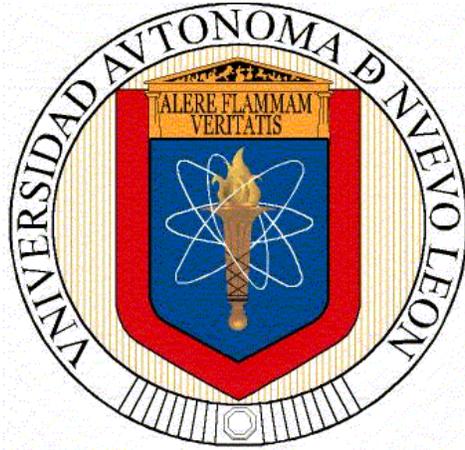


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**“MOVIMIENTOS EN MASA DESENCADENADOS POR EVENTOS
HIDROMETEOROLÓGICOS EN EL CAÑÓN SANTA ROSA,
ITURBIDE, NUEVO LEÓN, MÉXICO”**

PRESENTA

RICARDO ADRIÁN SALINAS JASSO

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

OCTUBRE, 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“MOVIMIENTOS EN MASA DESENCADENADOS POR EVENTOS
HIDROMETEOROLÓGICOS EN EL CAÑÓN SANTA ROSA, ITURBIDE, NUEVO
LEÓN, MÉXICO”**

PRESENTA

RICARDO ADRIÁN SALINAS JASSO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR
AL GRADO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

M.C. EFRAÍN ALVA NIÑO

LINARES, NUEVO LEÓN

OCTUBRE 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“MOVIMIENTOS EN MASA DESENCADENADOS POR EVENTOS
HIDROMETEOROLÓGICOS EN EL CAÑÓN SANTA ROSA, ITURBIDE, NUEVO
LEÓN, MÉXICO”**

ELABORADA POR

RICARDO ADRIÁN SALINAS JASSO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OPTAR AL GRADO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE TITULACIÓN

M.C. EFRAÍN ALVA NIÑO

DR. IGNACIO NAVARRO DE LEÓN

DR. FERNANDO VELASCO TAPIA

LINARES, NUEVO LEÓN

OCTUBRE 2016

Por este medio declaro bajo protesta que el presente trabajo ha sido realizado de manera personal, bajo el apoyo y recomendaciones del Comité Titulación, utilizando únicamente los medios y procedimientos descritos en el mismo. Toda la información extraída de la literatura ha sido debidamente citada.

Ricardo Adrián Salinas Jasso
Octubre, 2016.

DEDICATORIA

A mis padres, Jorge Alberto Salinas García y Nora Jasso Martínez, por ser el pilar fundamental en todo lo que soy, en toda mi educación, tanto académica como de la vida, por su siempre incondicional apoyo y amor.

¡Este trabajo es para ustedes!

A mi hermano Alán por ser mi ejemplo a seguir y del cual siempre estaré agradecido por todas las enseñanzas y motivación a lo largo de todo este tiempo. Sin tu ayuda este trabajo no hubiera sido posible.

A mi hermana Salma por aguantarme en mis ratos malos y por estar siempre conmigo.

¡Gracias por todo, los quiero mucho!

A mi abuelita Aurora, por siempre alentarme a seguir adelante sin importar las dificultades que se me presenten.

¡Te quiero mucho, viejita!

AGRADECIMIENTOS

A la **Universidad Autónoma de Nuevo León** y a la **Facultad de Ciencias de la Tierra** por el apoyo brindado durante mi formación profesional.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)** por la beca otorgada durante estos dos años, sin la cual no hubiera sido posible alcanzar esta meta.

A mi Director de tesis, el **M.C. Efraín Alva Niño**, por asesorar este trabajo, por sus comentarios, apoyo e ideas para que esta tesis pudiera ser finalizada.

A mi Coasesor, el **Dr. Ignacio Navarro De León**, por su asesoría, observaciones, recomendaciones en el área de Hidrología, Hidrogeología y SIG.

A mi Coasesor, el **Dr. Fernando Velasco Tapia**, por sus consejos, paciencia, regaños y, sobre todo, por sus revisiones, las cuales fueron de gran ayuda para mejorar este trabajo.

A todo el personal docente y administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra por la atención, apoyo y disponibilidad brindada a lo largo de todo este tiempo.

A mis grandes amigos de generación, a la Hermandad de Futuros Maestros en Ciencias (H.F.M.C.): Darío Torres, Moisés Casas, Lalo Alemán, Chucho Cruz y Freddy Vargas; y a mis compañeros en posgrado: Manuel, Simón, Merlo, Sahid, Chevo, Fermín, Edith, Raúl, Sibó, Immer, Angélica, Rocío, Edgar, Paulina, César, Lenny, Chava, Chucho, Angelo, Meme, Myriam, Ana, Xavy, Margil y Desi.

A mis amigos de licenciatura que siempre me apoyaron aun estando lejos, Los Invertebrados: Elliot, Checo, Abel, Santos, Roger, Mario, Pepe, Alejandro, Nelson.

A todas esas personas que conocí durante estos dos años, y que hoy tengo el privilegio de llamar amigos: Nataly, Laura, Yamely, Sonia, Luisito, Luis Alemán, Silverio, Óscar Cantú, Molo Corpus, Alfredo Charles, Jorge Tamayo, Karen, Larissa, Alejandro Valadez, Jaime, Gerónimo, Pablo.

A todos ellos y a aquellos que me han apoyado a lo largo de este camino y que no recordé al momento de escribir esto. Ustedes saben quiénes son... ¡Gracias por todo!

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABLAS	vii
RESUMEN	viii
ABSTRACT	ix
CAPÍTULO I.....	1
1.- GENERALIDADES	1
1.1.- INTRODUCCIÓN.....	1
1.2.- OBJETIVO E HIPÓTESIS DEL TRABAJO	2
1.3.- LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	2
1.4.- METODOLOGÍA	6
1.5.- TRABAJOS PREVIOS	7
CAPÍTULO II.....	10
2.- MARCO GEOLÓGICO	10
2.1.- GEOLOGÍA REGIONAL	10
2.2.- ESTRATIGRAFÍA MESOZOICA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL...12	
2.3.- GEOLOGÍA LOCAL	17
2.4.- ESTILOS ESTRUCTURALES DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL	36
CAPÍTULO III.....	40
3.- ANÁLISIS HIDROLÓGICO	40
3.1.- INTRODUCCIÓN.....	40
3.2.- PRECIPITACIÓN.....	43
3.3.- CURVAS INTESIDAD – DURACIÓN – FRECUENCIA (I-D-F)	47
3.4.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	54
3.4.- CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO	72

CAPÍTULO IV	73
4.- MOVIMIENTOS EN MASA.....	73
4.1.- DEFINICIÓN DE MOVIMIENTO EN MASA	73
4.2.- CLASIFICACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA.....	73
4.3.- FACTORES QUE DETERMINAN INESTABILIDAD EN LADERAS.....	80
4.4.- ANÁLISIS GEOESPACIAL DE MOVIMIENTOS EN MASA.....	83
4.5.- RESULTADOS: IDENTIFICACIÓN DE MOVIMIENTOS EN MASA	90
4.5.- CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO	105
CAPÍTULO V	107
5.- UMBRALES DE PRECIPITACIÓN.....	107
5.1.- INTRODUCCIÓN.....	107
5.2.- UMBRALES DE INTENSIDAD - DURACIÓN	109
5.3.- RESULTADOS: OBTENCIÓN DE UMBRAL ID PARA EL CAÑÓN SANTA ROSA, ITURBIDE, NUEVO LEÓN	112
5.4.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	114
5.5.- CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO	118
CAPÍTULO VI	119
6.- CONCLUSIONES GENERALES Y RECOMENDACIONES.....	119
6.1.- CONCLUSIONES GENERALES	119
6.2.- RECOMENDACIONES.....	121
CAPÍTULO VII	122
7.- REFERENCIAS.....	122

ANEXOS

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1. 1.-** Localización del área de estudio con respecto al estado de Nuevo León. Imagen satelital tomada de Google Earth (2015)..... **3**
- Fig. 1. 2.-** Promedio de precipitación obtenidos para las diferentes estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Las líneas verticales de color gris denotan el registro máximo y mínimo para cada mes relacionado a las estaciones empleadas. Los datos fueron obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional y el período de registro de cada estación varía de 66 años (estación 19027) a 16 años (estación 19193)..... **5**
- Fig. 1. 3.-** Máximas de precipitación obtenidas para las diferentes estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Las líneas verticales de color gris denotan el registro máximo y mínimo para cada mes relacionado a las estaciones empleadas. Los datos fueron obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional y el período de registro de cada estación varía de 66 años (estación 19027) a 16 años (estación 19193)..... **5**
- Fig. 1. 4.-** Diagramas de Intensidad de lluvia – Duración (ID) para las estaciones meteorológicas del Área Metropolitana de Monterrey obtenidos por Murillo-Sánchez (2002) relacionados con umbrales globales ID para movimientos superficiales propuestos por (1) Caine (1980), (2) Innes (1983), Clarizia et al. (1996), (4) Crosta & Frattini (2001), (5) Cannon & Gartner (2005), y (6) Guzzetti et al. (2008). CE: Cerrito, OB: Observatorio, MO: Monterrey, SC: Santa Catarina, y LH: La Huasteca. Tomado de Montalvo Arrieta et al. (2009)..... **9**
- Fig. 2. 1.-** Mapa de las principales provincias fisiográficas de México sobresaltando aquellas que delimitan a la Provincia de la Sierra Madre Oriental. Modificado de Ortega Gutiérrez et al. (1992)..... **11**
- Fig. 2. 2.-** Columna estratigráfica de la secuencia mesozoica de la Sierra Madre Oriental en el NE de México. Modificado de Michalzik (1988)..... **16**
- Fig. 2. 3 .-** Mapa morfológico del Cañón Santa Rosa. Los colores oscuros representan las elevaciones más bajas y las más claras representan las más altas. Se representa también la red de drenaje (líneas azules) y las vías de comunicación (líneas negras) que lo atraviesan. **17**
- Fig. 2. 4 .-** Afloramiento de la Fm La Casita compuesto principalmente por lutita con foliación bien desarrollada y presencia de materia orgánica. También se reconocen fallas que cortan a dicha formación producto de los esfuerzos generados por la orogenia Laramide. El recuadro amarillo denota la escala empleada. **20**
- Fig. 2. 5.-** Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. La Casita bajo el Criterio de la Mano Derecha. **21**
- Fig. 2. 6.-** Estratos delgados de caliza intercalada con material arcilloso de la Fm. Taraises. **22**

Fig. 2. 7.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Taraises bajo el Criterio de la Mano Derecha.	22
Fig. 2. 8.- Calizas de espesor grueso con alto grado de intemperización de la Fm. Tamps. Inferior.	23
Fig. 2. 9.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Tamps. Inf. bajo el Criterio de la Mano Derecha.	24
Fig. 2. 10.- Calizas arcillosas de espesor delgado con intercalación de finos de la Fm. La Peña.	25
Fig. 2. 11.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. La Peña bajo el Criterio de la Mano Derecha.	25
Fig. 2. 12.- Caliza masiva con presencia de nódulos de pedernal y estilolitas diagenéticas de la Fm. Tamps. Superior.	26
Fig. 2. 13.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Tamps. Superior bajo el Criterio de la Mano Derecha.	27
Fig. 2. 14.- Intercalación de calizas con espesores delgados y estratificación ondulada con bandas delgadas de pedernal en la Fm. Cuesta del Cura.	28
Fig. 2. 15.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Cuesta del Cura bajo el Criterio de la Mano Derecha.	28
Fig. 2. 16.- Secuencia de estratos delgados de calizas arcillosas y lutita carbonosa de tipo laminar característica de la Fm. Agua Nueva.	29
Fig. 2. 17.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Agua Nueva bajo el Criterio de la Mano Derecha.	30
Fig. 2. 18.- Calizas arcillosas intercaladas con material arcilloso y horizontes de bentonita; también se aprecia vetillas rellenas de calcita que cortan perpendicularmente a la estratificación en la Fm. San Felipe.	31
Fig. 2. 19.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. San Felipe bajo el Criterio de la Mano Derecha.	31
Fig. 2. 20.- Secuencia de lutitas con alto grado de foliación característico de la Fm. Méndez.	32
Fig. 2. 21.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Méndez bajo el Criterio de la Mano Derecha.	33
Fig. 2. 22 .- Mapa geológico-estructural del Cañón Santa Rosa. Modificado del Servicio Geológico Mexicano (Cartas G14C57 “Hualahuises” y G14C67 “Iturbide”); línea A – B	

representa la sección geológica realizada por Torres Ramos (2011) (Ver Fig. 2.15). Los espesores presentados corresponden a valores aproximados.	35
Fig. 2. 23 .- Mapa de los principales anticlinales, cabalgaduras y fallas de transcurrancia en la Curvatura de Monterrey. El área ha sido dividida en cinco grandes regiones: A) Área Norte; B) Área Sur; C) Área de Basamento Somero; D) Área de Vergencia Opuesta; E) Anticlinal de La Silla, de diferentes estilos de plegamiento. CO-Concepción del Oro; LV-La Ventura; ES-El Salvador; EC-El Carmen; G-Galeana; L-Linares; S-Saltillo; S-Saltillo; SA-San Antonio de Alazanas; MS-Montemorelos; A-Allende; MY-Monterrey. Tomado de Ibarra Martínez (2007).	38
Fig. 2. 24 .- Sección geológica del Cañón Santa Rosa entre las localidades Los Pinos, Iturbide, N.L. y Las Crucitas, Linares, N.L. Abreviaturas: JMv: Fm. Minas Viejas, JZl: Fm. Zuloaga, JLC: Fm. La Casita, KTa: Fm. Taraises, KTi: Fm. Tamaulipas Inferior, KLp: Fm. La Peña, KS: Fms. Del Cretácico Superior; incluyendo, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Tomado de Torres Ramos (2011).	39
Fig. 3. 1.- Tipo de cuencas según la ubicación de su desfogue a) cuenca endorreica, b) cuenca exorreica. Tomado de Aparicio Mijares (1992).	40
Fig. 3. 2.- Localización del área de estudio con respecto a la Subcuenca Hidrológica “Río Limón”. Se puede apreciar como todo el drenaje de tipo enrejado converge en el Arroyo Santa Rosa (azul intenso).	42
Fig. 3. 3.- Dispositivos para medir la precipitación. Pluviómetro (izquierda) y pluviógrafo (derecha). Tomado de Aparicio Mijares (1992), y Müller (2013) respectivamente..	44
Fig. 3. 4.- Ejemplo de polígonos de Thiessen sobre una cuenca tomando en cuenta seis estaciones pluviométricas. Modificado de Aparicio Mijares (1992).	46
Fig. 3. 5.- Gráfica de correlación de los valores de R con la altitud del nivel del mar. Tomado de Conde Rivera et al. (2014).	48
Fig. 3. 6.- Parámetros a, b y c, relacionados con el cociente R propuestos por Chen (1983). Tomado de Murillo Sánchez (2002).	52
Fig. 3. 7.- Imagen satelital de la ubicación de las estaciones meteorológicas propuestas para este estudio correspondientes CONAGUA. Tomado de Google Earth (2016).	55
Fig. 3. 8.- Trayectoria del Huracán Gilberto. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.	57
Fig. 3. 9.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Gilberto.	57
Fig. 3. 10.- Mapa de precipitación media para el Huracán Gilberto mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.	58

Fig. 3. 11.- Trayectoria del Huracán Erika. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.	59
Fig. 3. 12.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Erika.	59
Fig. 3. 13.- Mapa de precipitación media para el Huracán Erika mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.	60
Fig. 3. 14.- Trayectoria del Huracán Emily. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.	61
Fig. 3. 15.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Emily.	61
Fig. 3. 16.- Mapa de precipitación media para el Huracán Emily mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.	62
Fig. 3. 17.- Trayectoria del Huracán Alex. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.	63
Fig. 3. 18.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Alex.	63
Fig. 3. 19.- Mapa de precipitación media para el Huracán Alex mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.	64
Fig. 3. 20.- Trayectoria de la Tormenta Tropical Arlene. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.	65
Fig. 3. 21.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante la Tormenta Tropical Arlene.....	66
Fig. 3. 22.- Mapa de precipitación media para la Tormenta Tropical Arlene mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.....	66
Fig. 3. 23.- Representación gráfica de las alturas de precipitación obtenidas para la estación “19027 – Iturbide” mediante los métodos de Bell (1969) (a) y Chen (1983) (b).	69
Fig. 3. 24.- Intensidades de precipitación mediante el Método de Bell (1969) para la estación “19027 – Iturbide”.	70
Fig. 3. 25.- Intensidades de precipitación por el Método de Chen (1983) para la estación “19027 – Iturbide”.	71
Fig. 4. 1.- Clasificación de movimientos en masa de Varnes (1978). Tomado Novotný (2013).	79

Fig. 4. 2.- Factores de movimientos en masa. Modificado de Ayala Carcedo (2002).....	80
Fig. 4. 3.- Presiones de poro sobre una superficie de falla potencial para diferentes condiciones de drenaje. Tomado de Lembo Fazio & Ribacchi (1998).....	82
Fig. 4. 4.- Tecnología LANDSAT y periodos de órbita de cada uno de ellos. Tomado de USGS (2015).....	83
Fig. 4. 5.- Ejemplo de imagen Landsat 5 en infrarrojo medio. El área de estudio se encuentra delimitada con color amarillo. Fecha de la imagen 22/11/1988.	86
Fig. 4. 6.- Ejemplo de imagen Landsat 7 en infrarrojo medio en donde se puede apreciar la presencia de <i>gaps</i> de información como resultado del fallo de SLC. El área de estudio se encuentra delimitada con color amarillo. Fecha de la imagen 28/04/2011.....	87
Fig. 4. 7.- Ejemplo de imagen Landsat 8 en infrarrojo de onda corta. El área de estudio se encuentra delimitada con color amarillo. Fecha de la imagen 03/11/2013.	89
Fig. 4. 8.- Imagen satelital del Cañón Santa Rosa proporcionada por Digital Globe. Fecha de imagen 5/06/2011. Tomado de Google Earth (2016).	89
Fig. 4. 9.- Ejemplo de análisis de imágenes satelitales para la detección de movimientos en masa. Ejemplo: Huracán Alex. (a) Imagen de Agosto de 2009; (b) Imagen de Junio de 2011. Tomado de Google Earth (2016).....	92
Fig. 4. 10.- Histograma de movimientos en masa – evento desencadenante.	93
Fig. 4. 11.- Mapa de inventario de movimientos en masa relacionado con la geología local.	94
Fig. 4. 12.- Mapa de inventario a movimientos en masa relacionado con el ángulo de pendiente.....	95
Fig. 4. 13.- Histograma de relación movimientos en masa – formación geológica. Abreviación de la litología: S.F.- San Felipe, Ag. N.- Agua Nueva, C.C.- Cuesta del Cura, T.S.- Tamaulipas Superior, L.P.- La Peña, T.I.- Tamaulipas Inferior, L.C.- La Casita. Tipo de material: Cz.- Caliza, Lt.- Lutita, Mg.- Marga, Ar.- Arenisca.....	96
Fig. 4. 14.- Histograma de relación movimientos en masa – pendiente.	96
Fig. 4. 15.- Tipo de movimientos predominantes en el Cañón Santa Rosa (deslizamientos superficiales (a) y flujos de derrubios (b). Modificado de Varnes (1978), tomado de Novotný (2013).	97
Fig. 4. 16.- Movimiento de tipo deslizamiento superficial cerca en el km 31 desencadenado por precipitación (Fuente: SCT, 2015).	98
Fig. 4. 17.- Deslizamiento superficial de derrubios ocasionado por la disminución de cohesión debido a precipitaciones intensas del Huracán Alex (2010) cerca del área de “Los Altares”, Iturbide, Nuevo León. a) Antes de la precipitación; b) después de la precipitación.	99

Fig. 4. 18.- Flujo de derrubio sobre la Fm. Tamaulipas Superior cerca del km 42, Iturbide, Nuevo León.	100
Fig. 4. 19.- a) Flujo de derrubios desencadenado por precipitación en la Fm. Méndez, b) Tamaño de escombros desplazados, c) Muestra de humedad en el sitio donde se originó el movimiento.	101
Fig. 4. 20.- Movimientos de tipo caído (a) y vuelco (b) de rocas presentes en el área de estudio. Modificado de Varnes (1978), tomado de Novotný (2013).	102
Fig. 4. 21.- Bloque desplazado ladera debajo proveniente de la Fm. Tamps. Inferior.	103
Fig. 4. 22.- Derrubios de caídos de roca localizados a media ladera en la comunidad de Las Avispas. Las flechas amarillas denotan la posición de las construcciones con respecto a la posición de los bloques.	104
Fig. 5. 1.- Modelo implementado por Caine (1980) para la generación de umbrales ID desencadenantes de movimientos en masa a nivel global.	110
Fig. 5. 2.- Registro de datos pluviométricos obtenidos de las estaciones Iturbide y Santa Rosa.	113
Fig. 5. 3.- Definición del umbral crítico utilizando la relación intensidad – duración en una gráfica logarítmica.	114
Fig. 5. 4.- Comparación entre los distintos umbrales ID establecidos a nivel global con el obtenido en el presente estudio. 1.- Caine (1980) - $I = 14.82 D^{-0.39}$; 2.- Innes (1983) - $I = 4.93 D^{-0.5}$; 3.- Clarizia et al. (1996) - $I = 10 D^{-0.77}$; 4.- Crosta & Frattini (2001) - $I = 7.68 D^{-1}$; 5.- Aleotti (2004) - $I = 19 D^{-0.5}$; 6.- Cannon & Gartner (2005) - $I = 7 D^{-0.6}$; 7 y 8.- Guzzetti et al. (2008) - $I = 2.28 D^{-0.2}$ (< 48 hrs) y $I = 0.48 D^{-0.11}$ (\geq 48 hrs); 9.- Umbral obtenido en el presente trabajo - $I = 10.4 D^{-0.795}$	116
Fig. 5. 5.- Umbrales mínimos para el desencadenamiento de deslizamientos superficiales y flujos de derrubios en seis diferentes regiones climatológicas. a) Clima húmedo subtropical, b) Clima marino templado, c) Clima mediterráneo cálido, d) Clima mediterráneo templado-frío, e) Clima subtropical húmedo cálido, f) Clima de altitud (regiones montañosas). Las líneas continuas de color representan los umbrales mínimos para cada tipo de región; líneas discontinuas representan umbrales compuestos inferidos a partir de estimaciones de intensidad – duraciones para un rango de 0.1 a 48 horas; las líneas negras representan la comparación entre el umbral obtenido en este trabajo y aquellos establecidos por Guzzetti et al. (2008). Los cuadros representan flujos de derrubios y los círculos deslizamientos superficiales, así como lo de menor tamaño indican un solo evento, mientras que los de mayor tamaño representan múltiples movimientos.	117

LISTA DE TABLAS

Tabla 2. 1.- Parámetros de clasificación geomecánica RMR. Bieniawski (1989).	18
Tabla 2. 2.- Corrección por la orientación de las discontinuidades. Bieniawski (1989).....	19
Tabla 2. 3.- Clasificación y características geotécnicas de macizos rocosos según Bieniawski (1989).	19
Tabla 3. 1.- Clasificación de una cuenca con respecto a su área (Fuentes Mariles & Franco, 1999).	41
Tabla 3. 2.- Parámetros de distribución de Valores Extremos (Gumbel, 1958) para las diferentes estaciones pluviométricas analizadas.....	67
Tabla 3. 3.- Alturas de precipitación para la estación “19027 – Iturbide” mediante los métodos de Bell (1969) y Chen (1983).	68
Tabla 3. 4.- Intensidades de precipitación para la estación “19027 – Iturbide” mediante los métodos de Bell (1969) y Chen (1983).	70
Tabla 4. 1.- Bandas espectrales registradas por LANDSAT y sus aplicaciones. Modificado de INEGI (2013).....	84
Tabla 4. 2.- Bandas espectrales registradas por el sensor TM del satélite LANDSAT 5 (INEGI, 2013).	85
Tabla 4. 3.- Bandas espectrales registradas por el sensor ETM+ del satélite LANDSAT 7 (INEGI, 2013).	87
Tabla 4. 4.- Bandas espectrales registradas por los sensores OLI Y TIRS del satélite LANDSAT 8 (USGS, 2015).	88
Tabla 5. 1.- Umbrales determinados a nivel global para la relación precipitación-movimiento en masa.	111

RESUMEN

Las zonas montañosas en la Saliente de Monterrey, Sierra Madre Oriental, son constantemente afectadas por inestabilidades de laderas en respuesta a un desequilibrio de esfuerzos. El patrón geológico-estructural, así como las condiciones hidrológicas y meteorológicas las condiciones idóneas para la frecuente ocurrencia de movimientos en masa. El área de estudio se encuentra ubicada en el Cañón Santa Rosa, entre los municipios de Linares e Iturbide, Nuevo León, en donde las precipitaciones anuales promedio oscilan entre los 600 y 700 mm. Sin embargo, eventos hidrometeorológicos extremos pueden producir precipitaciones cercanas a la media anual (ej. Huracán Alex 555 mm en un lapso de 48 horas), así como la generación y/o reactivación de innumerables movimientos en masa.

El análisis cuantitativo de datos climatológicos históricos proporcionados por la Comisión Nacional del Agua y el Servicio Meteorológico Nacional permitió desarrollar modelos espaciales de la distribución histórica de la precipitación en el área. Además, se generaron Curvas IDF para las estaciones climatológicas ubicadas cerca del área de estudio, resultando en estimaciones probabilísticas para diferentes periodos de retorno. A partir de imágenes satelitales Landsat y Google Earth, así como reconocimiento geológico, se elaboró un inventario de movimientos en masa desencadenados por precipitación para el lapso en que han estado funcionando las estaciones climatológicas.

Finalmente se propone la primera relación precipitación-movimientos en masa someros para la región a través de la función $I = 10.454 D^{-0.795}$, donde I es la intensidad de precipitación (mm/h) y D es la duración en horas del evento. Los resultados pueden ser utilizados como herramienta en la preparación de sistemas de alerta temprana y gestionamiento de peligro por movimientos en masa asociados a precipitaciones.

ABSTRACT

Mountainous areas in the Saliente de Monterrey, Sierra Madre Oriental, are constantly affected by slope instabilities in response to imbalance of the deformation forces. The geological-structural pattern, as well as hydrological and meteorological features, predispose the conditions for the frequent occurrence of landslides. The study area is located in Santa Rosa Canyon, between the municipalities of Linares and Iturbide, Nuevo Leon, where the average annual rainfall varies between 600 and 700 mm. However, extreme hydrometeorological events can cause that this annual average may be exceeded (eg. Hurricane Alex 555 mm within 48 hours) and the generation and / or reactivation of innumerable mass movements can occur.

Quantitative analysis of climatological historic data provided by the Comisión Nacional del Agua and the Servicio Meteorológico Nacional allowed to develop spatial models of rainfall historical distribution in the area. In addition, Intensity-Duration - Frequency curves were generated for stations located near the study area, resulting probabilistic estimations for different return periods. From LANDSAT satellite imagery and Google Earth, as well as of geological survey, an inventory map of landslides triggered by rainfall events was elaborated taking account the lapse of record from the climatological stations in the area.

Finally, this study proposes the first relationship between precipitation and shallow landslides for the Santa Rosa Canyon region through the function $I = 10.454 D^{-0.795}$, where I is the intensity of precipitation (mm / h) and D is the duration in hours of the event. These results can be used as a tool in early warning systems and risk management by landslides associated with rainfall.

CAPÍTULO I

1.- GENERALIDADES

1.1.- INTRODUCCIÓN

Debido a su ubicación geográfica, la región del Cañón Santa Rosa en el municipio de Iturbide, Nuevo León, presenta precipitaciones anuales que oscilan entre los 600 a 700 mm (CONAGUA, 2015). Sin embargo, existen eventos hidrometeorológicos que afectan dicha región registrando cantidades de lluvia cercanas a la media anual en pocas horas y/o días, trayendo consigo afectaciones muy importantes, principalmente en el tramo carretero No. 58 “Linares – San Roberto”, así como en comunidades rurales cerca a éste. Estas corresponden principalmente al desprendimiento de grandes bloques de rocas y/o flujos de materiales (ya sea suelo o roca), los cuales llegan a ocasionar el corte de las comunicaciones terrestres entre el centro y sur del estado. En el presente estudio a este tipo de fenómenos de desprendimiento se les denomina movimientos en masa (MM).

Desde la década de los 90's, se ha desarrollado investigación y cuantificación de movimientos en masa dentro de la provincia de la Sierra Madre Oriental (SMO), con la aportación de importantes medidas preventivas para disminuir los riesgos geológicos y aumentar la seguridad de las obras civiles, haciendo una distribución más apropiada de los asentamientos humanos (Pedraza Rodríguez, 1997).

Sin embargo, la existencia de trabajos que consideran a los eventos de precipitación como principales desencadenantes de este tipo de fenómenos para la región noreste del país es escaso, siendo aquellos relacionados con la generación de escenarios hidrometeorológicos (lluvias de diseño) y su aplicación a problemas ingenieriles los que más se apegan a éstos. La importancia de este trabajo radica en establecer parámetros de prevención y mitigación a movimientos en masa que pudieran ser desencadenados por este tipo de eventos, los cuales generarían un gran impacto geomorfológico en la región.

1.2.- OBJETIVO E HIPÓTESIS DEL TRABAJO

El objetivo de este estudio es analizar movimientos en masa desencadenados por eventos de precipitación, y así establecer parámetros de prevención mediante la obtención de umbrales mínimos de precipitación para la generación de movimientos en masa.

Como objetivos secundarios se caracterizan los diferentes tipos de movimientos en masa presentes en el área de estudio, clasificándolos según Varnes (1978) y se determina el tipo de material junto con su disposición geométrica y discontinuidades con respecto a la orientación, pendiente y altura de la ladera. Asimismo, se generan curvas de intensidad-duración-frecuencia necesarias para determinar el contenido de precipitación en periodos menores a veinticuatro horas.

Lo anterior parte de la hipótesis de que los eventos hidrometeorológicos representan uno de los principales desencadenantes en la generación de movimientos en masa dentro del Cañón Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León a partir de umbrales mínimos de precipitación determinados.

1.3.- LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende una microcuenca de aproximadamente 77 km², cuyos límites se establecen a 27 kilómetros en dirección SW de la cabecera municipal de Linares y a 1.5 kilómetros en dirección E de la cabecera municipal de Iturbide, dentro del Cañón Santa Rosa (Fig. 1.1). La única vía de acceso al área es la Carretera Nacional No. 58 "Linares – San Roberto", la cual conecta a la Carretera Nacional No. 57 con la Carretera Nacional No. 85.

1.3.1.- FISIOGRAFÍA

El área de estudio se encuentra localizada dentro de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, nombre designado al rasgo orográfico formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, situado en el oriente de la República Mexicana, que emerge de la Planicie Costera del Golfo de México con cumbres que sobrepasan los 2,500 m sobre el nivel del mar, comprendiendo longitudes de más

de 800 km y una amplitud de 80 a 100 km (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Políticamente, esta provincia abarca los estados de Coahuila, Durango, Guanajuato, Hidalgo, Nuevo León, Puebla, Querétaro, San Luis Potosí, Tamaulipas, Veracruz y Zacatecas.

Esta provincia se subdivide a su vez en varias subprovincias, dentro de las cuales la “Subprovincia de la Gran Sierra Plegada” es la que predomina en el área de estudio (Pedraza Rodríguez, 1997). En ella dominan las capas plegadas de caliza, con prominentes ejes estructurales de anticlinales y sinclinales.

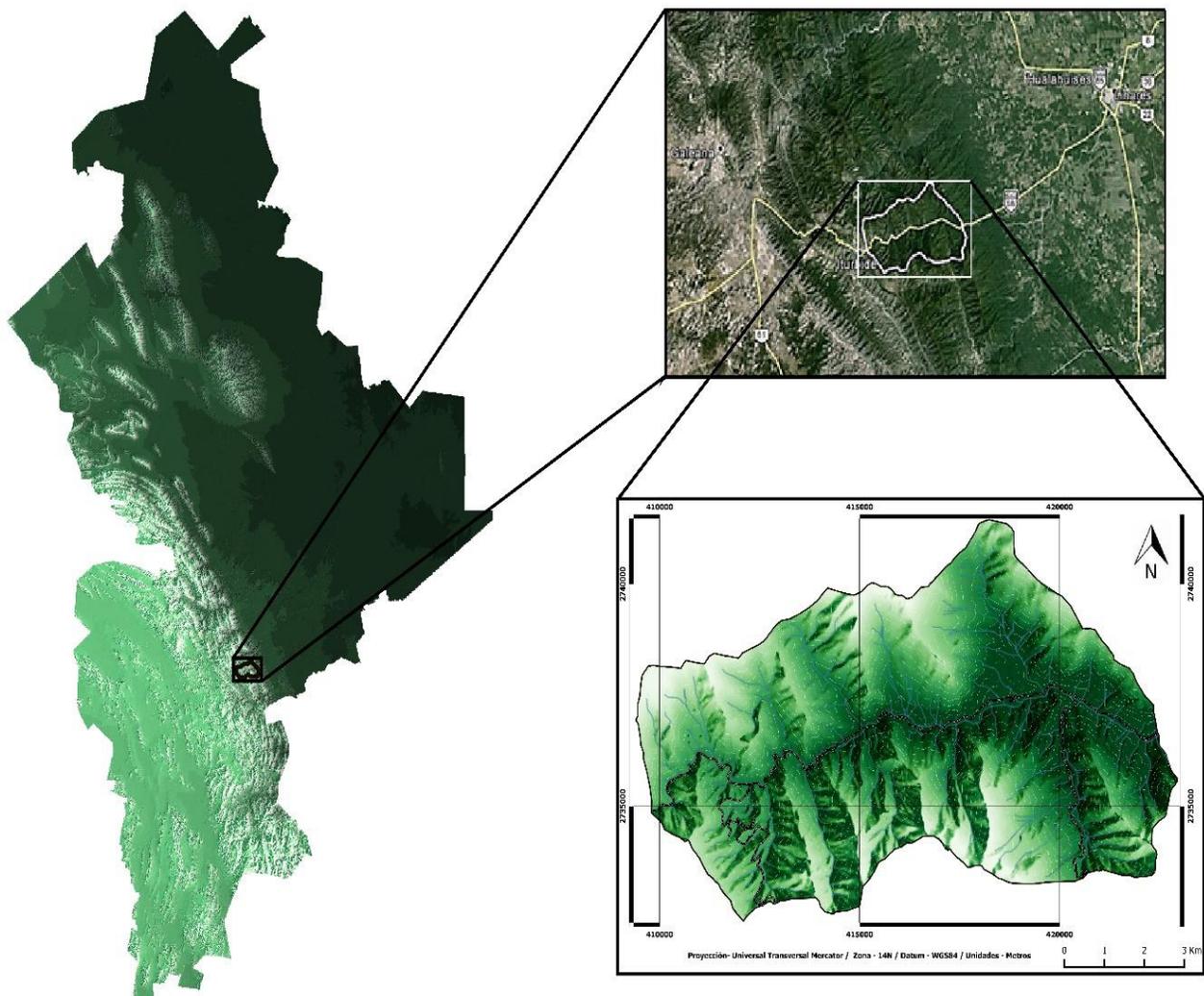


Fig. 1. 1.- Localización del área de estudio con respecto al estado de Nuevo León. Imagen satelital tomada de Google Earth (2015).

1.3.2.- HIDROLOGÍA

El área de estudio comprende una cuenca pequeña de aproximadamente 77 km², la cual se localiza dentro de la subcuenca Río Limón, que a su vez pertenece a la Región Hidrológica 25 “San Fernando – Soto La Marina”, de la vertiente del Golfo de México (INEGI, 2010).

Esta cuenca posee un drenaje de tipo enrejado o rectangular, el cual converge hacia el Arroyo Santa Rosa para posteriormente tomar una dirección Oeste – Este hasta unirse al Río Pablillo y desembocar en la Presa José López Portillo.

El Arroyo Santa Rosa tiene un carácter intermitente, presentando un caudal pequeño, en comparación con otros ríos alóctonos, y sólo en periodos de lluvias, ya que la mayor parte del año se encuentra seco. Los ríos alóctonos son aquellos que bajan de la sierra al valle de la Planicie. En cambio, los ríos autóctonos son los que tienen su origen en la misma Planicie (De León Gutiérrez, 1999).

1.3.3.- CLIMA

En el estado de Nuevo León se observa un clima templado en las partes altas de la sierra, en donde se localiza el municipio de Iturbide, distribuidas en una franja Norte – Sur que corresponde a la transición entre las llanuras occidentales y la SMO (Pedraza Rodríguez, 1997; INEGI, 1986). De acuerdo a esto, existen diferentes variantes de clima templado en el estado, siendo el “Templado subhúmedo”, con precipitación media anual entre 600 y 700 mm y temperaturas que oscilan entre los 14°C y 18°C, el predominante en la región (INEGI, 1986).

Por otra parte, mediante el uso de datos proporcionados por las estaciones meteorológicas Iturbide (19027), Santa Rosa (19193), San Francisco – La Carrera (19100) y Las Crucitas (19147) de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) se ha llegado a la conclusión de que la temporada de lluvias para esta región inicia en los meses de Junio – Julio, teniendo un ligero descenso en Agosto y alcanzando sus máximos valores en Septiembre (Figs. 1.2 y 1.3).

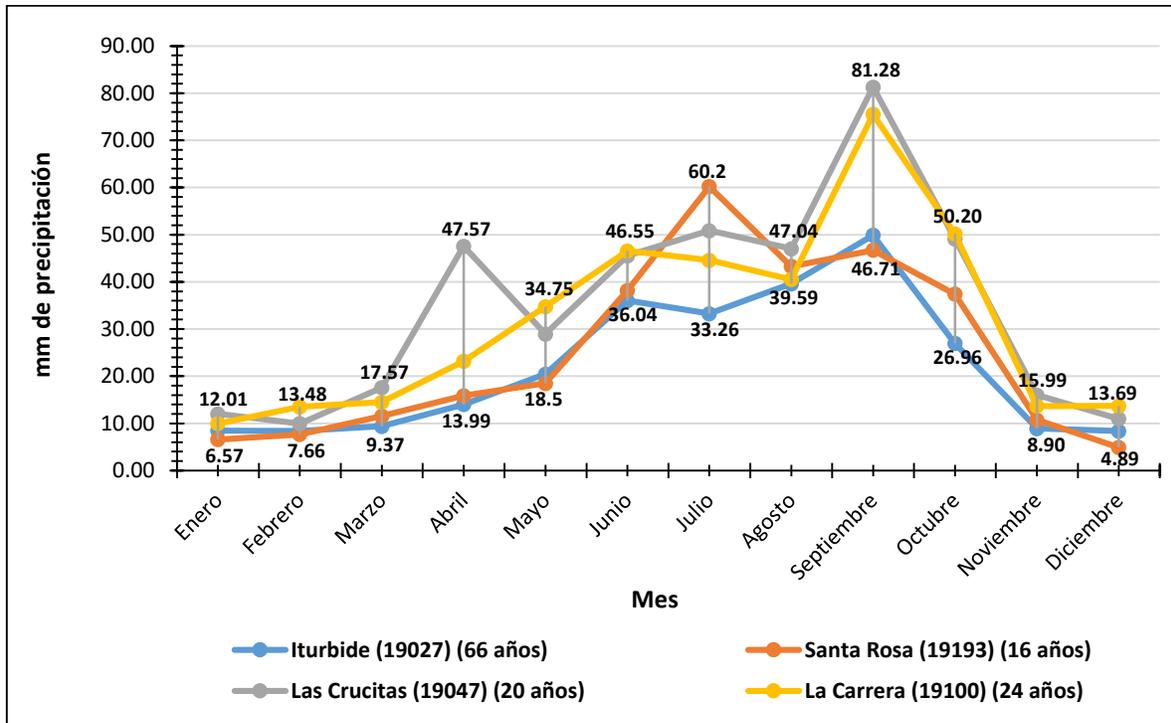


Fig. 1. 2.- Promedio de precipitación obtenidos para las diferentes estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Las líneas verticales de color gris denotan el registro máximo y mínimo para cada mes relacionado a las estaciones empleadas. Los datos fueron obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional y el período de registro de cada estación varía de 66 años (estación 19027) a 16 años (estación 19193).

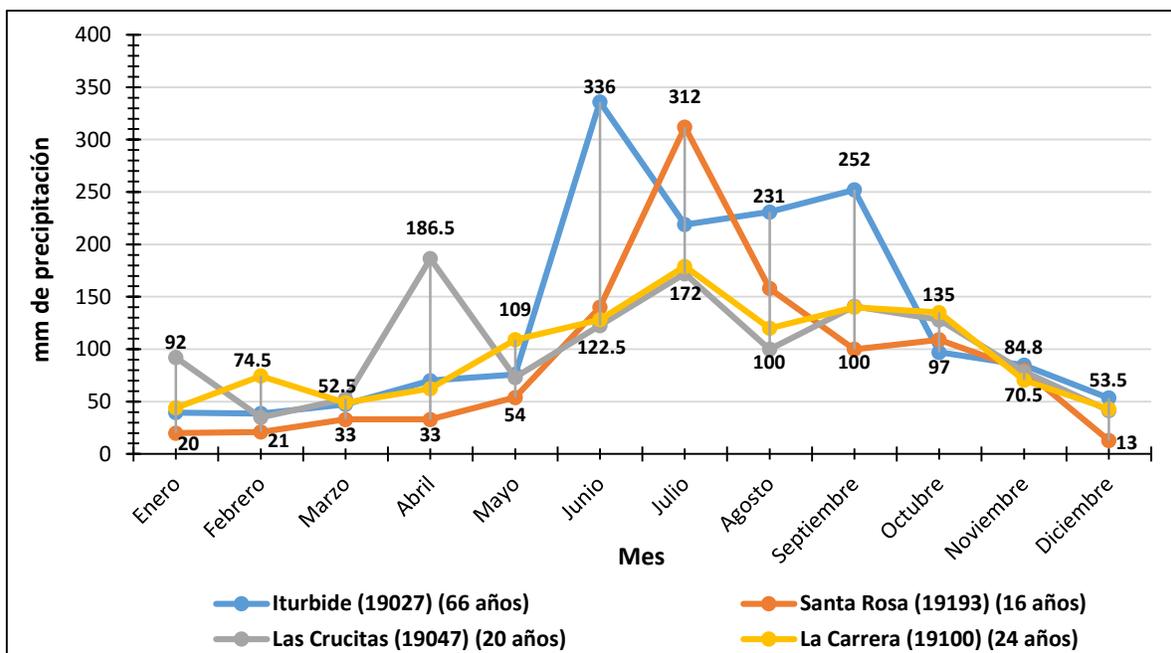


Fig. 1. 3.- Máximas de precipitación obtenidas para las diferentes estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Las líneas verticales de color gris denotan el registro máximo y mínimo para cada mes relacionado a las estaciones empleadas. Los datos fueron obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional y el período de registro de cada estación varía de 66 años (estación 19027) a 16 años (estación 19193).

1.4.- METODOLOGÍA**1.4.1.- RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL**

Se refiere al estudio de las distintas formaciones geológicas presentes en el área de estudio, así como de la implementación de mediciones estructurales (estratificación y diaclasas) con el fin de realizar una interpretación de la inestabilidad de las laderas estudiadas.

1.4.2.- ANÁLISIS HIDROLÓGICO

Comprende el empleo de estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), para efectuar una recopilación histórica de todos los eventos hidrometeorológicos ocurridos desde 1980 hasta 2011, con la finalidad de generar curvas de precipitación (isoyetas) para éstos y generar un balance hidrológico de la región.

Esto, junto con la generación de una base de movimientos en masa a partir de la documentación de diferentes fuentes (reportes de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, noticias, redes sociales, etc.) sirve para relacionar el contenido de agua precipitado con posibles movimientos en masa originados en ese mismo periodo.

1.4.3.- ANÁLISIS GEOESPACIAL

Mediante la utilización de imágenes satelitales de tipo LANDSAT para diferentes periodos de tiempo, se elabora un mapa de inventario de movimientos en masa relacionados a eventos hidrometeorológicos que han afectado el Cañón Santa Rosa. Estos movimientos tienen como atributos: fecha de origen, precipitación registrada, tipo de movimiento y material desplazado.

1.4.4.- MODELO ESTADÍSTICO

A partir de los datos de precipitación obtenidos de las diferentes estaciones meteorológicas estudiadas, se obtienen curvas de intensidad – duración –

frecuencia (IDF), con el fin de estimar la cantidad de precipitación y/o intensidad esperada para cierto tipo de evento en un periodo de retorno.

Esto, junto con la información obtenida mediante el inventario de movimientos en masa, propiciará la generación de un umbral de precipitación mínima para el desencadenamiento de movimientos en masa en la región. Una vez obtenidos éstos, se compararán a aquellos propuestos por la literatura.

1.5.- TRABAJOS PREVIOS

En este trabajo se presenta una subdivisión de los trabajos previos, clasificándolos por: (a) estudios geológicos, (b) riesgos geológicos y (c) estudios intensidad de precipitación – movimientos en masa.

1.5.1.- ESTUDIOS GEOLÓGICOS

En el contexto regional, los primeros trabajos realizados en la provincia de la Sierra Madre Oriental fueron publicados por Burrows (1910), Imlay (1936, 1937) y Díaz *et al.* (1959), los cuales consistían principalmente en el reconocimiento de las unidades litoestratigráficas y patrones estructurales para la parte N– NE de dicha provincia.

Según Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000), trabajos desarrollados a mediados del siglo XX y durante los años sesenta, abrieron nuevas corrientes sobre el conocimiento geodinámico de los sectores que forman a esta provincia geológica. Primero se incluyó a esta región dentro del concepto de la teoría geosinclinal (Álvarez, 1949, 1958 y 1961; Humphrey, 1956; De Cserna, 1956 y 1960; Guzmán & De Cserna, 1963); después se elaboraron modelos paleogeográficos (Viniegra, 1963; Carrillo Bravo, 1971; Garza, 1973; Salvador, 1987).

Los estudios realizados por Tardy *et al.* (1975), González García (1976), Zwanziger (1979), Suter (1984, 1987), Padilla y Sánchez (1978 (a y b), 1985, 1986), principalmente relacionados con procesos de sedimentación y de deformación en la SMO, fueron valorados por Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000) en un trabajo sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental.

Por otra parte, a un nivel más local, en el área de estudio (Cañón Santa Rosa) se han llevado a cabo diferentes estudios por parte de la Facultad de Ciencias de la Tierra, destacando los realizados en la parte frontal de la SMO especialmente en el área de cabalgadura (Porrás Vázquez, 2008; Torres Ramos, 2011; Chávez Cabello *et al.*, 2011); estudios estratigráficos realizados tanto en las unidades más antiguas como en las más recientes presentes en el área (De León Gutiérrez, 1999; Gutiérrez Alejandro, 2008); y aquellos dedicados a la caracterización de paleomovimientos en masa (Pedraza Rodríguez, 1997).

1.5.2.- RIESGOS GEOLÓGICOS

En cuanto al estudio de movimientos en masa, la mayoría de los trabajos realizados han tenido lugar en el Área Metropolitana de Monterrey (AMM) como respuesta al rápido crecimiento demográfico y la necesidad de crear medidas preventivas y de remediación en la construcción de las zonas montañosas. Entre los primeros autores en llevar a cabo este tipo de trabajos destacan Muñoz Hernández *et al.* (1991) y Chapa Guerrero (1993), el primero describe y analiza el estado actual de la urbanización en las sierras que bordean el AMM, así como las condiciones topográficas, hidrológicas, geológicas y edafológicas que constituyen el marco donde se desarrollan importante zonas habitacionales; mientras que el segundo, analiza la situación geológica, tectónica y morfológica en el área Norte del anticlinal de los Muertos, obteniendo la primera carta de Riesgos Geológicos del AMM, utilizándose como prototipo para todos los demás estudios del mismo tipo en la región (Sánchez Carlín, 2001; Ibarra Martínez, 2007; Córdova Jiménez, 2007; García Quintero, 2008; Chapa Arce *et al.*, 2010).

Asimismo, existen otros trabajos relacionados con la estabilidad y zonificación de riesgos en laderas de las Sierra Madre Oriental (Medina Barrera, 1989; Pedraza Rodríguez, 1997; Armas Zagoya, 2004; Rojas Reyna, 2011).

1.5.3.- INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN – MOVIMIENTOS EN MASA

El primer estudio en relacionar los umbrales de precipitación con el inicio de movimientos en masa fue publicado por Caine (1980). En él, el autor investiga un

total de setenta y tres movimientos de tipo somero (< 3m de profundidad) en laderas inalteradas por agentes como actividades humanas y/o zonas próximas de drenaje hídrico. A partir de este trabajo, diferentes tipos de umbrales de precipitación a nivel global para la generación de movimientos en masa han sido propuestos en la literatura (Innes, 1983; Clarizia *et al.*, 1996; Crosta & Frattini, 2001; Aleotti, 2004; Cannon & Gartner, 2005; Guzzetti *et al.*, 2008).

De manera particular, Murillo Sánchez (2002) calculó curvas de intensidad – duración – periodo de retorno (I-D-Tr) de veintidós estaciones meteorológicas localizadas dentro y en los alrededores del AMM. Esto con la finalidad de calcular las afectaciones que pudieran resultar en el cauce del Río Santa Catarina como consecuencia del impacto de diferentes eventos hidrometeorológicos extremos con un periodo de retorno de veinte años. Estos datos fueron analizados por Montalvo Arrieta *et al.* (2009), encontrando que la intensidad esperada para un evento de precipitación extraordinario excede los umbrales establecidos a nivel global para la generación de movimientos en masa (Fig. 1.4).

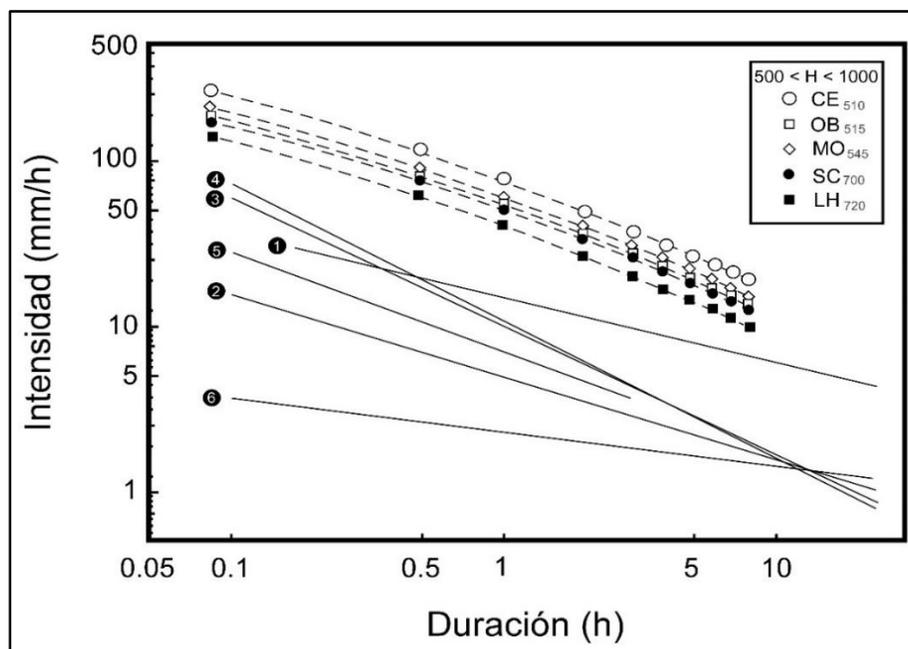


Fig. 1. 4.- Diagramas de Intensidad de lluvia – Duración (ID) para las estaciones meteorológicas del Área Metropolitana de Monterrey obtenidos por Murillo-Sánchez (2002) relacionados con umbrales globales ID para movimientos superficiales propuestos por (1) Caine (1980), (2) Innes (1983), Clarizia *et al.* (1996), (4) Crosta & Frattini (2001), (5) Cannon & Gartner (2005), y (6) Guzzetti *et al.* (2008). CE: Cerrito, OB: Observatorio, MO: Monterrey, SC: Santa Catarina, y LH: La Huasteca. Tomado de Montalvo Arrieta *et al.* (2009).

