



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LA
CUENCA DE MOTOZINTLA, CHIAPAS: INVENTARIO
Y RECURRENCIA.**

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(RIESGO POR FENÓMENOS NATURALES)

P R E S E N T A

JUAN MANUEL SÁNCHEZ NÚÑEZ

DIRECTOR DE TESIS: DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VAZQUEZ

JURADO EXAMINADOR

DR. DAVID A. NOVELO CASANOVA
DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM
DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ
DR. MANUEL E. MENDOZA CANTÚ
DR. VÍCTOR M. HERNÁNDEZ MADRIGAL

COMITÉ TUTORAL: DR. JOSÉ LUGO HUBP Y DR. DAVID A. NOVELO CASANOVA



MÉXICO D. F.

MAYO DE 2012



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Politécnico Nacional (IPN) y al Centro Interdisciplinario de Investigaciones y Estudios sobre Medio Ambiente y Desarrollo (CIIEMAD) las facilidades otorgadas para realizar los estudios doctorales.

Esta tesis fue realizada con apoyo del Proyecto Construcción de Escenario de Riesgos para la Reducción de Desastres: Proyecto Piloto en la Sierra Madre y Planicie Costera del Estado de Chiapas (ESRED); financiado por el Conacyt Pto. No. 56624.

Agradezco también a la Secretaría de Investigación y Posgrado (SIP) del IPN el apoyo a los proyectos SIP números 20090087, 20101318 y 20113109 que financiaron parte del trabajo de investigación.

Quiero agradecer en forma especial al Dr. José Luis Macías Vázquez, quien constituye para mí un ejemplo de profesionalismo, dedicación y sencillez en todos los sentidos. Porque en él siempre hallé el apoyo para no claudicar en los momentos más difíciles durante mi estancia en el Posgrado.

A los integrantes del comité revisor: Dr. David A. Novelo Casanova, Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. Manuel E. Mendoza Cantú y Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal que con sus atinados comentarios y valiosas sugerencias, enriquecieron sustancialmente la presente tesis.

Agradezco el invaluable apoyo en los recorridos de campo de los Doctores: Ricardo Saucedo G. y José Ramón Hernández, porque siendo mis amigos se convirtieron en mis maestros.

Al Dr. José Juan Zamorano O. "Jefe" y sus estudiantes que me enseñaron la importancia del trabajo en equipo y la pasión por la Geomorfología.

Para no omitir algún nombre de las personas que hicieron posible alcanzar esta meta, agradezco a todos aquellos compañeros y amigos de la UNAM y del IPN que me apoyaron de manera importante en el desarrollo de este trabajo; reconozco su paciencia, tolerancia y sobretodo su disponibilidad y actitud siempre de colaboración.

DEDICATORIA

A mis queridos padres que hoy están ausentes, pero que siempre han estado presentes en cada momento de mi vida y porque siempre formarán parte de mi pensamiento y de mi corazón:

**Concepción Núñez Orozco
Maximiliano Sánchez Bautista**

A mi amigo y maestro que fue motivo fundamental para concluir esta etapa de mi vida, porque siempre mostró un gran amor por su familia, su trabajo y sus convicciones. Bien se que hubiésemos compartido este logro como solo él lo sabía hacer...con pasión!!!

Dr. Armando García Palomo

A mi amada familia por su comprensión y paciencia.

Luisa, Emmanuel y Dianita

PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LA CUENCA DE MOTOZINTLA, CHIAPAS: INVENTARIO Y RECURRENCIA.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABLAS	viii
RESUMEN	1
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	3
Problemática de la zona de estudio	5
Pertinencia de la investigación (Justificación)	6
Hipótesis	7
Objetivos: General, particulares	8
Localización geográfica y fisiografía	9
CAPÍTULO I	
METODOLOGÍA	13
I.1 Para la elaboración cartográfica	14
I.2 Para la determinación de tamaños de partícula	17
CAPÍTULO II	
MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL	23
II.1 Procesos de Remoción en Masa (PRM)	25
II.1.1 Clasificación y características morfológicas	26
II.1.2 Factores detonantes y métodos de estudio	32
II.2 Planicie aluvial e indicadores geomórficos	39
II.2.1 Abanicos aluviales	41
II.2.2 Terrazas fluviales	44
CAPÍTULO III	
MARCO TECTÓNICO Y SÍNTESIS GEOLÓGICA	47
III.1 Evolución tectónica	47
III.1.1 El Bloque Maya	50
III.1.2 El Bloque Chortis	51
III.2 Análisis de la geología estructural	52
III.2.1 Fallas y fracturas asociadas al sistema Polochic-Motagua	52
III.3 Estratigrafía local	53
III.3.1 Complejo basal precámbrico	54
III.3.2 Rocas ígneas	
III.3.2.1 Macizo de Chiapas	55
III.3.2.2 Tronco de Amatenango de la Frontera	56

III.3.2.3	Tronco de Buenos Aires	56
III.3.2.4	Andesitas, Brechas y Tobas.....	57
III.3.2.5	Flujo piroclástico, Chocoyos	58
III.3.2.6	Depósito de caída, volcán Santa María.....	58
III.3.3	Rocas sedimentarias	
III.3.3.1	Formación Todos Santos.....	59
III.3.3.2	Formación Sierra Madre.....	60
III.3.3.3	Aluvión	61
CAPÍTULO IV		
PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA (PRM), CARTOGRAFÍA E INVENTARIO		64
IV.1	Mapas temáticos.....	64
IV.2	Clasificación de los PRM	68
IV.2.1	Caídas (Desprendimientos).....	68
IV.2.2	Deslizamientos: rotacionales, traslacionales	73
IV.2.3	Flujos.....	77
IV.2.4	Movimientos complejos	79
IV.2.5	Avalanchas	80
IV.3	Análisis de cabeceras	83
CAPÍTULO V		
MORFOLOGÍA DE LA PLANICIE ALUVIAL Y CARACTERIZACIÓN		
DE LOS DEPÓSITOS		86
V.1	Tipología de la planicie aluvial.....	86
V.2	Descripción de los depósitos	91
V.2.1	Abanicos aluviales	93
V.2.2	Terrazas fluviales	97
V.2.3	Relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas	104
V.3	Características granulométricas	121
CAPÍTULO VI		
DISCUSIÓN DE RESULTADOS		134
VI.1	Factores detonantes de los PRM	134
VI.2	Evolución de la cuenca de Motozintla	140
VI.3	Los PRM como un elemento para determinar el peligro en	
	el área de estudio	142
 CONCLUSIONES.....		147
 REFERENCIAS		150
 ANEXOS.....		163

LISTA DE FIGURAS

1.- Localización y vías de acceso al Municipio de Motozintla, estado de Chiapas	10
2.- Provincias fisiográficas de Chiapas y ubicación del área de estudio	10
3.- Diagrama metodológico para la elaboración de la cartografía geológica y de los procesos de remoción en masa en Motozintla, Chiapas.....	16
4.- Procedimiento para determinar la granulometría total en depósitos de la planicie aluvial de la cuenca de Motozintla, Chiapas	18
5.- Ejemplo de una fotografía utilizada para aplicar la técnica de Rosiwal.....	19
6.- Sistema laser para conteo de partículas finas Spectrex, modelo PC-2200	21
7.- Morfología y morfometría de un movimiento de ladera.....	31
8.- Factores antrópicos como detonantes de procesos de remoción en masa.....	33
9.- Planicie aluvial con tres etapas de desarrollo y diferentes estilos de canales de drenaje	40
10.- Características morfológicas de los abanicos aluviales	43
11.- Tipologías de terrazas fluviales.....	45
12.- Evolución de las terrazas fluviales en función de las etapas de aluvionamiento e incisión..	45
13.- Escenario tectónico del sur de México y parte de Centroamérica	48
14.- Afloramiento de algunas unidades litológicas en la región de Motozintla, Chiapas.	62
15.- Mapa geológico de la región de Motozintla, Chiapas, México	63
16.- Mapa altimétrico (hipsográfico) de la zona de Motozintla, Chiapas	65
17.- Mapa de pendientes de la cuenca de Motozintla	67
18.- Cartografía e inventario de los Procesos de Remoción en Masa en la región de Motozintla, Chiapas	69
19.- Caída de materiales en el Macizo de Chiapas, camino del poblado de Pizarrín a Carrizal ...	72
20.- Deslizamientos rotacionales en rocas graníticas, localizados en el camino de Carrizal a Motozintla	74
21.- Deslizamiento Traslacional de la Formación Todos Santos (lechos rojos) sobre el Macizo de Chiapas.....	76
22.- Formación Todos Santos, estratificación y deslizamientos	77

23.- Desastre por flujos de escombros	79
24.- Frente de avalancha localizado en las inmediaciones del Fraccionamiento el Paraiso	81
25.- Avalanchas en el margen norte del río Xelajú Grande	82
26.- Vistas del proceso de erosión remontante	83
27.- Mapa de frecuencia de cabeceras fluviales	85
28.- Tipología de las diferentes "Clases" de planicie para la cuenca de Motozintla.....	90
29.- Caracterización de las geoformas en la planicie aluvial del río Xelajú Grande, cuenca de Motozintla, Chiapas	92
30.- Vistas de Sur a Norte de diferentes abanicos aluviales sobre el río Xelajú Grande	94
31.- Vista aérea de la ciudad de Motozintla, Chiapas	95
32.- Morfología de un abanico aluvial	96
33.- Morfología de un abanico aluvial	98
34.- Sección transversal A-B del río Xelajú Grande	101
35.- Ubicación de puntos de levantamiento de columnas estratigráficas y muestreo en la planicie del río Xelajú Grande, Motozintla, Chiapas	105
36.- Sección estratigráfica M-64	108
37.- Sección estratigráfica M-23	110
38.- Características de la sección M-26	113
39.- Sección estratigráfica M-68	117
40.- Sección estratigráfica M-59	119
41.- Sección estratigráfica M-72	119
42.- Correlación de edades años ¹⁴ C Antes del Presente (AP) de paleosuelos presentes en la planicie aluvial del río Xelajú Grande, Motozintla, Chiapas.	120
43.- Terraza fluvial con depósitos de flujos de escombros estratificados	122
44.- Curvas acumulativas de los depósitos presentes en el río Xelajú Grande de la cuenca de Motozintla, Chiapas	124
45.- Ejemplo de una matriz de análisis para determinar las Modas	126
46.- Histogramas de frecuencias en depósitos de flujos de escombros en abanicos aluviales .	128
47.- Histogramas de frecuencias en depósitos de flujos de escombros en terrazas fluviales ...	131

48.- Representación binaria de la Media ($Md\phi$) vs. Desviación estándar ($\sigma\phi$), con los valores estadísticos según Inman y Folk.	132
49.- Precipitaciones históricas de 1931 a 2006 en la región de la cuenca de Motozintla, Chiapas	137
50.- Registros de precipitación diaria durante los años 1998 y 2005 en Motozintla, Chiapas...	139
51.- Reconstrucción idealizada de la cuenca de Motozintla.....	142
52.- Porcentaje de Procesos de Remoción en Masa en función del número de depósitos y/o evidencias registradas en Campo.	145
53.- Afectaciones a la población por flujos de escombros en diferentes periodos de tiempo...	146

LISTA DE TABLAS

1.- Clasificación de los procesos de remoción en masa	29
2.- Clasificación de movimientos gravitacionales, según Sharpe (1938).....	29
3.- Clasificación de los movimientos gravitacionales según Varnes (1975).....	30
4.- Causas de los movimientos del terreno	32
5.- Matriz de peligros por flujos de detritos	35
6.- Ángulo mínimo de pendiente para diferentes tipos de movimientos de ladera	38
7.- Clasificación de las planicies aluviales según Nanson y Croke (1992)	41
8.- Características generalizadas de abanicos aluviales en diferentes ambientes	43
9.- Probables fuentes de sedimentos a la Formación Todos Santos	60
10.- Inventario de los Procesos de Remoción en Masa (PRM) en la región de Motozintla	70
11.- Clasificación de las planicies aluviales de la cuenca de Motozintla, Chiapas.....	88
12.- Características geométricas de las geoformas en la planicie aluvial de la cuenca de Motozintla	103
13.- Edades radiométricas de ^{14}C en la Cuenca de Motozintla, Chiapas	109
14.- Actividad sísmica en la región de Motozintla, Chiapas; de 1976 a 2011 con Magnitud ≥ 4	135

RESUMEN

Históricamente el estado de Chiapas, ha sido afectado por fenómenos naturales, que han provocado múltiples daños a la población. Los desastres más recientes ocurrieron en 1998, 2005 y 2007; resultando en 2005 más de 2,200 casas totalmente destruidas y por lo menos 40 mil personas damnificadas por inundaciones y flujos de escombros. Uno de los municipios más afectados fue Motozintla, ubicado en la región SE de la Sierra Madre de Chiapas, en una planicie aluvial donde confluyen los ríos Xelajú Grande, Allende y Mina. Con frecuencia, la cabecera municipal de Motozintla ha sido severamente afectada por precipitaciones pluviales extraordinarias causadas por fenómenos hidrometeorológicos, como los ocurridos en 1998 y 2005. Durante el evento de 1998 se generaron inundaciones y cientos de procesos de remoción en masa (PRM) que produjeron grandes cantidades de detritos, hasta $4.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ depositados en la planicie aluvial. Por lo anterior, los objetivos de este trabajo fueron: identificar, localizar y cartografiar los procesos de remoción en masa, elaborar un inventario de estos procesos y estudiar los depósitos presentes en la planicie aluvial de Motozintla. Lo anterior se realizó mediante la actualización del mapa geológico, la interpretación de mapas temáticos, fotografías aéreas e imágenes de satélite, apoyados con un Sistema de Información Geográfica (SIG) para ensamblar la información y generar un mapa de procesos de remoción en masa. Los resultados muestran que las avalanchas, caídas de material, deslizamientos y flujos son los procesos más frecuentes en la cuenca, siendo estos últimos los de mayor peligro para la población. La planicie aluvial está formada de 55 abanicos aluviales, 13 rampas y 7 niveles de terrazas; con estos indicadores geomórficos fue posible identificar la inestabilidad tectónica del área. La estratigrafía y fechamientos de paleosuelos indican que han ocurrido al menos 19 eventos durante los últimos 25 mil años antes del presente. Los análisis granulométricos muestran que los materiales provienen de sistemas de alta eficacia de transporte, con clastos gruesos soportados por una matriz de grano medio a fino. Este trabajo constituye uno de los primeros acercamientos en la caracterización de los depósitos y los procesos de remoción en masa de la región y constituye una fuente de información básica para estudios futuros de riesgos inducidos por este tipo de procesos.

ABSTRACT

During the last two decades the State of Chiapas has been affected by natural phenomena in 1998, 2005 and 2007. In 2005 it resulted with the destruction of 2,200 houses and 40,000 homeless in 2005. One of the most affected municipalities was Motozintla, located in the SE of Sierra Madre de Chiapas, on a floodplain at the confluence of Xelajú Grande, Allende and Mina rivers. Motozintla has been severely affected by extraordinary rainfalls caused by the 1998 and 2005 hydrometeorological phenomena. These events generated hundreds of floods and mass movement processes (MMP) in the upper parts of the basin that deposited $4.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ of material in the alluvial plain. The main objective of this study was to identify, locate and map the mass movement processes and to produce the first inventory of the basin. The research was accomplished by interpreting different thematic maps, aerial photographs, and satellite imagery, supported by a Global Information System (GIS) to assemble the information and generate the MMP map. The results show that avalanches, falls, landslides and debris flows are the most frequent processes. Debris flows are the most dangerous process for the community of Motozintla. The flood plain consist of 55 alluvial fans, 13 ramps and 7 levels of terraces. The stratigraphy and dating paleosols indicate that at least 19 events have occurred during the last 25,000 years BP. The granulometric analysis shows that the materials come from highly effective transport systems of large clasts supported by a medium to fine matrix. This work is an important source of mass movement processes information for future areas of risk to those phenomena.

INTRODUCCIÓN

Chiapas es un estado que por su localización geográfica y geología ha estado siempre propenso a sufrir calamidades de carácter natural como son: sismos, erupciones volcánicas, incendios forestales, inestabilidad de laderas y precipitaciones extraordinarias. Entre estos, basta con mencionar algunos fenómenos catastróficos como la destrucción que sufrió la ciudad de San Cristóbal de las Casas en repetidas ocasiones por movimientos sísmicos durante la época colonial. La ciudad de Chiapa de Corso que resintió un sismo en 1976 y que provocó la migración de gran parte de su población hacia Tuxtla Gutiérrez. La erupción del volcán Chichonal en 1982 (Lugo-Hubp e Invar, 2002; Espíndola *et al.*, 2002), que desapareció del mapa al municipio de Francisco de León, en 1995 el desbordamiento del río Sabinal que provocó daños en la capital del estado a lo largo de 14 kilómetros (Escobar, 2001) y en 2007, el gran deslizamiento de San Juan Grijalva (Hernández-Madrigal *et al.*, 2010).

En 1998, el estado de Chiapas fue severamente afectado por lluvias extraordinarias provocadas por las tormentas tropicales "Earl", en el océano Atlántico y "Javier" en el océano Pacífico, (CENAPRED, 2006, 2006a). Los daños provocados fueron enormes, incluyendo la destrucción de 260 km de vías férreas, 1,500 líneas telefónicas, 3,660 km de caminos rurales, 22 puentes; además, 650,000 personas quedaron sin energía eléctrica y se afectó a 400,000 Ha de zonas agrícolas, 400 mil hectáreas dedicadas a la agricultura, siendo el cultivo de café el más afectado con 1,121 ha (Lobato, 1998). Siete años después, el 5 de octubre de 2005, cuando la región se encontraba en plena recuperación, el estado de Chiapas volvió a sufrir precipitaciones extremas provocadas por el huracán "Stan", afectando casi a todo el estado, incluyendo la región serrana y la planicie costera, en especial a la ciudad de Tapachula, registrando el peor desastre de su historia (Murcia y Macías, 2009). En esta ocasión resultaron afectadas 110 comunidades, 200 mil habitantes y 6 mil casas (De la Parra, 2009). De estas viviendas 2,200 fueron completamente destruidas, por lo que 40 mil personas tuvieron que abandonarlas.

Durante el evento de 1998, la precipitación pluvial extraordinaria causó cientos de procesos de remoción en masa de las partes altas de la cuenca del río Xelajú Grande hacia la planicie aluvial, provocando la inundación de la ciudad de Motozintla con el depósito de $4.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material (Caballero, *et al.*, 2006). Después de este evento, tanto el gobierno municipal como el estatal, realizaron diversas obras para canalizar los ríos que confluyen en la ciudad de Motozintla y

reubicaron a los pobladores que habían sido afectados (Carballido, 2008). Desafortunadamente, estas obras se realizaron sin ninguna planeación territorial y sin considerar a los fenómenos que provocan los movimientos del terreno. De hecho, después del evento de 1998, se construyeron casas habitación sobre antiguos depósitos que forman abanicos aluviales (Caballero, 2002).

En octubre de 2005, este mismo fenómeno se volvió a repetir, la precipitación extraordinaria provocada por el paso del Huracán Stan aumentó el cauce de los ríos y su poder erosivo, por lo que volvió a generar procesos de remoción en masa, perjudicando nuevamente a la ciudad de Motozintla. Paradójicamente, el desarrollo habitacional Nuevo Milenio I, que dio alojamiento a damnificados del desastre de 1998, fue afectado una vez más por las inundaciones de 2005. Después de este fenómeno y en condiciones semejantes de riesgo, se construyeron las unidades habitacionales denominadas Nuevo Milenio II, III y el Fraccionamiento Vida Mejor (Carballido, 2008). Considerando la precipitación acumulada durante el desastre de 1998, se calculó que este tipo de inundaciones tenían una recurrencia de 25 años o menor (Caballero *et al.*, 2006), sin embargo, sólo siete años después, en 2005, ocurrió un evento similar. Esto se debe a que los desastres son eventos multifactoriales, es decir, no dependen únicamente de la precipitación pluvial, sino que participan otros factores de carácter físico y social.

Entre estos factores intervienen el sustrato rocoso, pendiente del terreno, uso del suelo, condiciones climáticas, forma de las laderas y la participación del ser humano que puede modificar todos los factores anteriores. La situación geográfica de Motozintla y sus actividades antrópicas adversas, permiten suponer que esta clase de eventos seguirán ocurriendo en el futuro y probablemente con mayor intensidad. Como parte de las políticas de prevención y con el objetivo de alertar a la población sobre posibles desastres por lluvia, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (2002) instaló una red de estaciones pluviométricas en 1998-1999 para monitorear en tiempo real las condiciones de precipitación pluvial.

Desafortunadamente, hasta el momento, en Motozintla no se cuenta con información referente a los procesos de remoción en masa en una escala regional, su inventario, ni cartografía detallada. Con la intención de contribuir con esta información, este trabajo tuvo como objetivos: identificar, cuantificar y cartografiar los procesos de remoción en masa de la región; constituyendo así uno de los primeros acercamientos para determinar las zonas de generación,

desplazamiento y depósito de sedimentos. Para tal fin, se interpretaron fotografías aéreas, imágenes de satélite y se realizaron varios trabajos de campo para actualizar el mapa geológico, generar el mapa de los procesos de remoción en masa y determinar la recurrencia de esta clase de fenómenos en la planicie aluvial.

Problemática de la zona de estudio

En la cuenca de Motozintla se presentan frecuentemente procesos de remoción en masa que generan grandes cantidades de sedimentos que inducen una condición de peligro constante a la población, sus bienes y en general a toda la infraestructura del área. Los factores que influyen en la inestabilidad de laderas e inducen condiciones de riesgo en Motozintla, pueden ser agrupados en dos categorías:

De origen natural.

- a) *Topografía abrupta*, con elevaciones de 1,060 msnm como mínima en el thalweg y 2,600 msnm en la zona más alta de la cuenca.
- b) *Ambiente tectónico activo*, el sistema de fallamiento a nivel continental se manifiesta como fallas de tipo lateral, normales e inversas, provocando inestabilidad en las laderas y generando una zona con actividad sísmica frecuente.
- c) *Antigüedad litológica*, afloran rocas del Paleozóico que por su edad se encuentran intensamente intemperizadas y susceptibles a ser removidas por los agentes erosivos.
- d) *Precipitaciones pluviales extremas*, fenómenos hidrometeorológicos como tormentas tropicales y huracanes generan condiciones de precipitación extraordinaria, hasta 300 mm en 48 horas consecutivas de lluvia, provocando inundaciones y acarreo de materiales a las partes bajas de la cuenca.
- e) *Confluencia de corrientes*, los tres ríos principales que inducen una condición de peligro por deposición de sedimentos, pertenecen a la cuenca del río Grijalva-La Concordia. El primero y más importante es el Xelajú Grande, nace en la sierra del Soconusco al poniente de la ciudad, su cause sigue una dirección W-E limitando al poblado de Motozintla en su porción norte, hasta su confluencia con los ríos Mina y Allende; estos últimos, nacen en lo alto de la sierra situada al sur de Motozintla. Las tres corrientes se unen para formar lo que se conoce como río Mazapa.

De origen antropogénico

- a) *Deforestación*, desde inicios de siglo XX, los bosques de la sierra de Motozintla han sido severamente dañados por actividades de sobreexplotación para uso industrial; incluso la extracción de leña con fines domésticos es un factor importante, llegando a 330 mil toneladas de madera anuales (SEDESOL-INPROVICH, 1999). lo que ha originado la aparición de plagas y enfermedades en los árboles haciendo a los mismos más vulnerables a los recurrentes incendios forestales en temporadas secas o eventos intencionales para fines agrícolas.
- b) *Cambio de uso de suelo*, todas las áreas antes ocupadas por bosques hoy son utilizadas como zonas de siembra, lógicamente con bajos rendimientos que motivan su pronto abandono; lo anterior hace más susceptibles estos suelos a procesos erosivos.
- c) *Construcción de caminos*, el crecimiento poblacional ha motivado la ocupación de áreas cada vez más dispersas y alejadas, haciendo necesaria la construcción de nuevas vías de comunicación. Este fenómeno se ha exacerbado en las zonas altas de la cuenca, motivando que los materiales generados durante la construcción constituyan la fuente de abastecimiento de los procesos de remoción en masa que los transportan a la planicie aluvial, donde se ubica la ciudad de Motozintla.
- d) *Asentamientos humanos*, en un pasado no muy lejano los ríos Xelajú Grande, Mina y Allende confluían y depositaban su carga de sedimentos exactamente en el lugar donde hoy se encuentra la ciudad de Motozintla; por ello, cuando existe un aporte considerable de agua por las lluvias, los ríos tienden a recuperar lo que antiguamente constituía su cauce. En la actualidad es difícil encontrar una ladera estable o un espacio seguro para construir una casa habitación (de hecho nunca lo hubo) y que ésta quede alejada de alguna corriente superficial potencialmente peligrosa.

Pertinencia de la Investigación

Debido a la conjunción de los factores naturales y antrópicos mencionados, se genera un estado de peligro constante a la población, principalmente por los flujos de detritos. Los depósitos de éstos son emplazados en barrancos y ríos, que posteriormente son transportados por el escurrimiento superficial hacia aguas abajo, provocando asolvamiento y rebase de cauces y en

consecuencia inundaciones y destrucción por el depósito de detritos en la planicie aluvial y áreas urbanas de Motozintla.

Los estudios de carácter local en la cuenca de Motozintla son escasos, por ello, es importante la generación de nuevo conocimiento que pueda ser utilizado para localizar geográficamente los diferentes procesos de remoción en masa, el número de éstos y su tipología. También es importante establecer si existe recurrencia de eventos potencialmente peligrosos para la población, e identificar las áreas donde se generan y emplazan los materiales que constituyen los movimientos de masas que afectan frecuentemente a los pobladores.

La problemática expuesta, no se limita a la región de Motozintla, éstas condiciones se presentan en varios municipios del estado de Chiapas y en diferentes zonas del país; por esta razón es necesario y urgente realizar investigaciones como la que se presenta en este trabajo. Un ejemplo vigente de este tipo de estudios es la construcción de escenario de riesgos para la reducción de desastres: proyecto piloto en la Sierra Madre y Planicie Costera del estado de Chiapas (ESRED) del Instituto de Geofísica (UNAM). Este proyecto está dirigido a identificar y valorar los diferentes tipos de riesgo provocados por fenómenos naturales.

Este estudio pretende subsanar la carencia de datos e información sobre los fenómenos de remoción de masas, su origen y comportamiento. Los resultados obtenidos serán de utilidad no solo al sector académico, sino también estarán dirigidos a funcionarios del gobierno, protección civil, tomadores de decisiones y a los encargados de formular las políticas de crecimiento y planeación territorial, ya que ellos tienen injerencia directa en los planes de desarrollo que se aplican a una determinada región.

Un estudio reciente muestra que los grandes flujos de detritos que han provocado desastres en Motozintla, tienen intervalos de recurrencia inferiores a 25 años (Caballero *et al.*, 2006); por esta razón, es indispensable llevar a cabo una caracterización de los diferentes depósitos expuestos en la planicie aluvial de Motozintla; permitiendo definir su origen, tipo y recurrencia.

Partiendo de las premisas anteriores, se plantea la siguiente **Hipótesis de investigación:**
"Debido a las condiciones geológicas en la cuenca de Motozintla se generan procesos de

remoción en masa (PRM) que se depositan en la planicie aluvial; por lo que su recurrencia, características estratigráficas y granulométricas permitirán definir su clasificación y procedencia.

Descripción de variables:

Los depósitos en la planicie aluvial de Motozintla constituyen la **variable dependiente** y son la manifestación de las condiciones geológicas presentes en el área de estudio.

La **variable independiente** esta integrada por los diferentes elementos condicionantes y factores detonantes que pueden propiciar la inestabilidad de laderas y generar PRM.

Constituye la **variable interviniente** el conjunto de PRM que dan origen a los depósitos de detritos, los cuales pueden ser emplazados en la planicie aluvial.

La **variable consecuente**, esta dada por las condiciones potenciales de peligro para la población de Motozintla que se relaciona con la recurrente generación de PRM.

Objetivos:

General

Determinar las características estratigráficas, granulométricas y periodicidad de los PRM, cuyos depósitos se emplazaron en la planicie aluvial de la cuenca de Motozintla, Chiapas.

Particulares

- Actualizar el mapa geológico de la región de Motozintla.
- Identificar la distribución espacial de los procesos de remoción en masa.
- Identificar los rasgos morfológicos de la planicie aluvial de la cuenca de Motozintla y su distribución espacial.
- Reconstruir la secuencia estratigráfica de la planicie aluvial, apoyados en dataciones absolutas.
- Determinar la recurrencia de depósito de materiales, a través de fechamientos (^{14}C) de material orgánico.
- Determinar las características granulométricas de los depósitos, mediante muestras representativas.
- Establecer los mecanismos que originan los diferentes tipos de depósitos presentes en la planicie aluvial.

Localización geográfica y fisiografía

El área de estudio pertenece al municipio de Motozintla, localizado en la porción sureste del estado de Chiapas, en la Sierra de Soconusco. El municipio abarca una superficie aproximada de 240 km², de los cuales 142 hectáreas están destinadas al uso urbano. El área se encuentra en la Región VII-Sierra (CRM, 1999) y está conformada por ocho municipios que son: Amatenango de la Frontera, Bejucal de Ocampo, Bella Vista, La Grandeza, Mazapa de Madero, Motozintla, El Porvenir y Siltepec. Esta región abarca 2,126.5 km², es decir, el 3% del total del estado, limita a su vez con las regiones denominadas como Fraylesca, Soconusco y Fronteriza, así como con la República de Guatemala.

Motozintla de Mendoza, cabecera del municipio, se localiza en un valle intermontano incluido en la sierra del Soconusco, cerca de la frontera con la República de Guatemala. Queda comprendida entre los paralelos 15° 17´ y 15° 26´ latitud norte y 92° 07´ y 92° 20´ longitud oeste del Meridiano de Greenwich.

Tres vías de comunicación dan acceso a Motozintla: por la parte norte, la carretera 190 que comunica con la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, San Cristóbal de las Casas y Comitán; ésta cambia a 211 a partir del poblado de Frontera Comalapa hasta Motozintla. Por el sur, se puede acceder por la autopista número 200 que bordea la zona costera del estado de Chiapas y que comunica los poblados de Arriaga, Tonalá, Pijijiapan, Mapastepec y Huixtla; a partir de este poblado, localizado aproximadamente a una altitud de 20 msnm, da inicio un ascenso por topografía abrupta hasta alcanzar el poblado de Buenos Aries que constituye el poblado con mayor altitud en este camino, con aproximadamente 2 000 msnm. Siguiendo la misma carretera (200) inicia el descenso hasta la cabecera municipal, localizada a 1 200 msnm. (Figura 1).

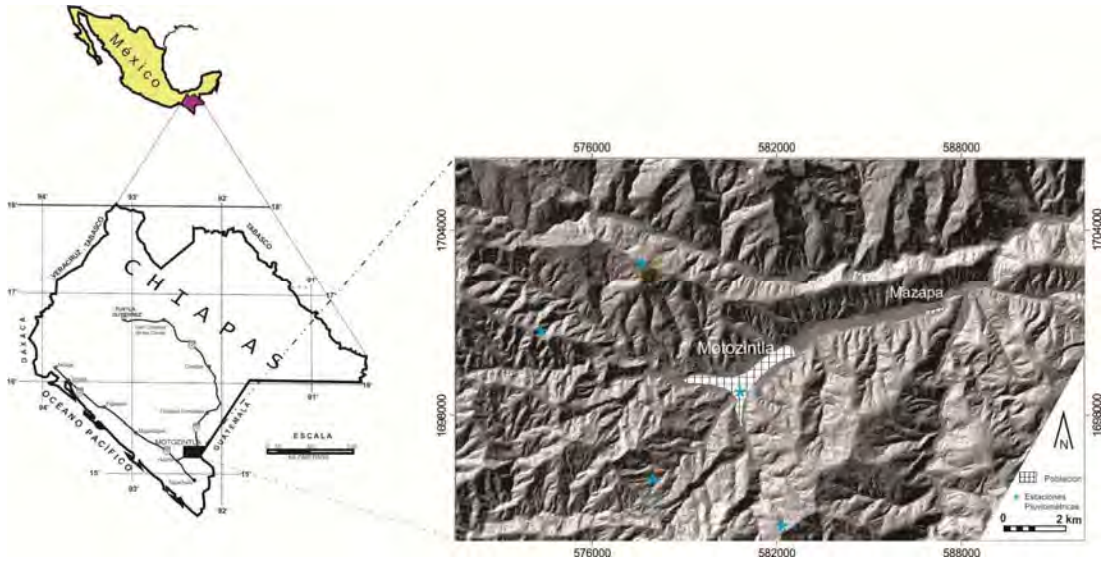


Figura 1. Localización y vías de acceso al Municipio de Motozintla, estado de Chiapas.

En cuanto a su fisiografía, en el estado de Chiapas se han reconocido siete provincias que de norte a sur son las siguientes: Planicie Costera del Golfo, Montañas del Norte, Montañas del Oriente, Altiplanicie Central, Depresión Central, Sierra Madre de Chiapas y Llanura Costera del Pacífico (Figura 2).



Figura 2. Provincias Fisiográficas de Chiapas y ubicación del área de estudio. Fuente: Modificada de "La enciclopedia de los estados, 2011"

La región de estudio se ubica en la provincia de la Sierra Madre de Chiapas, (Mérida, 1976). Esta provincia ocupa una superficie aproximada de 16,800 km² y se extiende como un cordón montañoso con dirección preferencial NW-SE, a lo largo de 270 km, paralela a la llanura costera; desde el estado de Oaxaca, atravesando Chiapas y extendiéndose hasta Guatemala. La característica principal de esta provincia es que forma el "parteaguas" entre las vertientes del Océano Pacífico y del Golfo de México (Montesinos, 1971). Debido a lo abrupto de su topografía los valles que se desarrollan son en forma de "V", considerando por esta razón que el área atraviesa por una etapa de juventud en el ciclo geomorfológico.

A su vez, el área de estudio queda comprendida dentro de la subprovincia del Macizo de Chiapas (conocida también como Sierras del sur de Chiapas, Macizo Cristalino o Sierra Cristalina), así lo confirman los estudios realizados por Moravec (1983), Morales (1988), Moreno (1977) y Caballero (2002); los cuales coinciden en que la región SE del estado de Chiapas se ubica en esta subprovincia fisiográfica.

El Macizo de Chiapas de edad Permo-Triásico posee un marcado contraste con la provincia de la Llanura Costera del Pacífico, debido a las fuertes pendientes y elevaciones que van aumentando desde la parte frontal hacia el núcleo central de la sierra, donde alcanzan altitudes superiores a los 3,000 msnm. Las rocas que predominan en esta subprovincia son intrusivas y metamórficas del Paleozoico Inferior, que han sufrido un intenso tectonismo; un ejemplo claro de esta característica es la Sierra del Soconusco, orientada ligeramente NW-SE y paralela a la Llanura Costera.

Otro enfoque sobre la ubicación de Motozintla, se fundamenta en los "terrenos tectonoestratigráficos" propuestos por Coney (1983); esta clasificación evoluciona, generándose el concepto de "provincia geológica" definida por Ortega *et al.* (1992), para dar otro punto de vista a la ubicación geológica de la región de estudio. En el estado de Chiapas se presenta gran variedad de litologías complejas, con variaciones espacio-temporales muy marcadas en su distribución las cuales cubren el rango Paleozoico-Holoceno. De las 35 provincias definidas para todo el país, en el territorio chiapaneco se encuentran seis provincias que son: Cuicateca, Cuenca de Tehuantepec, Macizo Ígneo del Soconusco, Batolito de Chiapas, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas y Cuenca Deltaica de Tabasco. El área de estudio se encuentra entre dos de

estas: el Macizo Ígneo del Soconusco, cuyo rasgo más significativo es el volcán Tacaná y el Batolito de Chiapas, representado por rocas plutónicas alineadas con dirección NW-SE.

Localmente, Caballero (2002), propone que la zona de estudio se encuentra dividida en tres regiones con características hidrográficas, litológicas y topográficas contrastantes: La región 1 localizada en la porción norte, se caracteriza por presentar rocas de tipo calcáreo, pertenecientes a la Formación Sierra Madre, las que imprimen una topografía semiplana (mesetas), localizadas a altitudes que varían de 2,700 a 2,800 msnm. El drenaje es de tipo arborescente y presenta extensas zonas de lavado por las corrientes fluviales que son extensas y que suavizan el paisaje. La región 2, se caracteriza por presentar rocas de tipo sedimentario de la Formación Todos Santos, la hidrografía se desarrolla en pendientes abruptas, por tanto, son de curso corto, paralelas entre sí y los valles desarrollados son en forma de "V". Esta región está comprendida entre la cuenca del río Chimalapa y la cuenca del río Xelajú Grande (conocido también como río Motozintla). La región 3 está caracterizada por una litología de carácter ígneo, predominando las rocas de tipo granítico, por lo que la topografía es accidentada, pero de cimas redondeadas que desarrollan cauces de ríos en forma de "V".

CAPÍTULO I

METODOLOGÍA

Para realizar esta investigación, primeramente se diseñó un esquema metodológico general que incluye los procedimientos de investigación, las técnicas y sus herramientas de apoyo. El esquema general consta de los siguientes puntos:

- 1) revisión de los antecedentes bibliográficos.
- 2) recopilación, uniformización y edición de la cartografía base.
- 3) actualización geológica y geomorfológica de la zona de estudio.
- 4) elaboración del inventario de Procesos de Remoción en Masa (PRM), verificación en campo y su cartografía.
- 5) determinación estratigráfica y granulométrica de los depósitos de la planicie.
- 6) cronología de paleosuelos y establecimiento de los periodos de recurrencia de los depósitos.

Los dos primeros puntos permitieron el conocimiento de los antecedentes que se tienen en el ámbito del estudio donde se ubica la investigación, es decir, "estado del arte" (*background* para los estadounidenses); a partir de la información bibliográfica, también se logró establecer el marco teórico y conceptual que da sustento a la investigación. Los puntos 3 y 4 son de especial importancia, debido a que la etapa de verificación de campo proporciona certeza al trabajo realizado en gabinete y permitió la obtención de muestras de rocas, sedimentos y suelos para su posterior análisis; los puntos 5 y 6 son trascendentes para la investigación, ya que la caracterización granulométrica de los depósitos y su posición espacial respecto a los paleosuelos, es importante para establecer sus periodos de recurrencia.

Como se puede observar en la descripción anterior, la metodología de investigación se puede sintetizar en tres fases: a) recopilación y revisión bibliográfica y cartográfica, b) elaboración de la geología e inventario de PRM y c) actividades de laboratorio. Al término de estas tres fases se realizó un análisis de resultados, se contrastaron con otras investigaciones para desarrollar una

discusión y finalmente, se elaboraron las conclusiones de la investigación. Como se podrá observar, cada una de las temáticas tiene un proceso de investigación particular que se desarrolló con detalle. A continuación se presentan las dos actividades que demandaron mayor tiempo y cuyos resultados son importantes para los demás componentes de la investigación.

I.1. Para la elaboración cartográfica.

En esta fase, se acopió la mayor cantidad de información, verificando la fecha de elaboración, confiabilidad y trascendencia de los datos para el estudio. Esta fase consistió de las siguientes actividades:

- Investigación y recopilación de cartográfica.
- Sistematización y jerarquización de las fuentes documentales.
- Análisis de la bibliografía seleccionada para la elaborar el marco teórico que soporta a la investigación.
- Revisión de documentos especializados, buscando estudios similares al caso Motozintla y poder establecer correlaciones (en caso que existan). Lo anterior se realizó a nivel internacional y nacional con la finalidad de extrapolar interpretaciones que enriquezcan esta investigación.
- Búsqueda y análisis de casos históricos de desastres en el área de estudio.
- Consulta de mapas temáticos, fotografías aéreas, imágenes de satélite y otras fuentes de información gráfica como apoyo a la caracterización del sitio de estudio.

La fase I esquematizada en la Figura 3, muestra las etapas metodológicas para elaborar la cartografía geológica e identificación de los procesos de remoción en masa. Como herramientas de procesamiento, se utilizaron los programas ILWIS Academic, versión 3.3; ArcView, versión 3.2a y ArcGIS, versión 9 con el fin de construir el Sistema de Información Geográfica (SIG). Para la identificación de los rasgos morfológicos se utilizaron los criterios de homogeneidad relativa propuestos por Tapia-Varela y López-Blanco (2002).

En esta primera fase, se recolectó y sistematizó información relativa a la geología y las características físico-geográficas; se consideraron las cartas editadas por diferentes autores e instituciones, con cubiertas regionales y locales. La escala máxima utilizada fue 1:12,500 y la mínima 1:500,000.

En la segunda fase (Figura 3), se realizó el proceso de interpretación y análisis a través de un Sistema de Información Geográfica (SIG), realizando las siguientes actividades: utilizando las curvas de elevación del INEGI (1996), se generó del Modelo Digital de Elevación (MDE), el modelo de sombras, mapa altimétrico y de pendientes; además de identificar los procesos de remoción en masa, estructuras de erosión remontante, tipos de fallas, fracturas y las unidades litológicas. En esta fase, se generó la mayor cantidad de información cartográfica, enfatizando la fotointerpretación de ocho líneas aéreas de vuelo editadas por el INEGI; tres escala 1:75,000, tres escala 1:37,500 (ambas de 1996) y dos escala 1:8,000 (1999); siendo las segundas las que se estudiaron con mayor detalle. Imágenes SPOT (proyección WGS84) pancromáticas a 5 m y de color a 10 m de resolución espacial, se utilizaron como referencia para verificar los rasgos del terreno; el compuesto de color fue el 3-2-1 y se corrigió el error de desplazamiento. El marco geológico constituyó la base para el análisis de la geometría de las laderas.

En la tercera fase de la investigación, fue procesada la información digital y analógica, que se transfirió a la base topográfica y finalmente se digitalizó y generó la cartografía definitiva en escala 1:30,000 en proyección WGS84.

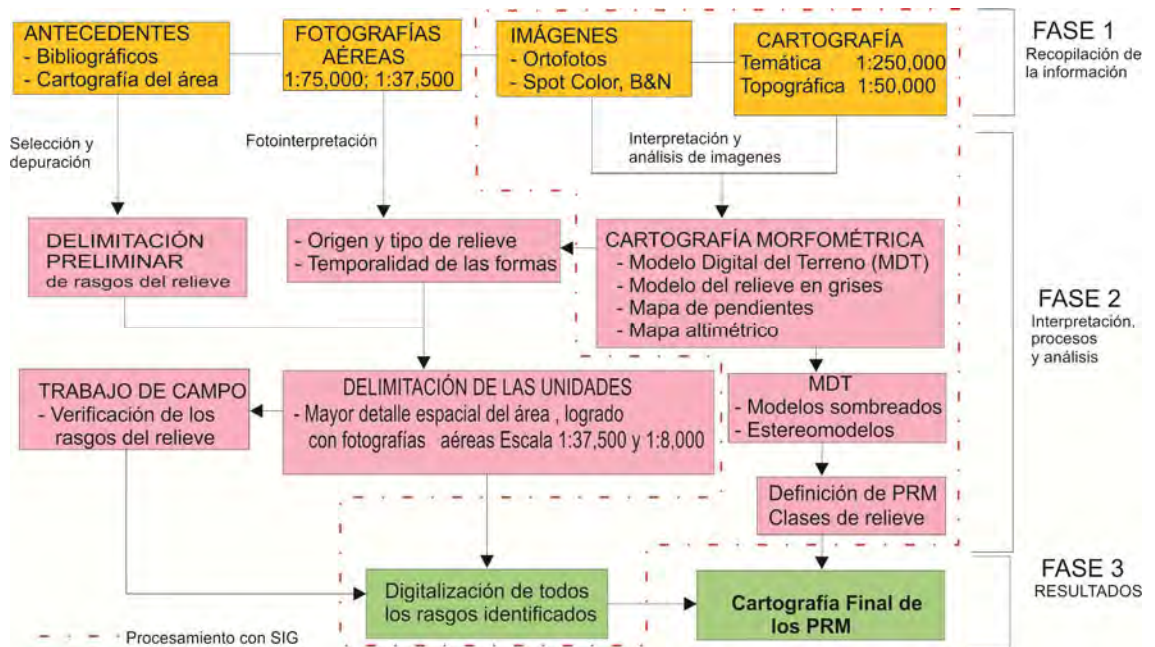


Figura 3. Diagrama metodológico para la elaboración de la cartografía geológica y de los procesos de remoción en masa en Motozintla, Chiapas. Modificado de Tapia-Varela y López-Blanco (2002).

Previo a la cartografía final, se elaboraron dos mapas para el análisis morfológico; el detalle de su elaboración se muestra a continuación. La topografía digital fue utilizada para elaborar los diferentes mapas temáticos como son: Modelo Digital de Elevaciones (MDE), modelo en escala de grises (mapa sombreado), mapa altimétrico, mapa hidrográfico y mapa de pendientes. Todos estos mapas se sobrepusieron a los rasgos fotointerpretados para dar mayor certeza a las geoformas identificadas, o bien, para mejorar, corregir o reinterpretar, rasgos que no fueron visualizados a la escala de las fotografías aéreas.

Con el mapa altimétrico (Figura 16), generado con la interpolación de las curvas de nivel, se pueden observar las tendencias en el relieve a lo largo de un perfil del terreno; el mapa se generó a partir de la topografía digital del INEGI, escala 1:50,000 y para visualizar la planicie, se realizó un acercamiento (solo para efectos de representación 1:30,000). Lo anterior sirvió para resaltar visualmente los rasgos morfológicos.

