xi,eta,q,dip,nu,R);
else
    J = (1 - 2*nu)/2 * xi*sin(dip)./(R + db).^2 .* (2*q.^2./(R.*(R + db)) - 1);
end

% -----
function J=J3(xi,eta,q,dip,nu,R)
J = (1 - 2*nu) * -xi./(R.*(R + eta)) ...
    - J2(xi,eta,q,dip,nu,R);

% -----
function J=J4(xi,eta,q,dip,nu,R)
J = (1 - 2*nu) * (-cos(dip)./R - q*sin(dip)./(R.*(R + eta))) ...
    - J1(xi,eta,q,dip,nu,R);

```