CAPÍTULO II

2.- MARCO GEOLÓGICO

2.1.- GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio se encuentra localizada dentro de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (SMO), nombre designado al rasgo orográfico formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, con una longitud aproximada de 600 km y una amplitud de 50 a 80 km, cuyas cumbres llegan a tener altitudes de hasta 3700 m.s.n.m. (Cerro del Potosí, Galeana, Nuevo León), con un promedio de 2000 m.s.n.m. La SMO es la cadena de montañas más representativa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, teniendo una orientación noroeste-sureste al oeste de Torreón y aproximadamente este-oeste entre Torreón y Monterrey. Desde esta última localidad continúa nuevamente en dirección noroeste-sureste hasta la localidad de Teziutlán, Puebla, donde las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Mexicano las cubren para después continuar más al sur en la región de Zongolica y llegar hasta Tuxtepec, Oaxaca (Fig. 2.1) (Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Esta cadena montañosa se encuentra constituida por una secuencia de rocas sedimentarias (carbonatos, rocas clásticas y evaporíticas), las cuales fueron depositadas entre el Jurásico Medio y el Cretácico Superior sobre un basamento ígneo-metamórfico. Por otra parte, representa un cinturón plegado y cabalgado generado por la Orogenia Laramide entre el Cretácico Sup. y el Paleógeno. Este evento, se caracteriza principalmente por la deformación de cobertura temprana, como consecuencia del cambio de ángulo de subducción en el Pacífico de la placa de Farallón bajo la placa Norteamérica, propiciando un levantamiento de la corteza y acortamiento del antepaís, así como un *décollement* que ocasionó plegamientos y cabalgaduras que deformaron la secuencia Mesozoica en el NE de México (Coney, 1976; Dickinson & Snyder, 1978). El basamento en el NE de México fue localmente incorporado en dicha deformación, generándose principalmente reactivaciones a lo largo de fallas y/o zonas de fracturas (Chávez Cabello, 2005).

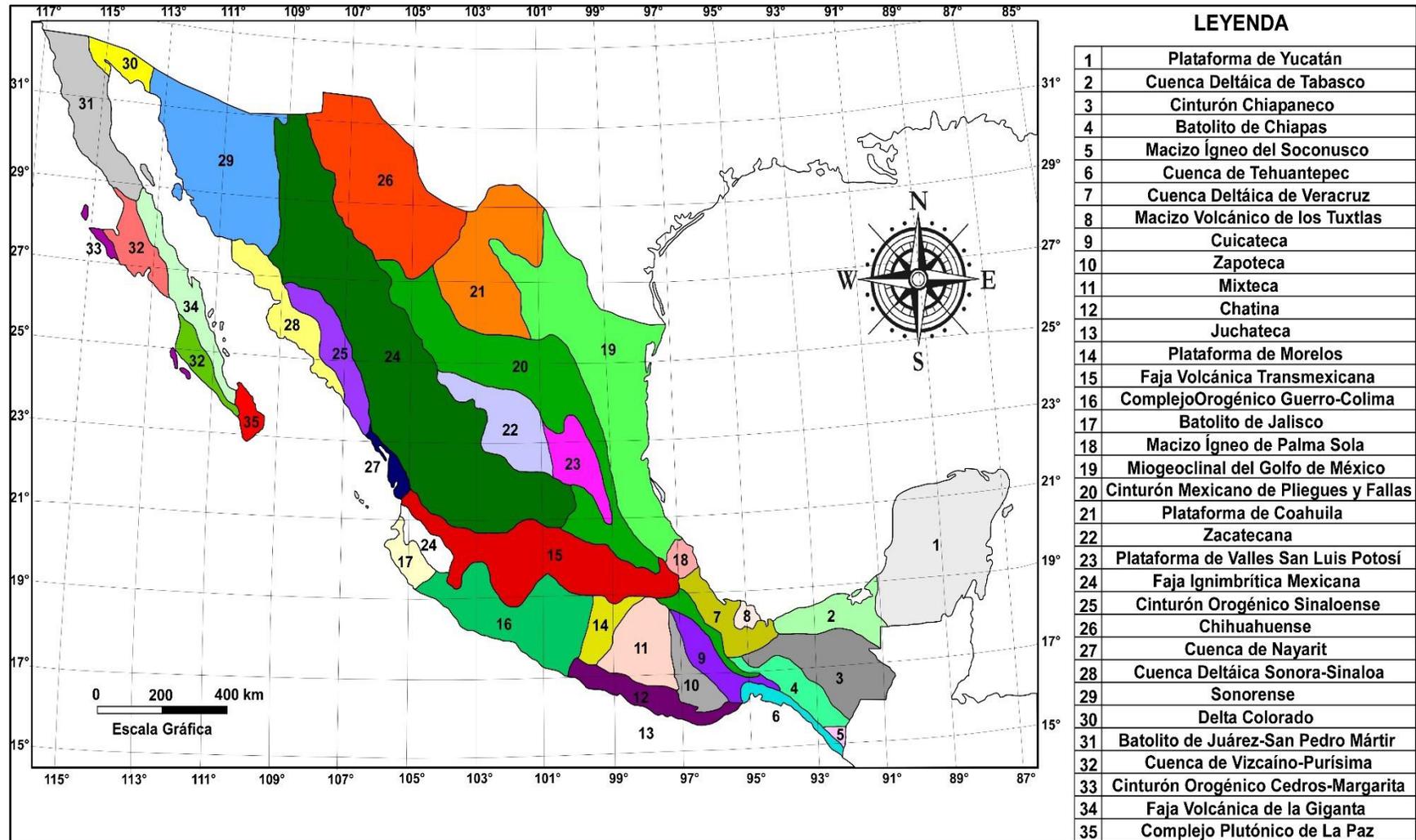


Fig. 2. 1.- Mapa de las principales provincias fisiográficas de México sobresaltando aquellas que delimitan a la Provincia de la Sierra Madre Oriental. Modificado de Ortega Gutiérrez et al. (1992).

Por otro lado, la deformación no solo abarcó a este cinturón orogénico, sino también incorporó a las cuencas de antepaís de La Popa, Parras y Sabinas (Porrás Vázquez, 2008). Las cuencas de antepaís presentan una estratigrafía del Jurásico y Cretácico correlacionable con las formaciones de la SMO, pero se diferencian de éstas por los sedimentos del Cretácico Superior y Paleógeno, los cuales presentan litologías, estilos y porcentajes de acortamiento menores a los observados dentro del antepaís y frente de la SMO (Marret & Aranda García, 1999; Millán Garrido, 2004; Higuera Díaz *et al.*, 2005).

2.2.- ESTRATIGRAFÍA MESOZOICA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL

La SMO presenta un basamento de rocas que varía en litologías y edades, desde gneises de edad precámbrica, en Peregrina, Tamps. (Carrillo Bravo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977; Ramírez, 1978; Torres Sánchez *et al.*, 2015) o el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo Bravo, 1965), hasta esquistos de edad preoxfordiana, que aparecen esparcidos en San Julián, Zac. (Córdoba, 1965), Jimulco, Coah. (Kellum, 1932), Aramberri, N.L. y Miquihuana, Tamps. (Imlay, 1937), Peregrina (Carrillo Bravo, 1961), y Teziutlán, Pue. (Viniestra, 1963). Asimismo, rocas de edad paleozoica afloran en Las Delicias, Coah. (King, 1934), y Peregrina, Tamps. (Carrillo Bravo, 1961; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

El Mesozoico se encuentra representado por rocas sedimentarias marinas, principalmente caliza, lutita, arenisca y yeso (Fig. 2.2). La distribución de éstas fue controlada por la presencia de fosas continentales (*grabens*) y pilares tectónicos (*horst*) productos del inicio de la apertura del Golfo de México (~ 200 Ma), la cual se encuentra marcada por el inicio de una apertura continental (*rifting*), y posterior deriva continental (*drifting*) por instauración de una dorsal en la parte central del Golfo de México (Pindell & Dewey, 1982; Salvador, 1987).

2.2.1.- PREJURÁSICO SUPERIOR

Se caracteriza por la depositación de sedimentos de tipo continental, controlados por movimientos verticales ejercidos a través del fallamiento normal entre bloques, siendo distribuida de manera no uniforme y discordante sobre el

basamento paleozoico (Porrás Vázquez, 2008) y proterozoico. Esta secuencia se denomina Grupo Huizachal, y se encuentra compuesta por las formaciones La Boca y La Joya (Mixon *et al.*, 1959).

Esta unidad se encuentra constituida principalmente por conglomerados, arenisca y arenisca conglomerática de colores rojizos con clásticos angulosos a subangulosos de origen ígneo y metamórfico (Riba Ramírez, 2010).

Para el Calloviano – Oxfordiano se deposita la Formación Minas Viejas, la cual se caracteriza por presentar una gruesa secuencia evaporítica cuyo ambiente de depósito corresponde a facies lagunares seguidas de una rápida transgresión marina (Humphrey, 1956). Dicha unidad se encuentra descrita como yeso granular de color gris, blanco y café amarillento con intercalaciones de cuerpos lenticulares de lutita laminar cálcarea gris oscura, así como de caliza argilácea gris oscura (Humphrey, 1956).

Estos depósitos evaporíticos funcionaron como un despegue regional controlando las geometrías de las estructuras generadas por acortamiento asociadas a la orogenia Laramide (Padilla y Sánchez 1982; Gray & Johnson, 1995; Marret & Aranda García, 1999).

2.2.2.- JURÁSICO SUPERIOR

En el NE de México, el Oxfordiano se encuentra representado por la Formación Zuloaga, la cual marca la apertura de las condiciones marinas estables (González García, 1976; Zwanziger, 1979; Padilla y Sánchez, 1986). Imlay (1938, 1953) describió a esta unidad como caliza de estratificación gruesa de coloración generalmente gris oscura, y presencia en algunas secciones (principalmente la parte superior) de nódulos de pedernal negro. Asimismo, se caracteriza por la presencia de fracturas estilolíticas y de horizontes con *Nerinea sp.*; y, en algunas localidades, dolomita microcristalina (Rogers *et al.*, 1957; Pérez Rul, 1967; Barboza Gudiño *et al.*, 2004). El tipo de ambiente en el cual se depositaron estos sedimentos se ha interpretado como de aguas someras de no más de 100 m de profundidad, libre de la energía del oleaje (Pessagno & Martin, 2003).

Durante el Kimmeridgiano y Tithoniano, el depósito de la Formación La Casita representa un periodo de influjo clástico mayor; su distribución y espesor varía geográficamente en función de la proximidad con el Bloque de Coahuila (Stone, 1975; Fortunato, 1982; Fortunato & Ward, 1982; Smith, 1987; Salvador, 1987, 1991a, b; Michalzik & Schumann, 1994). Esta formación se compone principalmente por una secuencia, de aproximadamente 60 m de espesor, de lutita gris oscuro a negro intercalada con estratos delgados de caliza arcillosa, arenisca calcárea y horizontes fosfatados (Imlay, 1936), cuyo ambiente de depósito presenta variaciones de facies desde talud de plataforma hasta cuenca marina abierta (Porras Vázquez, 2008).

2.2.3.- CRETÁCICO

Para el Berriasiano-Valanginiano se inició el depósito de la Formación Taraises, constituida principalmente de caliza y marga de ambiente de plataforma marina abierta, salvo en algunas localidades en donde aflora el miembro Galeana, el cual se caracteriza por presentar secuencias rítmicas de lutita y arenisca de estratos medianos a gruesos con ambientes de depósito de tipo deltáico a planicie mareal y sedimentos provenientes de la Isla de Terán y el Archipiélago de Tamaulipas (Ocampo Díaz *et al.*, 2008).

Posteriormente, desde el Barremiano hasta el Aptiano se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas (Wilson, 1990), representadas por la Formación Cupido y su equivalente de cuenca, la Formación Tamaulipas Inferior, así como la Formación Aurora y su equivalente de cuenca, la Formación Tamaulipas Superior. Cada una comprende una serie de parasecuencias cíclicas de somerización separadas por una secuencia transgresiva de lutita de estratificación delgada de aguas profundas, representadas por la Formación La Peña (Goldhammer *et al.*, 1991).

La Formación Cuesta del Cura fue depositada durante el Albiano – Cenomaniano, consistiendo principalmente de capas delgadas de caliza ondulosa y compactas de color gris oscuro a negro; incluye lutita gris y numerosos lentes de

pedernal, algunas capas de caliza son finamente laminadas con bandas grises y negras intercaladas (Imlay, 1936). El ambiente de depósito para esta unidad es de tipo marino pelágico de cuenca, con profundidades de una zona circalitoral a epibatial de más de 200m en aguas tranquilas (Barboza Gudiño *et al.*, 2004).

Sobreyaciendo a la Fm. Cuesta del Cura, se presenta la Fm. Agua Nueva (finales Cenomaniano – Turoniano), la cual se describe como una secuencia de caliza arcillosa finamente bandeada y caliza de grano fino a medio de color gris a negro que alternan con estratos medianos a gruesos de lutita laminar de color gris oscuro a negro, de intemperismo amarillento, y con presencia de lentes o láminas de pedernal negro; todo esto indica que dicha unidad se depositó en condiciones inestables, en un ambiente nerítico, cerca de una fuente de material terrígeno (Carrillo Bravo, 1971).

La Fm. San Felipe (Coniaciano – Santoniano) está caracterizada por una alternancia de caliza, lutita gris, caliza arcillosa, marga gris y verde (López Ramos, 1979; Santiago Carrasco *et al.*, 2000), la cual también se puede presentar como una secuencia de calcarenita de color gris, interestratificada con lutita y limolita que le da un aspecto amarillo, junto con horizontes de bentonita de color verde claro (Padilla y Sánchez, 1978a). Estos sedimentos bentoníticos se depositaron en un ambiente de aguas someras (proto-Golfo de México), teniendo como fuente principal estructuras volcánicas de composición intermedia a félsica, relacionadas con complejos intrusivos post-Laramídicos ubicados en el borde occidental de Galeana, Nuevo León (Velasco Tapia *et al.*, 2016).

Finalmente, durante el Maastrichtiano se inició una transgresión marina y se depositaron sedimentos terrígenos que procedían del W ó S de México. Este evento estuvo representado por las Formaciones Méndez y Parras. El transporte y la sedimentación ocurrieron como resultado de levantamientos orogénicos que se iniciaron durante el Cretácico Tardío y que posteriormente culminarían con la formación de las estructuras plegadas características de la Sierra Madre Oriental (De Cserna, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Morán Zenteno, 1994).

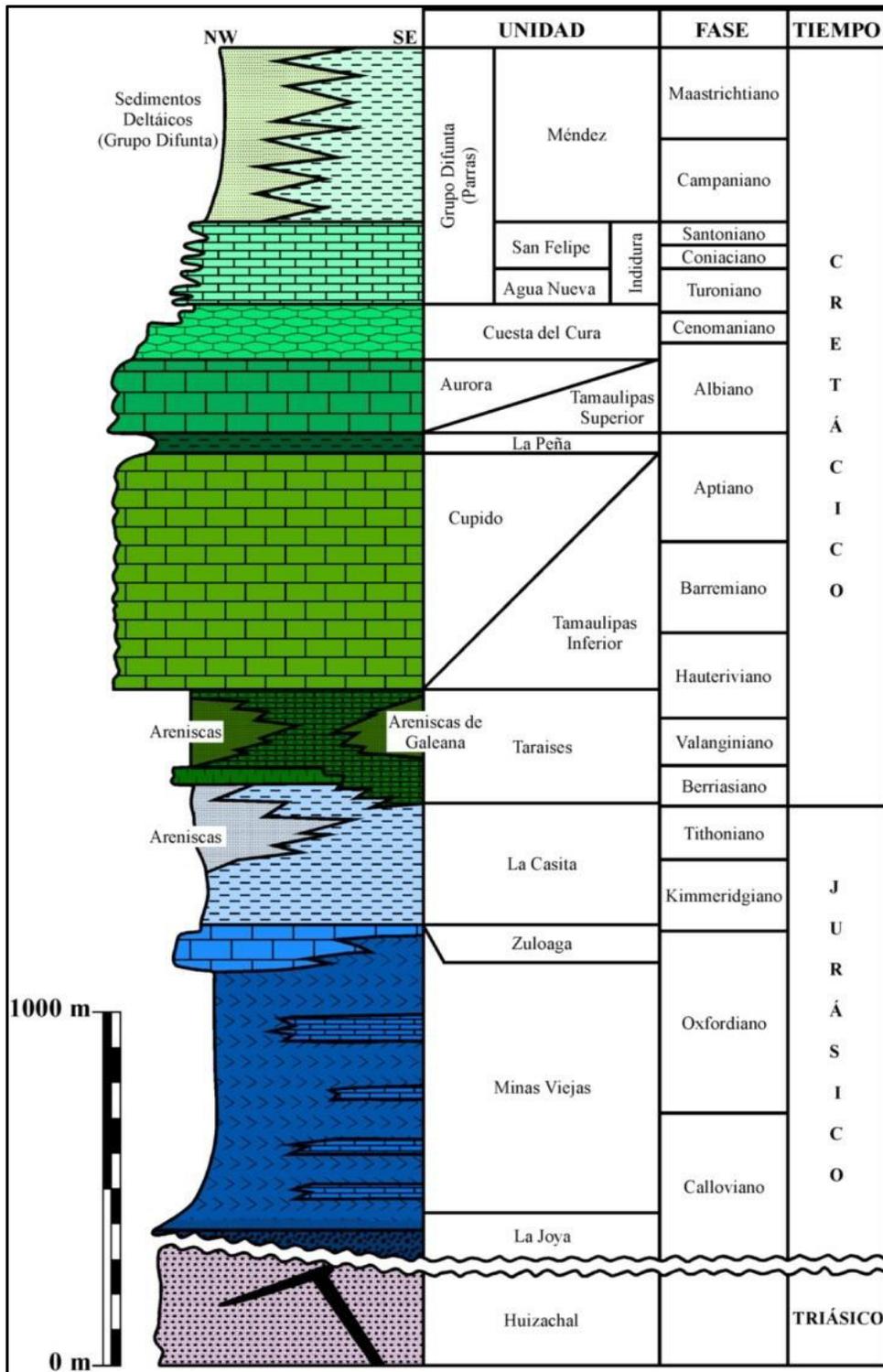


Fig. 2. 2.- Columna estratigráfica de la secuencia mesozoica de la Sierra Madre Oriental en el NE de México. Modificado de Michalzik (1988).

2.3.- GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio se ubica en el Cañón Santa Rosa, en el municipio de Iturbide, Nuevo León. Morfológicamente, esta área presenta lomeríos suaves cerca del pie de montaña que alcanzan en promedio los 600 m.s.n.m., y hacia el poniente del frente de montaña el relieve cambia a sierras altas con escarpes y crestas que en ocasiones superan los 2,400 m.s.n.m. (Torres Ramos, 2011) (Fig. 2.3).

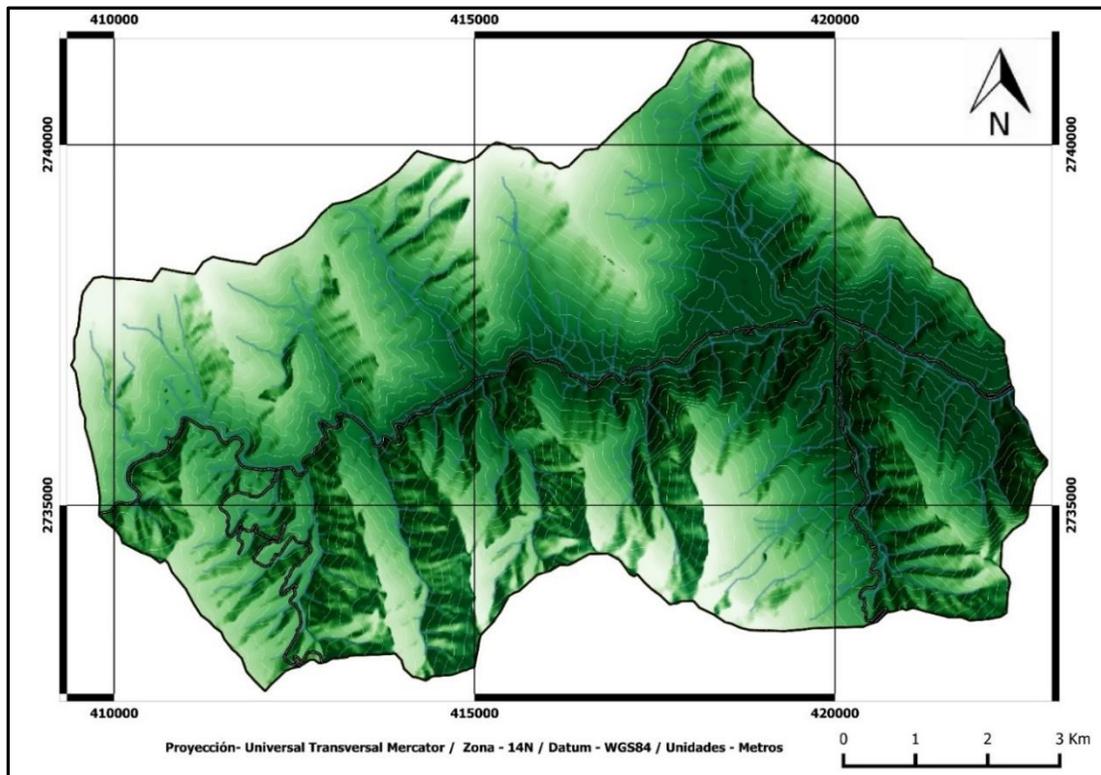


Fig. 2. 3 .- Mapa morfológico del Cañón Santa Rosa. Los colores oscuros representan las elevaciones más bajas y las más claras representan las más altas. Se representa también la red de drenaje (líneas azules) y las vías de comunicación (líneas negras) que lo atraviesan.

Por otra parte, además de la descripción litológica de cada unidad presente en el área de estudio, también se realizó una breve descripción geotécnica de la misma bajo el criterio propuesto por Bieniawski (1976), posteriormente modificada por el mismo autor en 1989, el cual es utilizado en ingeniería geológica para determinar la calidad del macizo rocoso y así clasificarlo en diferentes clases, dividiéndolo en dominios estructurales, es decir, en zonas delimitadas por discontinuidades geológicas dentro de las cuales la estructura es prácticamente homogénea. Dicha

estructura comprende el conjunto de fallas, diaclasas, pliegues y demás características geológicas propias de una determinada región.

El parámetro que define esta clasificación es el denominado índice RMR (*Rock Mass Rating*), que evalúa la calidad del macizo rocoso a partir de seis parámetros (Tabla 2.1 y 2.2):

- Resistencia uniaxial de la matriz rocosa,
- Grado de fracturación en términos del RQD (*Rock Quality Designation*),
- Espaciado de las discontinuidades,
- Condiciones de las discontinuidades,
- Condiciones hidrogeológicas,
- Orientación de las discontinuidades con respecto a la excavación.

Tabla 2. 1.- Parámetros de clasificación geomecánica RMR. Bieniawski (1989).

1	Resistencia de la matriz rocosa (MPa)	Ensayo de carga puntual	> 10	10 - 4	4 - 2	2 - 1	Compresión simple (Mpa)		
		Compresión simple	> 250	250 - 100	100 - 50	50 - 25	25 - 5	5 - 1	< 1
Puntuación			15	12	7	4	2	1	0
2	RQD		90 % - 100 %	75 % - 90 %	50 % - 75 %	25 % - 50 %	< 25 %		
	Puntuación		20	17	13	6	3		
3	Separación entre diaclasas		> 2 m	0.6 - 2 m	0.2 - 0.6 m	0.06 - 0.2 m	< 0.06 m		
	Puntuación		20	15	10	8	5		
4	Estado de las discontinuidades	Longitud de la discontinuidad	< 1 m	1 - 3 m	3 - 10 m	10 - 20 m	> 20 m		
		Puntuación	6	4	2	1	0		
		Abertura	Nada	< 0.1 mm	0.1 - 1 mm	1 - 5 mm	> 5 mm		
		Puntuación	6	5	3	1	0		
		Rugosidad	Muy rugosa	Rugosa	Ligeramente rugosa	Ondulada	Suave		
		Puntuación	6	5	3	1	0		
		Relleno	Ninguno	Duro < 5 mm	Duro > 5 mm	Blando < 5 mm	Blando > 5 mm		
		Puntuación	6	4	2	2	0		
Alteración	Inalterada	Ligeramente alterada	Moderadamente alterada	Muy alterada	Descompuesta				
	Puntuación	6	5	3	1	0			
5	Agua freática	Caudal por 10 m de túnel	Nulo	< 10 lts/min	10 - 25 lts/min	25-125 lts/min	> 125 lts/min		
		Presión de agua / Tensión principal mayor	0	0 - 0.1	0.1 - 0.2	0.2 - 0.5	> 0.5		
		Estado general	Seco	Ligeramente húmedo	Húmedo	Goteando	Agua Fluyendo		
		Puntuación	15	10	7	4	0		

Tabla 2. 2.- Corrección por la orientación de las discontinuidades. Bieniawski (1989).

Dirección y buzamiento		Muy favorables	Favorables	Medias	Desfavorables	Muy desfavorables
Puntuación	Túneles	0	-2	-5	-10	-12
	Cimentaciones	0	-2	-7	-15	-25
	Taludes	0	-2	-25	-50	-60

Una vez evaluados dichos parámetros es posible distinguir cinco clases, en donde a cada una de éstas se le asigna una calidad y características geotécnicas (González de Vallejo *et al.*, 2002) (Tabla 2.3).

Tabla 2. 3.- Clasificación y características geotécnicas de macizos rocosos según Bieniawski (1989).

Clase	I	II	III	IV	V
Calidad	Muy buena	Buena	Media	Mala	Muy Mala
Tiempo de mantenimiento y longitud	10 años con 15 m de vano	6 meses con 8 m de vano	1 semana con 5 m de vano	10 hrs con 2.5 m de vano	30 min con 1 m de vano
Cohesión	> 4 Kp/cm ²	3 - 4 Kp/cm ²	3 - 4 Kp/cm ²	1 - 2 Kp/cm ²	< 1 Kp/cm ²
Ángulo de rozamiento	> 45°	35° - 45°	25° - 35°	15° - 25°	< 15°
Puntuación	100 - 81	80- 61	60 - 41	40 - 21	< 20

Cabe resaltar que, debido a la extensión de la zona estudio, no fue posible realizar una caracterización geomecánica a detalle de la misma. Sin embargo, los resultados obtenidos, en conjunto con la recopilación de diversos estudios realizados a lo largo de toda la SMO en donde dichas formaciones componen las principales laderas se ha elaborado una breve descripción para cada una, basada en el comportamiento de su estructura como unidad geotécnica.

2.3.1.- FORMACIÓN ZULOAGA / FORMACIÓN LA CASITA

Las rocas más antiguas que afloran en esta área corresponden a aquellas la Fm. Zuloaga (Oxfordiano – Kimmeridgiano), la cual se encuentra definida como una caliza oolítica tipo wackestone variando a mudstone con espesores entre 30 y 60 cm y afloramientos ampliamente brechados como resultado de la deformación durante el despegue y acortamiento en los núcleos de los pliegues (Torres Ramos, 2011). El espesor estimado para dicha unidad en el área de estudio es de 100 m. En cuanto al aspecto geotécnico, esta unidad tiende a tener un grado de calidad

bueno con un índice RMR abarcando de 65 a 75 y ángulos de fricción de más de 35°. Sin embargo, en la zona de estudio, ésta suele encontrarse altamente brechada como consecuencia de grandes esfuerzos compresivos ocasionados por el evento laramídico, lo cual ocasiona una disminución de las características previamente mencionadas.

La Fm. La Casita (Kimmeridgiano – Tithoniano) es otra de las unidades jurásicas aflorantes en la región. Se caracteriza por una secuencia de lutita, limolita, arenisca calcárea, caliza arcillosa y algunos horizontes fosfatados que en conjunto tienen espesor estimado de 250 m. Dicha formación aflora al SE del Cañón Santa Rosa cerca del camino a Rancho Viejo y la Palma (Fig. 2.4), en donde se reconocieron fracturas de extensión “b-c” y “a-c”, así como de cizalla “hk0 \propto b” (Fig. 2.5).

Al tratarse de intercalaciones entre diferentes tipos de rocas, esta unidad presenta macizos de clase III a IV en clasificación de Bieniawski (1989), ocasionando problemas en zonas donde es cortada por el tramo carretero, además de ser vulnerable a los procesos de intemperismo bajando su calidad.



Fig. 2. 4 .- Afloramiento de la Fm La Casita compuesto principalmente por lutita con foliación bien desarrollada y presencia de materia orgánica. También se reconocen fallas que cortan a dicha formación producto de los esfuerzos generados por la orogenia Laramide. El recuadro amarillo denota la escala empleada.

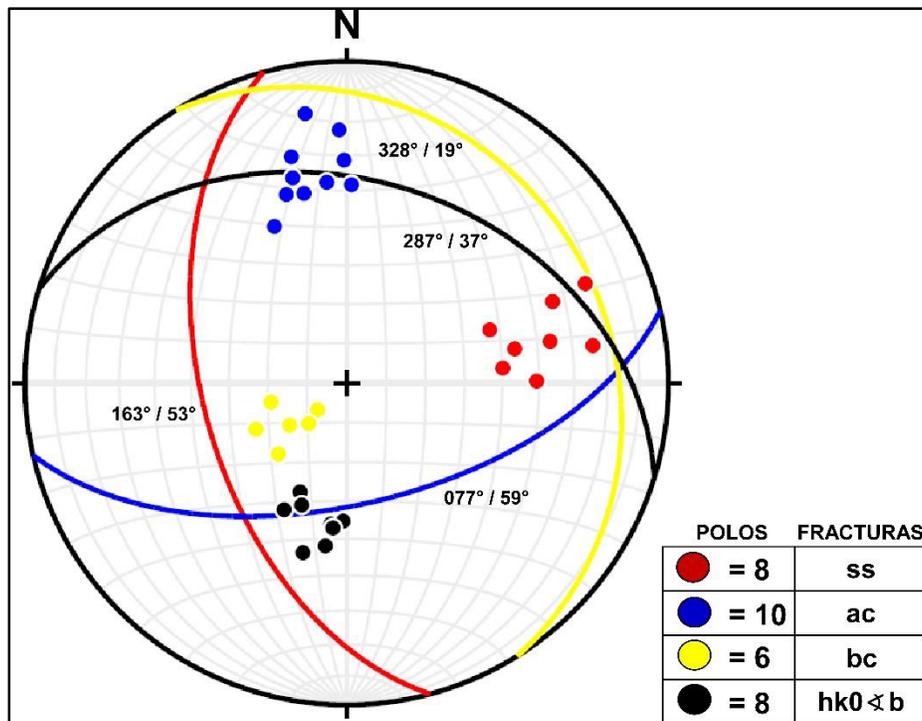


Fig. 2. 5.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. La Casita bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.2.- FORMACIÓN TARAISES

La Fm. Taraises (Berriasiano - Hauteriviano Medio) se compone de estratos de caliza arcillosa (mudstone) con espesores que varían de delgados a gruesos intercalados con material fino arcilloso (Fig. 2.6). El espesor de dicha unidad es de 300 m aproximadamente, y se encuentra depositada concordantemente sobreyaciendo a la Fm. La Casita y subyaciendo a la Fm. Tamaulipas Inferior.

Presenta un color de intemperismo gris claro, mientras que en muestra fresca una coloración gris oscuro. La zona donde se reconoció esta formación se encuentra localizada a orillas del trazo carretero Linares – Iturbide entre el kilómetro veintiocho y veintinueve, pasando el entronque al camino de Rancho Viejo y la Palma, teniendo un patrón estructural de fracturas de extensión de tipo “a-c” y “b-c” (Fig. 2.7).

En el aspecto geotécnico, presenta macizos de clase II en la clasificación Bieniawski (1989). Sin embargo, la calidad de éstos puede llegar a verse afectada,

sobre todo en aquellas zonas de intercalación con materiales arcillosos. Esto debido a que los materiales son propensos a ser erosionados por agentes externos como la lluvia, generando así una inestabilidad en las pendientes en donde esta formación predomina.



Fig. 2. 6.- Estratos delgados de caliza intercalada con material arcilloso de la Fm. Taraises.

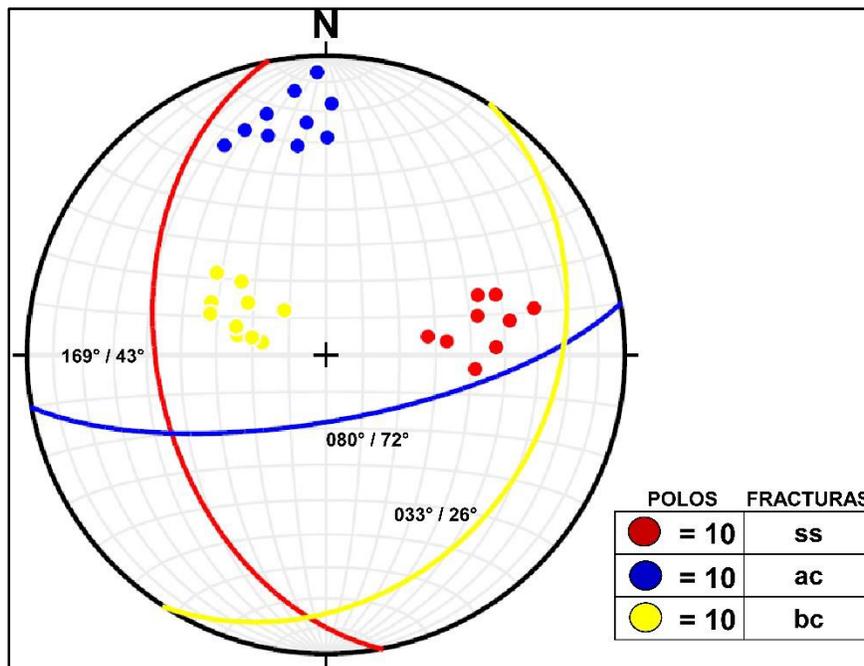


Fig. 2. 7.-Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Taraises bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.3.- FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR

La Fm. Tamaulipas Inferior (Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior), en el área de estudio, se encuentra constituida por una secuencia carbonatada de espesores gruesos (Fig. 2.8), aunque en su base es común encontrar intercalaciones con horizontes lutíticos. En condiciones intemperizadas, esta unidad presenta un color amarillento, mientras que en muestra fresca cambia a un gris claro. Por otra parte, se reconoció la presencia de estilolitas diagenéticas y tectónicas, así como de nódulos de pedernal gris claro. El espesor total de esta formación oscila en 500 m, componiendo así la mayoría de las estructuras más prominentes del área de estudio.

Al igual que las formaciones carbonatadas previamente mencionadas, la Fm. Tamps. Inferior presenta macizos rocosos de clase I y II en el sistema de clasificación de Bieniawski (1989), con poca presencia de discontinuidades, en este caso de extensión tipo “a-c” y “b-c” (Fig. 2.9), las cuales se encuentran principalmente rellenas de calcita haciéndola muy competente. Sin embargo, el afloramiento de esta unidad sobre el corte carretero y en laderas paralelas a los planos de estratificación propicia la formación de zonas de riesgo a movimientos de tipo planar, así como desprendimientos y vuelcos de rocas.



Fig. 2. 8.- Calizas de espesor grueso con alto grado de intemperización de la Fm. Tamps. Inferior.

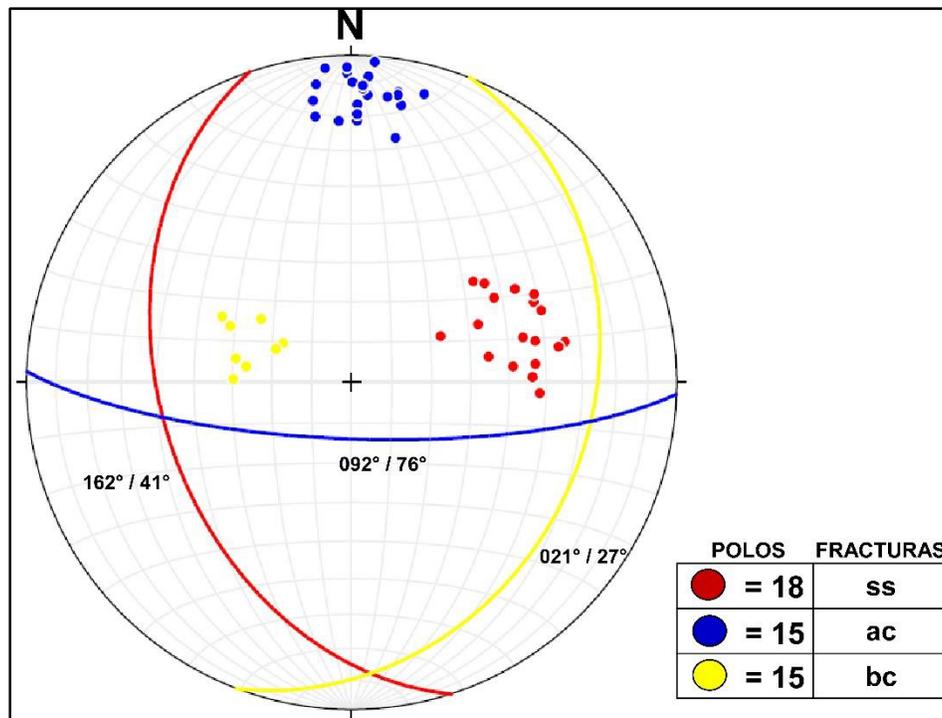


Fig. 2. 9.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Tamps. Inf. bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.4.- FORMACIÓN LA PEÑA

Concordantemente, pero sin una zona de transición tan marcada, la Fm. La Peña se deposita sobre la Fm. Tamaulipas Inferior. Esta unidad se encuentra representada por caliza de composición arcillosa con espesores delgados y limolita calcárea de color café amarillento (Fig. 2.10), así como de bandas delgadas de pedernal negro que en conjunto componen un espesor de 50 a 60 m.

El arreglo estructural para esta formación presenta un rumbo NNW de estratificación y una predominancia de fracturas de cizalla de tipo hk0 con ángulo agudo al eje "b" (Fig. 2.11).

Esta unidad presenta materiales que forman macizos de calidad III a IV en la clasificación de Bieniawski (1989), los cuales llegan a representar problemas de tipo geotécnico debido a que su composición es propensa a desarrollar altos grados de erosión, causando la formación de depresiones o puertos.



Fig. 2. 10.- Calizas arcillosas de espesor delgado con intercalación de finos de la Fm. La Peña.

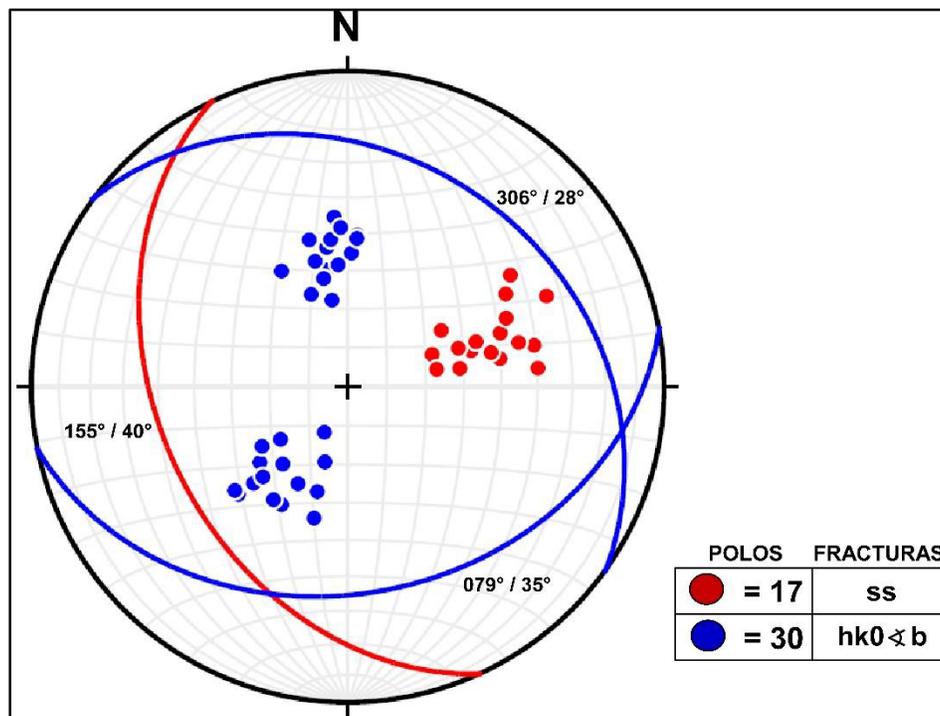


Fig. 2. 11.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. La Peña bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.5.- FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR

Está constituida por estratos con espesores que van desde medianos a masivos de caliza, con presencia de nódulos y lentes de pedernal negro (Fig. 2.12), los cuales se hacen más abundantes hacia su cima y estructuras tipo *karren* generadas por procesos de intemperización química. Por otra parte, se reconoce la presencia de estilolitas de tipo diagenético y un espesor promedio de 80 m.

La presencia de estratos gruesos a masivos de caliza, los cuales presentan pocas discontinuidades (principalmente fracturas de cizalla tipo hk0 con ángulo agudo al eje "b") (Fig. 2.13), hacen de ésta una de las unidades más estables de la zona debido a su alto grado de cohesión y ángulos de fricción elevados ($> 45^\circ$), concediéndosele una clasificación de I a II en la clasificación de Bieniawski (1989). Sin embargo, pese a estas características, es susceptible a desarrollar desprendimientos de bloques y/o vuelcos, así como la generación de deslizamientos planares (si las condiciones entre la pendiente de la ladera y la dirección de estratificación son favorables) como resultado de la interacción con agentes desencadenantes como la precipitación y/o sismos.



Fig. 2. 12.- Caliza masiva con presencia de nódulos de pedernal y estilolitas diagenéticas de la Fm. Tamps. Superior.

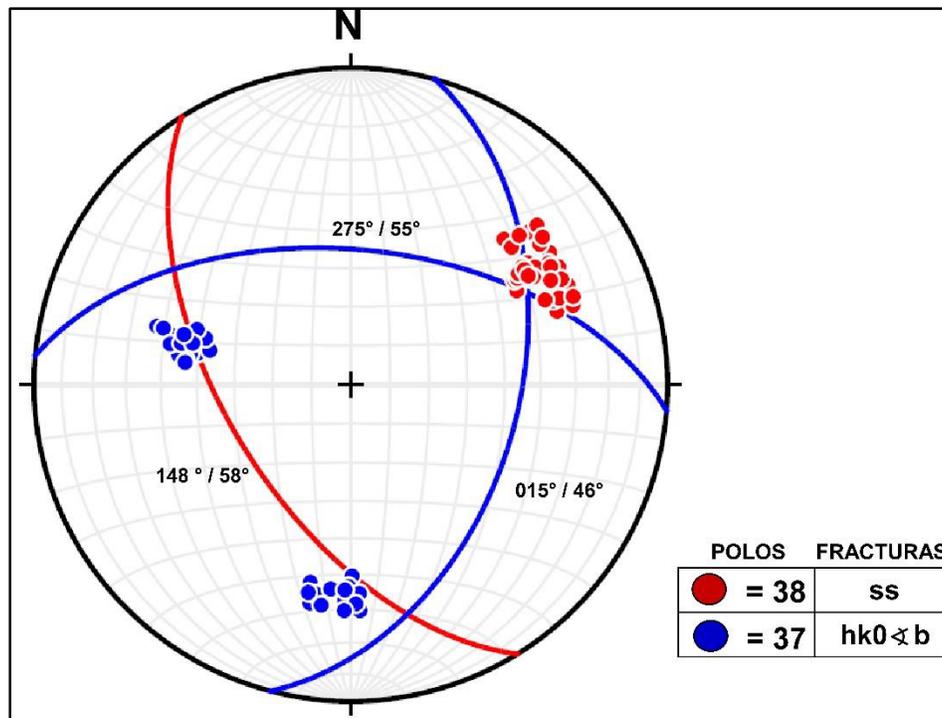


Fig. 2. 13.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Tamps. Superior bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.6.- FORMACIÓN CUESTA DEL CURA

Esta unidad aflora como una secuencia estimada de 150 m de espesor depositada durante el Albiano Superior al Turoniano Inferior. Se compone principalmente de caliza de color gris oscuro con espesores delgados a medianos y de aspecto ondulado (tipo *boudinage*), con bandas de pedernal y lutita calcárea intercalando a ésta (Fig. 2.14). Un aspecto importante para esta formación es el desarrollo de plegamiento interno de tipo chevrón.

De manera geotécnica, en el área de estudio, esta unidad presenta un desarrollo de discontinuidades (principalmente de cizalla tipo hk0 con ángulo agudo al eje "b") (Fig. 2.15) más marcado que aquellas formaciones previamente descritas, esto debido al cambio en el espesor de los estratos y su intercalación con otros materiales, los cuales generan una pérdida de cohesión del macizo propiciando así la generación de desprendimientos y/o generación de cuñas, dependiendo de la posición de los estratos. Debido a esto, las rocas de dicha formación son estimados

como de clase III (calidad media) en el sistema de clasificación de macizos rocosos de Bieniawski (1989).



Fig. 2. 14.- Intercalación de calizas con espesores delgados y estratificación ondulada con bandas delgadas de pedernal en la Fm. Cuesta del Cura.

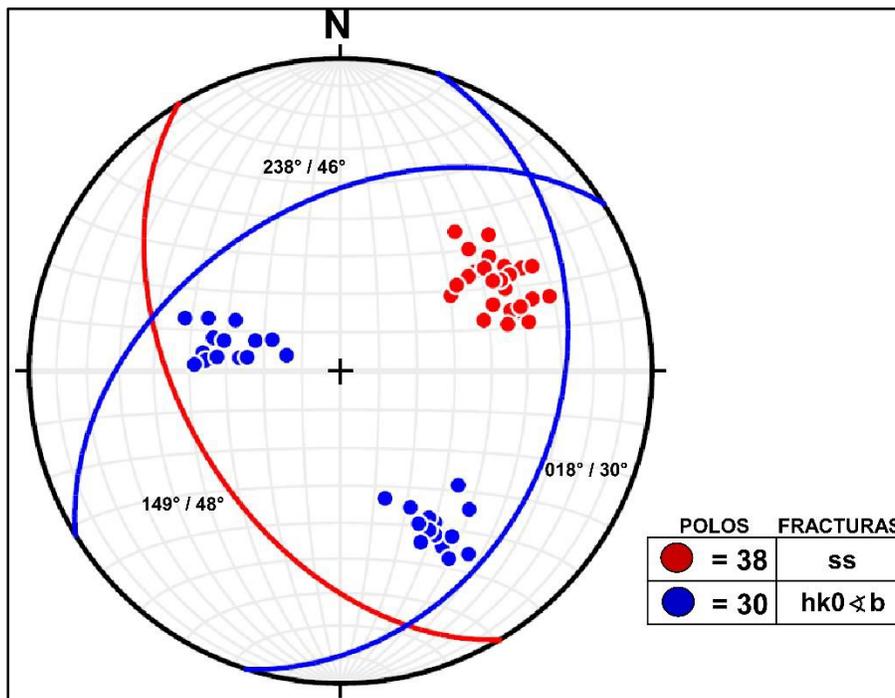


Fig. 2. 15.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Cuesta del Cura bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.7.- FORMACIÓN AGUA NUEVA

Se presenta como una secuencia de aproximadamente 100 m de espesor constituida por caliza arcillosa de espesores delgados a medianos intercalados con lutita de composición carbonosa y de estratificación laminar que intemperiza a coloraciones amarillentas-beige (Fig. 2.16) depositada durante el Turoniano Medio – Superior.

El arreglo estructural para dicha unidad presenta una estratificación preferencial hacia el NNW y una abundancia de pares conjugados de fracturas de cizalla tipo hk0 con ángulo agudo al eje “a” (Fig. 2.17).

Debido a la intercalación de los materiales que la componen, es considerada una de las formaciones que más problemas de tipo ingenieril puede generar en la región. La capa laminar de carácter lutítico puede ser considerada como una zona de rampa por donde los materiales que le sobreyacen tienden a deslizar; asimismo, dicha unidad es propensa a generar el desprendimiento de bloques como respuesta a agentes externos como la precipitación y/o sismos. Al igual que la Fm. Cuesta del Cura, las rocas de esta unidad son catalogadas como de clase III en la clasificación de Bieniawski (1989).



Fig. 2. 16.- Secuencia de estratos delgados de calizas arcillosas y lutita carbonosa de tipo laminar característica de la Fm. Agua Nueva.

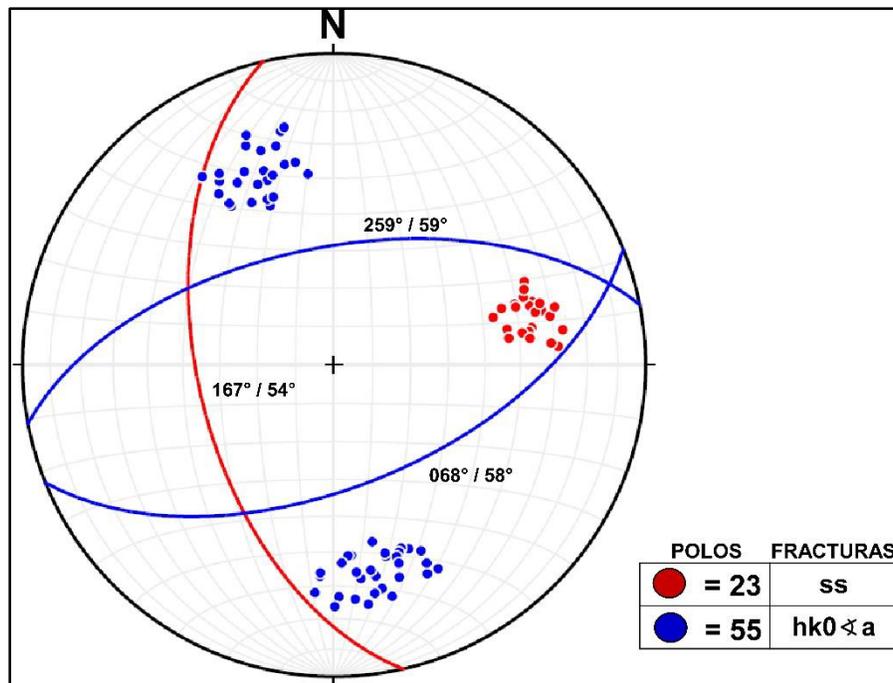


Fig. 2. 17.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Agua Nueva bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.8.- FORMACIÓN SAN FELIPE

Esta unidad se deposita durante el Coniaciano al Santoniano de manera transicional y concordante como una secuencia con espesor aproximado de 120 – 130 m de caliza arcillosa con coloración grisácea intercalada con lutita gris claro a amarillento, presentando de manera irregular horizontes de lutita arenosa. Una característica de esta unidad es la presencia de horizontes bentoníticos, los cuales causan las coloraciones verdosas características de esta formación (Fig. 2.18).

La orientación de la estratificación en esta unidad tiene una dirección preferencial al NW y tiende a desarrollar pares conjugados de fracturas de cizalla de tipo hk0 con ángulo agudo al eje “a” y h0l con ángulo agudo al eje “a” (Fig. 2.19).

En esta unidad, los materiales carbonatados que dominan en su mayoría la secuencia cretácica de la región pasan a tener una composición más arcillosa, ocasionando que la calidad de los mismos tiende a disminuir. Esto se ve reflejado en el comportamiento de las laderas ante procesos de intemperismo y erosión, los

cuales generan en esta unidad un efecto mucho más marcado que en aquellas previamente descritas generando macizos de clase III a IV.



Fig. 2. 18.- Calizas arcillosas intercaladas con material arcilloso y horizontes de bentonita; también se aprecia vetillas rellenas de calcita que cortan perpendicularmente a la estratificación en la Fm. San Felipe.