II.2 Para la determinación de tamaños de partícula

Cuando se decide tomar una muestra de sedimento de un depósito, se debe tener en consideración que el objetivo de dicho muestreo, es conocer las condiciones de la masa total de material o bien, una característica en particular (Figura 4). La muestra debe ser lo suficientemente representativa para proporcionar información sobre las características de la masa total depositada; lo anterior no siempre es posible de lograr, debido a que la muestra es sólo una ínfima porción de la masa total, además, como lo menciona Allen (1997), una muestra jamás será la representación fiel del depósito de donde fue extraída.

En este apartado, se abordan los métodos analíticos utilizados para el análisis granulométrico de las 116 muestras de sedimento obtenidas en la región de estudio. Debido a que las partículas de los depósitos poseen una amplia gama de tamaños, fue necesario realizar los análisis con tres técnicas diferentes (Figura 4):

- a) Análisis de imágenes por la técnica de Rosiwal (Sarocchi *et al.*, 2005).
- b) Granulometría por tamizado (Ro-Tap).
- c) Análisis por escaneo laser (Spectrex).

Antes de realizar el estudio granulométrico, se debe considerar la escala que será utilizada para medir las partículas, la finalidad es expresar estadísticamente las variaciones en tamaño de una muestra y que éstas puedan ser comparadas con otras distribuciones.

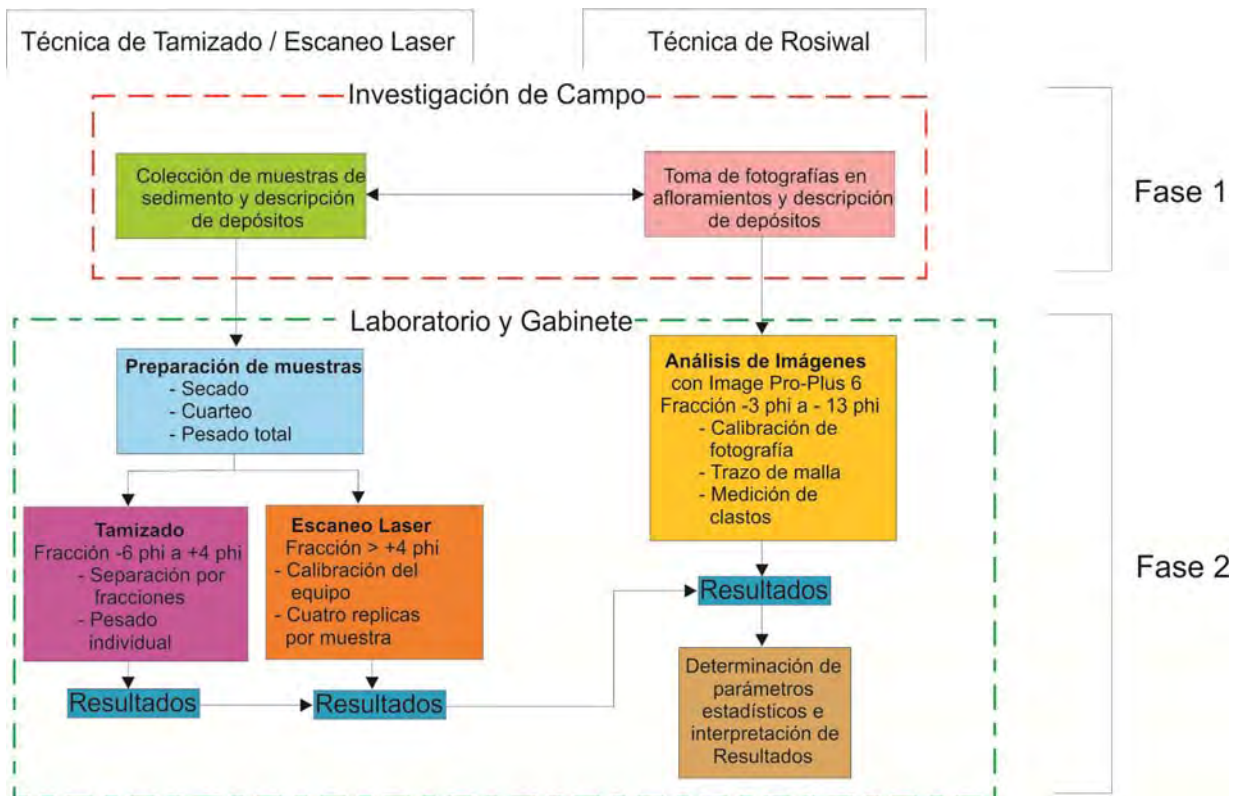


Figura 4. Procedimiento para determinar la granulometría total en muestras de sedimento en depósitos de la planicie aluvial de la cuenca de Motozintla, Chiapas.

El objetivo principal de conocer las características de un depósito a través de una muestra, puede desviarse por causa de diferentes errores que pueden irse sumando, entre los más frecuentes están: la mala selección del sitio para la toma de muestra, empleo de una técnica inadecuada en el proceso de muestreo, el manejo inapropiado de la muestra e inadecuada manipulación durante su análisis; éste último es importante debido a que puede atribuirse a errores humanos (falta de capacitación) o bien, a errores instrumentales.

Otro factor importante para el análisis, es la selección del tamaño (peso) de la muestra, el cual está en función del objetivo de la investigación. Para nuestro caso, el tamaño de la muestra obtenida en campo fue de 2 kg en promedio (Caver, 1971), almacenadas en bolsas plásticas con doble sello; con este tamaño de muestra, se conserva una muestra de reserva y se cubre el espectro de la "matriz" del depósito, es decir, tamaños de partículas que van de - 3 Phi hasta 4 Phi (8mm a 0.0625 mm); a su vez, de esta misma muestra se extrae la fracción fina, que cubre

el espectro del limo y las arcillas ($>4 \phi$). Ver **Anexo 1** para mayor detalle de los aspectos teóricos de este apartado.

a) Técnica de intersecciones de Rosiwal

Para aplicar esta técnica de análisis, se requiere de una imagen (o fotografía) en la cual se debe trazar un entramado (rejilla) con líneas de igual longitud y separación constante, en este caso, para el lado más largo de las fotografías, se utilizaron líneas con longitud máxima de 5 m y separación entre líneas de 7 y 10 cm. Bajo estas condiciones, el área se limitó a 25 m² aproximadamente, con las longitudes de línea trazadas, se lograron medir entre 300 y 500 partículas, con longitudes totales entre 80 y 120 m lineales por afloramiento. La Figura 5 muestra un ejemplo de la rejilla y las líneas de intersección.

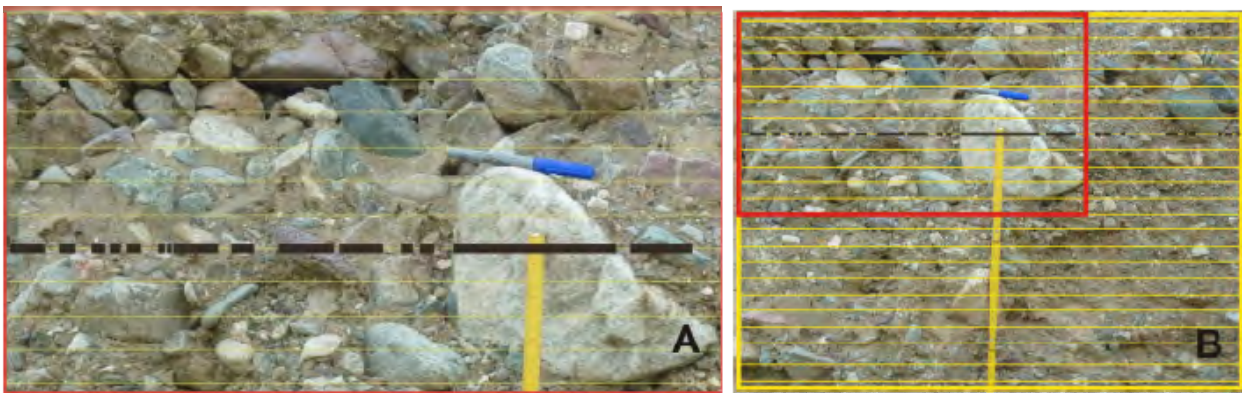


Figura 5. Ejemplo de una fotografía utilizada para aplicar la técnica de Rosiwal. A) detalle de un depósito con las líneas de intersección sobre los clastos (en amarillo). Las líneas negras indican las mediciones de los clastos. B) vista general del depósito, mostrando la rejilla con el total de líneas de intersección. Procesado con Image-Pro Plus, versión 6.

El análisis con esta técnica se enfocó en las partículas con más de 32 mm (-5 ϕ) de diámetro, correspondiendo a la grava muy gruesa hasta un máximo de ≈ 1000 mm (-10 ϕ), según la clasificación de Blair y McPherson (1999).

Como se observa en la Figura 4, la toma de fotografías de los afloramientos se realizó al mismo tiempo que la descripción de los depósitos y el muestreo de sedimentos para los ensayos del tamizado y el análisis laser.

Los requerimientos para la aplicación del método de Rosiwal son los siguientes:

- 1) Imagen de un afloramiento, ésta se debe obtener con una técnica de fotografía, que permita tener imágenes constantes, es decir, que sean tomadas con criterios uniformes como son: rango de distancia (entre 5 y 8 m), misma altura (1.60m), resolución constante y un mismo instrumento fotográfico (en este caso, Leica, 10 Mega Pixeles).
- 2) Escala, la imagen debe contener una escala gráfica de referencia.
- 3) Un programa de tratamiento de imágenes (Image Pro-Plus), con la capacidad de generar líneas de referencia, calibración de la imagen por procesar y almacenamiento de mediciones que puedan ser exportadas a una hoja para procesamiento de datos.

De acuerdo con Sarocchi *et al.* (2005), la técnica de Rosiwal es poco utilizada en geología, comparada con otras técnicas como el conteo de puntos, debido a que requiere mayor dedicación por parte del usuario. Resulta más fácil contar puntos que medir longitudes. Sin embargo, esta “desventaja” se ve disminuida por la mayor precisión que proporciona Rosiwal. Los parámetros estadísticos que se pueden obtener con la técnica de intersecciones son: diámetro promedio de las partículas, grado de selección y la mediana, entre los más representativos. Para mayor detalle de esta técnica, ver **Anexo 2**.

b) Granulometría por tamizado.

Durante el proceso de muestreo, se realizaron las descripciones correspondientes a cada afloramiento y los depósitos presentes; para la recolección de los sedimentos, se utilizaron bolsas de polietileno con doble cierre para evitar pérdida de material o contaminación cruzada. Tratando de homogeneizar el tamaño de la muestra, se siguieron las recomendaciones de Caver (1971).

Los análisis se llevaron a cabo en los laboratorios de sedimentología del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP). Antes de iniciar el proceso de clasificación, las muestras se secaron en un horno eléctrico y se pesaron con una báscula de precisión, posteriormente, las muestras se cuartearon, tratando de obtener una porción representativa de las características originales del depósito. Aunque no siempre fue posible, se trató de obtener la

cantidad de material recomendada por Caver (1971), para cada fracción: grava fina (500 gr), arena gruesa (200 gr), arena media (100 gr), arena fina (50 gr) y fracción fina (25 gr). Con esta técnica de análisis se cubrió un rango de -6Φ a $+4 \Phi$ en intervalos de 1 Φ .

Utilizando una columna de siete tamices estándar, 8 pulgadas de diámetro y malla de acero inoxidable, se tamizaron las muestras en una maquina vibradora (Ro-Tap) por un periodo de 15 minutos (**Anexo 3**). Una vez separadas las partículas en cada tamiz, se pesó cada fracción, registrándose su peso individual para realizar los cálculos correspondientes y obtener la distribución total de la muestra (Figura 4). Estas actividades se repitieron en 116 ocasiones por ser el número total de muestras analizadas.

c) Análisis por escaneo laser.

Después del proceso de tamizado, se deben considerar las partículas más finas que 0.063 mm ($> + 4\Phi$) para su análisis (Figura 4). Para determinar la granulometría de esta fracción, se utilizó un contador de partículas marca **Spectrex** (*Particle Counting System*) Modelo PC-2200 (Figura 6). Este contador utiliza una técnica de escaneo óptico, cuyo haz de luz (laser) pasa a través de una muestra saturada siendo capaz de medir diámetros de partícula desde 0.5 a 100 μm , cubriendo el rango de los limos y las arcillas.



Figura 6. Sistema Laser de conteo de partículas finas Spectrex, modelo PC-2200 más computadora. Tomado de Spectrex (2009).

El contador de partículas debe calibrarse con estándares de concentración conocidas para su correcto funcionamiento. Éste instrumento realiza análisis no destructivos en un corto tiempo, solo cuantifica las partículas que se encuentran en suspensión y que se hallen en la zona sensible del haz. Además, no solo cuantifica las partículas, también las ordena según su tamaño. Ver **Anexo 4** para más detalles de su funcionamiento. Para cada una de las muestras de sedimento de la cuenca de Motozintla, se efectuaron 4 replicas, cuyos valores se promediaron.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL

La evolución del relieve y los fenómenos que lo modelan han sido estudiados por diversas ciencias y disciplinas; en ocasiones un mismo proceso o fenómeno es conceptualizado de diferente forma, dependiendo del especialista que lo aborde (Press y Siever, 1978). Para el caso de los movimientos del terreno, la gama de estudios es extensa, pero la mayoría coincide en que la fuerza de gravedad es la principal responsable de la "fisonomía" del relieve, considerando a esta fuerza como el "agente universal" y por tanto son denominados procesos "gravitacionales" (De Pedraza, 1996).

En este capítulo se abordan los aspectos teóricos y conceptuales que se manejan a lo largo de esta investigación, enfatizando en la terminología de uso más frecuente. Para la descripción de los movimientos del terreno en Motozintla, se tomó como base principal la clasificación de Dikau *et al.* (1996). También se integran conceptos de otros autores como Varnes (1978), Brunsdén (1984), Hutchinson (1988), Keller y Blodgett (2004), Nott (2006), McCalpin (2009), Macías *et al.* (2010) y Lugo-Hubp (2011). Se adoptó esta clasificación debido a que en ella se integran criterios de otros autores, que han marcado pauta en el estudio de los PRM, por ejemplo: los atributos morfológicos, velocidad de movimiento, tipo y tamaño de los materiales y la antigüedad del proceso.

Un concepto fundamental utilizado en este trabajo es el de "ladera", que de acuerdo con Lugo-Hubp (1988), corresponde a las formas del terreno generadas por procesos endógenos, que por su inclinación favorecen la remoción de partículas y que el 80% de la superficie terrestre está ocupada por éstas. Para Keller y Blodgett (2004), las laderas son en realidad sistemas dinámicos que presentan una evolución continua. Según Dikau *et al.* (1996) las laderas están siempre sometidas a fuerzas meteóricas y frecuentemente a fuerzas internas como los sismos o el

volcanismo; la respuesta de éstas dependerá del material constituyente, morfología, localización geográfica y propiedades mecánicas, entre otros factores.

Debido a que el tema central de este estudio es la ubicación de los movimientos de masa y la caracterización de sus depósitos; se hace necesario definir los conceptos básicos sobre el “riesgo” ya que estos fenómenos constituyen un potencial de daño. El riesgo puede ser de origen natural o antropogénico. Es decir, riesgos provocados por fenómenos naturales (i.e. sismos, actividad volcánica, huracanes) o los generados por las actividades del ser humano (i.e. minería, construcción de caminos, deforestación).

Todas las condiciones físicas presentes en Motozintla la hacen una región propensa a sufrir desastres. Sin embargo, la evaluación del riesgo y de cualquiera de sus componentes queda fuera del alcance de este trabajo; aunque de manera frecuente los elementos del riesgo se mencionan en diferentes apartados de la tesis. Para su definición se retoman los planteamientos de instituciones dedicadas a evaluar el riesgo y de algunos autores con enfoques diferentes que enriquecen los conceptos.

El *riesgo* se define como la probabilidad de que ocurra una amenaza en un tiempo determinado, afectando a un sistema que presenta un cierto grado de vulnerabilidad y exposición; con consecuencias económicas y sociales negativas (CENAPRED, 2006).

La *amenaza* se define como un peligro potencial que representa la posible manifestación de un fenómeno natural con cierta intensidad, en un sitio específico y dentro de un periodo de tiempo definido. Esta amenaza puede generar daños a las personas, sus bienes o a la infraestructura. Las amenazas pueden ser de origen natural, antrópicas o su combinación (De la Parra, 2009).

La *vulnerabilidad* se trata de la capacidad de respuesta y recuperación de las comunidades que han sufrido la manifestación de una amenaza. También se define como la resistencia de un sistema ante un desastre (Maskrey, 1993).

La *exposición* se refiere a la cantidad de personas, bienes y sistemas que se encuentran en un sitio determinado y que es factible que sean dañados por algún evento natural o socionatural (i. e. desestabilización de una ladera por un corte carretero) (CENAPRED, 2001).

Un *desastre* se define como una situación detonada por un fenómeno natural, antrópico o su combinación; que al tener condiciones de exposición y vulnerabilidad, causa modificaciones al funcionamiento de un sistema social. Un desastre también se define como la pérdida de vidas, bienes e infraestructura que deterioran la calidad de vida de pobladores (Maskrey, 1993).

II.1 Procesos de Remoción en Masa (PRM)

La extensa variedad de geoformas en la superficie terrestre, ha sido motivo de diferentes estudios que se han desarrollado para entender nuestro entorno. La evolución del relieve y los fenómenos que lo modelan se han descrito desde diferentes disciplinas y con diferentes puntos de vista. En ocasiones un mismo proceso o fenómeno es nombrado de diferente manera, dependiendo del especialista que realice tal descripción (Press y Siever, 1978).

Para el caso específico de los fenómenos que tratan sobre los movimientos del terreno, la gama de estudios es extensa, pero en la mayoría de éstos predomina la idea de que la fuerza de la gravedad es la principal responsable de los cambios en la "fisonomía" del relieve. Por lo anterior, muchos especialistas en las Ciencias de la Tierra consideran a esta fuerza como el "agente universal" que invariablemente participa en los procesos de movimiento del terreno que son denominados como "gravitacionales" (De Pedraza, 1996).

Tomando como referencia las definiciones de los autores mencionados en el segundo párrafo de este capítulo, los PRM pueden definirse como "el desplazamiento de material no consolidado (suelo y/o detritos) o por bloques de roca del sustrato sobre la ladera y su posterior acumulación al pie de la misma o a mayor distancia; los PRM se llevan a cabo por la acción de la fuerza de gravedad y son motivados por un desequilibrio en la ladera que se refleja cuando el esfuerzo cortante supera a la resistencia al corte de los materiales involucrados".

II.1.1 Clasificación y características morfológicas

De acuerdo con Dikau *et al.* (1996), los procesos de remoción en masa, reciben otras denominaciones, dependiendo de la disciplina que describa estos fenómenos, estos son: procesos de ladera, desgaste de masas, procesos gravitacionales, deslizamientos del terreno, movimientos de ladera, entre los principales. Todos los términos anteriores, toman como referente común la “ladera”, considerada como el elemento básico que marca la evolución de la superficie terrestre (Keller y Blodgett, 2004; Summerfield, 1991). Por lo anterior, es un hecho que éstas presenten una gran variedad de formas y que sean motivo de múltiples estudios, especialmente aquellos relacionados con los peligros que dichas laderas, en condiciones de inestabilidad, representan para el ser humano, sus posesiones y la infraestructura en un determinado lugar.

Para entender los mecanismos de generación de los procesos de remoción en masa, es necesario analizar los componentes de la ladera, ya que ésta puede ser considerada como un indicador del grado de estabilidad del terreno e indicar su potencialidad para generar estos procesos (**Anexo 5**).

Las laderas de la zona de Motozintla están expuestas a los factores del intemperismo y a diferentes agentes de transporte, predominando la erosión fluvial y una actividad tectónica significativa; lo anterior, aunado a una topografía abrupta, provocan que dichas laderas presenten un alto grado de amenaza. Otros factores que motivan la inestabilidad de las laderas en la zona de estudio son: su localización en un enorme valle fluvial, montañas escarpadas sujetas a erosión intensa y los materiales que las constituyen, son rocas antiguas que datan del Paleozoico.

El término “Caída”, también conocido como desprendimiento se trata de un movimiento en caída libre de fragmentos de roca, suelo o detritos, que en su trayecto pueden rodar, rebotar o caer libremente; la dimensión de los fragmentos es variable, dependiendo de la naturaleza de los materiales y su grado de competencia. La característica común de las caídas es la superficie de rotura, que es gobernada por el ángulo y orientación de dicha superficie; la cual puede ser planar, vertical, en cuña o escalonada. Estos procesos pueden o no presentar depósito de

materiales; esto dependerá del paleorelieve y el volumen de la masa de material desplazada (Lugo-Hubp, 1989; De Pedraza, 1996; Gutiérrez-Elorza, 2008).

Como deslizamiento rotacional se debe entender a aquellos movimientos del terreno que tienen una forma circular o de "cuchara" en la superficie de falla (que no siempre se presenta de manera definida). Dependiendo del número y el tipo de superficie, se pueden subdividir en simples, múltiples y sucesivos de acuerdo con el grado de desintegración de los materiales en movimiento y su depósito (Dikau *et al.*, 1996).

Los deslizamientos traslacionales se caracterizan por su fractura basal no circular, acercándose a una forma semiplana y de menor profundidad que el deslizamiento rotacional. Se pueden presentar en roca, escombros o suelo; dependiendo de la pendiente de la ladera y la velocidad a la que se desplacen los materiales, el deslizamiento se desarrolla en bloques coherentes o en forma fragmentada (Hutchinson, 1988).

Un flujo se refiere a movimientos continuos ladera abajo de diversos tipos de materiales, cuyas partículas poseen movimientos relativos respecto a la masa global en la que son transportados. Estos se denominan con diferentes términos como: corriente, colada o flujo de derrubios, cuando presentan una proporción de 70-90% en peso de fase granular o 47-77% en volumen y una densidad de 1.8 – 2.3 g/cm³ (Sarocchi *et al.*, 2005).

Clasificación de los Procesos de Remoción en Masa.

Actualmente, existen varias clasificaciones sobre los procesos que provocan movimiento del terreno (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988). Estos autores utilizan variables como la forma de movimiento de los materiales, la cantidad de masa que se desplaza, la forma de las partículas, la velocidad con que se mueven estas masas y finalmente, el fenómeno que los induce. En este trabajo, se emplea el concepto de "Procesos de Remoción en Masa" (PRM), entendiéndose como el tipo de movimiento en relación con el plano subyacente y la composición litológica, complementándose con la velocidad, morfología, edad y estructura geológica principalmente. El concepto de PRM considera tres tipos de material: roca masiva, detritos y suelo (Lugo-Hubp, 2011).

Para la descripción de los PRM en este trabajo, se tomó como referencia la propuesta de Dikau *et al*, (1996), donde se consideran los siguientes procesos: a) caídas, b) deslizamientos, c) flujos y d) movimientos complejos. En la clasificación tipológica de los PRM identificados en Motozintla, se caracterizaron todos los elementos geométricos, estructurales y composicionales del tipo de materiales involucrados; lo anterior dio como resultado una cartografía con elementos que poseen un agrupamiento y una clasificación internacional.

Los conceptos relativos a movimientos del terreno, han generado una gran variedad de interpretaciones y enfoques, como consecuencia, se han propuesto un sinnúmero de clasificaciones para tipificar estos procesos. Esta categorización toma como referencia común aspectos como: material involucrado en el movimiento, contenido de agua u otro elemento que participe, velocidad con que se verifica dicho desplazamiento y la forma en que se mueve la masa de materiales.

A continuación se presentan las clasificaciones de los procesos de remoción en masa que han sido más utilizadas en la literatura. La primera fue desarrollada por el "Programa de la Ocurrencia Temporal y Pronóstico de Deslizamientos de la Comunidad Europea" (EPOCH en 1993), basada en los criterios de Varnes (1978) y Hutchinson (1988); esta clasificación es utilizada por Dikau *et al*, 1996 (Tabla 1). En la Tabla se observa que la clasificación comprende seis grupos principales de procesos que son: Caídas/Desprendimientos, vuelcos, deslizamientos (con sus tres variantes), flujos, expansiones laterales y movimientos complejos (**Anexo 6**).


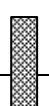


Otras dos clasificaciones que han influenciado los estudios sobre los procesos de ladera, son las propuestas por Sharpe (1938) y Varnes (1975), la primera se considera importante debido a que contempla la velocidad del desplazamiento de los detritos, en función de la concentración de elementos como el agua, hielo u otro material que funcione como catalizador del movimiento; los que pueden ser rápidos, muy lentos y poco perceptibles, solo registrados con instrumentos especializados o evidencias observadas por expertos en el campo (Tabla 2). La segunda clasificación, enfatiza el tipo de materiales involucrados en el proceso, tomando como principales elementos al sustrato rocoso y los suelos de fracción gruesa y fracción fina, clasificación propuesta por especialistas en geotécnia (Tabla 3).

Tabla 1. Clasificación de los Procesos de Remoción en Masa

MECANISMO DE MOVIMIENTO		TIPO DE MATERIAL INVOLUCRADO		
		Roca	Derrubios	Suelo
Tipo				
Caída/Desprendimiento (Falls)		Caída o desprendimiento de rocas	Caída o desprendimiento de derrubios	Caída o desprendimiento de suelos
Vuelco o desplome (topple)		Vuelco o desplome de rocas	Vuelco o desplome de derrubios	Vuelco o desplome de suelos
Deslizamientos	Rotacional simple (Rotational slide)	Individual Múltiple Sucesivo	Individual Múltiple Sucesivo	Individual Múltiple Sucesivo
	Traslacional o de bloques (Traslational slide)	Deslizamiento de roca en bloque	Deslizamiento de derrubios en bloque	Deslizamiento traslacional de suelos
Flujos (Flow)		Flujo de rocas	Corrientes de derrubios	Flujos de tierra, arena o suelo
Expansión lateral (Lateral spreading)		Expansiones laterales en roca	Expansiones laterales en derrubios	Expansiones laterales en suelos
Complejo (Complex)		Ejemplos		
		Alud de rocas	Flujo deslizante	Rotacional con flujo de tierras

Fuente: Modificado de Dikau *et al.* (1996).

Tabla 2. Clasificación de Movimientos Gravitacionales, según Sharpe (1938).

	MOVIMIENTO		HIELO		TIERRA O ROCA	AGUA	
	Tipo	Velocidad	Principalmente hielo	Tierra o roca más hielo	Tierra o roca, seca o con cantidades menores de agua o hielo	Tierra o roca más agua	Principalmente agua
Con lado libre	Flujo	Generalmente imperceptible	Reptación de rocas de glaciar		Reptación de rocas		Acarreo fluvial
			Soliflucción		Reptación de escombros del talud		
		De lento a rápido	Acarreo Glaciárico	 Derrumbe de derrubios	Reptación de suelo	Soliflucción	
	Muy rápido				Corriente terrosa		
					Derrumbe de detritos		
	Deslizamiento (de tierra)	De lento a rápido	Acarreo Glaciárico		Desmoronamiento		
Muy rápido		Deslizamiento de detritos					
	Caída de detritos						
	Deslizamiento de rocas						
Confinado	Deslizamiento o flujo	Rápido a lento		Hundimiento			

Fuente: Oropeza *et al.* (1998).

Tabla 3. Clasificación de los movimientos gravitacionales según Varnes (1978).

TIPO DE MOVIMIENTO			TIPO DE MATERIAL					
			Roca (sustrato)	Suelo (formación superficial)				
				Grueso	Fino			
Caída			EN ROCA	EN DERRUBIOS	EN TIERRAS			
Vuelco (Topple)								
Deslizamiento	Rotacional (slump)	Unidades Pequeñas						
	Traslacional	Unidades Grandes						
Expansión Lateral								
Flujo reptación (creep)								
Complejo						Combinación de dos o más tipos		

Fuente: De Pedraza (1996).

Características morfológicas de los PRM

Para tener un panorama de las proporciones y formas de los procesos de remoción en masa, a continuación se describen sus características morfológicas y morfométricas. Considerando estas características, se elaboró el inventario que se presenta en otro apartado de este trabajo. Como complemento a lo anterior se consideró el tipo de material involucrado y su forma de emplazamiento para describir cada uno de los procesos.

Como complemento a las clasificaciones antes mencionadas, la Asociación Internacional de Geología Aplicada a la Ingeniería (por sus siglas en inglés IAEG), desarrolló en 1990 algunos criterios técnicos para la caracterización de los PRM, estos criterios han servido de base para su descripción en varias investigaciones. Para fines prácticos de reconocimiento y caracterización de los procesos, se pueden considerar los criterios de González de Vallejo y colaboradores (2002):

- Tipo de movimiento
- Material
- Actividad
- Velocidad
- Contenido de agua

El contenido de agua es un elemento relevante debido a que bajo su influencia los materiales cambian su comportamiento de manera significativa. La Figura 7 resume las características morfológicas y morfométricas de los procesos de remoción en masa.

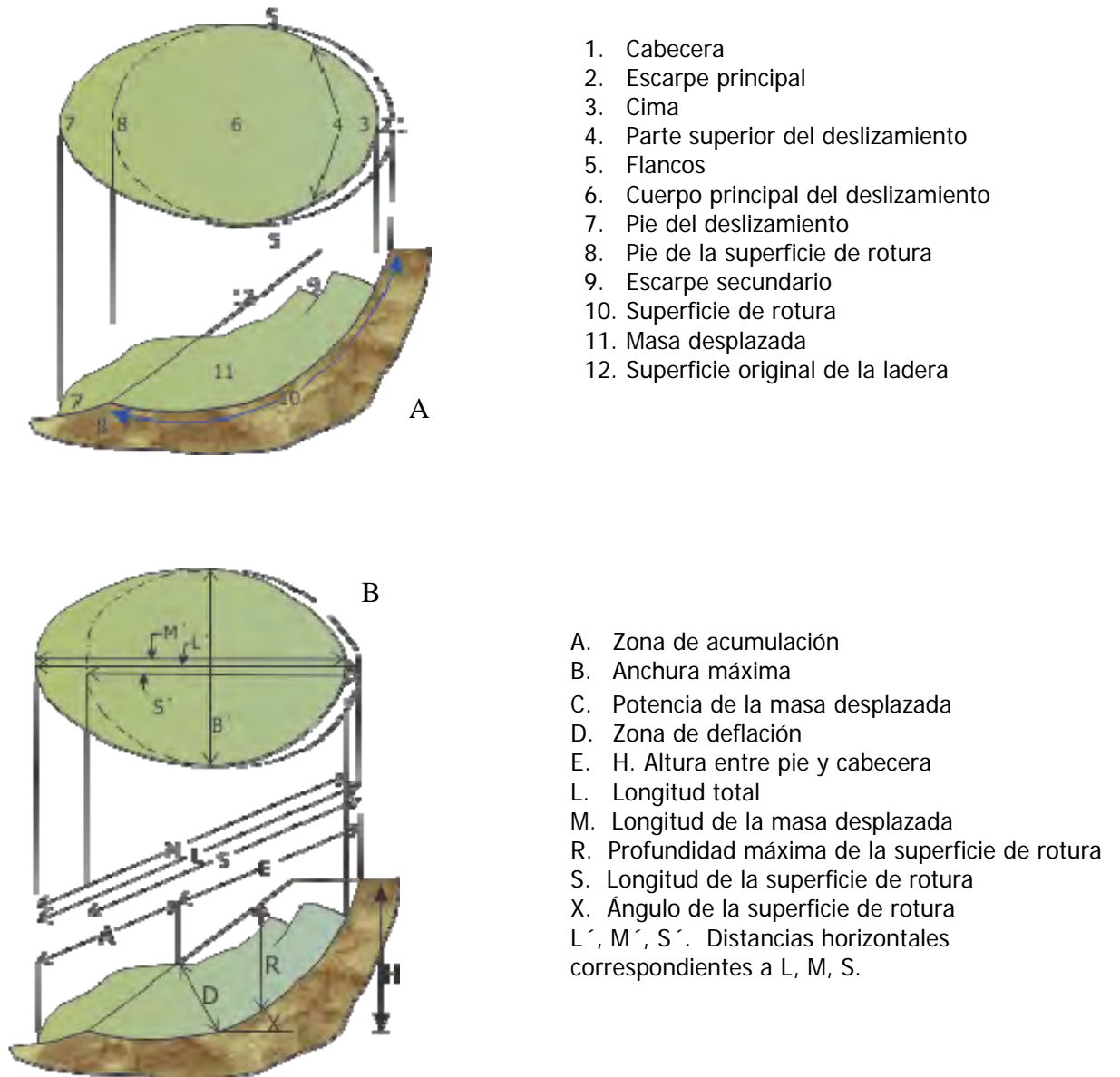


Figura 7. Características de un movimiento de ladera. A) rasgos morfológicos, B) rasgos dimensionales
Fuente: González de Vallejo *et al.* (2002).

II.1.2 Factores detonantes y métodos de estudio

Cada PRM se genera bajo determinadas condiciones físicas que están relacionadas con factores <pasivos> o condicionantes, los que dependen de la propia naturaleza, forma y estructura de la ladera; mientras que los factores <activos> o detonantes, están constituidos por condiciones externas, que funcionan como desencadenantes para la generación de los movimientos del terreno. La Tabla 4 resume los factores antes mencionados y para fines operativos se subdividen en función de su naturaleza.

Tabla 4. Elementos asociados a los movimientos de ladera.

Factores geológicos		Factores por procesos físicos
<ul style="list-style-type: none"> • Materiales 	Débiles * Sensibles * Intemperizados * Sujetos a cizalla * Con diaclasas *	<ul style="list-style-type: none"> • Precipitación intensa ^δ • Derretimiento rápido de nieve o hielo ^δ • Precipitación extraordinaria ^δ • Actividad sísmica ^δ • Erupciones volcánicas ^δ • Gelificación * • Expansión e hidratación de arcillas *^δ
<ul style="list-style-type: none"> • Discontinuidades con orientación * desfavorable como esquistosidad y planos de estratificación * • Discontinuidades de tipo estructural como fallas y contactos * • Permeabilidad contrastante * • Materiales con contraste de plasticidad * 		
Factores morfológicos		Factores de origen antropogénico
<ul style="list-style-type: none"> • Erosión * 	Glacial Fluvial al pie de laderas Marina al pie de acantilados Glacial al pie de laderas Subterránea	<ul style="list-style-type: none"> • Excavación de laderas ^δ • Incremento de peso en laderas * • Desección de cuerpos de agua * • Desforestación * • Irrigación *^δ • Actividad minera ^δ • Vibraciones artificiales *^δ
<ul style="list-style-type: none"> • Levantamientos tectónicos o Volcánicos *^δ • Remoción de la vegetación (por incendios y sequías) * 		
Notas: Aparecen en " Negritas " los PRM presentes en Motozintla. * Factor Condicionante ^δ Factor Detonante * ^δ Factor Condicionante-Detonante		

Fuente: Modificada de Cruden y Varnes (1996).

La Tabla 4 muestra las causas más frecuentes de generación de procesos de remoción en masa. Se resaltan en letras "negritas" los factores que se presentan con mayor frecuencia en la zona de Motozintla. Es notorio el predominio de los procesos geológicos, en específico las discontinuidades de origen estructural, asociado al fallamiento y la condición de cizalla. Le siguen en importancia, las precipitaciones extraordinarias y la actividad sísmica. Dentro de los

factores antrópicos, predominan las actividades de deforestación y corte de laderas para construcción de caminos, así como el minado a cielo abierto y aprovechamiento de materiales para la construcción (Figura 8). Como resultado de estas actividades, se inducen vibraciones artificiales por tránsito vehicular de carga, transporte público y actividades de barrenación.

Como una muestra de la dinámica que se presenta en la cuenca de Motozintla, especialmente en la porción NW (poblados de Buenos Aires, Benito Juárez, Pizarrín y Carrizal), se observa que las laderas se transforman a cada instante, entrando en condiciones de inestabilidad que con el tiempo generan movimiento de terreno, provocando un estado de peligro en constante incremento.

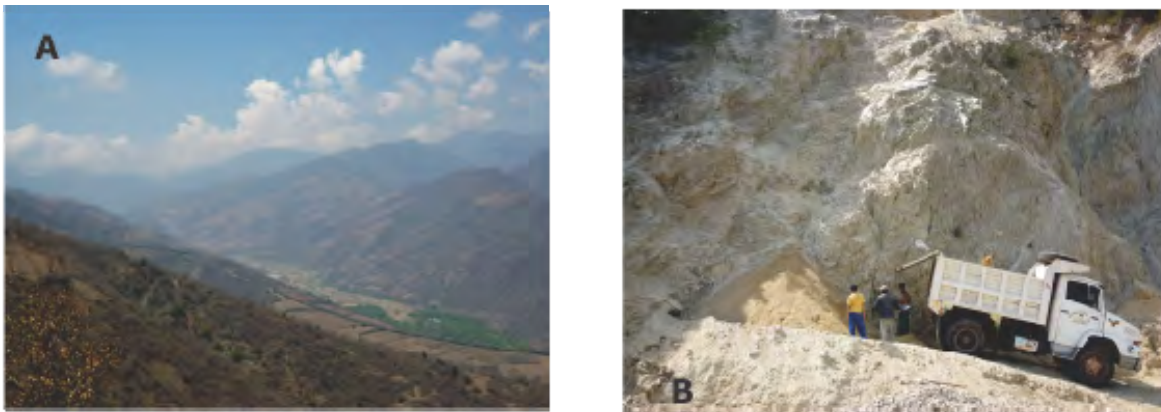


Figura 8. Factores antrópicos que intervienen en los procesos de remoción en masa. A) factores condicionantes: en primer plano se observa el margen norte del río Xelajú Grande con escasa vegetación, al centro la planicie de Motozintla con actividades agrícolas y al fondo el margen sur con deforestación intensa. B) Factor detonante: actividades de minado a cielo abierto para extracción de materiales pétreos.

Con la finalidad de establecer los grados de actividad de los diferentes procesos de remoción en masa que presentan las laderas, la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica (WP/WLI, 1993) desarrolló una clasificación para determinar el estado de actividad de un “movimiento” localizado sobre una ladera.

En cuanto a la velocidad con que se desarrollan los procesos de remoción en masa, la literatura expresa que estos varían de extremadamente lentos (menos de 0.016 m/año), invisibles al ojo humano y que solo se reconocen por indicios presentes en la ladera (caso de la reptación); hasta los procesos muy rápidos 5 m/s (Cruden y Varnes, 1996), como las avalanchas, que generalmente causan daños muy severos al medio y provocan muertes de seres humanos,

dependiendo del grado de exposición y vulnerabilidad en que se encuentre la población (Alcántara-Ayala, 2000).

Con el fin de evitar posibles interpretaciones de los estudiosos de los procesos de remoción en masa en lo referente a las velocidades que éstos desarrollan, Cruden y Varnes (1996) desarrollaron una escala de velocidades que varía de 1 a 7, emulando la escala de Mercalli para sismos. La escala correlaciona la velocidad y los daños provocados a la infraestructura y al bienestar de la población.

Métodos de estudio para los PRM

Los métodos que han sido generados para el estudio de la dinámica de los procesos de remoción en masa varían enormemente en cada país y región, incluso se han desarrollado guías para identificar y localizar las zonas susceptibles de generar este tipo de fenómenos (Jakob y Hungr, 2005). Un elemento común en estas metodologías, es que la mayoría están orientadas a la evaluación del peligro potencial que inducen estos procesos a las comunidades y su infraestructura.

En este trabajo, el enfoque principal está orientado a la identificación de los procesos a través de sus rasgos morfológicos y morfométricos, su cartografía y determinación de la frecuencia con que se presentan estos procesos, auxiliado de herramientas como los Sistemas de Información Geográfica y procesadores de imágenes, uso de materiales fundamentales como las fotografías aéreas, imágenes de satélite y ortofotos a diferentes escalas; además de un intenso trabajo de campo para verificar y corregir cada una de los procesos y depósitos plasmados en los diferentes mapas temáticos que se muestran en esta investigación. Como podrá observarse, muchas de las investigaciones sobre los PRM están dirigidas a la evaluación del peligro o del riesgo, que constituyen un elemento práctico importante.

El estudio de los procesos de remoción en masa es un tema de actualidad a nivel internacional debido a los impactos negativos que éstos generan, que no reconocen fronteras y que pueden presentarse en cualquier parte del mundo. A continuación se presentan algunos ejemplos representativos de diferentes investigaciones en torno a estos procesos y sus consecuencias. En

el análisis, se enfatiza la metodología y los resultados obtenidos, con la finalidad de generar el marco referencial que sirvió de base para el estudio desarrollado en Motozintla de Mendoza.

Bisson *et al.* (2002) realizó un estudio en dos provincias en la región de Campania al sur de Italia. En el estudio utilizaron un SIG para la evaluación del peligro provocado por la removilización de materiales volcánicos en las inmediaciones del volcán Vesuvio, auxiliándose de mapas geológicos, geomorfológicos y de información morfométrica. Otro estudio relacionado con la evaluación del peligro por flujo de detritos fue el desarrollado por Hürlimann *et al.* (2008). Dicha evaluación se realiza mediante la aplicación de diferentes técnicas para conocer las afectaciones producidas por los flujos ocurridos en 1982 en La Guingueta, oeste de los Montes Pirineos. En el estudio se aplicaron los métodos empírico, analítico y técnicas numéricas; poniendo especial interés en la influencia de las propiedades reológicas de los fluidos, ya que éstas juegan un papel importante en la dinámica de los flujos. Un aporte importante en este trabajo es una matriz para la evaluación cualitativa del peligro por flujos de detritos que se muestra en la Tabla 5. Parte de esta metodología podría ser aplicada por los encargados de Protección Civil con conocimientos de ingeniería geológica al caso de Motozintla, debido a que las afectaciones más importantes se deben a flujos de escombros.

Tabla 5. Matriz de peligros por flujos de detritos*

			Probabilidad de ocurrencia (<i>P</i>)		
	BUWAL (1997)	Rickenmann (2005)	Alto	Medio	Bajo
Intensidad (<i>I</i>)	$h > 1.0$ m y $v > 1.0$ m/s	$h > 1.0$ m o $v > 1.5$ m/s	Alto	Alto	Moderado
	$h < 1.0$ m o $v < 1.0$ m/s	$h < 1.0$ m y 0.4 m/s $< v < 1.5$ m/s	Medio	Moderado	Bajo
	No existe	$h < 0.4$ m y $v > 0.4$ m/s	Bajo	Bajo	Muy bajo
No existen áreas afectadas			Muy bajo	Muy bajo	Muy bajo
* <i>I</i> - clases propuestas por diferentes autores, <i>h</i> es la profundidad y <i>v</i> es la velocidad del flujo, respectivamente.					

Fuente: Tomada de Hürlimann *et al.* (2008).

La Tabla 5 muestra una matriz de peligro, donde éste es definido como una función de probabilidad de ocurrencia *P* y la intensidad del flujo de detritos está dada por *I*. Se establece que la probabilidad de ocurrencia de futuros flujos estará determinada por diferentes escenarios los cuales están basados en la relación magnitud-frecuencia (Jakob y Hungr, 2005; Hürlimann *et al.*, 2008).

Xie y Xia (2004), exponen otra forma de evaluación del peligro por movimientos de ladera, a través de la Teoría de Sistemas, argumentando que debido a la intervención en el tema por diferentes especialistas, hoy en día se encuentra en la mesa de debate y que es necesario establecer una base teórica que sustente el concepto de peligro por deslizamientos. Los autores parten de definir que se trata de una relación dialéctica del hombre con la naturaleza, argumentando las siguientes siete características:

- a) Se trata de un sistema multidimensional
- b) Existe una complejidad entre las relaciones de subsistemas
- c) Se tiene influencia de factores con jerarquías indefinidas
- d) Incertidumbre en su ocurrencia
- e) Es un sistema abierto entre el hombre-naturaleza y sociedad
- f) Sistema dinámico de entradas y salidas
- g) Es un sistema no lineal, es decir, que jamás se presentan condiciones similares para dos escenarios y siempre serán diferentes las escalas de pérdidas.

Un estudio realizado por Gerscovich *et al.* (2006) revela que los movimientos de ladera pueden o no estar relacionados con la precipitación y saturación del terreno. En su investigación dedujeron que a pesar de que la zona se encuentra en un clima tropical lluvioso, la precipitación pluvial no fue el factor detonante del movimiento de ladera en Río de Janeiro, Brasil, sino que se atribuye a un estrato litológico (gneiss) y la capa de suelo sobre éste, provocando diferentes presiones de poro por el agua que contienen. En su estudio realizaron simulaciones 3D correlacionado con los niveles de saturación de la roca base y descubrieron que la saturación diferencial de la roca base, provocada por su fracturamiento, fue el factor detonante del movimiento del terreno. Además de realizar estudios de simulación, éstos se acompañaron de estudios de mecánica de suelos, instalación de piezómetros y perforaciones en el terreno.

En un estudio realizado por Zêzere *et al.* (2008) en un poblado al norte de Lisboa, Portugal; se realizó un análisis probabilístico (auxiliado con un SIG) de la ocurrencia de tres tipos de deslizamiento: traslacional, traslacional superficial y rotacional. Estimaron la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos futuros, asumiendo algunas consideraciones como: ocurrencia en el pasado de estos fenómenos (en tiempo y espacio) y algunos factores detonantes como lluvias y predisposición del terreno. También consideraron la vulnerabilidad como función de la magnitud de los eventos y los daños provocados. En este mismo sentido, Guzzetti (2000) hace un recuento de 840 procesos de remoción en masa registrados en Italia desde 1279 a 1999,

reportando caídas y deslizamientos de roca, avalanchas y flujos de escombros. Como se puede observar, los enfoques son distintos, pero el análisis de la información contempla componentes comunes, la zonificación y recuento del número de procesos a través del tiempo.

Realizando un recuento de los diferentes métodos utilizados en estos trabajos, resaltan factores comunes que se presentan en Motozintla y que son considerados en el desarrollo de esta investigación. Estos factores son: sistema multidimensional con jerarquías indefinidas, representadas por las lluvias extraordinarias y estructuras litológicas favorables para generar inestabilidad en las laderas.

Para la investigación en Motozintla, también se siguieron criterios para los estudios multivariados como los seguidos por Donati y Turrini (2002), quienes utilizan los SIG para evaluar la predisposición de una zona para generar procesos de ladera y elaborar un mapa de procesos, considerando la distancia a zonas de falla, paralelismo entre fallas, uso de suelo, orientación de las laderas y orientación de las capas sobre las laderas. Un factor importante considerado en nuestro caso de estudio fue el lineamiento de las fallas y sus escarpes asociados a la actividad tectónica del área, su relación con la disminución de la resistencia de la roca, la orientación de las laderas y su forma.

Otro caso de aplicación al estudio de los movimientos de ladera considerado en Motozintla, fue el desarrollado por Milles y Keefer en 2008, denominando como CAMEL (por sus siglas en inglés de Comprehensive Areal Model of Earthquake Induced Landslides). La tecnología se auxilió de los Sistemas de Información Geográfica y se complementó con datos de movimientos del terreno provocados por movimientos sísmicos. Los autores tomaron como caso de estudio el sismo (con intensidad de 6.9) de Loma Prieta, California. El sismo local más significativo en Motozintla es de 5.5 grados de magnitud, registrado el 18 de enero de 2001 (SSN, 2011). CAMEL demostró buena eficiencia en la predicción de deslizamientos y caídas de suelo. Sin embargo, para caídas y deslizamientos de roca su comportamiento fue pobre. La Tabla 6 muestra las categorías de los rangos de pendiente y su vinculación con los eventos sísmicos.

Tabla 6. Ángulo mínimo de pendiente para diferentes tipos de movimientos de ladera.

Tipo de movimiento del terreno	Ángulo mínimo de pendiente (en grados)		
	Keefer (1984)	Rodríguez <i>et al.</i> (1999)	Hancox <i>et al.</i> (2002)
Caída y deslizamiento de rocas	35-40	35	40
Caída y deslizamiento de suelos	15/40	55	25-35
Desplome de bloques de roca	25	15	15
Desplome de bloques de suelo	5-10	8	15
Flujos rápidos de suelo	2.3	0	2

Fuente: Tomada de Milles y Keefer (2008)

De los estudios que se realizan con mayor frecuencia en el ámbito de la evaluación del riesgo por procesos de remoción en masa es la denominada susceptibilidad de laderas, que en combinación con técnicas de SIG, proporcionan resultados satisfactorios. Thiery *et al.* (2007) enfatizan que dichos estudios han dado los mejores resultados a nivel mesoescala. Es decir, mapas a escalas 1:50 000 y 1:25 000, que son las escalas más comunes para representar los mapas de riesgo. Peña-Monné (1997), hace alusión a las escalas anteriores, señalando que dichos mapas pueden contener elementos morfodinámicos, que son los procesos funcionales de los mapas de riesgo y que son el resultado de las interacciones entre las actividades humanas y los sistemas geomorfológicos; elementos que están presentes en el caso de Motozintla, desarrollado a escala 1:30 000. Este mapa incluye una parte descriptiva de la realidad y una parte de valoración de diferentes peligros naturales.

Finalmente, se retoman algunas ideas y técnicas desarrolladas por Moreiras (2005), sobreponiendo diferentes mapas temáticos, especialmente el mapa de pendientes y geológico para definir la potencial inestabilidad de laderas, que apoyado con trabajo de campo, logró aportar elementos para generar el mapa de inventario de los PRM.

Un panorama nacional, muestra que los estudios relacionados con los procesos de remoción en masa se han incrementado notablemente en las últimas décadas, debido al aumento en la intensidad de fenómenos naturales que antes no constituían un factor de peligro; provocando que la relación dialéctica entre la naturaleza y el ser humano se deteriore. Algunos ejemplos son: Bitrán (2000), Lugo-Hubp *et al.* (2001); Flores-Lorenzo (2002), Hernández-Mena (2002), Dávila-Hernández (2003), Capra *et al.* (2003); Ochoa-Tejeda (2004), Lugo-Hubp (2005),

Caballero *et al.* (2006); Carballido (2008), De la Parra (2009), Murcia y Macías (2009) y Sánchez-Núñez *et al.* (2011) (ver Anexo 6).

Con la revisión de la literatura en este apartado, se puede argumentar que existen dos formas de abordar los estudios de los fenómenos de remoción en masa: 1) evaluar la posibilidad de que ocurra un movimiento de terreno, clasificándose como de carácter predictivo y 2) evaluar la intensidad con que ocurren los procesos y registrando los daños generados; siendo éstos de carácter correctivo. También se pone en evidencia que los factores condicionantes de los PRM son principalmente condiciones geológicas y tectónicas favorables a movimientos gravitacionales, cambios de uso de suelo y actividades antropogénicas; los detonantes son intensa precipitación pluvial por periodos prolongados y actividad sísmica frecuente. Todos estos elementos se manifiestan de manera importante en la zona de Motozintla.

II.2 Planicie aluvial e indicadores geomórficos

Toda cuenca hidrológica se divide en tres diferentes zonas: de aporte de agua y sedimentos, de transporte de sedimentos y de depósito o almacenaje de sedimentos. Cada una de ellas con características morfológicas y funciones específicas dentro de la dinámica de la cuenca (Fookes, *et al.*, 2007). En realidad, los sedimentos pueden depositarse en cualquiera de las tres zonas, pero es en la tercera donde los depósitos tienen un periodo de estancia más prolongado y hasta permanente (Figura 9).

La planicie aluvial es el área topográfica más baja de una cuenca hidrológica, constituyendo la zona inundable durante las crecidas de las corrientes fluviales; ésta representa la principal zona de depósito de *aluvión* de la cuenca. Debe aclararse que una planicie aluvial puede formarse a diferentes altitudes de la cuenca, donde las corrientes depositan su carga de sedimentos a lo largo de la corriente.

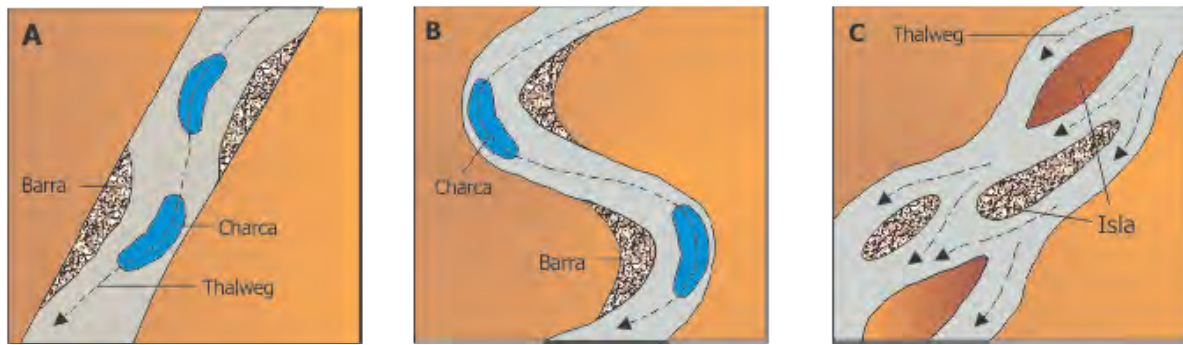


Figura 9. Planicie aluvial con tres etapas de desarrollo y diferentes estilos de canales de drenaje. A) recto, B) meandriforme y C) anastomosado. Modificado de: Skinner y Porter (1989).

Tomando como referencia la Figura 9, se pueden establecer las características geomórficas de la planicie aluvial con drenaje recto (Figura 9A), thalweg variante y alternancia de barras a lo largo del canal, influencia de fallas y diaclasas en el desarrollo del patrón de drenaje. Este tipo de planicie es característica de etapas erosivas, canales estrechos, asimétricos y pendientes abruptas.

Planicie aluvial con canal meandriforme (Figura 9B). En este tipo de planicie, la formación de meandros no es accidental, éstos se forman debido a la ocurrencia de obstáculos en la dirección del flujo y en pendientes moderadas del terreno que reflejan una disminución en la energía erosiva de la corriente. Los meandros, también reflejan la dirección en la que la corriente disminuye su resistencia a fluir.

Planicie aluvial con canal anastomosado (Figura 9C), se caracteriza por presentar flujos de corrientes en diferentes direcciones, pero interconectados por barras o islas. Lo anterior se origina cuando la corriente disminuye su capacidad de transporte de carga depositando los sedimentos más gruesos en forma de barras, éstas mismas propician que la corriente se desvíe. Con el tiempo, estas barras incrementan su tamaño y solidez, dejando evidencia del nivel alcanzado por la corriente. Las planicies con corrientes anastomosadas indican un gradiente bajo en la pendiente del terreno. Generalmente forman amplios valles, constituyendo una zona propicia para experimentar inundaciones bajo avenidas extraordinarias. Este tipo de planicies tienden a formar bancos de materiales útiles para la construcción.

Las planicies aluviales son buenos indicadores geomórficos debido a que éstas reflejan el comportamiento dinámico de las corrientes, los cauces por donde se mueven y la carga de sedimentos que presentan (Skinner y Porter, 1989). Utilizando estos mismos criterios, pero desde un punto de vista geomorfológico, Nanson y Croke (1992) han propuesto la clasificación que se muestra en la Tabla 7, que incluye características sobre el desarrollo del canal que se combinan con aspectos sedimentológicos.

Tabla 7. Clasificación de las Planicies Aluviales según Nanson y Croke (1992).

CARACTERÍSTICAS DE LA PLANICIE	SUBCLASES
CLASE (A) Alta energía, planicies no cohesivas. Planicies en desequilibrio que erosionan como respuesta a eventos extremos, localizadas en pendientes abruptas, en cabeceras fluviales y valles confinados.	A1. Planicie confinada de textura gruesa. A2. Planicie confinada con acreción vertical. A3. Planicie no confinada con acreción vertical de textura arenosa. A4. Planicie de corte y relleno.
Clase (B) Energía media, planicie no cohesiva Planicie en equilibrio, formada por flujos de eventos regulares, en valles no confinados.	B1. Planicie con ríos meandriformes. B2. Planicie con lechos de grava. B3. Planicie con migración lateral.
Clase (C) Baja energía, planicie cohesiva. Planicie formada por eventos de flujo regular, con bajo gradiente, regularmente compuesta por canales anastomosados.	C1. Planicie con estabilidad lateral, de un solo canal. C2. Planicie con ríos anastomosados.

* Modificada de Miall (2006).

II.2.1 Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son estructuras complejas de acumulación de materiales, que son depositados por una corriente fluvial que surge de un cauce confinado, marcando el límite entre dos morfologías con pendiente contrastante.

Debido a sus características morfológicas y los elementos sedimentológicos que reflejan el sistema fluvial al que pertenecen, los abanicos aluviales son considerados como excelentes marcadores geomórficos. Los componentes más distintivos de un ambiente de abanico aluvial son los depósitos de flujos de escombros (*debris flows*) que constituyen un buen elemento para interpretar y reconstruir eventos pasados.

De acuerdo con Bull (2007), un abanico aluvial es un cuerpo formado por depósitos fluviales, cuya forma de su superficie se aproxima al segmento de un cono, extendiéndose radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso del agua abandona el área montañosa" (Figura 10-A). Los procesos que intervienen para dar origen y definir esta geoforma son: estructuras que se forman cuando una corriente fluvial desemboca en un valle o cuando un tributario entra en contacto con una corriente principal, disminuyendo abruptamente su gradiente.

La expresión de los rasgos morfológicos en cada área geográfica son un reflejo de los procesos dominantes. Esto se magnifica en zonas con actividad tectónica significativa, reflejándose en una topografía de alto relieve. La superficie que conecta ésta zona de montaña con la planicie aluvial se denomina "pedemonte". El grado de desarrollo de los abanicos aluviales depende de la intensidad de erosión que se efectúe en la región. Los abanicos aluviales que se desarrollan en el pedemonte, pueden ser fácilmente subdivididos en diferentes zonas, también denominadas facies (Figura 10-B):

Zona proximal (cabecera): formada por el área más alta del abanico aluvial que inicia en la zona del ápice, extensión limitada a unas cuantas decenas de metros. Se caracteriza por una granulometría gruesa y heterométrica, con predominio de la fracción gruesa de sedimentos.

Zona Media (cuerpo): es la zona con mayor extensión y diversidad en los depósitos. Por tal motivo, ésta se puede dividir en dos zonas: media interna y externa. La primera es concordante con la zona de cabecera, donde se pueden distinguir episodios de depósito masivo; la segunda, muestra eventos con predominio acuoso, donde los depósitos poseen clastos redondeados por impacto y selección granulométrica.

Zona Distal (Pie): es la zona más alejada del ápice con menor grado de pendiente, ya que conforme desciende el abanico, la pendiente tiende a disminuir. Igualmente la granulometría se hace más fina, predominando materiales del tamaño de las arenas.

Zona de Coalescencia: predomina la fracción fina de sedimentos y constituye el área con mayores posibilidades de interdigitarse con otros abanicos.

La Tabla 8 que señala los rasgos geomórficos de abanicos aluviales que se desarrollan en diferentes ambientes.

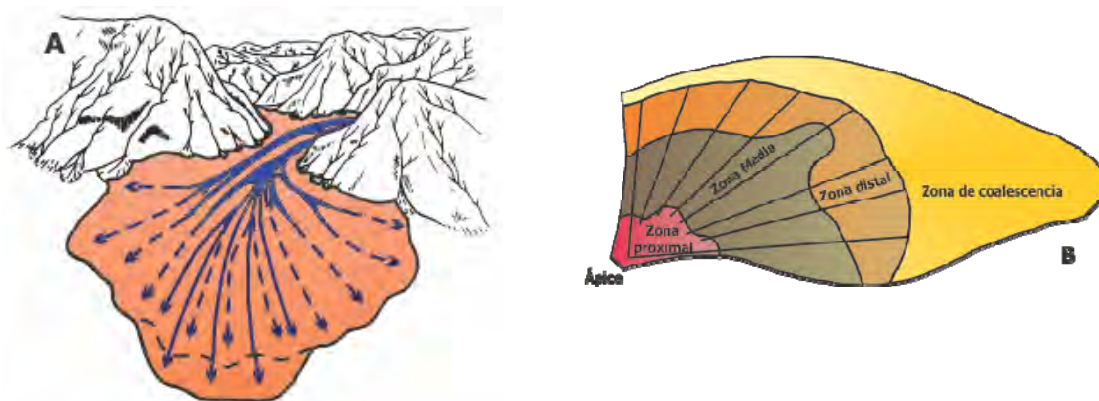


Figura 10. Características morfológicas de los abanicos aluviales. A) Abanico aluvial idealizado, emergiendo de una zona montañosa con reactivación por efectos tectónicos o por cambios climáticos, provocando la formación de un lóbulo superpuesto. B) Zonificación de un abanico aluvial en función de sus características morfológicas y sedimentológicas. Modificado de De Pedraza (1996).

Tabla 8. Características generalizadas de abanicos aluviales en diferentes ambientes.

Parámetro	Ambiente de desarrollo del abanico		
	Zona Árida	Zona Tropical Húmeda	Zona Glacial Húmeda
Morfología			
Vista en planta	Amplio y simétrico	Amplio y simétrico	Amplio y simétrico
Perfil axial	Segmentado (20-100m/km)	Alisado	Alisado (1-20m/km)
Espesor	> 100s m	> 100s m	> 100s m
Área	Pequeño	Grande	Muy grande
Procesos deposicionales			
Procesos mayores	Flujos de escombros Corrientes trenzadas Expansión laminar	Flujos de escombros Corrientes trenzadas	Flujos de escombros Corrientes trenzadas
Periodo de retorno	1-50 años	Estacional	De 0 a pocos días, estacional.
Área activa	10-50%	30-70%	80-100%
Procesos detonantes	Lluvia intensa	Lluvia intensa, huracanes	Depósito de deshielo
Descarga	Repentina	Estacional	Estacional

Modificada de Ritter, Kochel y Miller (2002).

De la Tabla 8 se puede deducir que la evolución de los abanicos aluviales depende del medio donde se encuentran. Los bien desarrollados, reflejan un equilibrio de las condiciones autocíclicas, (i.e. tasa de aporte de sedimentos o las pendientes topográficas) con las alocíclicas (i.e. grado de subsidencia de la cuenca por tectonismo). Otros criterios indicativos de evolución son: a) la superficie del abanico es directamente proporcional a la fuente de aporte; b) granulometría gruesa sobre sedimentos finos formando lóbulos; c) cuando el levantamiento tectónico es mayor a la erosión, se tiene sobreposición de conos con granulometría inversa sobre abanicos antiguos; d) cuando la velocidad del levantamiento es menor al ritmo de erosión, se formarán conos de deyección (Gamonal, 2009).

II.2.2 Terrazas fluviales.

Toda formación de terrazas lleva implícito dos periodos fundamentales, uno deposicional o de llenado del valle y un corte subsecuente por levantamiento. Las terrazas se presentan en casi todas las planicies aluviales, constituyendo zonas de inundación que se forman cuando una corriente fluvial rebasa su cauce o bien, cuando por un cambio en el gradiente del canal, se genera un proceso de incisión en los depósitos preexistentes en la llanura aluvial. De este modo, la planicie original es abandonada, guardando una forma relativamente plana y quedando separada de la llanura anterior por un pequeño escarpe. En algunos casos, la incisión de la corriente fluvial se efectúa sobre la roca base y se deposita solamente una capa fina de detritos. En este caso, se denomina con el nombre de *terrazza estrato* (Summerfield, 1991; Skinner y Porter, 1989).

Existen varios procesos que pueden generar una terraza aluvial, entre los más comunes están: el deshielo glacial, cambio climático, cambios en el nivel base, pendientes o levantamiento local o regional. Sin embargo, tanto la incisión como la agradación pueden tener como detonantes comunes eventos tectónicos o cambios climáticos. Según Bull (2007), las terrazas pueden dejar su evidencia en ambos márgenes del río (*apareadas*) y su característica principal es que tienen continuidad a lo largo de la planicie. También, pueden desarrollarse mejor en un solo borde del río (*no apareadas*), éstas se forman por lo regular en zonas internas de meandros (Figura 11).

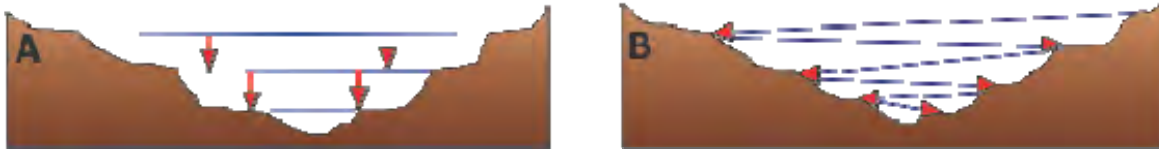


Figura 11. Tipologías de terrazas fluviales, A) Terrazas apareadas, niveles que se corresponden a ambos lados del cauce del río; B) Terrazas no apareadas, éstas se originan por perturbación de tipo tectónica. (Modificada de Burbank y Anderson, 2001).

Las terrazas apareadas o no, pueden ser simétricas o asimétricas, es decir, que pueden tener el mismo grado de desarrollo en ambos lados de la línea central de referencia formada por el cauce del río. Existen también *terrazas superpuestas*, cuando la sobreexcavación del río no alcanza el nivel previo de excavación. Sin embargo, cuando dicho nivel sobrepasa el nivel de excavación anterior, sin dejar aflorar el sustrato, se forman las *terrazas escalonadas* y las *terrazas colgadas*, son aquellas que dejan expuesto el sustrato debido a la falta de relleno y sobreexcavación muy profunda (Bull, 2007).

De Pedraza (1996), menciona que la sedimentología de las terrazas es en apariencia menos compleja que los abanicos aluviales. Sin embargo, es claro que éstas presentan gran complejidad morfogénica por ser el reflejo de cambios sustanciales de estabilización. También considera que los procesos de excavación, aluvionamiento y sobreexcavación en la planicie aluvial son consecuencia de la autorregulación de energía de la corriente y su capacidad para formar su propio cauce. En función de los anteriores procesos sobre la planicie aluvial, se pueden presentar diferentes tipos de terrazas, todas ellas basadas en las secuencias de corte y relleno de la planicie aluvial (Figura 12).



Figura 12. Evolución de las terrazas fluviales en función de las etapas de aluvionamiento e incisión. A) planicie sin terraza; B) planicie con dos fases de aluvionamiento y una terraza; C) planicie con tres fases de aluvionamiento y dos terrazas. (Modificada de Burbank y Anderson, 2001).

La Figura 12 muestra tres planicies aluviales con grados evolutivos diversos en las terrazas. En cada una de estas, puede presentar variaciones. Por ejemplo, la planicie "A" puede contener una sola fase de aluvionamiento y desarrollar varias terrazas.

Las terrazas son un buen indicador geomórfico, ya que su presencia revela un cambio en las condiciones de equilibrio de la corriente. Todas las terrazas poseen una inclinación en la dirección aguas abajo del río; aunque no siempre coincide con la inclinación del cauce actual. Con base en lo anterior, una llanura aluvial puede tener evidencias de terrazas anteriores, siendo la del nivel más bajo, la más reciente y la situada en la parte superior, la de mayor antigüedad.

Para explicar las diferentes formas de las terrazas, se parte de la presencia de un río y la relación multicausal de la evolución de su planicie aluvial; también deben considerarse los ritmos climáticos que afectan los procesos de alimentación y la dinámica fluvial en general. Considerando lo anterior y la clasificación realizada por De Pedraza (1996), se tienen tres grupos de terrazas: eustáticas, climáticas y fluvioglaciares. El primero se caracteriza por desarrollarse en la zona topográfica baja de la planicie (Clase "A"), donde la energía del relieve está casi en equilibrio. El segundo grupo se desarrolla en la parte media de la planicie (Clase "B") y condicionado a las precipitaciones pluviales sobre la cuenca. En la parte superior de la planicie (Clase "C") se presentan las terrazas erosivas, predominando un proceso de excavación permanente. En las zonas donde el predominio tectónico motiva la reactivación del relieve, incrementando la energía de posición, se presentan las denominadas *terrazas tectónicas*. Finalmente, las terrazas fluvioglaciares, están formadas por detritos generados en las zonas glaciares, transportados por la corriente y depositados sobre materiales preexistentes, modificándolos y llegando a sobreponerse o sustituirlos.

CAPÍTULO III

MARCO TECTÓNICO Y SÍNTESIS GEOLÓGICA

Con el fin de explicar la interacción entre las diferentes placas litosféricas y su relación con el área de estudio, se presenta una descripción de las condiciones tectónicas a través de la revisión de los trabajos más significativos realizados por diferentes autores.

III.1 Evolución tectónica

La evolución geológica del sureste mexicano se puede analizar desde diferentes contextos, tanto en espacio, como en tiempo; tal es el caso del trabajo realizado por Padilla y Sánchez en 2007, en el cual se visualiza ésta evolución desde la perspectiva de la apertura del Golfo de México, iniciando desde la Pangea. También es evidente que el sureste mexicano, situado en la zona de subducción de la costa del océano Pacífico, es de las regiones con mayor actividad sísmica y por tanto, de gran interés en la dinámica del Golfo de Tehuantepec, donde convergen las placas de Cocos, Norteamérica y Caribe, las que dieron origen a lo que se conoce como Junta Triple de Tehuantepec (Espíndola, 1996).

Esta triple unión se considera inestable y muy compleja, ya que en los últimos 8 Ma ha migrado a lo largo de la Falla Polochic. Con el fin de proporcionar una explicación lógica a la complejidad de esta triple unión, diferentes autores han abordado el tema, como es el caso de Anderson *et al.* (1973) quien relaciona esta zona con diferentes patrones de fallamiento. Se señala una dirección predominante E-W en el poniente de Guatemala, misma que se refleja en una dirección paralela en las sierras plegadas y no plegadas. Esta tendencia se manifiesta con fallas de dirección Este, la Chixoy-Polochic y la Motagua que cruzan Guatemala como un arco ligeramente convexo hacia el sur. Los dos patrones de fallas crean un contraste litológico en la porción norte de la Polochic, pues aquí se presentan las rocas del Paleozoico Tardío y Mesozoico menos deformadas que las rocas cristalinas de la zona sur.

En una interpretación realizada por Muehlberger y Ritchie (1975) de fotografías orbitales tomadas desde la sonda espacial *Skylab* de la región de Guatemala. Se identificó claramente la zona de falla conocida como el límite de placas Caribe-Américas, dicho límite corresponde al sistema de fallas Cuilco-Chixoy-Polochic; el cual se puede extender hacia el oeste de México. El rasgo más significativo de esta interpretación es la bifurcación de la falla Polochic en la región de Amatenango de la Frontera del municipio de Motozintla de Mendoza, presentando una dirección N 60° E. Otra investigación de interés para el presente estudio, es el realizado por Burkat (1978) donde se analizan imágenes de satélite (LANDSAT) y se observa la traza de la Falla Polochic, con sus casi 132 km de longitud, extendiéndose desde el noroeste de Guatemala, pasando por el macizo de Chiapas y prolongándose hasta la planicie costera del Pacífico.

La Falla Polochic presenta una flexión causada por esfuerzos de compresión en dirección este-oeste, lo que condujo a definir no solo la traza de la falla, sino el límite entre dos bloques corticales, Norteamérica y Caribe (Weber, 2006 y Burkart, 1978) (Figura 13). Lo anterior ha sido retomado y confirmado en los trabajos de Donnelly et al. (1990); Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000); Bravo et al. (2004); Franco et al. (2006); y Mora et al. (2007) entre otros.

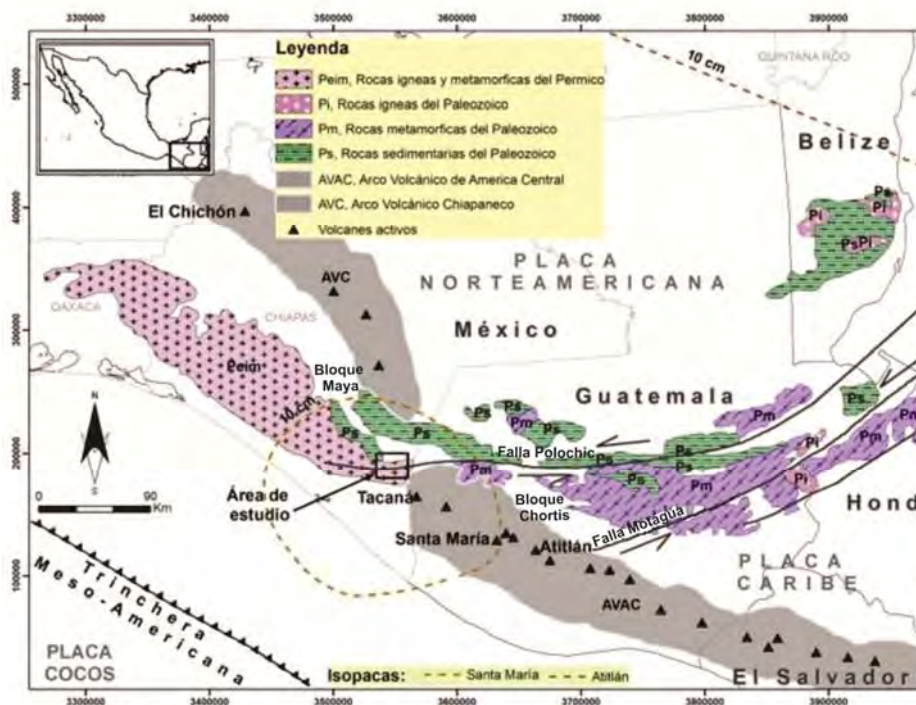


Figura 13. Escenario tectónico del sur de México y parte de Centroamérica. Se observa la relación entre las placas Norteamérica, Caribe y Cocos así como la vinculación de los bloques Chortís y Maya con el sistema de fallas corticales Polochic-Motagua y su presencia en la región de Motozintla.

Fuente: Litología tomada de Weber, 2006

Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000) coinciden en que el escenario tectónico que prevalece en el sureste de México está influenciado por la interacción de las tres placas tectónicas mencionadas. También argumentan que el sistema de fallas Polochic-Motagua define el movimiento de la placa Norteamericana y Caribe. Se puede decir que hacia la parte más occidental del contacto entre estas dos placas, la traza superficial de la falla Motagua se pierde en los depósitos volcánicos del Terciario del oeste de Guatemala y la traza de la falla Polochic desaparece al contacto con el macizo de Chiapas en México.

Con el panorama estructural descrito, Guzmán y Meneses (2000) han propuesto una "Provincia de fallas de rumbo", la cual cubre la mayor parte de la Sierra de Chiapas. La característica principal de esta provincia es la alternancia de bloques elevados (horses) y bloques hundidos, limitados por fallas de rumbo con desplazamiento lateral izquierdo; predominando una orientación E-W y un arreglo en echelón en los bloques levantados; mientras que en los bloques hundidos, las fallas de rumbo se vuelven divergentes. Esta divergencia en el patrón de fallamiento, también se menciona en los trabajos desarrollados por Salazar (2008), Caballero *et al.* (2006) y Caballero (2002) en la región de Motozintla.

En el modelo tectónico propuesto por Ortega *et al.* (2007) nuevamente se define el sistema de fallas con orientación E-W, que distribuidas de sur a norte se denominan Jocotán-Chamelecón, San Agustín-Motagua-Cabañas y Cuilco-Chixoy-Polochic. Lo nuevo del modelo estriba en la propuesta de que la falla Polochic se divide en dos ramas que son: a) Cuilco-Motozintla que constituyen la traza del río Motozintla y Amatenango de la Frontera, hasta los límites del Batolito del Soconusco y b) el lineamiento complejo de Huehuetenango en Guatemala, que constituye la traza del río Selegua, que se continúa hasta los límites con Mapastepec, en los bordes del Batolito de Chiapas.

Con el fin de aclarar la relación tectónica entre los bloques continentales en la región, se puede realizar una reconstrucción geológica y resaltar las características de cada uno de estos bloques desde una perspectiva más local. Esta escala reducida permite visualizar el escenario tectónico de manera más objetiva. Los estudios hechos bajo esta perspectiva por De la Rosa, Eboli y Davila (1989); Donnelly *et al.* (1990); Weber & Hecht (2003); Ortega *et al.* (2007) y Salazar (2008) sirven como base para mencionar que en la región del Caribe puede ser dividida en dos

bloques (o terrenos, como los describe Salazar): el bloque Maya y el bloque Chortis interactuando de manera compleja (Figura 13).

III.1.1 El Bloque Maya

Este bloque también se denomina como bloque "Yucatán", se extiende hacia el área denominada como la Mixtequita, a través del Istmo de Tehuantepec, abarcando los estados de Tabasco y Chiapas (casi en su totalidad) llegando hasta Guatemala y Belice. Datos sísmicos indican que éste bloque posee un espesor de 20 a 25 km en la península de Yucatán y de 30 a 40 km en la parte sur (Weber *et al.*, 2005).

Las rocas más antiguas de este bloque se encuentran en la porción sur de la Sierra Madre de Chiapas, la Cordillera Central de Guatemala y en el sureste de los Montes Maya de Belice. En las montañas de Belice, en la porción central de los Altos Cuchumatanes en Guatemala y en la región de Chicomuselo y en el Batolito de Chiapas en México afloran rocas sedimentarias del Paleozoico y rocas cristalinas pre-cenozoicas (Schaff *et al.*, 2002).

Una unidad litológica importante en el Bloque Maya y para la zona de estudio de esta investigación es el complejo cristalino del Batolito de Chiapas, datado por Schaff *et al.* (2002); Weber *et al.* (2005) y reportada por Salazar en 2008 como de edad Paleozoico Tardío-Jurásico. Este complejo está afectado por cuerpos intrusivos de 250 Ma. En esta misma zona también se han reportado rocas con alto grado de metamorfismo como migmatitas, orto y para-gneises entre 250 -254 Ma. (Salazar, 2008).

Un rasgo significativo del área estudiada es el contacto entre el complejo cristalino y los 200 m de rocas sedimentarias de la Formación Todos Santos que le sobreyacen. Carfantan (1977) y Hernández-García (1973) reportan diques graníticos más jóvenes que afectan a ambas unidades litológicas, lo anterior se observa en las inmediaciones de las localidades de Valle de Obregón y Amatenango de la Frontera, en el municipio de Motozintla. Como conclusión de estas evidencias estratigráficas relacionadas con la tectónica, es que la zona de "sutura" constituida por rocas volcánicas e intrusivas, altamente metamorfizadas, que afloran en la porción sur de Motozintla, pueden indicar una colisión entre el Bloque Chortis con el Bloque Maya.

III.1.2 El Bloque Chortis

Este bloque abarca la parte sur de Guatemala (valle del río Motagua), El Salvador, Honduras y casi todo Nicaragua, se extiende bajo el mar Caribe hacia lo que se conoce como Banco de Nicaragua. Los espesores del bloque, calculados en función del comportamiento de las ondas sísmicas, indican que en la parte continental es de aproximadamente 35 o 40 km y en la parte oceánica de 25 a 30 km. (Figura 13) (De la Rosa *et al.*, 1989).

Las rocas más antiguas del Bloque Chortis son del tipo metasedimentario, de varios grados de metamorfismo y de diferentes edades. En el límite norte del bloque Chortis, entre la falla Motagua y la falla Jocotán en Guatemala, aflora un complejo de rocas metasedimentarias y metaígneas de esquistos y gneises con granate, migmatitas y mármoles designados como Grupo Las Ovejas o Complejo Las Ovejas, cuyo equivalente en Honduras es la Sierra de Omoa (Ortega *et al.*, 2007).

En el trabajo realizado por Nelson *et al.* (1997) y basados en dataciones por el método U/Pb y Sm/Nd en zircones, se reporta al Bloque Chortis como de edad Grenvilliana, sin embargo, existen aún pocas evidencias para poder sostener esta afirmación.

Con base en las relaciones estratigráficas y la evolución tectónica del Bloque Chortis, se pueden señalar dos características significativas que marcan diferencia con el Bloque Maya que son: a) no se han encontrado rocas sedimentarias sin metamorfismo del Paleozoico Superior y b) sobre el basamento metamórfico aparece una gruesa secuencia sedimentaria del Mesozoico. Dicha secuencia presenta areniscas y lutitas depositadas en aguas someras (Jurásico Temprano); sobre esta secuencia o directamente sobre el basamento se presentan lechos rojos del Cretácico Inferior de la Formación Metapán, parecidos a la Formación Todos Santos.

Sobreyaciendo las rocas de la Formación Metapán, se presenta una secuencia de rocas principalmente carbonatadas que se extienden desde el sur de Guatemala hasta el norte de Nicaragua. Hacia la cima de la secuencia estratigráfica se presenta el Grupo Valle de Ángeles, constituido por lechos rojos intercalados con calizas delgadas.

En términos generales, se puede decir que la secuencia sedimentaria del Bloque Chortís se asemeja más a la Cuenca Morelos Guerrero en el Bloque Oaxaca que a la del Bloque Maya.

III.2 Análisis de la geología estructural

Es un hecho que el estado de Chiapas es una de las regiones de México con una historia tectónica muy compleja aunque con el panorama descrito en los párrafos anteriores se puede simplificar el entendimiento de la geología estructural que se presenta a continuación.

III.2.1 Fallas y fracturas asociadas al sistema Polochic-Motagua

Uno de los rasgos estructurales más significativos de la zona de estudio es la Falla Polochic. Esta falla atraviesa el territorio guatemalteco y se continúa en Chiapas a través de la Barraca de Bacantón, Motozintla, Mapastepec llegando hasta la Planicie Costera del Pacífico. La Falla presenta una extensión de 350 km, desde la Trinchera Mesoamericana hasta la Falla Motagua, provocando un desplazamiento de 130 km de forma sinistral (Burkart, 1983).

La trascendencia de la Falla Polochic en Chiapas estriba en que ésta constituye el contacto entre dos placas tectónicas. Lo anterior se pone en evidencia en el mapa geológico (Figura 15). Localmente, la traza de la falla sirve como cause al Río Xelajú Grande, que es el rasgo hidrológico más sobresaliente. Otra falla importante es la Chimalapa, que se alinea en forma paralela a la Falla Polochic, con desplazamiento lateral izquierdo, constituyendo el cauce del río con el mismo nombre. Se considera que ésta falla constituye una derivación del mismo patrón de esfuerzos que originó la Falla Polochic.

En el trabajo realizado por Caballero *et al.* (2006) se menciona que la zona donde se localiza Motozintla está sometida a una deformación de cizalla simple, mostrando estructuras sigmoides en posición horizontal. También se identificó un patrón de esfuerzos de tensión y compresión, los que se manifiestan respectivamente con fallas de tipo normal en el área sur del río Xelajú Grande y con fallas inversas en la zona norte del mismo río. En el mapa geológico-estructural (Figura 15) se aprecia un intenso fallamiento y fracturamiento cuya tendencia general es casi perpendicular a las fallas principales (E –W), tal es el caso de las cañadas que dan cause a los

ríos Bacantón, Canibalillo, Agua Caliente y El Mango en la Falla Polochic y los causes Chimalé, Canacal, Del Coro y Zapotillo en la Falla Chimalapa; todos éstos formando un arreglo en echelon.

III.3 Estratigrafía local

Las primeras aportaciones geológicas en el área de estudio se atribuyen a los trabajos de Böse (1905), Waibel (1925) y posteriormente Mülleried (1957). Otros estudios geológico-mineros realizados al oeste de Motozintla en la década de los setenta, fueron desarrollados por Montesinos (1975), Mérida (1976) y Moreno (1977); quienes realizaron las primeras descripciones estratigráficas regionales, proponiendo un basamento Precámbrico, constituido por rocas metamórficas y una secuencia sedimentaria mesozoica.

Posteriormente, López-Ramos (1975) y Pantoja (1974) describieron granitos, dioritas y gneises cuarzofeldespáticos en la costa de Chiapas. Fecharon con el método plomo-alfa, un gneis granodiorítico colectado en la localidad de Chanona, carretera Arriaga-Villafloraes, en 780-702 Ma. Sin embargo, en estudios posteriores (Mugica, 1987; De la Rosa *et al.*, 1989; CRM, 1999) obtuvieron una edad isotópica por el método K-Ar para estas mismas rocas de 152 ± 8 Ma, lo que sitúa a estas rocas como de edad Pérmico y no Precámbrico como anteriormente se consideraba.

El basamento de la secuencia estratigráfica chiapaneca está constituido por rocas metamórficas de grado bajo, esquistos de anfíbolita-muscovita y gneis de anfíbolita y biotita, distribuidos irregularmente en el Macizo de Chiapas (Carfantan, 1977). Recientemente, Weber *et al.* (2002), concluyeron que la Sierra de Chiapas está compuesta en su mayor parte por rocas ígneas del Macizo de Chiapas y que éste representa uno de los complejos ígneos más grandes de México; formando el basamento cristalino del Terreno Maya. Este autor ha reportado fechamientos en zircones que han arrojado edades de $664 \pm 84/-76$ Ma, lo que pone nuevamente en debate la edad precámbrica del macizo chiapaneco. En otros trabajos se definieron las características de la secuencia sedimentaria mesozoica (Blair, 1981).

Recientemente, se realizaron estudios estratigráficos y granulométricos de los deslizamientos ocurridos en 1998 (Caballero et al., 2006), sobre las características morfológicas de la Cuenca de Motozintla (Sánchez-Núñez *et al.*, 2011) y sobre los rasgos petrográficos y geoquímicos del Macizo de Chiapas al sureste de Motozintla (Salazar, 2008).

III.3.1 Complejo basal precámbrico

En la zona de estudio se identificaron nueve unidades estratigráficas que se muestran en el mapa geológico (Figura 15). Aunque no se incluye en el mapa, se describe una unidad precámbrica, que constituye la base de la columna estratigráfica de la región, ésta ha sido reportada por otros autores (Moreno, 1977; Mugica, 1987; Carfantán, 1977; CRM, 1999) pero en la zona de estudio aflora de manera muy limitada en el fondo de las barrancas.

Esta unidad constituye la roca más antigua y está representada por rocas metamórficas que se presentan como remanentes o colgantes "*roof pendants*" en los afloramientos (Mérida, 1976). El grupo de rocas está constituido por un gneis de biotita, esquistos de biotita y muscovita y anfibolitas. Los esquistos presentan color gris y bandas de hornblenda, andesina, cuarzo, sericita y epidota. Microscópicamente presenta textura esquistosa, con minerales como el feldespato, biotita, clorita, limolita y sericita, además muestra un agregado bandeado de cuarzo.

La roca se clasifica como un esquistos de hornblenda, perteneciente a la facies de esquistos verdes cuyo origen se atribuye a un metamorfismo de tipo regional. El gneis de biotita es de estructura compacta, de color gris oscuro con bandas blancas. Es de textura granoblástica con abundante biotita, feldespatos, cuarzo y escasa moscovita. Presenta también clorita, limolita, calcita y zircón. El gneis de anfibolita es de color verde oscuro con estructura bandeada compacta, sus componentes principales son: oligoclasa, hornblenda, cuarzo, esfena, sericita y calcita; todo en una textura granoblástica; se le clasifica como perteneciente a la facies de esquistos verdes.

Las anfibolitas son de color gris oscuro y de estructura compacta, megascópicamente se identifican minerales como el cuarzo, ferromagnesianos y pirita. Al microscopio, muestra textura

holocristalina de grano fino, con hornblenda como mineral esencial y apatita, plagioclasa y zircón como accesorios.

Se desconoce el espesor de este complejo metamórfico debido a sus escasos afloramientos, su intenso intemperismo y erosión. Por analogía se les asigna una edad del Precámbrico Tardío, ya que presenta similitudes con el Macizo que aflora en el estado de Oaxaca y que se correlaciona con la orogenia Grenville (mil millones de años) y con la edad del metamorfismo de la Orogenia Oaxaqueña. (Moreno, 1977; Mérida, 1976; Carfantan, 1977; Caballero, 2002). Los gneises afloran al norte y noreste de la zona de estudio, en el camino de terracería que va de la cabecera municipal a Carrizal y se distribuye de forma errática en el Macizo de Chiapas.

III.3.2 Rocas ígneas

III.3.2.1 Macizo de Chiapas (Pe-Trmch) (Pérmico Tardío – Triásico Temprano)

Esta unidad litológica está constituida por el mayor de los cuerpos intrusivos en el estado de Chiapas, presenta una longitud de 250 km por 35 km de ancho, se le considera una estructura de dimensiones batolíticas. Se orienta en dirección NW-SE y se distribuye paralela a la Sierra Madre de Chiapas. El emplazamiento de este macizo cristalino posiblemente se llevó a cabo durante la Orogenia Apalachiana, que es contemporánea a las intrusiones que cortan los sedimentos del Pensilvánico y Pérmico de las montañas Maya de Belice.

Se trata de un macizo granito de biotita color rosa, con color de intemperismo amarillo claro. Se presenta ligeramente bandeado y está constituido por feldespatos, cuarzo, pirita y ferromagnesianos. Al microscopio presenta textura holocristalina, inequigranular. Como minerales principales presenta oligoclasa, plagioclasas zonadas. Como accesorios presenta biotita y apatito y como secundarios se tienen clorita, sericita, caolín, calcita y limonita (Mugica, 1987).

A través de dataciones radiométricas por el método K-Ar, realizadas por Mugica (1987) a muestras de concentrado de biotita, hornblenda, muscovita y feldespato potásico, se determinaron edades de 265-224 Ma, 271-221 Ma, 257 Ma y 229 Ma respectivamente; que lo ubican en una edad Pérmico Tardío-Triásico Medio. Cabe señalar que en el trabajo de Moreno

(1977) se reportan dataciones por el método Plomo-Alfa, realizadas por Damon (1974), que varían significativamente, pues reportan edades de 419.9 ± 8.8 Ma. En la región de estudio se distribuye ampliamente y se estima que ocupa el 60 % del área de estudio. Aflora desde el poblado de Amatenango de la Frontera hasta las inmediaciones del poblado de Tolimán que se encuentra al Oeste de la zona de estudio (Figura 15).

III.3.2.2 Tronco de Amatenango de la Frontera (**Tr-Jta**) (Triásico Tardío-Jurásico Temprano)

Esta unidad litológica está representada por un plutón de leucogranito que se localiza en la porción sur del poblado de Amatenango de la Frontera. Se presenta como un granito porfídico color rosa claro, con fenocristales de feldespatos de 1 a 2 cm de longitud; exhibe una matriz cristalina de grano grueso, compuesta por feldespato, cuarzo y cristales de ferromagnesianos cloritizados. Esta unidad se encuentra deformada por efectos tectónicos constituyendo un "augen esquisto", cambiando su color rosa a un color verde, con fenoclastos de feldespato envueltos en una matriz milonítica que le proporciona un aspecto esquistoso. Al microscopio se hace evidente la deformación tectónica, a través de fracturas, flexuras y granulación de los minerales primarios constituidos por microclina peritítica, plagioclasa sódica, cuarzo y clorita.