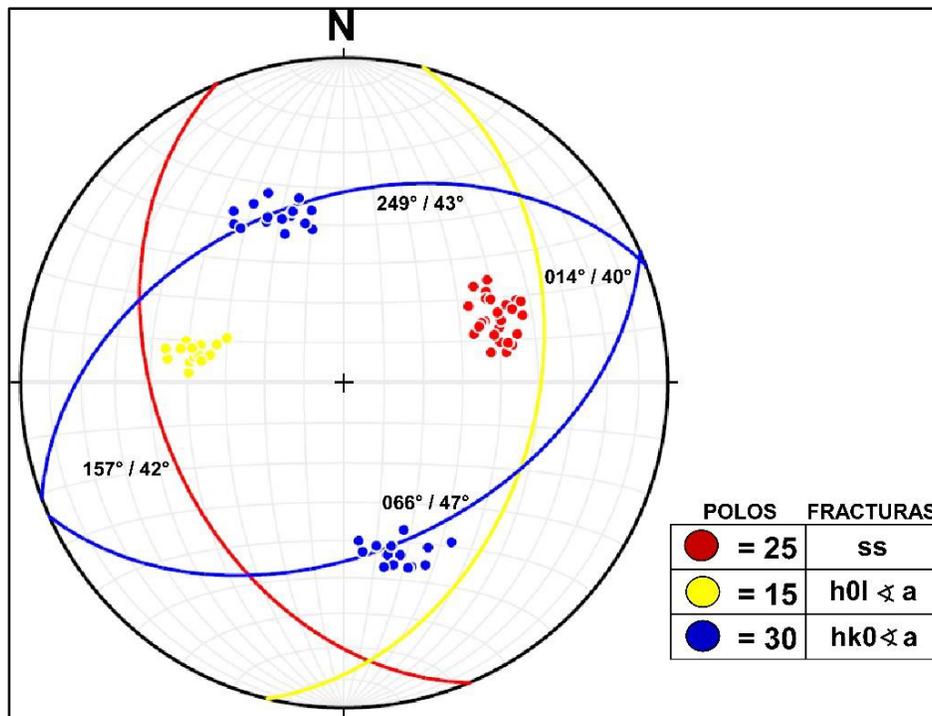


Fig. 2. 19.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. San Felipe bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.9.- FORMACIÓN MÉNDEZ

Corresponde a la última secuencia sedimentaria de edad cretácica (Campaniano – Maastrichtiano) en depositarse en la región. Esta unidad se encuentra constituida por lutita calcárea de color gris pardo que intemperiza a un color café amarillento y presenta alto grado de foliación (Fig. 2.20). El espesor total estimado de esta unidad en la región es de 500 m aproximadamente, siendo los núcleos de los sinclinales las zonas donde esta unidad predomina.

En la zona de estudio, esta unidad se encuentra altamente fracturada, teniendo como principales sistemas de fracturas aquellos dominados por pares conjugados de fracturas de cizalla tipo hk0 con ángulo agudo al eje “a”, así como de fracturas de extensión tipo “bc” (Fig. 2.21)

De manera geotécnica, corresponde a una unidad con rocas de clase IV según Bieniawski (1989), debido a la gran cantidad de discontinuidades presentes en ella, las cuales hacen que tanto obras de infraestructura, así como taludes se vean en constante monitoreo para evitar posibles riesgos.



Fig. 2. 20.- Secuencia de lutitas con alto grado de foliación característico de la Fm. Méndez.

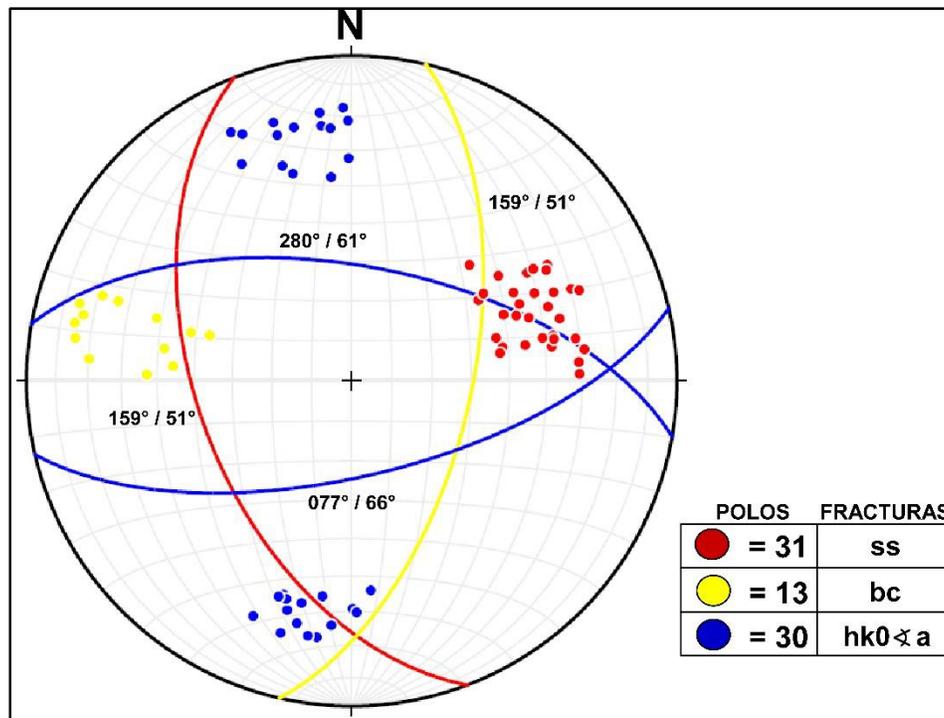


Fig. 2. 21.- Red estereográfica de discontinuidades en la Fm. Méndez bajo el Criterio de la Mano Derecha.

2.3.10.- DEPÓSITOS POSTCRETÁDICOS

Un aspecto importante es la presencia de brechas sedimentarias compuestas por materiales que van desde bloques hasta materiales arcillosos. Éstas se localizan cerca de las zonas de cabalgadura, tanto frontal como secundaria, presentes en el Cañón Santa Rosa y se encuentran cementadas por CaCO_3 .

Terrazas Fluviales

Corresponden al antiguo lecho del río, cuyas aguas, en los periodos de baja energía hidráulica, socavan o cortan hacia debajo de su propio lecho causando la separación de las partes aledañas al cauce y quedando topográficamente más altas que el cauce actual. Este tipo de depósitos se presentan en forma de cuerpos tabulares, planos, en posición casi horizontal y siguiendo, casi siempre, al gradiente del río, y se componen generalmente de material aluvial como gravas, bloques, arenas y de material de escombros, aunque también se han encontrado clastos de lutita y limo calcáreo como componente en aquellas terrazas formadas en zonas de ejes sinclinales, cuyo núcleo comprende la Fm. Méndez (De León Gutiérrez, 1999).

Depósitos Lacustres

Se encuentran localizados en las áreas de El Calabozo y Los Pinos, en donde el origen de éstos se debe a la obstrucción del cauce del río por grandes derrumbes durante el Cuaternario, que ocasionaron la formación de presas o lagos intramontanos (Pedraza Rodríguez, 1997). Los componentes principales de estos sedimentos son limos, arenas y algunos bloques (Brandenburg, 1995), los cuales son producto del retrabajamiento de rocas pre-cuaternarias existentes de la SMO (Pedraza Rodríguez, 1997).

Por otra parte, también se reconoció la presencia de derrubios en las partes medias de las laderas y material coluvial en las zonas cercanas a la cima de las mismas.

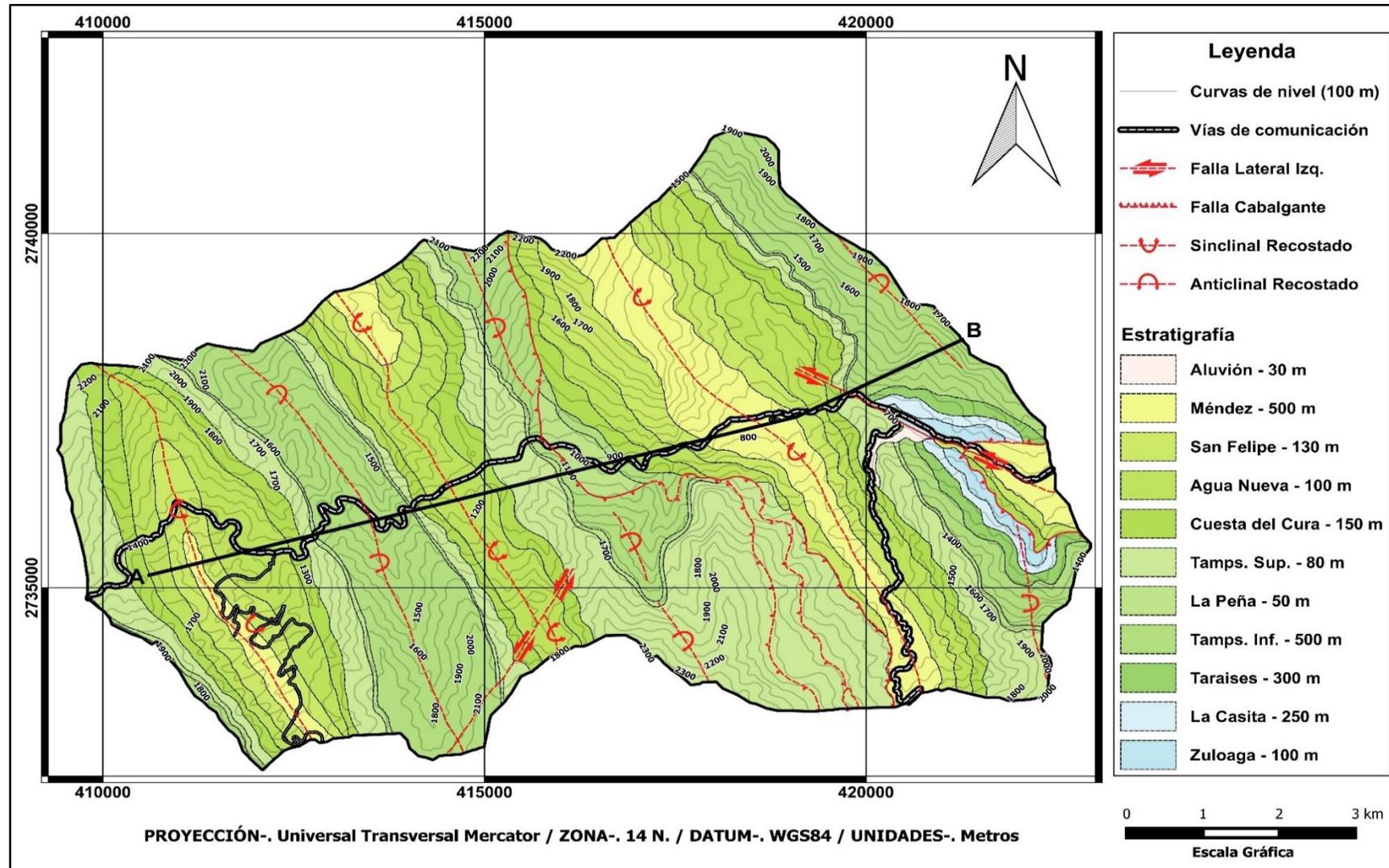


Fig. 2. 22 .- Mapa geológico-estructural del Cañón Santa Rosa. Modificado del Servicio Geológico Mexicano (Cartas G14C57 “Hualahuises” y G14C67 “Iturbide”); línea A – B representa la sección geológica realizada por Torres Ramos (2011) (Ver Fig. 2.15). Los espesores presentados corresponden a valores aproximados.

2.4.- ESTILOS ESTRUCTURALES DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL

El cinturón de la SMO consiste en una cadena de pliegues enlogados, con flancos de verticales a subverticales, con fallas y cabalgaduras en su mayoría con transporte tectónico hacia el antepaís, aunque en ocasiones se presentan vergencias opuestas. Esta cordillera presenta dos flexiones importantes en su estructura: una en las cercanías de Torreón, Coahuila, y otra en la vecindad de Monterrey, Nuevo León. Esta última se denomina Curvatura de Monterrey y se caracteriza por el cambio en su tren estructural de una dirección este-oeste, cerca de Saltillo, a una dirección noreste, al noreste de Saltillo; y de una dirección este-oeste, cerca de Monterrey, a una dirección sureste, al oeste de Linares; comprendiendo todos los pliegues en el área comprendida entre las ciudades de Saltillo, Monterrey, Linares y Concepción del Oro (Padilla y Sánchez, 1985).

Se sugiere que factores como altos de basamento, el depocentro (canal de Monterrey) y el espesor de la secuencia de evaporitas en la base de las rocas sedimentarias marinas, controlaron la geometría y los estilos de la deformación en dicha región (Padilla y Sánchez, 1982; Marret & Aranda García, 1999; Chávez Cabello *et al.*, 2004), teniendo como resultado un décollement regional hacia el noreste (Haarman, 1917; Humphrey, 1956; De Cserna, 1956) que generó sistemas diferentes de plegamiento, los cuales Padilla y Sánchez (1985) denominó área norte, área sur, área de basamento somero, área de vergencia opuesta y área del Anticlinal de La Silla (Fig. 2.23).

2.4.1.- ÁREA NORTE

Se caracteriza por tener pliegues apretados y simétricos, con planos axiales casi verticales, que varían en longitud de 15 a 60 km aproximadamente. Esta región se caracteriza por su ausencia de cabalgaduras y fallas de transcurrancia, con excepción de las que forman sus límites y de algunas pequeñas normales. La dirección promedio de movimiento para esta zona es de 0° hacia el N.

2.4.2.- ÁREA SUR

Esta región se encuentra conformada principalmente de anticlinales y sinclinales apretados, recostados, la mayoría asimétrica, con una vergencia general hacia el noreste. La presencia de numerosas fallas inversas y de transcurrencia son comunes en esta zona, siendo las estructuras más importantes la Cabalgadura Frontal (con una extensión que va de Monterrey, N.L. hasta de Ciudad Victoria, Tamaulipas) y la Cabalgadura Secundaria (localizada inmediatamente al oeste y en una dirección paralela a la Cabalgadura Frontal). La dirección promedio de movimiento para esta zona es de 30° al NE.

2.4.3.- ÁREA DE BASAMENTO SOMERO

Se compone únicamente del Anticlinal de Potosí, siendo la única región en donde el basamento es somero. El Potosí es un anticlinal muy amplio, asimétrico y “abierto” (*breached*), que contrasta notablemente con los pliegues más apretados que lo rodean. Las dimensiones de esta estructura son de aproximadamente 50 km de longitud, aproximadamente 10 km de onda y una amplitud estimada de más de 4 km.

En el desarrollo de los pliegues de esta área influyó principalmente la poca profundidad estructural del basamento y secundariamente las variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas. La dirección promedio de movimiento para esta zona es de 45° al NE.

2.4.4.- ÁREA DE VERGENCIA OPUESTA

Presenta pliegues apretados, elongados, asimétricos y recostados con orientación NW y buzamiento promedio de 60° al NE, lo cual es opuesto a la vergencia regional de los pliegues en la Curvatura de Monterrey. La dirección promedio de movimiento para esta zona es de 40° al SW.

2.4.5.- ÁREA DEL ANTICLINAL LA SILLA

El Anticlinal de la Silla es un pliegue elongado, apretado, “abierto” (*breached*), simétrico (en sus extremos) y asimétrico (en su parte central), parcialmente

recostado. Se caracteriza por la fuerte inclinación de sus flancos y sus extremos, en donde su plano axial es casi vertical, mientras que en su parte central el plano axial buza un promedio de 70° hacia el SW. Se ha intuido que el *horst* de la Isla de San Carlos haya influido para dar a este pliegue su peculiar forma. La dirección de movimiento para esta zona es de 60° al NE.

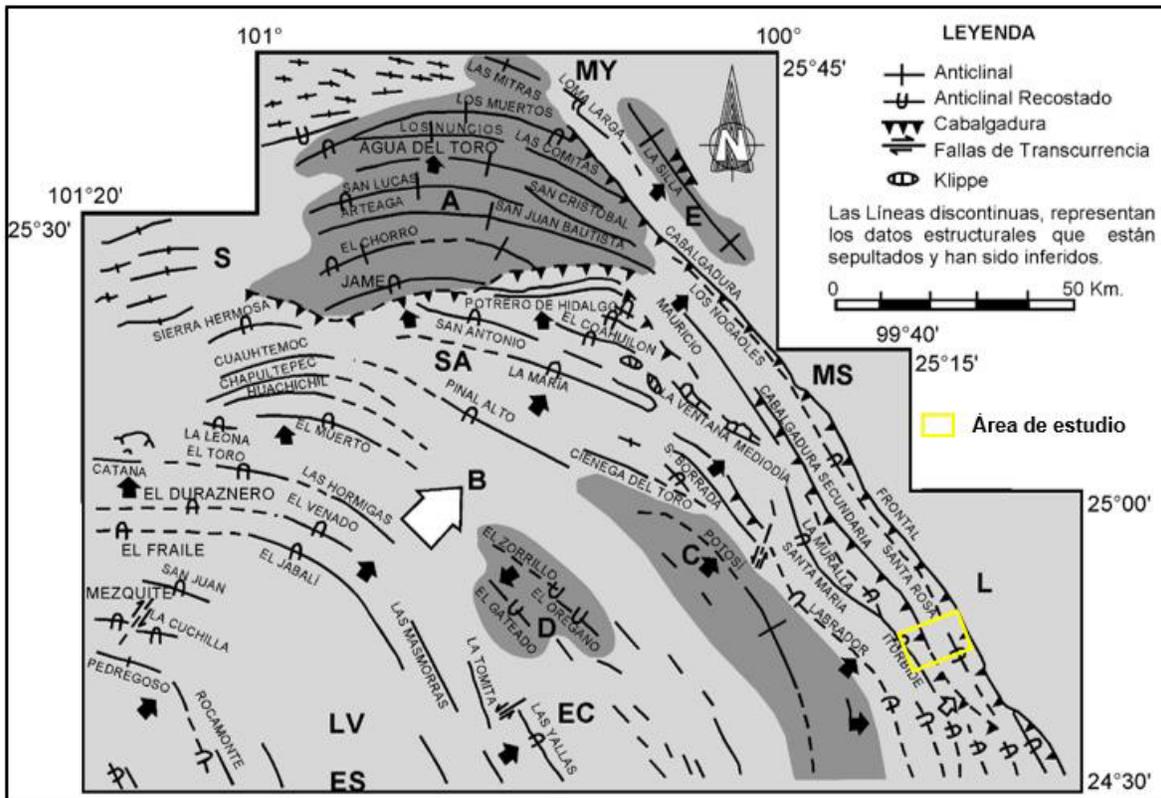


Fig. 2. 23 .- Mapa de los principales anticlinales, cabalgaduras y fallas de transcurrencia en la Curvatura de Monterrey. El área ha sido dividida en cinco grandes regiones: A) Área Norte; B) Área Sur; C) Área de Basamento Somero; D) Área de Vergencia Opuesta; E) Anticlinal de La Silla, de diferentes estilos de plegamiento. CO-Concepción del Oro; LV-La Ventura; ES-El Salvador; EC-El Carmen; G-Galeana; L-Linares; S-Saltillo; SA-San Antonio de Alazanas; MS-Montemorelos; A-Allende; MY-Monterrey. Tomado de Ibarra Martínez (2007).

2.4.6.- ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

El Cañón de Santa Rosa se encuentra ubicado dentro del Área Sur de la Curvatura de Monterrey propuesta por Padilla y Sánchez (1985). Esta zona, como se explicó anteriormente, se encuentra compuesta por una serie de estructuras anticlinales y sinclinales recostados, apretados, con asimetría y una vergencia general hacia el NW.

Torres Ramos (2011) establece que dentro del Cañón Santa Rosa se presentan tres estructuras anticlinales, a los cuales nombra Anticlinal de Guadalupe, Santa Rosa y Jáures, con sus respectivos sinclinales intermedios. La longitud de onda de éstos varía entre 3.3 y 4.4 km, mientras que la amplitud varía de 3.6 a 4.2 km. La dirección de estas estructuras es de WSW hacia el ESE. Además, determina la existencia de tres cabalgaduras, a) Cabalgadura Trasera, b) Cabalgadura Secundaria, y c) Cabalgadura frontal, las cuales reducen el ángulo de inclinación en dirección del frente tectónico; la presencia de dos fallas laterales izquierdas que son interpretadas como fallas de arrastre típica y de acomodo o transferencia dentro del cinturón respectivamente; y de una numerosa cantidad de estructuras plegadas y cabalgadas menores desarrolladas en los flancos frontales de los pliegues rotos por cabalgamiento (Fig. 2.24).

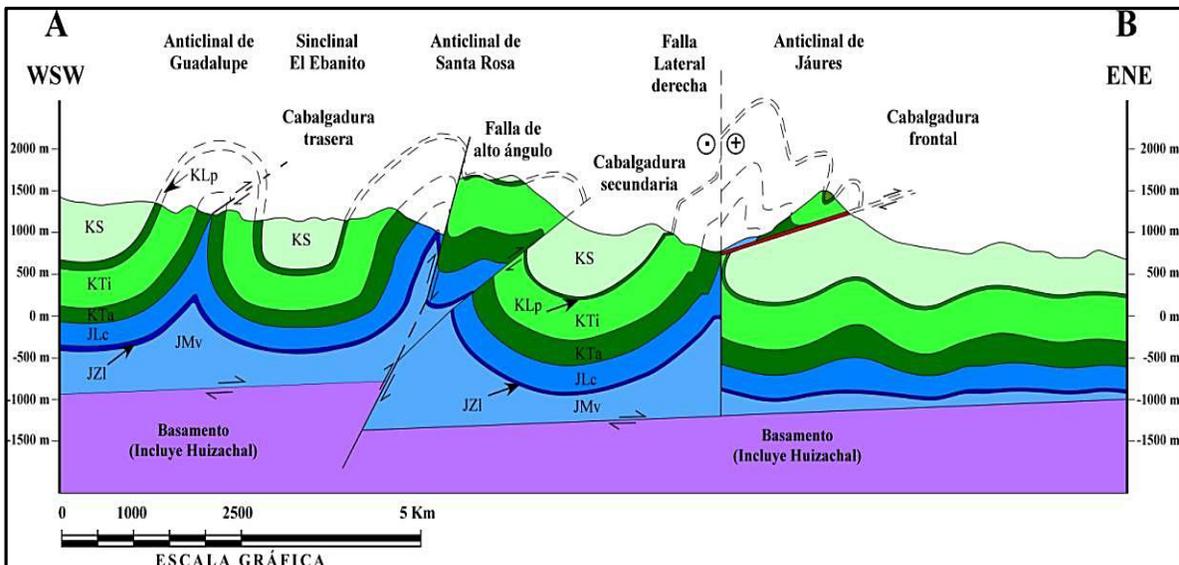


Fig. 2. 24 .- Sección geológica del Cañón Santa Rosa entre las localidades Los Pinos, Iturbide, N.L. y Las Crucitas, Linares, N.L. Abreviaturas: JMv: Fm. Minas Viejas, JZl: Fm. Zuloaga, JLv: Fm. La Casita, KLa: Fm. Taraises, KTi: Fm. Tamaulipas Inferior, KLa: Fm. La Peña, KS: Fms. Del Cretácico Superior; incluyendo, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Tomado de Torres Ramos (2011).

CAPÍTULO III

3.- ANÁLISIS HIDROLÓGICO

3.1.- INTRODUCCIÓN

El análisis hidrológico consiste en la estimación de ciertas variables como la lluvia, escurrimiento o crecientes, necesarias para el dimensionamiento y diseño mismo de diversas obras públicas, así como para la demarcación de planicies de inundación, áreas de riesgo o factibilidad de zonas de aprovechamiento, el pronóstico de niveles o gastos a tiempo real, etc. Este proceso de eventos hidrológicos en sistemas urbanos y naturales se apoya en los registros climáticos e hidrométricos recabados a lo largo de los años (Campos Aranda, 2010).

Este tipo de análisis se encuentra estrechamente relacionado con el estudio de cuencas. Una cuenca es una zona de la superficie de la tierra, que, si se supone impermeable, al caer alguna precipitación (agua, granizo o nieve) escurrirá o será drenada por un sistema de corrientes a un mismo punto de salida o desfogue, la cual determinará el tipo de cuenca presente como endorreica (aquellas cuyo desfogue se encuentra dentro de los límites de la cuenca) o exorreica (aquella en donde el desfogue se encuentra en el límite de la cuenca conectándose con otra corriente o en el mar) (Fig. 3.1).

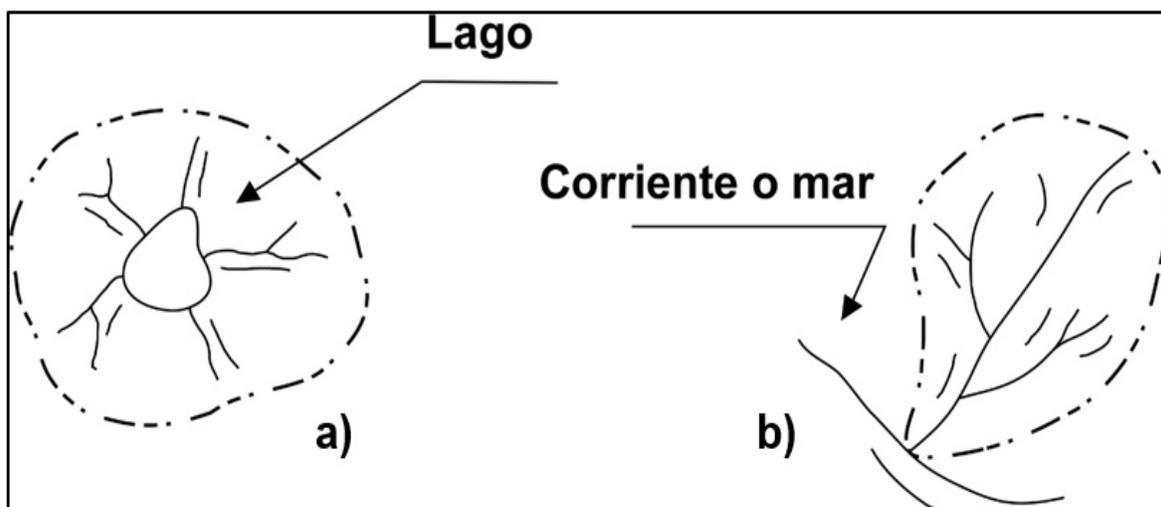


Fig. 3. 1.- Tipo de cuencas según la ubicación de su desfogue a) cuenca endorreica, b) cuenca exorreica. Tomado de Aparicio Mijares (1992).

La característica principal de una cuenca es su tamaño. Debido a esto, en este estudio se hablará de cuencas pequeñas, las cuales según Chow (1964) son sensibles a lluvias de alta intensidad y corta duración, es decir, predominan las características fisiográficas de la cuenca sobre las del cauce. Es por eso que Fuentes Mariles & Franco (1999) clasificaron estas zonas dependiendo del área que abarcan (Tabla 3.1).

Tabla 3. 1.- Clasificación de una cuenca con respecto a su área (Fuentes Mariles & Franco, 1999).

ÁREA DE LA CUENCA (km ²)	DESCRIPCIÓN
< 25	Muy pequeña
25 a 250	Pequeña
250 a 500	Intermedia – pequeña
500 a 2500	Intermedia – grande
2500 a 5000	Grande
> 5000	Muy grande

Asimismo, existen características que condicionan el volumen y velocidad en relación a la precipitación - escurrimiento en una cuenca entre las cuales destacan:

- **Parteaguas:** se refiere a la línea imaginaria formada por los puntos de mayor nivel topográfico que separan a la cuenca de las demás cuencas vecinas.
- **Área de la cuenca:** se define como la superficie, en proyección horizontal, delimitada por el parteaguas.
- **Corriente principal de la cuenca:** es la corriente que pasa por la salida de la misma. Las demás corrientes se denominan corrientes tributarias. Entre más corrientes tributarias tenga una cuenca, es decir, entre mayor sea el grado de bifurcación de su sistema de drenaje, más rápida será su respuesta a la precipitación.

Teniendo en cuenta esto, y mediante el empleo del Sistema de Información Geográfica GRASS (Geographic Resources Analysis Support System), se llevó a cabo la delimitación de la zona de estudio tomando en consideración los conjuntos de datos vectoriales y modelos de elevación obtenidos a través del Instituto Nacional

de Estadística y Geografía (INEGI) para la Región Hidrológica 25 “San Fernando – Soto La Marina”, subcuenca Río Limón, como para las cartas topográficas G14C67 “Iturbide” y G14C57 “Hualahuises” (Fig. 3.2).

En general, el proceso consiste en delinear los escurrimientos y las cuencas basándose en un Modelo Digital de Elevación, calculando características dependientes de la topografía tales como dirección de flujo, longitud del mismo y pendientes (Murillo Sánchez, 2002).

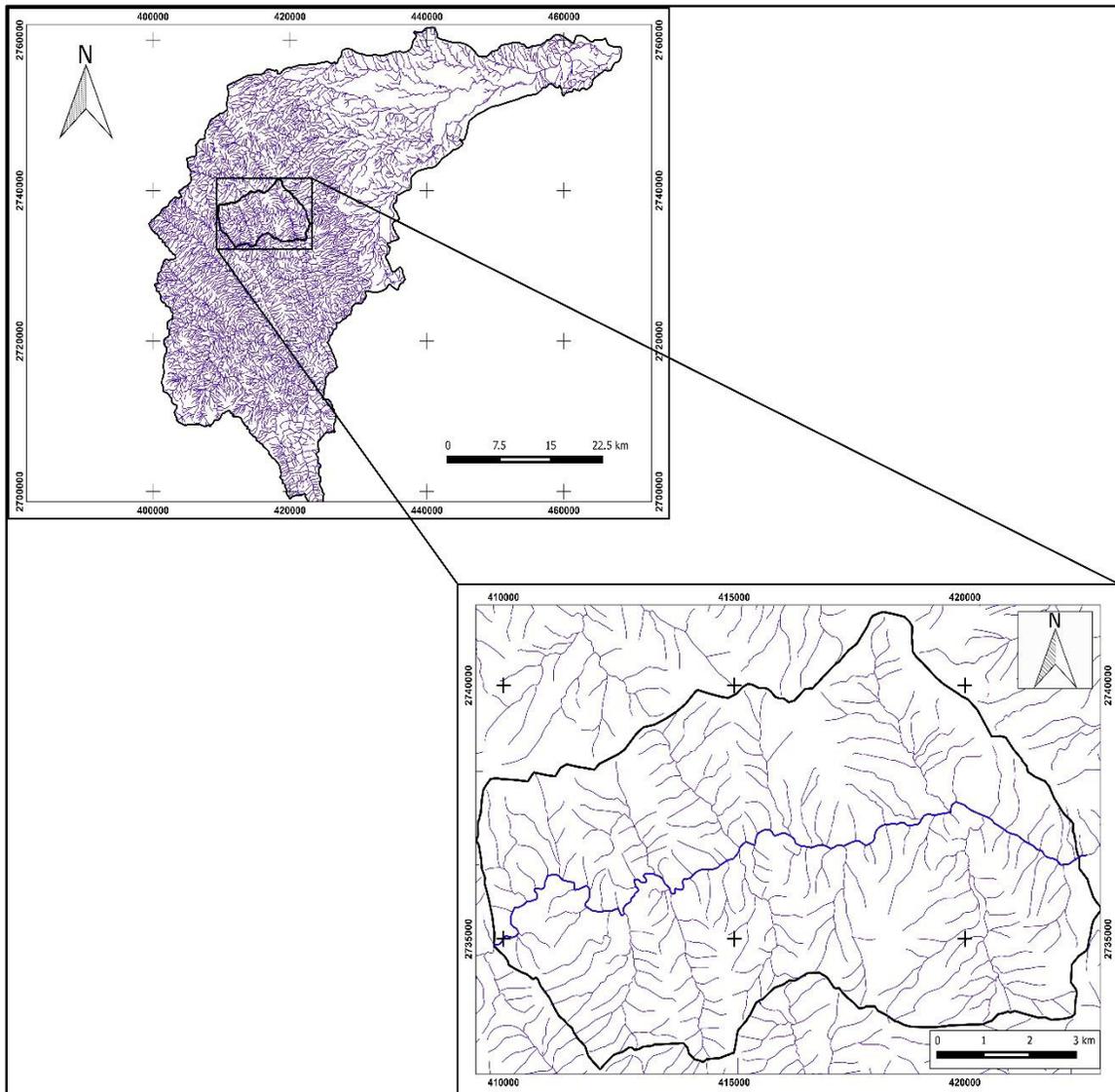


Fig. 3. 2.- Localización del área de estudio con respecto a la Subcuenca Hidrológica “Río Limón”. Se puede apreciar como todo el drenaje de tipo enrejado converge en el Arroyo Santa Rosa (azul intenso).

3.2.- PRECIPITACIÓN

Desde el punto de vista de la ingeniería hidrológica, la precipitación es la fuente primaria del agua de la superficie terrestre, y sus mediciones forman el punto de partida de la mayor parte de los estudios concernientes al uso y control del agua. La meteorología es el estudio de todos los fenómenos atmosféricos. Asimismo, el estudio de los fenómenos relacionados con el agua atmosférica, que son los que interesan en la ingeniería hidrológica, se denomina hidrometeorología (Aparicio Mijares, 1992).

La formación de la precipitación generalmente es el resultado del levantamiento de masas de aire húmedo dentro de la atmósfera. Cuatro condiciones deben estar presentes para que ocurra la precipitación (Chin, 2006): (1) el enfriamiento de la masa de aire, (2) la condensación de las gotitas de agua en los núcleos soporte, (3) el crecimiento de las gotas de agua, y (4) el mecanismo que origine densidad suficiente de las gotas de agua.

Las gotitas de una nube se forman por condensación sobre un núcleo, los cuales tienen diámetros menores de una micra y comúnmente son granos de sal del mar, polvo o residuos de la combustión. En el aire puro, la condensación del vapor de agua para formar las gotitas de agua ocurre hasta que el aire está supersaturado. Una gotita típica en una nube mide alrededor de veinte micras, mientras que una de lluvia es de aproximadamente de dos milímetros, es decir, dos mil micras, por ello se requiere un millón de gotitas de una nube para formar una gota de lluvia (Williams, 1997). Cuando la humedad condensada es bastante se origina la precipitación.

Según Chin (2006), los tres principales mecanismos de elevación de las masas de aire son: (1) frontal, (2) orográfico y (3) convectivo. El primero se encuentra asociado a los frentes fríos. En el levantamiento orográfico, la masa de aire que avanza es forzada a ascender sobre las sierras o montañas, generando eventos que se denominan tormentas orográficas. En las zonas montañosas este es el mecanismo dominante y por ello la precipitación tiene una gran correlación con la

altitud. Finalmente, en el levantamiento convectivo el aire se eleva debido a que es caliente y menos denso que el aire que lo rodea. Este mecanismo origina tormentas convectivas, más comúnmente llamadas aguaceros o trombas.

3.2.1.- MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Los dispositivos empleados en la medición de la precipitación, son los pluviómetros y los pluviógrafos (Fig. 3.3). El primero se refiere a un dispositivo cilíndrico de lámina galvanizada en cuyo interior está un vaso medidor del mismo material y protegido con un empaque de madera. La tapa de cilindro es un embudo colector que envía agua colectada a un vaso medidor. De tal manera que las áreas del embudo y del vaso tienen una relación de diez a uno, por lo cual un mm de lluvia colectada aparece como un cm en el vaso y ello permite apreciar con facilidad los décimos de mm al hacer las lecturas (Campos Aranda, 2010). El registro de la precipitación contra el tiempo se realiza en los pluviógrafos, que constan de un pluviómetro que descarga en un cilindro de latón, dentro del cual hay un flotador con eje central al que va unido un brazo con plumilla, la cual va trazando curvas del diagrama sobre el papel enrollado en un tambor que es movido por el mecanismo de relojería dando una vuelta cada veinticuatro horas (Ayllón Torres & Gutiérrez Roa, 1983).

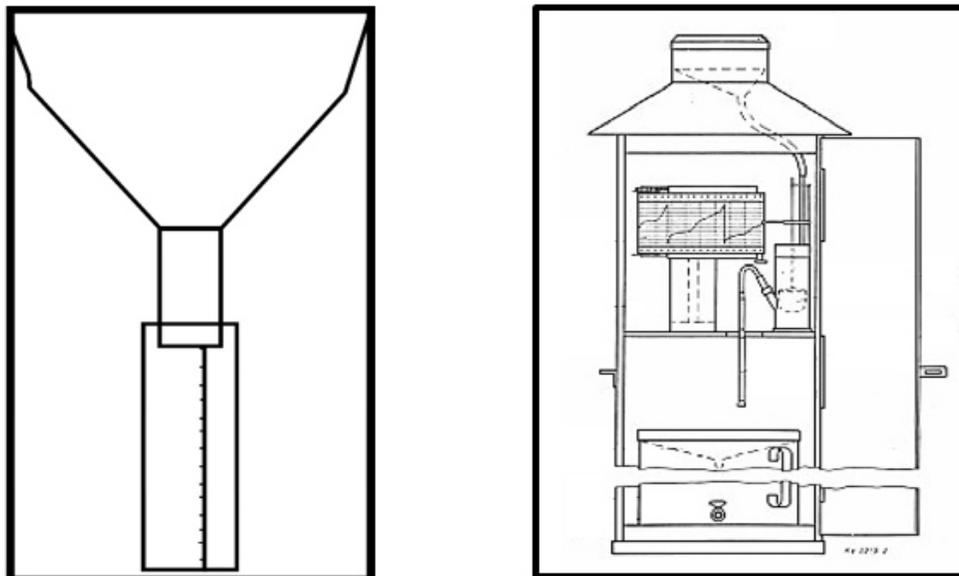


Fig. 3. 3.- Dispositivos para medir la precipitación. Pluviómetro (izquierda) y pluviógrafo (derecha). Tomado de Aparicio Mijares (1992), y Müller (2013) respectivamente.

Los dispositivos más utilizados en el estado son los pluviómetros, los cuales registran lluvias máximas acumuladas en veinticuatro horas y las lecturas son tomadas todos los días a las 8:00 a.m. como altura de lámina de agua en mm. Estos dispositivos se encuentran a todo lo largo y ancho del estado y forman parte del equipo de las estaciones climatológicas.

3.2.2.- ANÁLISIS DE DATOS DE PRECIPITACIÓN

En general, la altura de la lluvia que cae en un sitio dado difiere de la que cae en los alrededores, aunque sea en sitios cercanos. Los aparatos descritos anteriormente registran la lluvia puntual, es decir, la que se produce en el punto en que está instalado el aparato y, para los cálculos ingenieriles, es necesario conocer la lluvia media en una zona dada, como puede ser una cuenca (Aparicio Mijares, 1992).

Algunos de los métodos utilizados para obtener la lluvia media de una tormenta dada son:

a) Método aritmético

Consiste simplemente en obtener el promedio aritmético de las alturas de precipitación registradas en cada estación usada en el análisis.

$$\overline{h_p} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n h_{pi} \quad (3.1)$$

Donde:

- $\overline{h_p}$ = altura de precipitación media (mm),
- h_{pi} = altura de la precipitación registrada en la estación (mm),
- i y n = número de estaciones bajo análisis.

a) Polígonos de Thiessen

Requiere el conocimiento de la ubicación de cada estación dentro o en la periferia de la cuenca para proceder a su aplicación, identificando el área de

influencia de cada pluviómetro o pluviógrafo. Así se van formando triángulos entre las estaciones más cercanas uniéndolas con segmentos rectos sin que éstos se corten entre sí (Fig. 3.4).

A partir de allí se trazan líneas bisectoras perpendiculares a todos los lados de los triángulos, las que al unirse en un punto común dentro de cada triángulo conforma una serie de polígonos que delimitan el área de influencia de cada estación.

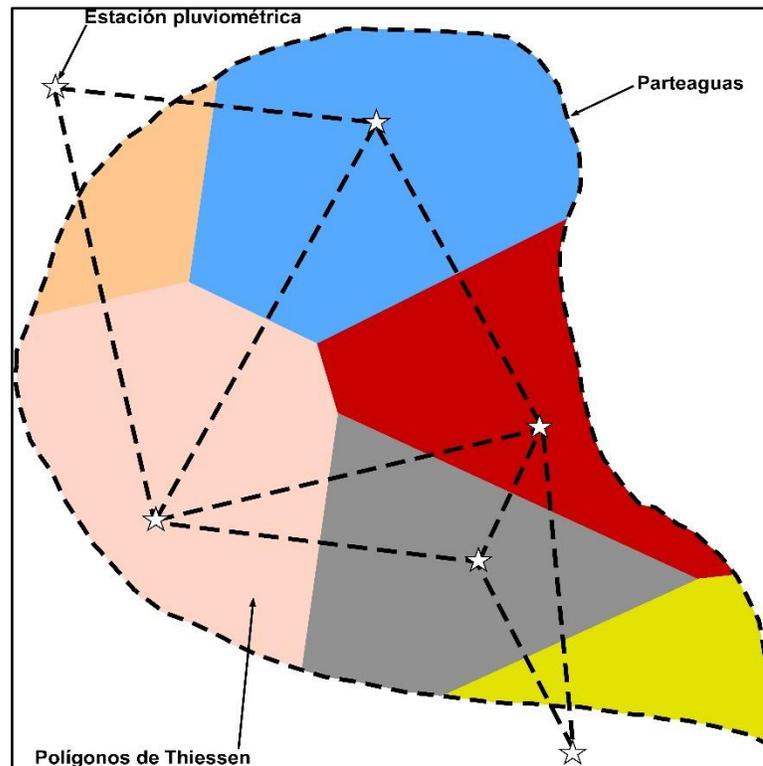


Fig. 3. 4.- Ejemplo de polígonos de Thiessen sobre una cuenca tomando en cuenta seis estaciones pluviométricas. Modificado de Aparicio Mijares (1992).

La lluvia media para este método se calcula como un promedio ponderado de las precipitaciones registradas en cada estación, usando como factor de ponderación el área de influencia correspondiente:

$$\bar{h}_p = \frac{1}{A_T} \sum_{i=1}^n A_i h_{pi} \quad (3.2)$$

Donde:

- A_i = área de influencia de la estación i (m^2),
- A_T = área total de la cuenca (m^2).

b) Método de isoyetas

Este método consiste en trazar, con la información registrada en las estaciones, líneas que unen puntos de igual altura de precipitación llamadas isoyetas, de modo semejante a como se trazan las curvas de nivel en topografía.

3.3.- CURVAS INTESIDAD – DURACIÓN – FRECUENCIA (I-D-F)

Los eventos de precipitación en donde la lluvia es el principal constituyente (sin la participación de nieve y/o granizo) se puede definir mediante tres variables, las cuales son magnitud (intensidad), duración y frecuencia. La magnitud de la lluvia es la precipitación total ocurrida (en milímetros) en la duración de la tormenta, mientras que la frecuencia se expresa por el periodo de retorno de la lluvia (Campos Aranda, 1987).

Las Curvas I-D-F son curvas que resultan de unir los puntos representativos de la intensidad media en intervalos de diferente duración, y correspondientes todos ellos a una misma frecuencia o periodo de retorno (Témez, 1978).

Bajo estos parámetros se puede realizar el cálculo de tormentas ó avenidas de diseño, las cuales no son eventos de lluvia registrados; de hecho, una tormenta real idéntica a éstas nunca ha ocurrido, y es poco probable que ocurra. Sin embargo, la mayoría de las tormentas de diseño tienen características que son el promedio de las características de las tormentas que ocurrieron en el pasado, y, por lo tanto, de las que ocurrirán en el futuro (McCuen, 1998).

3.3.1.- ESTIMACIÓN Y CONSTRUCCIÓN DE LAS CURVAS I-D-F

Para la elaboración de este tipo de gráficos, es necesario obtener la intensidad de precipitación (mm/h) para diferentes duraciones menores a 24 horas; sin embargo, los registros de lluvia de corta duración proporcionados por pluviógrafos

son escasos a nivel nacional, teniendo solo a las ciudades más importantes con este tipo de mediciones. A raíz de esto, Campos Aranda (1990), propuso un procedimiento para obtener este tipo de curvas a partir de registros de estaciones pluviométricas de lluvias máximas diarias (que abarcan una gran distribución y periodos de registro) obteniendo así el cociente de lluvia – duración ó cociente R, el cual relaciona la lluvia con duración de una hora y dos años de periodo de retorno con la lluvia de veinticuatro horas de duración e igual periodo de retorno.

Posteriormente (Campos Aranda, 2010) estableció una variante de estimación del cociente R a través de una ecuación polinomial de segundo grado que se obtiene al analizar diez estaciones pluviográficas contrastadas para diferentes zonas geográficas del territorio nacional (Fig. 3.5), correlacionando estos valores de R con la altitud sobre el nivel del mar de la estación pluviométrica a procesar (Conde Rivera *et al.*, 2014).

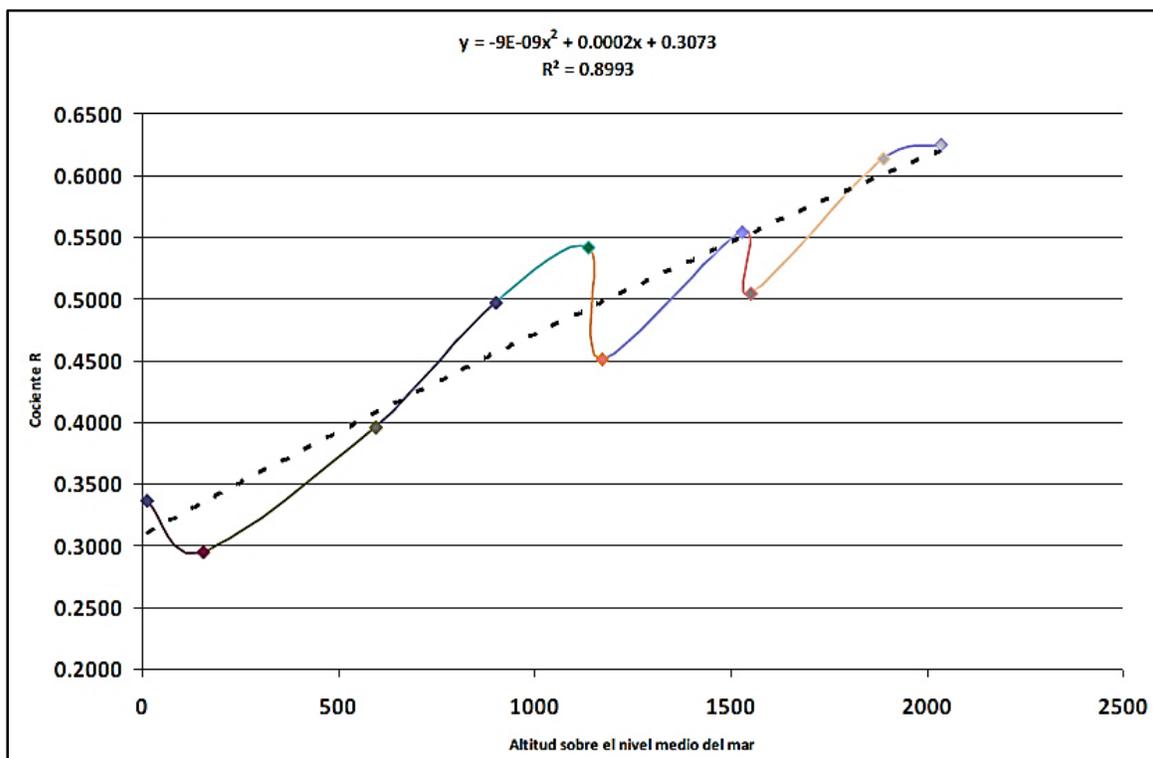


Fig. 3. 5.- Gráfica de correlación de los valores de R con la altitud del nivel del mar. Tomado de Conde Rivera *et al.* (2014).

3.3.1.1.- Cálculo de las Alturas de Precipitación

Las metodologías empleadas para el cálculo de las alturas de precipitación y posteriormente las intensidades de las mismas corresponden a las planteadas por Bell (1969) y Chen (1983). En cuanto al tratamiento probabilístico y estadístico, se empleó una distribución General de Valores Extremos Tipo 1 (Gumbel, 1958). Esta distribución supone que se tienen N muestras, cada una de las cuales contiene “n” eventos. Si se selecciona el máximo de “x” de los “n” eventos de cada muestra, es posible demostrar que, a medida que “n” aumenta, la función de distribución de probabilidades de x tiende a:

$$F(x) = e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}} \quad (3.3)$$

Dejando así la función de densidad de probabilidad definida como:

$$f(x) = \alpha * e^{[-\alpha(x-\beta) - e^{-\alpha(x-\beta)}]} \quad (3.4)$$

Donde:

- α y β = parámetros de la función, también se conocen como parámetro de ubicación y de forma, respectivamente; y se estiman como:

$$\alpha = \frac{\sigma_y}{s} \quad (3.5)$$

$$\beta = \bar{x} - \frac{\mu_y}{\alpha} \quad (3.6)$$

siendo s igual a la desviación estándar de la población y \bar{x} la media aritmética de la misma.

Los parámetros μ_y y σ_y se encuentran dados por las funciones:

$$\mu_y = E\mu y_1 + E\mu y_2 \quad (3.7)$$

$$\sigma_y = E\sigma y_1 + E\sigma y_2 \quad (3.8)$$

Donde:

- $E_{\mu y1}: -1.6483 \times 10^{-12} \times LR^6 + 6.2811 \times 10^{-10} \times LR^5 - 9.7156 \times 10^{-8} \times LR^4$ (3.9)

- $E_{\mu y2}: 7.8564 \times 10^{-6} \times LR^3 - 3.5782 \times 10^{-4} \times LR^2 + 9.3362 \times 10^{-3} \times LR$ (3.10)

- $E_{\sigma y1}: -7.1424 \times 10^{-12} \times LR^6 + 2.7029 \times 10^{-9} \times LR^5 - 4.1453 \times 10^{-7} \times LR^4$ (3.11)

- $E_{\sigma y2}: 3.3168 \times 10^{-5} \times LR^3 - 1.4904 \times 10^{-3} \times LR^2 + 3.8198 \times 10^{-2} \times LR$ (3.12)

siendo LR los años de registro para la estación utilizada.

a) Método de Bell (1969).-

Éste calcula las alturas de precipitación partiendo de un periodo de retorno igual o menor a diez años, encontrándose representado por la ecuación:

$$P_t^{Tr} = (0.35 \ln(Tr) + 0.76)(0.54 (t)^{0.25} - 0.5)P_{60}^2 \quad (3.13)$$

Donde:

- P_t^{Tr} = Altura de precipitación (mm) para un periodo de retorno Tr y una duración de la tormenta t ,
- Tr = Periodo de retorno en años (≤ 10),
- t = Duración de la tormenta en minutos.

El valor de P_{60}^2 se calcula multiplicando el cociente de lluvia – duración R por la altura de precipitación para un periodo de retorno de dos años y una duración de tormenta de veinticuatro horas en minutos P_{1440}^2 .

$$P_{60}^2 = R * P_{1440}^2 \quad (3.14)$$

Donde:

- P_{60}^2 = Altura de precipitación en un periodo de retorno de 2 años y duración de la tormenta de 60 minutos,
- R = cociente lluvia – duración, y se calcula:

$$R = -0.000000009 * ELEV^2 + 0.0002 * ELEV + 0.3073 \quad (3.15)$$

Donde:

- $ELEV$ = Altitud m.s.n.m. de la estación pluviométrica.
- P_{1440}^2 = Altura de precipitación para un periodo de retorno de 2 años y duración de la tormenta de 24 horas en minutos, y se calcula:

$$P_{1440}^2 = \beta - \frac{1}{\alpha} \text{Ln}[\text{Ln}(\frac{Tr}{Tr-1})] \quad (3.16)$$

Donde:

- α y β son parámetros de ubicación y de forma obtenidos mediante la Distribución Gumbel,
- Tr = Periodo de retorno en años.

b) Método de Chen (1983).-

Éste calcula las alturas de precipitación de un periodo de retorno igual o mayor a diez años, encontrándose representado por la ecuación:

$$P_t^{Tr} = \frac{a * P_{60}^{10} * \log(10^{2-F} * Tr^{F-1}) * t}{60 * (t+b)^c} \tag{3.17}$$

Donde:

- P_t^{Tr} = Altura de precipitación (mm) para un periodo de retorno Tr y una duración de la tormenta t ,
- Tr = Periodo de retorno en años (≥ 10),
- t = Duración de la tormenta en minutos,
- a, b y c = Son parámetros en función del cociente lluvia – duración R , los cuales se pueden obtener mediante las gráficas propuestas por Chen (1983) (Fig. 3.6).