Mediante la datación de un concentrado de microclima por el método radiométrico de K-Ar, se obtuvo una edad del Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Es importante destacar que este análisis puede variar en un 20 o 30%, debido a que los feldespatos arrojan error, por lo que se obtuvo el promedio para estimar la cantidad total. El resultado fue de 198 M.a. (Mugica, 1987). La muestra datada se colectó en las inmediaciones del poblado de Mazapa que se localiza al SE de Motozintla. El tronco aflora en la porción Este del área de estudio, en la carretera que comunica a Motozintla con Amatenango. La unidad se extiende en el margen sur del río Motozintla, desde el río Agua Caliente y Mazapa hasta la unidad habitacional Nuevo Milenio (Figura 15).

III.3.2.3 Tronco de Buenos Aires (**Jtb**) (Jurásico Tardío)

Esta unidad está representada por un leucogranito de muscovita de color blanco, que cambia a tonalidades verdes (en manchones) en áreas donde se presenta alteración de las micas por

cloritización. La unidad también presenta deformación provocada por tectonismo; en las partes menos afectadas se observa como una roca maciza, conteniendo minerales con orientación preferencial: feldespatos, fenocristales de cuarzo translúcido y cristales diseminados de muscovita. En las zonas de intenso cizallamiento presenta un aspecto aporcelanado y quebradizo. Al microscopio se reconoce que la roca presenta una deformación cataclástica, manifestándose por la trituración, fracturamiento y granulación de los minerales principales que son: ortoclasa, cuarzo, plagioclasa sódica y muscovita.

Para la determinar la edad de la roca se utilizó el método isotópico de K-Ar en un concentrado de muscovita. El resultado fue de 154 ± 12 Ma (Mugica, 1987). La unidad se distribuye en la porción suroeste de Motozintla, desde la comunidad de Xelajú Chico, Campanas y en las inmediaciones de Buenos Aires; la unidad está limitada por las vertientes del río Xelajú Grande y Allende (Figura 15).

Las tres unidades litológicas descritas (Pe-Trmch, Tr-Jta, Jtb), son de carácter granítico y por su edad presentan intemperización significativa. La capa de suelo que forman, es de espesor variable (de 15 a 40 cm) y fácilmente erosionable por el escurrimiento de agua en cada temporada de lluvias y las pendientes abruptas donde se localizan.

Por lo observado en campo, se considera poco significativa la participación de los suelos en los PRM, pues la mayoría de los depósitos en las partes bajas de la cuenca de Motozintla se consideran como no cohesivos, ya que tienen menos de 3-5% de arcilla del volumen total del depósito (Scott *et al*, 1995).

III.3.2.4 Andesitas, Brechas y Tobas (**TplQa**) (Plio-Cuaternarias)

Esta unidad litológica está constituida principalmente por andesitas y escasos depósitos de flujos piroclásticos. Las andesitas presentan una estructura de tipo masivo con poco fracturamiento, el espesor en afloramiento es de 5m aproximadamente; su color varía de gris claro a verde oscuro y exhibe una textura porfídica, con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y piroxenos, todo ello en una matriz de grano fino (microlítica). Los depósitos de flujo piroclástico sobreyacen a las andesitas, presentan un color gris claro con una estructura masiva,

constituidos por fragmentos de rocas andesíticas, feldespatos alterados y minerales arcillosos, producto de la alteración de la roca. Los afloramientos son escasos y su espesor es variable (de 0.30 a 1.0m), presentando un intemperismo significativo.

Para esta unidad litológica no se tienen reportadas dataciones isotópicas, sin embargo, en el trabajo de Mérida (1976) se le asigna una edad del Mioceno. Por otro lado, en el trabajo de Moreno (1977) se argumenta que se realizaron dataciones radiométricas por Potasio-Argón a esta unidad por parte del Dr. Paul Damon. Aunque no se especifican los resultados, se le asignó una edad del Plio-Cuaternario; lo anterior coincide con lo expuesto por Carfantan (1977). La unidad se localiza en la porción suroeste del área de estudio, en las comunidades de San Felipe y El Gavilán, donde cubre de manera discordante al Macizo de Chiapas (Figura 15).

III.3.2.5 Flujo Piroclástico Los Chocoyos (**Och**) (Cuaternario)

Esta unidad litológica consiste de un depósito de color blanco con estructura masiva, presenta líticos de granito y esquisto menores a 7 cm y pómez (4 cm) soportados en una matriz de ceniza fina, del tamaño de los limos (Anexo 1) . En el área de estudio este depósito rellena depresiones con espesores de 0.70m hasta 10 m. Caballero (2002) reporta que dicha matriz es de composición riolítica con un contenido de SiO₂ de 74.44% y 7.76 de álcalis. Esta unidad tiene una edad de 84,000 años y su origen se encuentra fuera del área de estudio, asociándose a la Caldera de Atitlán en Guatemala (Drexler *et al.*, 1980; Haapala, *et al.*, 2005; Walker, 2006; Rose, 2006; Gates, 2007).

La unidad cubre de manera discordante al Macizo de Chiapas y se distribuye en las partes altas de la sierra localizada en el extremo Este de la zona de estudio, a lo largo del camino que comunica la comunidad de Motozintla de Mendoza, Mazapa y Amatenango de la Frontera (Salazar, 2008) (Figura 15).

III.3.2. Depósito de caída, volcán Santa María. (Cuaternario)

En la zona de estudio, todas las unidades litológicas descritas están cubiertas por una capa de ceniza de color blanco, de 4 a 10 cm de espesor promedio, compuesta principalmente por pómez, vidrio y fragmentos líticos, entre éstos destacan: andesitas, basaltos, granodioritas,

dioritas, granitos, anfibolitas y esquisto de biotita; esta fracción representa más del 35%. Este depósito se encuentra ampliamente distribuido en Guatemala y el sur de México, generalmente está cubierto por suelo reciente y debido a su escaso espesor, el depósito ha sido removido por erosión. La ceniza fue originada por una erupción de tipo pliniano del Volcán Santa María en Guatemala de 1902 (Williams & Self, 1983; Walker, 2006; Macías *et al.*, 2000).

III.3.3 Rocas sedimentarias

Las unidades litológicas de origen sedimentario se distribuyen principalmente en la porción norte del área de estudio, están constituidas por dos unidades: una formación denominada por Canfantan (1977) como “molasa continental” y una unidad de calizas y dolomías de aguas profundas.

III.3.3.1 Formación Todos Santos (J-Kts) (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano)

La Formación Todos Santos “Lechos Rojos”, consiste de una serie de conglomerados, areniscas de grano fino a grueso y limolitas exclusivamente continentales, la localidad tipo de la Formación se localiza al noroeste de la ciudad de Guatemala, en el Departamento de los Altos Cuchumatanes (Montesinos, 1971). Este conjunto de rocas mesozoicas constituyen las más antiguas que afloran en Chiapas.

La Formación se divide en seis unidades, que de la cima a la base son las siguientes: 1) conglomerado con estratificación cruzada y areniscas con estructuras de corte y relleno en su base, 2) conglomerado soportado por una matriz de gravas y arenas; 3) capas intercaladas de conglomerados y areniscas; 4) *mudstone*, arenisca de grano fino, limolitas y lutitas intercaladas; en la cima de esta unidad se presentan areniscas con estratificación cruzada, 5) capas horizontales de arenisca y 6) conglomerado masivo intercalado con capas horizontales de arenisca (Moravec, 1983; Anderson, *et al.*, 1973).

De acuerdo con Blair (1981) y De la Rosa (1989), el origen de la Formación Todos Santos se debió a los aportes de diferentes fuentes continentales como La Sierra Madre de Chiapas y la propia formación Todos Santos. La Tabla 9 especifica las fuentes y los materiales de aporte.

Tabla 9. Probables fuentes de sedimentos a la Formación Todos Santos

Fuente de aporte	Material aportado
Formación Todos Santos.	<i>Mudstone</i> re TRABAJADO, limolitas y areniscas.
Rocas volcánicas indefinidas	Extrusivos porfídicos.
Formación Santa Rosa Inferior y otros sedimentos paleozoicos (Pompa, 2009).	<i>Mudstone</i> con horizonte fosilífero (crinoides y pelecípodos) y cuarcitas.
Complejo ígneo y metamórfico del Precámbrico y Paleozoico.	Gneis, esquistos, cuarcita, granito rosado y cuarzo lechoso.

Fuente: Blair (1981).

En la investigación de Blair (1981), se le asignó una edad que va del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano y estratigráficamente se le relaciona con las rocas continentales clásticas de la Serie Metapán en la República del Salvador y la Formación Salina, que consiste en una secuencia de capas rojas y evaporitas en el sureste de México. También, se asocia con la Formación Todos Santos que aflora en el Oeste de Honduras. Localmente, la unidad se distribuye en el norte del poblado de Motozintla y descansa en discordancia sobre el Macizo Granítico. A su vez, Todos Santos esta sobreyacida por la Formación Sierra Madre (Figura 15).

III.3.3.2 Formación Sierra Madre (**Ksm**) (Cretácico Inferior-Cretácico Superior)

En los trabajos realizados por Salazar (2008), Caballero (2002), CRM (1999) y García-Palomo *et al.*, (1987) se describe a la Formación Sierra Madre como una secuencia dividida en dos miembros de tipo calcáreo: el inferior, compuesto por estratos de dolomías de color café claro y textura microcristalina y el miembro superior, constituido por calizas cristalinas de color café claro que intemperizan a gris claro y verde. Los espesores de cada miembro varían de 7 a 10 cm y de 5 a 20 cm respectivamente. El espesor máximo de esta Formación se estima en 1,900 m.

Debido a que las calizas están sobreyacidas por las lutitas de la Formación Angostura, de edad Campaniano-Maestrichtianoque (al norte, fuera del área de estudio) y por el contenido faunístico, se le asignó una edad del Albiano-Cenomaniano. Al norte del área, la unidad cubre en discordancia a la Formación Todos Santos, presentándose como dos mesetas elevadas (Cerro Malé) (Figura 15).

III.3.3.3 Aluvión (**Qts, Qal**) (Reciente)

Los depósitos de esta unidad litológica, son el resultado de la acción del intemperismo y erosión que han alterado y disgregado a todas las unidades litológicas descritas anteriormente, en mayor o menor grado, dependiendo de la competencia de éstas. Debido a las condiciones topográficas y morfológicas presentes en algunas áreas, estos depósitos constituyen abanicos aluviales, terrazas o bien se manifiestan como capas sobrepuestas de flujos de escombros. La unidad se distribuye generalmente a lo largo de los valles (Figura 15).

En los diferentes recorridos en campo se observó que el Macizo de Chiapas es una de las rocas con mayor susceptibilidad a la inestabilidad de laderas, debido a su edad Pérmica y el intenso fallamiento a que ha estado sujeto. Los lechos rojos de la Formación Todos Santos es la otra unidad de rocas con inestabilidad importante, debido al contacto discordante con el macizo granítico, la inclinación de sus estratos en favor de la pendiente, el intenso fracturamiento y la inestabilidad provocada por la escarpada topografía que predomina en la zona de estudio.

Aunque las demás unidades litológicas (Tr-Jta, Jtb, Ksm, Tpl-Qa y Qch) están expuestas a las mismas condiciones geológicas, tectónicas y meteorológicas que el Macizo de Chiapas y los lechos rojos, éstas presentan edades más jóvenes y por tanto laderas más estables y menor cantidad de PRM.



Figura 14. Afloramiento de algunas unidades litológicas en la región de Motozintla, Chiapas. A) Macizo de Chiapas en la carretera Pizarrín-Carrizal; B) Flujo piroclástico "Chocoyos" en la carretera Mazapa-Amatenango de la Frontera; C) Tronco de Amatenango sobre la carretera Motozintla Buenos Aires; D) Andesitas cerca del poblado de Benito Juárez.

CAPÍTULO IV

PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA (PRM), CARTOGRAFÍA E INVENTARIO

En este capítulo se abordan los temas relacionados con los PRM que fueron identificados y cartografiados, la cartografía tomada como base de las interpretaciones en gabinete y en los recorridos en campo. Se muestra también un mapa de inventario de procesos complementado con una tabla de especificaciones de cada uno de estos.

IV.1 Mapas temáticos

En el apartado de metodología se explicó con detalle como se elaboraron los diferentes mapas que sirvieron de soporte para elaborar tanto la geología, como el inventario de PRM. A continuación se explica de manera breve las características principales de estos mapas.

En el mapa altimétrico (Figura 16) se aprecia que la cota más baja en la cuenca de Motozintla es de 1,060 msnm, localizada en el extremo occidental de la ciudad y la cota más alta se localiza en las inmediaciones del poblado "Pizarrín", con 2,600 msnm. El desnivel entre estos dos puntos es de 1,380 m en una distancia aproximada de 10 km en línea recta.

En la cuenca del río Chimalapa se tiene un contraste altitudinal más marcado, ya que en una distancia de 3.8 km en línea recta, entre el cerro Malé (3,040 msnm), localizado en el extremo N del área y el poblado Chimalapa (1,980 msnm), la diferencia es de 2,060 m. Esta característica motiva que en esta región se presente un mayor número de procesos de remoción en masa e inundaciones en temporada de precipitaciones pluviales extraordinarias.

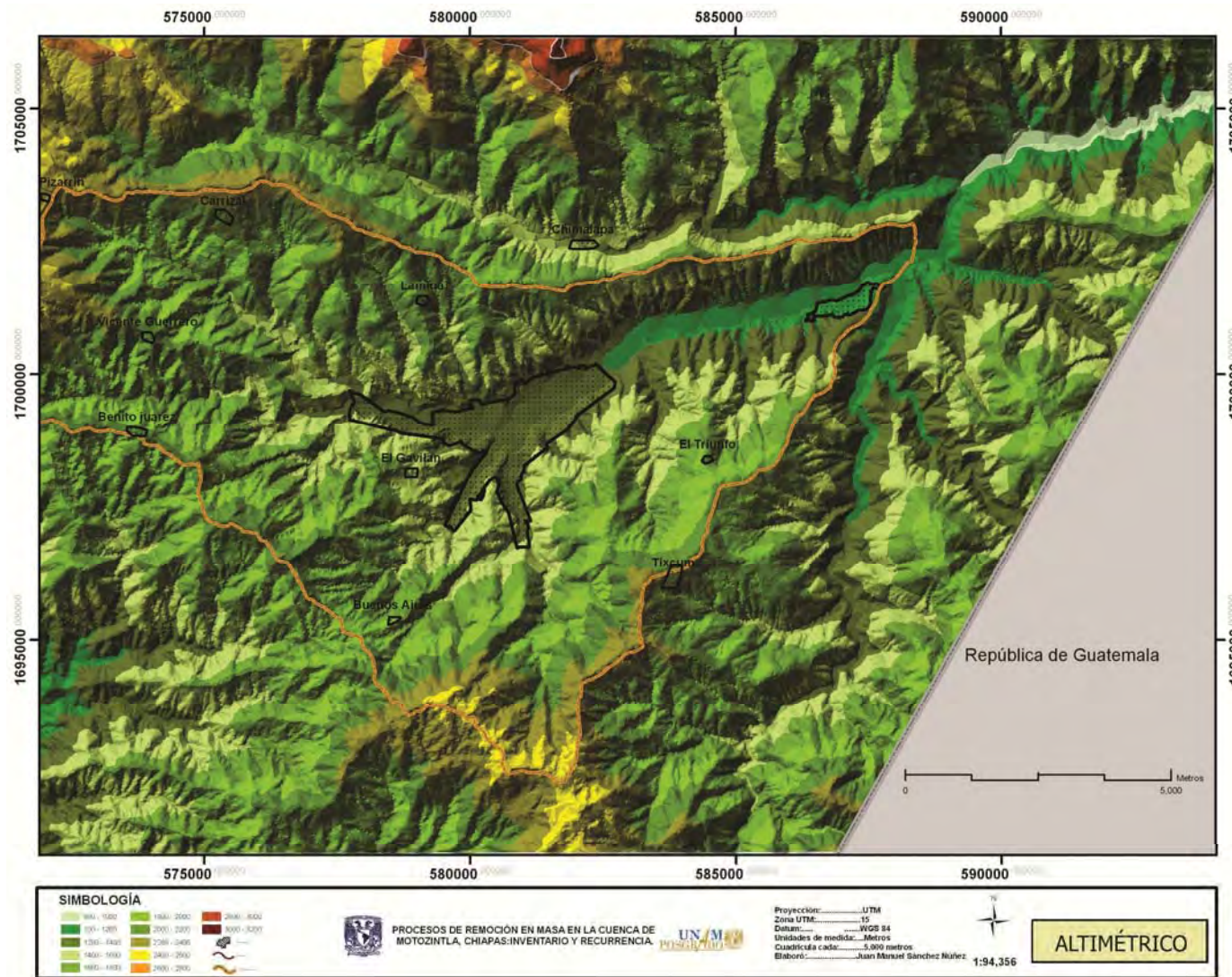


Figura 16. Mapa altimétrico (hipsográfico) de la zona de Motozintla, Chiapas, que constituye la base para el análisis de los elementos geométrico-topográficos. La altitud mínima presente en la planicie aluvial es de 1,060 msnm y máxima de 2,600 msnm se tiene en el NW de la zona de estudio.

Para la generación del mapa de pendientes (Figura 17), fue necesario realizar una veintena de pruebas con diferentes rangos de ángulos de inclinación. Cada modelo generado fue analizado con los siguientes criterios: a) los valores de máxima variación en elevación se expresaron en grados de una celda del modelo con respecto a las celdas adyacentes, b) conforme aumenta el gradiente de la ladera, se incrementa la posibilidad de que la ladera falle; c) que la relación del aumento del gradiente y la posibilidad de falla son dos fenómenos directamente proporcionales (Dávila-Hernández, 2003).

Este proceso de selección fue necesario debido a la complejidad geológica de la zona de estudio y con la intención de obtener un mapa de pendientes lo más cercano a la realidad. La prueba de rangos de pendientes en los modelos más satisfactoria, fue la de 0-15°, 15-30° y >30°; este rango permitió visualizar las áreas críticas donde los diferentes tipos de procesos de remoción en masa son más comunes.

Para incrementar el contraste de los rangos seleccionados, las geoformas y los procesos gravitacionales, el modelo obtenido se sobrepuso al mapa de relieve en grises y se realizó un análisis visual en el mapa analógico resultante. Como resultado del proceso anterior, el modelo seleccionado constituyó la base principal de la clasificación, permitiendo establecer tres tipos generales de laderas Huggett (2011): cóncavas, convexas y planas. Después de analizar e integrar la información anterior, se generó el mapa de los procesos de remoción en masa que se muestra en la Figura 18.

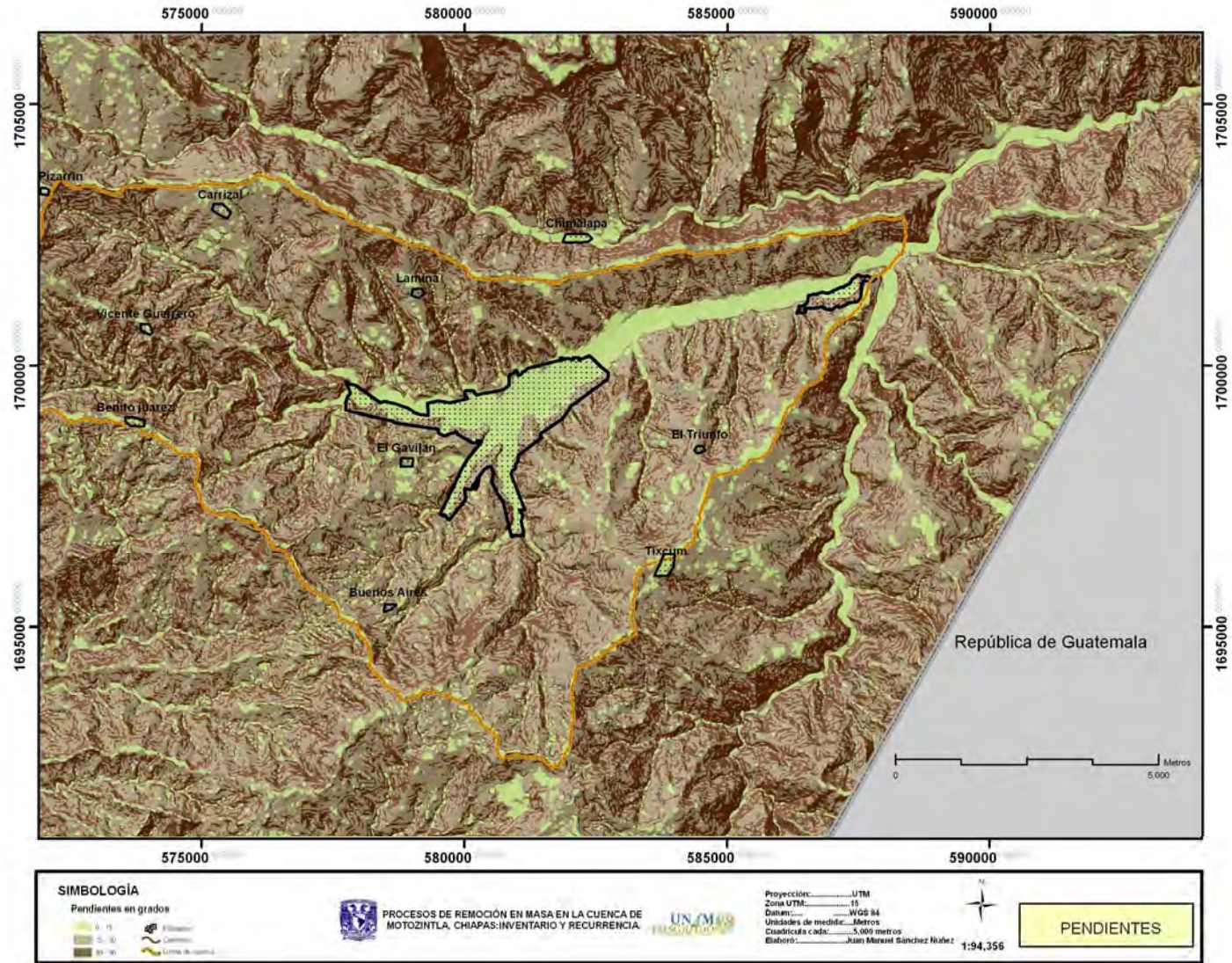


Figura 17. Mapa de pendientes de la cuenca de Motozintla. En rojo, resaltan las zonas abruptas con pendientes mayores de 30°, donde se presenta la “caída” de materiales. El amarillo marca las áreas donde se generan los deslizamientos y flujos y el color verde muestra las áreas con pendientes suaves, zonas de lavado (cimas de montaña) y la planicie aluvial

IV.2 Clasificación de los PRM

En nuestro país existen áreas en que un solo fenómeno hidrometeorológico, en especial en temporada de huracanes y relieve montañoso, puede detonar cientos de procesos de remoción en masa (Capra *et al.*, 2006; Lugo-Hubp *et al.*, 2001). Para el caso de Motozintla, las laderas están expuestas en mayor grado a la erosión fluvial, actividad tectónica y en menor grado, pero no menos significativo, a las actividades antrópicas, que aunadas a las condiciones geológicas y topografía abrupta, provocan una inestabilidad importante.

En esta sección, se describen los diferentes procesos de remoción en masa identificados y mapeados en la región (Figura 18).

IV.2.1 Caídas (Desprendimientos)

Entre las causas más frecuentes que provocan los procesos de caída, se encuentra la falla mecánica entre bloques de roca por intemperismo, rebase del límite de fricción y pérdida de equilibrio por sismicidad; también por hidratación de las juntas y por el incremento del gradiente de la pendiente debido a actividad tectónica. En función de las causas anteriores, las caídas son el PRM más frecuente en Motozintla, con un total de 61, hasta septiembre de 1998 (Tabla 10). Considerado esta cantidad como el 100%, el 71% se presenta en rocas de tipo granítico, incluidos el Macizo de Chiapas y los troncos de Amatenango de la Frontera y Buenos Aires, el remanente (29%) está asociado a los metasedimentos de la Formación Todos Santos.

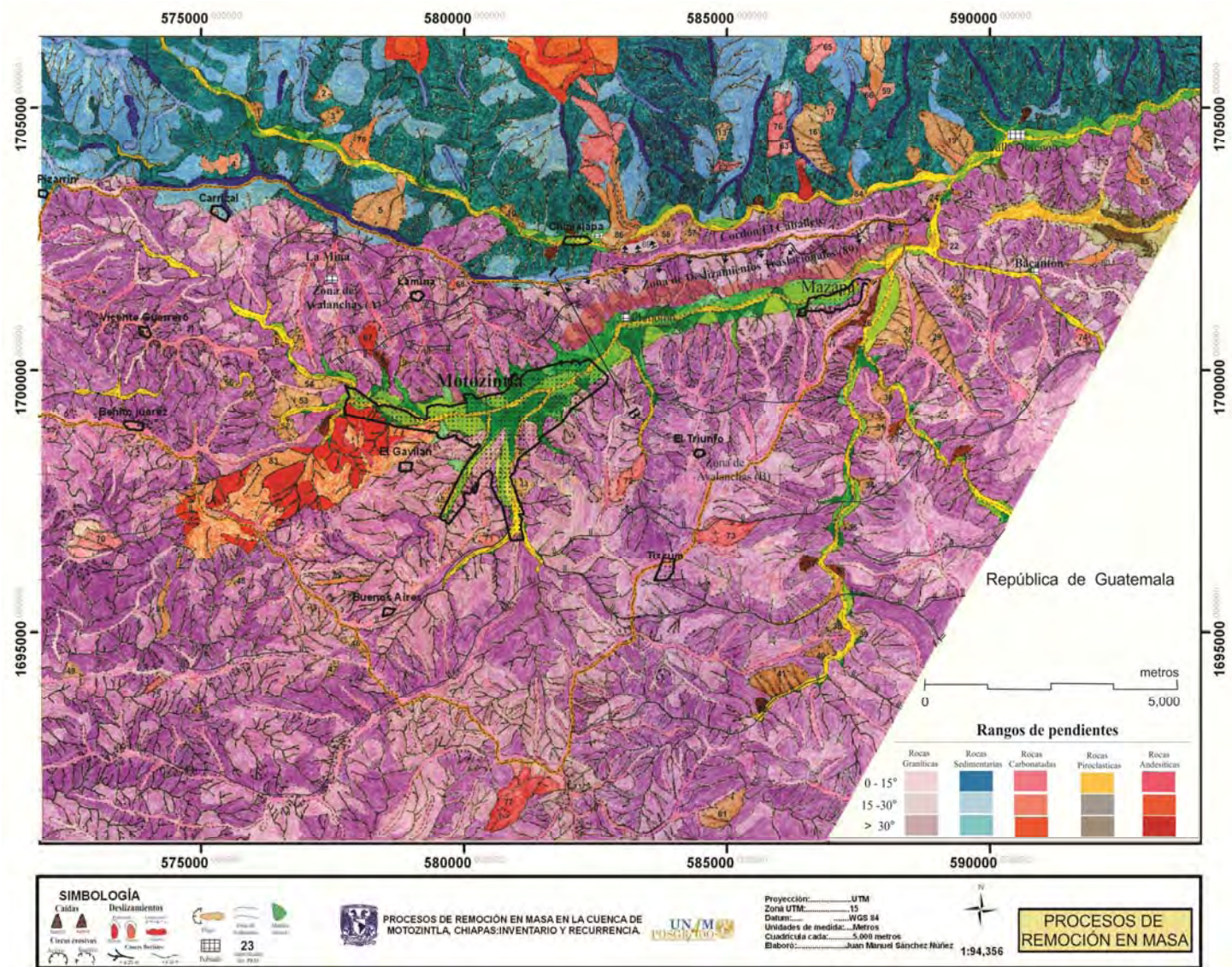


Figura 18. Cartografía e inventario de los Procesos de Remoción en Masa en la región de Motozintla, Chiapas.

Tabla 10. Inventario de los Procesos de Remoción en Masa (PRM) en la región de Motozintla.

No.	Tipo de PRM	Coordenadas UTM		Dimensiones (m)	Altitud (msnm)	Estado Actual	Unidad Litológica Involucrada	Estructura Geológica Condiciones de pendiente
		X	Y					
1	Caída	576093.64	1704962.98	170x340	1940	A	TS	FR-3
2	Caída	577342.77	1705240.63	270x309	2060	A	TS	F-3
3	Caída	577520.48	1704822.13	400x300	1980	A	TS	F-3
4	Caída	575418.71	1703915.97	700x435	2180	A	TS	P-3
5	Caída	578478.58	1703092.58	1135x745	2000	A	TS	P-2
6	Caída	576481.77	1700512.90	190x240	1580	A	TS/MCh	FR-3
7	Caída	576881.03	1700555.08	180x365	1560	A	TS/MCh	FR-3
8	Caída	578451.54	1700198.40	170x340	1500	R	MCh	F-3
9	Caída	578894.14	1700121.65	190x219	1500	A	MCh	F-3
10	Caída	580917.99	1702973.90	135x295	1540	A	TS	FR-2
11	Caída	582034.87	1702610.63	104x175	1480	R	TS	FR-3
12	Caída	581666.84	1702220.61	240x210	1560	R	TS	FR-3
13	Caída	584938.26	1704533.33	225x370	1520	A	TS	F-3
14	Caída	585608.12	1703165.47	150x220	1260	R	TS	FR-3
15	Caída	585990.77	1702931.90	220x315	1260	A	MCh	FR-3
16	Caída	586526.86	1704571.99	507x1222	1600	A	TS	F-3
17	Caída	586953.03	1704895.29	192x370	1580	R	TS	F-3
18	Caída	588541.74	1704034.62	500x250	1300	A	TS	F-3
19	Caída	589203.25	1704444.16	1240x640	1400	A	TS	F-2
20	Caída	590692.32	1704872.86	135x190	1120	R	TS	F-3
21	Caída	589354.13	1703347.27	200x80	1080	A	MCh	FR-3
22	Caída	589111.36	1702378.58	150x160	1100	A	MCh	FR-3
23	Caída	588937.42	1703205.83	170x295	1060	A	MCh	FR-3
24	Caída	588841.20	1703510.14	120x320	1060	A	MCh	FR-3
25	Caída	589361.39	1701424.39	210x400	1300	A	TAF	F-3
26	Caída	587691.69	1701094.45	170x1050	1140	R	TAF	FR-3
27	Caída	587417.86	1700448.49	134x260	1140	R	TAF	FR-3
28	Caída	588250.42	1700788.12	500x1192	1240	A	TAF	FR-3
29	Caída	588818.61	1700722.12	513x2300	1400	A	TAF	F-3
30	Caída	587903.11	1699519.72	230x420	1240	A	TAF	FR-3
31	Caída	587802.57	1698954.89	350x480	1280	A	TAF	FR-3
32	Caída	588183.66	1698855.61	150x250	1360	R	TAF	FR-3
33	Caída	589433.51	1698432.67	190x320	1340	R	TAF	FR-3
34	Caída	587614.43	1697836.25	245x240	1300	A	TAF	FR-3
35	Caída	587268.82	1697032.03	200x140	1300	A	MCh	FR-3
36	Caída	587081.06	1696164.59	160x315	1340	R	MCh	FR-3
37	Caída	586551.00	1696305.38	320x235	1400	R	MCh	FR-3
38	Caída	587056.20	1695108.23	235x280	1380	A	MCh	FR-3
39	Caída	587515.60	1695023.19	175x215	1400	A	MCh	FR-3
40	Caída	586783.90	1694650.09	230x380	1500	A	MCh	FR-3
41	Caída	5860015.11	1694132.33	515x860	1620	A	MCh	FR-3
42	Caída	585643.53	1693602.87	225x220	1460	R	MCh	FR-3
43	Caída	581092.24	1698351.21	260x235	1380	A	TAF	F-3
44	Caída	581127.19	1697770.88	335x280	1460	A	TAF	F-3
45	Caída	579589.86	1697521.46	120x415	1400	A	TBA	F-2
46	Caída	577932.48	1694783.43	150x415	1960	A	MCh	P-2
47	Caída	5774451.33	1694287.31	260x160	1920	A	MCh	P-2
48	Caída	575695.22	1695943.20	120x280	1780	A	MCh	P-2

49	Caida	572589.86	1694243.28	325x250	1200	A	MCh	P-3
50	Caida	575002.18	1693509.76	86x165		A	MCh	F-3
51	Caida	577374.73	1698867.94	160x360	1480	R	MCh	F-3
52	Caida	576674.16	1698744.22	245x320	1540	A	MCh	F-3
53	Caida	576895.18	1699419.99	435x715	1500	A	MCh	F-3
54	Caida	577134.70	1699737.90	155x810	1480	A	MCh	FR-3
55	Caida	575951.15	1699526.99	190x255	1560	A	MCh	P-3
56	Caida	575494.13	1699743.08	160x270	1620	A	MCh	P-3
57	Caida	584305.08	1702603.41	415x345	1440	A	MCh	FR-3
58	Caida	583830.08	1702565.94	350x500	1480	A	MCh	FR-3
59	Caida	588116.15	1705316.90	431x375	1920	R	TS	F-3
60	Caida	592908.08	1704382.20	360x430	1480	R	MCh	P-3
61	Caida	584906.51	1691559.91	400x370	2400	R	MCh	P-3
62	Deslizamiento	585041.15	1703867.30	547x175	1500	A	TS	F-3,2
63	Deslizamiento	585948.08	1704201.75	450x265	1600	A	TS	F-3
64	Deslizamiento	586492.29	1703519.37	800x230	1300	R	TS	FR-3
65	Deslizamiento	586787.63	1706054.82	675x330	2000	A	TS	P-2
66	Deslizamiento	587719.21	1705184.03	505x160	1740	A	TS	P-3
67	Deslizamiento	578199.27	1700578.83	560x335	1620	R	TS	F-2,3
68	Deslizamiento	579917.78	1701634.26	350x200	1820	A	TS	P-2
69	Deslizamiento	583219.72	1702302.49	295x625	1440	R	MCh	FR-2
70	Deslizamiento	572983.06	1696720.00	955x600	1620	A	MCh	FN-2,3
71	Deslizamiento	580436.56	1696745.52	415x340	1540	A	TBA	F-2,3
72	Deslizamiento	583073.24	1697853.34	1070x370	1620	A	TAF	FR-2,3
73	Deslizamiento	584862.54	1696868.92	1345x725	1980	A	MCh	FN-2,3
74	Deslizamiento	591709.84	1700575.20	282x365	1420	A	TAF	F-2,3
75	Deslizamiento	574183.49	1694019.60	510x240	1440	A	MCh	P-2
76	Deslizamiento	586014.92	1705048.89	1100x330	1840	A	TS	P-3
77	Deslizamiento	581000.00	1692000.00	1660x580	2400	A	MCh	P-2,3
89	Zona de deslizamientos traslacionales	c) 582447.95 c) 588465.33 d) 582025.54 d) 588806.11	c) 1702112.95 c) 1702977.58 d) 1700331.64 d) 1702341.65	7550x650	c) 1480 d) 1060	A	TS/MCh	P-FR
78	Flujo	578015.69	1704314.86	952x475	1860	---	TS	P/FR-2,3
79	Flujo	587842.49	1705834.99	1052x525	2000	---	TS	P/F-2,3
80	Flujo	591795.34	1702034.06	880x165	1380	---	MCh	F/P-2
81	Flujo	574264.48	1695433.53	1130x125	1420	---	MCh	P-2
82	Flujo	577605.18	1695952.23	1000x95	1840	---	MCh	P/F-2
83	Flujo	576433.00	1698237.46	1480x290	1700	---	A-B	FR/P-2
84	Flujo	587378.74	1703568.19	700x100	1200	---	TS	F/P-2,3
85	Flujo	592691.36	1703709.66	930x480	1420	---	MCh/Pcl	P-2
86	Complejo	587501.93	170323.33	730x170	1120	A	TS	P/F-2
87	Zona de Avalancha (A) ♦	a) 576236.15 a) 579177.19 b) 577964.88 b) 581771.80	a) 1701560.71 a) 1701881.74 b) 1699554.78 b) 1700264.50	2950x2700	a) 2240 b) 1360	A	TS/MCh	FN
88	Zona de Avalancha (B) ♦	a) 582155.57 a) 586894.84 b) 583390.49 b) 588012.17	a) 1693025.78 a) 1694200.37 b) 1700398.44 b) 1701894.78	4920x7400	a) 2520 b) 1120	A	MCh/TAF	FN

♦Las avalanchas cubren áreas extensas.
A) zona N-O
B) zona S-E

Las coordenadas muestran:
a) zona de inicio.
b) frente de avalancha.
c) zona de corona.
d) zona de frente de depósito.

Caidas: Altura máxima de cicatriz por ancho máximo.
Deslizamiento: Longitud máxima por ancho máximo del proceso.
Flujo: Longitud máxima por ancho máximo.

a) Altitud máxima de la zona de inicio.
b) Altitud mínima de frente de avalancha.

Antiguo(A)
Reciente(R)

- Macizo de Chiapas (MCh).
- Formación Todos Santos (TS).
- Tronco de Amatenango de la Frontera (TAF).
- Andesitas y Brechas (A-B).
Piroclastos (Pcl)

Falla normal (FN).
Falla a rumbo (FR).
Falla inversa (FI).
Fractura (F).
Pendiente (P):
- (2) entre 15° y 30°
- (3) > 30°

De las observaciones en campo, se deduce que el mecanismo de generación de la mayoría de las caídas se debe a la topografía abrupta y al gran número de escarpes generados por el intenso fallamiento y fracturamiento de la tectónica activa del sistema Polochic-Motagua. En la Figura 18 se observa que este proceso se presenta de manera dominante en las laderas cuyo rango de pendiente es mayor de 30°, en su mayoría cercanas a la vertical, donde las cicatrices se muestran con claridad y sus magnitudes son de varias decenas de metros cuadrados (Figura 19). Además, es evidente que las pendientes que presentan caída de materiales, están en las laderas de los valles fluviales con profundidad mayor a 20m, las que regularmente están asociadas a fallas o fracturas, así como a cortes carreteros.

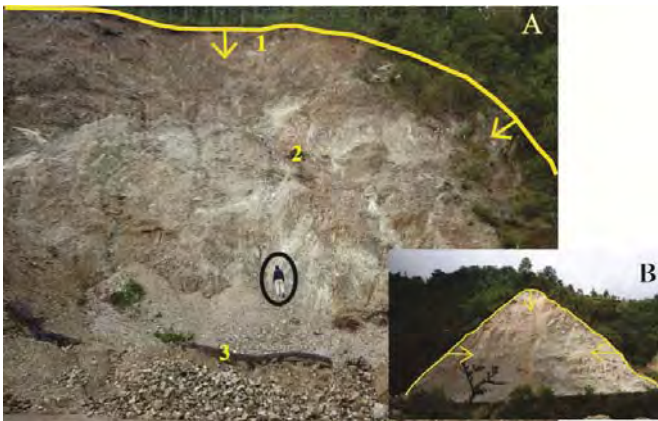


Figura 19. Caída de materiales en el Macizo de Chiapas, camino del poblado de Pizarrín a Carrizal: A) se observan los elementos morfológicos del proceso de caída en una ladera inestable debido al ángulo de la pendiente cercano a la vertical y por el corte carretero: 1) corona, 2) escarpe o cicatriz, y 3) depósito (coluvión). B) se observa estructura completa de caída de material con escarpe y cicatriz; nótese la forma característica del proceso en la imagen y la cartografía (Figura 17). Ambos ejemplos poseen varios cientos de m² de extensión.

En la cuenca del río Xelajú Grande, las caídas se distribuyen en toda la cuenca, pero las de mayor magnitud se localizan en las laderas del río Agua Caliente, procesos **(28, 29)** (en adelante, los números entre paréntesis y en negritas, son el identificador, tanto en el mapa de la Figura 18, como en el inventario de la Tabla 10). En el cauce del río Allende, labrados ambos en rocas graníticas del Tronco de Amatenango **(43, 44)**; en el río Xelajú Grande **(53, 54)**, las caídas se presentan en rocas del Macizo de Chiapas y en el río Mina **(45)**, las caídas están en rocas del Tronco de Buenos Aires. Las aéreas máximas alcanzadas por las caídas inactivas es de 0.22 km² en el río Xelajú Grande y por las caídas activas de 0.041 km².

En la cuenca del río Chimalapa, localizada al norte del área, las caídas se presentan en la Formación Todos Santos y se distribuyen a todo lo largo del cauce, desde el poblado de Mexicalapa al W (**1-5**), hasta Valle de Obregón al E (**14-20**). Las dimensiones máximas de las cicatrices clasificadas como inactivas, alcanzan 0.8 km² y la menor de las activas es de 0.01 km².

IV.2.2 Deslizamientos.

En el área de estudio se identificaron 16 deslizamientos mayores, en su mayoría de tipo rotacional. Los traslacionales se localizaron principalmente en la zona norte de la planicie del río Xelajú Grande. Con base en las características morfológicas de los deslizamientos, éstos se dividieron en dos grupos:

Deslizamientos Rotacionales.

En la cuenca del río Xelajú Grande, los deslizamientos rotacionales se presentan predominantemente en rocas graníticas, con dimensiones de ± 0.2 km², en especial en el Macizo de Chiapas (**68, 71, 75**). Los posibles factores que detonaron estos procesos son: la edad de la roca, que data del Pérmico Tardío (Mugica, 1987), el avanzado estado de intemperización de los componentes de la roca, la dinámica activa del sistema de fallas Polochic-Motagua y el intenso fallamiento y fracturamiento asociado a dicho sistema. Aunque no es un patrón generalizado, los deslizamientos se presentan en el rango de pendientes de 15° a 30° y en algunos casos, la corona y la superficie de resbalamiento se localizan en las pendientes mayores a 30°. En menor proporción, también se tienen deslizamientos en las rocas de los troncos de Amatenango de la Frontera (**70, 72**) y de Buenos Aires (**69**), inducidos principalmente por pendientes mayores a 30° (Figura 20), el fracturamiento causado por el mencionado sistema de fallas y debido a la alteración producida por el metamorfismo de estos cuerpos intrusivos.

En la cuenca del río Chimalapa se presentan deslizamientos rotacionales hacia las partes altas de la sierra, las cotas donde se verifican oscilan entre 1,940 y 1,480 msnm.

Como se observa en la cartografía de los PRM (Figura 18), el 50% de los deslizamientos está asociado a rocas de tipo granítico; de este porcentaje, el 70% se presenta en las rocas del Macizo de Chiapas y el 30% en los troncos de Buenos Aires y Amatenango de la Frontera. Cabe destacar que todos los deslizamientos se verifican en roca, ya que la capa de materiales no consolidados es muy pobre, debido a la fuerte pendiente que predomina en las laderas; además del intenso proceso erosivo por corrientes hídricas y una fuerte deforestación. En cuanto a sus dimensiones, predominan los grandes deslizamientos, es decir, los que involucran varios cientos y hasta miles de metros cúbicos de material movilizado.

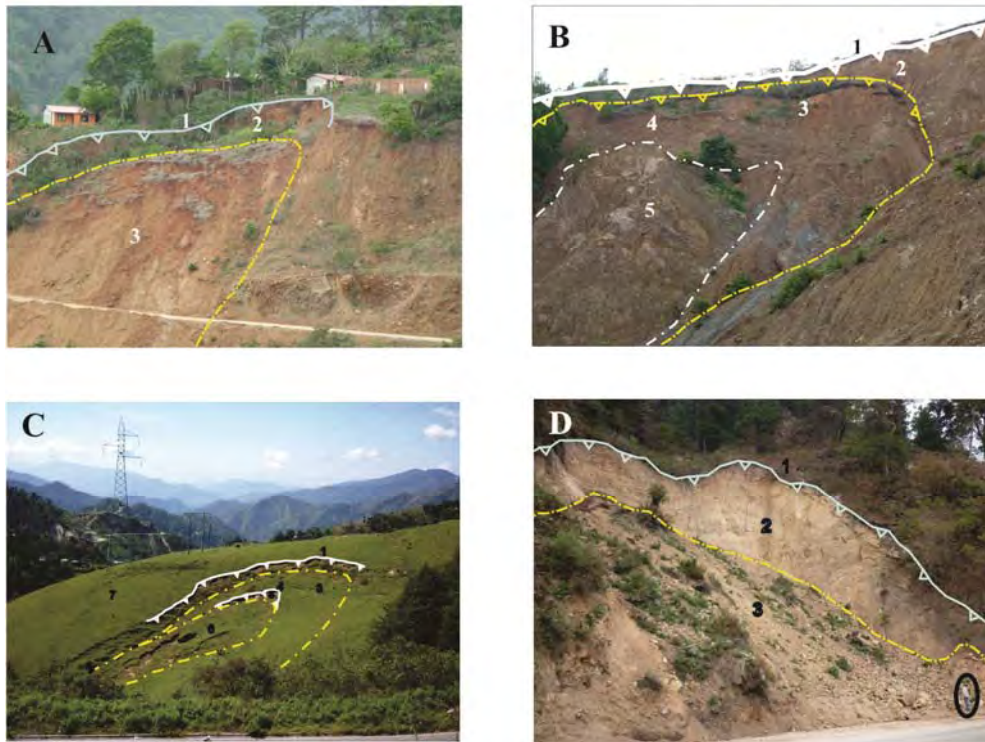


Figura 20. Deslizamientos rotacionales en rocas graníticas, localizados en el camino de Carrizal a Motozintla, se observa: **A)** 1) Corona de deslizamiento; 2) Escarpe; y 3) Bloque principal deslizado. **B)** Deslizamiento multiple, se observa: 1) Corona de deslizamiento; 2) Escarpe principal; 3) Bloque deslizado; 4) Escarpe menor; y 5) Bloque principal deslizado. **C)** Deslizamiento multiple incipiente, en las inmediaciones del poblado de Buenos Aires, se observa: 1) Corona de deslizamiento; 2) Escarpe principal; 3) Bloque deslizado; 4) Corona secundaria; 5) Escarpe menor; y 6) Bloque deslizado, 7) Líneas de reptación. **D)** Deslizamiento en rocas graníticas del Macizo de Chiapas, se observa: 1) Corona de deslizamiento; 2) Escarpe; y 3) Bloque principal deslizado.

Deslizamientos Traslacionales

Los deslizamientos traslacionales son los de mayores dimensiones en el área de estudio, éstos se presentan en la ladera norte del río Xelajú Grande, en el área denominada Cordón el Caballete. Este cordón montañoso es un bloque de roca localizado entre las dos fallas laterales izquierdas más importantes de la zona: la falla que da origen al río Xelajú Grande y la del río Chimalapa. En el mapa de PRM (Figura 18, Tabla 10), los deslizamientos aparecen como un cuerpo coherente y uniforme; sin embargo, en el trabajo de campo y a una escala local, los deslizamientos se pueden individualizar en bloques (de los lechos rojos), que se desplazan sobre una superficie de soporte, formada por el Macizo de Chiapas. La distribución de estos deslizamientos, abarca desde el poblado de Mazapa de Madero hasta las inmediaciones del poblado El Mojón, siete kilómetros en promedio.

En vista de planta, las formas que presentan los deslizamientos traslacionales son típicamente rectangulares o triangulares, con el desarrollo de un graben (que no siempre es visible) en la parte superior de la ladera. Los deslizamientos en el río Xelajú Grande presentan formas predominantemente triangulares, con un incipiente graben que ha sido erosionado y cubierto por la vegetación. Aplicando los criterios de Hutchinson (1988), las discontinuidades que provocaron los deslizamientos traslacionales en esta ladera son: la inclinación de los planos de estratificación ($N20^{\circ}W - 35^{\circ} SW$), fracturas por reptación en las rocas de la Formación Todos Santos y contacto entre depósitos (rocas) con diferentes grados de competencia. Los elementos anteriores generan deslizamientos en forma fragmentada (Figura 21).

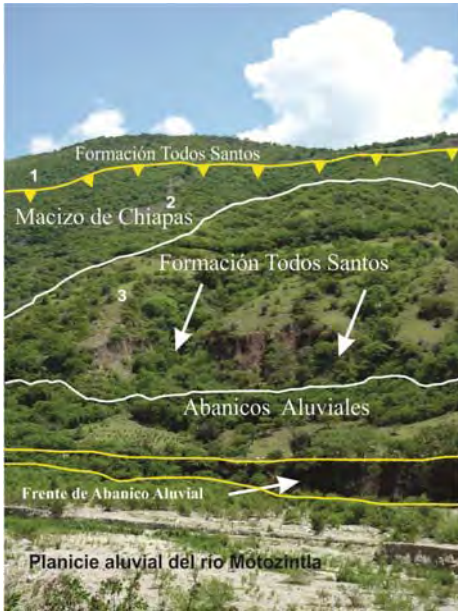


Figura 21. Deslizamiento Traslacional de la Formación Todos Santos (lechos rojos) sobre el Macizo de Chiapas, se observa: 1) Corona de desprendimiento; 2) Zona de deslizamiento; y 3) Depósito. La imagen es una vista de sur a norte sobre la planicie aluvial del río Xelajú Grande. En primer plano aparece la planicie aluvial y el frente de un abanico, cuyos sedimentos pertenecen en su mayoría a la Formación Todos Santos.

La cuenca del río Chimalapa, desarrollada en rocas de la Formación Todos Santos (Jurásico Tardío) y del Macizo Granítico de Chiapas (Paleozoico). Esta cuenca también ha sido afectada significativamente por deslizamientos traslacionales distribuidos en la ladera norte del río, desde el poblado de Chimalapa hasta Valle Obregón (60 a 64). Los posibles condicionantes para la generación de los deslizamientos son: el alto grado de intemperismo que actúa sobre los componentes de la roca (arenas, limos y arcillas), las numerosas fallas y fracturas generadas por la tectónica activa del sistema Polochic-Motagua y de manera importante, por las pendientes escarpadas de las laderas, que son mayores a 30°. Otro factor primordial es la estratificación en favor de la pendiente de las laderas, haciéndolas más susceptibles a perder su estado de equilibrio e induciendo su movimiento sobre planos de deslizamiento. (Figura 22A).

En la misma cuenca, pero ahora en la ladera sur del río Chimalapa, cerca del poblado el Caballete, también existen deslizamientos traslacionales afectando a la Formación Todos Santos. Estos presentan formas tabulares, desarrollando un incipiente graben y mostrándose como cuerpos coherentes y uniformes (Figura 22B).

Las discontinuidades que posiblemente provocaron los deslizamientos en esta ladera son: reptación de las rocas de la Formación Todos Santos sobre el Macizo de Chiapas, contacto

entre rocas con diferentes coeficientes de fricción y pendiente del terreno cercana a la vertical (Figura 22B).



Figura 22. Formación Todos Santos, estratificación y deslizamientos. A) Afloramiento de lechos rojos de la Formación Todos Santos, ubicados en la ladera norte del río Chimalapa. Se observa estratificación con alternancia de areniscas y conglomerados, donde los estratos más gruesos del afloramiento alcanzan 65 cm y los más delgados tienen un espesor aproximado de 8 cm. La estratificación presenta una inclinación en favor de la pendiente de aproximadamente 40° al suroeste. B. Deslizamiento traslacional localizado en la ladera sur del río Chimalapa, en las inmediaciones del poblado el Caballete. En la figura se observa: 1) Corona de desprendimiento; 2) Zona de escarpe (superficie de resbalamiento); y 3) Depósito. En la imagen resalta el ángulo de inclinación de la ladera cercano a los 90° por lo que el graben entre la corona de desprendimiento y el depósito es casi nulo.

Las discontinuidades que comúnmente condicionan estos procesos son: intersección de juntas, inclinación de planos de estratificación, fallas, fracturas y depósitos con diferentes coeficientes de fricción.

IV.2.3 Flujos

En la margen norte del río Chimalapa se localizan flujos de grandes dimensiones, los cuales formaron represas en el cauce principal, obstruyendo y desviando la corriente del río; éstos se generaron de materiales de la Formación Todos Santos (**76, 77, 81, 84** del inventario, Tabla 10). En todos ellos se presenta una morfología lobular, tanto a lo largo como en el frente del flujo. Los dos factores más importantes que originan este tipo de procesos son: precipitaciones pluviales intensas y eventos sísmicos. Sin embargo, la probabilidad de generación se incrementa con otros condicionantes como la destrucción de la cubierta vegetal y las actividades agrícolas, que disminuyen el coeficiente de fricción

en la formación geológica e incrementan la presión de poro, generando las condiciones idóneas para desencadenar este tipo de procesos.

Basándose en la clasificación de Dikau *et al.* (1996), se puede establecer que los flujos de escombros son el tipo de proceso de remoción en masa más frecuente en la planicie aluvial del río Xelajú Grande, que constituye la zona topográfica más baja y por ende, el área receptora de los detritos procedentes de las zonas altas de la sierra (Figura 23). En especial del área situada al poniente, donde se localizan los poblados de Buenos Aires y Pizarrín. En la Figura 16 se observa un fuerte contraste entre los márgenes norte y sur de la cuenca del río Xelajú Grande, ya que mientras el margen sur presenta una cobertura vegetal constante, el margen norte ha sufrido un fuerte impacto negativo por cambios de uso de suelo, por ejemplo: áreas que inicialmente tenían una vocación forestal, ahora son utilizadas como zonas agrícolas, sembrando principalmente maíz y frijol para autoconsumo, con la técnica de Roza-Tumba-Quema; otras áreas son utilizadas para la siembra de café y hortalizas. Actividades como el aprovechamiento intensivo de maderas preciosas para fabricación de muebles y el uso de madera como combustible, provocaron una deforestación significativa en la zona. Otro cambio importante es la ganadería extensiva, la cual se desarrolla principalmente en las zonas altas de la cuenca.

Factores físicos como la fuerte pendiente del terreno, el tipo y edad de las unidades litológicas presentes en el área, la dinámica tectónica y los fenómenos climáticos que provocan precipitaciones extraordinarias, son factores que se suman para generar procesos de remoción en masa de grandes dimensiones que afectan a gran número de habitantes y se constituyen como elementos de peligro constante.



Figura 23. Desastre por flujos de escombros. Vista de Este a Oeste de la planicie aluvial del río Xelajú Grande, se observa depósito de flujo de escombros generado en octubre de 2005 durante el Huracán Stan. Los flujos provienen de las partes altas de la sierra localizada al poniente. El depósito presenta estructuras lobulares en los frentes y hacia las márgenes del cauce se tienen *leaves*.

IV.2.4 Movimientos complejos

Este tipo de procesos se caracteriza por presentar un tipo de movimiento inicial, el que posteriormente se transforma al irse desplazando pendiente abajo. Entre los más comunes se encuentran los deslizamientos que se transforman a flujos. Se trata de cuerpos alargados y estrechos, con espesor limitado, que se mueven por lo regular sobre los cauces de ríos, adaptándose y moviéndose con velocidad considerable.

Un ejemplo claro de este tipo de procesos en el área de Motozintla, es el identificado con el número **(84)** del inventario (Tabla 10). Los factores condicionantes para el proceso fueron: contacto entre las calizas de la Sierra Madre de Chiapas que sobreyacen a los lechos rojos de la Formación Todos Santos, y estos a su vez se encuentran en contacto discordante con el Macizo de Chiapas; las tres unidades de roca con características contrastantes. Lo anterior aunado a una topografía muy abrupta (pendiente $>30^\circ$) con cota mínima de 1,360 msnm (Thalweg del río Chimalapa) y cota máxima de 3,040 msnm

(cerro Malé), con desnivel de 1,680 m, en una distancia de 3.9 km en línea recta entre ambas cotas.

El proceso de remoción inicial es un conjunto de deslizamientos (cinco identificados), que generan una corona de desprendimiento de $\approx 1,280$ m; éstos se distribuyen ladera abajo, desde la cota 2,600 hasta la 1,720. A partir de esta cota y hasta el cauce del río Chimalapa, se genera un flujo con frente lobular de 1,900 m de longitud, que represó y desvió el río. Los materiales involucrados en este proceso complejo son: las rocas sedimentarias de la Formación Todos Santos, la Formación Sierra Madre que le sobreyace y el Macizo de Chiapas que constituye el basamento regional y que subyace a los lechos rojos.

IV.2.5 Avalanchas

En Motozintla, se presentan impresionantes manifestaciones de movimientos en masa identificados como avalanchas, que son enormes sistemas inerciales que movilizan grandes masas de roca afectándolas a diferentes profundidades. Estos sistemas se caracterizan por contener estructuras en rompecabezas, bloques rotos, bloques coherentes y bloques con un grado de dislocación menor que pueden preservar sus geometrías heredadas como estratificación o relaciones de fracturas. Lo anterior sugiere que las partículas individuales que integran estas grandes masas no han tenido un movimiento relativo significativo una con otra. En el área de estudio y de acuerdo con la descripción de Macías *et al.* (2010) para este tipo de procesos en rocas volcánicas, existen avalanchas en tres facies distintas: a) de bloques; b) de bloques y matriz; y c) de matriz.

Las avalanchas son comunes en ambos márgenes del río Xelajú Grande generando una superficie ondulante sobre el terreno, las avalanchas localizadas en el margen sur de este río, son las de mayores dimensiones. Los depósitos están formados por megabloques escalonados pendiente abajo en dirección a la zona de menor altitud (planicie aluvial) (Figura 18, Tabla 10); los grandes bloques se generan en la parte topográfica más alta, en las inmediaciones del poblado Año de Juárez, situado a 2,300 msnm. Este tipo de avalanchas se observan cerca de Tixcum (2,100 msnm) y Nuevo Poblado (1,840 msnm).

Un aspecto importante es que la masa de roca en movimiento puede llegar a fragmentarse casi por completo, a tal grado que en las etapas finales de la evolución del movimiento, la roca se asemeja más a un flujo de escombros (Figura 23). Las unidades litológicas involucradas en estas avalanchas son el Macizo de Chiapas y el Tronco de Amatenango de la Frontera.



Figura 24. Frente de avalancha localizado en las inmediaciones del Fraccionamiento el Paraíso, situado a ≈ 50 m de la planicie aluvial del río Xelajú Grande. En la base del depósito se observan megabloques de rocas graníticas, formando estructuras en rompecabezas; sobreyacido por un depósito de flujo de escombros, heterolitológico, de ≈ 8 m de espesor.

La segunda zona importante de avalanchas se localiza en la porción noroeste del área, extendiéndose desde el poblado de Carrizal (2,240 msnm), la Mina, y Buenavista, hasta el poblado de Xelajú Grande; este último situado en la planicie aluvial del río con el mismo nombre, a una altitud sobre el nivel del mar de 1,320 m, la diferencia de altitudes proporciona un desnivel de 920 m. En esta zona de avalanchas (Figura 25), están involucradas las rocas graníticas del Macizo de Chiapas y los lechos rojos de la Formación Todos Santos, que le sobreyacen en forma discordante.

En esta segunda zona de avalanchas, se observa que las dos litologías involucradas poseen características diferentes en cuanto a composición, competencia, coeficientes de fricción, entre otras. Estas características adquieren especial relevancia bajo las condiciones en las que se encuentran. Es decir, topografía abrupta, pendientes por arriba

de los 30°, inestabilidad de laderas por actividad tectónica, intenso fallamiento y fracturamiento, estratificación en favor de la pendiente, actividades antrópicas por construcción de caminos y fenómenos hidrometeorológicos con precipitaciones pluviales extremas, que incrementan las condiciones de inestabilidad.

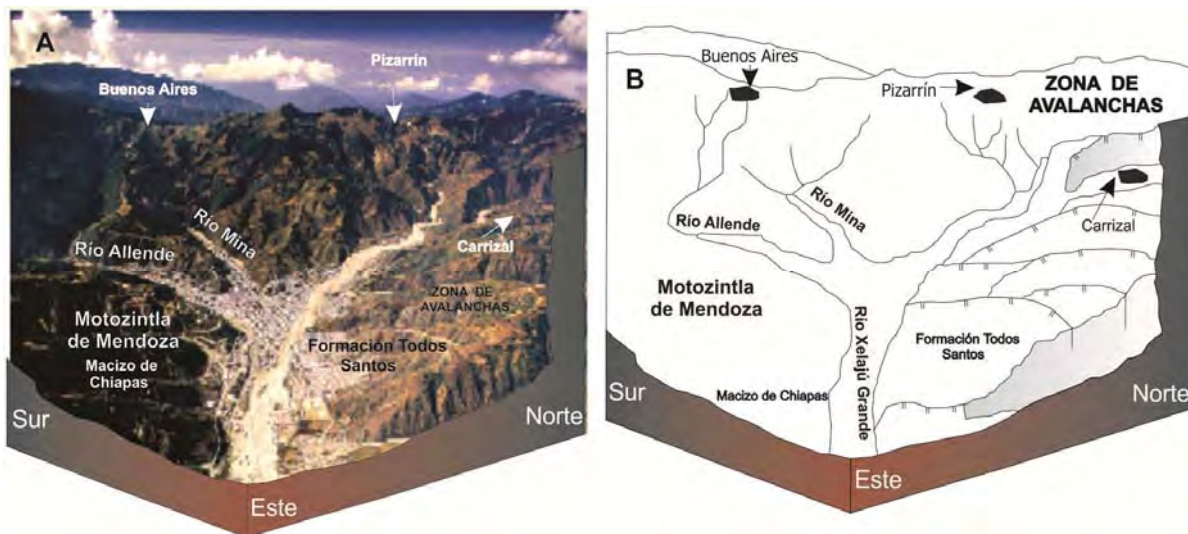


Figura 25. Avalanchas en el margen norte del río Xelajú grande. **A)** Vista panorámica hacia el Oeste de la cuenca del río Xelajú Grande, al fondo se observa la divisoria entre esta cuenca que drena al Golfo de México y la cuenca de Huixtla que drena al Pacífico. En el lado derecho de la imagen se observa el cauce del río Xelajú Grande y su ladera norte, ésta presenta los depósitos de avalancha como bloques escalonados, constituidos por los lechos rojos de la Formación Todos Santos, que se desliza sobre rocas graníticas del Macizo de Chiapas. **B)** Bloque esquemático que muestra la zona de avalanchas como bloques en escalón, desde la zona alta de la sierra, hasta la planicie aluvial del río Xelajú Grande. Modificada de Sarukán, J. *et al.* 2009.

Las avalanchas generan una topografía ondulada, debido al desplazamiento de grandes masas de roca de los lechos rojos que se desplazan pendiente abajo sobre el macizo cristalino. Los megabloques muestran un escalonamiento que inicia en la parte alta de la sierra, cerca del poblado de Carrizal a 2,240 msnm. Siguiendo pendiente abajo, a 1,620 msnm se localiza la comunidad de Buenavista y alcanzando la planicie aluvial, en el poblado de Xelajú Grande ubicado a 1,280 msnm, se encuentran los frentes de avalancha (Figura 25).

IV.3 Análisis de cabeceras

Para realizar el análisis de las cabeceras fluviales presentes en Motozintla, es necesario retomar el concepto de cuenca hidrográfica, la que se define como la unidad geomorfológica fundamental y que comprende toda el área que le proporciona escorrentía superficial, con un sistema topográfico e hidrográfico bien definido, Gutiérrez-Elorza (2008).

Por el tipo de litología, la pendiente del terreno y las condiciones hidrometeorológicas prevalecientes, se desarrollan diferentes patrones de drenaje que responden a estas condicionantes con diferente grado de incisión y desarrollo en las laderas. Lo anterior está representado en la Figura 26 como circos erosivos (cabeceras fluviales), los que se clasificaron como activos e inactivos, dependiendo de su estado actual.



Figura 26. Vistas del proceso de erosión remontante. **A)** Cabeceras fluviales en la ladera norte del río Xelajú Grande, inmediaciones del barrio Sarabia y Nuevo Milenio I, **B)** Cima de cabeceras fluviales en la divisoria de las cuencas de Motozintla y Huixtla (poblado Buenos Aires), éstas marcan la zona de inicio de los flujos de escombros que son canalizados y depositados en la planicie del río Xelajú Grande. Se observa la influencia antrópica con la construcción de caminos, ganadería y deforestación.

Aunque Las cabeceras fluviales no representan una inestabilidad de laderas *per se*, si constituyen un importante agente modelador de ellas y tienen un especial significado en la generación de detritos, que bajo condiciones extremas de precipitación pluvial, pueden representar una fuente de materiales.

Por otro lado, independientemente de la etapa en la que se encuentren las cabeceras fluviales, éstas representan el mecanismo de crecimiento de los valles fluviales, tanto en el pasado como en el presente, constituyendo también un indicador para predecir cuál será la posible evolución del valle y de la cuenca en general. A este proceso de alargamiento y crecimiento del valle por erosión o incisión fluvial, se le denomina erosión remontante (Figura 26).

Toda cabecera fluvial tiene su origen en un proceso gravitacional y su nacimiento puede deberse a la remoción por caída o deslizamiento de material rocoso, con volumen de 1m^3 a miles de m^3 (Lugo-Hubp *et al.*, 2005). En Motozintla, el proceso de erosión remontante se manifiesta con la presencia de barrancos con escarpes pronunciados y profundidades variables. En su mayoría, más de 20 m; un factor determinante para el desarrollo de este tipo de erosión son las pendientes abruptas mayores a los 30° .

Para elaborar el mapa de densidad de cabeceras se tomó como base el mapa hidrológico, con las corrientes principales y sus afluentes, los cuales presentaban una incisión en el terreno capaz de generar un circo erosivo. Todos los circos erosivos identificados se plasmaron en el mapa para su conteo. Para facilitar la contabilidad de los circos erosivos, se trazó una malla con intervalos regulares de 2.5 km hasta cubrir la totalidad del área y se contaron todos los circos por cada celda. Posteriormente, se elabora una base de datos que contiene el número de celda, las coordenadas X y Y de cada circo y el número total de circos de cada celda. Mediante el uso del programa "Geostatistic for the environment Sciences, Professional Edition of Gamma Design Software (GS+), Versión 5.0.3 Beta, se interpolan los valores de cada celda y se obtiene el mapa de concentraciones (densidad) por cada celda.

El mapa de densidad de cabeceras (Figura 27), cubre un área de aproximadamente 260 km^2 , mostrando que la mayor concentración se ubica en la porción occidental del área de estudio, con zonas de concentración de hasta 20 cabeceras en un área de 4 km^2 . Lo anterior coincide con las crestas montañosas de mayor pendiente y divisoria de la cuenca de Motozintla, donde afloran rocas graníticas paleozoicas del Macizo de Chiapas y la cuenca de Chimalapa, con afloramiento de los lechos rojos de la formación Todos Santos.

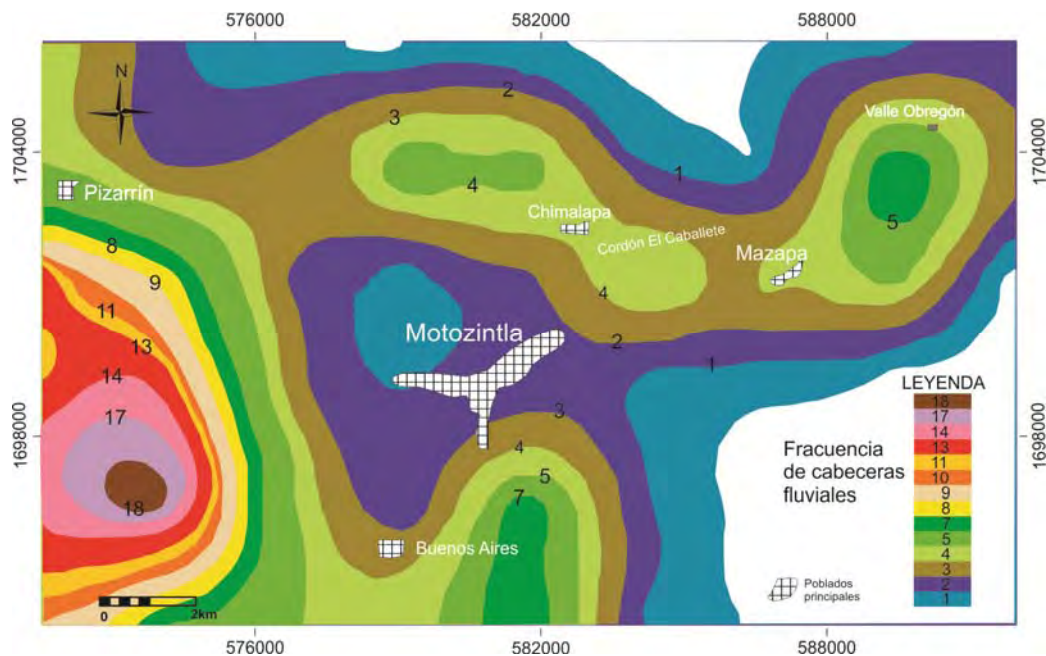


Figura 27. Mapa de frecuencia de cabeceras fluviales. Representa las zonas de mayor concentración de circos erosivos en las cuencas de Motozintla y Chimalapa. Resalta la porción occidental por la gran densidad y porque constituye la zona principal de aporte de detritos a la planicie aluvial.

Otra zona de alta densidad de cabeceras fluviales es la ubicada en la zona del Cordón El Caballote y las inmediaciones del poblado Villa Obregón. En ambos sitios, afloran los lechos rojos de la Formación Todos Santos y se encuentran deslizamientos traslacionales que incrementan la susceptibilidad a la formación de estas estructuras.

El mapa de frecuencia de cabeceras no guarda una relación directa con los procesos de remoción en masa identificados en el área de estudio, sin embargo, estas cabeceras en conjunto con los corredores de detritos que se forman en condiciones de precipitación extrema, pueden aportar importantes cantidades de detritos que son depositados sobre la planicie aluvial. Estos depósitos pueden permanecer en la planicie aluvial por tiempo indefinido o bien ser removidos por alguna corriente fluvial intensa.

CAPÍTULO V

MORFOLOGÍA DE LA PLANICIE ALUVIAL Y CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS

Las condiciones de estabilidad geomórfica en la cuenca de Motozintla se pueden manejar en dos escalas: a corto-mediano plazo, que se relaciona con la respuesta del sistema a cambios climáticos o acciones antrópicas y a largo plazo, relacionada con las perturbaciones tectónicas. La primera escala recae en eventos de corto tiempo, como los fenómenos hidrometeorológicos que provocan lluvias e inundaciones (Harvey, 2007).

En este sentido, se debe considerar que el umbral geomórfico natural de la Cuenca de Motozintla se ha rebasado. Es decir, que la respuesta del sistema, no ha sido proporcional a la magnitud de la fuerza del evento; por tanto, las afectaciones pueden o no ser reversibles, esto dependerá de la sensibilidad y la relación de la frecuencia con la intensidad del fenómeno.

No debe perderse de vista, que el tiempo de recuperación es una propiedad fundamental de los sistemas geomórficos, ya que afecta el ritmo de estabilización; éste reacciona ante fuerzas externas como el clima, la tectónica o factores humanos inducidos (Huggett, 2011).

V.1 Tipología de la planicie aluvial

La planicie aluvial de la región de Motozintla, forma parte de la cuenca Grijalva-Usumacinta, perteneciente a la región hidrológica Frontera Sur (Carabias *et al.*, 2005; CONAGUA, 2007). Tomando en consideración los criterios de Trenhaile (2007), la planicie aluvial corresponde a la etapa deposicional del río Xelajú Grande, siendo el lugar donde se depositan los sedimentos que por excavación de sus afluentes, han sido removidos y transportados por las corrientes fluviales.

En la planicie de Motozintla, se observa que los detritos ya han tenido una clasificación por efecto del transporte, predominando la acreción vertical, que consiste en la sedimentación y crecimiento por deposición de partículas una sobre otra (Gutiérrez-Elorza, 2008). Por otra parte, retomando las ideas de Allen (1970), también se observa una acreción lateral, que ha sido el resultado de la migración de los canales a través de la planicie o bien por el depósito de sedimentos en eventos extraordinarios de inundación, como las ocurridas en 1998 y 2005, evidenciándose por las terrazas situadas a diferentes niveles altitudinales.

Otros factores que controlan la morfología y sedimentación en la planicie son: a) el caudal de la corriente; b) velocidad y fricción en el fondo del cauce por el desplazamiento del agua y arrastre de sedimentos; c) tipos de sedimentos que transporta la corriente; d) pendiente del *Thalweg*; y e) pendiente de las laderas adyacentes (Gutiérrez-Elorza, 2008). Todos estos factores se reflejan en la propia planicie y en los indicadores geomórficos que se desarrollan en la cuenca de Motozintla.

Según Fookes *op cit.*, el desarrollo de la planicie, bajo condiciones climáticas como las que se presentan en la zona de estudio (templado húmedo con abundantes lluvias en verano y precipitación total anual de 1000 a más de 3000 mm), varía de unos milímetros a varios centímetros por año. Sin embargo, este rango puede ser modificado debido a inundaciones repentinas (*flash floods*) o generación de flujos de escombros; fenómenos que ocurren con frecuencia en las vertientes del río Xelajú Grande, Mina, Allende y Chimalapa.

De acuerdo con la interpretación fotogeológica, las observaciones en campo y apoyado en la clasificación de Nanson y Croke (1992), cada cauce y los principales afluentes de la cuenca de Motozintla, se clasificaron en diferentes tipos de planicie aluvial. De igual modo, éstas se jerarquizaron tomando como fundamento el análisis de los procesos superficiales y su propio desarrollo (Tabla 11).

Tabla 11. Clasificación de las planicies aluviales de la cuenca de Motozintla, Chiapas.

TIPO	CARACTERÍSTICAS	UBICACIÓN DE PLANICIES
Clase "A" Alta Energía	Planicies no cohesivas, erosionan en respuesta a eventos extremos. Se localizan en las cabeceras fluviales con pendiente fuerte, en valles confinados.	<p>*ARXG-(1A) De 2380 a 1580 msnm con longitud de 4200 m.</p> <p>* ARXG-(2A) De 2100 a 1540 msnm con longitud de 5500 m.</p> <p>* ARXG-(3A) De 1960 a 1500 msnm con longitud de 2500 m.</p> <p>* ARM-A De 1500 a 1360 msnm con longitud de 3200 m.</p> <p>*Río Mina De 2120 a 1380 msnm con longitud de 2450 m.</p> <p>*ARA-(1A) De 2140 a 1580 msnm con longitud de 1900 m.</p> <p>*ARA-(2A) De 2200 a 1580 msnm con longitud de 2300 m.</p>
Clase "B" Media Energía	Planicies no cohesivas en equilibrio relativo, formadas por corrientes moderadamente erosivas.	<p>* ARXG-(1B) De 1580 a 1360 msnm con longitud de 2000 m.</p> <p>* ARXG-(2B) De 1440 a 1360 msnm con longitud de 5500 m.</p> <p>* ARXG-(3B) De 1500 a 1360 msnm con longitud de 5500 m.</p> <p>*Río Mina De 1360 a 1280 msnm con longitud de 1950 m de longitud.</p> <p>* ARA-(1B) De 1580 a 1400 msnm con longitud de 1960 m de longitud.</p> <p>* Río Allende De 1620 a 1300 msnm con longitud de 2800 m.</p>
Clase "C" Baja Energía	Planicie con moderada cohesividad a cohesiva, formadas por flujos regulares, con estabilidad lateral, con presencia de una sola corriente o corrientes anastomosadas, con gradiente de pendiente de bajo grado.	<p>*Río Xelajú Grande De 1360 a 1020 msnm con longitud de 11000 m.</p>
<p>ARXG-Afluyente del Río Xelajú Grande ARA-Afluyente del Río Allende, ARM-Afluyente del Río Mina</p>		<p>Elaborada con base en los criterios de Miall, 2006.</p>

En la Figura 28, se muestran las características geomórficas de las llanuras aluviales que se han desarrollado en varios niveles topográficos de la cuenca. Además, se observa su relación con los diferentes grados de pendiente para los tres ríos principales: Allende, Mina y Xelajú Grande, que confluyen en el área más baja de la cuenca (zona urbana). A continuación se describe cada una de las clases de planicie que se mencionan en la Tabla

11; teniendo en consideración que la clasificación se fundamenta en pendiente de las laderas adyacentes aunado a su posición altitudinal.

Clase "A" (*erosiva - alta energía*), correspondiente a las áreas topográficas más altas, donde se forman circos erosivos con barrancas profundas, valles en forma de "V" y pendientes mayores a 30°, con mayor energía de relieve y escaso material depositado. Las áreas aledañas a este tipo de planicie son: Pizarrín, Vicente Guerrero y Buenavista (ARXG-1A, 2A, 3A) para el río Xalajú Grande; Buenos Aires, Obregón y Chevolcán para el río Mina (ARM-1A) y Emiliano Zapata y Justo Sierra para el río Allende (ARA-1A, 2A).

Clase "B" (*erosiva-deposicional - energía media*), estas planicies tienen estabilidad relativa y pendiente moderada, entre 15° y 30°, donde los sedimentos pueden depositarse por tiempos cortos, siendo removidos a zonas más bajas de la cuenca. Las áreas que se localizan cerca de este tipo de planicies son: Tenan, Xelajú y Campanas para el río Xalajú Grande (ARXG 1B, 2B, 3B), el río Mina y el río Allende. En estos dos últimos ejemplos, el proceso de remoción de los sedimentos se ha visto modificado, debido a la existencia de numerosos asentamientos humanos sobre dichos materiales. Sin embargo, cuando se presentan fenómenos hidrometeorológicos con precipitaciones extraordinarias, estos sedimentos son removidos, causando daños a los habitantes de estas áreas; como es el caso de los barrios Francisco Sarabia, Tejería y Canoas.

Clase "C" (*acumulativa - baja energía*), con pendiente suave menor a 15°, incluye los ríos que desarrollan importante acumulación de aluvión. En esta etapa, los sedimentos se depositan por largos periodos de tiempo, llegando a ser permanentes.

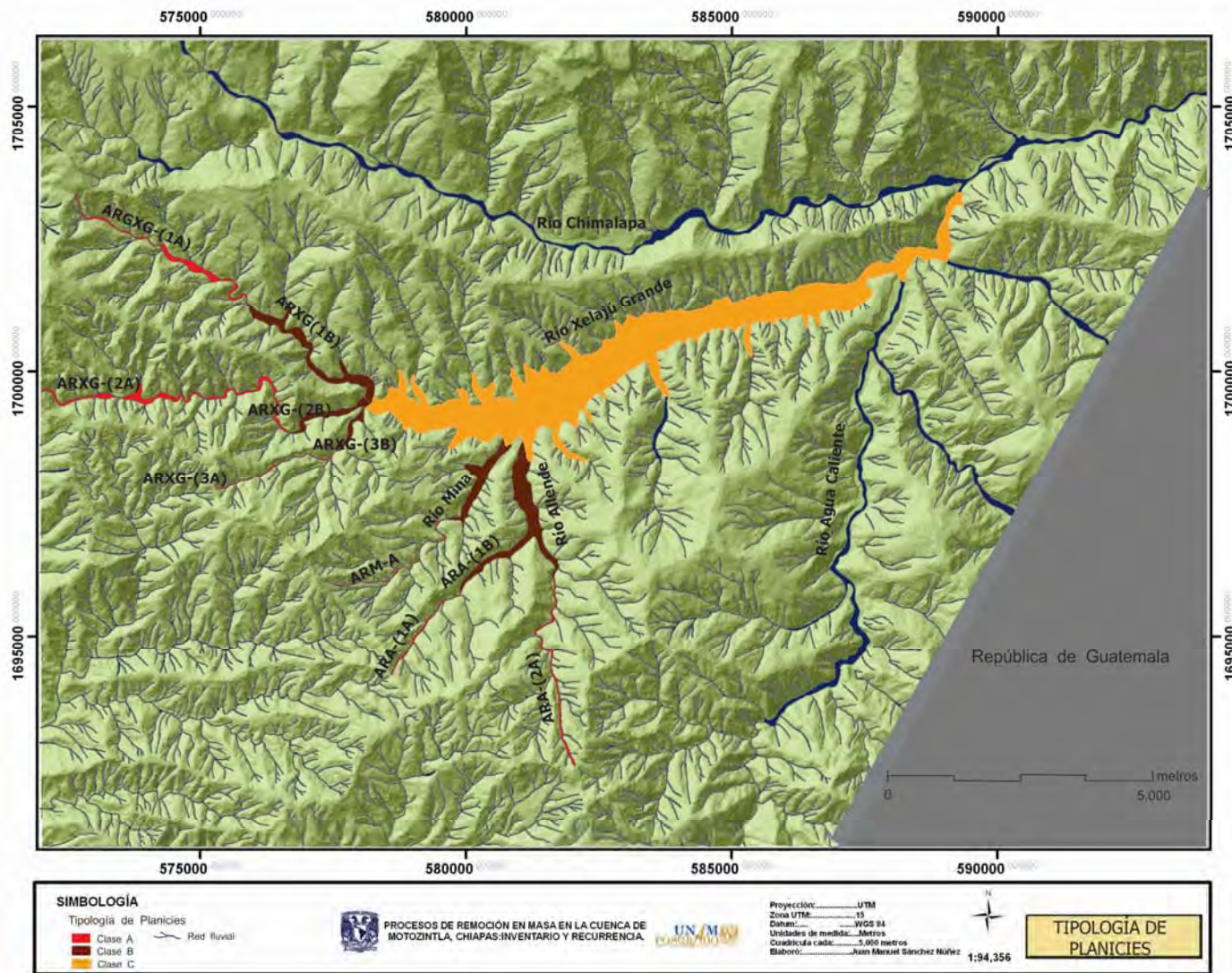


Figura 28. Tipología de las diferentes “Clases” de planicie para la cuenca de Motozintla: “A”, “B” y “C”; erosiva, deposicional y acumulativa respectivamente.

La Clase "C", comprende las planicies que presentan ríos con meandros, que reflejan el estilo de sedimentación; también se manifiesta el control deposicional por el tectonismo, condiciones climáticas, cambio del nivel base de erosión, geología, vegetación y los efectos de interferencia humana. Considerando los factores anteriores, la planicie aluvial clase "C", es considerada como un buen indicador geomórfico de la evolución de la planicie, ya que muestra una evolución incongruente respecto al desarrollo del río. Otros indicadores geomórficos bien desarrollados en la planicie son los abanicos aluviales y terrazas fluviales. Por constituir la zona con mayor cantidad de sedimentos de casi todos los afluentes de la cuenca, la planicie aluvial del río Xelajú Grande constituye un elemento de alto peligro para la población que se asienta sobre los depósitos.

Como clase "C" destaca la planicie aluvial del río Xelajú Grande, la que posee una orientación aproximada E-W y una longitud de 10 km. En la zona urbana, se extiende desde el poblado Xelajú Grande al oeste, hasta Mazapa de Madero en el extremo este; mostrando un ancho de 120 m en promedio.

V.2 Descripción de los depósitos

Como resultado de la interpretación de los registros sedimentarios en la región de Motozintla, se puede establecer que los grandes abanicos aluviales y las extensas terrazas han evolucionado a través de secuencias acumulativas, predominando las acreciones verticales. Es decir, las que son resultado de grandes cambios provocados por eventos tectónicos y variaciones climáticas significativas.

El área de Motozintla presenta la configuración topográfica idónea para originar abanicos y terrazas, ya que se localiza en un margen estructural de bloques levantados, limitados por fallas con un claro desplazamiento, provocando fuertes pendientes y grandes escarpes.

En esta investigación, se identificaron varios niveles de terrazas y se diferenciaron cincuenta y cinco abanicos aluviales, algunos de éstos interdigitándose para formar trece rampas proluviales (Figura 29).

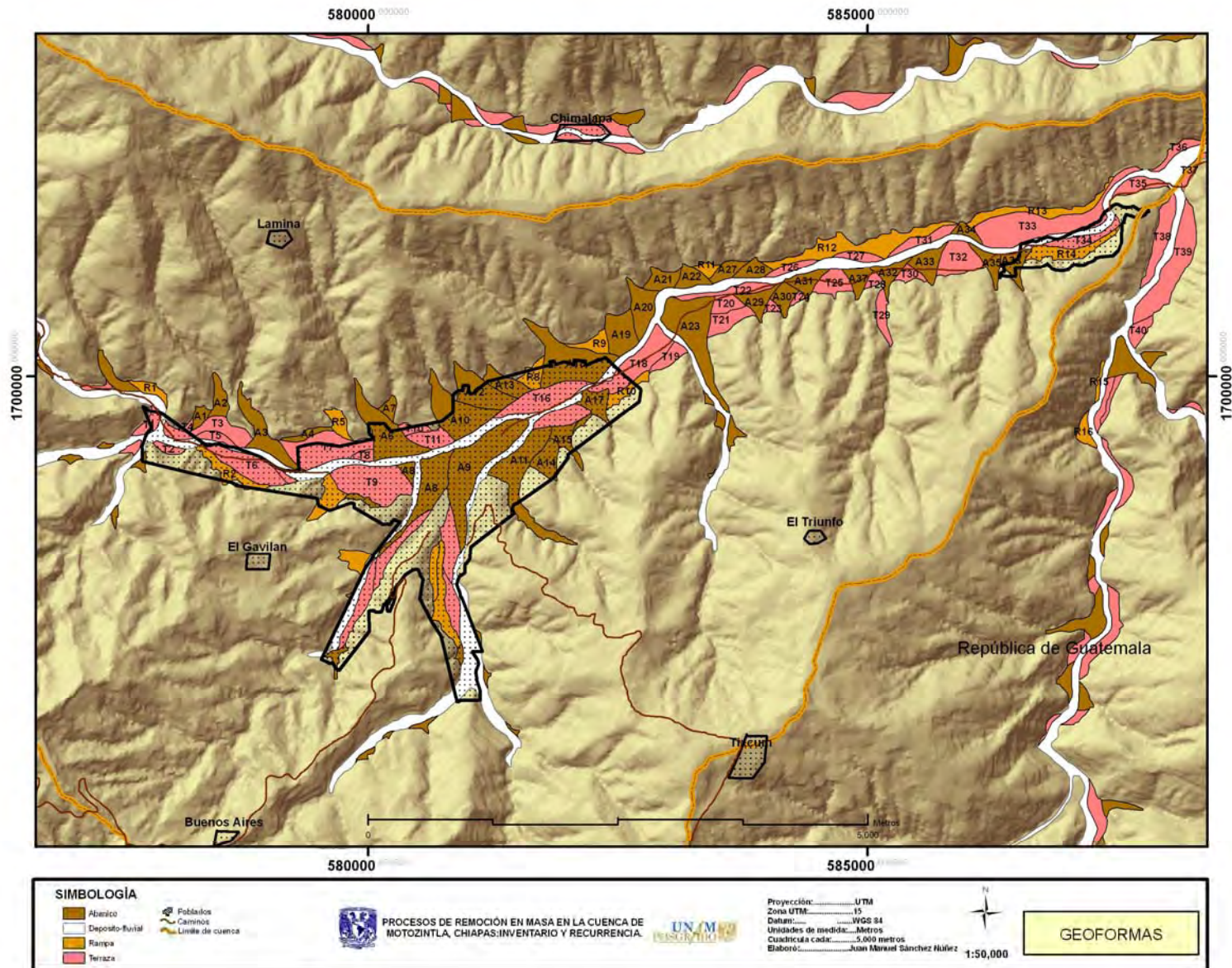


Figura 29. Caracterización de las geformas en la planicie aluvial del río Xelajú Grande, cuenca de Motozintla, Chiapas.

En la llanura aluvial, se observa que la mayor parte de los abanicos tienen una orientación perpendicular al cauce del río Xelajú Grande, esto debido a fracturas y fallas secundarias generadas por el sistema de fallamiento principal; mientras que las terrazas se distribuyen a todo lo largo de dicha llanura.

V.2.1 Abanicos aluviales

Considerando las características morfológicas mayores para los sistemas fluviales de abanicos (Blair y McPherson, 1994), se identifican los siguientes rasgos: cuenca de drenaje, circos erosivos, canales alimentadores, ápice de abanico, canal de incisión y lóbulo activo de depósito. Este último rasgo, tiene una amplitud cercana a 180° en los abanicos mayores y de 15° a 90° en los abanicos más pequeños. La mayoría de los abanicos de la planicie del río Xelajú Grande caen en este segundo rango.

Otros criterios geomorfológicos y características genéticas propuestas por Torres y Zapata (1987), se utilizaron para caracterizar los abanicos aluviales de la planicie de Motozintla, por tanto, éstos se pueden dividir en tres zonas o facies:

1) *Cabecera* (facies proximal). Localizada cerca del ápice, representa el punto más alto del abanico, su extensión en área es reducida y su granulometría es por lo regular gruesa y heterométrica. La elevación promedio donde se localizan las cabeceras de los abanicos del margen norte del río Xelajú Grande, oscila entre 1340 y 1380 m, mientras que en el margen sur, varía de 1360 a 1400 m (Figura 30 A y B).

2) *Cuerpo* (facies media). Situado entre el ápice y la parte baja del abanico, su extensión es poco mayor que la zona de cabecera con granulometría heterométrica que varía de media a gruesa. Una característica importante es que esta zona se presenta inmediatamente en el cambio de pendiente del área de montaña y la planicie, lo que evidencia que no existe una zona bien desarrollada de *piedemonte*, además de presentar cortes verticales por actividad tectónica que rompen con su continuidad morfológica y su desarrollo.

3) *Pie* (facies distal), es la parte más alejada del abanico, predomina la granulometría que varía de media-fina a fina; además de presentar el efecto de coalescencia con otros abanicos (Figura 30-B). Cuando la facies distal presenta grandes extensiones con efecto coalescente se forman estructuras continuas de depósitos llamadas “rampas”.

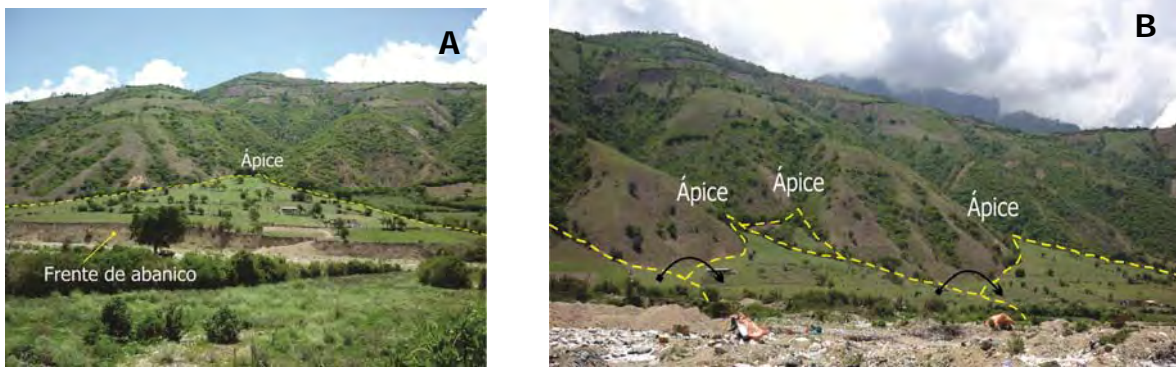


Figura 30. Vistas de Sur a Norte de diferentes abanicos aluviales sobre el río Xelajú Grande. A) abanico con morfología convexa, ápice y cuerpo principal. Resalta el frente con escarpe vertical y ausencia de la facies distal. B) panorámica de cuatro abanicos aluviales con efecto de coalescencia en la facies media y distal. Las flechas indican el nivel altitudinal relativo de cada abanico.