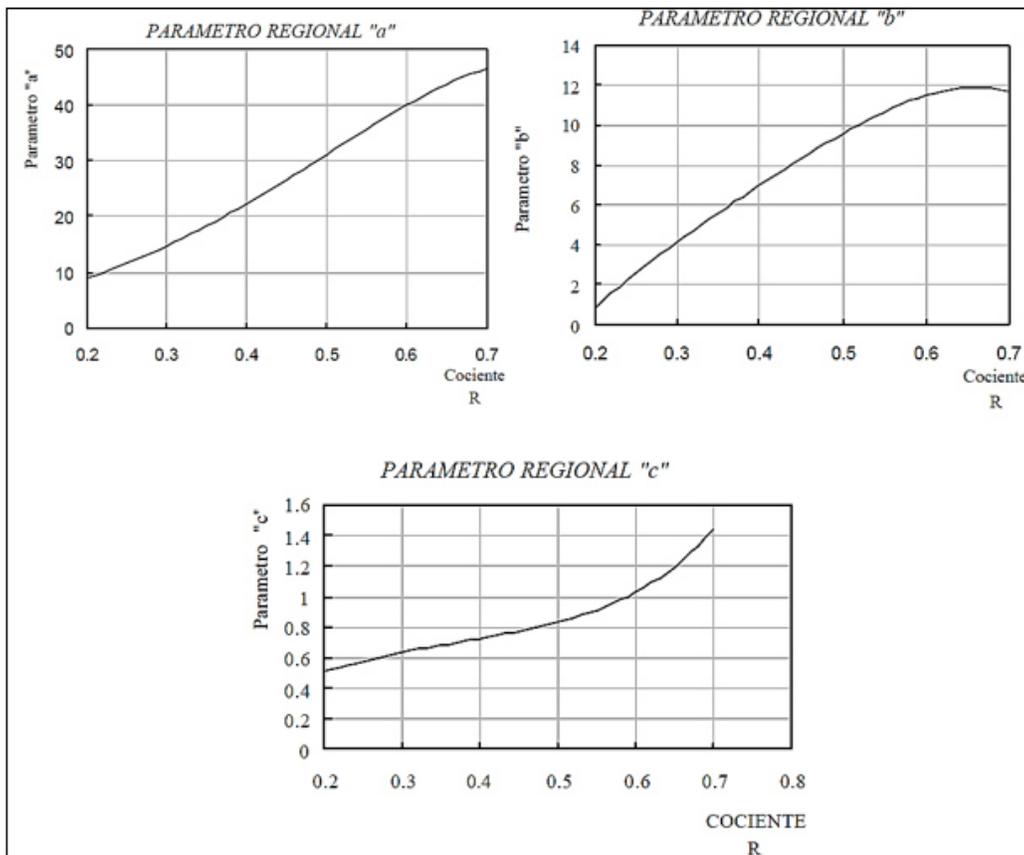


Fig. 3. 6.- Parámetros a, b y c, relacionados con el cociente R propuestos por Chen (1983). Tomado de Murillo Sánchez (2002).

Una manera más precisa de obtener los valores de estos parámetros es mediante la expresión de estas gráficas en forma de ecuaciones de regresión polinomial (Campos Aranda, 2010), cuya forma es:

$$a = -2.297536 + 100.0389 * R - 432.5438 * R^2 + 1256.228 * R^3 - 1028.902 * R^4 \quad (3.18)$$

$$b = -9.845761 + 96.94864 * R - 341.4349 * R^2 + 757.9172 * R^3 - 598.7461 * R^4 \quad (3.19)$$

$$c = -0.06498345 + 5.069294 * R - 16.08111 * R^2 + 29.09596 * R^3 - 20.06288 * R^4 \quad (3.20)$$

- P_{60}^{10} = Altura de precipitación (mm) para un periodo de retorno de 10 años y una duración de 60 minutos; calculada de la fórmula de Bell (1969):

$$P_{60}^{10} = (0.35 \ln(10) + 0.76)(0.54 (60)^{0.25} - 0.5)P_{60}^2$$

- F = Cociente lluvia – periodo de retorno.

$$F = \frac{P_{1440}^{100}}{P_{1440}^{10}} = \frac{\beta - \frac{1}{\alpha} \ln[\ln(\frac{100}{100-1})]}{\beta - \frac{1}{\alpha} \ln[\ln(\frac{10}{10-1})]} \quad (3.21)$$

Donde:

- (P_{1440}^{100}) = Es la altura de precipitación (mm) para un periodo de retorno de 100 años y duración de 24 horas en minutos,
- (P_{1440}^{10}) = Es la altura de precipitación (mm) para un periodo de retorno de 10 años y una duración de 24 horas en minutos.

3.3.1.2.- Cálculo de las Intensidades de Precipitación

La intensidad se define como la tasa temporal de precipitación, o sea, la profundidad por unidad de tiempo (mm/h), y se encuentra expresada como:

$$i_{t'}^{Tr} = \frac{P_t^{Tr}}{t'} \quad (3.22)$$

Donde:

- $i_{t'}^{Tr}$ = Intensidad de la lluvia (mm/h) para un periodo de retorno Tr en años y una duración t' en horas,
- P_t^{Tr} = Altura de precipitación (mm) para un periodo de retorno en Tr años y una duración de tormenta en minutos,
- t' = Duración de la tormenta en horas.

3.4.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

3.4.1.- MÉTODO DE ISOYETAS

El análisis hidrológico se llevó a cabo empleando ocho estaciones pertenecientes a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) y el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (Fig. 3.7). Debido a la escasez de estaciones pluviométricas cercanas al área de estudio, se decidió utilizar tres estaciones cercanas al frente montañoso (Las Crucitas – 19147, La Laja – 19126, y La Carrera – 19100), tres estaciones localizadas en la parte más alta de la sierra (Galeana – 19085, La Poza – 19155, y Pablillo – 19091) y dos estaciones más cercanas al área de estudio (Ilturbide – 19027, y Santa Rosa – 19193).

El objetivo de escoger dichas estaciones es el contar con un registro de precipitación que abarque toda la región montañoso y así proporcione datos congruentes con la ubicación y tipo de tormenta esperada para la zona, la cual según Chin (2006) es de tipo orográfico con presencia de convección de aire caliente y formación de trombas o aguaceros.

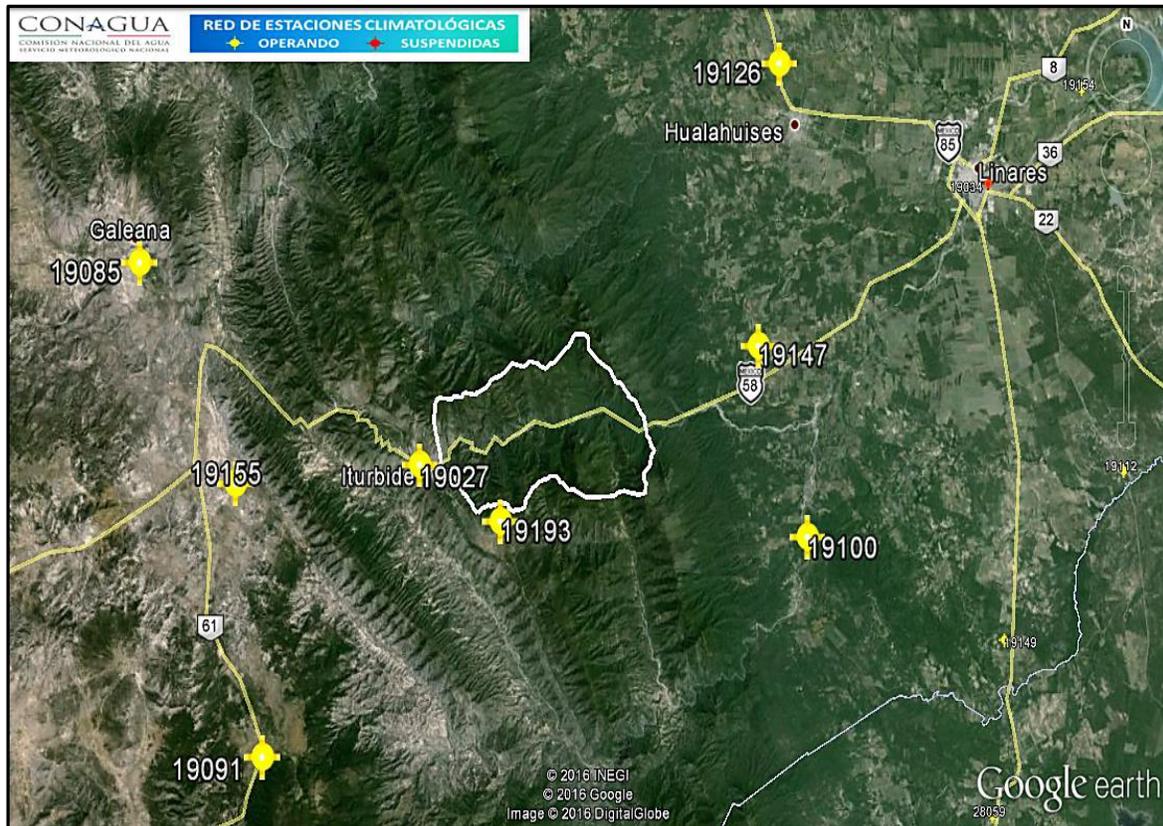


Fig. 3. 7.- Imagen satelital de la ubicación de las estaciones meteorológicas propuestas para este estudio correspondientes CONAGUA. Tomado de Google Earth (2016).

El estudio hidrológico para el Cañón Santa Rosa comprende el análisis de cinco eventos meteorológicos extraordinarios que incluyen al Huracán Gilberto (1988), Huracán Erika (2003), Huracán Emily (2005), Huracán Alex (2010) y la Tormenta Tropical Arlene (2011), los cuales si bien no son los únicos que han impactado en el área, son los que más daño han causado en la misma originando un aproximado de 200 movimientos en masa en total.

El análisis comprende el procesamiento de los datos de precipitación recabados por las estaciones meteorológicas previamente mencionadas y la obtención de la lluvia media descargada por dichos meteoros mediante técnicas de interpolación para la generación de isoyetas.

En estadística, la interpolación es usada para estimar valores desconocidos a partir de una serie de datos conocidos y ponderados. Cada una de estas técnicas

busca determinar una función que represente adecuadamente el fenómeno bajo estudio y así disminuir la cantidad de información a recolectar en campo. Para el presente estudio se eligió la técnica denominada Kriging, la cual representa un estimador lineal insesgado que busca generar superficies continuas a partir de puntos discretos. Esta técnica asume que la media, aunque desconocida, es constante y que las variables son estacionarias y no tienen tendencias, permitiendo la transformación de los datos, eliminación de tendencias y medidas de error (Murillo *et al.*, 2012).

3.4.1.1.- Huracán Gilberto (16 de Septiembre de 1988)

Es considerado uno de los cinco ciclones tropicales más intensos, devastadores y mortíferos registrados en el siglo XX en el océano, rebasando por mucho los valores de la categoría cinco en la escala Saffir – Simpson y el grado 8 del máximo de puntos en la Escala Internacional de Huracanes (EIH).

Este ciclón inició su trayecto en las Antillas Menores, cruzando el Caribe y el Golfo de México, ingresando hacia noreste del país por La Pesca, Tamps. como un ciclón de categoría 3 con vientos sostenidos de hasta 200 km/h. Posteriormente, dicho fenómeno ingresaría al estado por los municipios de Linares, Montemorelos y Allende para posteriormente alcanzar la Sierra Madre Oriental (Fig. 3.8) en los límites con Coahuila (Secretaría de Desarrollo Social del Estado de Nuevo León, 2013).

La cantidad de precipitación registrada por las estaciones pluviométricas analizadas, para el periodo de duración de dicho fenómeno correspondiente a un día, arrojó una máxima en la estación 19126 de 301.8 mm, mientras que para las estaciones 19193, 19100, y 19147 no se registró precipitación alguna (Fig.3.9). Esto puede deberse a factores como daños en el dispositivo de medición o que estos se encontraran fuera de funcionamiento. Sin embargo, aplicando el método de isoyetas se puede apreciar una distribución de precipitación concordante en toda la parte montañosa (Fig. 3.10).



Fig. 3. 8.- Trayectoria del Huracán Gilberto. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.

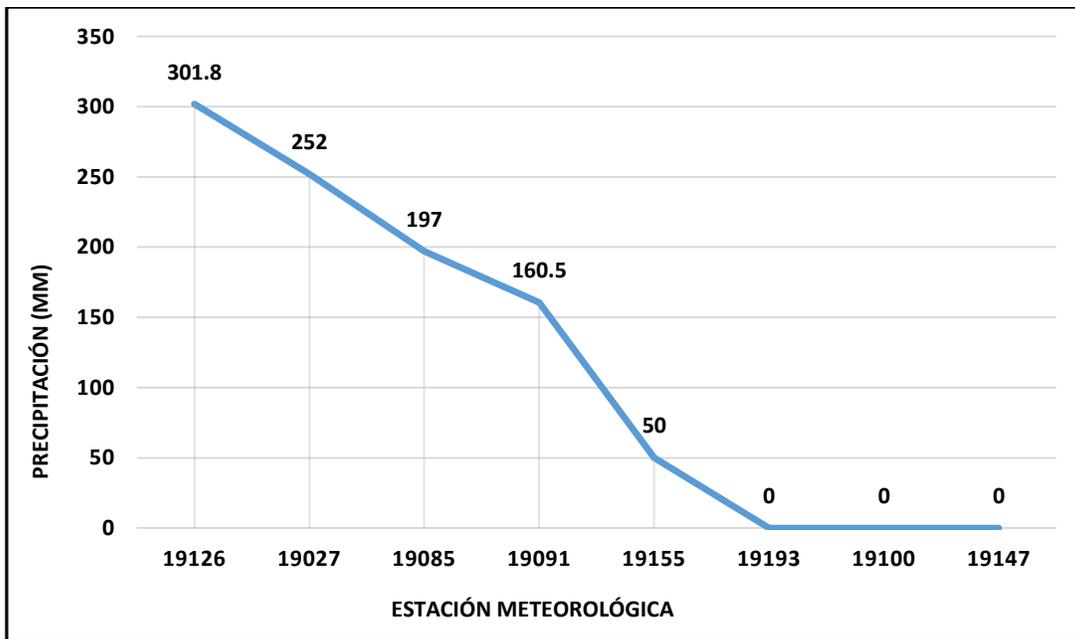


Fig. 3. 9.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Gilberto.

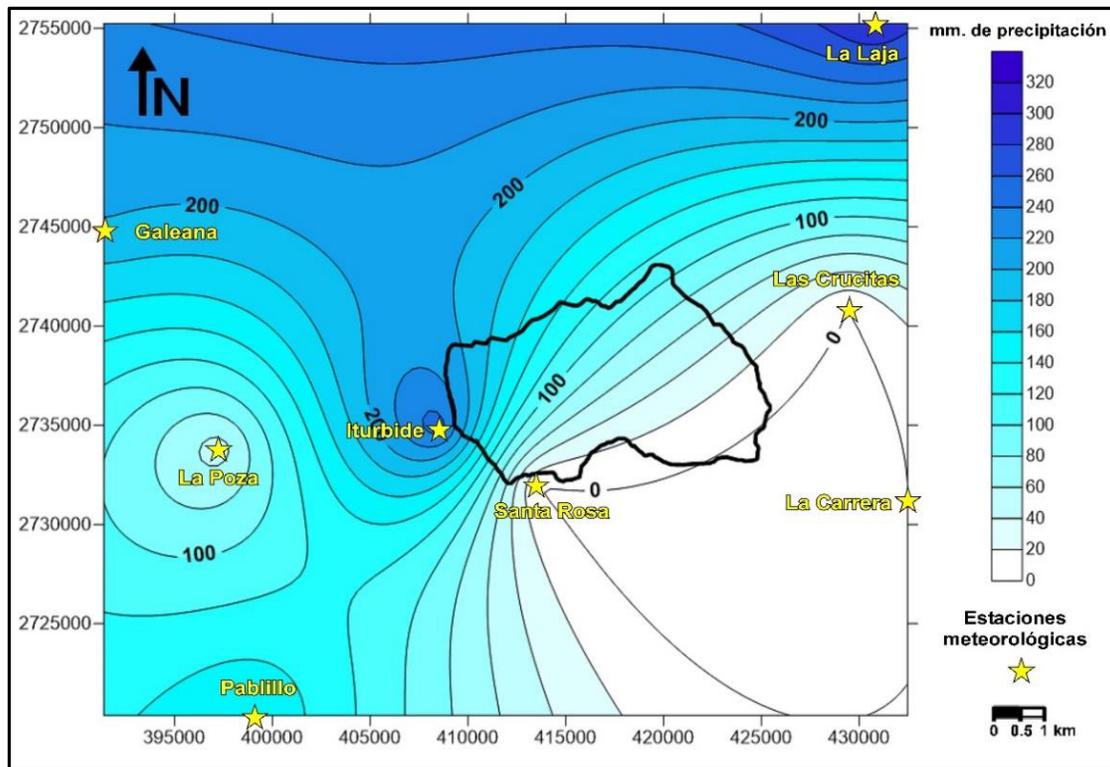


Fig. 3. 10.- Mapa de precipitación media para el Huracán Gilberto mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.

3.4.1.2.- Huracán Erika (16 de Agosto de 2003)

Considerado como el tercer huracán desarrollado en el Atlántico durante la temporada 2003. Este meteoro se desarrolló durante los días 14 al 16 de Agosto y después de avanzar con rumbo Oeste sobre la parte Norte del Golfo de México, el día 16 por la mañana, el centro del sistema tocó tierra a 55 km al SE de la población de Valle Hermoso, Tamps. (Fig. 3.11) con vientos registrados de 120 km/h. Después de atravesar el estado de Tamaulipas, entró a territorio de Coahuila y fue debilitado por la Sierra Madre Oriental hasta llegar a la categoría de depresión tropical (CONAGUA, 2003).

El mayor registro de precipitación se encuentra en la estación 19027 con un total de 231 mm durante el día en el que este ciclón se situó sobre la región de estudio, mientras que para las estaciones 19126 y 19085 se registra una precipitación nula (Fig. 3.12).



Fig. 3. 11.- Trayectoria del Huracán Erika. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.

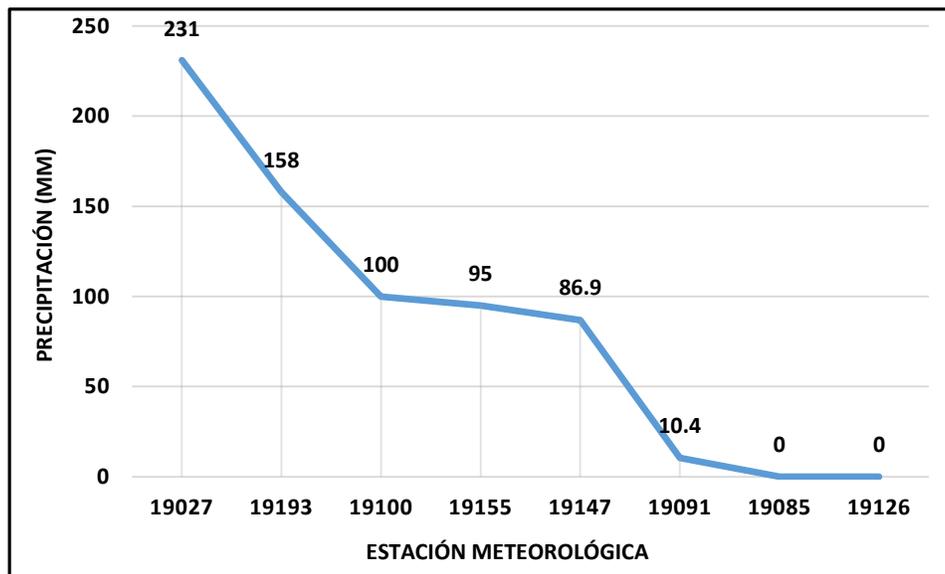


Fig. 3. 12.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Erika.

En el modelo de isoyetas obtenido para este evento, se aprecia una tendencia a que la mayor acumulación de precipitación fue registrada en la parte media de la zona montañosa (especialmente sobre las estaciones 19027 y 19193) con una dirección de aporte proveniente del noreste en dirección suroeste (Fig. 3.13).

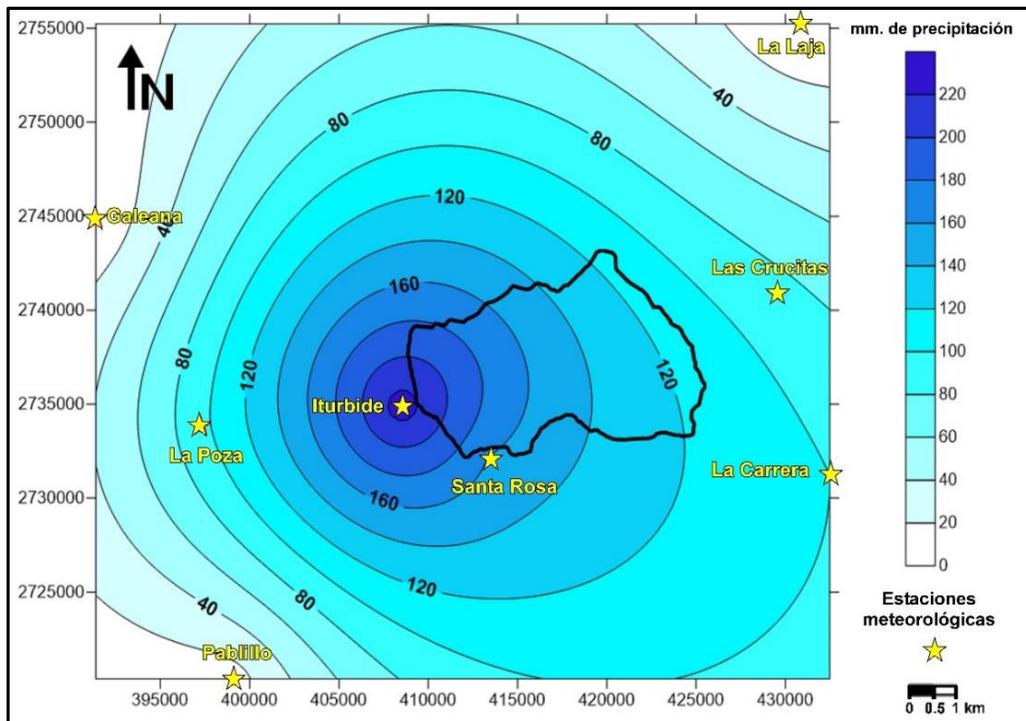


Fig. 3. 13.- Mapa de precipitación media para el Huracán Erika mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.

3.4.1.3.- Huracán Emily (20 de Julio de 2005)

Este fenómeno se originó el 11 de Julio del 2005 cerca de las Antillas Menores, pero conforme avanzaba sobre el mar Caribe fue tomando velocidades que llegaron a catalogarlo como un huracán de tipo 5 en escala de Saffir – Simpson. Emily tocó tierra dos veces en su recorrido, la primera cerca de Cozumel con vientos de 215 km/h, y la segunda ocurrió entre las poblaciones de El Mezquite y Carboneras, del municipio de San Fernando, Tamps., registrando vientos máximos de hasta 205 km/h, pero perdiendo intensidad rápidamente ocasionando su degradación a tormenta tropical. Ésta siguió su desplazamiento en dirección Oeste (pasando aproximadamente a 75 km hacia el Sur de Monterrey) con vientos máximos de 85 km/h hasta disiparse al Sur del estado de Coahuila (Fig. 3.14) (CONAGUA, 2005).

El registro de precipitación (Fig. 3.15) para este meteoro, correspondiente a un día de duración del mismo, muestra una mayor cantidad de precipitación en aquellas estaciones más cercanas al área de estudio (19193, 19147 y 19027). Lo anterior puede ser comprobado mediante la aplicación del método de isoyetas, el

cual arroja como resultados un promedio de precipitación de 170 mm cerca del Cañón Santa Rosa; asimismo, una posible dirección de desplazamiento de dicho fenómeno en sentido NE -SW (Fig. 3.16), basándose en la cantidad de precipitación acumulada en todas las estaciones empleadas.

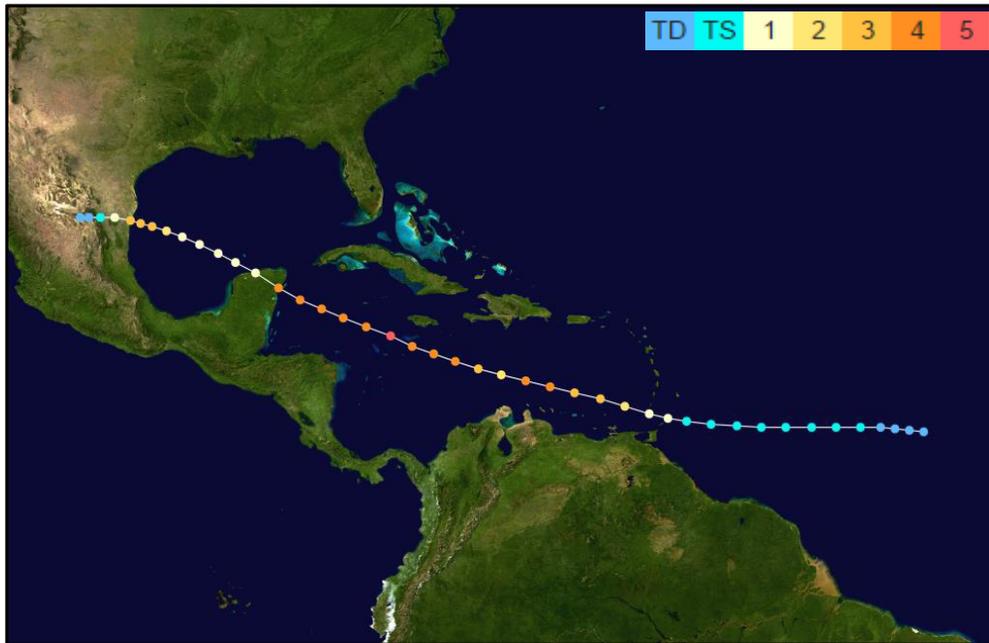


Fig. 3. 14.- Trayectoria del Huracán Emily. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.

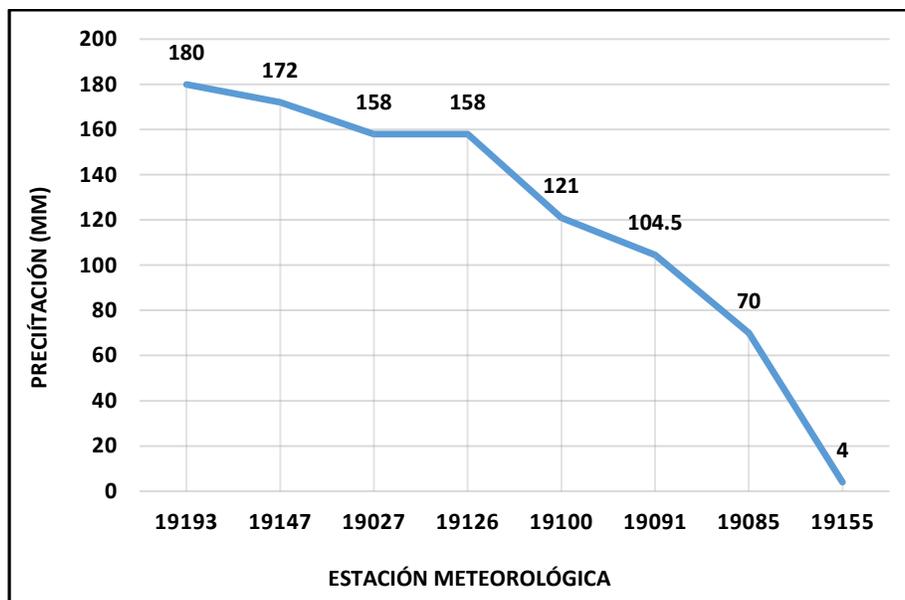


Fig. 3. 15.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Emily.

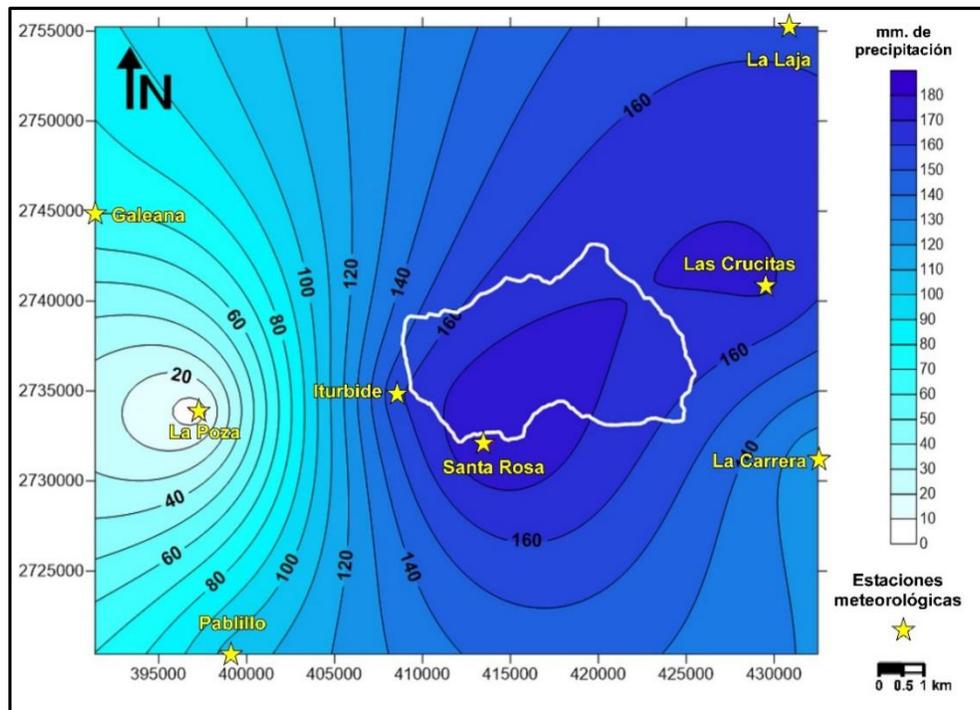


Fig. 3. 16.- Mapa de precipitación media para el Huracán Emily mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.

3.4.1.4.- Huracán Alex (30 de Junio – 01 Julio de 2010)

Fue el primer ciclón tropical de la temporada de huracanes del Atlántico de 2010, desarrollándose en el mar Caribe y desplazándose hacia el Oeste con una velocidad promedio de 16 km/h. Su tránsito sobre tierra en la península de Yucatán lo debilitó, pero volvió a ganar intensidad de tormenta tropical al reingresar en el Golfo de México. Alex tocó tierra por segunda vez como un huracán categoría 2 en escala Saffir – Simpson a 55 km al Norte de La Pesca, Tamps. con vientos máximos de 165 km/h, aunque rápidamente fue debilitándose conforme seguía una trayectoria hacia el Oeste hasta disiparse cerca de Fresnillo, Zacatecas (Fig. 3.17) (CONAGUA, 2010).

Aunque este meteoro fue menos intenso que el Huracán Gilberto (categoría 2 y 3 al momento de tocar tierra, respectivamente), el volumen de sus precipitaciones y el grado de daños fue más alto. CONAGUA documentó registro más alto de precipitación en La Estanzuela, Monterrey, N.L. con ~700 mm en dos días de duración del ciclón. Para el área de estudio, las estaciones meteorológicas

registraron como precipitación máxima 555 mm (estación 19027) durante el mismo periodo de tiempo (Fig. 3.18).



Fig. 3. 17.- Trayectoria del Huracán Alex. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.

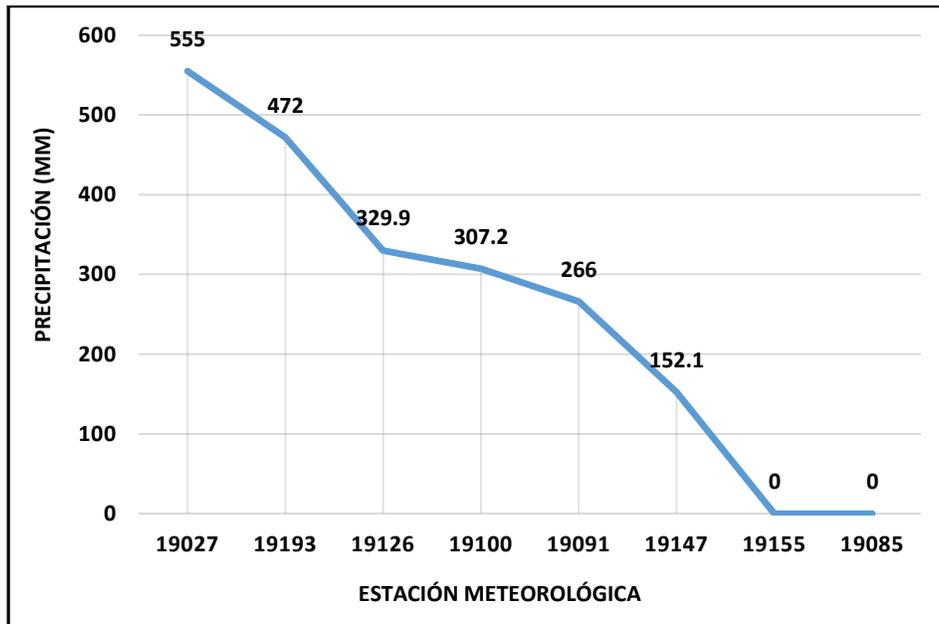


Fig. 3. 18.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante el Huracán Alex.

Este evento ha sido el que más daño ha ocasionado al área de estudio, debido a la gran cantidad de precipitación que descargó y la distribución que ésta tuvo sobre el Cañón Santa Rosa (Fig. 3.19), causando el desbordamiento del Arroyo Santa Rosa y desencadenando la mayor cantidad de movimientos en masa registrados en este estudio. Además, provocó la obstaculización del tramo carretero No. 58 debido a la destrucción de puentes y deslaves.

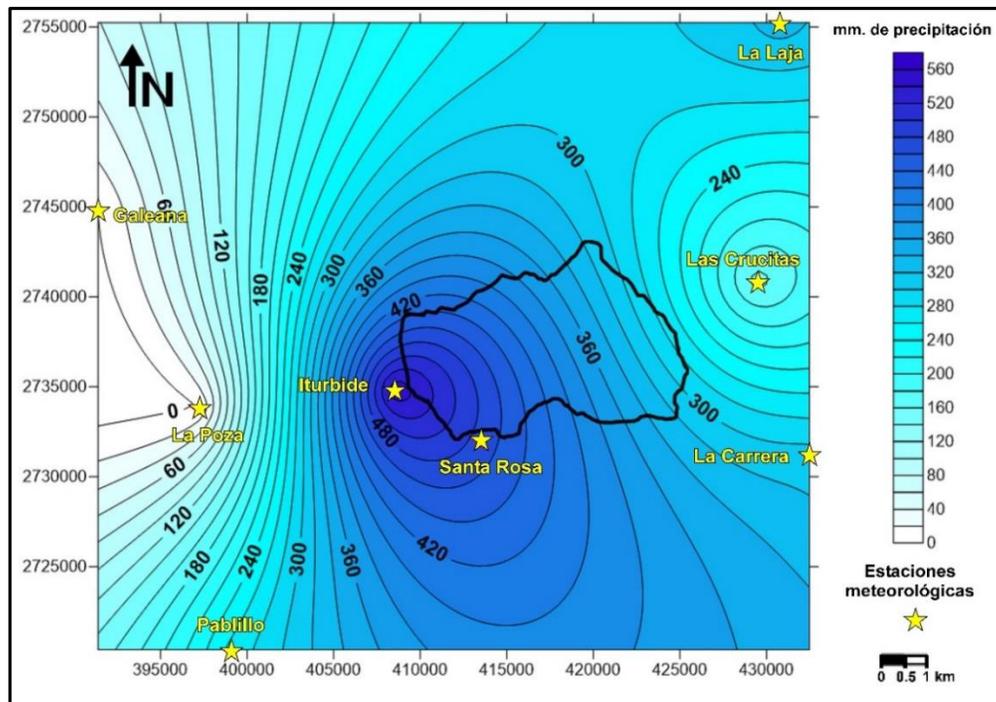


Fig. 3. 19.- Mapa de precipitación media para el Huracán Alex mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.

3.4.1.5.- Tormenta Tropical Arlene (29 - 30 de Junio – 01 Julio de 2011)

La tormenta tropical Arlene fue un ciclón que afectó con fuerte intensidad de lluvias al territorio nacional, debido a que se inició en el suroeste del Golfo de México y sus bandas convectivas se extendieron sobre la mayor parte de esa región y varios estados de la República Mexicana, a los que afectó con una fuerte inestabilidad durante todo su periodo de evolución. Este meteoro se desarrolló al suroeste del Golfo de México y adquirió la categoría de Tormenta Tropical cerca de Tampico, Tamps. al sostener vientos máximos de 65 km/h. El impacto en tierra de dicho fenómeno ocurrió cerca de la localidad de Cabo Rojo, Veracruz, con vientos de 100

km/h aproximadamente y un desplazamiento en dirección E – SW hasta disiparse cerca de Jacala, Hidalgo (Fig. 3.20) (CONAGUA, 2011). La velocidad promedio de Arlene se estima en 11 km/h.

La importancia de este fenómeno radica en que a pesar de que su trayectoria no comprendió el estado de Nuevo León, las lluvias asociadas a éste afectaron a casi toda la porción noreste, centro y suroeste del país, trayendo consigo que para las estaciones analizadas se registrara una máxima acumulada de 306 mm durante los tres días de duración del mismo. (Fig. 3.21).

La determinación de la precipitación media por método de isoyetas arroja una concentración de lluvia que abarca gran parte del área de estudio teniendo como precipitación menor 180 mm y como mayor ~270 mm (Fig. 3.22). Por otra parte, se puede apreciar que la mayor cantidad de precipitación proviene de una dirección suroeste, ésto como resultado de la gran extensión de bandas convectivas originadas por este fenómeno.

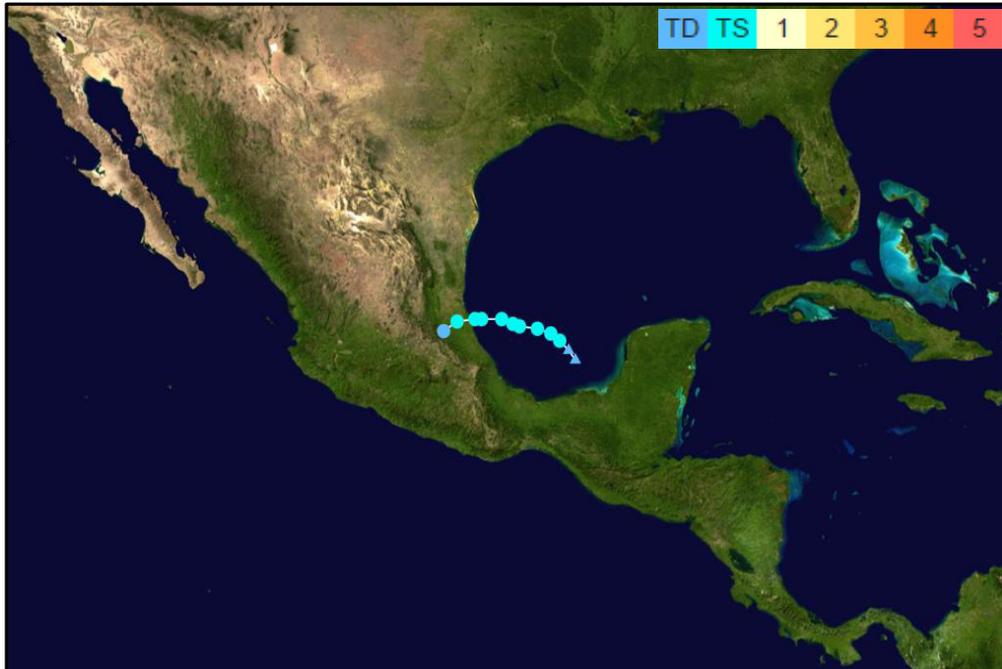


Fig. 3. 20.- Trayectoria de la Tormenta Tropical Arlene. Los diferentes colores corresponden a la clasificación de Saffir – Simpson (significado arriba a la derecha). Imagen generada por WPTC Track Map Generator.

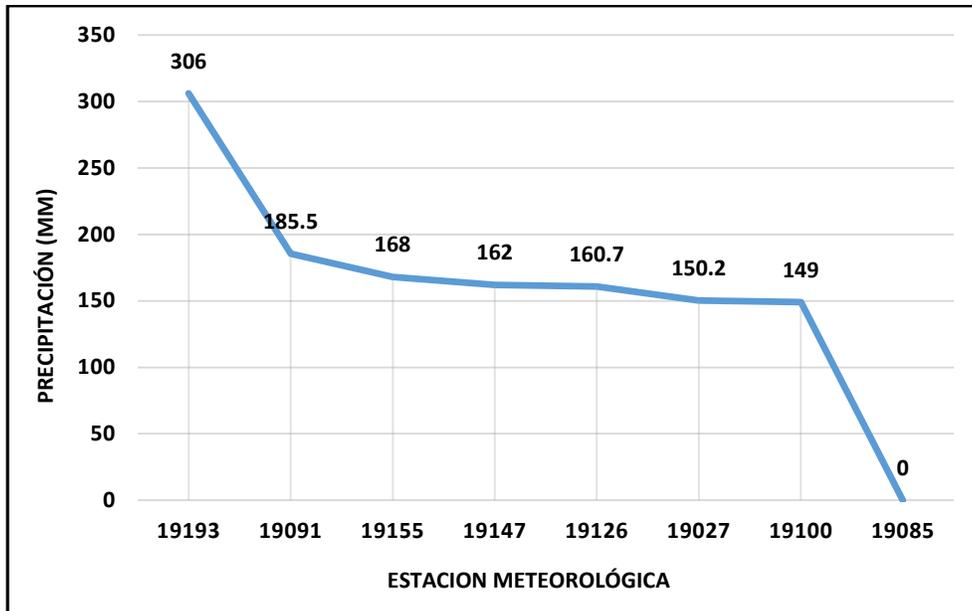


Fig. 3. 21.- Precipitaciones máximas registradas en las estaciones pluviométricas empleadas para este estudio durante la Tormenta Tropical Arlene.

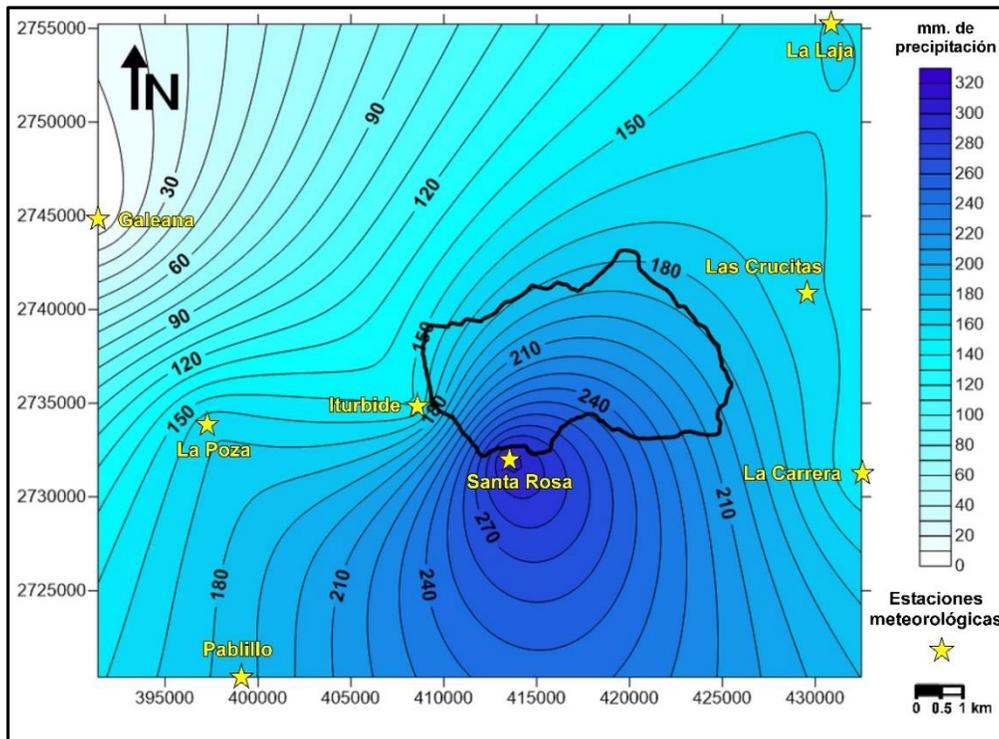


Fig. 3. 22.- Mapa de precipitación media para la Tormenta Tropical Arlene mediante el método de isoyetas utilizando interpolación Kriging.

3.4.2.- CURVAS I-D-F

La generación de estas curvas resulta del procesamiento de las estaciones pluviométricas previamente descritas cuyo periodo de registro varía entre sesenta y seis años (estación 19027 – Iturbide) a dieciséis años (estación 19193 – Santa Rosa).

Los datos provenientes de dichas estaciones (ver anexo I) fueron analizados mediante una distribución de Valores Extremos de Tipo I (Gumbel) representada por la ecuación 3.3, obteniendo los parámetros de ubicación y forma mediante el empleo de las ecuaciones 3.5 a 3.12. Los resultados se presentan de manera detallada en la Tabla 3.2.

Tabla 3. 2.- Parámetros de distribución de Valores Extremos (Gumbel, 1958) para las diferentes estaciones pluviométricas analizadas.

ESTACIÓN	n	μy	σy	\bar{x}	s	α	β
Iturbide	66	0.5539	1.1816	77.02	53.58	0.02	51.90
Santa Rosa	16	0.5150	1.0291	103.64	68.53	0.02	69.34
Las Crucitas	20	0.5236	1.0631	106.05	33.83	0.03	89.39
La Laja	29	0.5354	1.1094	88.48	54.74	0.02	62.06
La Carrera	24	0.5298	1.0875	98.91	29.21	0.04	84.68
La Poza	36	0.5409	1.1308	42.10	22.87	0.05	31.16
Galeana	36	0.5409	1.1308	55.36	36.17	0.03	38.06
Pablillo (Galeana)	37	0.5416	1.1333	78.80	48.61	0.02	55.57

A partir de estos valores, se ha empleado la metodología de Bell (1969) y Chen (1983) representadas por las ecuaciones 3.13 y 3.17 respectivamente. En cuanto a su validez, cabe resaltar que la primera sólo es aceptable para periodos de retorno

iguales o menores a 10 años, mientras que la segunda acepta resultados equivalentes a periodos iguales o mayores de 10 años.

Las alturas de precipitación obtenidas para la estación “19027 – Iturbide” son presentadas, como ejemplo, en la Tabla 3.3, considerando periodos menores o iguales a 24 horas y periodos de retorno oscilando entre los dos a cien años. La representación gráfica de los datos se reporta en la Fig. 3.23.

Tabla 3. 3.- Alturas de precipitación para la estación “19027 – Iturbide” mediante los métodos de Bell (1969) y Chen (1983).

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	112.72	148.77	176.05	101.98	123.23	151.32	165.73	172.57
1080	103.51	136.62	161.67	98.07	118.51	145.52	159.37	165.95
720	91.61	120.91	143.08	92.69	112.00	137.53	150.62	156.84
360	73.86	97.49	115.36	83.66	101.10	106.71	135.96	141.57
60	39.99	52.79	62.47	58.60	70.81	74.74	95.23	99.16
30	30.46	40.20	47.57	47.03	56.83	59.98	76.42	79.58
5	12.26	16.18	19.15	17.44	21.07	25.88	28.34	29.51

Una vez obtenido los valores anteriores, el cálculo de la intensidad de precipitación se encuentra definido por la ecuación 3.22, la cual está representada como la tasa temporal de precipitación, o sea, la altura de precipitación por unidad de tiempo (mm/h). Las intensidades obtenidas para dicha estación son presentadas en la Tabla 3.4., y de manera gráfica por las Figs. 3.24 y 3.25.

El comportamiento de las curvas obtenidas demuestra una disminución de la intensidad con respecto a la duración, caso contrario a la altura de precipitación. El

cálculo de estos parámetros para las demás estaciones analizadas se encuentra descrito en la parte de anexos (ver anexo II).

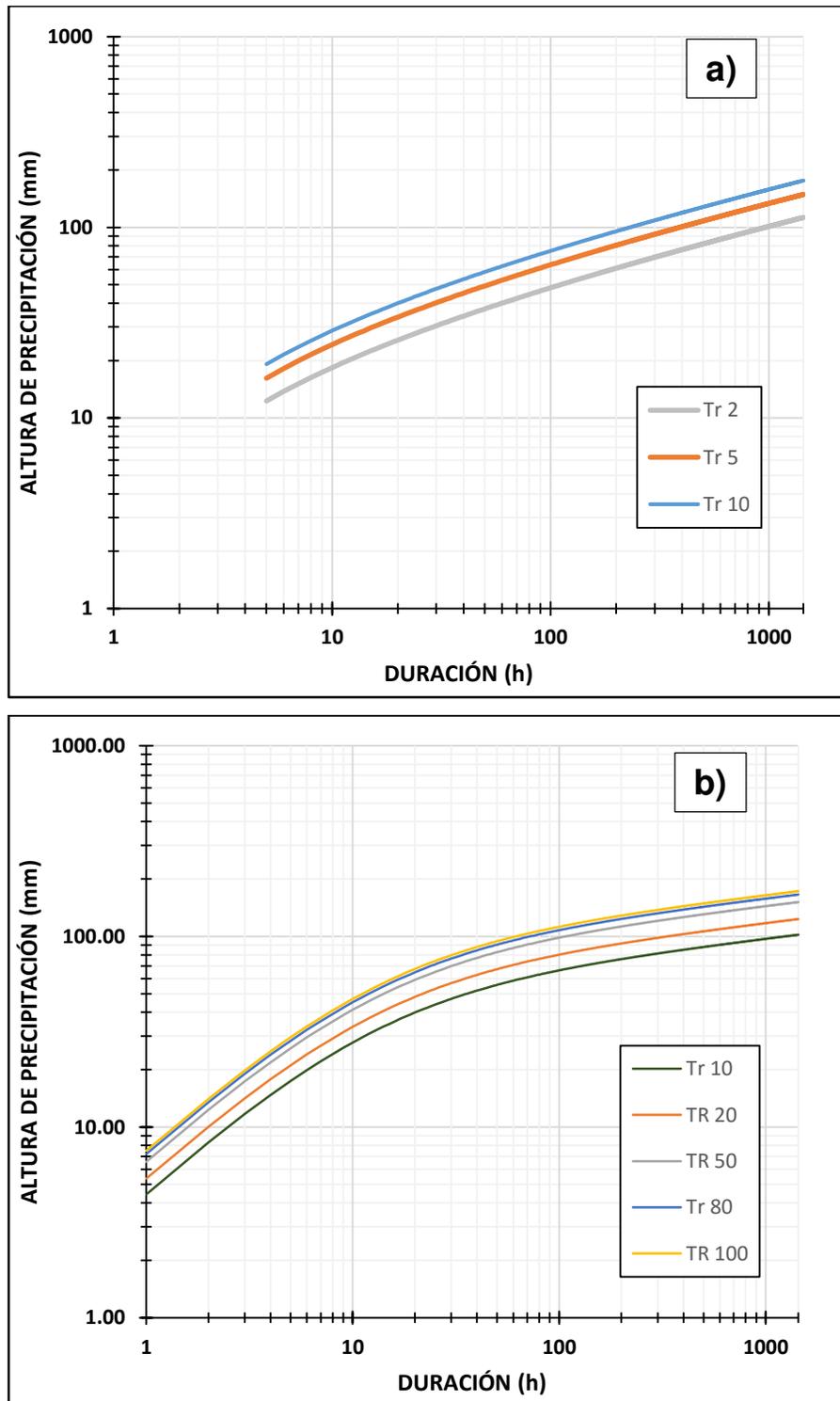


Fig. 3. 23.- Representación gráfica de las alturas de precipitación obtenidas para la estación “19027 – Iturbide” mediante los métodos de Bell (1969) (a) y Chen (1983) (b).

Tabla 3. 4.- Intensidades de precipitación para la estación “19027 – Iturbide” mediante los métodos de Bell (1969) y Chen (1983).

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	4.70	6.20	7.34	4.25	5.13	6.31	6.91	7.19
1080	5.75	7.59	8.98	5.45	6.58	8.08	8.85	9.22
720	7.63	10.08	11.92	7.72	9.33	11.46	12.55	13.07
360	12.31	16.25	19.23	13.94	16.85	20.69	22.66	23.60
60	39.99	52.79	62.47	58.60	70.81	86.95	35.23	99.16
30	60.92	80.40	95.14	94.06	113.65	139.56	152.85	159.16
5	147.15	194.22	229.82	209.28	252.88	310.52	340.09	354.12

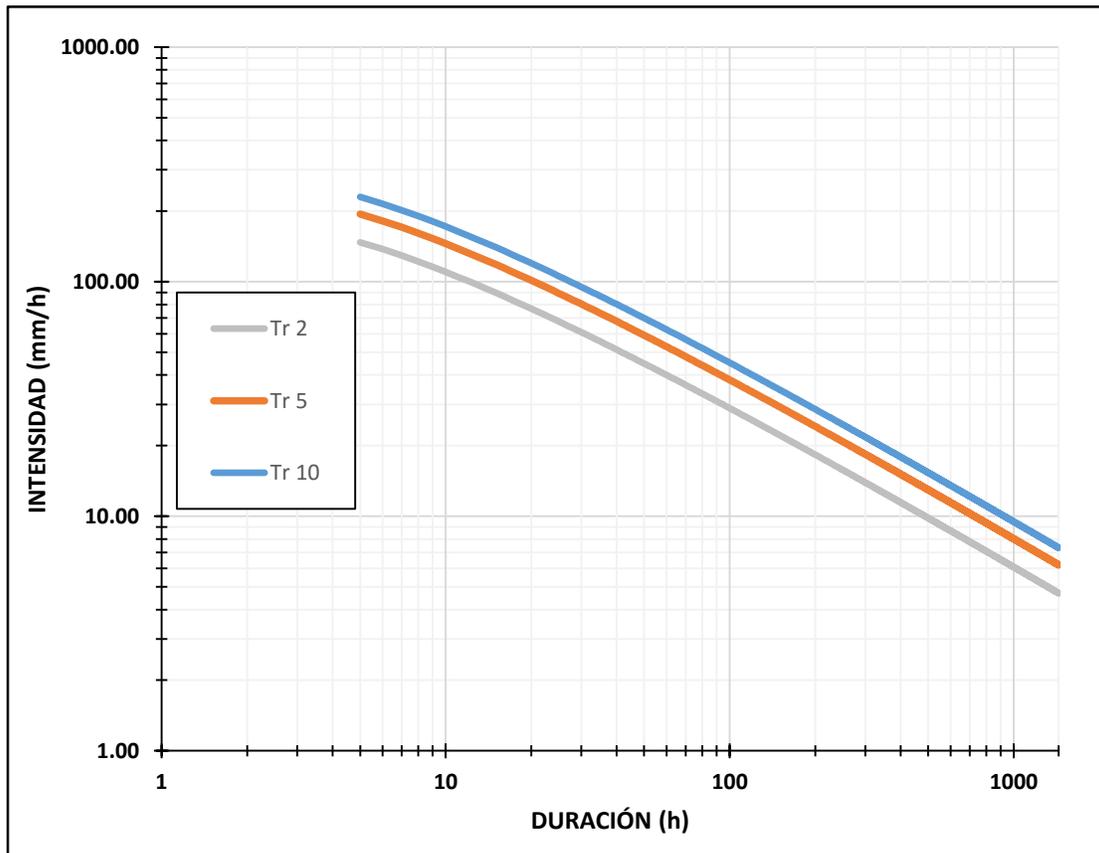


Fig. 3. 24.- Intensidades de precipitación mediante el Método de Bell (1969) para la estación “19027 – Iturbide”.

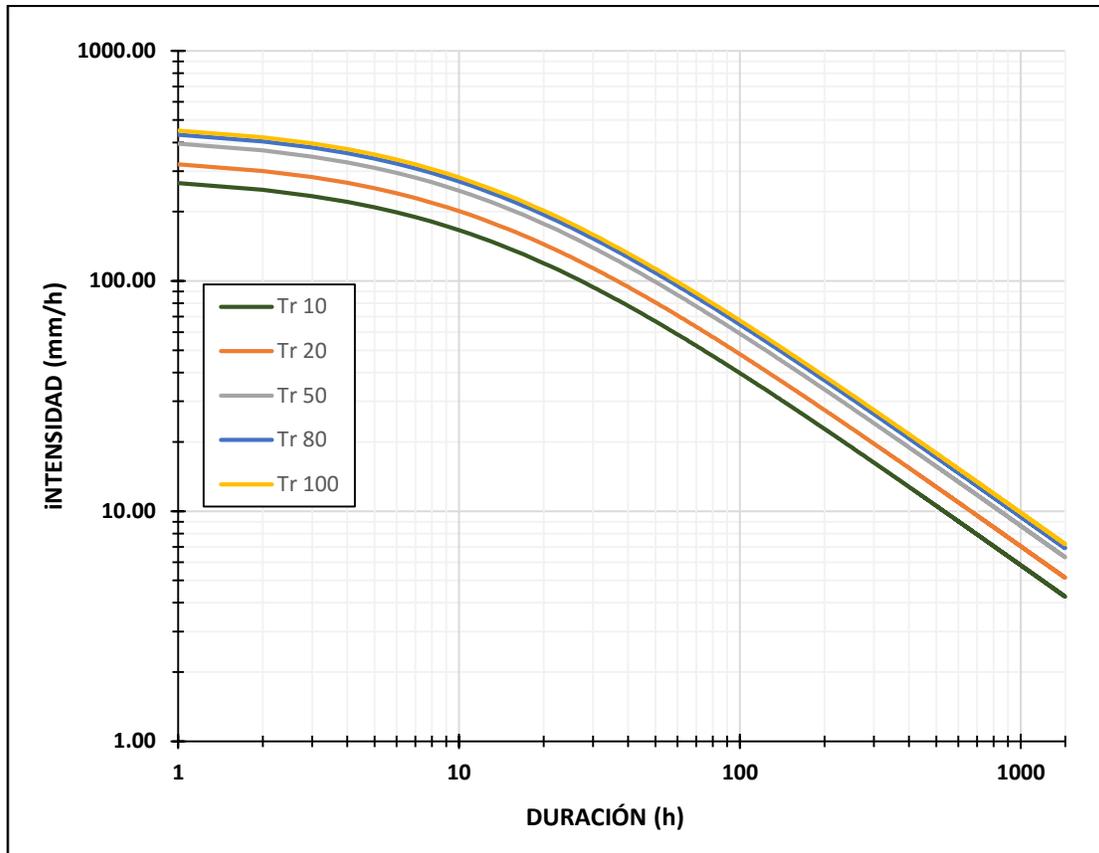


Fig. 3. 25.- Intensidades de precipitación por el Método de Chen (1983) para la estación “19027 – Iturbide”.

3.4.- CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO

Gracias al análisis realizado se concluye que eventos hidrometeorológicos extraordinarios que impactan la cuenca del Cañón Santa Rosa llegan a presentar precipitaciones promedio de ~150 mm/día, representando así alrededor de un 25% de la precipitación anual que se tiene estimado para la región. La importancia de esto radica en que grandes cantidades de agua en tan poco tiempo tienen una influencia directa en la infiltración y régimen del agua subterránea pudiendo llegar a desencadenar la inestabilidad en taludes o laderas.

Debido a la escasez de registros pluviográficos en la región, se han empleado sólo aquellos de tipo pluviométrico, los cuales registran la precipitación acumulada cada veinticuatro horas. Esto no representa problema alguno al momento de realizar la estimación de precipitación media del área de estudio, puesto que al tratarse de eventos hidrometeorológicos extremos cuya duración puede ser de uno o varios días continuos, se asume una precipitación constante y una evaporación mínima. El problema radica en cuando se quisiera tratar con lluvias cuya duración no rebasa las veinticuatro horas, en este caso se debe aplicar metodologías distintas como lo son la obtención de curvas Precipitación máxima – Duración – Periodo de retorno e Intensidad – Duración – Periodo de retorno (Campos Aranda, 2010).

La estimación de Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia (I-D-F) para las diferentes estaciones analizadas se basa en metodologías cuyo grado de error varía dependiendo de la calidad de registro pluviométrico. Sin embargo, cabe resaltar que el procedimiento para la obtención de éstas fue repetido en diversas ocasiones con la finalidad de detectar posibles errores de interpretación.

Por otra parte, se recomienda que en caso de contar con registros pluviográficos hacer uso de ellos con el fin de que la obtención de este tipo de curvas sea lo más preciso posible.

CAPÍTULO IV

4.- MOVIMIENTOS EN MASA

4.1.- DEFINICIÓN DE MOVIMIENTO EN MASA

Los movimientos en masa son producto de diversos elementos en donde la configuración morfológica y evolución de las laderas juegan un papel determinante (Hutchinson, 1995; Brunsden, 2002; Griffiths *et al.*, 2002). Asimismo, constituyen una de las causas más frecuentes de pérdidas humanas y económicas alrededor del mundo (Schuster, 1996; Sidle & Ochiai, 2006), por lo que la evaluación de la amenaza por movimientos en masa y la capacidad de predecir dichos movimientos ha sido un tema de gran interés para la comunidad científica.

Terzaghi (1950) se refirió a este tipo de fenómenos como una masa de roca, suelos residuales o sedimentos adyacentes a una pendiente, la cual posee un rápido desplazamiento, en el cual el centro de gravedad de la masa en movimiento se desplaza en una dirección “abajo y hacia afuera” de la pendiente, siendo producidos por la fuerza de gravedad dentro de un corto periodo de tiempo, representando así eventos catastróficos y de alta energía.

Según Skempton & Hutchinson (1969), el desarrollo de un movimiento en masa se encuentra comprendido en tres pasos: deformaciones pre-falla, falla y desplazamiento post-falla. Se le denomina falla al episodio de movimiento más significativo en la historia conocida o anticipada de un movimiento en masa, que por lo general implica la primera formación de una superficie de ruptura totalmente desarrollada como un desplazamiento (Leroueil *et al.*, 1996).

4.2.- CLASIFICACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA

En la literatura existen numerosas clasificaciones de los movimientos en masa, las cuales se encuentran basadas en diferentes aspectos, tales como atributos morfológicos (superficie de ruptura, área de depósito) (Skempton, 1953; Blong, 1973; Brunsden, 1973; Crozier, 1973; Hoek & Bray, 1981), tipo y velocidad del movimiento (Sharpe, 1938; Ward, 1945; Hutchinson, 1968-1988; Zaruba & Mencl,

1969; Coates, 1977; Varnes, 1978), tamaño y tipo de material (Zaruba & Mencl, 1969; Coates, 1977; Varnes, 1978), antigüedad del movimiento (Zaruba & Mencl, 1969), grado de actividad (Erskine, 1973), tipo de clima (Sharpe, 1938; Hutchinson, 1968-1988) (Alcántara Ayala, 2000).

La clasificación aplicada en el presente trabajo es la de Varnes (1978), posteriormente actualizada por Cruden & Varnes (1996). Esta clasificación se basa en el tipo de material involucrado en dicho fenómeno y en el mecanismo que origina el movimiento, haciendo de ésta una de las clasificaciones más simples y rápidas para la identificación de movimientos en masa a nivel global. (Fig. 4.1).

4.2.1.- TIPO DE MATERIAL

La naturaleza de los materiales presentes en una ladera es uno de los parámetros fundamentales para cualquier clasificación de movimientos en masa. Tanto en las clasificaciones de Varnes (1978) como de Hutchinson (1988) se pueden distinguir tres tipos de materiales: substrato rocoso o roca (*bedrock*), derrubios (*debris*) y tierra (*earth*).

- **Substrato rocoso**

Se le denomina así a todo aquel depósito de roca inalterada que se encuentra por debajo del suelo y de fragmentos de roca y/o material inconsolidado (regolitos).

- **Derrubios**

Consisten en suelos con un porcentaje de entre 20% a 80% de partículas mayores a 2 mm (gravas y bloques).

- **Tierra**

Contiene aproximadamente un 80% o más de partículas menores a 2 mm, es decir, arenas, limos y arcillas. En este caso, cuando el contenido de limos y arcillas es el predominante, se denomina barro.

4.2.2.- TIPO DE MECANISMO

4.2.2.1.-Desprendimientos o caídas

Este tipo de movimientos se originan por el desprendimiento de una masa de suelo o roca de una pendiente muy inclinada (mayores a los 70°), teniendo lugar movimientos muy rápidos de caída libre y posterior rebote. Sin embargo, existen casos en donde la inclinación de la ladera es menor a 45°, originando así que la propagación de estos movimientos sea por medio de rodadura y posterior deslizamiento.

Cuando las caídas son frecuentes, los bloques se acumulan al pie de los escarpes rocosos formando canchales que ocasionalmente experimentan roturas y originan corrientes de derrubios (Van Steijn *et al.*, 1988).

4.2.2.2.- Vuelcos

Son originados por la rotación de material (roca, suelo o derrubios) en torno a un eje o pivote determinado por su centro de gravedad. La ocurrencia de éstos se encuentra condicionada a superficies con sistemas de discontinuidades preferenciales, tales como diaclasas, grietas de tensión o superficies columnares. Esto trae consigo que el movimiento sea hacia adelante o hacia la parte externa, involucrando inclinación y/o basculamiento. Dentro de este mecanismo pueden distinguirse dos procesos:

- **Vuelco por flexión**

Tiene lugar en rocas con un sistema preferente de discontinuidades, formando vigas semicontinuas en voladizo (Goodman & Bray, 1976). Este tipo de movimiento es característico en esquistos, filitas y pizarras.

- **Desplome**

Estos movimientos se producen en bordes acantilados rocosos o de materiales areno-arcillosos compactados. Si la ladera tiene una inclinación pronunciada, pueden transformarse en caídas.

4.2.2.3.- Deslizamientos

Se refiere al movimiento de una porción de terreno a través de una superficie de ruptura neta, preservando su estructura interna inalterada. Este tipo de movimientos son frecuentes en laderas inclinadas, entre 20° y 50°, y en formaciones geológicas poco resistentes y cohesivas (lutitas arcillosas, margas, etc.); así como en laderas formadas por rocas estratificadas con intercalaciones de capas delgadas de arcillas o lignitos (Copons Llorens & Tallada Masquef, 2009). Dos tipos de deslizamientos pueden presentarse:

- **Deslizamiento rotacional**

Este tipo de deslizamientos presentan una deformación interna de bajo grado con una superficie de tipo curva o cóncava. Esto debido a que la superficie de ruptura tiende a ser profunda, lo cual ocasiona que la masa desplazada en la zona superior permanezca casi inalterada en su totalidad.

Este tipo de movimiento es característico de suelos cohesivos homogéneos y de macizos rocosos intensamente fracturados, y tienden a ser susceptibles a reactivaciones.

- **Deslizamiento traslacional**

Es producto de rupturas planas u onduladas, las cuales son menos profundas que las superficies desarrolladas por los deslizamientos de tipo rotacional. Los componentes de la masa desplazada se mueven a la misma velocidad y siguen trayectorias paralelas.

Los deslizamientos traslacionales de bloques de suelo o roca sana, sobre superficies únicas en macizos rocosos se han denominado *resbalamientos* (García Yagüe, 1966) o *deslizamientos planos* (Hoek & Bray, 1981). Cuando la superficie de rotura está formada por dos planos que obligan a la masa rocosa contenida a desplazarse según la línea de intersección, se forma un *deslizamiento en cuña*.

Aquellos deslizamientos en los que la masa desplazada sufre alteración en su movimiento descendente y resulta una acumulación caótica de bloques al pie de la ladera, se denominan *corrimientos* (García Yagüe, 1966). Por otra parte, cuando la zona de cizalla tiene lugar en suelos no cohesivos, se denominan *deslizamientos de derrubios*.

4.2.2.4.- Expansiones laterales

A diferencia de los movimientos antes mencionados, las expansiones laterales ocurren en terrenos con pendientes suaves o planos. La causa principal de estos fenómenos puede ser de origen natural (movimientos rápidos mediante sismos) o de tipo artificial provocando procesos de licuefacción. Esto permite que sedimentos sueltos, saturados y/o sin cohesión (generalmente arenas y limos) pasen de un estado sólido a un estado líquido, originando que la masa desplazada se mueva de manera rápida.

4.2.2.5.- Flujos

Son movimientos espacialmente continuos en donde las superficies de cizalla son muy próximas y de poca duración. El movimiento de los flujos es muy parecido al de un fluido viscoso, razón por la que la distribución de velocidades no es homogénea y origina la formación de lóbulos a partir del predominio del movimiento intragranular (Alcántara Ayala, 2000). Los flujos se pueden dividir en diferentes categorías:

- **Flujo de derrubios**

Se caracterizan por ser movimientos rápidos compuestos de suelo, rocas, materia orgánica. Son originados por precipitación extrema y/o derretimiento de hielo, causando un flujo intenso de agua superficial.

- **Avalancha de derrubios**

Se trata de una variedad de flujo de derrubios de velocidades rápidas a extremas.

- **Flujo de suelos**

Se originan en materiales de grano fino o rocas arcillosas, presentando una forma alargada con forma de “reloj de arena”. El tipo de ambiente en el cual se originan estos movimientos es de pendientes con inclinación moderada bajo condiciones saturadas.

- **Flujos de lodo**

Consisten principalmente en flujos de suelos cuyas partículas (al menos 50 por ciento de arena, limo y arcilla) son suficientemente hidratadas como para fluir rápidamente.

4.2.2.6.- Movimientos complejos

Con frecuencia, los movimientos en masa incluyen una combinación de dos o más de los principales tipos de desplazamiento previamente descritos. Este tipo de fenómenos se les denomina *movimientos complejos*. Adicionalmente, un tipo de proceso activo puede convertirse en otro a medida que progresa el fenómeno de desintegración.

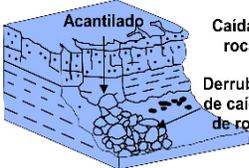
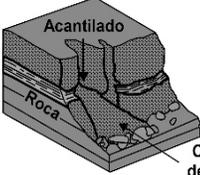
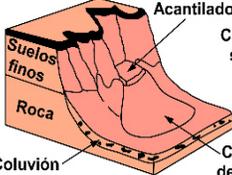
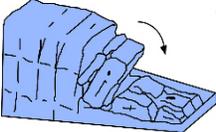
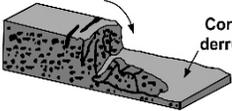
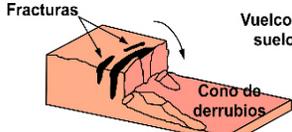
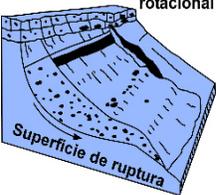
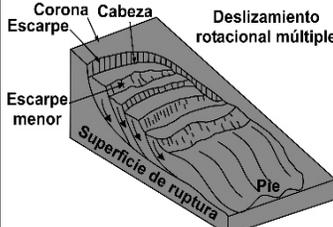
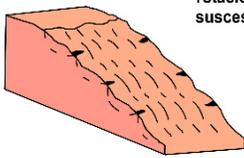
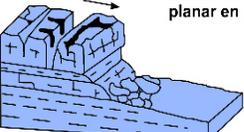
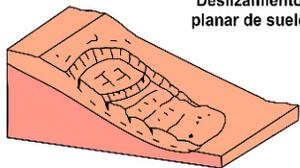
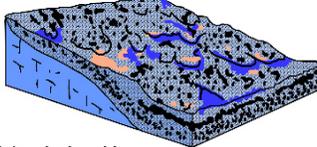
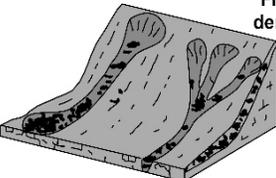
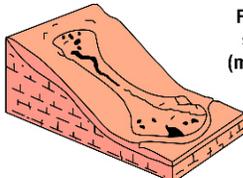
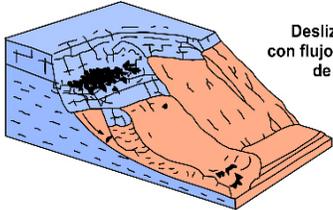
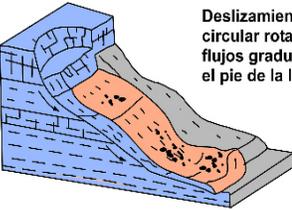
Material		Roca	Derrubios	Suelo
Tipo de movimiento				
Caidos		 <p>Acantilado Caída de rocas Derrubios de caídos de roca</p>	 <p>Acantilado Caída de derrubios Cono de derrubios</p>	 <p>Acantilado Caída de suelos Coluvión Cono de derrubios</p>
	Vuelcos	 <p>Vuelco de rocas</p>	 <p>Vuelco de derrubios Cono de derrubios</p>	 <p>Fracturas Vuelco de suelos Cono de derrubios</p>
Deslizamientos	Rotacional	 <p>Deslizamiento rotacional (slump) Superficie de ruptura</p>	 <p>Corona Cabeza Escarpe Escarpe menor Superficie de ruptura Pie Deslizamiento rotacional múltiple</p>	 <p>Deslizamiento rotacional sucesivo</p>
	Traslacional (planar)	 <p>Deslizamiento planar en roca</p>	 <p>Deslizamiento planar de derrubios</p>	 <p>Deslizamiento planar de suelo</p>
Expansiones	 <p>Capa de roca Lutita arcillosa Estructura normal sub-horizontal Cárcavas Ladera combada Estructura inclinada y fallada Estratificación delgada Plano de decolamiento Sustrato rocoso</p>		<p>Abombamiento y albultamiento de un valle Valle abultado (plano debido a erosión)</p>	<p>Expansión de suelos</p>
Flujos	 <p>Flujos de derrubios periglaciares</p>	 <p>Flujo de derrubios</p>	 <p>Flujo de suelos (mudflow)</p>	
Complejos	 <p>Deslizamiento rotacional con flujo de suelos y derrubios de caídos de rocas</p>		 <p>Deslizamiento compuesto no - circular rotacional/planar, con flujos graduales de suelo hacia el pie de la ladera</p>	

Fig. 4. 1 Clasificación de movimientos en masa de Varnes (1978). Tomado Novotný (2013).

4.3.- FACTORES QUE DETERMINAN INESTABILIDAD EN LADERAS

Los movimientos en masa son producto del debilitamiento progresivo de las propiedades mecánicas de los materiales por procesos naturales tales como meteorización, levantamientos tectónicos y actividades humanas que activan movimientos lentos, generalmente imperceptibles (Costa & Baker, 1981; Soeters & Van Westen, 1996). Sin embargo, un solo factor, como la precipitación o un sismo, es considerado como el estímulo externo que puede generar una respuesta casi inmediata de movilizar los materiales que conforman la ladera, sea por el rápido incremento de los esfuerzos o por la reducción de la resistencia (Wang & Sassa, 2006).

Debido a esto, la ocurrencia y distribución de los movimientos en masa pueden dividirse en dos categorías (Fig. 4.2).

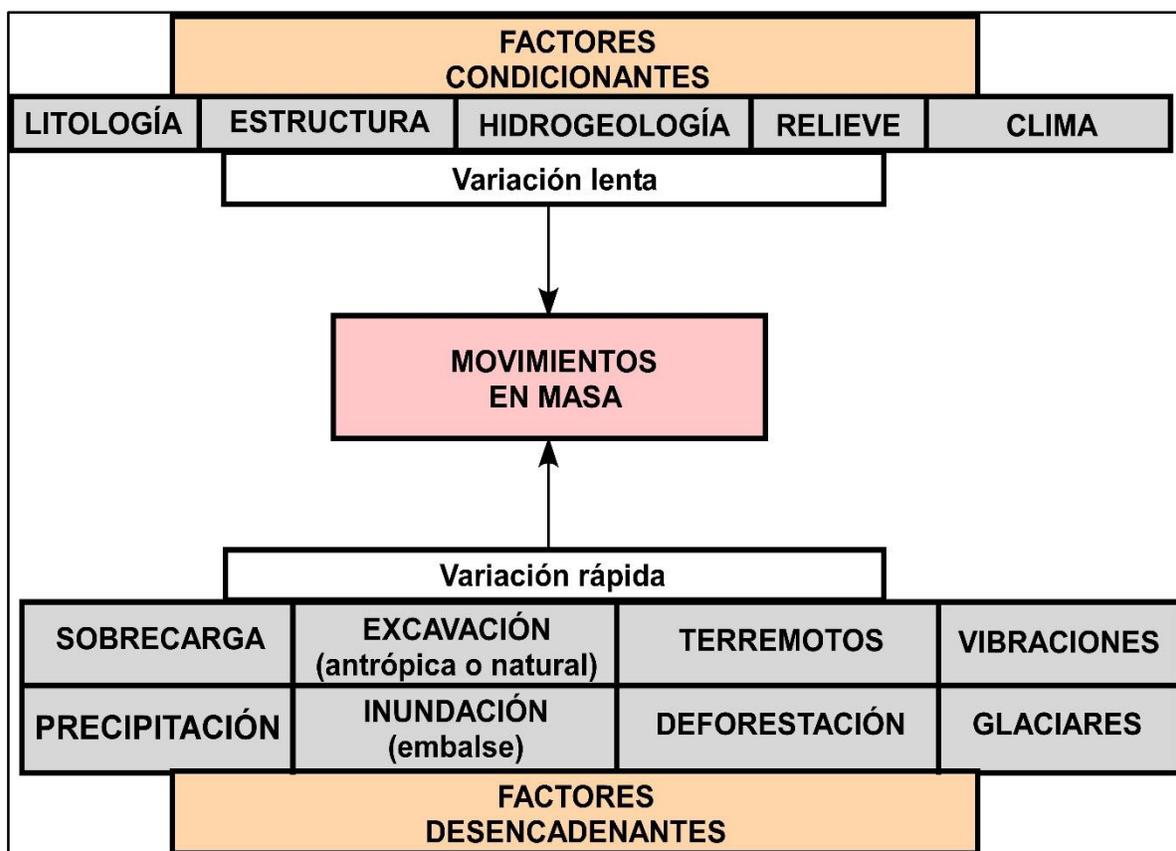


Fig. 4. 2.- Factores de movimientos en masa. Modificado de Ayala Carcedo (2002).

Factores condicionantes

Se refiere a aquellos tales como la litología, estructura, relieve e hidrogeología, los cuales contribuyen a la susceptibilidad y definen la distribución espacial de los movimientos en masa. Este tipo de factores son de variación lenta, pues se encuentran condicionados al comportamiento natural de la ladera.

Factores desencadenantes

Procesos de remoción o sobrecarga de materiales en una ladera (de manera natural o antrópica), precipitación, sismicidad y actividades humanas, controlan las variables dinámicas y el patrón temporal de los movimientos en masa, propiciando una respuesta casi inmediata de la ladera.

4.3.1.- MOVIMIENTOS EN MASA DESENCADENADOS POR PRECIPITACIÓN

La precipitación es el volumen o altura de agua de lluvia que cae sobre un área en un periodo de tiempo, la cual tiene una influencia directa en la infiltración y en el régimen del agua subterránea, y a su vez afecta la estabilidad de taludes o laderas (Suárez Díaz, 1998). Existen cuatro atributos de la precipitación fuertemente relacionados con la generación de movimientos en masa: (1) precipitación total; (2) intensidad a corto plazo; (3) precipitación antecedente; (4) duración de la tormenta (Sidle & Ochiai, 2006).

Los movimientos en masa desencadenados por precipitación, generalmente denominados deslizamientos superficiales planares o *soil slip*, se caracterizan por su pequeño espesor (0.3 – 3 m), mucho menor a la longitud del movimiento, superficie de falla sub paralela a la pendiente y escarpe de área reducida (Anderson & Sitar, 1995).

Según Gostelow (1991) e Iiritano *et al.* (1998), eventos de precipitación muy intensos y de poca duración reducen la resistencia al cortante debido a la pérdida de la cohesión aparente trayendo consigo la presencia de movimientos superficiales. Por otra parte, la presencia de precipitaciones con mayor duración ocasiona un incremento en la presión de poro sobre una superficie de falla potencial

generando así movimientos más profundos, los cuales generalmente se desarrollan sobre superficies de cizalla pre-existentes; ambos escenarios proponen movimientos de pocas decenas de metros cuadrados. (Moya & Corominas, 1997; Corominas *et al.*, 2002) relacionan largos periodos de duración, estacionales o interanuales y anormalmente húmedos, con grandes reactivaciones de movimientos en masa de varias decenas y/o centenas de metros cuadrados.

La presión de poros se encuentra definida como aquella que ejerce un fluido en los espacios porosos de la roca. También es llamada presión de formación o presión poral, y se encuentra en función de los fluidos de formación y de las cargas que están soportando (Cavero Panez, 2010).

Para el análisis de presiones de poros sobre una superficie de falla se deben de tener en cuenta sus condiciones de drenaje (Suárez Díaz, 1998). Esto se ve reflejado en diferentes esquemas propuestos por Lembo Fazio & Ribacchi (1988) (Fig. 4.3), en donde se establece que una ladera bien drenada presenta una presión de poro menor hacia la superficie de la ladera; por otra parte, cuando ésta presenta un drenaje deficiente, permite un mayor flujo de agua en su estructura, lo cual ocasiona un aumento en las presiones porales, sobre todo en su base, y por ende una disminución en la resistencia al corte e inestabilidad de la misma.

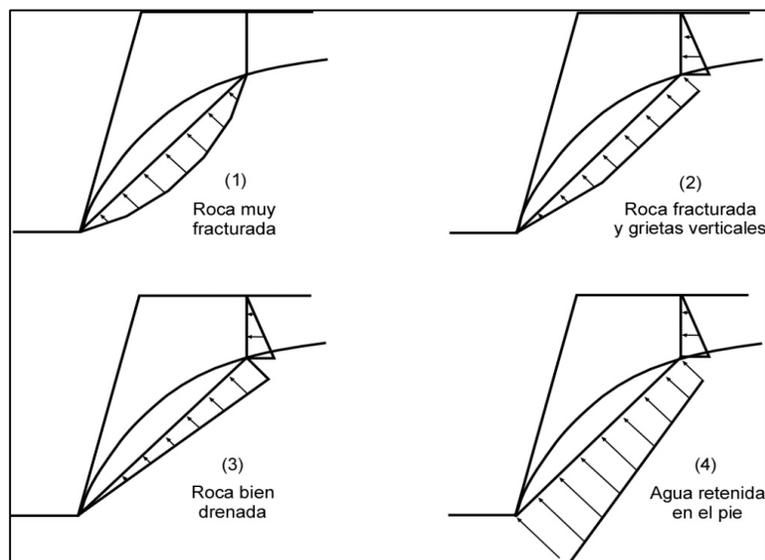


Fig. 4. 3.- Presiones de poro sobre una superficie de falla potencial para diferentes condiciones de drenaje. Tomado de Lembo Fazio & Ribacchi (1988).

4.4.- ANÁLISIS GEOESPACIAL DE MOVIMIENTOS EN MASA

Mediante el uso de imágenes satelitales, se elaboró un mapa de tipo inventario de movimientos en masa dentro del Cañón Santa Rosa, teniendo como desencadenante eventos de precipitación. Un mapa de inventario incluye la localización espacial de los procesos y/o de las zonas afectadas, así como las características de los mismos (Gonzalez de Vallejo *et al.*, 2002).

El análisis de geoespacial de movimientos en masa utilizando sensores remotos es una técnica que ha tenido grandes avances y empleo en los últimos años. Esto debido a que gracias a la información proveída por esta clase de dispositivos tiene considerables mejoras tanto en la cobertura espacial como temporal de las regiones a estudiar.

El presente estudio aplica la percepción remota de tipo satelital basada en la tecnología LANDSAT, la cual consta de ocho satélites cuya misión es obtener información sobre la superficie terrestre (Fig. 4.4). Las imágenes LANDSAT están compuestas de 7 a 8 bandas espectrales (según sea el tipo de sensor empleado), elegidas especialmente para el monitoreo de la vegetación, aplicaciones geológicas y para el estudio de recursos naturales. Estas bandas pueden combinarse produciendo una gama de imágenes de color que incrementan notablemente sus aplicaciones (Tabla 4.1).

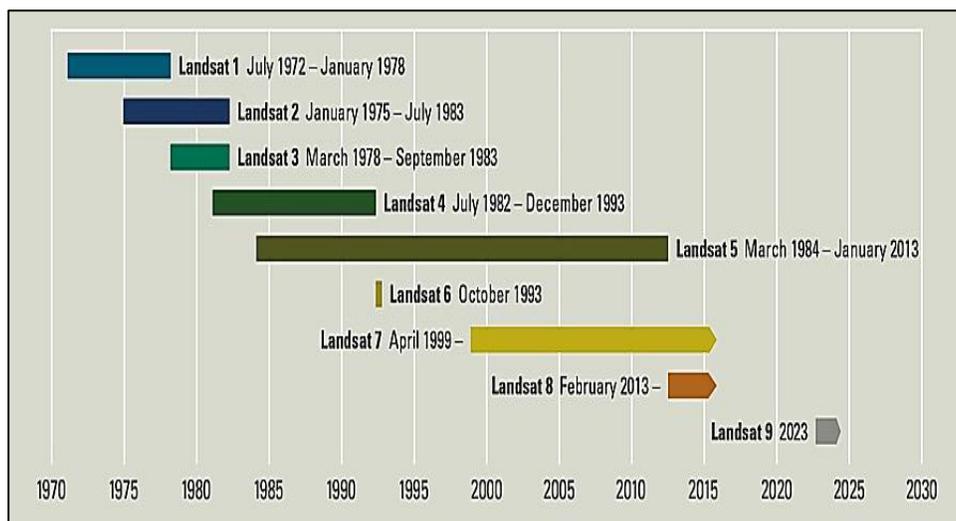


Fig. 4. 4.- Tecnología LANDSAT y periodos de órbita de cada uno de ellos. Tomado de USGS (2015).

Tabla 4. 1.- Bandas espectrales registradas por LANDSAT y sus aplicaciones. Modificado de INEGI (2013).

BANDA	BANDA ESPECTRAL (μm)	APLICACIONES
1	0.45 – 0.52 (azul)	Mapeo de aguas costeras
		Diferenciación entre suelo y vegetación
		Diferenciación entre vegetación conífera y decidua
2	0.52 – 0.60 (verde)	Mapeo de vegetación
		Calidad de agua
3	0.63 – 0.90 (rojo)	Absorción de la clorofila
		Diferenciación de especies vegetales
		Áreas urbanas y uso de suelo
		Agricultura
		Calidad de agua
4	0.76 – 0.90 (infrarrojo cercano)	Delimitación de cuerpos de agua
		Mapeo geomorfológico y geológico
		Identificación de áreas de incendios y áreas húmedas
		Agricultura y vegetación
5	1.55 – 1.75 (infrarrojo termal)	Uso de suelo
		Medición de la humedad en la vegetación
		Diferenciación entre nubes y nieve
		Agricultura
		Vegetación
6	10.40 – 12.50 (infrarrojo termal)	Mapeo de stress térmico en plantas
		Corrientes marinas
		Propiedades termales del suelo
7	2.08 – 2.35 (infrarrojo medio)	Identificación de minerales
		Mapeo hidrotermal

Debido al espacio temporal en el cual este estudio está basado (1980 – 2013), se utilizaron imágenes satelitales LANDSAT 5, LANDSAT 7 y LANDSAT 8, las cuales abarcan un área aproximada de 36,000 km². Por otra parte, dichas imágenes se encuentran comprendidas por el *Path 27* y *Row 43*, que representan la órbita seguida por el satélite (en dirección E-W) y el punto sobre el cual la imagen es tomada (en dirección N-S) respectivamente. Este procedimiento se realiza bajo los parámetros establecidos por el Sistema Mundial de Referencia, Worldwide Reference System (WRS) por sus siglas en inglés.

Las imágenes utilizadas en este estudio fueron obtenidas del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) y han sido procesadas bajo ciertos parámetros los cuales incluyen convolución cúbica, orientación hacia el Norte, proyección Universal Transversal Mercator (UTM) y dátum WGS 1984 (World Geodetic System), los cuales tienen como resultado una imagen con una corrección idónea para su uso en este trabajo.

- **LANDSAT 5.-**

Este satélite opera con un sensor de tipo TM (Thematic Mapper) el cual registra simultáneamente 7 bandas espectrales, siendo tres en el visible, una en infrarrojo cercano, dos en infrarrojo medio y una en infrarrojo termal (Tabla 4.2). La resolución de este satélite es de 30 metros en bandas visibles e infrarrojo medio, y 120 metros en la banda de infrarrojo termal. Asimismo, cuenta con una escena terrestre registrada de 185 km (Fig. 4.5).

Tabla 4. 2.- Bandas espectrales registradas por el sensor TM del satélite LANDSAT 5 (INEGI, 2013).

MODO ESPECTRAL	ESPACIAL (metros)	ESPECTRAL (micras)		RADIOMETRÍA	TEMPORAL
Multi-espectral	30	Banda 1 Azul:	0.45 – 0.52	8 Bits	16 Días
		Banda 2 Verde:	0.52 – 0.60		
		Banda 3 Rojo	0.63 – 0.69		
		Banda 4 Infrarrojo cercano 1:	0.76 – 0.90		
		Banda 5 Infrarrojo cercano 2:	1.55 – 1.75		
		Banda 7 Infrarrojo medio:	2.08 – 2.35		
Termal	120	Banda 6 Infrarrojo térmico	10.4 – 12.5		

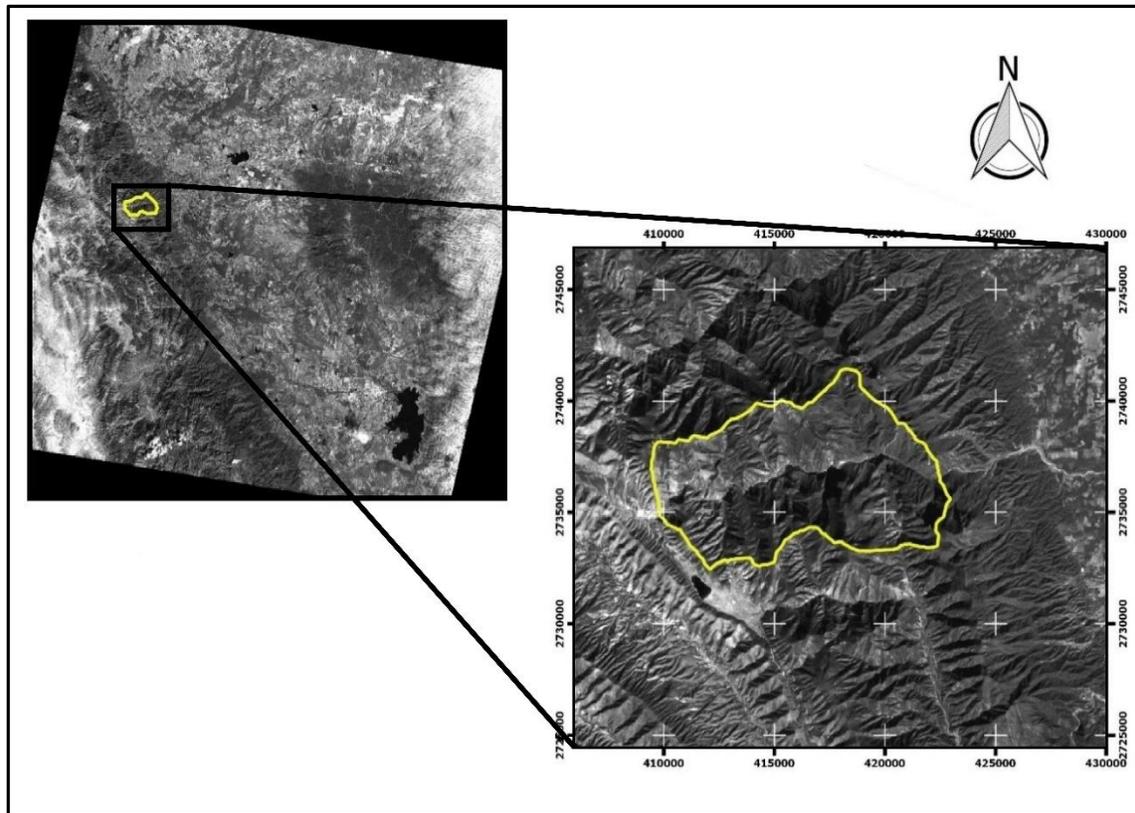


Fig. 4. 5.- Ejemplo de imagen Landsat 5 en infrarrojo medio. El área de estudio se encuentra delimitada con color amarillo. Fecha de la imagen 22/11/1988.

- **LANDSAT 7.-**

Tiene una visión de toda la superficie terrestre en un lapso de 15 días. Cuenta con un sensor ETM+ (*Enhance Thematic Mapper Plus*), el cual es capaz de registrar un campo espectral de 7 bandas siendo tres en el visible, una en infrarrojo medio, dos de infrarrojo cercano y una en pancromático (Tabla 4.3). La resolución de imagen para este sensor es de 30 metros en multiespectral y 15 en pancromática.

A partir del año 2003, este satélite ha presentado una falla en una de las partes encargadas de corregir las líneas escaneadas conocido como *Scan Line Corrector (SLC – off)*, el cual desde entonces se encuentra fuera de funcionamiento. Esto ha dado como resultado que todas las escenas tomadas por LANDSAT 7 adquiridas desde esa fecha hayan sido recolectadas conteniendo franjas de datos inválidos (*gaps*) (Fig. 4.6) (Rodríguez Ramos *et al.*, 2010). Si bien existen metodologías para corregir este tipo de errores, en este estudio no se realizaron debido a que el área

de trabajo presenta dimensiones considerablemente más pequeñas que la imagen total, hasta cierto punto, y estos errores no generan gran pérdida de información al momento de analizar las diferencias entre una imagen y otra buscando cambios topográficos que puedan ser relacionados con movimientos en masa.

Tabla 4. 3.- Bandas espectrales registradas por el sensor ETM+ del satélite LANDSAT 7 (INEGI, 2013).

MODO ESPECTRAL	ESPACIAL (metros)	ESPECTRAL (micras)		RADIOMETRÍA	TEMPORAL
Multi-espectral	30	Banda 1 Azul:	0.45 – 0.52	8 Bits	16 Días
		Banda 2 Verde:	0.53 – 0.61		
		Banda 3 Rojo	0.63 – 0.69		
		Banda 4 Infrarrojo cercano 1:	0.78 – 0.90		
		Banda 5 Infrarrojo cercano 2:	1.55 – 1.75		
		Banda 6 Infrarrojo medio:	2.09 – 2.35		
Pancromática	15	Banda 8 Pancromática	0.52 – 0.90		

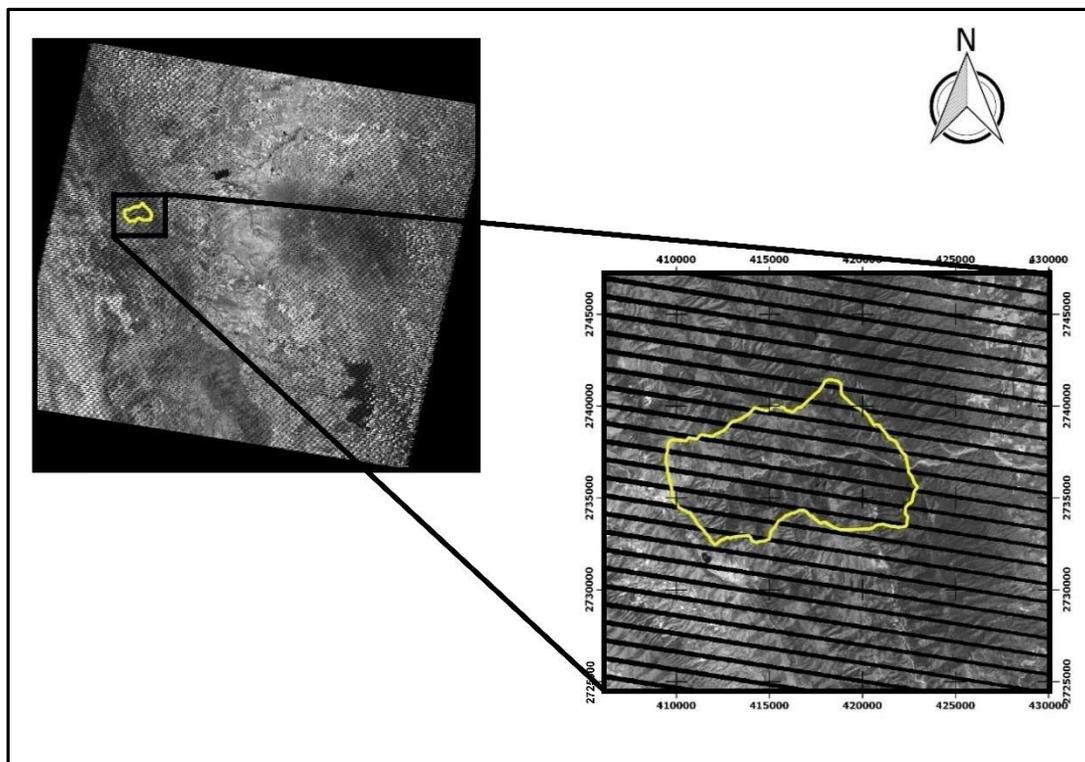


Fig. 4. 6.- Ejemplo de imagen Landsat 7 en infrarrojo medio en donde se puede apreciar la presencia de *gaps* de información como resultado del fallo de SLC. El área de estudio se encuentra delimitada con color amarillo. Fecha de la imagen 28/04/2011.

- **LANDSAT 8.-**

Es el más reciente proyecto LANDSAT. Este satélite tiene una captura de un mismo punto cada 16 días y a diferencia del LANDSAT 7, transporta dos sensores, OLI (*Operational Land Imager*) y TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), los cuales registran 11 bandas espectrales con resoluciones que van desde los 100 m (TIR), 30 m (OLI), y 15 (Pancromático) (USGS, 2015) (Tabla 4.4) (Fig. 4.7).

Asimismo, se utilizó el *software* interactivo Google Earth, el cual permite la visualización de todo el globo terrestre mediante imágenes de diferentes proveedores (NASA, Digital Globber, GeoEye e incluso instituciones gubernamentales que proporcionan imágenes aéreas de alta resolución) (Fig. 4.8) con mayor resolución que las imágenes LANDSAT, pero con un margen temporal más corto (2003 a 2015).

Tabla 4. 4.- Bandas espectrales registradas por los sensores OLI Y TIRS del satélite LANDSAT 8 (USGS, 2015).

Banda	Espectral (micras)	Espacial (metros)	Temporal
1 – Costera-Aerosoles	0.435 - 0.451	30	16 Días
2 – Azul	0.452 - 0.512		
3 – Verde	0.533 - 0.590		
4 – Rojo	0.636 - 0.673		
5 - Infrarrojo cercano	0.851 - 0.879		
6 - Infrarrojo de onda corta 1	1.566 - 1.651		
7 - Infrarrojo de onda corta 2	2.107 - 2.294		
8 - Pancromática	0.503 - 0.676	15	
9 - <i>Cirrus</i>	1.363 - 1.384	30	
10 - (TIR 1)	10.60 - 11.19	100	
11 - (TIR 2)	11.50 - 12.51		

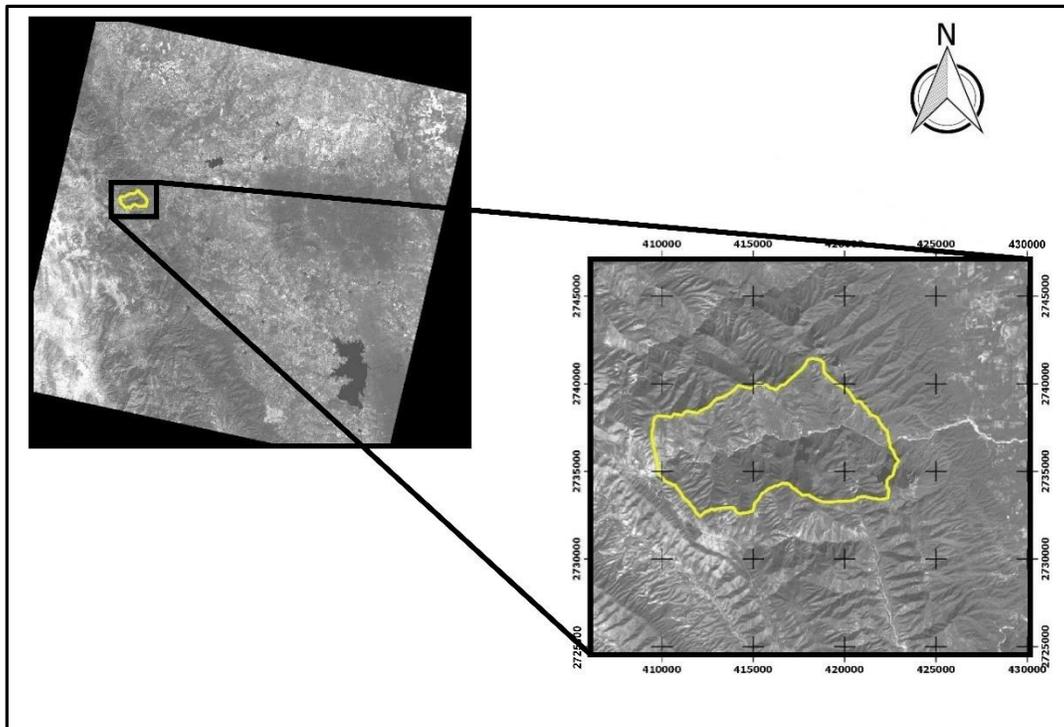


Fig. 4. 7.- Ejemplo de imagen Landsat 8 en infrarrojo de onda corta. El área de estudio se encuentra delimitada con color amarillo. Fecha de la imagen 03/11/2013.



Fig. 4. 8.- Imagen satelital del Cañón Santa Rosa proporcionada por Digital Globe. Fecha de imagen 5/06/2011. Tomado de Google Earth (2016).

4.5.- RESULTADOS: IDENTIFICACIÓN DE MOVIMIENTOS EN MASA

4.5.1.- MAPA INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA

Con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (en este caso, Quantum GIS) se realiza un mapa de inventario a movimientos en masa para la región del Cañón Santa Rosa, teniendo como base la distribución geológica y el grado de pendiente para toda la zona previamente dicha.

Para la obtención de resultados, se compararon dos imágenes satelitales, antes y después de haber ocurrido el fenómeno hidrometeorológico, y se realizó un barrido en dirección Norte – Sur y Este – Oeste buscando diferencias entre éstas que puedan ser interpretadas como posibles movimientos en masa (Fig. 4.9).

Debido a que la resolución de las imágenes varía entre 30 y 15 metros, los movimientos pequeños no son bien reconocidos, por lo que para evitar confusiones en la interpretación han sido omitidos. Solamente en aquellas imágenes obtenidas y comparadas con el *software* Google Earth es posible detectar movimientos en masa pequeños. Esto gracias a que este sistema posee una mejor calidad de imágenes, aunque con una escala temporal menor.

Los eventos hidrometeorológicos analizados corresponden a los previamente mencionados en el capítulo III; asimismo, se incluyen tres eventos meteorológicos más, los cuales, a pesar de no contar con un registro de precipitación como los antes mencionados, se han obtenido reportes tanto de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, como de distintas fuentes, de haber generado movimientos en masa a lo largo del Cañón Santa Rosa (Fig. 4.10). Estos eventos corresponden a:

- a) Durante los meses de Agosto y Septiembre de 2008 se presentaron precipitaciones continuas, las cuales mediante el análisis de imágenes entre Julio y Octubre ha permitido identificar al menos cinco movimientos en masa. La fecha de ocurrencia de estos es incierta, pero se estima que se originaron debido a la acumulación de precipitación en la zona, causando un aumento en

el nivel freático y posterior incremento en el peso de ladera, provocando así el surgimiento de superficies de falla.

- b) Durante el periodo del 30 de Agosto al 08 de Septiembre de 2009, en los cuales se registró una lluvia acumulada de 198 milímetros. Mediante la comparación de las imágenes satelitales antes y después de dicho evento se puede apreciar al menos diez movimientos en masa.

- c) Entre el 13 y 15 de Septiembre de 2013, en el Golfo de México se origina el huracán Ingrid, el cual tuvo su entrada a tierra por el estado de Veracruz, desplazándose hacia el norte trayendo consigo grandes estragos a la región noreste del país. De manera simultánea, en las costas del Pacífico, se originó la tormenta tropical Manuel, la cual tocó tierra en el estado de Colima y afectó gran parte de la región suroeste del país. Debido a la falta de actualización por parte de CONAGUA – SMN de los datos pluviométricos para las estaciones empleadas, para este evento, la elaboración de un modelo de distribución de precipitación mediante el método de isoyetas no fue posible; sin embargo, el análisis geoespacial mediante imágenes satelitales para el reconocimiento de movimientos en masa potencialmente generados por éste si fue posible y se lograron detectar un total de seis.

Una vez analizadas las imágenes para cada evento e identificado los movimientos en masa, se procedió a generar el mapa de inventario, el cual para este estudio, correlacionó la cantidad de movimientos en masa junto con la geología local (Fig. 4.11) y el grado de pendiente en el cual se originan éstos (Fig. 4.12).



Fig. 4. 9.- Ejemplo de análisis de imágenes satelitales para la detección de movimientos en masa. Ejemplo: Huracán Alex. (a) Imagen de Agosto de 2009; (b) Imagen de Junio de 2011. Tomado de Google Earth (2016).