Por sus dimensiones, los abanicos aluviales de la planicie del río Xelajú Grande se pueden clasificar como de escala pequeña, comparados con los mega abanicos de más de 60 km de longitud, como el abanico de Carballeda, Venezuela, o los abanicos aluviales terciarios de la provincia de Huesca, España (Luzón, 1999).

Los abanicos de la cuenca de Motozintla con grandes dimensiones son: A9, A8 y A11 (Figura 29, Tabla 12), éstos se localizan al sur, formando los ríos Mina y Allende. Además de ser los mayores, constituyen los de mayor importancia, debido a que los dos primeros conforman el basamento donde habita la mayor parte de la población de Motozintla, incluyendo el centro de la ciudad y principales colonias adyacentes (Figura 31). Otros abanicos importantes son los clasificados como A3, A6, A10 y A12; localizados en el margen norte del río Xelajú Grande. Los dos últimos son las áreas donde se construyeron las unidades habitacionales denominadas “Nuevo Milenio”, que albergan a las personas damnificadas por los desastres de 1998 y 2005.



Figura 31. Vista aérea de la ciudad de Motozintla, Chiapas. Se observa el complejo urbano y ubicación de las casas habitación sobre abanicos aluviales antiguos. Nótese el crecimiento poblacional sobre las estructuras fluviales y el avance descontrolado de la mancha urbana hacia zonas altas de las laderas y sobre las planicies aluviales.

Como se observa en la Figura 31, la morfología de los depósitos está bien definida y los tres elementos genético-morfológicos están bien desarrollados. Igualmente, se observa la falta de planeación territorial, ya que la traza urbana se ha desarrollado en estas estructuras, haciéndolas vulnerables a depósitos de materiales futuros.

La mayoría de los abanicos aluviales localizados en la planicie, se encuentran cortados en su porción distal y en ocasiones están afectados en la parte media, quedando expuesta la facies proximal o intermedia (Figura 32).

Teniendo como referencia los criterios de Blair y Mcpherson (1994) y Hooke (1967) aunado a las observaciones en los cortes verticales de hasta 15 metros de espesor en los frentes de los abanicos, se corrobora que los depósitos que constituyen los abanicos aluviales son en su mayoría, depósitos de flujos de escombros (*debris flows*) y de canal, con las siguientes características: a) están constituidos por materiales de grano grueso y pobremente clasificados; b) existe una corta distancia de la fuente de aporte, c) se trata

de estructuras asociadas a alto relieve; y d) se infiere una pérdida rápida de capacidad de carga de la corriente.



Figura 32. A) Morfología de un abanico aluvial, donde se observa la microcuenca con un circo de erosión activo, la cabecera con su ápice, cuerpo y casas habitación sobre los depósitos siguiendo la morfología del abanico; B) Frente de abanico truncado por efecto del fallamiento e incisión de la corriente; y C) Sección longitudinal de un abanico aluvial truncado, que permite observar la forma cóncava de la estructura. En segundo plano, se observa la zona de montaña que constituye la fuente de detritos. Las tres imágenes están tomadas de sur a norte y corresponden a estructuras localizadas en el margen norte del río Xelajú Grande.

El rasgo más característico de la cuenca de Motozintla, es que los abanicos aluviales están desarrollados en la parte marginal de un bloque afallado, con un desplazamiento vertical significativo, de al menos 30 m de escarpe de falla visible. Este rasgo, evidencia que se trata de un paisaje controlado por fallas tectónicas, que según March (1992) generan abundantes fracturas y fallas, propiciando una mayor área de exposición a los agentes meteóricos y desarrollando una red de drenaje más denso (Figura 28).

V.2.2 Terrazas fluviales

Las terrazas presentes en la planicie de Motozintla son estructuras planas formadas por un escarpe y un relleno que rompe la continuidad de la pendiente (Figura 33). En general, tienen una inclinación negativa (de 2° a 5°) que se suaviza en dirección de la corriente, aunque en frecuentes ocasiones, éstas presentan perturbación tectónica que modifica esta condición. A lo largo de la llanura aluvial, todas las terrazas están cortadas, por lo que es difícil seguir un trazo continuo; las terrazas forman parte de planicies de inundación abandonadas que se encuentran aproximadamente a 25 metros por encima del nivel máximo del actual cauce del río.

La formación de terrazas en la planicie aluvial, es indicio de un cambio en el equilibrio de la corriente e interrupción del ciclo erosivo el cual puede suspenderse por tres razones: 1) cambio en el nivel base de erosión; 2) levantamiento tectónico; y 3) cambio climático. Estos tres factores son relevantes para Motozintla, debido a que la actividad tectónica ha motivado un aumento en el gradiente de las corrientes, provocando una incisión en los depósitos de la planicie. De igual forma, el cambio climático y los procesos hidrometeorológicos asociados han ocasionado que a través de la relación de carga y velocidad de la corriente se presenten etapas de depósito y erosión.

En la planicie del río Xelajú Grande se pueden diferenciar dos tipos de terrazas, las erosivas o destructivas y las de acumulación o constructivas. Se puede decir que la etapa agradacional existe en la planicie de Motozintla, debido a que se ha rebasado el umbral de capacidad de carga de las corrientes. De igual forma, otros factores como la energía del relieve, carga de la corriente y el calibre de los sedimentos han influido en la conformación de los depósitos (Easterbrook, 1993).

Las terrazas registradas en la zona de estudio, están separadas por superficies de erosión, desarrolladas por nuevos eventos de aluvionamiento (Starkel, 2003). Por esta razón, se constituyen como un excelente marcador geomórfico, aunque se tiene el problema de su preservación, causado principalmente por las variaciones en los depósitos cuando éstos son fragmentados por los materiales emplazados transversalmente formando los abanicos

aluviales. El problema de la destrucción y fragmentación de las terrazas, se presenta sobre todo en las terrazas más antiguas, que tienen mayor disectación y en muchas ocasiones llegan a desaparecer por actividad erosiva; perdiéndose la secuencia total. Por lo anterior, fue importante establecer la edad del marcador geomórfico para conocer los rangos de deformación.

Tanto las terrazas como los abanicos aluviales, están controlados por las variaciones climáticas y tectónicas, predominando las facies propiamente fluviales (Valenti y Peña, 2006), donde los marcadores geomórficos como el caso de avulsión de los canales del río y agradación de la planicie aluvial se vuelven procesos autorecurrentes.

En la planicie de Motozintla, se observa que al aumentar el ancho del cauce, al reducirse la velocidad de la corriente y su capacidad de carga, se incrementa significativamente la depositación de sedimentos. Por esta razón, las terrazas formadas disminuyen su pendiente, adquiriendo una forma cóncava aguas abajo en dirección de la corriente (Burbank y Anderson, 2004).

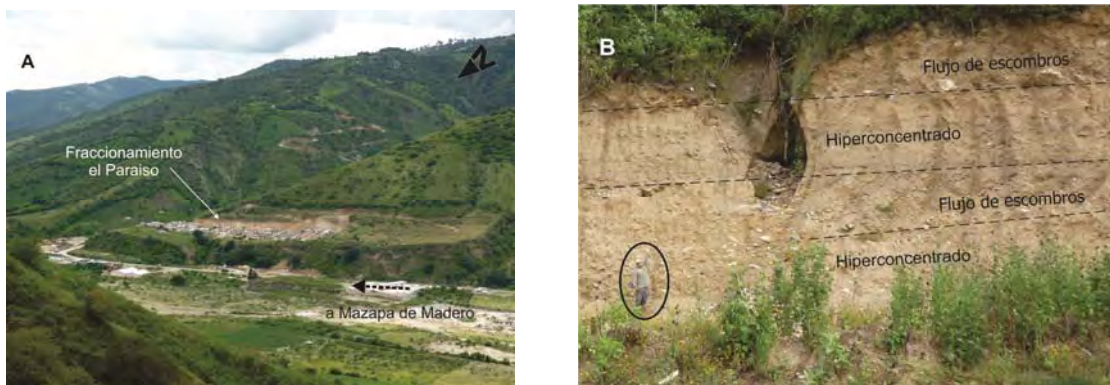


Figura 33. Flanco sur del río Xelajú Grande. A) Terraza antigua de grandes dimensiones, fragmentada por la desembocadura de corrientes fluviales perpendiculares a ésta. Sobre la terraza se estableció el fraccionamiento “El Paraiso”. B) Terraza con un desnivel de 20 m respecto al actual nivel base de erosión del río Xelajú Grande. Presenta alternancia de depósitos de flujos de escombros con hiperconcentrados.

Al incidir la corriente del río sobre el aluvión, con variaciones de un lado a otro de la planicie, ésta genera terrazas impares, en las cuales no es posible establecer una correlación directa entre las terrazas en ambos márgenes del río, lo que dificultó su

interpretación y reconstrucción. Otra interpretación de esta situación, es que se debe a la participación de la falla activa que constituye la traza del río Xelajú Grande. Este tipo de configuración de terrazas individuales puede ser utilizada como marcador geomórfico de deformación tectónica mediante fechamientos radiométricos. Al igual que los abanicos, las terrazas fluviales se localizan en un paisaje controlado por tectonismo, presentando fallas y fracturas con escarpes de falla visibles hasta de 20 m (Figura 32).

Debido a la morfología actual de las terrazas y su estado de conservación, se puede interpretar que la cuenca de Motozintla ha experimentado varios procesos tectónicos y climáticos que han modificado la altura del canal, abandonando el nivel de la llanura de inundación y originando excavación y agradación. Estas variaciones han dejado un registro a lo largo del tiempo.

Como puntos relevantes de las características geomórficas de la planicie de Motozintla, se puede mencionar que el desequilibrio del sistema se debe tanto a factores extrínsecos (intemperismo, erosión, precipitación pluvial, incendios forestales, deforestación, construcción de caminos, actividades agrícolas y pastoreo) como intrínsecos (movimiento de placas tectónicas, fallamiento, fracturamiento, eventos sísmicos, volcanismo). Las causas de tal inestabilidad se deben a que el sistema se desarrolla en el umbral de los regímenes erosional y deposicional; donde la topografía propicia ambientes de alta energía, debido a que en la cuenca prevalece un ambiente tectónico de levantamiento rápido y/o incisión fluvial rápida. Igualmente, las condiciones climáticas hacen propensa a la región a sufrir lluvias convectivas de alta intensidad, que llegan a convertirse en tormentas tropicales o huracanes.

Cuando estos factores se combinan, el resultado sobre la cuenca, es una producción elevada de sedimentos que son transportados hacia los diferentes tipos de planicie y finalmente se ven reflejados en la planicie de depósito tipo "C".

La planicie aluvial de Motozintla está flanqueada por marcadores geomórficos, terrazas y abanicos aluviales, que señalan el grado de incisión del río, cambios climáticos presentados en diferente tiempo, la actividad tectónica y los posibles sismos asociados por

la movilidad continua de la Falla Polochic. Por tanto, las terrazas y abanicos son en sí mismos marcadores de tiempo, que señalan la formación de dicha estructura, el movimiento de masas de materiales o bien el cambio en los regímenes pluviales (Burbank y Anderson, 2004). Con las dataciones radiométricas de los paleosuelos localizados y muestreados en ambos tipos de depósitos, se estimaron los tiempos de formación y acreción de estos depósitos.

Las terrazas de la planicie aluvial de Motozintla se pueden clasificar como "terrazas cíclicas" debido a que presentan características de aluvionamiento e incisión en diferentes etapas a causa de la tectónica activa del sistema Polochic-Motagua como precursor de estas estructuras.

Otra forma de clasificar las terrazas de la cuenca de Motozintla son las terrazas llamadas "apareadas" y "no apareadas". Las primeras se caracterizan por presentar de forma homóloga, los mismos niveles en ambas márgenes del cauce del río, en este caso, el río Xelajú Grande. Las segundas son totalmente asimétricas, debido a que no existe correspondencia entre las terrazas de un margen y otro del cauce del río; pues se observa que en el margen sur, se presentan escarpes de terrazas de hasta 20 m de espesor y las más jóvenes, presentan espesores de ± 2.5 m (Figura 34). Por otra parte, en el margen norte, solo se presentan de manera segmentada las terrazas de 1998 y 2005, pero no existe evidencia de las terrazas antiguas; más bien, se presentan abundantes depósitos que forman enormes abanicos aluviales.

La sección transversal mostrada en la Figura 34, se construyó a partir del mapa geológico, el mapa de inventario de los Procesos de Remoción en Masa, la base topográfica y el mapa de caracterización de los depósitos de la planicie aluvial que aparece en la Figura 29. Aunque en esta sección la terraza generada por el evento de 1998 no aflora, ésta aparece con frecuencia a lo largo de la planicie del río Xelajú Grande; por lo que se ejemplifica su presencia.

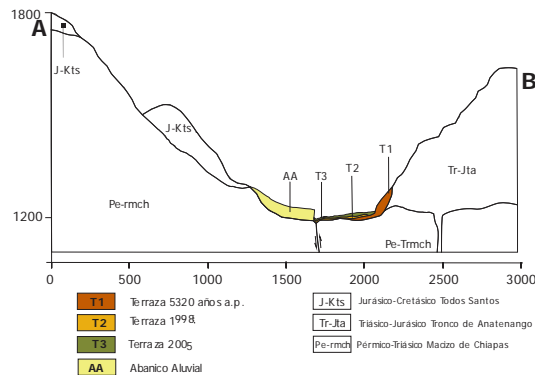


Figura 34. Sección transversal A-B del río Xelajú Grande, se muestran las terrazas formadas recientemente (1998 y 2005) sobre la planicie aluvial así como una terraza antigua no apareada de 5,320 años antes del presente.

Haciendo una comparación con las observaciones realizadas por Calvo *et al.* (1998) en la región de Henares, España, la región de Motozintla presenta una morfología antigua, desarrollada bajo condiciones similares; mostrando superficies de erosión en forma de relieves residuales, separando los diferentes eventos de depósito entre las terrazas.

Tomando como referencia la energía de posición de las diferentes terrazas en los afluentes principales del río Xelajú Grande, se pueden identificar: las *terrazas erosivas*, que se localizan en las planicies tipo "A". Es decir, en el curso alto del río donde predomina la excavación o sobreexcavación, por tener un exceso de energía de posición. Las *terrazas climáticas* cuya variable primordial es la precipitación pluvial en la superficie de la cuenca, éstas se desarrollan en un nivel energético medio de los ríos (planicies tipo "B"). Finalmente, se tienen las *terrazas acumulativas*, localizadas en el curso bajo del río, planicies tipo "C", cuyo nivel energético es bajo; por esta razón son las terrazas más desarrolladas.

La clasificación anterior se ve matizada por factores como la reactivación del relieve por tectonismo, que induce un incremento en la energía de posición. Cuando este factor es el dominante, se puede hablar de "*terrazas tectónicas*", pues obedecen a modificaciones a escala regional, llegando incluso a controlar y modificar los patrones del drenaje fluvial.

Los registros de la formación de las terrazas de 1998 y 2005, indican que tuvieron un impacto catastrófico, lo que permite inferir que las terrazas antiguas tuvieron este mismo origen, aunque quizá por las edades obtenidas en los paleosuelos datados, no hubo afectaciones a pobladores pero con toda seguridad si hubo daño a los ecosistemas naturales.

Un análisis integral de la cuenca de Motozintla, indica que los procesos que generaron los depósitos en la planicie, se pueden dividir en dos tipos: 1) Procesos primarios que se desarrollan al interior de la cuenca, destacando las caídas de materiales, deslizamientos, avalanchas y flujos de escombros, detonados por sismos, precipitaciones extraordinarias o intervención humana; éstos contribuyen de manera significativa a la construcción de los abanicos y terrazas; y 2) Procesos secundarios que se identifican como los agentes que removilizan o modifican los depósitos previos, éstos participan activamente en la degradación de las estructuras geomórficas previamente emplazadas.

Tabla 12. Características geométricas de las geoformas en la planicie aluvial de la cuenca de Motozintla.

				Terrazas				Rampas			
Clave	Longitud máxima (m)	Ancho máximo (m)	Área (m ²)	Clave	Longitud máxima (m)	Ancho máximo (m)	Área (m ²)	Clave	Longitud máxima (m)	Ancho máximo (m)	Área (m ²)
A1	185.07	300.28	27856.29	T1	379.05	124.88	38695.34	R1	412.32	120.9	35489.76
A2	452.64	182.22	52198.77	T2	315.32	86.4	22429.56	R2	792.43	182.28	75031.27
A3	808.1	651.24	129927.08	T3	883.07	164.62	112802.14	R3	439.41	266.85	72484.80
A4	91.22	521.82	27220.74	T4	137.54	53.74	8783.79	R4	289.88	242.69	47014.54
A5	75.97	337.86	17862.14	T5	368	91.57	30330.22	R5	322.27	262.95	41372.88
A6	928.42	613.54	198193.87	T6	1019.74	255.08	146276.20	R6	1070	163.87	89861.15
A7	221.68	203.98	25946.05	T7	920.31	273	203418.92	R7	551.7	85.86	38133.92
A8	1228.22	571.37	189841.23	T8	224.53	234.56	20949.25	R8	198.83	208	47653.92
A9	1106.97	822.24	330470.26	T9	839.11	303.46	232452.68	R9	357.55	196.14	46761.22
A10	771	549.5	200268.25	T10	308.47	113.06	25678.44	R10	513.14	129.66	41957.91
A11	1123.34	779.65	237027.06	T11	425.21	182.3	63239.58	R11	214.35	144.29	24175.40
A12	686.16	462.93	148640.33	T12	955.77	95.93	75264.00	R12	1923.44	206.23	222228.32
A13	458.33	303.68	70854.57	T13	986.17	111.89	76159.27	R13	1339.41	98.76	105907.86
A14	336.8	357.66	71250.10	T14	761.23	155.77	87517.80	R14	901.6	161	90785.93
A15	514.87	312.9	56735.21	T15	735.87	145.58	57958.60	R15	424.47	48.5	14780.41
A16	75.8	232.54	9837.15	T16	1032.55	232.36	154187.70	R16	337.28	139.36	34296.35
A17	460.03	334.63	63770.47	T17	543.74	185	81054.06				
A18	959.47	830.6	265192.87	T18	881.24	224.26	176355.17				
A19	453	373.38	114905.49	T19	419	151.59	44331.05				
A20	500	531.23	104228.09	T20	295.18	192.3	46675.09				
A21	259.78	391.55	58353.49	T21	451.58	139.26	71091.18				
A22	254.16	365.15	53095.51	T22	946.13	116.98	63634.56				
A23	1283.98	602.6	264156.50	T23	116.98	80.52	14097.34				
A24	61.69	165.78	6624.90	T24	185.93	93.69	10678.53				
A25	140.15	207.21	13637.85	T25	349.64	215.65	72723.69				
A26	181.94	303.28	26418.57	T26	543.84	86.36	34208.49				
A27	193.11	321.24	45182.78	T27	467.1	103.03	35005.48				
A28	212.33	390.57	47683.99	T28	155.97	128.55	19487.22				
A29	310.93	441.92	59412.59	T29	574.2	101.91	48028.05				
A30	319.4	283.25	51498.47	T30	266.97	153.45	31416.05				
A31	291	263.36	48289.12	T31	714.5	110.47	55523.84				
A32	379.22	393.78	50889.87	T32	417.34	315.4	119893.77				
A33	358.39	409.34	73807.52	T33	1277	290	327661.72				
A34	158.36	275.32	26341.87	T34	748.73	118.72	64276.51				
A35	399	254.07	50421.67	T35	529	146.36	58733.63				
A36	407.81	318.39	59278.84	T36	644.96	91.1	43191.87				
A37	309.88	440.50	58042.62	T37	758.2	124.29	60921.98				
				T38	957.5	141.88	110019.33				
				T39	1270	197.04	241658.21				
				T40	373.75	163.87	41072.66				

NOTAS:

- La longitud máxima en los abanicos, es la distancia desde el ápice hasta el límite del frente de la estructura, el ancho máximo es la medida perpendicular a la longitud hasta el frente del abanico.
- En terrazas y rampas, la longitud máxima es la medida en la extensión mayor de la estructura y el ancho máximo es la medida perpendicular a la longitud, en la sección de mayor anchura.

V.2.3 Relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas

En esta sección se describen las características de cada depósito en la planicie aluvial, a través de secciones estratigráficas que muestran las relaciones entre los diferentes eventos deposicionales y los paleosuelos que fueron utilizados como marcadores cronológicos (horizontes índice). Para una mejor descripción y entendimiento de los procesos de aluvionamiento y erosión que se verificaron en la llanura aluvial, se describen por separado los depósitos que conforman abanicos aluviales y los que forman terrazas.

A continuación se presenta la descripción de la sección estratigráfica compuesta de los abanicos aluviales considerando edades radiométricas. Esta sección se elaboró con 53 columnas estratigráficas levantadas en los diferentes depósitos de la planicie aluvial y 21 fechamientos (Tabla 13). La mayoría de las edades fueron obtenidas de paleosuelos con diferentes grados evolutivos que ayudaron a comprender la secuencia deposicional de cada sección y su posible correlación.

Se estudiaron los afloramientos de 34 abanicos aluviales que presentaban depósitos extensos, aunque solo en 16 de estos se identificaron paleosuelos y diferentes niveles estratigráficos. De esta forma se definieron al menos 17 depósitos, que se describen en función de la columna estratigráfica donde se localizan, tomando en consideración que dichos depósitos están separados por paleosuelos, fechados entre $25,705 \pm 835/755$ y 165 ± 60 años Antes del Presente (AP).

En algunas secciones se identificó la caída de ceniza de la erupción de 1902 del volcán Santa María de Guatemala. Esta ceniza se localizó en la parte superior de 10 abanicos; presentando los mayores espesores (± 5 cm) en las secciones M-23, M-26 y M-64. A continuación se describen los depósitos del más antiguo al más reciente, así como su distribución espacial en la cuenca (Figura 35).

Teniendo como referencia los criterios de Burbank & Anderson (2004), los abanicos aluviales y las terrazas fueron utilizados como marcadores geomórficos, caracterizando las diferentes etapas de depósito para su reconstrucción y determinación de las edades.

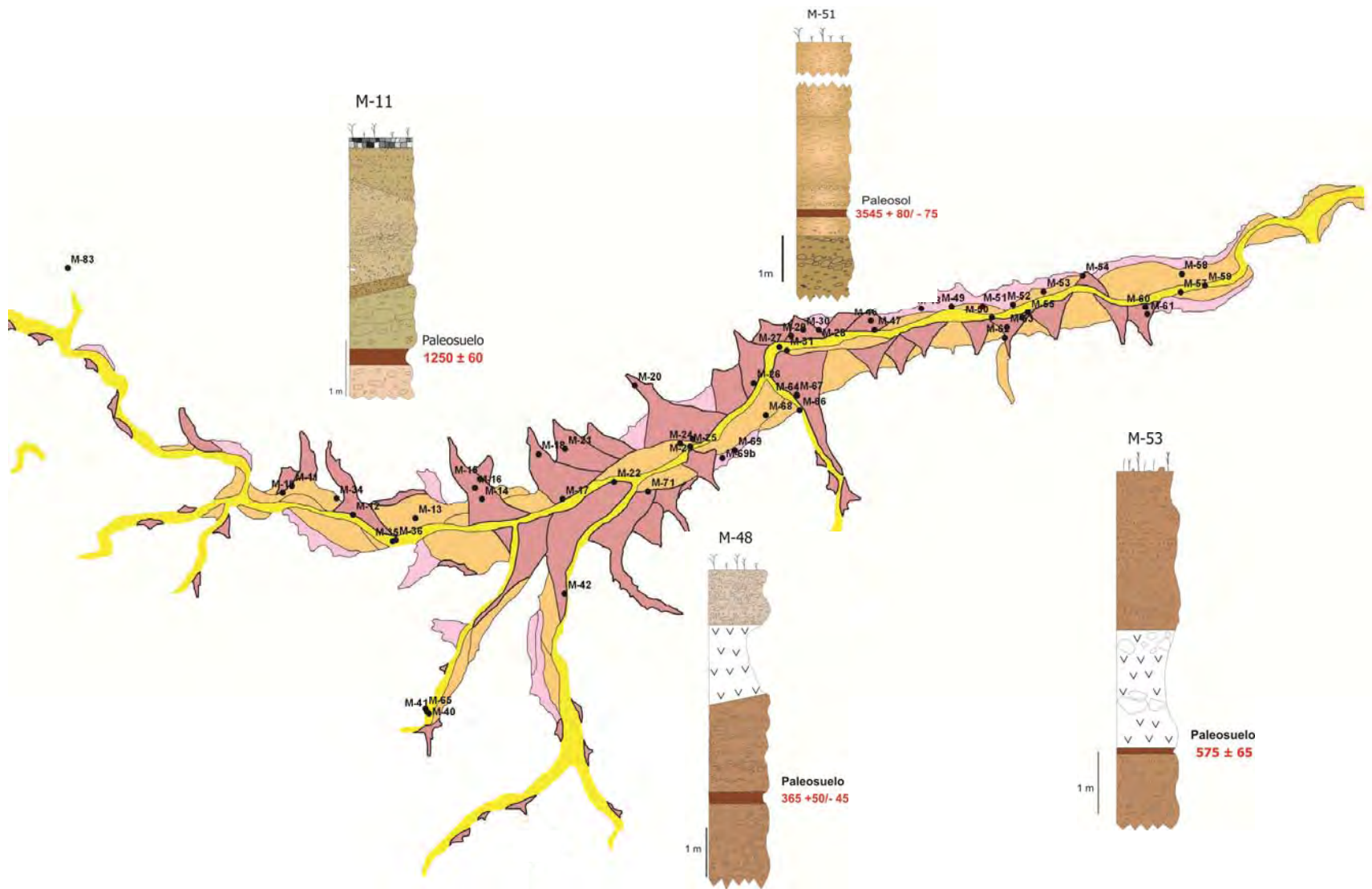


Figura 35. Ubicación de puntos de levantamiento de columnas estratigráficas y muestreo en la planicie del río Xelajú Grande, Motozintla, Chiapas.

Los catorce depósitos descritos tienen características muy similares, son masivos, heterolitológicos, compuestos por clastos subredondeados a subangulosos soportados por una escasa matriz ($\leq 25\%$) de arena media a fina. Estos depósitos tienen contactos erosivos con los depósitos supra o infrayacentes y en ocasiones presentan incipiente gradación interna. Se interpretó que estos depósitos fueron sedimentados a partir flujos repentinos “flash floods” de agua cargados de detritos. En estos flujos, la concentración de sedimentos con respecto al agua varió, desde flujos hiperconcentrados (depósitos con granulometría más homogénea de tipo bimodal) a flujos de escombros (depósitos con granulometría más heterogénea y una clasificación bimodal muy marcada).

Cronología de los depósitos en abanicos aluviales.

Depósito de Flujo de Escombros 1 (DFE-1).

Aflora en la sección M-66 (Figura 35). Es un depósito de flujo de escombros (*debris flow*) color café oscuro, heterolitológico, masivo, poco compacto, con espesor variable (± 1.8 m), con clastos subangulosos a subredondeados de hasta 25 cm de longitud, soportados por una matriz de arena media a gruesa (20-30%). Subyaciendo a este depósito, se presenta un paleosuelo color café oscuro de 80 cm de espesor, compuesto principalmente por partículas del tamaño de las arenas finas y limo, fechado en 25,705 \pm 835/-755 años Antes del Presente (AP). Este paleosuelo representa la edad máxima del DFE-1. Subyaciendo se tiene un depósito de flujo de escombros color café oscuro, heterolitológico, masivo y compacto, con espesor mínimo de 8 m, con clastos angulosos de hasta 35 cm de longitud, muchos de ellos presentan estructuras en rompecabezas. En su base, se presenta un depósito de avalancha color gris claro, masivo y muy compacto, heterolitológico y de varios metros de espesor (± 7 m), presenta estructuras en rompecabezas de dimensiones métricas.

Depósito de Flujos Hiperconcentrados 2 (DFH-2).

El depósito aparece en la sección M-60 (Figura 35), está formado por una serie de capas de asociadas a depósitos de flujos hiperconcentrados de 1.8 m de espesor total, que se caracterizan por presentar un color amarillo ocre, muy compactos, heterolitológicos, mal seleccionados, con clastos subangulosos a subredondeados de hasta 4 cm de longitud,

soportados por una matriz del 50-60% de arena media a fina y posee orientación de clastos; este depósito aparece también en la sección M-64. Sobre los depósitos anteriores, en contacto erosivo, aflora un flujo de escombros color café oscuro, masivo, heterolitológico con matriz de 45% de arena media a fina, su espesor es de 8 a 10 m. Subyaciendo en contacto gradual al depósito DFE-3, se presenta un paleosuelo de 20 cm de espesor, color amarillo ocre, donde predominan partículas de limo y las arcilla; con una edad de $15,370 \pm 335/-325$ años AP. Subyaciendo al paleosuelo se tiene un depósito retrabajado del un flujo piroclástico masivo, color amarillo ocre de 40 cm de espesor, heterolitológico, con clastos de hasta 4 cm de longitud soportados en una matriz del 40 al 60% de ceniza fina.

Depósito de Flujo de Escombros 3 (DFE-3).

Este depósito aflora en la sección M-64 (Figura 35 y 36). Se trata de un depósito de flujo de escombros de color café claro, de 60 cm de espesor, heterolitológico, con clastos subangulosos a subredondeados, soportados en una matriz de arena media a fina en una proporción de 20 al 30%. Sobre el DFE-3, se localiza el Depósito de Caída de Ceniza (DCC-13) de 1902 del Volcán Santa María. Subyaciendo al DFE-3, se localiza un paleosuelo color amarillo ocre, con predominio de limo y arcilla; cuya edad reportada fue de $4,330 \pm 95/-90$ años AP. Subyaciendo en contacto gradual, aflora una unidad de depósitos hiperconcentrados de 95 cm de espesor. Debido a sus similares características, se infiere que se trata del DFH-2 (sección M-60), a excepción del espesor, que en esta sección es de 2.40 m. En la base de la sección M-64, en contacto gradual, se presenta un depósito de flujo de escombros con características semejantes al DFE-1, es de color amarillo ocre, masivo, heterolitológico, con clastos de subangulosos a subredondeados soportados en matriz de arena media a fina (30-40%) y con abundante presencia de estructuras en rompecabezas.

Depósito de Flujo de Escombros 4 (DFE-4).

Este depósito aflora en la parte superior de la sección M-51 (Figura 35). Es un depósito de color gris claro, masivo, heterolitológico formado por al menos cinco horizontes separados por contactos erosivos, con un espesor total de 7 m. El horizonte basal es compacto y muestra predominio de clastos de arenisca (≤ 17 cm de longitud) de forma subangulosa a angulosa y soportados por una matriz de arena media a fina, que constituye del 10 al 15%

del depósito. Las cuatro capas superiores tienen características similares: son heterolitológicas y heterométricas con clastos de andesita de aproximadamente 25-30 cm de longitud soportados por un matriz de arena media a gruesa del 25-30 %. Este depósito sobreyace de forma erosiva a un paleosuelo café oscuro de espesor variable (16-20 cm) constituido por partículas del tamaño de limo y arcillas, fechado en 3,545 +80/-75 años Antes del Presente. El paleosuelo cubre a un depósito de flujos de escombros con 1.60 m de espesor, de color café claro, masivo y heterolitológico compuesto por dos depósitos cuya base no aflora.

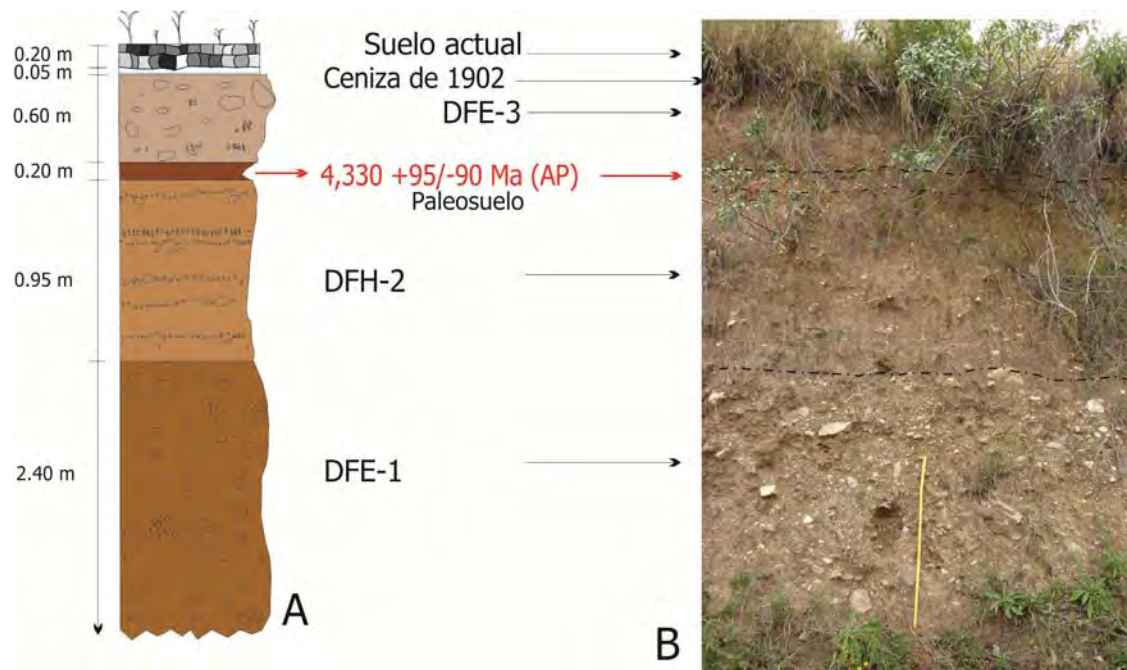


Figura 36. Sección estratigráfica M-64, levantada sobre el cauce del río Xelajú Grande. A) columna esquemática, que muestra uno de los rasgos más distintivos de la zona, intercalaciones de hiperconcentrados y flujos de escombros con presencia de estructuras en rompecabezas. B) frente del abanico que muestra la transición del flujo hiperconcentrado a un paleosuelo que fue datado en poco más de 4 mil años AP. En la cima de la columna se observa el depósito 3, presentando un contacto erosivo con la unidad que le subyace

Tabla 13. Edades radiométricas de ^{14}C en la Cuenca de Motozintla, Chiapas, asociadas a depósitos en la planicie aluvial del río Xelajú Grande. Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Arizona por C. J. Eastoe (2011).

Número de Depósito	Número de Muestra	Lab. No.	Localización (UTM)		Altitud msnm	Tipo de muestra	$\delta^{13}\text{CPDB}$ (%)	Edad Radiocarbón (Años ^{14}C AP)	Descripción
			X	Y					
Abanicos Aluviales									
DFE-1	M-66(D)	15435	583206	1700244	1 289	Paleosuelo	-19.7	25,705 +835/-755*	Paleosuelo localizado en un abanico aluvial, le subyacen un flujo de escombros y una avalancha de escombros. Existen estructuras en rompecabezas.
DFH-2	M-60(D)	15385	586502	1701222	1 160	Paleosuelo	-16.1	15,370 +335/-325*	De 0.70 m de espesor, aflora en un frente de avalancha, convertido a flujo de escombros en las inmediaciones de Mazapa de Madero.
DFE-3	M-64(D)	15386	583181	1700382	1 216	Paleosuelo	-12.5	4,330 +95/-90*	Paleosuelo de 0.70 m de espesor, desarrollado en abanico aluvial antiguo, compacto y difícil de muestrear.
DFE-4	M-51(C)	15382	584950	1701230	1 141	Paleosuelo	-17.1	3,545 +80/-75*	Paleosuelo de 0.16 m de espesor sobreyacido por secuencias de flujos de escombros.
DFE-5	M-23(C)	15325	582187	1699969	1 240	Paleosuelo	-18.9	1,840 ± 65*	Paleosuelo localizado en un abanico aluvial, posee 0.60 m de espesor, se deriva de un hiperconcentrado.
DFE-6	M-23(A)	15324	582187	1699969	1 240	Paleosuelo	-16.8	1,805 ± 115	Paleosuelo de 0.12 m de espesor, localizado en la base del depósito de un abanico aluvial.
DFE-7	M-26(B)	15327	582768	1700500	1 196	Paleosuelo	-19.1	1,760 ± 105*	Paleosuelo de 0.20 m de espesor, formado en un abanico aluvial y desarrollado sobre un flujo de escombros de 0.80 m de espesor.
DFE-8	M-26(D)	15328	582768	1700500	1 196	Paleosuelo	-18.5	1,615 +115/-110*	Abanico aluvial que presenta un paleosuelo de 0.30 m de espesor, formado sobre un flujo de escombros con espesor de 0.50 m.
DFE-8	M-11(B)	15323	578368	1699526	1 360	Paleosuelo	-18.2	1,250 ± 60*	Afloramiento de un paleosuelo de 0.30 m de espesor, formado sobre un flujo de escombros de 0.50 m de espesor.
DFE-9	M-26(F)	15329	582768	1700500	1 196	Paleosuelo	-18.2	1,105 ± 85*	Abanico aluvial que muestra un paleosuelo de 0.33 m de espesor, localizado sobre un flujo de escombros de 0.60 m de espesor.
DFE-10	M-53(B)	15383	585532	1701371	1 133	Paleosuelo	-21.7	575 ± 65*	Paleosuelo de 0.60 m de espesor, contenido en una avalancha de escombros.
DFE-11	M-57(C)	15384	586836	1701367	1 088	Paleosuelo	-17.9	500 ± 55*	Paleosuelo de 0.20 m de espesor sobreyacido por potente flujo de escombros, aflorando en una rampa.
DFE-12	M-48(D)	15381	584365	1701208	1 168	Paleosuelo	-19.5	365 +50/-45	Paleosuelo de 0.20 m de espesor entre dos flujos de escombros localizados en abanico aluvial.
DFE-13	M-26(J)	15330	582768	1700500	1 196	Paleosuelo	-15.3	355 ± 65	Paleosuelo de 0.25 m de espesor en abanico aluvial, sobreyacido por la ceniza de 1902.
DFE-12	M-65(B)	15434	579640	1697411	1 402	Paleosuelo	-21.2	320 ± 60*	Paleosuelo de 0.5 a 1.0 m de espesor en posible avalancha de escombros transformada a flujo de escombros.
DCC-13	M-23(E)	15326	582187	1699969	1 240	Paleosuelo	-17.4	165 ± 60*	Paleosuelo en abanico aluvial de 0.25 m de espesor sobreyacido por la ceniza de 1902.
DCC-14	M-23/M-26					Ceniza		1902	Caída de ceniza del volcán Santa María, localizado en Guatemala.
Terrazas									
DTF-1	M-68(B)	15436	582884	1700197	1 219	Paleosuelo	-23.2	17,685 +635/-590*	Paleosuelo en una terraza antigua, localizada en la carretera de Motozintla a Mazapa; alterna con flujos de escombros e hiperconcentrados.
	Mz-42**					Carbón fósil		5,320 ± 100	Carbón localizado en terraza antigua, margen sur del río Xelajú Grande. Edad reportada por Caballero (2006).
DTF-2	M-59	15380	587070	1701432	1 103	Carbón fósil	-25.5	2,045 ± 35	Carbón diseminado en paleosuelo de 0.20 m de espesor, localizado en una terraza en las inmediaciones de Mazapa. Proviene de un hiperconcentrado.
DTF-3	M-40	15333	579674	1697368	1 343	Carbón fósil	-25.9	920 ± 35	Carbón diseminado en un depósito que forma una terraza, cerca de la cabecera del río Mina.
DTF-4	M-34(B)	15331	578793	1699408	1 203	Paleosuelo	-22	365 ± 60	Paleosuelo de 0.14 m de espesor sobre un flujo de escombros, ambos aflorando en una terraza de 2.40 m de espesor.
DTF-5	M-72	15435	581755	1699608	1470	Paleosuelo		310 ± 110	Terraza con un paleosuelo de 12 cm de espesor en las inmediaciones del aula didáctica de Motozintla.

Depósito de Flujo de Escombros 5 (DFE-5).

En la base de la sección M-23 (Figura 35 y 36), aflora un paleosuelo de 12 cm de espesor, color café oscuro, compuesto por partículas de arena fina y arcilla, fechado en $1,805 \pm 115$ años AP. En contacto erosivo sobre el paleosuelo, aparece el DFE-5, de color café claro, de 60 cm de espesor, masivo y heterolitológico con clastos (≤ 20 cm de longitud) subangulosos a subredondeados, soportados por una matriz del 10% de arena media a fina; el depósito muestra una gradación normal. Sobreyaciendo al DFE-5 se localiza un paleosuelo fechado en $1,840 \pm 65$ años AP.

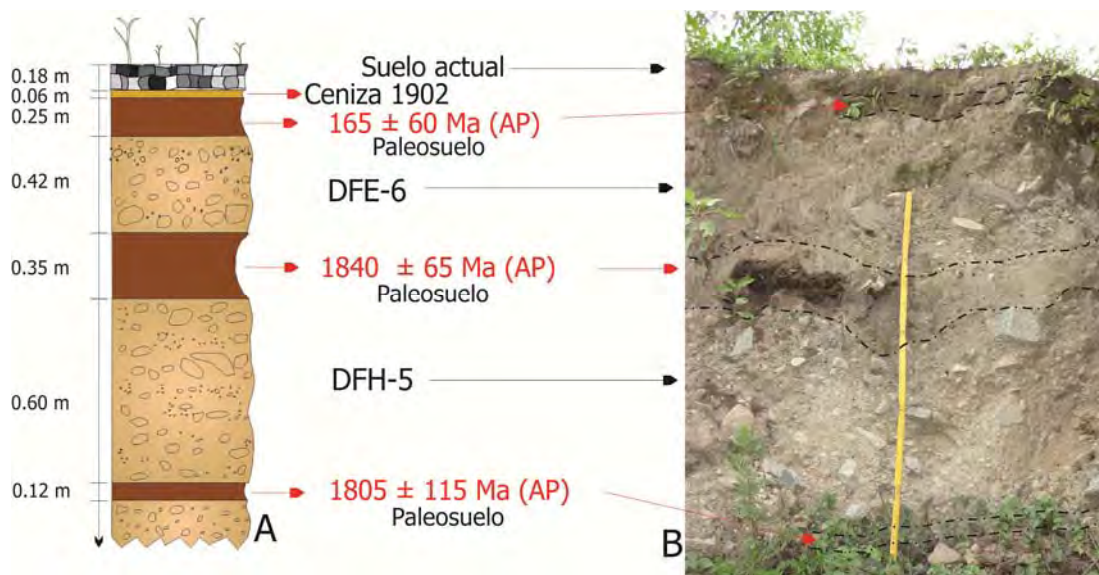


Figura 37. Sección estratigráfica M-23, levantada sobre el cauce del río Xelajú Grande, en las inmediaciones del poblado denominado Xelajú Chico. A) Columna estratigráfica de la sección, donde se muestra un flujo de escombros con dos pulsos; el primero, presenta un flujo hiperconcentrado que se transforma a suelo por su fase granular fina. La sección presenta intercalación de tres paleosuelos con diferentes edades. B) fotografía de la sección estratigráfica M-23, mostrando un frente de abanico aluvial con intercalación de paleosuelos que fueron datados por el método de ^{14}C .

Depósito de Flujo de Escombros 6 (DFE-6).

En la sección estratigráfica M-23 (Figura 35 y 37), se localiza un depósito de flujo de escombros (DFE-6). El depósito es de color café claro, de 0.42 m de espesor, masivo, heterolitológico, cuyos clastos están soportados por una matriz de arena media a fina en una proporción del 10%; presenta una incipiente gradación normal. Subyaciendo en contacto erosivo al DFE-6, se localiza un paleosuelo de 35 cm de espesor de color café

claro, con esporádicos líticos, soportados por una matriz limo-arcillosa. Este paleosuelo fue fechado en $1,840 \pm 65$ años AP.

Depósito de Flujo de Escombros 7 (DFE-7).

El DFE-7 aflora en la base de la sección M-26 (Figura 35 y 38). Es un depósito café claro, masivo, de 60 cm de espesor, heterolitológico, mal seleccionado con clastos subredondeados (≤ 34 cm de longitud), soportados en matriz de arena media a gruesa (20-25 %). Sobreyace en contacto erosivo a un paleosuelo de color café oscuro de 20 cm de espesor con predominio de limos y arcillas, que fue fechado en $1,760 \pm 105$ años AP que proporciona una edad máxima del DFE-7. Este paleosuelo, sobreyace a su vez a otro depósito de color café claro, masivo, de 80 cm de espesor, heterolitológico, mal seleccionado con clastos subangulosos de hasta 60 cm de longitud soportados en una matriz de arena media a fina (20-25%). El depósito pasa gradualmente a un paleosuelo (19 cm de espesor) de color café oscuro con abundante limo y arcilla, fechado en $1,615 \pm 115/-110$ años AP que proporciona la edad mínima del depósito.

Depósito de Flujo de Escombros 8 (DFE-8).

En la misma sección M-26 (Figura 35 y 38), el DFE-8 sobreyace al DFE-7 y este a su vez al paleosuelo fechado en $1,760 \pm 105$ años AP. El depósito tiene 45 cm de espesor, es de color café claro, masivo, heterolitológico, mal seleccionado, con clastos gruesos subredondeados diseminados en todo el depósito, contenidos en una matriz de arena media a fina (20-25%), con contactos erosivos. El depósito tiene una edad cercana a la del paleosuelo inferior de $1,615 \pm 115/-110$ años AP. El DFE-8 está cubierto por un paleosuelo de color café oscuro de 30 cm de espesor fechado en $1,105 \pm 85$ años AP.

Depósito de Flujo de Escombros 9 (DFE-9).