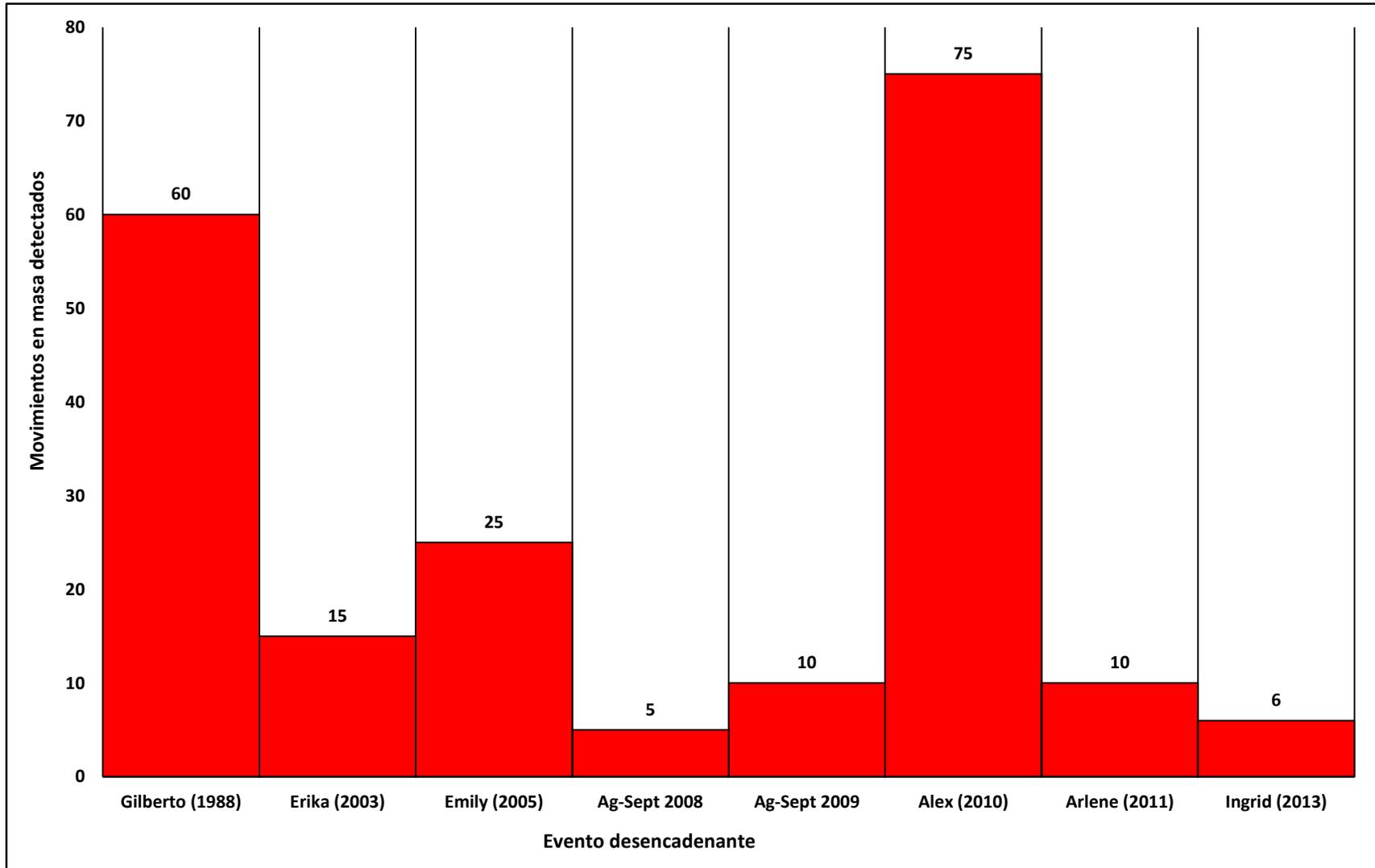


Fig. 4. 10.- Histograma de movimientos en masa – evento desencadenante.

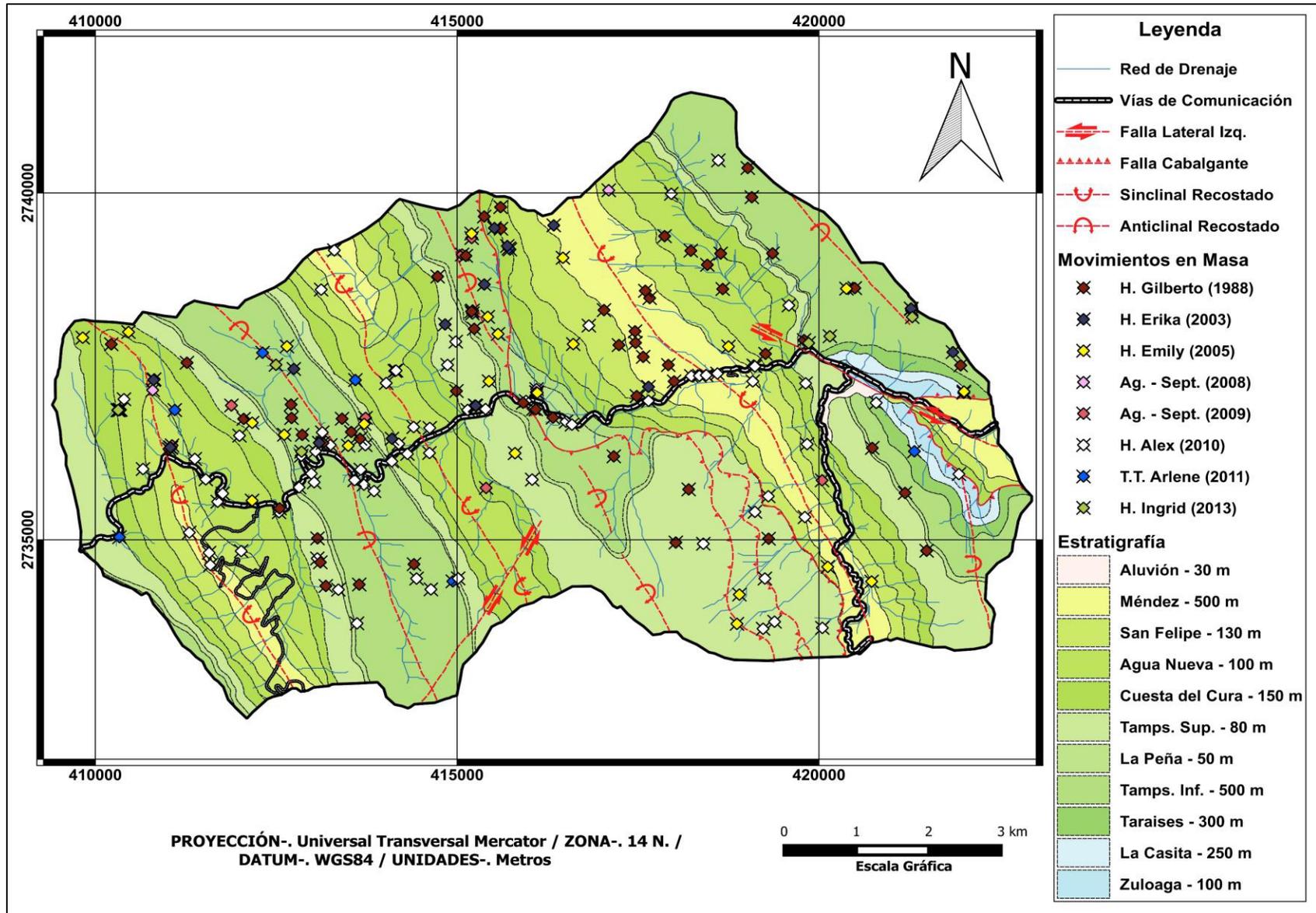


Fig. 4. 11.- Mapa de inventario de movimientos en masa relacionado con la geología local.

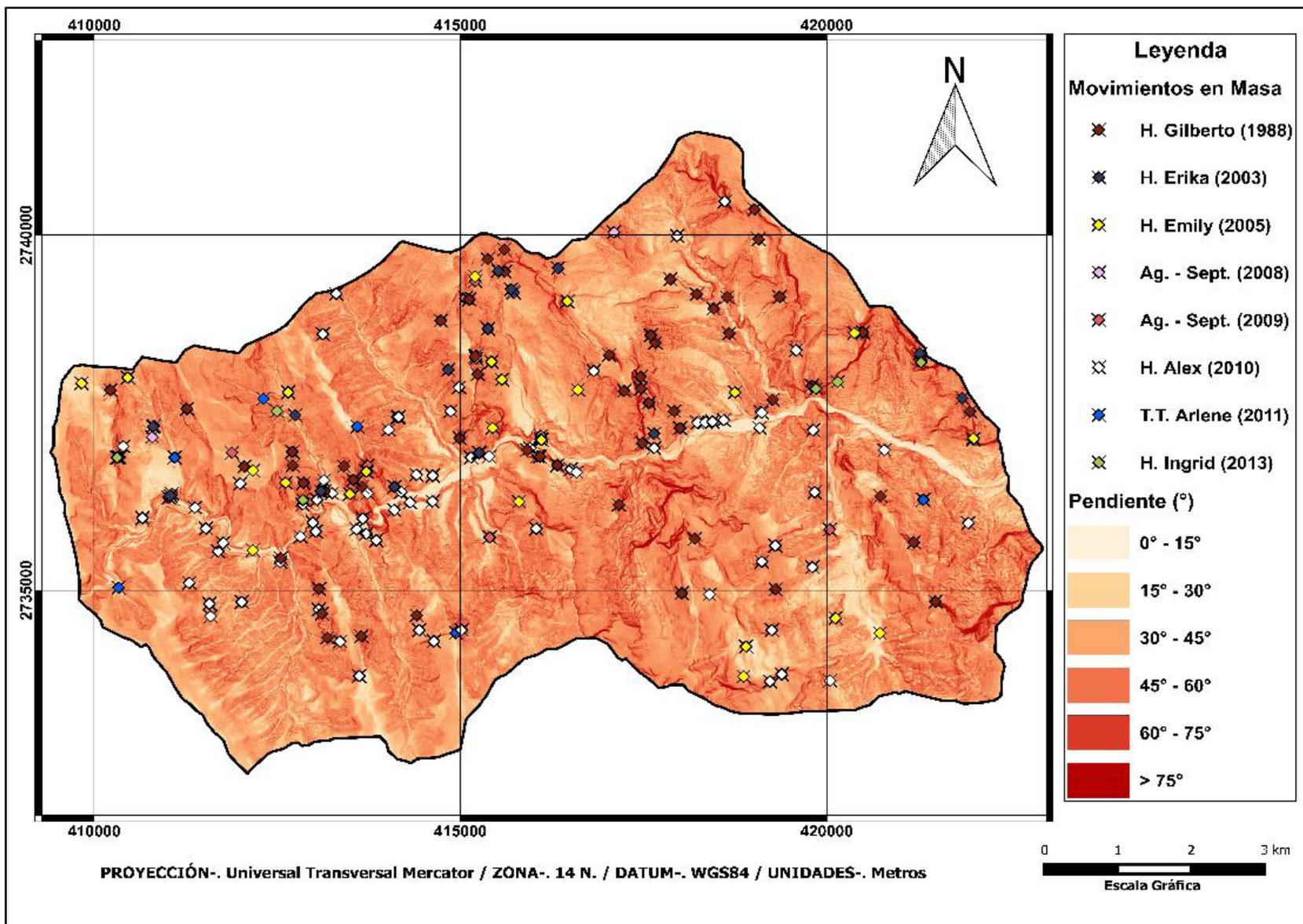


Fig. 4. 12.- Mapa de inventario a movimientos en masa relacionado con el ángulo de pendiente.

Otra manera de interpretar los resultados de estos mapas de inventario es mediante la elaboración de histogramas, los cuales están elaborados para facilitar la interpretación de la información que pueda resultar confusa al momento de analizar dichos mapas. Éstos se realizaron bajo el mismo criterio de relacionar el número de movimientos en masa con la geología local (Fig. 4.13) y el grado de pendiente (Fig. 4.14).

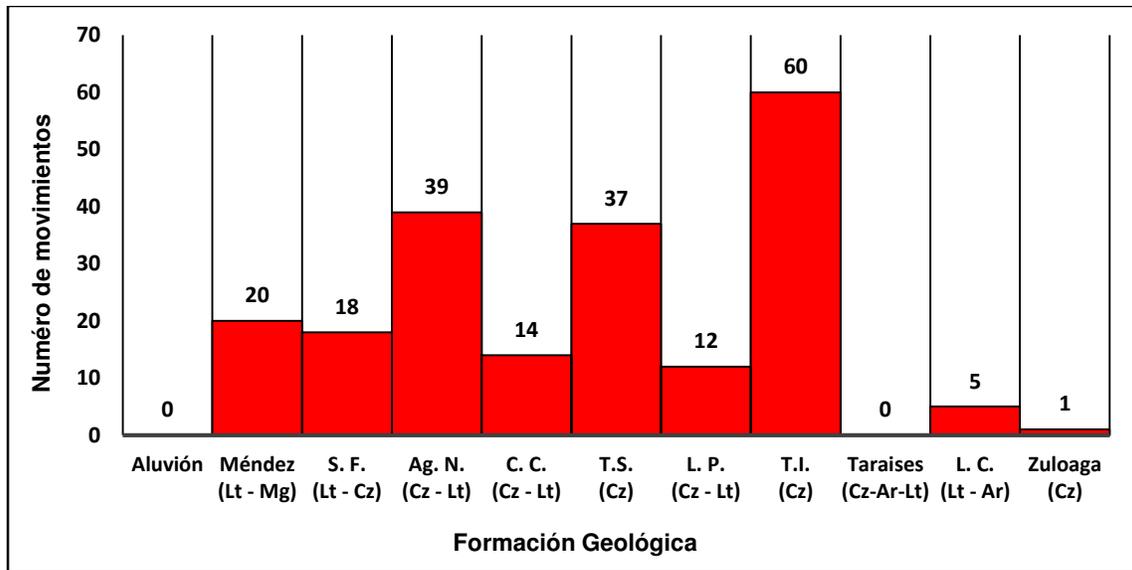


Fig. 4. 13.- Histograma de relación movimientos en masa – formación geológica. Abreviación de la litología: S.F.- San Felipe, Ag. N.- Agua Nueva, C.C.- Cuesta del Cura, T.S.- Tamaulipas Superior, L.P.- La Peña, T.I.- Tamaulipas Inferior, L.C.- La Casita. Tipo de material: Cz.- Caliza, Lt.- Lutita, Mg.- Marga, Ar.- Arenisca.

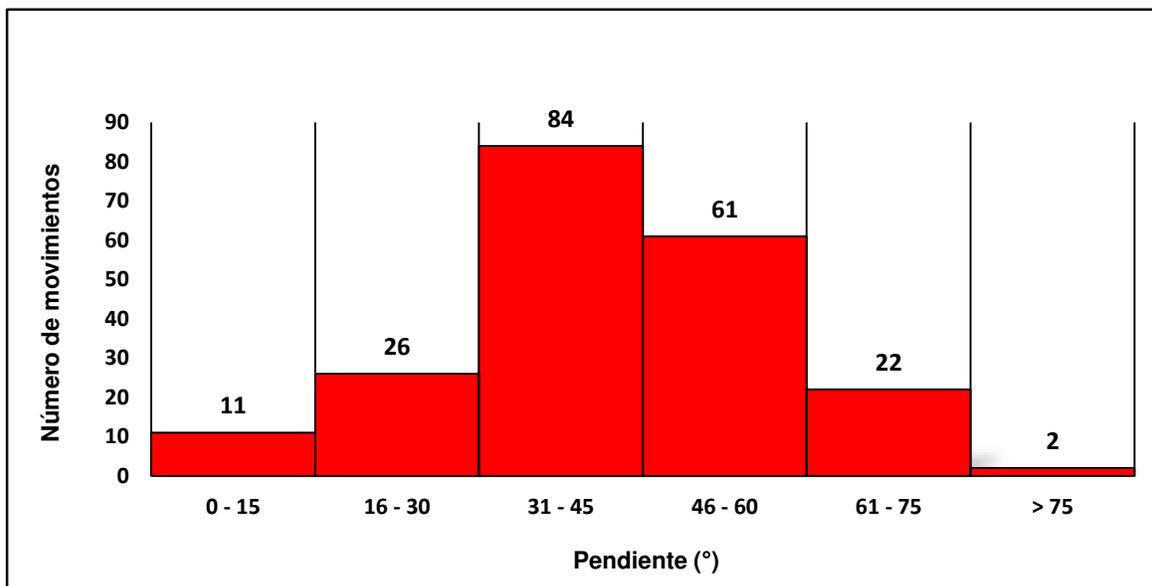


Fig. 4. 14.- Histograma de relación movimientos en masa – pendiente.

4.5.2.- EJEMPLOS DE MOVIMIENTOS EN MASA DENTRO DEL CAÑÓN SANTA ROSA

Una vez establecidos los periodos de precipitación y la identificación geoespacial de los movimientos en masa dentro del Cañón Santa Rosa, el siguiente paso a tratar en este estudio es el de clasificar los distintos tipos de movimientos según la metodología de Varnes (1978), basada en el reconocimiento del tipo de material y mecanismo que lo desplaza, haciendo de ésta una de las clasificaciones más simples y rápidas para la identificación de movimientos en masa a nivel global.

El tipo de movimientos en masa desencadenados por precipitación en el Cañón Santa Rosa se encuentra dominado por deslizamientos superficiales y flujos de derrubios (Fig. 4.15). Estos fenómenos se encuentran ligados a precipitaciones intensas de duración corta (tormentas tropicales, huracanes y/o trombas), las cuales reducen la succión de los materiales presentes generándose así un aumento rápido en el peso de la ladera y desarrollo de zonas de falla de entre 0.3 a 3.0 metros de profundidad.

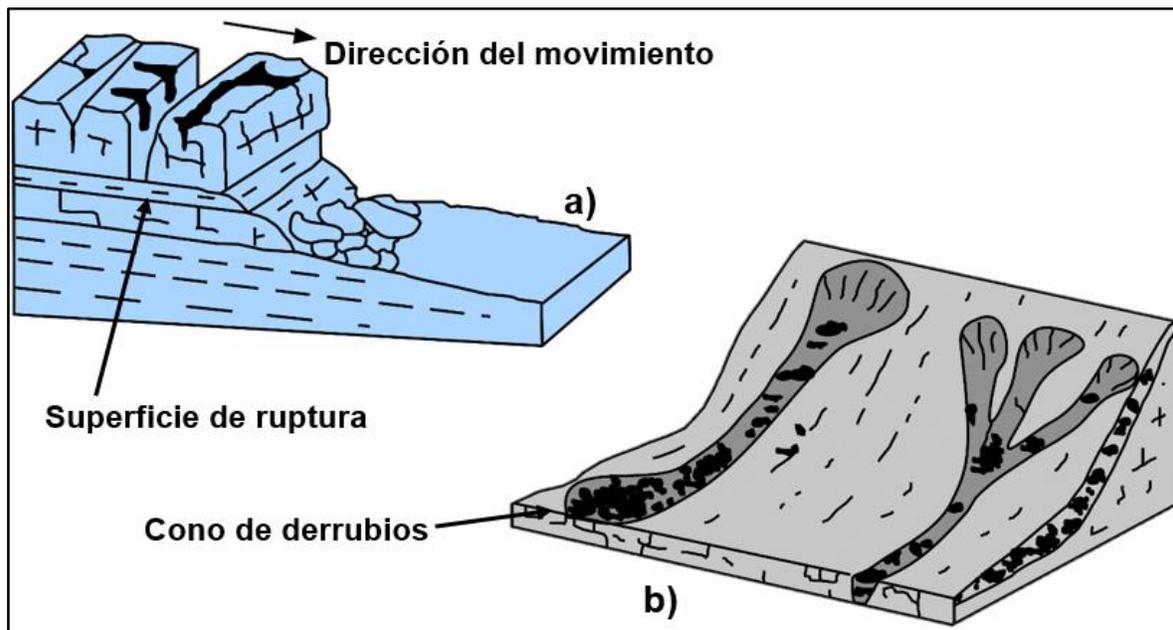


Fig. 4. 15.- Tipo de movimientos predominantes en el Cañón Santa Rosa (deslizamientos superficiales (a) y flujos de derrubios (b)). Modificado de Varnes (1978), tomado de Novotný (2013).

4.5.1.1.- Deslizamientos superficiales

- **Ejemplo 1:**

Ubicado cerca del km 31 de la Carretera Nacional No. 58 “Linares – San Roberto”. La litología presente se compone principalmente de paquetes de caliza pertenecientes a la Fm. Tamaulipas Inferior, cuyo espesor va de mediano a grueso con una coloración gris amarillento a gris oscuro (muestra fresca).

Para dicho sitio se reconoce la presencia de discontinuidades que forman ángulos rectos característicos para este tipo de roca. Además, la orientación de su pendiente con respecto a la estratificación es casi paralela.

Debido a estas características, este sitio presenta una reactivación constante de deslizamientos a lo largo de los años, generalmente en temporada de lluvias. La última de éstas sucedió en Septiembre del 2014 (Fig. 4.16), en donde la extensión del material desplazado abarcó un aproximado de 15 m de largo, 7 m de ancho y una profundidad no mayor a los 1.5 m, y por consiguiente, un volumen de 157.5 m³.



Fig. 4. 16.- Movimiento de tipo deslizamiento superficial cerca en el km 31 desencadenado por precipitación (Fuente: SCT, 2015).

- **Ejemplo 2:**

Se encuentra ubicado en el lado Sur del Arroyo Santa Rosa sobre el km 36 del tramo carretero, colindando con el sitio denominado “Los Altares” (Fig. 4.17). Dicho movimiento corresponde a sedimentos de terraza (Cuaternario), compuestos por grava redondeada de distintos tamaños, y horizontes de arena y limo. Éstos se encuentran alternando con material de escombros propio de ladera producto de derrumbes, propiciando una gran heterogeneidad en la composición de la misma.

Dicho sitio se vio afectado durante el fenómeno del Huracán Alex (30 de Junio – 01 de Julio, 2010), durante el cual la cantidad de agua precipitada ocasionó un aumento en la presión de poro de dichos materiales lo que llevó a un aumento rápido en el peso de éstos sobre la inclinación de la ladera, desarrollando así un deslizamiento cuyas dimensiones fueron estimadas en 20 m de largo (en su parte más alargada) por 15 m de altura (en su parte más alta) y una profundidad promedio de 1.5 m. Por lo tanto, se estima que, durante dicho evento, el volumen de masa desplazado se 150 m³.

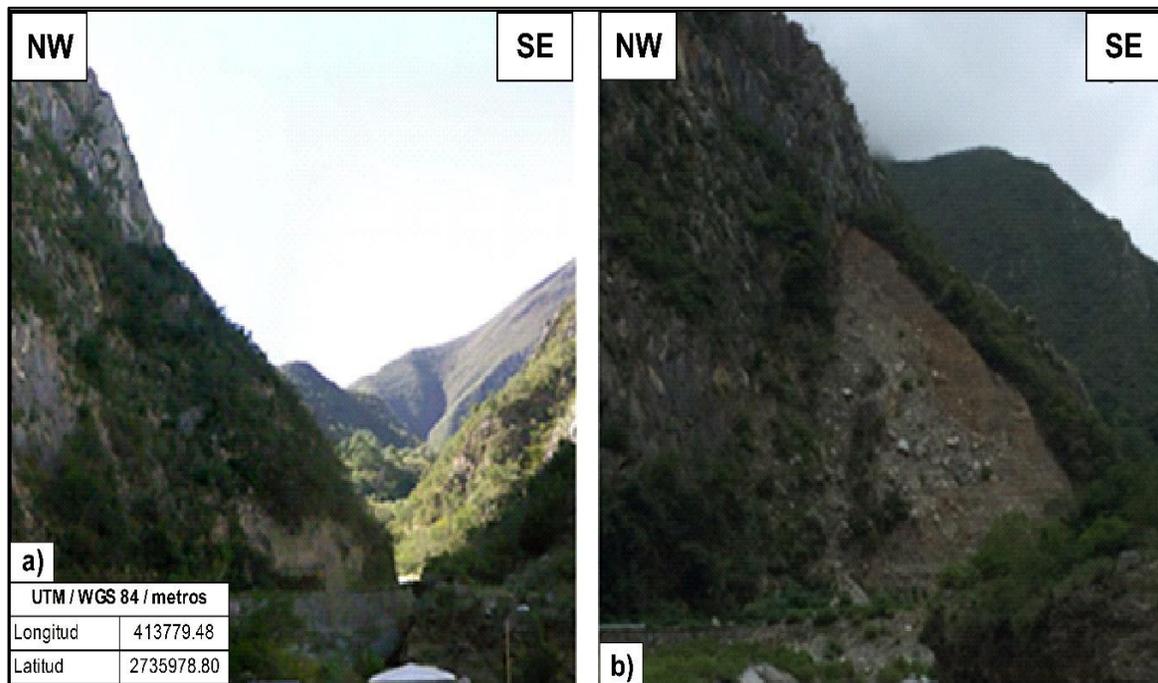


Fig. 4. 17.- Deslizamiento superficial de derrumbes ocasionado por la disminución de cohesión debido a precipitaciones intensas del Huracán Alex (2010) cerca del área de “Los Altares”, Iturbide, Nuevo León. a) Antes de la precipitación; b) después de la precipitación.

4.5.1.2.- Flujos de derrubios

- **Ejemplo 1:**

Dicho sitio se encuentra ubicado cerca del km 42 de la Carretera Nacional No. 58 “Linares – San Roberto” cerca de la entrada al municipio de Iturbide, Nuevo León (Fig. 4.18).

La litología presente en esta zona se compone principalmente de roca caliza de la Fm. Tamaulipas Superior, de espesor mediano y coloración que va de gris claro (intemperizada) a gris oscuro (muestra fresca).

Dicho movimiento se ubica cerca de la cresta de la ladera, componiéndose principalmente de material erosionado de la misma. La falta de cohesión entre éstos propicia que bajo las condiciones adecuadas de precipitación y/o eventos sísmicos sea más fácil desestabilizarlos y por ende desencadenar flujos, los cuales pueden prolongarse varios metros pendiente abajo, preferencialmente sobre aquellas zonas donde se desarrolla el drenaje natural de la ladera (cañadas).

Debido a estas características, este tipo de movimientos presentan varias reactivaciones a lo largo de los años; por lo tanto, el volumen desplazado en cada episodio de reactivación suele variar.



Fig. 4. 18.- Flujo de derrubio sobre la Fm. Tamaulipas Superior cerca del km 42, Iturbide, Nuevo León.

• **Ejemplo 2:**

Se encuentra ubicado cerca de la localidad conocida como “El Ebanito” sobre el tramo carretero “Linares-San Roberto”. La litología predominante de dicho sitio se encuentra constituida por lutita en forma laminar con un alto grado de intemperismo y un desarrollo de foliación muy marcado, propio de la Fm. Méndez (Fig. 4.19 a).

La presencia de diferentes familias de discontinuidades y el grado de pendiente del talud (70° aproximadamente) denota un constante problema de tipo ingenieril, puesto que el tamaño de los materiales desplazados puede variar desde unos pocos centímetros al orden del metro (Fig. 4.19 b).

Lo anterior se vuelve más notorio sobre todo en épocas de lluvias, en donde el material erosionado y depositado en la parte media de la ladera empieza a perder la poca cohesión que tiene y aprovecha la forma laminar de los derrubios para generar zonas de debilidad por donde deslizarse entre sí (Fig. 4.19 c).



Fig. 4. 19.- a) Flujo de derrubios desencadenado por precipitación en la Fm. Méndez, b) Tamaño de escombros desplazados, c) Muestra de humedad en el sitio donde se originó el movimiento.

Asimismo, se reconocieron caídos y vuelcos de roca (Fig. 4.20), los cuales son originados debido al aumento de presión de agua en grietas y fisuras dentro del macizo rocoso.

En cuanto a movimientos de grandes dimensiones, se toma como referencia el trabajo realizado por Pedraza Rodríguez (1997), el cual estudió un paleomovimiento de aproximadamente 780 m² de magnitud y un volumen desplazado de 26x10⁶ m³ denominado “El Calabozo”. Este fenómeno causó el bloqueo temporal del cauce del arroyo Santa Rosa, creando una pequeña cuenca intramontana dejando un depósito de más de 50 metros de altura de limo y arcilla finamente estratificados.

Por otra parte, se identificó gran cantidad de movimientos a lo largo del margen del arroyo Santa Rosa. Éstos son causados por la erosión fluvial del mismo como parte de crecidas repentinas producto de grandes cantidades de lluvia, originando así una pérdida del soporte de los materiales pendiente arriba y posterior ruptura. El material principal de estos fenómenos son sedimentos no consolidados provenientes de material erosionado ladera arriba o de terrazas fluviales previamente estudiadas por De León Gutiérrez (1999).

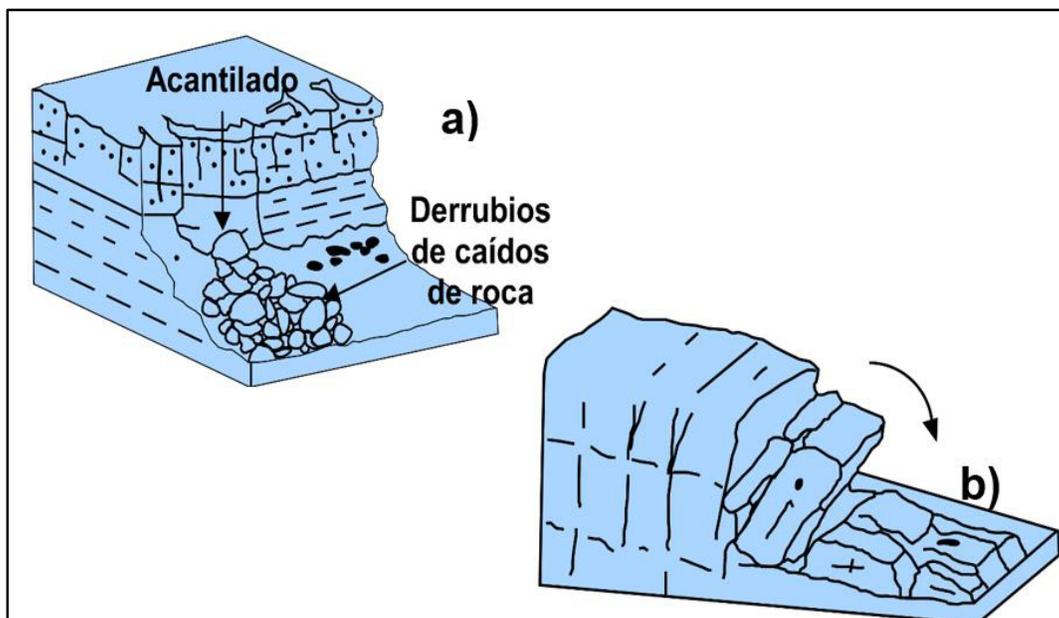


Fig. 4. 20.- Movimientos de tipo caído (a) y vuelco (b) de rocas presentes en el área de estudio. Modificado de Varnes (1978), tomado de Novotný (2013).

4.5.1.3.- Caídos o desprendimientos de roca

- **Ejemplo 1:**

Este tipo de movimientos se presentan generalmente en las zonas altas de las laderas teniendo como depósito final las partes medias de las mismas; sin embargo, existen casos en donde en donde el material desprendido logra llegar hasta las partes más bajas, obstaculizando, en este caso, el tramo carretero (Figs. 4.21) y/o poniendo en riesgo a aquellas edificaciones cercanas al pie de ladera (Fig. 4.22).

El sitio en el cual se localiza este desprendimiento corresponde al km 27 del tramo carretero “Linares – San Roberto” cerca del entronque al camino de Rancho Viejo y La Palma en la localidad llamada “El Chorro”. El tamaño del bloque desprendido es de aproximadamente 3.2 m², contando con un volumen de 3.8 m³. El componente principal de dicho bloque se encuentra compuesto de caliza perteneciente a la Fm. Tamps. Inferior, la cual proveniente de la parte más elevadas de la ladera. Por otra parte, mediante la obtención de las medidas tanto de área como de volumen de dicho bloque, se ha estimado un tonelaje del mismo, basándose en una densidad de 2700 kg/m³, de 10.2 toneladas.



Fig. 4. 21.- Bloque desplazado ladera debajo proveniente de la Fm. Tamps. Inferior.

- **Ejemplo 2:**

Se encuentra ubicado en la localidad conocida como “Las Avispas” y consta principalmente de bloques de caliza pertenecientes a la Fm. Tamaulipas Inf., cuyo tamaño varía de pocos centímetros a varios metros. La posición de los bloques en este sitio, con respecto a la pendiente de la ladera, permanece acumulada como una concentración de derrubios de caídos en la parte media de la misma. Por otra parte, se puede apreciar que éstos se encuentran en un estado metaestable, es decir, un estado de parcial equilibrio en donde si éste es alterado, dichos materiales podrían desplazarse pendiente abajo. Todo esto representa un riesgo, sobre todo para las edificaciones que se encuentra en la parte baja de la ladera de donde estos materiales permanecen acumulados.

A lo largo de los años, este sitio se ha visto involucrado en distintos periodos de reactivaciones, sobre todo en temporadas de lluvia intensa que descargan gran cantidad de agua en duraciones cortas (huracanes, tormentas tropicales, etc.). Sin embargo, en la región se han presentado otros eventos (por ejemplo: actividad sísmica) con el potencial de desencadenar movimientos en masa en la zona (Gómez Arredondo *et al.*, 2016).

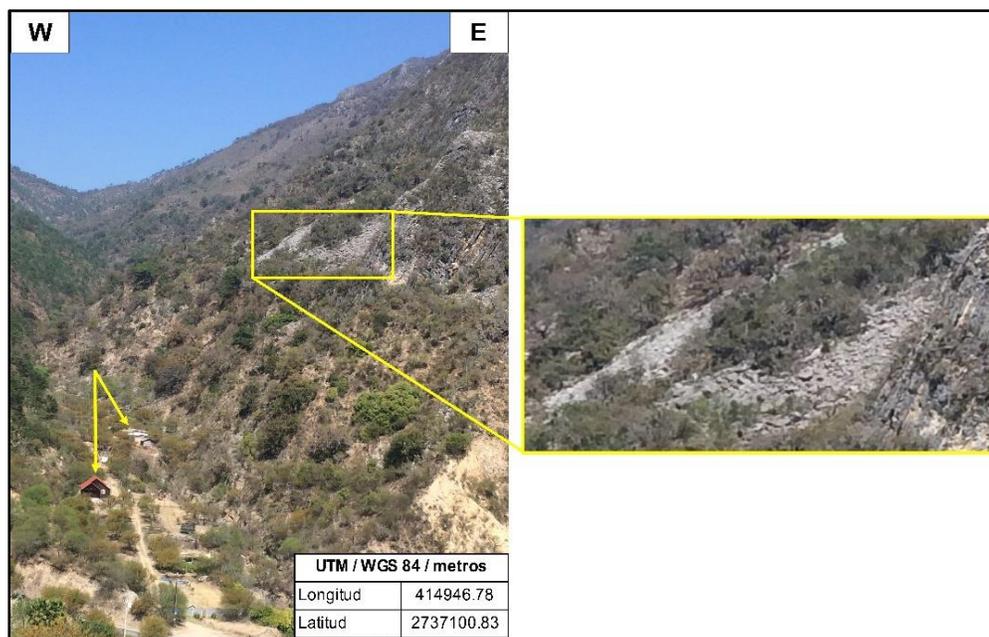


Fig. 4. 22.- Derrubios de caídos de roca localizados a media ladera en la comunidad de Las Avispas. Las flechas amarillas denotan la posición de las construcciones con respecto a la posición de los bloques.

4.5.- CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO

La precipitación como factor desencadenante de movimientos en masa en el Cañón Santa Rosa contribuye al aumento de las presiones negativas y la disminución de presiones efectivas, teniendo un efecto contraproducente sobre el conjunto litológico y estructural que constituyen a las laderas presentes en dicha región, afectando su estabilidad.

La importancia del drenaje y su relación con la distribución de presiones ejercidas por el agua, determina las distintas variaciones en las condiciones de estabilidad de laderas. Debido a esto, aquellas formaciones con mayor número de discontinuidades, tales como la Fm. Méndez, San Felipe, Agua Nueva (en su parte arcillosa) condicionan un tipo drenaje deficiente en el cual el agua puede fluir a través de sus discontinuidades más fácilmente, y en consecuencia, producir un incremento en las presiones intersticiales de la ladera, generando así una disminución de la resistencia al corte que produce inestabilidad en la misma; mientras que aquellas zonas con mejores condiciones de drenaje (por ejemplo, todas las formaciones carbonatadas cuyo promedio de discontinuidades es más bajo) tienden a soportar más aporte de agua en su estructura sin generar un debilitamiento en su estabilidad.

La presencia de movimientos de tipo flujo de derrubios y deslizamientos superficiales se encuentra condicionado a su vez por intensas precipitaciones en periodos cortos de tiempo; por otra parte, aquellos eventos con temporalidad prolongada tienden a generar movimientos de tipo caído y vuelco, esto como consecuencia directa del agua entre las fracturas de los macizos rocosos.

Otro factor a tomar en cuenta en los eventos de precipitación prolongados, es el aumento en la escorrentía, sea en cañadas como en el cauce principal, las cuales generan movimientos en masa debido al descalce en pie de las laderas y/o taludes.

En cuanto al reconocimiento visual de movimientos en masa utilizando imágenes satelitales LANDSAT 5, 7 Y 8 (15 – 30 m), la mayoría de los movimientos en masa detectados comprenden áreas grandes, lo cual hace que esta técnica de

teledetección sea limitada. Sin embargo, a pesar de esta limitación, la cantidad de fenómenos muestreados es considerable y se considera óptima para la elaboración de un mapa de inventario.

Para el reconocimiento de cambios en la topografía y/o vegetación que pudieran denotar la generación de movimientos en masa, se emplearon solamente las combinaciones de las bandas del espectro visible, así como de la banda pancromática. Esto como una medida para evitar generar confusiones que pudieran llegar a afectar los resultados a causa una malinterpretación en los colores.

Las formaciones carbonatadas, especialmente en aquellas zonas donde presentan una intercalación y/o discontinuidades rellenas de material arcilloso, tienden a generar zonas de inestabilidad al entrar en contacto con el agua, debido a que ésta debilita la cohesión entre las partículas de dicho material y disminuye la resistencia al esfuerzo cortante, trayendo consigo la generación de la mayoría de los movimientos en masa registrados en la zona. Por otra parte, aquellos movimientos generados sobre formaciones arcillosas presentan una mayor extensión debido al alto grado de intemperización en el cual se encuentran llegando a comportarse como un suelo cuando el grado de saturación es alto.

La relación entre movimiento en masa – pendiente parece estar gobernado por una mayor abundancia hacia ángulos de entre 30° – 60° , lo cual representa un 70% de los movimientos registrados, en donde el mecanismo principal son zonas de ruptura superficiales, originando así deslizamientos, flujo de derrubios y algunos caídos. El porcentaje restante se divide en aquellas zonas en donde las pendientes son más suaves, por ejemplo, en el lecho del arroyo en donde la generación de movimientos se da por descalce de las laderas, mientras que en zonas escarpadas en donde el mecanismo principal tiende a ser de tipo caídos o vuelcos.

CAPÍTULO V

5.- UMBRALES DE PRECIPITACIÓN

5.1.- INTRODUCCIÓN

El término “umbral” se utiliza para determinar el nivel crítico, ya sea mínimo o máximo, de la cantidad necesaria para que un proceso se lleve a cabo (White *et al.*, 1996). Un umbral mínimo define el nivel más bajo por el cual un proceso no se produce. Por otra parte, un umbral máximo representa el nivel por encima del cual un proceso siempre ocurre. Para movimientos en masa desencadenados por eventos de precipitación, un umbral define las condiciones de lluvia, humedad del suelo, o condiciones hidrológicas que, cuando son alcanzados o rebasados, propician la generación de este tipo de fenómenos.

Existen dos tipos de umbrales de precipitación desencadenantes de movimientos en masa (Aleotti, 2004):

a) Umbrales físicos

Son aquellos basados en modelos numéricos, los cuales toman en cuenta las relaciones entre precipitación, presión de poro y estabilidad de la ladera mediante la conjunción de modelos hidrológicos y de estabilidad (Montgomery & Dietrich, 1994; Wilson & Wieczorek, 1995; Crosta, 1998, Terlien, 1998). Este tipo de modelos pueden determinar la cantidad de precipitación necesaria para desencadenar superficies de falla en laderas, la locación y tiempo en los cuales un movimiento pueda presentarse, volviéndolos de gran interés como sistemas de alerta temprana. Sin embargo, la información sobre grandes áreas y el uso de equipo especializado (pluviómetros, tensiómetros, piezómetros), hacen que éstos tengan ciertas limitantes en su implementación.

b) Umbrales empíricos

Se basan principalmente en análisis históricos de la relación precipitación/ocurrencia de movimientos en masa (generalmente mediante el uso de estadística) (Campbell, 1975; Caine, 1980; Crozier & Glade, 1999). Cuando la

información sobre las condiciones de lluvia que no dio lugar al desarrollo de movimientos en masa se encuentra disponible, los umbrales se definen como separadores de las mejores condiciones que dieron y no dieron lugar a la inestabilidad de laderas. El número de movimientos desencadenados por este tipo de eventos, ya sea singular o múltiple, puede ser considerado o no al momento de elaborar estos modelos (Guzzetti *et al.*, 2007).

Asimismo, debido a su extensión geográfica éstos se pueden clasificar en:

- **Umbrales globales:**

Este tipo de modelos intentan establecer un nivel mínimo general por debajo del cual no existe riesgo de generación de movimientos en masa. Éstos no toman en consideración las condiciones morfológicas locales, litológicas, y de uso de suelo, así como del régimen histórico de lluvias locales y/o regionales.

- **Umbrales regionales:**

Son definidos por comprender áreas que abarcan desde unos pocos hasta varios miles de kilómetros cuadrados, que comparten características meteorológicas, climáticas, fisiográficas y edafológicas similares, teniendo gran aplicación como sistemas de alerta.

- **Umbrales locales:**

Consideran solamente el régimen climatológico local y geomorfológico de áreas que se extienden de unos pocos a unos cuantos cientos de kilómetros cuadrados, siendo aplicables para movimientos singulares o múltiples.

Este tipo de modelos que utilizan combinaciones de mediciones de precipitación obtenidas a partir de eventos de lluvias individuales o múltiples, las cuales pudieran o no desencadenar movimientos en masa. Estos modelos se pueden subdividir en cuatro subcategorías: a) umbrales de intensidad – duración (ID), b) umbrales basados en eventos totales de precipitación, c) umbrales de evento de precipitación – duración (ED), y d) umbrales de evento de precipitación – intensidad.

Debido a la falta de equipo especializado para caracterizar las propiedades hidrológicas del área y el registro de datos pluviométricos provenientes de las estaciones hidrometeorológicas más cercanas a la misma (estación Iturbide y Santa Rosa), para el presente estudio se ha establecido que los umbrales empíricos de tipo ID representan la mejor alternativa para establecer parámetros mínimos para el desencadenamiento de movimientos en masa debido a lluvia en el Cañón Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León.

5.2.- UMBRALES DE INTENSIDAD - DURACIÓN

Los umbrales de intensidad – duración (ID), son el tipo más común de umbrales empíricos utilizados en la literatura. La forma general de éstos se encuentra expresada por:

$$I = c + \alpha D^{\beta} \quad (5.1)$$

Donde:

- I = Intensidad (mm/h),
- D = Representación de duración de la precipitación (h),
- c = Constante que toma un valor 0, representando una distribución potencial.
- α y β = Parámetros que representan el intercepto y el gradiente, respectivamente.

Un elemento clave para la construcción de estos modelos empíricos de pronóstico para la posible ocurrencia de movimientos en masa inducidos por lluvia es la intensidad de precipitación. Este término se refiere a la cantidad de precipitación acumulada en un periodo, o la tasa de precipitación en un periodo, comúnmente medido en milímetros (o pulgadas) por hora. Dependiendo de la extensión en el periodo de observación, la intensidad puede representar una medida instantánea de la tasa de lluvia o un valor promedio de la misma sobre periodos que van de horas (mm/h), días (mm/d) o periodos más largos (Guzzetti *et al.*, 2007).

El primer estudio en relacionar este tipo de umbrales con el desencadenamiento de movimientos en masa fue publicado por Caine (1980). En este trabajo, el autor relaciona un total de 73 movimientos superficiales (< 3 m) ocurridos en laderas inalteradas por procesos antrópicos (construcciones, agricultura) y naturales (erosión en la base de ladera) a nivel global con registros locales de precipitación (Fig. 5.1) en donde las condiciones climatológicas y geológicas son variadas.

El resultado de este estudio fue el establecimiento de umbrales mínimos y máximos denotados por las formas $I = 14.82 D^{-0.39}$ y $I = 388 D^{-0.514}$ respectivamente, los cuales parecen ajustarse solo para periodos de 10 minutos a 10 días. Esta limitante se relaciona a que precipitaciones con poca duración no presentan infiltraciones grandes, por lo tanto, las condiciones de presión de poro no presentan cambio y no ocurre una inestabilidad; por otra parte, para eventos de larga duración, la intensidad de lluvia parece superar a la intensidad media esperada.

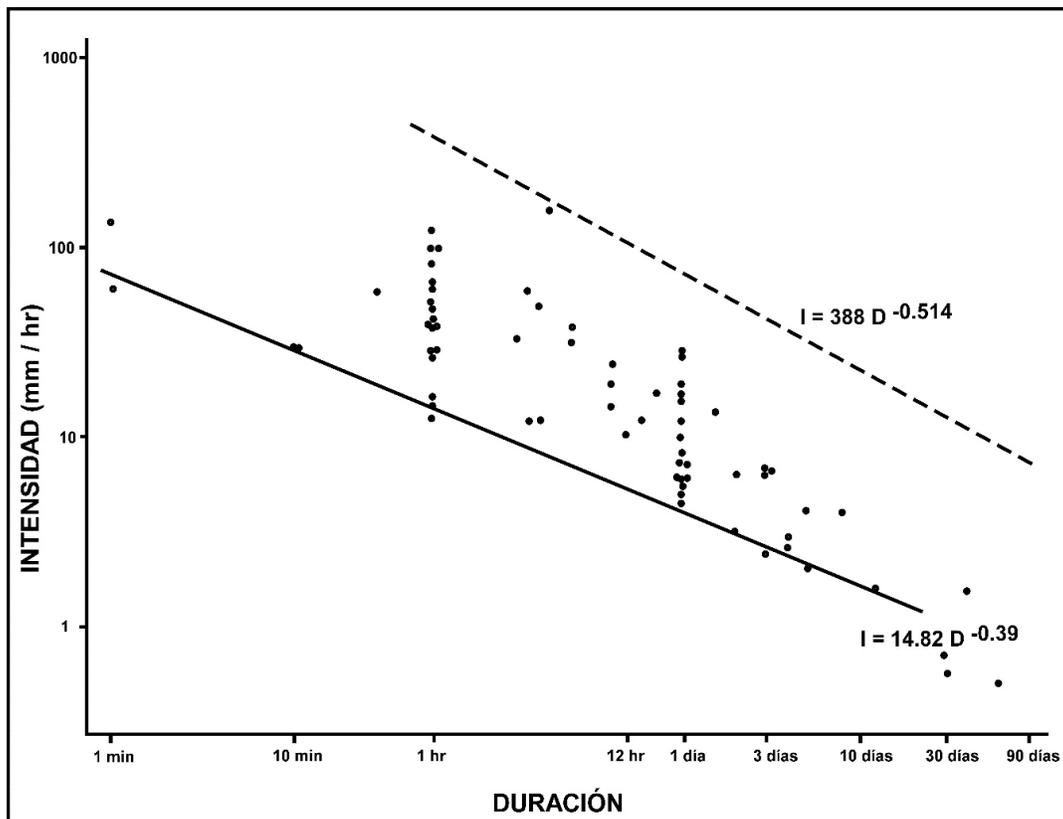


Fig. 5. 1.- Modelo implementado por Caine (1980) para la generación de umbrales ID desencadenantes de movimientos en masa a nivel global.

A partir del trabajo de Caine (1980), una gran cantidad de autores han propuesto diferentes umbrales ID a escala global para la relación precipitación/movimiento en masa. Entre los más importantes se encuentran: Innes (1983), Clarizia *et al.* (1996), Crosta & Frattini (2001), Aleotti (2004), Cannon & Gartner (2005) y Guzzetti *et al.* (2008) (Tabla 5.1).

Tabla 5. 1.- Umbrales determinados a nivel global para la relación precipitación-movimiento en masa.

AUTOR	TIPO DE MOVIMIENTO	FUNCIÓN	VALIDEZ (h)
Caine (1980)	Deslizamientos superficiales y flujo de derrubios	$14.82 \times D^{-0.39}$	$0.167 < D < 500$
Innes (1983)	Flujos de derrubios	$4.93 \times D^{-0.5}$	$0.1 < D < 100$
Clarizia <i>et al.</i> (1996)	Deslizamientos superficiales	$10 \times D^{-0.77}$	$0.1 < D < 1000$
Crosta & Frattini (2001)	Deslizamientos superficiales	$7.68 \times D^{-1}$	$0.1 < D < 1000$
Aleotti (2004)	Deslizamientos superficiales y flujo de derrubios	$19 \times D^{-0.50}$	$7 < D < 112$
Cannon & Gartner (2005)	Flujos de derrubios relacionados a incendios forestales	$7 \times D^{-0.6}$	$0.1 < D < 3$
Guzzetti <i>et al.</i> (2008)	Deslizamientos superficiales y flujos de derrubios	$2.28 \times D^{-0.20}$	$0.1 < D < 48$
		$0.48 \times D^{-0.11}$	$D > 48$

Guzzetti *et al.* (2008) utilizó una base de datos de aproximadamente 2,626 eventos cuyo espacio temporal es de 1917 a 2005 e implementó nuevos umbrales a escala global para diferentes rangos de duración, los cuales comparó con aquellos ya propuestos. Esta base de datos además de contener información de precipitación y tipo de movimientos desencadenados, también aporta información sobre la

posición geográfica, datos de lluvia antecedente, fecha en que se originó el movimiento, litología y el tipo de clima en el cual éstos ocurrieron.

Asimismo, este autor elabora umbrales ID dependiendo la zona climatológica presente, bajo el análisis de al menos 2000 eventos, los cuales contienen este tipo de información, propone seis diferentes modelos dependiendo la zona climatológica de origen.

5.3.- RESULTADOS: OBTENCIÓN DE UMBRAL ID PARA EL CAÑÓN SANTA ROSA, ITURBIDE, NUEVO LEÓN

Para la obtención de un modelo de predicción que relacione la cantidad de precipitación (intensidad – duración) con el desencadenamiento de movimientos en masa en la región del Cañón Santa Rosa, se empleó el registro pluviométrico de las estaciones hidrometeorológicas pertenecientes a CONAGUA y el SMN más cercanas, las cuales incluyeron la estación 19027 (Iturbide) y 19193 (Santa Rosa). La utilización de sólo estas dos estaciones obedece a que entre más alejadas se ubican de la zona de estudio, el registro obtenido pudiera originar resultados no representativos.

La base de datos recabada constó de un total de 122 eventos (Fig. 5.2), de los cuales un total de 110 comprenden registros de las mencionadas estaciones y varían en duraciones de 24 a 120 horas e intensidades que van de 0.33 (en periodos de lluvia prolongados) a 10.5 mm/h (en periodos de lluvia diaria, representada por eventos hidrometeorológicos extremos (huracanes, tormentas tropicales, trombas).

Asimismo, se incluyeron 12 eventos provenientes de testimonios recabados, los cuales afirman que eventos (< 24 horas) generaron algún tipo de movimiento en masa. Sin embargo, debido a la carencia de registros pluviográficos que puedan comprobar la intensidad de precipitación para el tiempo dicho en éstos, la duración de éstos (0.5, 5, 6, 8 y 12 horas) ha sido comparada con aquellas intensidades obtenidas para diferentes duraciones y periodos de retorno provenientes de curvas I-D-F, obtenidas a partir de registros pluviométricos de las estaciones más cercanas al área de estudio.

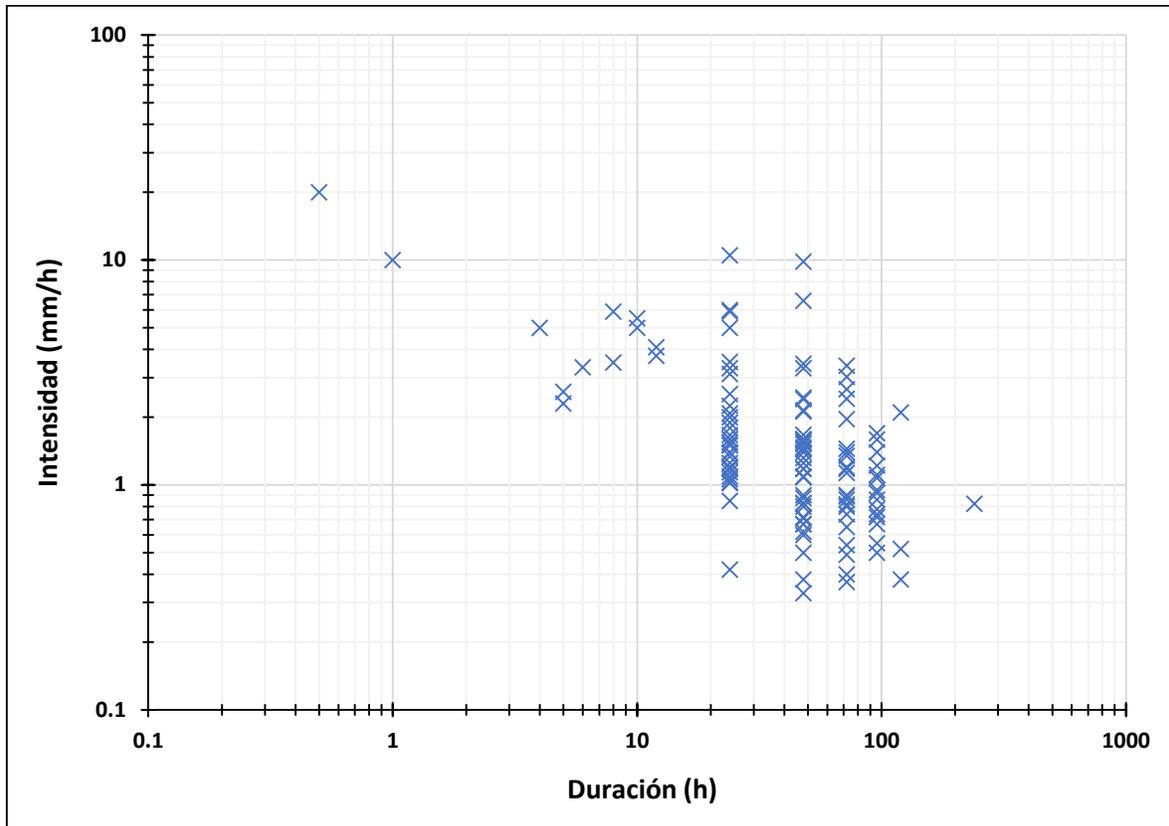


Fig. 5. 2.- Registro de datos pluviométricos obtenidos de las estaciones Iturbide y Santa Rosa.

Para la generación del umbral mínimo, se graficaron los puntos de I vs D en un arreglo de tipo logarítmico. El análisis generó una distribución lineal de tipo $\log(I) = \log(\alpha) - \beta * \log(D)$, la cual en coordenadas lineales es equivalente a la distribución potencial $I = \alpha * D^{-\beta}$, en donde D es la duración del evento de precipitación en horas, I se refiere a la intensidad media del mismo (mm/h), α es el intercepto, y β corresponde al gradiente de la curva potencial.

Para la elaboración de la curva de umbral se usaron las intensidades de precipitación más bajas, así como las duraciones más cortas de las que se tiene registro. El resultado de esto fue la obtención de una curva que pasa por los puntos más bajos del registro, y la cual se encuentra representada por la función:

$$I = 10.454 D^{-0.795} \quad (5.2)$$

presentando un coeficiente de determinación (R^2) de 0.9871 (Fig. 5.3).

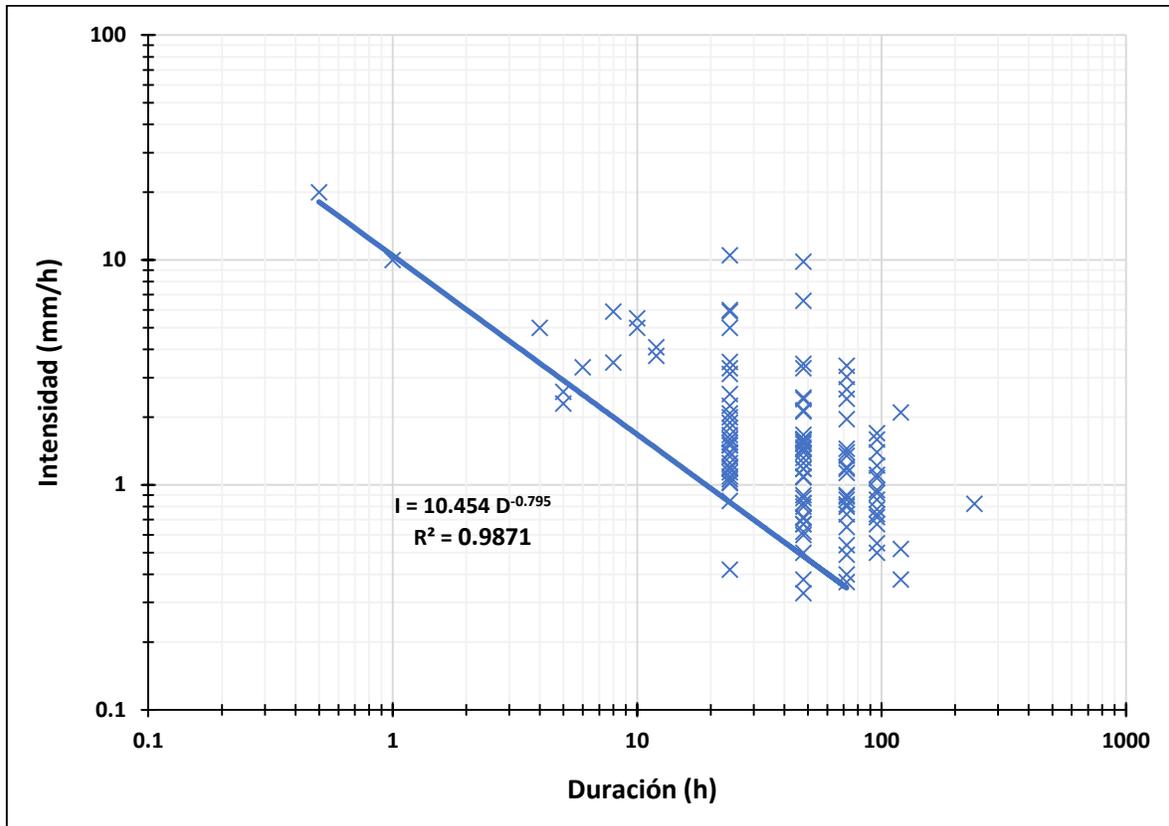


Fig. 5. 3.- Definición del umbral crítico utilizando la relación intensidad – duración en una gráfica logarítmica.

5.4.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El resultado obtenido ha sido comparado con aquellos establecidos en la literatura a nivel global (Fig. 5.4) encontrando similitud con aquel propuesto por Clarizia *et al.* (1996) para deslizamientos de suelos, presentando una función de $I = 10 D^{-0.77}$. Con esto, se puede concluir que para los movimientos estudiados por dichos autores y los presentados en este trabajo, establece que la intensidad de lluvia para desencadenar este tipo de fenómenos es la misma en duraciones menores a 200 horas.

Asimismo, la curva generada posee una pendiente similar a la propuesta por Caine (1980) para deslizamientos superficiales y flujos de derrubios. Sin embargo, predice la ocurrencia de estos eventos a una cantidad de precipitación más baja. La causa de esta diferencia parece radicar en el tipo de análisis planteado. Mientras que en el trabajo propuesto por dicho autor no se reconocen diferencias entre tipos

de clima, litología, relieve, etc., el presente si toma en cuenta estos aspectos, abarcando solamente un ambiente de tipo montañoso y litología de tipo sedimentario (en su mayoría material carbonatado y lutítico), pendientes con grados de inclinación entre 35° a 60°, en donde los materiales que las conforman suelen presentar altos grados de intemperismo (principalmente materiales arcillosos), y el desarrollo de discontinuidades a lo largo de éstos. Asimismo, las condiciones hidrogeológicas de dichos materiales son alteradas a causa de la cantidad de agua infiltrada, condicionando el grado de saturación de los materiales y por ende el tiempo en el cual se llega a desencadenar el movimiento. Esto puede causar una diferencia significativa debido a que este tipo de factores condicionan de manera importante la estabilidad de una ladera, por lo que al no tener un control sobre éstos los resultados pueden variar.

Por otra parte, el modelo pronostica una mayor cantidad de precipitación necesaria para el desencadenamiento de movimientos en masa, a diferencia de aquellos modelos ya descritos. Esto puede encontrarse ligado a la cantidad de eventos utilizados para la obtención de estos umbrales, por ejemplo, Guzzetti *et al.* (2008) utiliza 2,626 eventos que desencadenaron deslizamientos y flujos de derrubios, mientras que en el presente trabajo únicamente se recabó una base de 122 eventos. Lo anterior puede llegar a tener gran influencia al momento de generar umbrales mínimos de estimación, puesto que entre mayor sea la cantidad de datos con los que se cuenten, los errores se verán reducidos, generando resultados más confiables.

Además de haber comparado el umbral obtenido con aquellos propuestos globalmente en la literatura también se procedió a buscar la relación entre éste y aquellos umbrales propuestos por Guzzetti *et al.* (2008) para los diferentes tipos de regiones climatológicas basadas en la clasificación de Köppen (1931) y Trewartha (1968) (Fig. 5.5). Los resultados obtenidos presentan una curva con pendiente muy parecida a aquella propuesta para regiones montañosas, validando con esto la confiabilidad en el umbral propuesto.

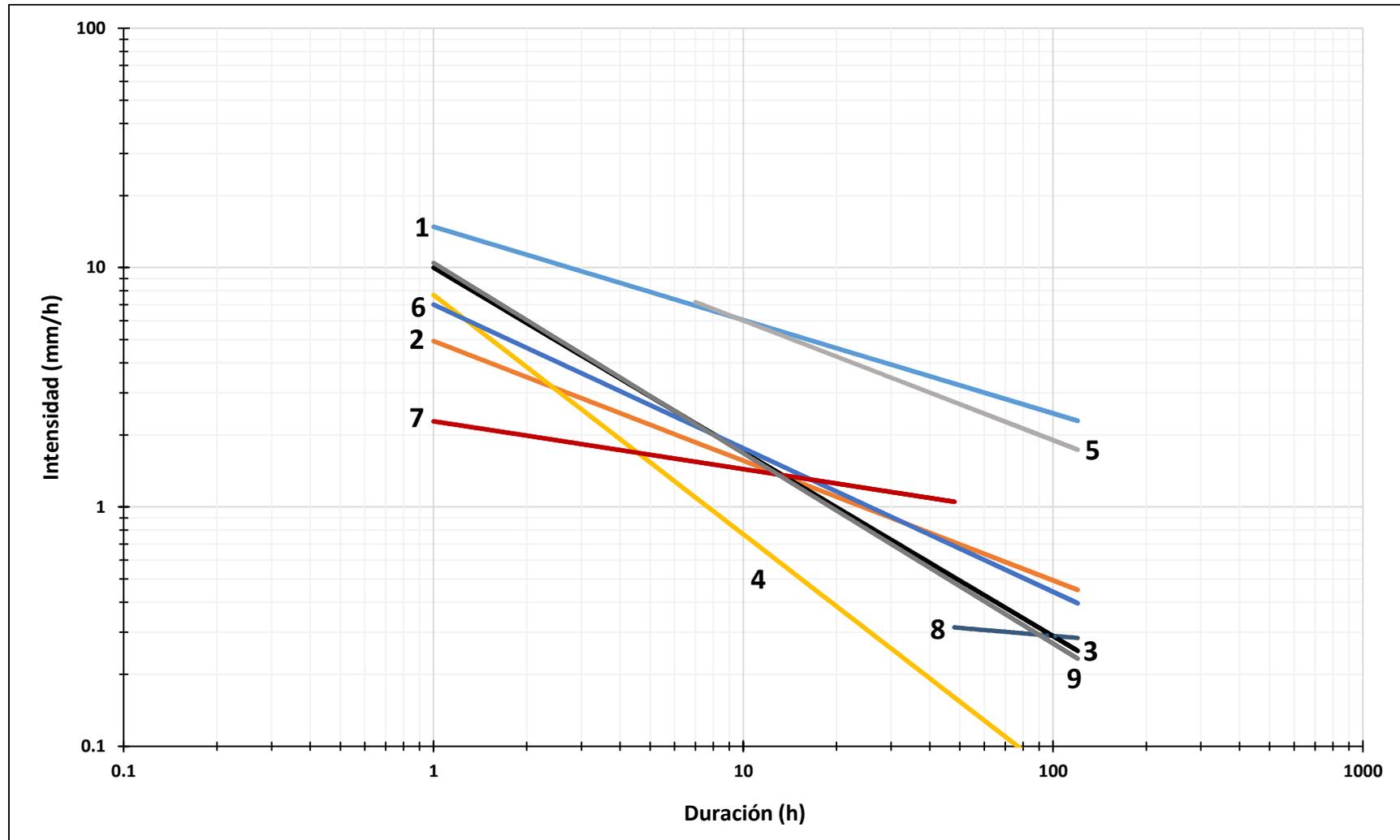


Fig. 5. 4- Comparación entre los distintos umbrales ID establecidos a nivel global con el obtenido en el presente estudio. 1.- Caine (1980) - $I = 14.82 D^{-0.39}$; 2.- Innes (1983) - $I = 4.93 D^{-0.5}$; 3.- Clarizia et al. (1996) - $I = 10 D^{-0.77}$; 4.- Crosta & Frattini (2001) - $I = 7.68 D^{-1}$; 5.- Aleotti (2004) - $I = 19 D^{-0.5}$; 6.- Cannon & Gartner (2005) - $I = 7 D^{-0.6}$; 7 y 8.- Guzzetti et al. (2008) - $I = 2.28 D^{-0.2}$ (< 48 hrs) y $I = 0.48 D^{-0.11}$ (≥ 48 hrs); 9.- Umbral obtenido en el presente trabajo - $I = 10.4 D^{-0.795}$.

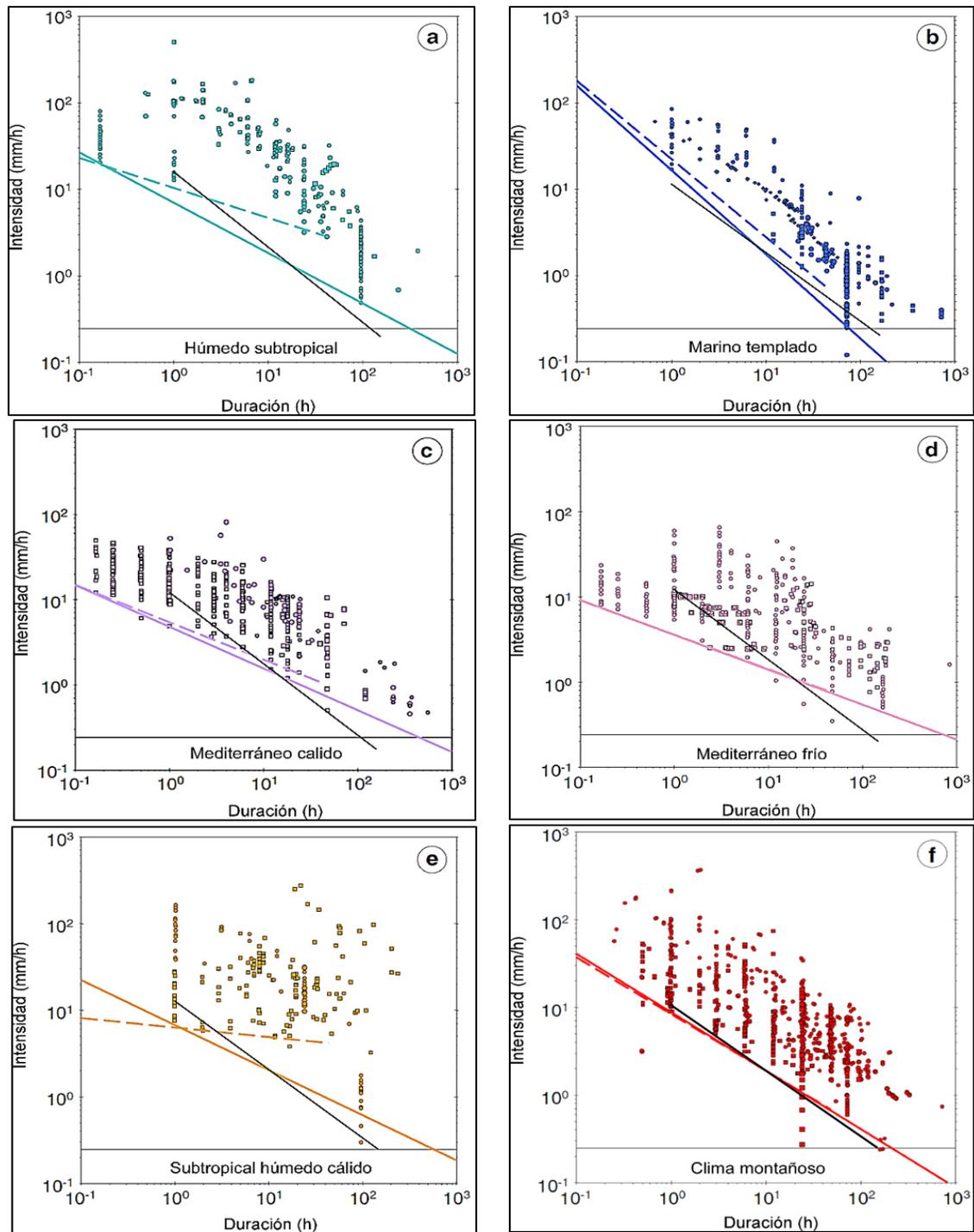


Fig. 5.5.- Umbrales mínimos para el desencadenamiento de deslizamientos superficiales y flujos de derrubios en seis diferentes regiones climatológicas. a) Clima húmedo subtropical, b) Clima marino templado, c) Clima mediterráneo cálido, d) Clima mediterráneo templado-frío, e) Clima subtropical húmedo cálido, f) Clima de altitud (regiones montañosas). Las líneas continuas de color representan los umbrales mínimos para cada tipo de región; líneas discontinuas representan umbrales compuestos inferidos a partir de estimaciones de intensidad – duraciones para un rango de 0.1 a 48 horas; las líneas negras representan la comparación entre el umbral obtenido en este trabajo y aquellos establecidos por Guzzetti et al. (2008). Los cuadros representan flujos de derrubios y los círculos deslizamientos superficiales, así como lo de menor tamaño indican un solo evento, mientras que los de mayor tamaño representan múltiples movimientos.

5.5.- CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO

La elaboración de umbrales empíricos que relacionan la intensidad y duración de precipitación con el desencadenamiento de movimientos en masa representa un elemento importante en la generación de sistemas de alerta. Sin embargo, su implementación se ve limitada debido a la poca información hidrometeorológica en tiempo real con la cual se cuenta. Entre los parámetros que se deben tener en cuenta son: la identificación del evento, el área de la región y los registros de precipitación de las estaciones hidrometeorológicas más cercanas.

Basado en esto, y comparando los resultados obtenidos con aquellos propuestos en la literatura, se llega a la conclusión de que el umbral mínimo para desencadenar movimientos en masa en el Cañón Santa Rosa cuenta con un grado de confiabilidad aceptable. Sin embargo, se debe tener en cuenta que, debido a la localización del área y carencia de suficientes estaciones pluviométricas cercanas a la misma, es necesario seguir realizando estudios que afinen los resultados ya obtenidos, consiguiendo así reducir los posibles errores.

La fiabilidad de los resultados solamente se debe considerar para aquellas precipitaciones no menores a 1h y no mayores a 120 hrs. Esto debido a que esas son las duraciones con las cuales se cuenta registro, y todos aquellos valores que las excedan pueden traer como consecuencia irregularidades en la implementación de este modelo como sistema de alerta temprana para el desencadenamiento de movimientos en masa.

Asimismo, este modelo únicamente se debe aplicar para deslizamientos superficiales (< 3 m) y flujos de derrubios. En cuanto a los movimientos detectados de tipo caído y vuelco se relacionan a aquellos eventos cuya precipitación es prolongada (> 96 hrs).

CAPÍTULO VI

6.- CONCLUSIONES GENERALES Y RECOMENDACIONES

6.1.- CONCLUSIONES GENERALES

Mediante la aplicación conjunta de diferentes disciplinas, tales como, la Ingeniería Geológica, Hidrología, Percepción Remota, y Estadística, se propone un modelo de correlación entre eventos hidrometeorológicos de precipitación (lluvia) con el desencadenamiento de movimientos en masa dentro del Cañón Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León.

A través del análisis de registros anuales de las estaciones pluviométricas empleadas en este estudio, se concluye que cierto tipo de eventos hidrometeorológicos denominados “extraordinarios” (huracanes, tormentas tropicales, trombas, etc.) que alcanzan a afectar la zona, descargan un promedio de 150 mm/d, representando una gran cantidad de agua infiltrada y/o escurrida, la cual afecta directamente en la estabilidad de las laderas. Esto no considera la crecida de arroyos y tributarios responsables de ocasionar inestabilidades por erosión fluvial de las mismas.

Por otra parte, mediante la obtención de curvas I-D-F se estima la intensidad de precipitación esperada para diferentes duraciones y periodos de retorno en la zona de estudio, esto con la finalidad de generar un sistema de prevención de riesgos ante eventuales fenómenos. Para este estudio, se toman en cuenta solamente las estaciones pluviométricas más cercanas al estudio (Iturbide, Santa Rosa y Las Crucitas), las cuales representan de una manera local las condiciones predominantes del sitio. El utilizar datos provenientes de estaciones más alejadas puede llegar a generar errores de interpretación.

El análisis geoespacial de imágenes satélites tipo LANDSAT 5, 7 y 8 para diferentes periodos de tiempo relacionados con eventos de precipitación, presenta una distribución de movimientos en masa a lo largo de toda el área de estudio, teniendo una mayor concentración en aquellas zonas donde predominan

formaciones carbonatadas con intercalaciones arcillosas (Fm. Tamps. Inf. y Agua Nueva). De igual manera, parece existir una relación entre los movimientos en masa desencadenados y el grado de inclinación de las laderas donde éstos ocurren con una concentración mayor de ángulos oscilando entre 30° y 60°.

El agua como desencadenante de movimientos en masa dentro del área de estudio condiciona la formación de flujos de derrubios y deslizamientos de tipo superficial (< 3 mts.), los cuales se consideran de acción rápida. Por otra parte, eventos de precipitación más prolongados ocasionan una mayor infiltración de agua en las laderas que puede dar lugar a la prolongación de fracturas preexistentes y el lavado de cementantes propiciando así el desprendimiento de bloques y/o el vuelco de paquetes rocosos.

Por último, se propone una correlación entre intensidad de precipitación y el desencadenamiento de movimientos en masa en la región del Cañón Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León implementando un umbral mínimo de lluvia representado por la función $I = 10.454 D^{-0.795}$, en donde I representa la intensidad de precipitación en milímetros por hora y D la duración en minutos.

Cabe resaltar que este resultado ha sido comparado con aquellos propuestos a nivel global estableciendo una similitud con los valores propuestos por Clarizia *et al.* (1996) para deslizamientos de suelo, y Guzzetti *et al.* (2008) para regiones climatológicas de tipo montañosas.

El umbral mínimo de lluvia, basado en la relación intensidad-duración, para desencadenar movimientos en masa sólo es aplicable para duraciones iguales o mayores a 1 hora e iguales o menores a 120 horas, teniendo un estimado de 250 mm/d o su equivalente de 10.4 mm/h como cantidad de lluvia necesaria para desencadenar deslizamientos superficiales en la región del Cañón Santa Rosa.

Sin embargo, la ocurrencia de eventos cuya tasa de precipitación sea constante es poco probable, así como de que las condiciones hidrogeológicas de los materiales para ese periodo sean diferentes a las normales puede generar que

dichos valores tengan cierta variación. Esto quiere decir que el establecimiento de un sistema de alerta temprana que considere la lluvia como desencadenante de movimientos en masa en la región debe ser inferior a la cantidad establecida, proponiendo un aproximado de 150 milímetros de lluvia como indicador para activar los planes de contingencia y de riesgo relacionados con el desencadenamiento de este tipo de fenómenos en la región.

6.2.- RECOMENDACIONES

Debido al carácter histórico – teórico del presente estudio, se recomienda implementar mediante el uso de aparatos especializados (permeámetros, tensiómetros, piezómetros, etc.) una caracterización detallada de los materiales presentes en la zona. Esto con la finalidad de que los resultados obtenidos a partir de estas metodologías ayuden a sustentar lo propuesto en el presente trabajo, y a entender el papel que juegan los eventos de precipitación en el desencadenamiento de movimientos en masa en el Cañón Santa Rosa.

La implementación de curvas de intensidad-duración-frecuencia mediante registros pluviométricos relacionados con precipitaciones máximas diarias y anuales representan una estimación a la realidad. Es por esto que se recomienda que en caso de contar con registros pluviográficos hacer uso de ellos para disminuir el error de aproximación.

Por último, cabe señalar que dichos resultados solamente se pueden tomar como referencia para la implementación de este tipo de análisis y no se considera pertinente extrapolarlos a otras regiones debido a que las condiciones tanto climatológicas como geológicas varían de un lugar a otro. Asimismo, el umbral propuesto únicamente es aplicable a movimientos de tipo flujo de derrubios y deslizamientos superficiales, por lo que al intentar implementarlo para otro tipo de fenómenos sería perjudicial.

CAPÍTULO VII**7.- REFERENCIAS**

- ALCÁNTARA AYALA, I., (2000), Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología, Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, U.N.A.M. (41), 25 pp.
- ALEOTTI, P., (2004), A warning system for rainfall – induced shallow failures, Eng. Geol. Vol. 73, 247 – 265 pp.
- ÁLVAREZ, M., (1949), Unidades tectónicas de la República Mexicana, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 14, 1-22 pp.
- ÁLVAREZ, M., (1958), Tectónica profunda de México, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 10, 163-182 pp.
- ÁLVAREZ, M., (1961), Provincias fisiográficas de la República Mexicana, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 24, 5-20 pp.
- ANDERSON, S.A., SITAR, N., (1995), Analysis of rainfall-induced debris flows, Journal of Geotechnical Engineering, 544-552 pp.
- APARICIO MIJARES, F.J., (1992), Fundamentos de hidrología de superficie, Limusa (1ra. Edición), 302 pp.
- ARMAS ZAGOYA, J.M., (2004), Cartografía geológica estructural del Valle de Huizachal, como base para el análisis de estabilidad de taludes de la carretera Rumbo Nuevo, Tamps., México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 134 pp.
- AYALA CARCEDO, F.J., (2002), Análisis de riesgos por movimientos de ladera, En: Ayala Carcedo F.J., y Olcina, J. (eds.), Riesgos Naturales, Ed. Ariel, Barcelona, España, 379 – 407 pp.
- AYLLÓN TORRES, T., GUTIÉRREZ ROA, J., (1983), Introducción a la Observación Meteorológica, Limusa (1ra. Edición).
- BARBOZA GUDIÑO, J.R., HOPPE, M., GÓMEZ ANGUIANO, M., MARTÍNEZ MACÍAS, P.R., (2004), Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23 (3), 299 – 319 pp.
- BELL, F.C., (1969), Generalized Rainfall-Duration-Frequency Relationships, Proc. ASCE, Journal of Hydraulic Div., Vol. 95, 311 – 327 pp.
- BIENIAWSKI, Z.T., (1989), Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering, Wiley Inc., New York, 257 pp.

- BLONG, R.J., (1973), Relationships between morphometric attributes of landslides, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band 18*, 66-77 pp.
- BRANDENBURG, L.A., (1995), Quätergeologie, Sedimentologie una paläohydrologische Entwicklung des Sedimentationsbeckens in El Calabozo, Canyon Sta. Rosa in der Sierra Madre Oriental, Nordostmexiko. (Geología Cuaternaria, Sedimentología y Modelado pelehidrológico de la Cuenca de sedimentación en El Calabozo, Cañón Santa Rosa en la Sierra Madre Oriental, Noreste de México), Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Alemania, Tesis de Maestría, 91 pp. más anexos.
- BRUNSDEN, D., (1973), The application of systems theory to the study of mass movement, *Geologia Applicata e Idrogeologia, University of Bari*, 8, 1, 185-207 pp.
- BRUNSDEN, D., (2002), Geomorphological roulette for engineers and planners: some insights into a old game, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 35, 101-142 pp.
- BURROWS, R.H., (1910), Geology of Northern Mexico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo VII, 85 – 104 pp.
- CAINE, N., (1980), The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows, *Geogr. Ann., Serie A, Vol. 62*, 23 – 27 pp.
- CAMPBELL, R.H., (1975), Debris flow originating from soil slip during rainstorm in the southern California, *Q. Engineering Geologist*, vol. 7, 339 – 349 pp.
- CAMPOS ARANDA, D.F., (1987), Procesos del ciclo hidrológico, inciso 4.6: Procesamiento estadístico de lluvias máximas diarias, Editorial Universitaria Potosina (1ra. reimpresión), 4 – 46 pp.
- CAMPOS ARANDA, D.F., (1990), Procedimiento para obtener Curvas I-D-Tr a partir de Registros Pluviométricos, *Ingeniería Hidráulica en México*, 39 – 52 pp.
- CAMPOS ARANDA, D.F., (2010), Intensidades máximas de lluvia para Diseño Hidrológico Urbano en la República Mexicana, *Ingeniería, Investigación y Tecnología*, Vol. XI, Núm. 2, 170 – 188 pp.
- CAMPOS ARANDA, D.F., (2010), Introducción a la hidrología urbana, Editorial Libre (1ra. Edición), 269 pp.
- CANNON, S.H., GARTNER, J.E., (2005), Wildfire – related debris flow from a hazards perspective, In: Jakob M., Hungr O. (eds), *Debris flow hazards and related phenomena*, Springer, Berlin, 363 – 385 pp.
- CARRILLO BRAVO, J., (1961), Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps., *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 13, 1-98 pp.
- CARRILLO BRAVO, J., (1965), Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 17, 73 – 96 pp.

- CARRILLO BRAVO, J., (1971), La plataforma de Valles San Luis Potosí, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23 (1-6), 1-102 pp.
- CAVERO PANEZ, C., (2010), Análisis de métodos para la predicción de presión de poros aplicado a la estabilidad de pozos de perforación petrolera, Universidad Ricardo Palma, Facultad de Ingeniería, Lima, Perú, Tesis de Licenciatura, 103 pp.
- CHAPA ARCE, R.I., GARCÍA PUENTE, D.M., LEMUS ALARCÓN, O.R., GARZA VELA, L.A., (2010), Estudio geólogo-geofísico para determinar movimientos en masa y Riesgos Geológicos en el Cañón El Huahuco (La Estanzuela) al sureste del Área Metropolitana de Monterrey, Nuevo León, México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis Grupal Multidisciplinaria de Licenciatura, 254 pp.
- CHAPA GUERRERO, J.R., (1993), Massenbewegungen an Steilhängen der Sierra Madre Oriental im Grossraum Monterrey, Mexiko (Movimientos en masa en taludes escarpados de la Sierra Madre Oriental dentro del área metropolitana de Monterrey, México), Mitt. fur Ing. Geol. U. Hydro. RWTH Aachen, Alemania, Tesis Doctoral, 164 pp, más anexos.
- CHÁVEZ CABELLO, G., COSSÍO TORRES, T., PETERSON RODRÍGUEZ, R.H., (2004), Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, northeast Mexico, In: Sussman, A.J., Weil, A.B. (eds.), Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses, Geological Society of America, Special Paper, 383, 145 – 159 pp.
- CHÁVEZ CABELLO, G., (2005), Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro, México, Tesis Doctoral, 266 pp.
- CHÁVEZ CABELLO, G., TORRES RAMOS, J.A., PORRAS VÁZQUEZ, N.D., COSSIO TORRES, T., ARANDA GÓMEZ, J.J., (2011), Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares Nuevo León, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 63, Núm. 2, 253 – 270 pp.
- CHEN, C.L., (1983), Rainfall Intensity-duration-frequency formulas, Proc. ASCE, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 109, Núm. 12, paper núm. 18441, 1603 – 1621 pp.
- CHIN, D.A., (2006), Water-Resources Engineering, Chapter 5: Surface-Water Hydrology, theme 5.2: Rainfall, 334 – 375 pp. Pearson Education, Inc. (2da. Edición), New Jersey, E.U.A., 962 pp.
- CHOW, V.T., (1964), Handbook of applied hydrology, A Compendium of Water Resources Technology, McGraw-Hill, 588 pp.
- CLARIZIA, M., GULLÀ, G., SORBINO, G., (1996), Sui meccanismi di innesco dei soil slip (Mecanismos que desencadenan deslizamientos de suelo), International conference Prevention of hydrogeological hazards: the role of scientific research, 585 – 597 pp.
- COATES, D.R., (1977), Landslide perspective, In: Coates, D.R. (ed.), Landslides, Geological Society of America.

- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), (2003), Resumen de la Temporada de Ciclones Tropicales 2003, Subdirección General Técnica, Servicio Meteorológico Nacional, 11 pp.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), (2005), Resumen del Huracán “Emily” del Océano Atlántico, Subdirección General Técnica, Unidad del Servicio Meteorológico Nacional, Subgerencia de Pronóstico Meteorológico, 6 pp.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), (2010), Resumen del Huracán “Alex” del Océano Atlántico, Subdirección General Técnica, Unidad del Servicio Meteorológico Nacional, Subgerencia de Pronóstico Meteorológico, 13 pp.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), (2011), Reseña de la Tormenta Tropical “Arlene” del Océano Atlántico, Subdirección General Técnica, Unidad del Servicio Meteorológico Nacional, Subgerencia de Pronóstico Meteorológico, 8 pp.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), (2015), Información Climatológica del estado de Nuevo León: Normales climatológicas y registros diarios, <http://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=nl>
- CONDE RIVERA, R., VITA GARZA, A., CASTRO ORTIZ, V.A., LÓPEZ MEJÍA, J.R., (2014), Construcción de Curvas I-D-Tr- de las estaciones climatológicas de México a partir de la base de datos pluviométricos SMN-CONAGUA, XXIII Congreso Nacional de Hidráulica.
- CONEY, P.J., (1976), Plate tectonics and the Laramide Orogeny, New Mexico Geological Society Special Publication, vol. 6, 5 – 10 pp.
- COPONS LLORENS, R., TALLADA MASQUEF, A., (2009), Movimientos de ladera, Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra, (17.3), 284 – 294 pp.
- CÓRDOBA, D.A., (1965), Hoja Apizolaya (13R-1(9)) con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango, U.N.A.M., Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1.100 000.
- CÓRDOVA JIMÉNEZ, M.A., (2007), Elaboración de la carta diagnóstico de Riesgos Geológicos por inestabilidad de laderas de la saliente SE del Cerro de las Mitras, Monterrey, N.L., México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 116 pp.
- COROMINAS, J., MOYA, J., HÜRLIMANN, M., (2002), Landslide rainfall triggers in the Spanish Eastern Pyrenees, Proceedings 4th EGS Conference on Mediterranean Storms, Mallorca, España, CD-ROM.
- COSTA, J.E., BAKER, V.R., (1981), Surficial Geology, Building with the Herat, John Wiley, New York.
- CROSTA, G., (1998), Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation, Environmental Geology, vol. 35 (2-3), 131 – 145 pp.
- CROSTA, G.B., FRATTINI, P., (2001), Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow, In: Mugnai A., Guzzetti F., Roth G. (eds), Mediterranean Storms, Proceedings

- of the 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms, Siena, Italia, 463 – 487 pp.
- CROZIER, M.J., (1973), Techniques for the morphometric analysis of landslips, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 78-101 pp.
- CROZIER, M.J., GLADE, T., (1999), Frequency and magnitude of landsliding: fundamental research issues, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, vol. 15, 141 – 155 pp.
- CRUDEN, D.M., VARNES, D.J., (1996), Landslides types and processes, In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (eds), *Landslides: Investigation and mitigation*, Transportation Research Board Special Report 247, National Academy Press, Washington, D.C., 36-75 pp.
- DE CSERNA, Z., (1956), Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey, XX Congreso Geológico Internacional, México, D.F., 87 pp.
- DE CSERNA, Z., (1960), Orogenesis in time and space in Mexico, *Geologische Rundschau*, v. 50, 595-605 pp.
- DE CSERNA, Z., GRAT, J.L., ORTEGA, G.F., (1977), Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas, U.N.A.M., *Instituto de Geología, Revista*, vol. 1, 33 – 43 pp.
- DE CSERNA, Z., (1989), An outline of the Geology of Mexico, In: Bally, A.W., Palmer, A.R. (eds.), *The Geology of North America – An Overview*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, V.A., Boulder, Colorado, 233 – 264 pp. Programas y Resúmenes del V Simposio sobre la Evolución Tectónica de México, U.N.A.M., *Revista del Instituto de Geología*, 11 – 14 pp.
- DE LEÓN GUTIÉRREZ, A., (1999), Investigación sobre las terrazas fluviales del Cañón Santa Rosa, Iturbide, N.L., como base para el establecimiento de una estratigrafía del Cuaternario en el Noreste de México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 119 pp.
- DÍAZ, T., MIXON, R., MURRAY, G.E., WEIDE, A., WOLLEBEN, J., (1959), Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo – Galeana áreas, Coahuila and Nuevo León, *Texas Geological Society, Guidebook*, 106 pp.
- DICKINSON, W.R., SNYDER, W.S., (1978), Plate tectonics of the Laramide Orogeny, In: Matthews III, V. (ed.), *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States*, Boulder, Colorado, Geological Society of America *Memoir*, 151, 355 – 366 pp.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA GARCÍA, M., MARRETT, R., (2000), Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 1-26 pp.
- ERSKINE, C.F., (1973), Landslides in the vicinity of the first Randall Reservoir, S. Dakota, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 675, 64 pp.

- FORTUNATO, K.S., (1982), Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic – lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico, University of New Orleans, New Orleans, Louisiana, E.U.A., Tesis de Maestría, 198 pp.
- FORTUNATO, K.S., WARD, W.C., (1982), Upper Jurassic – Lower Cretaceous fan delta complex, La Casita Formation of the Saltillo área, Coahuila, Mexico, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 32, 473 – 482 pp.
- FUENTES MARILES, O.A., FRANCO, V., (1999), Estudio hidrológico para obras de protección, Manual de Ingeniería de Ríos, Capítulo 3, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, D.F., 151 pp.
- GARCÍA QUINTERO, J., (2008), Determinación de los Riesgos Geológicos en el noreste del Cerro de las Mitras dentro del Área Metropolitana de Monterrey, Nuevo León, México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 109 pp.
- GARCÍA YAGÜE, A., (1966), Contribución para la clasificación de los movimientos del terreno, Revista de Obras Públicas, Madrid, Diciembre 1966, 995-1003 pp.
- GARZA, G.R., (1973), Modelo sedimentario del Albiano-Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila), Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XXV, 311-340 pp.
- GOLDHAMMER, R.K., LEHMANN, P.J., TODD, R.G., WILSON, J.L., WARD, W.C., JOHNSON, C.R., (1991), Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Houston, Texas – New Orleans, Louisiana, 85 pp.
- GÓMEZ ARREDONDO, C.M., MONTALVO ARRIETA, J.C., IGLESIAS MENDOZA, A., (2016), Relocation and seismotectonic interpretation of the seismic swarm of August-December of 2012 in the Linares area, northeastern Mexico, Geofísica Internacional, 55-2, 95 – 106 pp.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I., FERRER, M., ORTUÑO, L., OTEO, C., (2002), Ingeniería Geológica, Pearson Educación, 744 pp.
- GONZÁLEZ GARCÍA, R., (1976), Bosquejo geológico de la zona noreste, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 38 (1 y 2), 2-49 pp.
- GOODMAN, R.E., BRAY, J.W., (1976), Toppling of rock slopes, Proceedings Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes, Boulder, CO., ASCE, vol. 2, 2001-234 pp.
- GOSTELOW, P., (1991), Rainfall and landslides en Prevention and Control of landslides and other mass movements, In: Almeida Teixeira, M., Fantechi, R., Oliveira, R., Gomez Coelho, A. (eds.), European Communities, Brucelas, 139-161 pp.
- GRAY, G.G., JOHNSON, C.A., (1995), Structural and Tectonic Evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey Corridor, American Association of Petroleum Geologist, Houston, Texas, Field Trip Guidebook, 1 – 17 pp.

- GRIFFITHS, J.S., MATHER, A.E., HART, A.B., (2002). Landslide susceptibility in the Rio Aguas catchment SE Spain, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 35, 9-17 pp.
- GUMBEL, E.J., (1958), *Statistics of Extremes*, Columbia University Press, 375 pp.
- GUTIÉRREZ ALEJANDRO, A.G., (2008), Análisis de microfásias de la transición formacional La Casita – Taraises y determinación del límite bioestratigráfico Jurásico – Cretácico en el Cañón de Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, 85 pp.
- GUZMÁN, J.E., DE CSERNA, Z. (1963), Tectonic history of Mexico, In: *Backbone of the Americas – Tectonic History a Symposium*, American Association Petroleum Geologist, Memoir, n. 2, 113-129 pp.
- GUZZETTI, F., PERUCCACCI, M., ROSSI, M., STARK, C.P., (2007), Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe, *Meteorol. Atmos. Phys.* 98, 239 – 267 pp.
- GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M., STARK, C.P., (2008), The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows: an update, *Landslides*, 5 (1), 3-17 pp.
- HIGUERA DÍAZ, I.C., FISCHER, M.P., WILKERSON, M.S., (2005), Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico, *Tectonics*, vol. 24, 1-19 pp.
- HOEK, E., BRAY, J.W., (1981), *Rock slope engineering*, Institution of Mining and Metallurgy, 3rd edn., London, 358 pp.
- HUMPHREY, W.E., (1956), Tectonic framework of northeast Mexico, *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 6, 25-35 pp.
- HUTCHINSON, J.N., (1968), Mass movement, In: Fairbridge, R.W. (ed.), *Encyclopedia of Earth Sciences*, Reinhold, New York, 688-695 pp.
- HUTCHINSON, J.N., (1988), Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, In: Bonnard, Ch. (ed), *Landslides, Proceedings 5th International Conference on Landslides*. Lausanne, vol. 1, 3-35 pp.
- HUTCHINSON, J.N., (1995). Keynote paper: landslide hazard assessment, *Landslides, Balkema, Rotterdam*, 1805-1841 pp.
- IBARRA MARTÍNEZ, S.E., (2007), Riesgos Geológicos en la región sursurete del área metropolitana de Monterrey, Nuevo León, México (Mederos), U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 112 pp.
- IIRITANO, G., VERSACE, P., SIRANGELO, B., (1998), Real-time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall, *Environmental Geology* 35, 2-3, 175-183 pp.
- IMLAY, R.W., (1936), Evolution of the Coahuila península, Mexico, *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, vol. 47, 1091-1152 pp.

- IMLAY, R.W., (1937), Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., vol. 49, 539-602 pp.
- IMLAY, R.W., (1938), Studies of the Mexican Geosyncline, Geological Society of America Bulletin, vol. 49, 1651 – 1694 pp.
- IMLAY, R.W., (1953), Las formaciones jurásicas de México, Boletín de la Sociedad Geológica de México, vol. 16, 1-65 pp.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, (1986), Síntesis Geográfica del Estado de Nuevo León, S.P.P., 170 pp. más anexos.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, (2010), Red Hidrográfica escala 1:50000: Subcuenca Hidrográfica RH25De R. Limón / Cuenca R. San Fernando / R.H. San Fernando – Soto La Marina, 2da. edición, datos vectoriales digitales <http://www.inegi.org.mx/>
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, (2013), Aspectos técnicos de las imágenes LANDSAT, Dirección General de Geografía y Medio Ambiente.
- INNES, J.L., (1983), Debris Flows, Prog. Phys. Geogr. 7, 469 – 501 pp.
- KELLUM, L.B., (1932), Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico, Geological Society of America Bulletin, vol. 43, 541 – 564 pp.
- KING, R.E., (1934), The Permian of southwestern Coahuila, American Journal of Science, vol. 27, 98 – 112 pp.
- KÖPPEN, J.M., (1931), Grundriss der Klimakunde, Walter de Grayter, Berlin, 388 pp.
- LEMBO FAZIO, A., RIBACCHI, R., (1988), Modelli di comportamento e metodi di analisi: scelta dei parametri (Patrones de comportamiento y métodos de análisis, elección de parámetros), MIR 88, Torino, Italia, Memoria n. 8.
- LEROUEIL, S., LOCAT, J., VAUNAT, J., PICARELLI, L., LEE, H., FAURE, R., (1996), Geotechnical characterization of slope movements, In Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Vol. 1, 53-74 pp.
- LÓPEZ RAMOS, E., (1979), Geología de México, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 pp.
- MARRET, R., ARANDA GARCÍA, M., (1999), Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt México, In: Wilson, J.L., Ward, W.C., Marret, R., Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental, a field book and related papers, South Texas Geological Society, San Antonio, Texas, 69 – 98 pp.
- MCCUEN, R.H., (1998), Hydrologic Analysis and Design, Department of Civil Engineering, University of Maryland, Prentice Hall Incorporated (2da edición), 142 pp.
- MEDINA BARRERA, F., (1989), Sicherheitsanalyse und Risikobewertung von Massenbewegungen für die Stadt Rayones, Nuevo León, Sierra Madre Oriental,

- México (Análisis de las condiciones de seguridad de los movimientos en masa y estimación de riesgos para la población de Rayones, Nuevo León, Sierra Madre Oriental, México), Technische Hochschule Darmstadt, Alemania, Tesis de Maestría, 110 pp.
- MICHALZIK, D., (1988), Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko—Fazielle Entwicklung eines passive Kontinental randes: Darmstadt, Hesse, Alemania, Technischen Hochschule Darmstadt, tesis doctoral, 247 pp.
- MICHALZIK, D., SCHUMANN, D., (1994), Lithofacies relations and palaeocology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico, *Sedimentology*, 41, 463 – 477 pp.
- MILLÁN GARRIDO, H., (2004), Geometry and kinematics of compressional growth structures and diapirs in the La Popa basin of northeast Mexico: Insights from sequential restoration of a regional cross section and three-dimensional analysis, *Tectonics*, vol. 23, 1 – 21 pp.
- MIXON, R.B., MURRAY, G.E., DÍAZ GONZÁLEZ, T.E., (1959), Age and correlation of Huizachal group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, vol. 43, 757 – 771 pp.
- MONTALVO ARRIETA, J.C., CHÁVEZ CABELLO, G., VELASCO TAPIA, F., NAVARRO DE LEÓN, I., (2009), Causes and effects of landslides in the Monterrey Metropolitan Area, NE Mexico, In: Werner, E.D., Friedman, H.P. (eds.), *Landslides: Causes, Types and Effects*, 32 pp.
- MONTGOMERY, D.R., DIETRICH, W.E., (1994), A physically based model for the topographic control of shallow landsliding, *Water Resour. Res.*, 30 (4), 1153 – 1171 pp.
- MORÁN ZENTENO, D.J., (1994), The Geology of the Mexican Republic, *American Association of Petroleum Geologist Studies in Geology*, n. 39, 160 pp.
- MOYA, J., COROMINAS, J., (1997), Condiciones pluviométricas desencadenantes de deslizamientos en el Pirineo Oriental, IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Granada, España, vol. 1, 199 – 212 pp.
- MÜLLER, A., (2013), Pluviómetros y Pluviógrafos, *Meteorologische Instrumente KG*, R. Fuess, Folleto, 13 pp. <http://www.rfuess-mueller.de/221-0S.pdf>.
- MUÑOZ HERNÁNDEZ, B., CONDE RIVERA, R., RINCÓN LÓPEZ, J.I., (1991), Evaluación de riesgos por urbanización en zonas montañosas de Monterrey, N.L., U.A.N.L., Facultad de Ingeniería Civil, Informe, 83 pp.
- MURILLO SÁNCHEZ, M.A., (2002), Estudio del efecto del cambio de uso de suelo en el escurrimiento en la subcuenca 24Bf “Monterrey” aplicando un sistema de información geográfica, Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, Monterrey, Nuevo León, Tesis de Maestría, 119 pp.

- MURILLO, D., ORTEGA, I., CARRILLO, J.D, PARDO, A., RENDÓN, J., (2012), Comparación de métodos de interpolación para la generación de mapas de ruido en entornos urbanos, Ing. USBMED, Vol. 3, No. 1, 62 – 68 pp.
- NOVOTNÝ, J., (2013), Varnes landslide classification (1978), Addis Ababa University, Etiopía.
- OCAMPO DÍAZ, Y.Z.E., JENCHEN, U., GUERRERO SUASTEGUI, M., (2008), Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México), Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 25, núm. 3, 438 – 464 pp.
- ORTEGA GUTIÉRREZ, F., MITRE SALAZAR, L.M., ROLDÁN QUINTANA, J., ARANDA GÓMEZ, J.J. MORÁN ZENTENO, D., ALANÍZ ÁLVAREZ, S., NIETO SAMANIEGO, A.F., (1992), Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta geológica de la República Mexicana, Escala 1:2'000,000, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México y el Consejo de Recursos Minerales de la Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., (1978 a), Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del Estado de Nuevo León, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 2 (1), 37 – 44 pp.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., (1978 b), Bosquejo Geológico Estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 2 (1), 45-54 pp.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., (1982), Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México, The University of Texas at Austin, Austin, Texas, E.U.A., Tesis Doctoral, 217 pp.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., (1985), Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, 1 - 20 pp.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., (1986), Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of Gulf of Mexico, Geofísica Internacional, 25, 157-206 pp.
- PEDRAZA RODRIGUEZ, U.M., (1997), Movimientos en Masa, Origen y Consecuencias en el Área de Iturbide, N.L., Sierra Madre Oriental, México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 91 pp.
- PÉREZ RUL, F.A.M., (1967), Resumen de la Geología de la Hoja Viesca 13R(5) escala 1:100 000, U.N.A.M., Instituto de Geología, Carta Geológica de México.
- PESSAGNO, E.A. Jr., MARTIN, Ch., (2003), Tectonostratigraphic evidence for the origin of the Gulf of Mexico, In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hidrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics, American Association of Petroleum Geologist Memoir, 79, 46 – 74 pp.