El depósito aparece en la sección M-11 (Figura 35). Consiste en una unidad de varias capas de 2.22 m de espesor. En general estas capas son de color café oscuro, masivas, heterolitológicas con clastos de subangulosos a subredondeados de hasta 22 cm de longitud, soportados por una matriz de arena gruesa a fina (20-25%). A 1.20 m de la cima del depósito, los flujos de escombros están separados de un depósito color café oscuro, masivo, heterolitológico, con líticos diseminados, presenta una matriz de arena fina en un 80-90%, que por sus características se trata de un depósito de flujo

hiperconcentrado. El depósito DFE-9 sobreyace en contacto erosivo a un paleosuelo color café oscuro, de 20 cm de espesor, fechado con $1,250 \pm 60$ años AP. Le subyace un flujo de escombros de color café oscuro, masivo, heterolitológico con clastos de hasta 12 cm de longitud soportados en una matriz del 20 al 30% de arena media a gruesa.

Depósito de Flujo de Escombros 10 (DFE-10).

Este depósito sobreyace en contacto erosivo al DFE-8 y al paleosuelo fechado en $1,105 \pm 85$ años AP que aparece en la sección M-26 (Figura 38). El DFE-10 consiste en una unidad con capas de color café claro, masivo con un espesor general de 1.73 m, heterolitológico y heterométrico. El DFE-10 esta sobreyacido en contacto gradual un paleosuelo de color café oscuro de 25 cm de espesor con una edad reportada de 355 ± 65 años AP. Coronando a toda la unidad, en esta misma sección (M-26) está expuesta la caída de ceniza de la erupción de 1902 del volcán Santa María de Guatemala. El depósito de flujo de escombros (DFE-10) tiene una edad máxima de $1,105 \pm 85$ años AP.

Depósito de Flujo de Escombros 11 (DFE-11).

Aflora en la parte alta de la sección M-53 (Figura 35). Es un depósito de 2.50 m de espesor, color rosa claro, masivo, monolitológico compuesto por clastos de arenisca de la Formación Todos Santos de hasta 23 cm de longitud, embebidos en una matriz (10-15 %) de arena media a fina. El depósito presenta una incipiente alineación de clastos en la base. Éste sobreyace en contacto erosivo a un depósito de color blanco, masivo, de 1.80 m de espesor con ligera alineación de clastos hacia su cima. El depósito fue interpretado como un flujo hiperconcentrado derivado del depósito de flujo piroclástico de Los Chocoyos de 84 ka de edad proveniente de la Caldera de Atitlan, Guatemala (Drexler et al., 1980; Rabek et al., 1985; Walker, 2006; Rose, 2006 y Gates, 2007). El DFE-11 sobreyace a un paleosuelo de color café oscuro, con predominio de arcillas, fechado en 575 ± 65 años AP que nos proporciona una edad mínima del DFE-10 y el depósito de flujo hiperconcentrado. Toda esta unidad sobreyace a un depósito de color rosa claro, masivo (≥ 1 m de espesor) compuesto por bloques con estructura de rompecabezas en una matriz de arena gruesa.

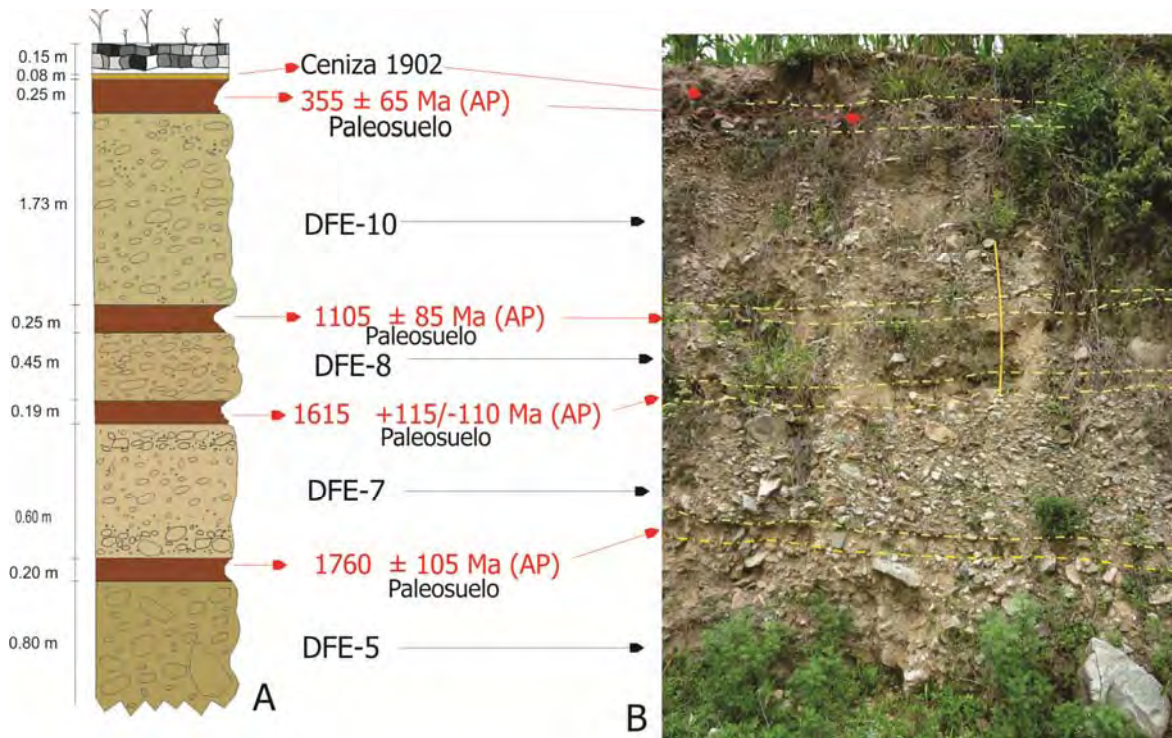


Figura 38. Características de la sección M-26, donde se muestran los diferentes depósitos de flujos de escombros separados por paleosuelos en cuatro diferentes niveles estratigráficos; la edad más antigua reportada en la sección es de $1,760 \pm 105$ años y la más reciente de 355 ± 60 años. Sobre la secuencia se tiene la caída de ceniza de 1902 del volcán Santa María, Guatemala.

Depósito de Flujo de Escombros 12 (DFE-12).

Este depósito aflora en la parte superior de la sección M-57. Es de color gris claro, masivo, con espesor de 6 m, heterolitológico con clastos de hasta 29 cm de longitud, subangulosos a subredondeados, soportados en una matriz del 30% de arena media a gruesa; este depósito cubre en contacto erosivo a un paleosuelo de color café oscuro de 20 cm de espesor fechado en 500 ± 55 años AP. Subyaciendo al paleosuelo con un contacto planar se tiene un depósito de color amarillo ocre retrabajado de 86 cm de espesor, éste se asocia al depósito de flujo piroclástico de 84 ka de Los Chocoyos de la Caldera de Atitlán, Guatemala.

Depósito de Flujo de Escombros 13 (DFE-13).

Este depósito aflora en las secciones M-34 y M-48. En la sección M-48, el DFE-13 presenta un color café claro, masivo, de 1.10 a 3 m de espesor, heterolitológico con clastos subangulosos a subredondeados, con tamaños máximos de 27 cm de longitud, en una

matriz del 25-30 % de arena media a gruesa. De forma erosiva, el depósito sobreyace a un paleosuelo fechado en $365 \pm 50/-45$ años AP. En la sección M-34, el DFE-13 tiene un espesor máximo de 13 cm y cubre un paleosuelo fechado en 365 ± 60 años AP. En la sección M-26 el depósito fue erosionado, por lo que solo aflora un paleosuelo de edad similar, fechado en 355 ± 65 años AP que esta sobreyacido por la caída de ceniza de 1902. En la sección M-48 el depósito esta sobreyacido por dos horizontes: 1) un flujo hiperconcentrado, resultado del retrabajo del flujo piroclástico "Los Chocoyos", éste es de color blanco y de 1.29 m de espesor; y 2) un horizonte de flujos de escombros de 1.10 m de espesor, con las mismas características que el DFE-13 (Figura 38). En la sección M-65 aparece con contacto gradual un paleosuelo de color café oscuro, fechado en 320 ± 60 años AP que se traslapa con las edades anteriores, pero en esta sección, el depósito 13 fue erosionado apareciendo solo el horizonte de "Los Chocoyos" con 1 m de espesor.

Depósito de Caída de Ceniza 14 (DCC-14).

Este depósito ocurre en la parte alta de la sección M-23 y M-26 (Figura 37 y 38). Se trata de un depósito de caída de ceniza de color gris claro, de 10 cm de espesor en promedio y rico en pómez, proveniente de la erupción de 1902 del volcán Santa María de Guatemala (Caballero *et al.*, 2006). En la sección M-26, subyaciendo al DCC-14, aparece en contacto gradual un paleosuelo color café claro de 25 cm de espesor, fechado en 355 ± 65 años AP. El DCC-14 también aparece en la sección M-23 subyaciendo en contacto gradual a un paleosuelo color café claro de 25 cm de espesor, fechado en 165 ± 60 años AP. Esta edad representa la fecha más reciente de los paleosuelos muestreados en la planicie aluvial de Motozintla. A su vez, nos indica la edad mínima del DFE-5 que fluctúa entre 1,115; 16,615 y 1,760 años. El depósito presenta un color café claro, masivo, heterolitológico, con clastos de hasta 26 cm de longitud, soportados en una matriz de arena media a fina del 20%, con una incipiente gradación inversa. Éste depósito sobreyace directamente al paleosuelo fechado en $1,840 \pm 65$ años AP.

Estratigrafía de los depósitos en terrazas fluviales.

Para el caso de las terrazas, se estudiaron diferentes afloramientos a lo largo de la planicie aluvial del río Xelajú Grande, éstos se presentan en forma intermitente debido a la escasa preservación de los depósitos. Las causas principales de la falta de continuidad en las terrazas son: la dinámica propia de la cuenca (efectos de corte y relleno durante el aluvionamiento o erosión) e intersección de los depósitos que forman abanicos aluviales. Destaca de manera importante la intervención del ser humano, ya que se tienen programas de desazolve de los canales, construcción de obras civiles en las vertientes y una intensa explotación de materiales para la construcción sobre el cauce del río (grava, arena, piedra de río como ornamento, etc).

Durante los recorridos de campo, se definieron cinco depósitos en diferentes niveles estratigráficos, generalmente como capas horizontales y una frecuente imbricación de sedimentos. Los depósitos también se ubicaron temporalmente debido a que están separados por paleosuelos, fechados entre 17,685 \pm 635/-590 y 310 \pm 110 años Antes del Presente (AP).

Para su descripción, se tomaron como referencias la columna estratigráfica donde se ubican, su posición dentro de la columna, los materiales que constituyen el depósito y sobre todo la edad del paleosuelo como referente. Al igual que en los abanicos aluviales, en algunos casos se logró identificar la caída de ceniza de la erupción del volcán Santa María de Guatemala de 1902.

Los cinco depósitos identificados en las terrazas tienen características similares, debido a que su fuente de origen es común, son masivos y heterolitológicos, compuestos por sedimentos subredondeados a redondeados, soportados por una matriz (>25 %) de arena media a fina. Estos depósitos, generalmente tienen contactos erosivos con las unidades infrayacentes y contactos graduales con las suprayacentes, presentando incipiente gradación interna. Se observó que los depósitos están constituidos de un alto porcentaje de detritos, estos depósitos varían desde flujos hiperconcentrados (depósitos con granulometría más homogénea de tipo bimodal) a flujos de escombros (depósitos con

granulometría más heterogénea y una clasificación bimodal muy marcada). A continuación se detallan los depósitos presentes en las terrazas en la planicie aluvial del río Xelajú Grande, Para fines prácticos, solo se ilustran tres de las columnas más representativas y que poseen paleosuelos.

Depósito de Terraza Fluvial 1 (DTF-1).

Aflora en la sección M-68 (Figura 35 y 39). Consiste en una unidad de flujos hiperconcentrados horizontales, color café claro, poco compacto, con partículas del tamaño de los limos en una concentración $\approx 85\%$ y espesor ± 0.90 m. Contiene clastos diseminados de 3 a 5 cm, subangulosos a subredondeados. Subyaciendo a este depósito, se presenta un paleosuelo color café oscuro de 15 cm de espesor, compuesto principalmente por partículas del tamaño de arena fina y limo, fechado en $17,685 \pm 635/-590$ años Antes del Presente. Este paleosuelo representa la edad más antigua de los depósitos presentes en las terrazas. Subyaciendo al paleosuelo se tiene un depósito de flujo de escombros color café claro, heterolitológico, masivo y compacto, con espesor de 4 m, con clastos subredondeados a redondeados de hasta 37 cm de longitud.

Depósito de Terraza Fluvial 2 (DTF-2).

Aflora en la sección M-59 (Figura 35 y 40) y se encuentra localizada en las inmediaciones del poblado de Mazapa de Madero. Se trata de un flujo de escombros masivo, color café oscuro con un espesor de ± 0.40 m, heterolitológico, con clastos soportados en una matriz de arena media a fina en una proporción de 20 a 25%. El depósito es poco compacto, mal seleccionado y se presenta en contacto erosivo con la unidad que le sobreyace. Subyaciendo al depósito 15, se presenta un paleosuelo color café oscuro de 15 cm de espesor, compuesto principalmente por partículas del tamaño de las arenas finas y limo, presenta carbón diseminado que fue fechado en $2,045 \pm 35$ años AP. Subyaciendo al paleosuelo en contacto gradual, se tiene un depósito de flujo de escombros color café claro, heterolitológico, masivo y poco compacto, con espesor visible de 1.10 m, con clastos subredondeados a redondeados de hasta 15 cm de longitud.

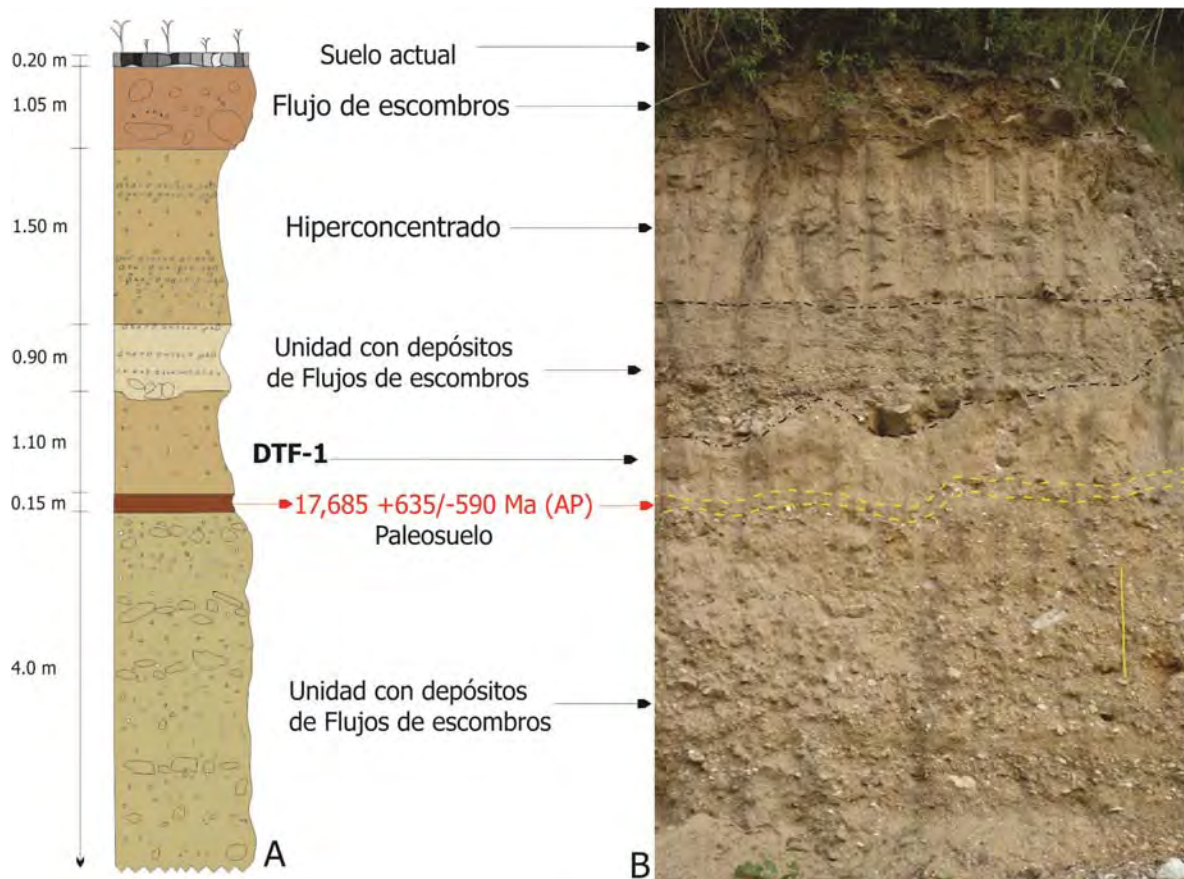


Figura 39. Sección estratigráfica M-68, localizada en el margen sur del río Xelajú Grande. A) Columna esquemática que muestra intercalaciones de flujos hiperconcentrados con flujos de escombros; B) Corte en terraza antigua que contiene el paleosuelo, cuya datación es la más antigua en este tipo de depósitos. En la columna se observa el depósito 14 constituido por un flujo hiperconcentrado. Debido a la posición actual de la terraza, se atribuye un levantamiento tectónico regional, asociado a la actividad erosiva del río.

Depósito de Terraza Fluvial 3 (DTF-3).

Este depósito aflora en la sección M-40 (Figura 35 y 41) y se encuentra localizada en la cañada del poblado de Tejerías. Es una secuencia de flujos de escombros de color café claro, de 2.50 m de espesor, masivo y heterolitológico; con clastos de hasta 38 cm de diámetro, soportados en una matriz de arena media a fina en una proporción de 30 a 35%. El depósito es poco compacto, mal seleccionado y presenta clastos imbricados. Subyaciendo a este depósito en contacto erosivo, se presenta un paleosuelo color café oscuro de 12 cm de espesor, compuesto principalmente por partículas del tamaño de la arena fina y limo, contiene carbón diseminado que fue fechado en 920 ± 35 años AP. Subyaciendo al paleosuelo, en contacto gradual, se tiene un depósito de flujo de

escombros color café claro, heterolitológico, masivo y poco compacto, con espesor visible de 1.85 m, con clastos subangulosos a subredondeados de hasta 51 cm de longitud, soportados en una matriz de arena media a gruesa, en un 30 a 40%.

Depósito de Terraza Fluvial 4 (DTF-4).

Este depósito aflora en la sección M-34 (Figura 35), localizada en las inmediaciones del poblado de Xelajú Chico. Se trata de un flujo de escombros color café oscuro, de 15 cm de espesor, masivo, heterolitológico, con clastos subredondeados de hasta 18 cm de longitud, soportados en una matriz de arena media a gruesa en un 20 a 25%. El depósito es medianamente compacto y mal seleccionado. Subyaciendo al depósito 17 en contacto erosivo, se presenta un paleosuelo color café claro de 14 cm de espesor, fechado en 365 ± 60 años AP; está compuesto por partículas de limo y arcilla. Subyaciendo al paleosuelo, en contacto gradual, se tiene un depósito de flujo de escombros con tres horizontes de clastos gruesos imbricados (en la base, parte media y en la cima). Es de color café claro, heterolitológico, masivo y compacto; el espesor visible es de 1.60 m, con clastos subredondeados a redondeados de hasta 19 cm de longitud, soportados en una matriz de arena media a gruesa, en un 20 a 25%.

Depósito de Terraza Fluvial 5 (DTF-5).

Este depósito aflora en la sección M-72 (Figura 35). Está compuesto por una alternancia de seis depósitos de flujos de escombros, con gradación normal, de color café claro. El espesor total del depósito es de 1.45 m y cada uno tiene entre 15 y 20 cm de espesor. En general es heterolitológico, con clastos subangulosos a subredondeados imbricados de hasta 10 cm de longitud; el soporte de los clastos es una matriz de 30 a 35% de arena media a fina. Subyaciendo al depósito 18, en contacto erosivo, se encuentra un paleosuelo de 12 cm de espesor, color café oscuro, compuesto por partículas del tamaño de los limos y arcillas. Su datación fue de 310 ± 110 años AP. En la base del depósito y subyaciendo al paleosuelo en contacto gradual, se presenta un depósito de flujo de escombros, color café claro, heterolitológico, masivo, poco compacto y mal seleccionado, que presenta clastos subangulosos de hasta 1 m de longitud, soportados por una matriz de arena media a fina de 15 a 20%; el espesor visible es de 1.70 m.

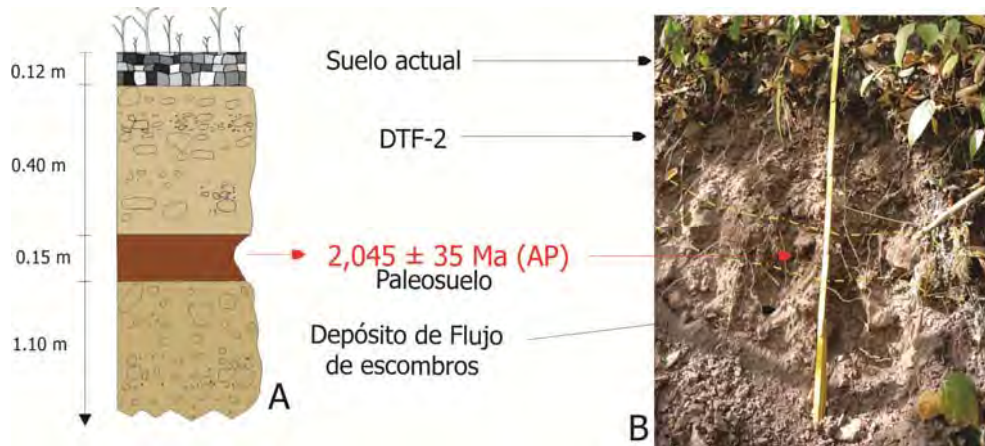


Figura 40. Sección estratigráfica M-59, levantada sobre el cauce del río Xelajú Grande. A) columna que muestra dos flujos de escombros separados por un paleosuelo. B) La imagen hace evidente que los depósitos son muy similares, debido a que las fuentes de aporte son las mismas. La terraza se encuentra en la posición actual por la tectónica de la zona.

La descripción detallada de los depósitos anteriores, evidencia que la mayoría de los abanicos aluviales y terrazas, están constituidos por secuencias de flujos de escombros (debris flows) con diferentes espesores y flujos hiperconcentrados, separados por paleosuelos. Con este referente, se puede argumentar que los depósitos se han generado bajo condiciones de tipo fluvial, la acción de la gravedad y eventos hidrometeorológicos asociados a precipitaciones pluviales extraordinarias con alta intensidad.

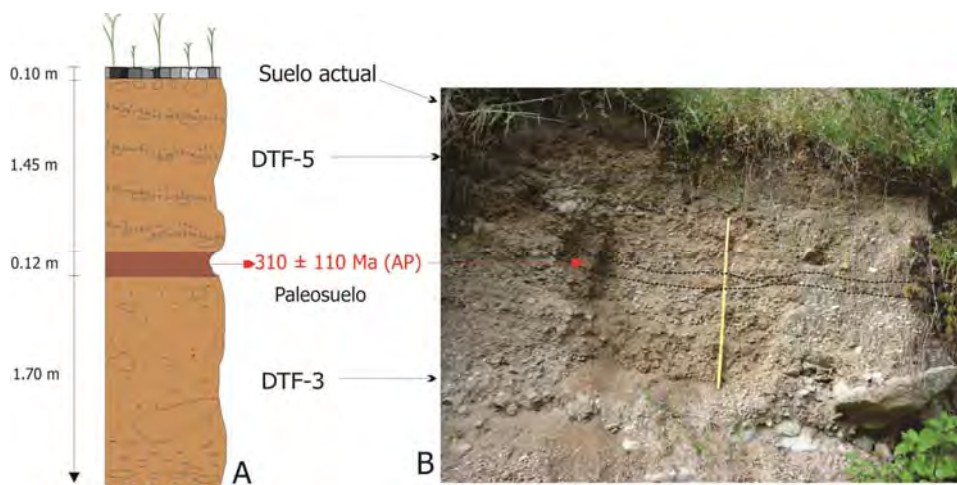


Figura 41. Sección estratigráfica M-72, levantada sobre el cauce del río Xelajú Grande, en las inmediaciones de la unidad habitacional Nuevo Milenio. A) columna esquemática que muestra el DTF-5 el cual se trata de una unidad formada por depósitos de flujos de escombros; donde se identificaron clastos mayores en flotación; B) Contraste entre la unidad de flujos de escombros superior estratificado y el flujo infrayacente al paleosuelo, el cual se presenta de forma masiva, indicando un solo pulso, pero con mayor energía, ya que tiene en flotación megaclastos.

Por otro lado, la morfología de los abanicos y terrazas, muestran un componente estructural (fallas y fracturas) muy marcado, provocando que las geoformas estén disectadas a lo largo de toda la planicie, por lo que es difícil seguir un trazo continuo de dichos cuerpos. Otra evidencia de esta componente es el hecho de que todas las terrazas y abanicos aluviales se encuentran topográficamente por arriba del nivel base actual del cauce del río Xelajú Grande (a excepción de las terrazas formadas por los depósitos de 1998 y 2005), lo que indica que en el pasado, el cauce del río alcanzó hasta 400 m de ancho.

En la Figura 42 se muestran las edades reportadas en los paleosuelos presentes en abanicos aluviales y en terrazas de la planicie aluvial del río Xelajú Grande. Tomando en consideración los rangos de tolerancia de cada edad (positivos y negativos) y su traslape cronológico, se aprecia una posible correlación de depósitos en el rango de edades de 1,500 a 1,800 años AP y en el rango de 300 a 600 años AP. Para el análisis de correlación de las edades se discriminaron los valores extremos de más de 3,000 años AP debido a que cronológicamente están muy espaciados y no poseen elementos para correlacionarlos.

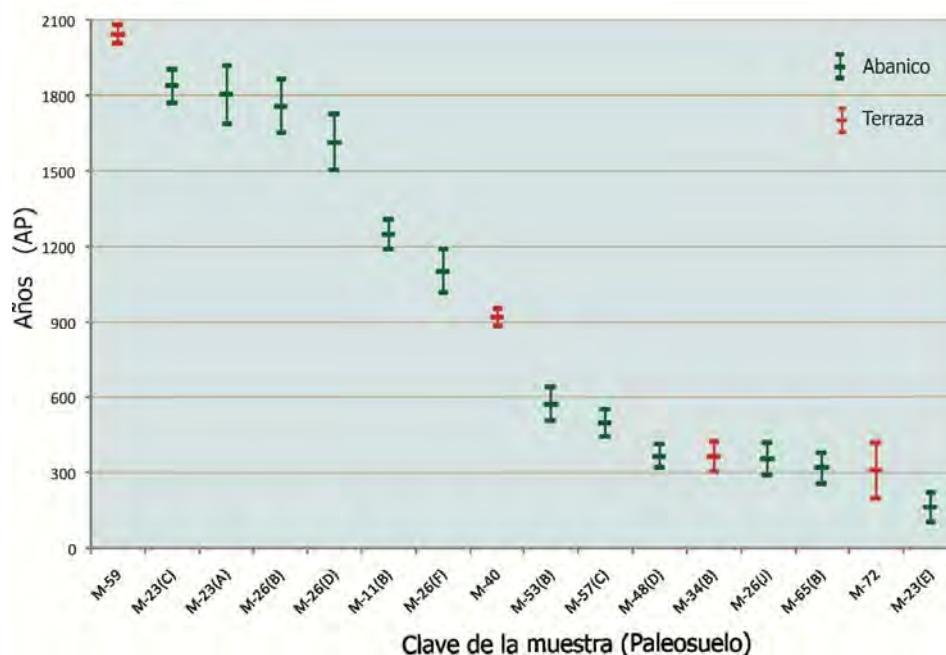


Figura 42. Correlación de edades años ^{14}C Antes del Presente (AP) de paleosuelos presentes en la planicie aluvial del río Xelajú Grande, Motozintla, Chiapas. Con datos de Eastoe (2011).

V.2 Características granulométricas

Con base en ocho reconocimientos de campo con una duración promedio de doce días cada uno, en el levantamiento de 53 columnas estratigráficas y 115 muestras de sedimento recuperadas y analizadas en el laboratorio de sedimentología de la UNAM; se lograron reconocer diferentes depósitos de flujos de escombros (FE) y en menor proporción, flujos hiperconcentrados (HC) a lo largo del río Xelajú Grande (≈ 18 km de longitud) en la cuenca de Motozintla.

Las condiciones geológicas y climáticas presentes en la región de estudio, han provocado el emplazamiento de grandes volúmenes de materiales sobre la planicie aluvial del río Xelajú Grande. Lo anterior ha ocurrido a lo largo del Cuaternario hasta la actualidad, así lo evidencian las edades registradas en los paleosuelos intercalados en dichos depósitos; que varían del más antiguo con poco más de 25 ka (AP) y el más reciente con 165 años.

Se observó que los FE depositados en la planicie del río Xelajú Grande, están influenciados por aportes de sedimentos de los ríos Mina y Allende, generando terrazas fluviales que se extienden poco más de 13 km (Caballero, 2006). También se observó que en el pasado, estos dos ríos generaron abanicos aluviales de grandes dimensiones, debido a la enorme cantidad de sedimentos aportados (Figura 32). Sin embargo, los abanicos aluviales localizados al pie de la zona de montaña, constituyen aportes individuales generados por las microcuencas perpendiculares a la planicie aluvial (Figura 30). Los depósitos de HC se presentan de forma esporádica, tanto en abanicos como en terrazas y están constituidos principalmente por el retrabajo del flujo piroclástico "Los Chocoyos" y por la transformación de flujos de escombros.

En esta investigación, se realizó un muestreo sistemático tanto en abanicos aluviales, como en las terrazas fluviales; debido a que las condiciones tectónicas, propician que estas estructuras estén seccionadas, permitiendo la observación de los diferentes eventos de depósito y facilitando su exposición en cortes verticales. Por otro lado, las limitantes que se presentaron en la toma de muestras fueron las siguientes: la potencia de los depósitos (espesor) que en algunos casos era de varias decenas de metros, su

inaccesibilidad por presentar paredes verticales y en algunos casos su consolidación, ya que algunos de ellos estaban muy endurecidos.

En depósitos que presentaban estratificación por diferentes eventos, o bien, con un contraste claro entre diferentes pulsos, se tomó una muestra por cada una de las capas (Figura 43). En caso que el depósito presentara una estructura masiva, el muestreo se efectuó socavando una línea vertical desde la parte superior del depósito hasta la base del mismo, no sin antes limpiar el afloramiento de material alterado o con presencia de vegetación; esto con la finalidad de obtener una muestra homogénea y representativa.



Figura 43. Terraza fluvial con depósitos de flujos de escombros estratificados. El muestreo de la matriz se realizó delimitando los estratos, seguido del acanalado de arriba hacia abajo, cubriendo todo el espesor de cada depósito.

La finalidad de caracterizar los depósitos a través de su muestreo y posterior análisis en laboratorio, fue conocer cómo están constituidas estas masas de materiales, su génesis, sus fuentes de aporte, sus zonas de emplazamiento y finalmente, conjuntando toda esta información, ponerla a través de este documento a disposición de investigadores interesados en estudios especializados en evaluación del riesgo y determinar su potencial nivel de amenaza para las comunidades de la región.

Tomando los criterios de Luzón (1999), los materiales presentes en la planicie aluvial, localizados en el escaso piedemonte, se pueden clasificar como detritos que provienen de abanicos de alta eficacia de transporte, debido a la asociación de facies que presentan;

brechas y conglomerados con matriz arenosa, por lo regular granosostenidos, heterolitológico y heterométrico, con variación milimétrica a decimétrica; mostrando con ello que su origen es a partir de flujos acuosos no confinados muy energéticos. Cuando llegan a presentar horizontes arenosos, frecuentemente lenticulares, se asocian a episodios de depósito con baja tasa de descarga.

Los resultados de los análisis granulométricos se presentan como histogramas de frecuencia, donde se relaciona el porcentaje en peso en el eje de las ordenadas con respecto al diámetro en escala $1 \text{ Phi} (\phi)$ en el eje de las abscisas (i.e. Figura 44). Este tipo de análisis, proporciona la oportunidad de analizar de forma sencilla y objetiva los datos obtenidos de la separación de las partículas por los diferentes métodos de cuantificación (Davis, 1970).

Como se indicó en la metodología (Capítulo I), un solo procedimiento de análisis de los depósitos es insuficiente para cubrir todo el espectro granulométrico por lo que se recurrió al método de escaneo laser para la fracción fina $>4 \phi$ (limos y arcillas), la técnica de tamizado para la fracción comprendida de -6ϕ a $+4 \phi$ y finalmente, se utilizó el análisis óptico de imágenes para la fracción gruesa (de -3ϕ a -10ϕ). Esta última técnica se empleó para las zonas inaccesibles de los depósitos y los sedimentos de grandes dimensiones que no pueden ser muestreados por sus dimensiones.

Los parámetros estadísticos considerados en el análisis de las fracciones son los contemplados por Inman (1952) y Folk (1974), ya que son los que proporcionan la medida de tendencia central y dispersión de la distribución granulométrica. Para el cálculo de los diferentes parámetros estadísticos se utilizaron los resultados del tamizado, análisis de imágenes y el escaneo por laser que se basa en la teoría de la Fragmentación y Transporte Secuencial (**SFT**) (Wohletz, 1983) y que se aplica a cualquier masa que ha estado sujeta a transporte y fragmentación (Scolamacchia *et al.*, 2005; Scolamacchia, 2005). Los parámetros determinados fueron: diámetro promedio de los clastos ($Md\phi$) (equivalente a la longitud promedio de las intersecciones con la rejilla, medidos con el método óptico), la clasificación o *sorting* ($\sigma\phi$), Asimetría (S), Curtosis (KG) y la relación bloque-matriz, considerando como matriz a todo el material menor a -6ϕ (64 mm). Para

obtener confiabilidad en la granulometría total del depósito se intercalaron los tres últimos valores del análisis por tamizado (-3ϕ ; -4ϕ ; -5ϕ) con los tres primeros valores del análisis con la técnica de Rosiwal (-3ϕ ; -4ϕ , -5ϕ) proporcionando con esto certeza en los resultados.

Los resultados granulométricos se analizaron en diferentes formas gráficas: curvas acumulativas, histogramas de frecuencia para cada fracción y curvas de frecuencia. Esto con la finalidad de mostrar el comportamiento de cada fracción que integran la totalidad de la muestra. Con el análisis sistemático de las subpoblaciones de partículas, se puede hacer un diagnóstico muy cercano a sus condiciones de evolución y depósito McManus (1988); además de que éstas representaciones proporcionan información cuantitativa confiable (Nichols, 2009).

Curvas de frecuencia acumulativa.

Para generar las curvas de frecuencia acumulativa se utilizó una escala aritmética ordinaria, cuya gráfica tipo tiene forma de "S" en los patrones de distribución normal. Además se siguieron los criterios estandarizados de graficación, donde los valores de la fracción gruesa se colocan a la izquierda de la abscisa y la fracción fina a la derecha (McManus, 1988)(i.e. Figura 44). Otra ventaja del uso de curvas acumulativas, es que permite la comparación directa entre varias muestras, y en este caso en particular, brinda la oportunidad de comparar las fracciones granulométricas de los depósitos típicos de abanico aluvial y depósitos que forman terrazas fluviales (Figura 44).

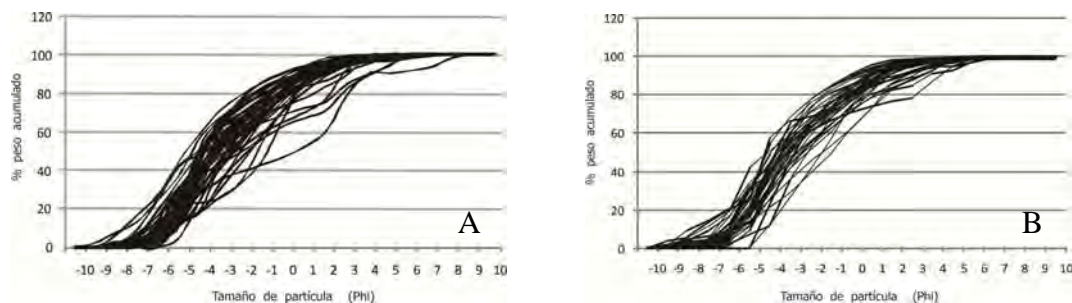


Figura 44. Curvas acumulativas de los depósitos presentes en el río Xelajú Grande de la cuenca de Motozintla, Chiapas. A) Abanicos aluviales; B) Terrazas fluviales.

La gráfica de la Figura 44 "A" se construyó a partir de 74 muestras de sedimentos, recuperadas de los depósitos de abanicos aluviales y rampas proluviales. Se observa un comportamiento homogéneo en la granulometría de la fracción media y una acumulación importante de la fracción gruesa a partir de -4ϕ a -9ϕ . Los depósitos forman curvas con pendiente que varía entre 35° y 60° , pero con un cambio gradual entre las diferentes subpoblaciones, mostrando que la mayoría de las partículas se encuentran en el intervalo de -5ϕ a 2ϕ ; mientras que la cola de los finos inicia en 2ϕ . Ésta cola se extiende hasta 8ϕ , debido a la presencia de cenizas retrabajadas que forman hiperconcentrados (Figura 44). En general, los depósitos presentan una muy pobre selección ya que muestran una amplia gama de tamaños de clase (Nichols, 2009).

La gráfica de la Figura 44 "B" se construyó a partir de 41 muestras de sedimentos, recuperadas de los depósitos de terrazas fluviales. Se observa una amplia gama de tamaños de clase en la fracción media. Los depósitos forman curvas con pendientes suaves de 30° a 45° , mostrando que la mayoría de las partículas se encuentran en el intervalo de -4ϕ a 4ϕ ; con la cola de la fracción gruesa de -5ϕ a -8ϕ y la cola de los finos se muestra más extendida, iniciando en 1ϕ hasta 8ϕ . Los depósitos que forman las terrazas muestran una pobre selección, aunque los clastos presentan mayor redondez debido a un mayor tiempo y distancia de transporte.

Histogramas de frecuencias para depósitos de abanicos aluviales.

Los histogramas de frecuencias se calcularon tomando como base los 74 depósitos asociados a las 30 columnas estratigráficas. Los parámetros considerados en cada histograma son: el porcentaje en peso de cada fracción granulométrica con rango de 0 a 100, en el eje de las ordenadas y el tamaño de las partículas en escala Phi de -8ϕ a $+8\phi$, en el eje de las abscisas.

Para la descripción de las frecuencias presentes en los histogramas de cada depósito, se realizó una matriz de análisis, donde se observó el número de modas presentes en el histograma y se contrastó con el tamaño de la fracción Phi. Dependiendo de la cantidad

de modas identificadas se pudo definir si se trata de un depósito unimodal, bimodal o polimodal (Figura 45). Para realizar este análisis y elaborar el gráfico de frecuencias, se requiere una base de datos que contenga la siguiente información: identificación de la muestra, granulometría total del depósito (incluyendo la fracción gruesa, media y fina), además del porcentaje en peso de cada fracción.

Columna estratigráfica
(M-70)

Capa	Moda dominante			Tipo de distribución
D	-8	-4	0	Polimodal
C		-4	4	Bimodal
B		-3	4	Bimodal
A	-5	-2	4	Polimodal

Figura 45. Ejemplo de una matriz de análisis para determinar las Modas predominantes en cada capa presente en una sección estratigráfica.

En general, se observa que la mayoría de los depósitos de flujos de escombros que conforman los abanicos aluviales tienen una distribución granulométrica muy similar, predomina la distribución unimodal, bimodal y polimodal con 23, 20 y 14 casos respectivamente. Por ejemplo, de la sección M-11 se analizaron las cuatro muestras que la conforman. Los histogramas de frecuencias indican lo siguiente: la capa (A) es bimodal con modas en -5 y -1ϕ ; la capa B es el paleosuelo; la capa C es unimodal con moda en -4ϕ ; la capa D es bimodal, con modas en 3 y 6ϕ y la capa (E) tiene una distribución bimodal, con modas en -5 y -3ϕ ; indicando en general, que se tienen dos poblaciones significativas. En algunos casos, se presenta una distribución polimodal, por tanto, la existencia de más de dos poblaciones predominantes en el depósito, como se observa en la sección M-52 de la Figura 46.

Los depósitos (A, C, D, E) de la sección estratigráfica M-11 presentan en promedio un Diámetro Medio de 2.2 y una Desviación Estándar como se indica a continuación: A=2.95, C=2.53, D=3.04 y E=2.74; lo que indica una muy pobre selección. Estos valores varían de

acuerdo al depósito, pero se mantienen en un rango granulométrico aproximado en los diferentes depósitos que conforman los abanicos aluviales. Otros parámetros importantes para las capas de la sección M-11 son: (A) presenta una ligera asimetría positiva y es leptocúrtica ($KG=1.12$); (C) presenta una asimetría positiva y es leptocúrtica ($KG=1.12$); M-11D presenta una asimetría positiva y es leptocúrtica ($KG=1.11$); finalmente, M-11E presenta una asimetría positiva y es muy leptocúrtica ($KG=2.3$).

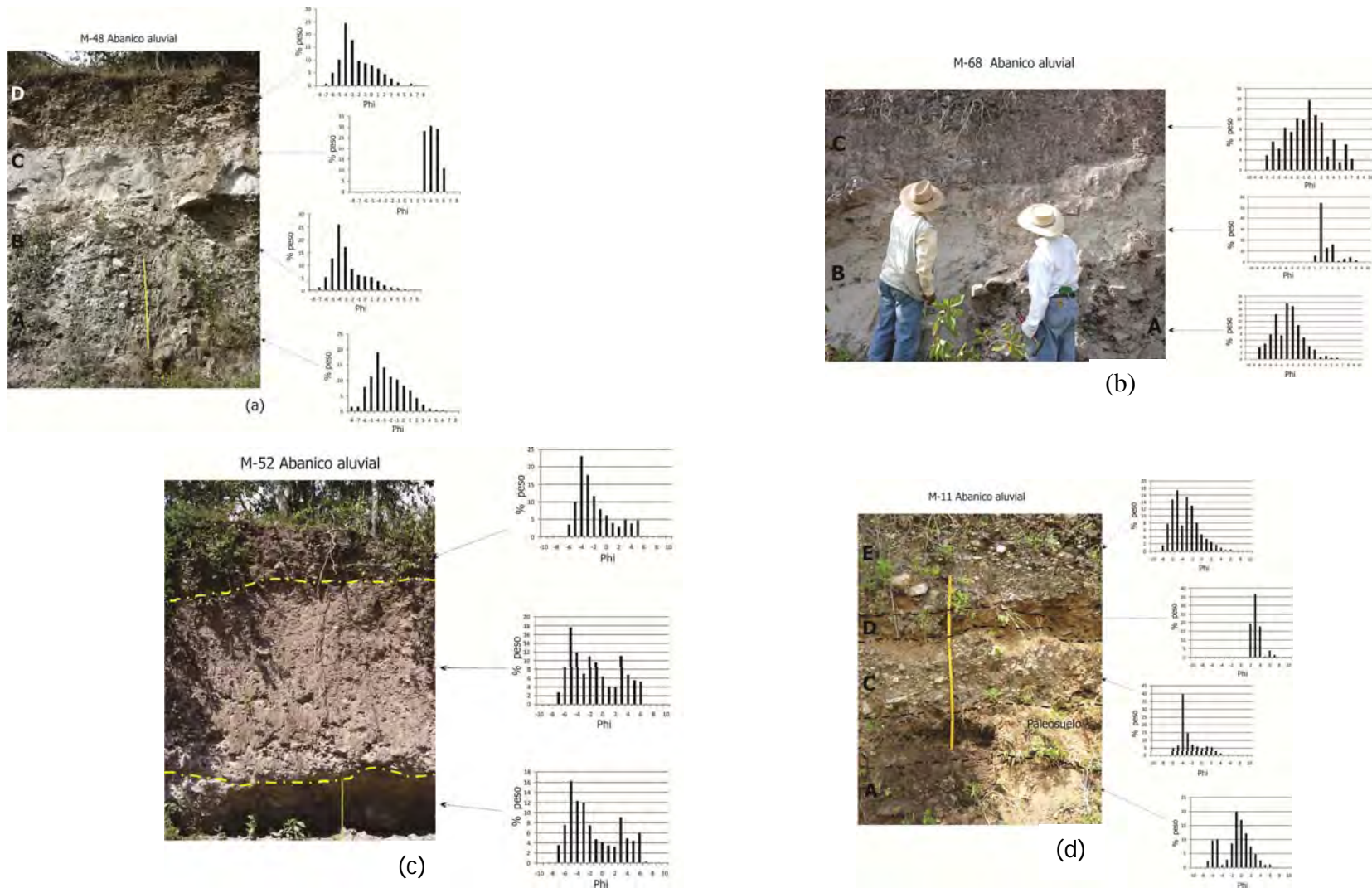


Figura 46. Histogramas de frecuencias en depósitos de flujos de escombros en abanicos aluviales. (a) y (b) presentan estratificación marcada con flujos piroclásticos retrabajados interestratificados; (c) y (d) son depósitos masivos y en algunos casos monolitológicos. Se localizan en la planicie aluvial del río Xelajú Grande de la cuenca de Motozintla, Chiapas.

Histogramas de frecuencias para depósitos de terrazas fluviales.