- PINDELL, J.L., DEWEY, J.F., (1982), Permo-Triassic Reconstruction of Western Pangea and the Evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean, *Tectonics*, vol. 1, 179 – 212 pp.
- PORRAS VÁZQUEZ, N.D., (2008), Análisis estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el área Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 142 pp.
- RAMÍREZ, R.C., (1978), Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas, U.N.A.M., Instituto de Geología, *Revista*, vol. 2, 5 – 42 pp.
- RIBA RAMÍREZ, A., (2010), Propuesta de modelo geológico para la parte oriental de la Isla de San Carlos, Estado de Tamaulipas, U.N.A.M., Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 49 pp.
- RODRÍGUEZ RAMOS, N., GALANO, DUVERGER, S., BELL-ILOCH GARCÍA, I., ESTRADA ESTRADA, R., MARTÍN MORALES, G., (2009), Rellenando los *gaps* provocados por la falla *Scan Line Corrector* en las imágenes LANDSAT 7 ETM+, Universidad de La Habana, Facultad de Matemática y Computación, Trabajo de Diploma para obtener el grado de Licenciado en Ciencias de la Computación, 49 pp.
- ROGERS, C.L., DE CSERNA, Z., TAVERA AMEZCUA, E., ULLOA, S., (1957), Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas, Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, *Boletín* 38, 129 pp.
- ROJAS REYNA, C.A., (2011), Caracterización geomecánica y análisis de estabilidad de taludes en el tramo carretero Rayones – Galeana, km 6 al 8, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesina de Licenciatura, 70 pp.
- SALVADOR, A., (1987), Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin, *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, v. 17, 419-451 pp.
- SALVADOR, A., (1991a), Origin and development of the Gulf of Mexico basin, In: Salvador, A. (ed.), *The Gulf of Mexico Basin*, Geological Society of America, *Gology of North America*, J, Boulder, Colorado, 389 – 444 pp.
- SALVADOR, A., (1991b), Triassic – Jurassic, In: Salvador, A. (ed.), *The Gulf of Mexico Basin*, Geological Society of America, *Gology of North America*, J, Boulder, Colorado, 131 – 180 pp.
- SÁNCHEZ CARLÍN, E., (2001), Riesgos Geológicos en la porción NW del Cerro de la Silla, Monterrey, Nuevo León, México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 83 pp.
- SANTIAGO CARRASCO, B., MARTÍNEZ RAMOS, C.J., SÁNCHEZ BERMEJO, G., CHIAPA GARCÍA, R., PALACIOS GARCÍA, R., (2000), Informe de la carta Geológico-Minera Monterrey G14-7, escala 1:250 000, estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas, Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hidalgo, Informe técnico, 52 pp.
- SCHUSTER, R.L., (1996), Socioeconomic significance of landslides. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (eds.), *Landslides: Investigation and mitigation*, Transportation

- Research Board Special Report 247, National Academy Press, Washington, D.C., 129-177 pp.
- SECRETARÍA DE DESARROLLO SOCIAL DEL ESTADO DE NUEVO LEÓN, (2013), Huracán Alex en Nuevo León, la memoria: Riesgos, testimonios y acción social, Gobierno del Estado de Nuevo León, 115 pp.
- SEDLOCK, R.L., ORTEGA GUTIÉRREZ, F., SPEED, R.C., (1993), Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, Geological Society of America, Special Paper, vol. 278, 153 pp.
- SHARPE, C.F.S., (1938), Landslides and related phenomena, Pageant Books Inc., New Jersey.
- SIDLE, R.C., OCHIAI, H., (2006), Landslides: processes, prediction, and land use, Water Resources Monograph 18, American Geophysical Union, Washington D.C., 242 pp.
- SKEMPTON, A.W., (1953), Soil mechanics in relation to Geology, Proceeding of the Yorkshire Geological Society, 29, 33-62 pp.
- SKEMPTON, A.W., HUTCHINSON, J. N., (1969), Stability of natural slopes and embankment foundations, In: Proceedings of the Seventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Mexico City, State of the Art Volume, 291-340 pp.
- SMITH, C.R., (1987), Provenance and depositional environments of the La Casita Formation, Sierra Madre Oriental southwest of Monterrey, northeastern Mexico, University of New Orleans, New Orleans, Louisiana, E.U.A., Tesis de Maestría, 143 pp.
- SOETERS, R., VAN WESTEN, C.J., (1996), Slope instability recognition, analysis and zonation, In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (eds.) Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, Washington, D.C., ISA., 129-177 pp.
- STONE, S.W., (1975), The Jurassic of the Gulf Coast, Exxon Production Research Company, Houston, Texas, reporte inédito, 57 pp.
- SUÁREZ DÍAZ, J., (1998), Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales, Universidad Industrial de Santander, Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos, Bucaramanga, Colombia, 541 pp.
- SUTER, M., (1984), Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central México, Geological Society of America Bulletin, v. 95, 1387-1397 pp.
- SUTER, M., (1987), Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México, Geological Society of America Bulletin, v. 98, 249-264 pp.
- TARDY, M., LONGORIA, J.F., MARTÍNEZ REYES, J., MITRE, S.R., RAMÍREZ, R.C., (1975), Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: La

- aloctonía del conjunto Cadena Alta – Altiplano Central, entre Torreón, Coah. Y San Luis Potosí, S.L.P., México, Rev. Inst. Geol., U.N.A.M., no. 1, 1-11 pp.
- TÉMEZ, J., (1978), Cálculo Hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales, Dirección General de Carreteras, Madrid, España, 111 pp.
- TERLIEN, M.T.J., (1998), The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds, *Environmental Geology*, vol. 35 (2-3), 125 – 130 pp.
- TERZAGHI, K., (1950), Mechanism of Landslides, in *Application of Geology to Engineering Practice*, Berkey Vol., Geological Society of America, 83-123 pp.
- TORRES RAMOS, J.A., (2011), Análisis geométrico y cinemático del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental entre los cañones La Boca y Santa Rosa, Estado de Nuevo León: Linares, Nuevo León, México, U.A.N.L., Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 117 pp.
- TORRES SÁNCHEZ, S.A., AUGUSTSSON, C., BARBOZA GUDIÑO, J.R., JENCHEN, U., RAMÍREZ FERNÁNDEZ, J.A., ABRATIS, M., (2015), Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanic rocks from the Granjeno Schist: ¿was northeastern Mexico a part of Pangea?, *Geological Journal*, 19 pp.
- TREWARTHA, G.T., (1968), An introduction to climate, McGraw-Hill (4ta. Edición), New York, E.U.A., 408 pp.
- USGS, United States Geological Survey, (2015), LANDSAT-Earth Observation Satellites, U.S. Department of the Interior, Fact Sheet.
- VAN STEIJN, H., DE RUIJ, J., HOOZEMANS, F., (1988), Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, 143 – 161 pp.
- VELASCO TAPIA, F., MARTÍNEZ PACO, M., IRIONDO, A., OCAMPO DÍAS, Y.Z.E., CRUZ GÁMEZ, E.M., RAMOS LEDEZMA, A., ANDAVERDE, J.A., OSTROUOMOV, M., MASUCH, D., (2016), Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (northeastern Mexico): U – Pb geochronology, provenance and tectonic setting, *Journal of South American Earth Sciences*, 56 pp.
- VINIEGRA, F., (1963), Geología del Macizo de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XVIII, 145-171 pp.
- WANG, H.B., SASSA, K., (2006), Rainfall-induced landslide hazard assessment using artificial neural networks, *Earth Surf. Proc. Land*, vol. 31, 235 – 247 pp.
- WARD, W.H., (1945), The stability of natural slopes, *Geographical Journal*, 105, 170-197 pp.
- WHITE, I.D., MOTTERSHEAD, D.N., HARRISON, J.J., (1996), *Environmental Systems*, London: Chapman & Hall (2da. Edición), 616 pp.

WILLIAMS, J., (1997), *The Weather Book*, Vintage Books (2da. Edición), New York, E.U.A., 227 pp.

WILSON, J.L., (1990), Basement structural control son Mesozoic carbonate facies in Northeastern Mexico – a review, En: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central*, U.A.N.L., Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, 4, 5 – 45 pp.

WILSON, R.C., WIECZOREK, G.F., (1995), Rainfall thresholds for the initiation of debris flow at La Honda, California, *Environ. Eng. Geosci.*, 1 (1), 11 – 27 pp.

ZARUBA, Q., MENCL, V., (1969), *Landslides and their control*, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

ZWANZIGER, J.A., (1979), Provincias Mesozoicas Productoras en el Noreste de México, *Ingeniería Petrolera*, vol. 19, 35 – 40 pp.

ANEXO I

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	ITURBIDE	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 408502.566	Altura =	1462
Denominación:	19027	(m)	Y = 2734833.33		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1940	8.46	8.40	9.37	13.99	20.44	36.04	33.26	39.59	0.00	6.50	3.10	30.00	39.59
1941	6.50	8.20	11.50	28.20	76.00	32.50	19.50	28.60	76.00	8.30	3.30	21.40	76.00
1942	0.00	11.50	5.00	7.00	23.00	39.00	43.00	74.00	25.00	39.00	0.00	0.00	74.00
1948	2.70	0.00	5.50	9.00	7.00	51.80	27.00	21.50	28.20	45.50	0.20	0.00	51.80
1949	4.30	4.00	1.50	11.00	10.00	15.50	47.00	16.00	26.50	11.00	0.50	7.00	47.00
1950	0.00	2.00	47.40	4.00	22.00	16.50	15.70	14.70	19.30	78.00	10.00	0.00	78.00
1951	0.00	0.00	14.20	17.50	18.50	110.00	19.00	100.00	89.00	40.00	0.00	0.30	110.00
1952	0.80	1.70	2.00	40.00	15.10	23.50	19.00	3.40	35.00	3.00	4.00	1.00	40.00
1953	0.00	10.50	11.30	5.50	10.50	22.50	38.00	20.00	18.00	32.00	0.30	6.70	38.00
1954	9.00	2.20	0.00	10.00	8.20	33.00	33.80	35.00	18.00	97.00	11.00	1.50	97.00
1955	0.70	8.60	0.20	0.50	11.50	12.30	28.50	40.00	54.30	7.30	6.50	4.50	54.30
1956	0.00	3.60	4.20	28.30	60.00	21.00	38.00	42.00	29.00	26.96	14.40	5.50	60.00
1957	4.00	22.50	5.50	13.50	44.50	53.00	2.50	34.00	39.40	19.30	4.50	5.00	53.00
1958	9.00	12.80	5.80	9.20	17.00	22.00	19.50	28.50	26.00	49.20	36.60	14.00	49.20
1959	19.50	14.70	13.50	16.00	8.50	34.80	23.00	30.50	36.50	37.00	7.60	11.40	37.00
1960	1.50	2.00	9.37	13.99	9.50	21.00	58.00	25.00	54.40	12.50	6.00	6.80	58.00
1961	8.50	6.50	31.80	10.80	8.10	93.00	20.80	73.00	101.00	5.50	0.00	0.00	101.00
1962	0.00	0.00	2.50	20.80	20.44	63.00	0.00	45.80	34.20	11.90	19.00	14.30	63.00
1963	0.00	7.50	3.80	5.80	18.20	13.60	44.60	10.40	73.90	16.20	16.20	14.80	73.90
1964	12.00	6.50	11.00	13.99	41.00	18.20	7.50	15.10	31.50	48.60	8.80	13.10	48.60
1965	11.60	12.20	11.70	16.00	7.00	23.80	11.30	44.70	49.88	14.50	17.30	26.00	49.88
1966	27.00	21.00	6.80	21.80	21.00	31.80	17.00	30.80	53.50	52.10	14.20	0.00	53.50
1967	35.40	14.60	32.80	2.70	4.20	26.60	37.80	44.00	95.50	17.20	11.00	0.00	95.50
1968	4.90	8.70	21.00	18.00	27.40	8.80	15.00	13.40	39.00	45.70	9.80	6.10	45.70
1969	27.00	14.00	1.80	21.80	13.00	25.00	37.70	38.50	25.80	11.20	38.00	8.10	38.50
1970	6.80	8.50	3.50	3.50	33.00	33.40	39.40	31.00	52.70	5.50	0.70	1.00	52.70
1971	9.20	0.00	2.00	4.70	26.50	25.20	28.50	33.70	20.00	16.80	2.50	6.50	33.70
1972	5.00	4.50	23.00	4.00	13.20	36.50	36.80	4.60	20.00	9.40	9.80	2.50	36.80
1973	22.40	6.20	3.00	18.00	18.00	63.50	33.50	31.50	51.50	62.00	0.70	1.50	63.50
1974	2.50	0.00	13.00	21.30	12.00	23.20	10.00	12.70	48.00	9.50	3.50	1.30	48.00
1975	2.00	38.60	0.30	0.70	12.50	38.00	48.50	29.30	74.70	21.50	0.00	25.50	74.70
1976	4.00	0.00	13.30	4.00	23.00	28.00	47.00	17.50	56.00	20.00	20.00	10.80	56.00
1977	5.00	3.50	1.00	23.50	23.00	22.50	16.20	45.00	180.00	21.50	1.00	6.50	180.00
1978	4.60	15.50	10.00	27.50	40.50	13.50	21.00	34.00	163.50	35.00	1.50	10.30	163.50
1979	4.00	6.50	1.50	38.00	12.00	44.00	22.00	31.50	19.00	6.50	2.30	53.50	53.50

1980	10.50	7.00	3.50	9.50	12.00	27.50	61.00	38.00	56.00	20.50	8.90	3.50	61.00
1981	13.60	3.50	10.50	70.00	30.50	78.00	30.00	46.50	55.20	9.50	0.00	3.00	78.00
1982	0.00	36.50	2.00	22.50	46.00	0.00	11.00	64.00	28.50	80.00	1.00	14.50	80.00
1983	14.50	5.50	30.50	0.00	54.50	26.80	22.00	54.00	53.00	19.00	12.00	0.00	54.50
1984	39.50	1.00	0.00	0.00	32.00	20.50	15.50	35.00	84.00	5.20	6.00	12.50	84.00
1985	13.50	15.50	8.00	29.00	8.00	36.50	16.00	15.00	14.50	23.50	6.50	20.00	36.50
1986	0.00	1.50	2.00	17.00	21.50	49.00	28.50	38.00	38.00	30.50	23.50	21.00	49.00
1987	20.00	13.00	5.00	31.50	17.00	28.50	24.50	35.00	48.50	6.00	6.50	9.00	48.50
1988	16.50	15.50	12.00	18.50	20.44	22.50	31.00	28.50	252.00	5.50	3.00	3.50	252.00
1989	11.00	4.50	0.00	4.50	11.50	38.00	24.00	58.00	53.50	26.50	8.00	19.50	58.00
1990	2.50	16.00	7.50	5.50	23.50	32.00	45.00	37.50	96.00	69.50	2.00	0.00	96.00
1991	2.50	26.00	0.00	6.50	24.00	35.50	42.00	19.00	17.00	9.50	11.00	10.00	42.00
1992	30.50	7.50	5.00	10.50	30.00	10.50	17.00	24.00	30.00	31.50	10.50	5.00	31.50
1993	1.50	3.00	13.00	12.00	21.00	26.00	19.00	34.50	90.00	8.00	20.50	14.50	90.00
1994	12.00	1.50	8.00	8.50	12.00	21.00	26.50	49.00	61.50	37.00	13.20	10.20	61.50
1995	3.50	1.50	10.50	1.00	17.00	9.00	12.00	110.00	26.50	9.50	5.50	12.00	110.00
1996	5.00	5.50	8.50	1.00	5.00	26.00	6.50	80.00	15.00	25.00	2.00	1.00	80.00
1997	14.00	15.00	37.50	35.50	17.00	11.50	120.00	34.00	25.00	53.00	2.00	7.50	120.00
1998	0.00	1.00	7.00	4.50	4.50	17.00	33.50	75.00	28.50	28.00	6.00	0.00	75.00
1999	0.00	2.00	22.00	2.50	3.50	25.00	40.50	27.50	27.00	13.00	6.00	6.00	40.50
2000	7.00	1.50	0.00	2.50	14.50	54.00	28.00	24.50	19.00	73.50	8.50	14.00	73.50
2001	8.00	3.00	13.00	14.50	18.50	20.00	14.50	39.50	70.00	31.50	5.50	0.00	70.00
2002	3.00	7.00	0.00	20.00	8.00	42.00	27.00	18.50	84.50	36.50	4.50	7.50	84.50
2003	18.50	28.50	21.50	4.00	11.50	13.50	29.00	231.00	32.00	65.00	0.00	7.00	231.00
2004	13.50	5.50	12.00	27.50	9.00	39.00	24.50	43.00	43.50	4.50	8.00	0.00	43.50
2005	2.50	22.00	27.00	6.50	14.50	16.80	158.00	38.00	21.00	32.20	9.30	1.20	158.00
2006	0.70	0.00	0.20	4.00	16.20	6.20	30.00	25.00	26.20	18.70	5.00	8.38	30.00
2008	4.90	0.60	5.20	13.20	41.00	20.10	25.20	45.50	40.60	34.00	3.20	1.10	45.50
2009	2.40	2.80	3.60	4.40	21.70	30.50	10.30	37.30	34.90	11.30	84.80	18.00	84.80
2010	13.20	13.70	3.00	29.50	46.60	336.00	219.00	18.70	35.60	10.50	0.00	0.00	336.00
2011	15.80	0.00	0.00	2.50	1.00	83.60	45.00	50.00	21.00	8.00	20.00	6.00	83.60
MAX	39.50	38.60	47.40	70.00	76.00	336.00	219.00	231.00	252.00	97.00	84.80	53.50	336.00

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	SANTA ROSA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 413481.639	Altura =	1600
Denominación:	19193	(m)	Y = 2732032.919		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1985	20.00	6.00	4.00	25.00	4.50	56.00	31.50	6.00	46.71	25.00	5.50	4.89	56.00
1986	0.00	7.66	11.54	15.85	18.50	38.19	60.20	43.27	46.71	37.40	10.74	4.89	60.20
1997	6.57	7.66	11.54	15.85	18.50	38.19	12.50	69.00	33.00	42.00	2.00	9.00	69.00
1998	0.00	7.50	4.00	15.85	18.50	38.19	59.00	26.00	47.00	26.00	2.00	0.00	59.00
1999	0.00	0.00	32.00	9.00	2.50	21.50	58.00	15.00	43.00	61.00	2.50	5.50	61.00
2000	9.50	3.00	5.00	17.00	22.50	40.00	10.00	29.00	45.00	109.00	4.00	3.00	109.00
2001	6.00	2.00	8.00	24.00	14.00	29.00	23.00	24.00	78.00	35.00	8.00	1.00	78.00
2002	5.00	20.00	3.00	25.00	10.00	40.00	43.00	23.00	100.00	30.00	5.00	7.00	100.00
2003	15.00	11.00	33.00	4.00	9.00	22.00	16.00	158.00	43.00	68.00	1.00	8.00	158.00
2004	2.00	17.60	22.00	23.00	20.00	53.00	24.00	85.00	42.00	10.00	2.00	2.00	85.00
2005	3.00	21.00	24.00	20.00	27.00	4.00	180.00	40.00	34.00	23.00	20.00	13.00	180.00
2006	6.00	2.00	2.00	6.00	16.00	20.00	28.00	27.00	26.00	20.00	7.00	4.89	28.00
2008	7.00	1.00	13.00	15.00	54.00	27.00	50.00	83.00	69.00	49.00	14.00	3.00	83.00
2009	1.00	2.00	6.00	4.00	20.00	32.00	10.00	43.00	28.00	29.00	80.00	4.89	80.00
2010	10.00	14.00	1.50	33.00	40.00	12.00	312.00	9.00	50.00	25.00	0.10	0.20	312.00
2011	14.00	0.10	4.00	1.00	1.00	140.00	46.00	12.00	16.00	9.00	8.00	7.00	140.00
MAX	20.00	21.00	33.00	33.00	54.00	140.00	312.00	158.00	100.00	109.00	80.00	13.00	312.00

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LAS CRUCITAS	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 429459.822	Altura =	500
Denominación:	19147	(m)	Y = 2740889.671		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1981	19.10	10.00	19.00	20.20	73.00	45.55	50.81	73.00	69.50	44.00	0.00	12.00	73.00
1982	0.00	0.00	0.00	47.57	28.95	45.44	52.24	47.09	80.20	49.90	15.93	11.29	80.20
1983	12.01	9.38	16.66	47.57	28.95	47.43	53.76	48.22	60.00	0.00	0.00	10.96	60.00
1984	12.01	9.38	16.66	47.57	28.95	47.43	53.76	48.22	81.31	47.33	16.68	11.38	81.31
1985	0.00	0.00	17.57	68.00	14.00	55.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
1986	12.01	20.00	33.00	47.57	28.95	45.44	52.33	47.10	80.13	49.95	15.93	11.31	80.13
1997	12.01	9.94	17.57	47.57	28.95	15.50	2.00	28.00	83.00	76.50	5.00	4.00	83.00
1998	0.80	12.00	11.00	47.57	28.95	47.43	25.00	46.00	102.00	34.50	17.00	5.00	102.00
1999	0.00	2.00	20.00	5.00	19.00	122.50	55.50	7.50	115.00	27.00	2.50	19.00	122.50
2000	22.50	35.00	7.50	18.00	30.50	28.50	0.50	41.00	129.00	128.00	16.50	5.00	129.00
2001	4.50	3.50	7.50	24.80	28.30	50.00	49.00	34.50	113.00	65.70	78.50	2.50	113.00
2002	3.50	9.90	15.50	7.50	4.00	60.50	56.40	5.50	131.00	95.50	6.50	6.40	131.00
2003	92.00	9.00	43.00	15.00	68.30	64.40	40.00	86.90	141.00	56.40	9.50	41.50	141.00
2004	4.30	6.50	52.50	94.50	24.50	9.20	71.30	51.70	81.00	15.00	4.00	3.70	94.50
2005	6.00	23.00	33.00	50.50	23.70	5.50	172.00	58.50	51.50	67.50	29.50	8.50	172.00
2006	2.00	4.00	1.90	50.00	21.00	53.00	25.00	47.04	81.34	49.09	15.99	10.94	81.34
2008	7.50	13.70	14.00	30.00	43.00	31.00	67.00	44.50	91.00	78.00	3.90	5.70	91.00
2009	15.00	5.50	6.00	186.50	24.50	17.50	4.50	98.00	39.50	50.00	73.50	33.00	186.50
2010	0.00	16.00	5.00	81.50	21.50	46.50	126.50	15.00	87.50	10.30	0.00	0.00	126.50
2011	15.00	0.00	14.00	14.50	10.00	73.00	60.00	13.00	8.70	38.00	8.80	17.00	73.00
MAX	92.00	35.00	52.50	186.50	73.00	122.50	172.00	100.00	141.00	128.00	78.50	41.50	186.50

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LA LAJA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 430745.167	Altura =	410
Denominación:	19126	(m)	Y = 2755245.401		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1979	5.95	5.68	5.34	7.10	5.68	4.59	3.97	14.18	0.00	0.20	1.50	55.00	55.00
1980	6.00	7.90	11.33	24.23	32.33	15.00	0.00	40.00	47.00	26.00	20.00	6.50	47.00
1981	17.00	6.00	11.00	45.50	46.00	23.20	6.50	62.50	37.20	43.00	12.50	17.81	62.50
1982	10.56	0.50	4.50	27.50	12.50	0.00	30.20	32.10	60.00	16.00	13.99	33.00	60.00
1983	12.00	8.00	7.00	0.00	80.50	7.00	49.00	8.50	60.00	25.50	0.00	8.00	80.50
1984	60.00	4.00	0.00	0.00	32.33	14.00	40.00	4.50	90.00	10.00	8.00	6.50	90.00
1985	10.50	11.00	3.00	42.00	47.00	40.00	30.20	32.10	12.00	30.00	11.50	17.81	47.00
1986	0.00	20.00	15.00	55.00	70.00	43.00	6.00	5.00	67.00	32.50	25.00	89.00	89.00
1987	10.56	12.00	29.00	32.00	18.00	37.71	45.00	18.00	0.00	0.00	4.00	3.00	45.00
1988	13.00	4.00	9.00	11.50	53.00	30.00	29.50	60.00	301.80	2.00	4.00	2.50	301.80
1989	0.00	0.00	0.00	40.00	10.00	30.00	30.00	60.00	20.00	35.00	4.00	25.00	60.00
1990	21.00	7.00	28.00	20.00	50.00	15.00	15.00	23.00	56.00	42.00	5.00	3.00	56.00
1991	2.00	32.00	13.00	19.00	26.00	65.00	50.00	10.00	65.00	4.00	30.00	30.00	65.00
1992	29.80	3.00	29.50	40.00	40.00	25.00	2.00	34.00	22.00	55.00	17.00	10.30	55.00
1993	16.00	14.50	0.00	25.00	40.00	67.00	0.00	0.00	80.50	13.50	9.00	25.00	80.50
1994	25.50	9.00	13.50	8.50	18.50	21.50	65.00	25.00	66.50	21.50	11.50	16.00	66.50
1995	7.50	9.50	25.50	4.50	0.00	64.50	25.50	140.00	23.50	47.50	26.50	9.50	140.00
1996	0.00	1.50	1.50	6.50	1.50	1.50	0.00	56.50	62.50	38.50	2.50	1.50	62.50
1997	0.00	8.50	27.50	34.50	32.50	25.00	1.50	6.50	35.50	57.50	5.00	0.00	57.50
1998	0.00	8.50	8.50	4.10	0.00	8.00	14.50	56.00	80.00	18.00	16.00	2.00	80.00
1999	0.00	0.00	10.00	11.00	30.00	37.00	55.00	2.00	72.00	22.00	7.00	11.00	72.00
2000	1.00	7.00	10.00	9.00	50.00	13.00	0.00	45.00	25.00	155.00	12.00	14.00	155.00
2001	0.00	4.00	8.00	24.00	20.00	62.00	73.00	10.00	120.00	87.00	20.00	1.00	120.00
2008	8.40	2.80	11.00	14.00	127.00	21.00	33.30	25.80	96.00	46.40	1.90	2.90	127.00
2009	15.40	3.70	7.00	17.20	27.30	37.50	0.00	28.80	56.50	57.50	61.70	34.80	61.70
2010	10.90	17.90	5.00	89.20	20.30	204.00	125.90	52.50	58.50	1.80	0.00	0.00	204.00
2011	9.80	0.00	12.40	49.90	8.70	61.40	80.00	39.70	41.00	22.80	17.10	15.90	80.00
2012	4.10	19.50	8.00	22.50	7.50	40.20	6.00	16.00	64.80	16.80	44.80	4.10	64.80
2013	9.40	1.50	14.90	18.80	30.90	80.60	58.70	23.20	74.90	15.40	14.20	71.50	80.60
MAX	60.00	32.00	29.50	89.20	127.00	204.00	125.90	140.00	301.80	155.00	61.70	89.00	301.80

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LA CARRERA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 432476.010	Altura =	514
Denominación:	19100	(m)	Y = 2731251.970		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1977	9.95	13.48	14.49	23.18	34.75	24.00	40.00	18.00	120.00	12.00	5.50	3.50	120.00
1978	8.00	10.00	10.00	15.00	15.00	15.00	18.00	26.00	140.00	111.00	6.00	4.00	140.00
1979	8.00	6.00	3.00	10.00	7.00	0.00	13.00	59.00	37.00	1.00	3.00	43.00	59.00
1980	6.00	4.00	6.00	7.00	18.00	22.00	32.00	46.00	73.00	22.00	17.00	13.69	73.00
1981	20.50	6.50	10.00	32.00	60.00	75.00	42.50	60.00	90.00	18.50	0.00	10.50	90.00
1982	0.00	41.50	8.50	29.00	36.00	2.00	0.50	32.00	58.50	41.00	27.00	32.00	58.50
1983	12.00	18.00	48.00	0.00	64.00	5.00	83.00	50.00	73.00	40.00	14.00	4.50	83.00
1984	44.00	1.50	14.49	23.18	47.00	20.50	24.00	40.51	75.54	50.20	13.67	13.69	75.54
1985	17.00	11.00	1.50	46.00	11.00	92.00	13.00	30.00	13.00	26.00	3.00	20.00	92.00
1986	0.00	21.00	13.00	35.00	109.00	46.55	44.58	40.51	75.54	50.20	13.67	13.69	109.00
1997	9.95	13.48	14.49	23.18	34.75	46.55	21.00	11.00	114.50	40.20	4.40	13.69	114.50
1998	0.60	9.50	8.60	20.00	1.80	13.20	8.20	44.00	128.50	71.50	12.70	13.69	128.50
1999	0.00	0.00	14.49	23.18	34.75	46.55	44.58	40.51	80.50	53.00	0.50	13.69	80.50
2000	18.00	74.50	4.00	9.50	40.00	30.00	4.00	34.20	52.00	108.00	8.50	13.69	108.00
2001	5.70	4.90	5.40	20.00	17.90	80.00	48.00	9.80	95.30	60.00	50.00	13.69	95.30
2002	5.30	9.00	7.00	26.50	9.50	109.00	54.00	30.30	130.00	135.00	6.80	5.70	135.00
2003	11.70	4.70	33.00	15.50	38.50	76.00	28.50	120.00	46.00	50.00	4.30	13.69	120.00
2004	3.50	6.00	49.00	55.00	45.00	31.50	73.50	47.80	67.00	13.00	4.90	13.69	73.50
2005	2.70	30.50	22.00	22.50	35.00	20.00	121.00	25.00	31.00	88.00	4.50	13.69	121.00
2006	9.95	13.48	14.49	23.18	34.75	46.55	44.58	40.51	75.54	50.20	48.00	13.69	75.54
2008	2.40	2.00	14.00	21.50	70.80	78.00	66.70	31.50	70.60	81.50	2.50	13.69	81.50
2009	21.50	4.90	21.00	13.40	39.00	18.50	8.20	70.00	60.50	34.00	70.50	13.69	70.50
2010	11.50	17.50	2.80	62.50	23.50	128.20	179.00	23.50	95.00	18.50	0.00	0.00	179.00
2011	10.50	0.00	8.50	0.00	7.00	91.00	58.00	42.00	11.00	30.00	7.70	13.69	91.00
MAX	44.00	74.50	49.00	62.50	109.00	128.20	179.00	120.00	140.00	135.00	70.50	43.00	179.00

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	GALEANA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 391383	Altura =	1644
Denominación:	19085	(m)	Y = 2744829		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1974	7.84	6.62	5.49	10.86	21.05	4.00	17.00	20.00	18.00	1.70	9.50	1.50	21.05
1975	1.00	48.00	0.00	2.20	11.00	33.50	45.00	16.00	42.00	16.50	0.00	33.00	48.00
1976	2.00	0.00	10.50	9.00	23.00	21.00	24.00	16.50	23.00	30.00	22.00	13.00	30.00
1977	8.00	2.30	0.00	24.00	43.00	12.00	23.50	30.00	100.00	17.50	1.00	0.00	100.00
1978	6.00	8.50	5.00	11.00	36.00	13.40	23.50	14.00	121.00	12.90	2.00	8.00	121.00
1979	3.00	8.00	3.50	21.30	7.20	16.10	22.30	20.00	11.00	1.00	0.00	48.00	48.00
1980	4.00	5.50	0.00	7.50	16.00	11.70	26.00	16.50	19.50	20.00	22.00	10.00	26.00
1981	41.00	5.50	7.40	8.50	36.40	32.50	9.00	36.00	19.00	17.08	0.00	1.00	41.00
1982	7.84	6.00	0.00	19.00	29.00	12.00	20.00	20.50	32.50	20.00	0.00	1.00	32.50
1983	16.00	7.00	20.00	0.00	35.00	1.00	22.00	34.00	12.00	10.50	7.00	0.00	35.00
1984	31.50	7.10	0.00	0.00	17.10	23.10	16.70	19.30	27.20	11.00	0.00	4.00	31.50
1985	16.70	3.60	1.50	57.00	10.00	45.00	12.50	13.00	7.30	27.00	0.00	21.20	57.00
1986	0.00	2.00	2.50	20.20	7.00	48.00	0.20	12.50	42.50	28.00	32.90	11.50	48.00
1987	33.00	2.00	21.50	13.50	39.30	27.00	23.00	15.00	25.00	0.00	5.00	8.50	39.30
1988	10.50	0.00	8.50	20.00	16.00	7.50	20.00	20.00	197.00	3.50	2.00	0.00	197.00
1989	4.00	0.00	4.00	3.00	18.00	12.00	6.50	26.00	46.50	14.50	13.00	27.00	46.50
1990	3.00	19.00	8.00	3.00	26.00	10.00	16.00	43.00	68.00	27.00	0.00	0.00	68.00
1991	1.00	20.00	0.00	14.00	63.00	36.00	10.00	66.00	16.50	13.00	0.00	16.00	66.00
1992	34.00	8.50	5.80	10.00	37.00	40.00	7.40	27.00	10.00	14.00	11.00	8.40	40.00
1993	0.50	9.50	1.00	15.50	7.50	50.00	22.00	11.00	72.50	13.50	6.00	20.00	72.50
1994	5.30	0.00	2.80	10.50	30.50	31.80	13.00	17.00	35.00	33.00	15.00	9.50	35.00
1995	8.00	1.40	5.80	0.00	28.80	12.10	45.60	107.00	50.30	7.50	0.50	9.70	107.00
1996	3.00	3.80	0.00	1.50	3.20	32.00	14.70	56.50	11.00	24.50	1.40	0.00	56.50
1997	11.50	16.00	30.00	28.00	14.00	14.70	14.80	27.00	27.00	28.50	2.10	13.00	30.00
1998	0.00	0.00	2.60	10.00	5.10	68.50	17.00	20.00	30.00	61.00	0.00	0.00	68.50

1999	0.00	2.00	8.50	2.00	9.00	29.00	29.00	15.00	29.00	17.00	0.00	17.00	29.00
2000	0.00	0.00	0.00	0.00	27.00	68.50	17.00	20.00	22.00	61.00	5.23	11.43	68.50
2001	0.00	0.00	30.00	18.00	5.10	21.00	23.00	30.00	34.50	0.00	0.00	0.00	34.50
2002	0.00	0.00	0.00	23.50	0.00	36.00	0.00	21.00	34.50	0.00	0.00	11.43	36.00
2004	0.00	0.00	0.00	0.00	43.00	24.83	26.00	27.50	20.00	0.00	0.00	0.00	43.00
2005	0.00	20.00	0.00	0.00	0.00	5.00	70.00	0.00	25.00	40.00	4.00	0.00	70.00
2006	0.00	0.00	0.00	0.00	23.00	24.83	10.00	0.00	15.00	0.00	5.23	11.43	24.83
2007	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.00
2009	0.00	2.00	0.00	0.00	19.00	10.00	16.00	2.60	39.37	17.08	5.23	11.43	39.37
2012	2.00	24.00	12.00	14.00	28.00	26.00	33.00	15.00	7.80	8.80	13.00	0.20	33.00
2013	21.40	0.00	1.20	13.80	23.50	33.70	26.20	28.40	126.50	17.80	3.20	84.30	126.50
MAX	41.00	48.00	30.00	57.00	63.00	68.50	70.00	107.00	197.00	61.00	32.90	84.30	197.00

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LA POZA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 397257.864	Altura =	1750
Denominación:	19155	(m)	Y = 2733860.116		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1981	11.00	0.00	10.00	0.00	41.00	4.90	20.00	10.00	21.50	16.77	0.00	0.00	41.00
1982	0.00	0.00	2.00	25.00	19.00	0.00	19.00	28.00	31.00	26.00	0.00	10.00	31.00
1983	8.00	3.00	26.00	0.00	16.70	8.00	18.29	31.00	13.00	12.00	10.00	6.27	31.00
1984	43.00	0.00	11.69	9.69	26.00	14.00	6.00	23.36	21.50	16.77	5.35	6.27	43.00
1985	1.70	7.00	11.00	22.00	10.00	25.00	26.00	42.00	9.00	37.00	4.00	20.00	42.00
1986	0.00	3.00	1.00	1.60	7.00	2.40	7.00	6.00	3.00	16.77	5.35	6.27	16.77
1987	6.82	5.37	26.00	26.00	24.00	29.00	18.29	23.36	54.00	7.00	3.00	12.00	54.00
1988	6.00	8.00	17.00	23.00	20.00	15.00	14.00	32.00	50.00	9.00	6.00	5.00	50.00
1989	1.00	5.37	0.00	5.00	0.00	28.00	18.00	22.00	14.00	8.00	15.00	27.00	28.00
1990	22.00	20.00	40.00	11.00	26.00	6.00	29.00	24.00	48.00	48.00	0.00	0.00	48.00
1991	0.00	17.00	0.00	2.00	9.00	24.00	24.00	40.00	22.00	7.00	0.00	13.00	40.00
1992	10.00	5.00	5.00	9.00	30.00	15.00	6.00	2.40	6.00	24.00	14.00	8.00	30.00
1993	0.00	3.00	1.00	7.00	8.00	16.00	26.00	3.00	25.00	24.00	13.00	0.00	26.00
1994	24.00	0.00	0.50	2.00	27.00	46.00	24.00	28.00	30.00	48.00	0.00	6.27	48.00
1995	0.00	0.00	19.00	0.00	6.00	9.00	20.00	12.00	24.00	0.00	0.00	15.00	24.00
1996	0.00	6.00	6.00	0.00	0.00	20.00	9.00	20.00	20.00	12.10	1.00	2.00	20.00
1997	20.00	14.00	25.00	25.00	13.00	14.00	60.00	95.00	45.00	25.00	0.70	0.00	95.00
1998	0.00	0.00	0.30	0.50	6.00	1.70	1.30	6.00	4.00	2.40	1.40	0.00	6.00
1999	0.00	1.00	9.00	0.50	0.00	30.80	20.80	12.00	14.00	13.40	0.00	0.00	30.80
2000	10.10	0.00	4.80	8.60	25.70	39.90	10.00	10.10	10.00	10.00	4.00	27.00	39.90
2001	0.00	20.00	22.00	20.00	20.00	60.00	20.00	20.00	60.00	20.00	0.00	0.00	60.00
2002	3.00	0.00	6.00	28.00	25.00	21.00	26.00	30.00	30.00	22.00	2.00	0.00	30.00

2003	11.00	2.00	23.00	0.00	12.00	31.00	14.00	95.00	21.00	58.00	0.00	0.00	95.00
2004	5.00	12.00	20.00	19.00	23.00	37.00	7.00	5.00	4.00	11.00	3.00	0.00	37.00
2005	0.00	20.00	6.00	1.20	5.00	6.00	39.00	3.00	9.00	7.00	0.00	8.00	39.00
2006	0.00	5.37	9.84	9.69	16.70	21.99	9.00	11.00	9.00	15.00	11.00	16.00	21.99
2007	7.00	4.00	3.00	4.00	19.00	17.00	8.00	23.36	21.50	16.77	2.00	0.00	23.36
2008	0.00	0.00	0.00	1.00	6.00	8.00	9.00	40.30	17.00	0.00	0.00	0.00	40.30
2009	0.00	0.00	0.00	9.69	16.70	21.99	18.29	23.36	8.00	0.00	45.00	6.27	45.00
2010	6.82	5.37	0.00	26.00	60.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	60.00
2011	15.00	0.00	0.00	4.00	0.00	109.00	40.00	3.00	22.00	7.00	20.00	0.00	109.00
MAX	43.00	20.00	40.00	28.00	60.00	109.00	60.00	95.00	60.00	58.00	45.00	27.00	109.00

DATOS DE PRECIPITACIONES MÁXIMAS MENSUALES EN mm.

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	PABLILLO (GAL)	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 399071.872	Altura =	2073
Denominación:	19091	(m)	Y = 2720380.763		

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MÁXIMA ANUAL
1975	17.00	26.00	33.00	28.00	16.00	19.00	20.00	18.00	48.50	22.00	1.00	21.00	48.50
1976	4.00	1.00	11.95	8.50	35.00	20.00	32.00	31.00	31.00	20.00	14.00	10.00	35.00
1977	7.00	7.00	2.00	34.00	25.01	20.00	6.50	42.00	83.00	6.00	3.00	0.00	83.00
1978	11.00	27.50	20.00	15.19	22.00	40.00	15.00	15.00	112.00	20.00	6.00	13.00	112.00
1979	7.50	9.00	3.00	15.00	16.00	14.00	16.00	30.00	27.00	10.00	2.00	60.00	60.00
1980	15.00	14.00	3.50	12.50	25.00	13.00	23.00	22.00	42.00	25.00	23.00	11.50	42.00
1981	7.50	20.00	8.50	18.00	55.30	108.00	36.50	27.50	50.50	18.50	2.00	1.50	108.00
1982	0.00	11.50	9.50	15.19	25.01	22.50	9.00	22.50	32.50	27.50	9.76	30.50	32.50
1983	20.00	7.50	30.50	0.00	42.50	29.39	17.50	71.50	27.50	16.50	4.50	0.00	71.50
1984	45.50	0.00	0.00	3.50	22.50	27.50	34.50	9.50	40.00	24.31	6.50	25.50	45.50
1985	20.00	6.50	12.00	30.50	25.50	16.50	8.50	71.50	8.50	45.00	6.50	38.50	71.50
1986	1.50	20.00	3.50	20.00	12.50	23.00	20.00	5.50	45.50	32.50	40.00	30.50	45.50
1987	30.00	16.50	9.50	35.00	27.00	26.50	26.50	25.50	25.50	6.00	10.00	20.00	35.00
1988	20.00	8.50	0.00	27.50	22.50	13.50	30.00	30.50	160.50	12.50	6.50	4.50	160.50
1989	5.50	1.50	2.00	20.00	17.50	28.00	24.00	27.50	31.00	9.30	17.00	27.40	31.00
1990	0.50	66.70	8.50	7.80	34.50	44.90	29.90	26.00	67.60	45.50	2.00	0.00	67.60
1991	6.80	32.10	0.20	7.60	11.50	23.00	38.00	15.50	18.00	11.80	3.50	18.00	38.00
1992	34.10	18.50	10.30	14.00	16.90	27.50	76.80	18.50	24.30	38.50	11.00	12.20	76.80
1993	3.20	2.00	13.80	12.50	25.01	21.50	9.20	65.60	109.50	29.30	11.00	30.20	109.50
1994	4.10	1.00	15.00	8.00	39.00	33.90	31.20	31.50	28.00	33.50	14.80	9.40	39.00
1995	10.50	12.30	23.00	1.00	39.50	22.50	38.00	150.00	11.30	5.80	6.20	18.00	150.00
1996	1.50	7.00	5.00	5.50	8.00	14.30	29.00	96.50	81.50	14.50	1.70	1.40	96.50

1997	14.00	20.50	28.50	30.00	22.80	48.00	36.20	21.00	19.80	46.50	1.30	4.00	48.00
1998	0.00	1.70	2.60	13.10	10.50	20.00	11.60	36.80	29.10	17.50	0.80	0.00	36.80
1999	0.00	2.00	12.00	11.50	14.50	23.50	92.00	24.90	19.00	23.00	1.50	0.10	92.00
2000	12.20	0.00	3.50	6.80	37.70	45.30	26.00	40.20	20.00	100.00	6.00	1.80	100.00
2001	13.50	4.00	25.00	15.70	23.00	8.60	20.00	13.00	76.00	15.50	5.50	1.50	76.00
2002	10.50	23.50	0.00	18.30	42.00	38.00	32.30	52.00	47.00	21.00	5.70	3.60	52.00
2003	15.00	21.00	38.50	9.30	16.50	20.30	30.00	46.00	22.00	63.50	0.00	2.00	63.50
2004	10.00	19.00	23.00	13.50	11.80	29.20	38.50	34.80	23.00	8.30	2.30	1.00	38.50
2005	2.50	30.50	28.70	17.00	25.70	7.30	104.50	38.50	17.50	27.00	0.00	16.00	104.50
2006	7.50	0.00	8.50	15.00	19.50	14.30	15.50	33.50	55.00	11.50	8.50	28.50	55.00
2007	27.50	6.30	5.00	13.70	19.50	28.00	22.50	68.50	27.50	18.00	7.50	1.00	68.50
2008	5.70	3.50	15.50	30.00	44.50	8.00	24.50	42.00	49.00	19.00	6.00	1.00	49.00
2009	1.00	2.00	11.95	15.19	25.01	29.39	37.48	37.09	42.66	24.31	97.50	18.50	97.50
2010	27.50	6.30	5.00	13.70	46.50	42.00	266.00	21.50	22.50	12.50	0.00	0.00	266.00
2011	15.00	1.00	9.50	0.00	2.00	117.00	58.50	9.50	3.20	18.00	16.50	1.00	117.00
MAX	45.50	66.70	38.50	35.00	55.30	117.00	266.00	150.00	160.50	100.00	97.50	38.50	266.00

ANEXO II

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	ITURBIDE	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 408502.566	Altura =	1462
Denominación:	19027	(m)	Y = 2734833.33		

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	112.72	148.77	176.05	101.98	123.23	151.32	165.73	172.57
1080	103.51	136.62	161.67	98.07	118.51	145.52	159.37	165.95
720	91.61	120.91	143.08	92.69	112.00	137.53	150.62	156.84
360	73.86	97.49	115.36	83.66	101.10	106.71	135.96	141.57
60	39.99	52.79	62.47	58.60	70.81	74.74	95.23	99.16
30	30.46	40.20	47.57	47.03	56.83	59.98	76.42	79.58
5	12.26	16.18	19.15	17.44	21.07	25.88	28.34	29.51

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	4.70	6.20	7.34	4.25	5.13	6.31	6.91	7.19
1080	5.75	7.59	8.98	5.45	6.58	8.08	8.85	9.22
720	7.63	10.08	11.92	7.72	9.33	11.46	12.55	13.07
360	12.31	16.25	19.23	13.94	16.85	20.69	22.66	23.60
60	39.99	52.79	62.47	58.60	70.81	86.95	35.23	99.16
30	60.92	80.40	95.14	94.06	113.65	139.56	152.85	159.16
5	147.15	194.22	229.82	209.28	252.88	310.52	340.09	354.12

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	SANTA ROSA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 413481.64		
Denominación:	19193	(m)	Y = 2732032.91	Altura =	1600

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	160.53	211.88	250.73	151.06	183.52	226.44	248.45	248.45
1080	147.42	194.58	230.25	145.24	176.45	217.70	238.86	248.91
720	130.47	172.21	203.78	137.22	166.71	205.69	225.68	235.18
360	105.20	138.84	164.30	123.82	150.42	185.60	203.64	212.20
60	56.96	75.18	88.96	86.75	105.40	130.04	142.68	148.68
30	43.38	57.26	67.75	69.70	84.68	104.48	114.63	119.45
5	17.46	23.05	27.28	25.97	31.56	38.93	42.72	44.52

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	6.69	8.83	10.45	6.29	7.65	9.43	10.35	10.79
1080	8.19	10.81	12.79	8.07	9.80	12.09	13.27	13.83
720	10.87	14.35	16.98	11.44	13.89	17.14	18.81	19.60
360	17.53	23.14	27.38	20.64	25.07	30.93	33.94	35.37
60	56.96	75.18	88.96	86.75	105.40	130.04	142.68	148.68
30	86.76	114.51	135.51	139.40	169.35	208.95	229.27	238.91
5	209.57	276.60	327.31	311.70	378.68	467.22	512.64	534.20

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LAS CRUCITAS	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 429459.82	Altura =	500
Denominación:	19147	(m)	Y = 2740889.67		

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	115.98	153.09	181.16	158.84	181.05	210.40	225.46	232.61
1080	106.51	140.58	166.36	147.35	167.95	195.18	209.15	215.78
720	94.27	124.42	147.23	132.45	150.96	175.44	188.00	193.96
360	76.00	100.31	118.71	110.01	125.39	145.73	156.16	161.11
60	41.15	54.32	64.27	64.55	73.57	85.50	91.62	94.52
30	31.34	41.36	48.95	49.89	56.87	66.09	70.82	73.06
5	12.61	16.65	19.70	18.71	21.32	24.78	26.55	27.39

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	4.83	6.38	7.55	6.62	7.54	8.77	9.39	9.69
1080	5.92	7.81	9.24	8.19	9.33	10.84	11.62	11.99
720	7.86	10.37	12.27	11.04	12.58	14.62	15.67	16.16
360	12.67	16.72	19.79	18.34	20.90	24.29	26.03	26.85
60	41.16	54.32	64.28	64.55	73.57	85.50	91.62	94.52
30	62.69	82.74	97.91	99.79	113.74	132.18	141.64	146.13
5	151.42	199.86	236.49	224.46	255.84	297.33	318.61	328.71

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LA LAJA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 430745.167	Altura =	410
Denominación:	19126	(m)	Y = 2755245.40		

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	88.07	116.25	137.56	127.87	153.65	187.73	205.21	213.51
1080	80.88	106.75	126.32	118.02	141.82	173.28	189.41	197.07
720	71.58	94.48	111.80	105.35	126.59	154.67	169.07	175.91
360	57.71	76.18	90.14	86.49	103.93	126.98	138.81	144.42
60	31.25	41.25	48.81	49.49	59.47	72.66	79.42	82.63
30	23.80	31.41	37.17	38.05	45.72	55.86	61.06	63.53
5	9.58	12.65	14.96	14.32	17.21	21.02	22.98	23.91

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	3.67	4.84	5.73	5.33	6.40	7.82	8.55	8.90
1080	4.49	5.93	7.02	6.56	7.88	9.63	10.52	10.95
720	5.97	7.87	9.32	8.78	10.55	12.89	14.09	14.66
360	9.62	12.70	15.02	14.42	17.32	21.16	23.13	24.07
60	31.25	41.25	48.81	49.49	59.47	72.66	79.42	82.63
30	47.60	62.83	74.34	76.10	91.44	111.72	122.13	127.07
5	114.98	151.75	179.58	171.83	206.47	252.27	275.76	286.91

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LA CARRERA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 432476.01	Altura =	514
Denominación:	19100	(m)	Y = 2731251.97		

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	109.22	144.15	170.58	148.20	167.61	193.26	206.41	212.66
1080	100.30	132.28	156.65	137.59	155.60	179.41	191.63	197.42
720	88.77	117.16	138.64	123.81	140.01	161.44	172.43	177.65
360	71.57	94.46	111.78	103.02	116.51	134.34	143.48	147.82
60	38.75	51.15	60.53	60.68	68.62	79.12	84.51	87.06
30	29.51	38.95	46.09	46.94	53.08	61.21	65.37	67.35
5	11.88	15.68	18.56	17.59	19.89	22.93	24.50	25.24

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	4.55	6.01	7.11	6.18	6.98	8.05	8.60	8.86
1080	5.57	7.35	8.70	7.64	8.64	9.97	10.65	10.97
720	7.40	9.76	11.55	10.32	11.67	13.45	14.37	14.80
360	11.93	15.74	18.63	17.17	19.42	22.39	23.91	24.64
60	38.75	51.15	60.53	60.68	68.62	79.12	84.51	87.06
30	59.03	77.91	92.19	93.8	106.17	122.41	130.75	134.71
5	142.58	188.18	222.68	211.05	238.68	275.21	293.95	302.84

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	GALEANA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 391383	Altura =	1644
Denominación:	19085	(m)	Y = 2744829		

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	86.31	113.91	134.80	83.02	100.09	122.65	134.23	139.72
1080	79.26	104.61	123.79	79.77	96.18	117.86	128.98	134.26
720	70.15	92.58	109.56	75.32	90.80	111.27	121.78	126.76
360	56.56	74.65	88.33	67.88	81.84	100.29	109.75	114.25
60	30.62	40.42	47.83	47.47	57.23	70.13	76.75	79.89
30	23.32	30.78	36.43	38.14	45.98	56.34	61.66	64.19
5	9.39	12.39	14.66	14.24	17.17	21.04	23.03	23.97

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	3.60	4.75	5.62	3.46	4.17	5.11	5.59	5.82
1080	4.40	5.81	6.88	4.43	5.34	6.55	7.17	7.46
720	5.85	7.72	9.13	6.28	7.57	9.27	10.15	10.56
360	9.43	12.44	14.72	11.31	13.64	16.71	18.29	19.04
60	30.62	40.42	47.83	47.47	57.23	70.13	76.75	79.89
30	46.64	61.57	72.85	76.27	91.96	112.69	123.32	128.37
5	112.67	148.71	175.97	170.90	206.04	252.49	276.32	287.63

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	LA POZA	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 397257.86	Altura =	1750
Denominación:	19155	(m)	Y = 2733860.11		

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	68.89	90.93	107.60	71.33	84.72	102.42	111.50	115.81
1080	63.27	83.50	98.81	68.39	81.23	98.20	106.90	111.04
720	55.99	73.90	87.45	64.37	76.45	92.42	100.62	104.51
360	45.14	59.59	70.51	57.72	68.55	82.87	90.22	93.71
60	24.44	32.26	38.18	39.98	47.49	57.41	62.50	64.91
30	18.62	24.57	29.08	32.10	38.13	46.09	50.18	52.12
5	7.49	9.89	11.71	12.06	14.33	17.32	18.85	19.58

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	2.87	3.79	4.48	2.97	3.53	4.27	4.65	4.83
1080	3.51	4.64	5.49	3.80	4.51	5.46	5.94	6.17
720	4.67	6.16	7.29	5.36	6.37	7.70	8.38	8.71
360	7.52	9.93	11.75	9.62	11.43	13.81	15.04	15.62
60	24.44	32.26	38.18	39.98	47.49	57.41	62.50	64.91
30	37.23	49.14	58.15	64.20	76.25	92.18	100.35	104.23
5	89.94	118.70	140.47	144.75	171.91	207.83	226.25	235

Alturas e intensidades (mm/h) de estaciones pluviométricas

DATOS ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA					
Estación:	PABLILLO (GAL)	Coordenadas UTM/WGS 84	X = 399071.87	Altura =	2073
Denominación:	19091	(m)	Y = 2720380.763		

Tiempo de Duración (min)	Altura de precipitación (mm) por tiempos de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	138.02	182.17	215.57	221.16	265.28	323.61	353.52	367.73
1080	126.75	167.29	197.96	208.46	250.05	305.02	333.22	346.61
720	112.18	148.06	175.20	191.62	229.84	280.38	306.30	318.60
360	90.45	119.38	141.26	165.28	198.25	241.84	264.19	274.81
60	48.97	64.64	76.49	106.03	127.18	155.14	169.48	176.29
30	37.30	49.23	58.25	84.22	101.02	123.23	134.62	140.03
5	15.02	19.82	23.45	32.75	39.28	47.92	52.35	54.45

Tiempo de Duración (min)	Intensidades de precipitación por tiempo de duración							
	Método Bell (1969)			Método Chen (1983)				
	2 años	5 años	10 años	10 años	20 años	50 años	80 años	100 años
1440	5.75	7.59	8.98	9.22	11.05	13.48	14.73	15.32
1080	7.04	9.29	11	11.58	13.89	16.95	18.51	19.26
720	9.35	12.34	14.60	15.97	19.15	23.36	25.52	26.55
360	15.07	19.90	23.54	27.55	33.04	40.31	44.03	45.80
60	48.97	64.64	76.49	106.03	127.18	155.14	169.48	176.29
30	74.59	98.46	116.51	168.44	202.04	246.46	269.25	280.06
5	180.18	237.82	281.42	392.98	471.37	575.01	628.16	653.40