Tomando como base los 41 depósitos asociados a las 23 columnas estratigráficas, se construyeron los histogramas de frecuencias para las terrazas. Los parámetros considerados en cada histograma son el porcentaje en peso de cada fracción granulométrica y el tamaño de las partículas en escala 1Φ . Para la descripción de las frecuencias de cada depósito se utilizó la misma matriz de análisis que para los abanicos aluviales.

En general, se observa que la mayoría de los depósitos en las terrazas son flujos de escombros, los que tienen una distribución granulométrica muy similar, predominando la distribución bimodal, seguida de la polimodal y finalmente la distribución unimodal, con 16, 13 y 12 casos respectivamente (Figura 47). En menor proporción se presentan flujos hiperconcentrados que contrastan en su composición granulométrica con los flujos de escombros ya que poseen una fracción fina más dominante de partículas (en el rango de 3 a 6 Φ).

Las muestras de la sección estratigráfica M-50 son un ejemplo claro de las tendencias generales que presentan los depósitos que forman las terrazas. Esta sección consta de cuatro depósitos de flujos de escombros. El análisis de los histogramas de frecuencias, muestra los siguientes resultados: la capa M-50A es bimodal con modas en -4 y 1ϕ ; para M-50B es polimodal con moda en -5 , -3 y -1ϕ ; para M-50C es bimodal, con modas en -4 y 2ϕ y para M-50D se tiene una distribución polimodal, con modas en -3 , 1 y 3ϕ ; indicando en general, que se tiene el predominio de dos poblaciones. En otros depósitos se presenta una distribución unimodal, por tanto, la existencia de una sola población significativa en los depósitos, como se observa en los cuatro depósitos de la sección M-55 (Figura 47).

Los depósitos de la sección M-50 en promedio tienen un Diámetro Medio de 1.91ϕ y una Desviación Estándar para $A=2.55$, $B=2.31$, $C=2.63$ y $D=2.60$; indicando en todos los casos una muy pobre selección. Otras características importantes de los depósitos que constituyen la sección estratigráfica M-50 son las siguientes: (A) presenta asimetría positiva y es platicúrtica ($KG=0.58$); (B) presenta asimetría positiva y es platicúrtica

($KG=0.89$); (C) presenta asimetría positiva y es platicúrtica ($KG=0.69$); finalmente, (D) presenta una asimetría positiva y es muy platicúrtica ($KG=0.45$). Las características mostradas de la sección, son solo un ejemplo representativo de las tendencias generales que presentan los depósitos que forman terrazas. Sin embargo, estas características varían de acuerdo al su grado evolutivo. Es decir, dependen de la distancia de la fuente de aporte de los materiales hasta el sitio de emplazamiento aunque en términos generales los parámetros granulométricos para los demás depósitos se mantienen en un rango aproximado.

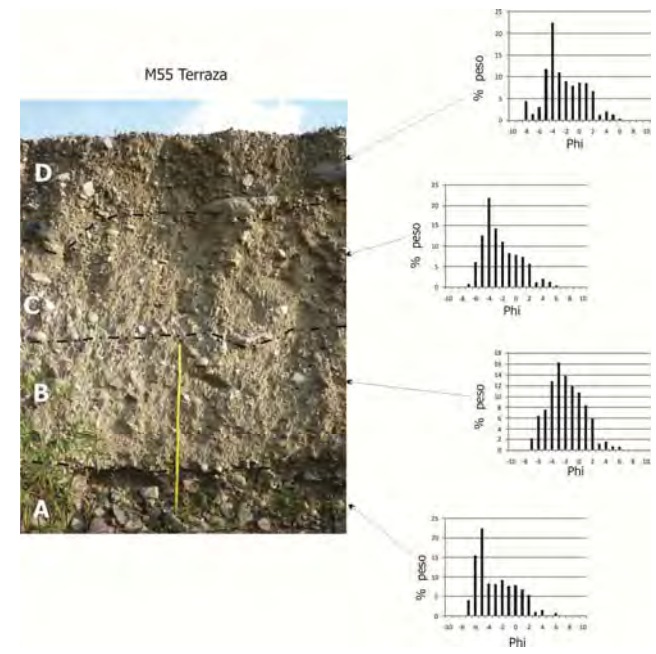
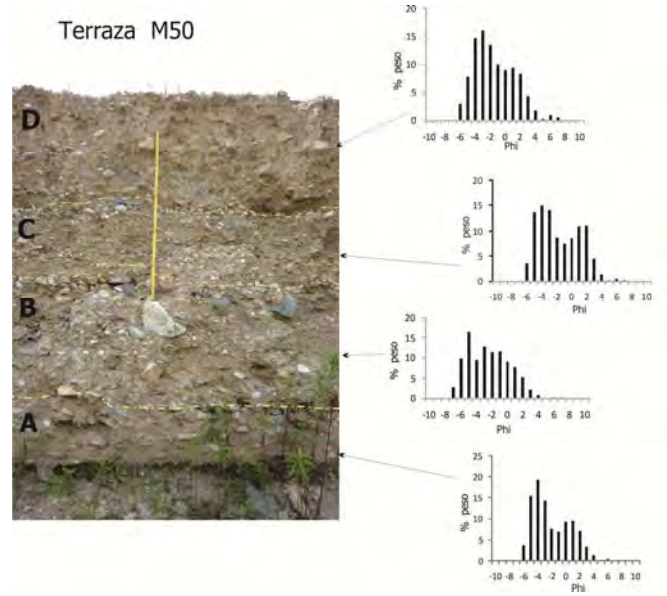
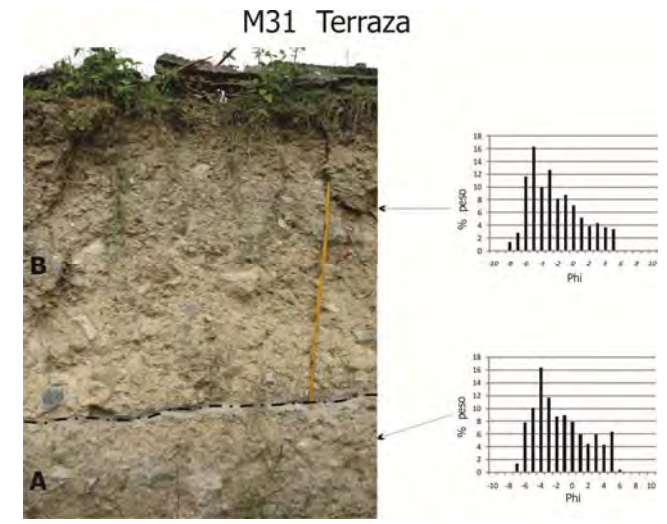
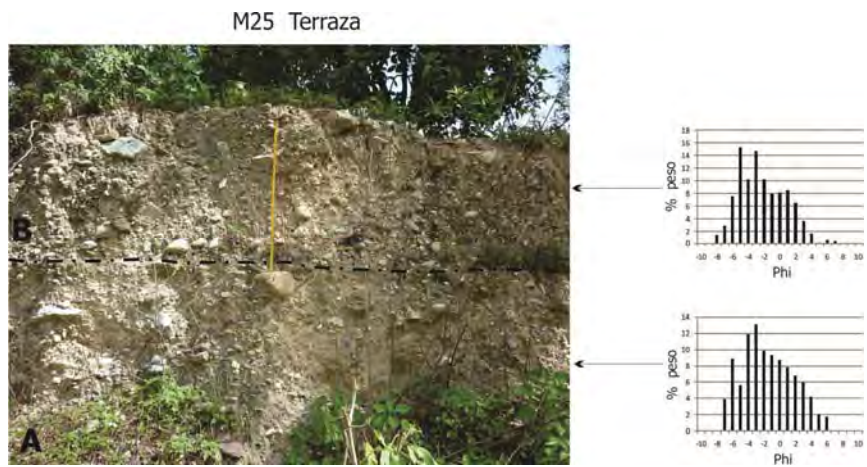


Figura 47. Histogramas de frecuencias en depósitos de flujos de escombros en terrazas fluviales localizados en la planicie aluvial del río Xelajú Grande de la cuenca de Motozintla, Chiapas. Todos los afloramientos presentan una estratificación con espesores variables.

Como complemento importante en el análisis granulométrico de los depósitos, se exponen a continuación sus características más importantes, con el objetivo de conocer su historia, partiendo desde el origen, transporte y depósito de los sedimentos; así como estimar el tiempo involucrado en su desarrollo (Carreras-Soriano y Capra-Pedol, 2008).

Con el propósito de cuantificar las diferencias y similitudes entre las capas de las diferentes secciones estratigráficas que forman terrazas y las que conforman abanicos aluviales se siguieron algunos criterios propuestos por Ashley (1978), quien sugiere que para muestras con patrones polimodales éstas se separen en subpoblaciones para su correcta interpretación. Como primer paso se elaboró la gráfica de la Figura 48 que compara el par estadístico del Diámetro Medio y la Desviación Estándar. De igual forma, se utilizaron los resultados del programa SFT desarrollado por Wohletz *et al.* (1989). A nivel general, se identifican tres grupos de poblaciones que se localizan tanto en terrazas como en abanicos.

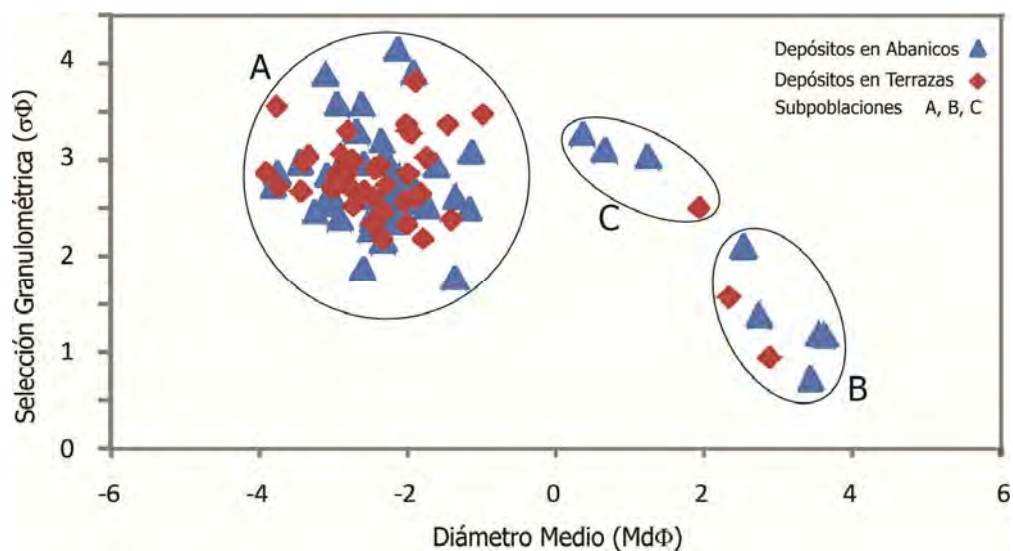


Figura 48. Representación binaria de la Media ($Md\phi$) vs. Desviación estándar ($\sigma\phi$), con los valores estadísticos según Inman y Folk (1974) para un rango granulométrico completo en depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados.

En la Figura 48, la subpoblación "A", representa a la población más dominante presente tanto en terrazas fluviales como en abanicos aluviales. Estos depósitos presentan en general una selección granulométrica que va de mala a muy mala, con un valor mínimo de

$(\sigma\phi)=1.87$ y un valor máximo de $(\sigma\phi)=4.16$; presenta un diámetro medio mínimo de $(Md\phi)=1.26$ y un valor máximo de $(Md\phi)=-3.81$. Los datos anteriores colocan a estos depósitos como flujos de escombros. Estos resultados concuerdan con lo reportado por otros autores (Macías *et al.*, 2010; 2004; 1997; Carreras-Soriano y Capra-Pedol, 2008) para estudios similares de caracterización de depósitos en ambientes volcánicos de diferentes regiones del país.

La Figura 46, también pone en evidencia una secuencia de muestras que contiene subpoblaciones con granulometría notablemente más fina (subpoblación "B") contrastante con la población descrita en el párrafo anterior. Esto se debe a dos causas principales: la primera es que por lo menos en doce de las treinta columnas estratigráficas en abanicos aluviales, se presentan importantes acumulaciones (estratificadas) de flujos piroclásticos retrabajados, cuya granulometría es fina, del orden de 4 Phi, como se aprecia en la Figura 46 y en las curvas de frecuencia acumulativas de la Figura 44.

La segunda causa de la presencia de fracciones finas en los depósitos se debe a eventos de precipitación pluvial intensa o a la evolución que sufren los flujos de escombros transformándose a flujos hiperconcentrados. Estos depósitos se caracterizan por presentar una mejor selección, con valores de Diámetro Medio $(Md\phi)=3.65$ como máximo y con Desviación Estándar de $(\sigma\phi)=0.72$ como valor mínimo; estos datos indican una selección moderadamente buena para estos depósitos. Es importante resaltar que la mayoría de los flujos hiperconcentrados se presentan en terrazas aluviales. El registro más antiguo tiene una edad aproximada de 17 Ka AP. Finalmente, se tiene la presencia de la subpoblación "C", que presenta características intermedias entre las poblaciones "A" y "B", pudiendo clasificarse como depósitos de transición.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La revisión bibliográfica, las observaciones de campo y el análisis de los aspectos geológico-tectónicos en la región de Motozintla, son discutidos en este capítulo, aquí se hace una interpretación de los resultados de este estudio y en algunos casos, se contrastan con las ideas de otros autores que han estudiado la zona o áreas con características semejantes a las presentes en Motozintla. Se enfatizan las diferencias y/o similitudes con el fin de obtener conclusiones con un sustento confiable.

VI.1 Factores detonantes de los PRM

La zona de estudio muestra una evolución tectónica compleja, asociada a la apertura del Golfo de México y la convergencia de las placas de Norteamérica, Caribe y Cocos (Padilla y Sánchez, 2007; Espíndola, 1996). Lo anterior se manifiesta generando una zona con actividad sísmica significativa, así como un patrón de fallas laterales, con dirección preferencial E-W correspondiente al sistema Polochic-Motagua; el cual es la frontera entre los Bloques Maya y Chortis (Ortega *et al.*, 2007).

Existen registros de sismos regionales de gran magnitud debido al desplazamiento de 6.5 cm por año asociado a la interacción de las placas de Cocos y Norteamérica (SSN, 1999). Las magnitudes alcanzan valores de 6.6 en la zona de subducción del océano Pacífico, frente a la costa chiapaneca, con profundidades hasta de 40 km. Lo anterior se ve reflejado en la zona de estudio a través de PRM de dimensiones considerables. La sismicidad local registrada en Motozintla, en un intervalo de poco más de tres décadas, de 1976 a 2011, indica que se han registrado sismos con magnitudes máximas de 5.5. Esta actividad sísmica tan frecuente (Tabla 14), ha provocado el desplazamiento de grandes masas de roca en Motozintla, presentándose como fallas de desprendimiento en las zonas altas de la cuenca (Figura 16).

Tabla 14. Actividad sísmica en la región de Motozintla, Chiapas; de 1976 a 2011 con Magnitud $\geq 4^*$.

Fecha	Latitud (N)	Longitud (Oeste)	Profundidad (km)	Magnitud	Fecha	Latitud (N)	Longitud (Oeste)	Profundidad (km)	Magnitud
2011-11-08	15°25'12"	92°07'12"	179	4.2	2002-09-26	15°23'20"	92°13'48"	184	4.6
2011-06-26	15°28'48"	92°24'00"	10	4	2002-06-25	15°25'48"	92°13'48"	198	4.1
2009-10-01	15°30'00"	92°20'24"	180	4	2001-01-25	15°22'12"	92°09'36"	149	4.6
2009-09-17	15°26'24"	92°08'24"	252	4.2	2001-01-18	15°05'24"	92°49'12"	140	5.5
2009-01-04	15°16'12"	92°05'24"	174	4.1	1998-12-01	15°17'24"	92°12'36"	106	4.5
2008-02-01	15°25'12"	92°05'24"	221	4	1998-11-12	15°22'12"	92°18'36"	32	4.7
2008-01-08	15°25'12"	92°30'00"	154	4	1994-07-16	15°21'00"	92°17'24"	147	4.2
2007-12-04	15°25'12"	92°09'36"	188	4.2	1992-03-28	15°18'36"	92°16'12"	149	5
2007-11-09	15°34'12"	92°27'00"	192	4	1991-11-07	15°26'24"	92°10'12"	168	4
2007-09-12	15°29'24"	92°15'36"	162	4.8	1991-06-17	15°25'48"	92°16'12"	68	4.6
2007-08-31	15°17'24"	92°10'48"	171	4.2	1990-04-27	15°21'36"	92°19'12"	152	4.5
2007-08-02	15°15'00"	92°04'48"	161	4	1989-05-06	15°19'12"	92°12'36"	173	4.2
2007-05-28	15°11'60"	92°17'60"	187	4.2	1988-07-24	15°28'12"	92°17'24"	66	4.7
2006-09-05	15°24'36"	92°02'60"	194	4.5	1988-03-06	15°23'24"	92°13'48"	120	3.9
2004-10-22	15°28'12"	92°12'00"	33	**	1986-03-05	15°22'48"	92°13'48"	159	**
2003-09-28	15°20'24"	92°00'36"	164	4.8	1983-07-08	15°19'12"	92°16'48"	120	4.9
2003-09-11	15°27'00"	92°15'36"	184	4.5	1980-01-06	15°27'00"	92°12'00"	33	**
2003-07-05	15°24'00"	92°10'12"	190	4.7	1976-07-09	15°19'12"	92°12'36"	60	**
2003-05-27	15°23'24"	92°00'36"	206	4.5					

* Datos proporcionados por el Servicio Sismológico Nacional (2011), Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.
 ** No existe registro de la magnitud del sismo.

De igual forma, las unidades litológicas presentes en la zona muestran evidencias de la actividad tectónica, ya que las unidades cuaternarias (abanicos y terrazas) y las rocas metamórficas del Precámbrico (gneises, esquistos y anfibolitas) se encuentran intensamente afectadas por fallas geológicas; incluso el Macizo de Chiapas del Paleozoico y los troncos de Amatenango de la Frontera y Buenos Aires (del Triásico-Jurásico), presentan estructuras en facetas triangulares (Carfantan, 1977).

Análisis de la precipitación en la cuenca de Motozintla.

Los diferentes procesos del intemperismo (físico y químico), así como los agentes erosivos han afectado de manera significativa a las unidades litológicas de la región. Especialmente la hidrólisis (meteorización de los silicatos y feldespatos) y la erosión fluvial (formación de circos erosivos, valles y barrancos) han tenido un papel importante. Estas dos formas de acción del agua se manifiestan como reblandecimiento del suelo y rocas por saturación o como agente de transporte de grandes cantidades de detritos. Un registro histórico de la precipitación pluvial en la cuenca de Motozintla (Figura 49), muestra la influencia de la precipitación pluvial con los desastres ocurridos por fenómenos hidrometeorológicos (1998, 2005). En este trabajo, se analizó la base de datos de la estación meteorológica número 71119 proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional, con registros de 1931 a 2006.

En términos generales, la información de la precipitación pluvial indica que la región de Motozintla presenta un periodo de lluvias definido que abarca de mayo a octubre, durante el cual se precipita más del 93 % del total anual. El resto de la precipitación se distribuye de noviembre a abril (Figura 49). A lo largo de los 76 años que muestran los registros, han precipitado un total de 58,908 mm de agua, equivalente a 775.10 mm/año (Sánchez *et al.*, 2011). Si se considera la precipitación acumulada, resulta lógico entender todos los desastres que "Stan" provocó en Veracruz, Oaxaca, Puebla, Quintana Roo y Chiapas. Las cifras de las afectaciones ascienden a 800 localidades en 41 municipios, con 86 muertes, 95 mil personas evacuadas y 208 mil ha de cultivo perdidas.

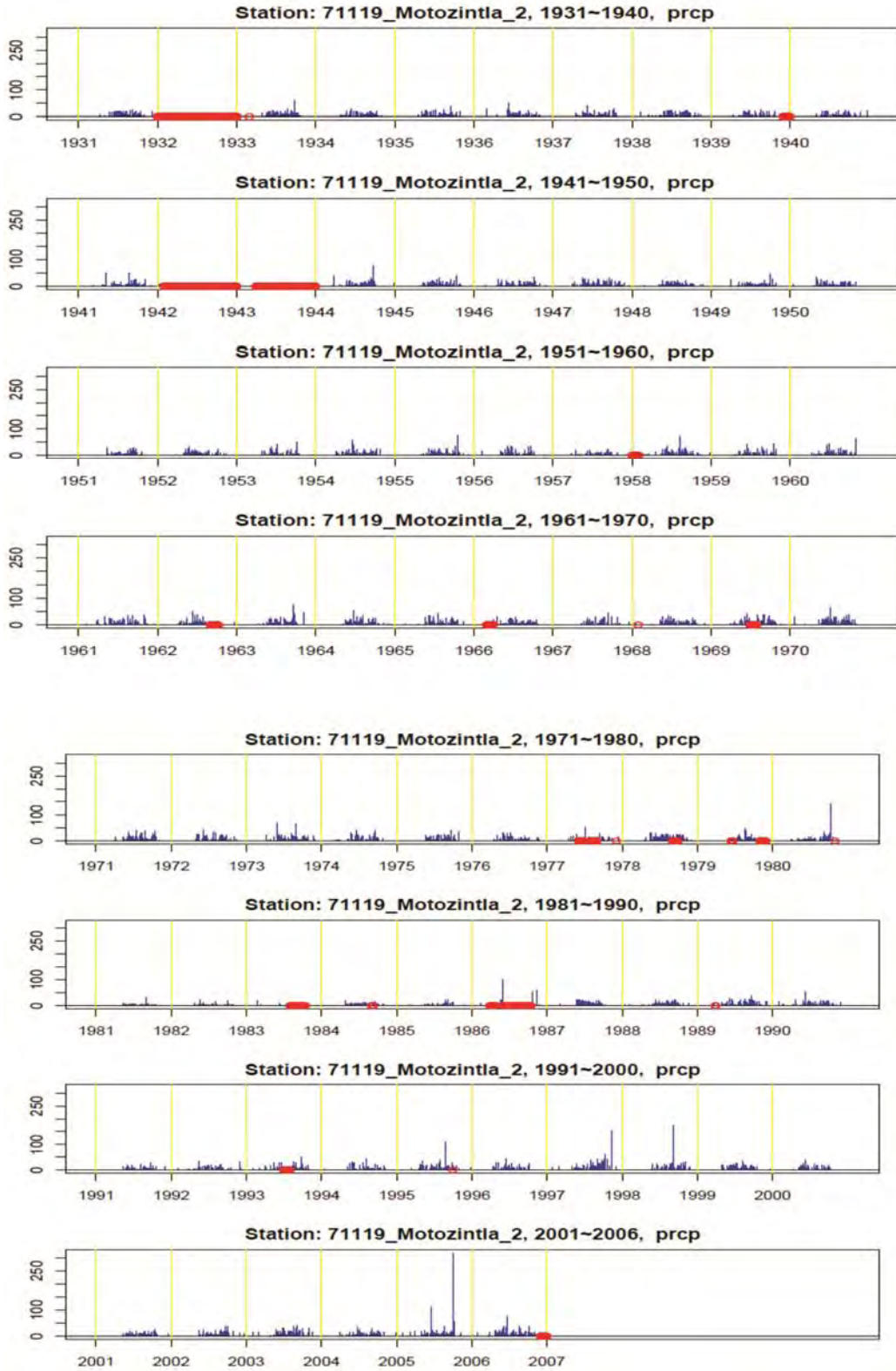


Figura 49. Precipitaciones históricas de 1931 a 2006 en la región de la cuenca de Motozintla, Chiapas. **Nota:** Los puntos rojos indican ausencia de datos. Información proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional (2007).

En la Figura 49 se presentan los datos de precipitación en periodos de 10 años, observándose un patrón constante (sin precipitaciones extremas) durante las cinco primeras décadas, exceptuando el día 8 de octubre de 1980, cuando se presentó una precipitación de 140 mm/día y el 30 de mayo de 1986 con un registro de 100 mm/día. En la década de los 90´s, se presentaron tres eventos extremos de precipitación: 27 de agosto de 1995, 10 de noviembre de 1997 y 7 de septiembre de 1998 con 112, 155 y 175 mm/día respectivamente. Éste último evento detonó uno de los desastres por inundación más importantes registrado en el Estado de Chiapas.

Una visión general de las precipitaciones registradas en la región de Motozintla (Estación 71119), muestran que la precipitación histórica máxima fue de 320 mm en un solo día (5 oct. 2005), la precipitación máxima mensual se registró en mayo de 2005 con 523 mm y la precipitación máxima anual fue de 1,865 mm, registrándose en 1978. Este último dato es significativo, ya que el máximo anual se calculó considerando los meses de junio a octubre, exceptuando septiembre en el que no hubo registro de precipitaciones.

A continuación se presenta un análisis de los dos eventos hidrometeorológicos que impactaron negativamente la zona de estudio. En el año 2005, ocurrió el peor desastre conocido hasta entonces, al registrarse una precipitación de 320 mm/día. Ambos desastres han marcado el rumbo de la región en el aspecto geológico, social y económico, teniendo repercusiones importantes en todo el estado y a nivel nacional.

Uno de los factores detonantes más importantes en la generación del desastre de 1998, fue sin duda la precipitación pluvial extraordinaria provocada por la convergencia de dos Tormentas Tropicales "Earl" en el Atlántico e "Isis" en el Pacífico. Estos fenómenos impactaron a todo el estado de Chiapas, siendo Motozintla y Pijijiapan los municipios más afectados. Las lluvias iniciaron el 2 de septiembre, agudizándose los días 7 (175 mm) y 8 (130 mm), lo que motivó el desbordamiento del río Coatán, perjudicando a

gran parte de la región de Tapachula. El 8 de septiembre impacta a Motozintla (Figura 50), desbordando los tres ríos que convergen en la ciudad: Xelajú Grande, Mina y Allende, destrozando 600 viviendas y dejando 7000 damnificados en la cabecera municipal en tan solo 24 horas. El día 9 de septiembre los ríos Xelajú Grande y Mina causan daños graves en los barrios situados en su curso, principalmente al Barrio Canoas y Tejería.

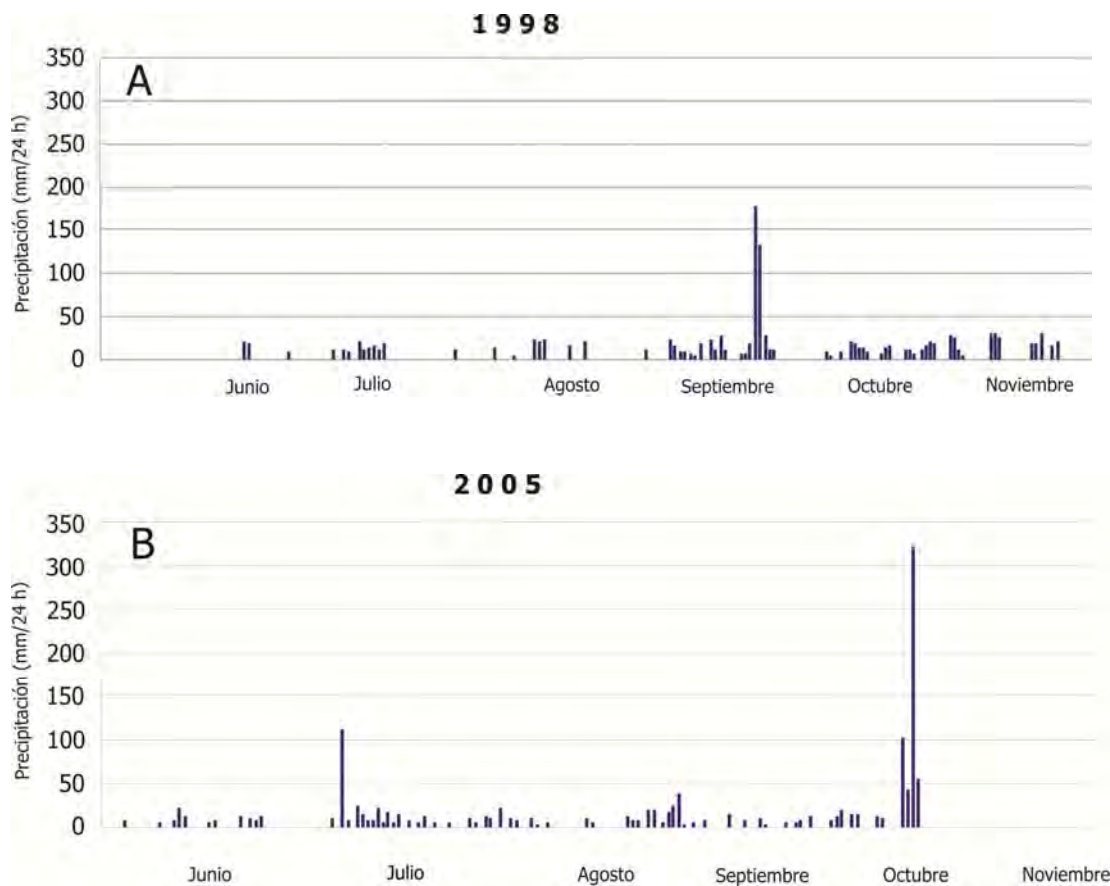


Figura 50. Registros de precipitación diaria durante los años 1998 y 2005 en Motozintla, Chiapas. Se observan eventos extraordinarios en los meses de septiembre de 1998 y octubre de 2005. Datos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional (2007).

Las Figura 49 y 50-A indican que a lo largo de casi ocho décadas, en algunas ocasiones se han presentado lluvias que en un lapso de 24 horas alcanzaron o superaron los 100 mm. En ninguna ocasión registraron lluvias superiores a los 175 mm y mucho menos

que en dos días consecutivos la lluvia hubiese acumulado un total de más de 300 mm, factor que fue determinante tanto en la inundación como en el arrastre de detritos en la cuenca de Motozintla en octubre del año 2005.

En el año 2005, nuevamente Motozintla es objeto de desastre, ahora provocado por las lluvias del Huracán "Stan" que se desarrolló del 3 al 6 de octubre, siendo antecedido por una Depresión Tropical que inició el día 1o de octubre.

La Figura 50-B muestra la precipitación registrada en los meses de junio a octubre de 2005, destacando tres importantes eventos extremos: junio con 111mm, 3 de octubre con 100 mm y 5 de octubre con 320 mm. En Motozintla, mas de 3 mil viviendas fueron dañadas y las carreteras se vieron seriamente afectadas, del km 12 al 45 permanecieron inhabilitadas por varias semanas (Suarez, 2006). Aunque en Motozintla los daños fueron superiores a los registrados en 1998, la mayor parte de los fondos económicos destinados a la reconstrucción se enfocaron al municipio de Tapachula, por los daños causados por el río Coatán.

VI.2 Evolución de la cuenca de Motozintla

La caracterización de la zona de estudio desde el punto de vista tectónico y geológico permitió comprender la dinámica de los procesos endógenos que modelan el paisaje, además, el entendimiento de los factores externos (exógenos), permiten tener un panorama completo que integra los elementos que intervienen en la configuración de la cuenca.

Corroborando las observaciones de Weber (2006), Ortega *et al.*, (2007) y Schaaf, *et al.*, (2002), la morfología actual de la cuenca tiene un origen tectónico, controlado por fallas a rumbo a nivel continental. Lo relevante de esta cuenca es su posterior evolución, ya que por su gran dinamismo, se ha generado una topografía muy abrupta, donde predominan laderas con pendientes mayores a 30°. Esta condición induce una alta

inestabilidad que aunada a las unidades litológicas antiguas, con edad de 290 Ma la más antigua, generan el movimiento de grandes volúmenes de roca que forman avalanchas.

Las avalanchas presentes en Motozintla se caracterizan por sus grandes dimensiones y prácticamente son las que proporcionan la configuración actual de las laderas. En las Figuras 18 y 25 se observan las avalanchas como escalones en dirección al *talweg* del río Xelajú Grande, limitados por fallas normales de grandes dimensiones. Estas enormes avalanchas no habían sido reportadas en trabajos anteriores (Carfantan, 1977; Caballero, 2006; Salazar, 2008; Pompa, 2009) debido a que en la parte baja de estas estructuras se manifiestan como flujos de escombros, con la característica de poseer estructuras en rompecabezas; concepto propuesto por Dikau *et al.* (1996) y Scott *et al.* (2001) para avalanchas de origen volcánico.

Considerando los indicadores geomórficos (terrazas, abanicos, rampas) presentes en la cuenca, se puede decir que las categorías de planicie, dependen de su posición altitudinal y la pendiente asociada, resaltando la planicie tipo "C", donde los indicadores se han desarrollado de manera más evidente.

La Figura 51 representa un modelo hipotético de la planicie aluvial del río Xelajú Grande, éste muestra una reconstrucción cronológica de los depósitos que forman los abanicos aluviales y los diferentes niveles de terrazas; ésta reconstrucción se fundamenta en la datación de paleosuelos. La edad más antigua registrada en una terraza fue de 17,685 +635/-590 (AP) y la más reciente, el depósito de 2005. En el modelo, se hace una reconstrucción secuencial idealizada, aunque no necesariamente cada nivel de terraza está sobrepuesta, ni fue posible cartografiarlas en los mapas debido a lo escaso de sus afloramientos y la escala utilizada.

En cuanto a la cronología de los abanicos aluviales, la edad más antigua estimada fue de 25,705 +835/-755 y la más reciente es de 1902. En este caso, el modelo no muestra una secuencia de depósitos ya que se trata de geoformas individuales y con aportes de

sedimentos independientes, que en muchos casos se interdigitan, formando extensas áreas semiplanas (rampas) que han servido de base para la construcción de casi todo el poblado de Motozintla (Figuras 30 y 31).

Una observación importante del modelo es el contraste entre los márgenes norte y sur del río Xelajú Grande. Se observa la asimetría de los depósitos, resaltando que las terrazas no son apareadas, debido a la dinámica del área y el levantamiento que se manifiesta con las terrazas colgadas, con ≈ 25 metros del nivel de la terraza más antigua y el cauce actual del río. Esto se observa en la Figura 34 que muestra un perfil verdadero, construido a partir de las curvas de nivel y la cartografía de la zona.

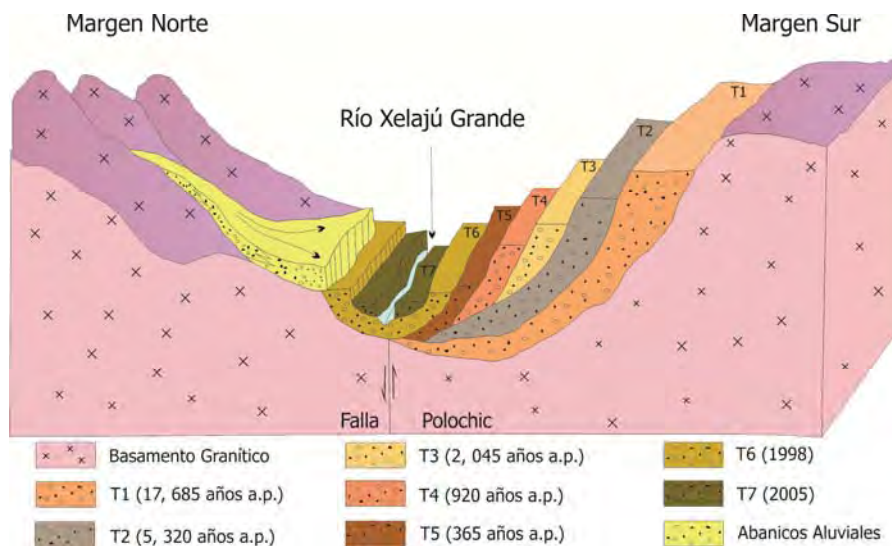


Figura 51. Reconstrucción idealizada de la cuenca de Motozintla. Se muestra la cronología los depósitos que forman abanicos aluviales y terrazas (T1 a T7). Se muestra la falla Polochic-Motagua y la dinámica estructural de la zona a través del contraste entre los dos márgenes del río Xelajú Grande.

VI.3 Los PRM como un elemento para determinar el nivel de peligro en Motozintla.

Para realizar la evaluación del peligro por PRM en Motozintla se requiere de estudios detallados de: a) la magnitud del fenómeno natural (o socio-antrópico) presente en la zona de estudio; b) la extensión del área que el fenómeno pueda afectar; y c) determinar con la mayor exactitud

posible el periodo de retorno (ocurrencia) del fenómeno (CENAPRED, 2001). En este apartado no se evalúa el peligro de manera específica. Sin embargo, se proporcionan datos importantes relacionados con los PRM que podrán ser utilizados en futuros trabajos de detalle que tengan como objetivo evaluar el peligro en la región.

Con base en el inventario de los procesos de remoción en masa levantado en la región de Motozintla, se aprecia que el proceso más frecuente es la caída de materiales, seguido de los deslizamientos, flujos y en menor proporción las avalanchas y los movimientos complejos (Figura 50). Esta relación de cantidad por número de procesos puede resultar engañosa si no se contrasta con la expresión que tiene cada uno de estos en la realidad y principalmente con el posible impacto que presentan para la población.

Aunque las avalanchas tienen un conteo de dos unidades (2.3%), estas son la expresión más impresionante de los procesos de remoción en masa y son las que imprimen el paisaje morfológico de toda la región de Motozintla. Hoy en día, el impacto o afectaciones a la población por este tipo de procesos es imperceptible, ya que éstas se han generado a través de periodos geológicos, más allá de tiempos históricos y fuera de la escala humana de tiempo.

Con el 1.1% el movimiento complejo de masas es otro proceso cuya expresión en cantidad es poco significativa. Sin embargo, si se observa su manifestación en el campo, principalmente en la región norte de la zona de estudio (río Chimalapa), se puede constatar que sus depósitos han obstruido el curso de ríos (Figura 18), provocando grandes represamientos que seguramente impactaron al ecosistema de manera significativa.

De manera general, aunque en la cuenca no se tienen evidencias de impactos a la población, la magnitud y extensión de los depósitos en la planicie aluvial pudieron generar perturbaciones al medio físico como: Inundaciones en grandes extensiones del terreno, pérdida de cobertura vegetal, caída y arrastre de árboles, cambio en los sistemas de drenaje naturales y artificiales, erosión de suelos (provocando pérdida de raíces y tubérculos), modificación o daños irreversibles a los hábitat bentónico y terrestres; así como a las siembras y cosechas (principalmente gramíneas).

Contrastando con las avalanchas y movimientos complejos, se tienen las caídas con 61 procesos (69.3%). Éstas se presentan en pendientes muy fuertes cercanas a la vertical, en cortes de carreteras, barrancos formados por ríos, fracturas o fallas (Figura 18 y 19). En la actualidad, las afectaciones por este tipo de procesos se tienen en la parte alta de la cuenca, incidiendo por lo regular en los caminos. Estos procesos son inducidos principalmente por actividades antrópicas.

De igual forma, los 17 deslizamientos registrados en el inventario (18.2%) se distribuyen en toda la región de estudio. La mayor parte se pueden clasificar como inactivos ya que presentan pendientes entre 15° y 30°, un crecimiento de vegetación en la zona de depósito y las zonas de corona; actualmente no presentan actividad evidente (Figura 18 y 20). En otros casos, los deslizamientos han sido intervenidos por el ser humano, clasificándose entonces como estabilizados. Por lo anterior, estos procesos no representan un peligro eminente para la población, a menos que se reactiven por un factor ajeno al inicial o evolucionen transformándose a movimientos complejos.

Los procesos de remoción en masa más importantes para la región de Motozintla son los flujos de escombros (Figura 23, 52 y 53). Éstos han provocado los impactos negativos más significativos en tiempos históricos; han infligido daños a la población en repetidas ocasiones y han provocado pérdidas materiales y humanas a tal escala, que han ocasionado el colapso económico de la región, llegando a tener repercusiones a nivel estatal y nacional. Los desastres más recientes provocados por flujos, son los de 1998 y 2005, ambos detonados por los fenómenos hidrometeorológicos descritos con detalle en el apartado anterior. Aunque no se tienen datos de los impactos causados por eventos anteriores, las evidencias que se presentan en la planicie aluvial, con grandes depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados en menor proporción, formando terrazas escalonadas y enormes abanicos aluviales, son indicativos de los grandes impactos que ha sufrido la llanura aluvial; hechos que los estudiosos de los paleoambientes pudieran correlacionar con los datos históricos de las precipitaciones (Figura 49).

El proceso de deforestación tan severo que ha sufrido la cuenca de Motozintla puede ser un factor condicionante para la generación de PRM, en particular de flujos de escombros; ya que estos pueden generarse a partir de áreas deforestadas o zonas

abandonadas de cultivo. El deterioro en la cuenca se debe a incendios, actividades agrícolas, saqueo, plagas y enfermedades, pero se estima que sólo para combustible se usan anualmente 330 mil toneladas de madera (SEDESOL, 1999). Este cambio de uso de suelo motiva que la cubierta superficial del sustrato quede susceptible a la fácil remoción por fenómenos como precipitaciones con lluvias intensas.

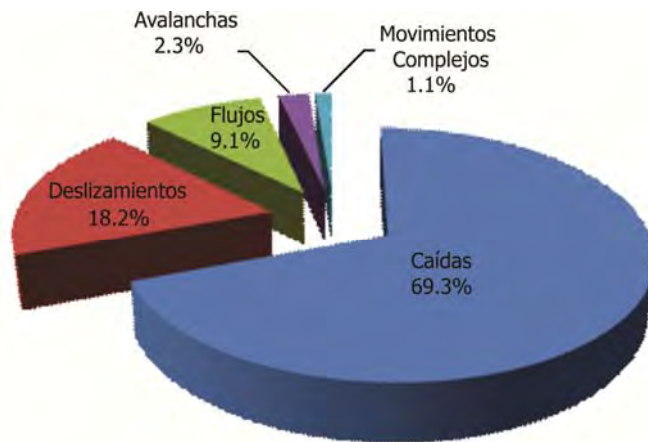


Figura 52. Porcentaje de Procesos de Remoción en Masa en función del número de depósitos y/o evidencias registradas en Campo.

El estudio granulométrico total realizado en las muestras colectadas, confirmó que éstos corresponden en su mayoría a flujos de escombros (siendo coincidente con estudios similares realizados por Macías, *et al.*, 2010; 2004; Saucedo, 2004, Sahu, 1964). Según las curvas acumulativas e histogramas de los depósitos, tanto de abanicos como de terrazas, muestran que predomina la fracción gruesa (con un diámetro medio entre -2 y -4 Phi), son heterolitológicos y heterométricos; con diferentes grados de evolución en la forma de los clastos y que predominan los fragmentos subangulosos a subredondeados, soportados en una matriz del tamaño de la arena media. En algunos casos los flujos de escombros llegan a presentar estructuras en rompecabezas, indicando que provienen de depósitos de avalancha. Las edades reportadas en la Tabla 12, indican también que los flujos de escombros se han repetido por lo menos desde hace 25 mil años y los depósitos han formado la base del lugar donde hoy se encuentra construida la totalidad de la ciudad de Motozintla y sus 23,755 habitantes (Sánchez *et al.*, 2011) (Figura 31).

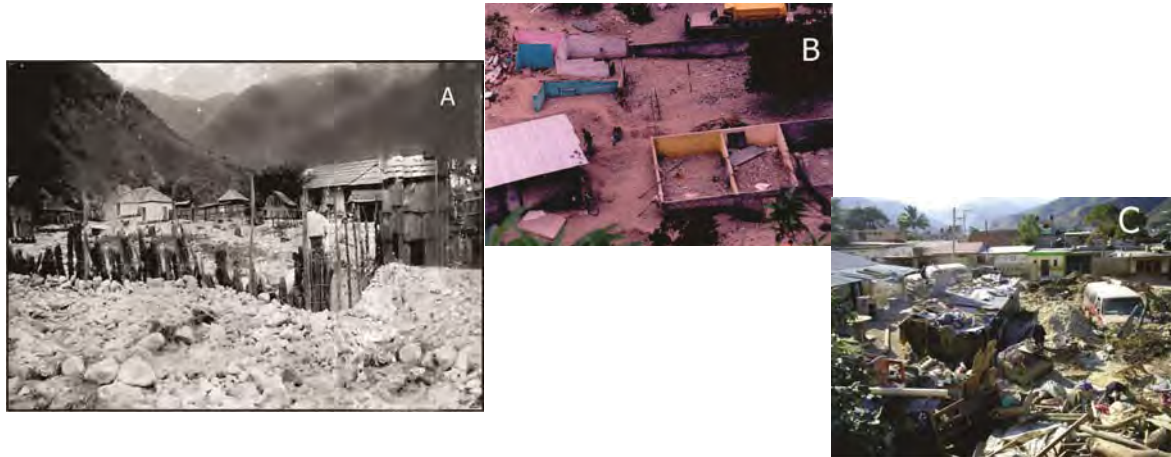


Figura 53. Afectaciones a la población por flujos de escombros en diferentes periodos de tiempo: (A) desastre ocurrido a principio del siglo XX; (B) desastre de 1998 provocado por las Tormentas Tropicales "Isis" y "Earl"; y (C) desastre de 2005 ocasionado por el Huracán "Stan". Fotografías proporcionadas por Victor Hugo Roblero, Corresponsal de Tribuna Sierra.

Bajo el contexto anterior, se puede decir que las lluvias constituyen un factor importante en la generación de desastres en la región de Motozintla. Sin embargo, otros factores que juegan un papel importante son las condiciones tectónicas, topográficas, estructurales y litológicas que se conjugan para exacerbar los impactos a la región y por ende a las comunidades; sin olvidar que el desastre en sí, es provocado bajo la dinámica de una "construcción social", donde la propia población es generadora de la vulnerabilidad y de su incremento ante los factores físicos considerados como una amenaza.

CONCLUSIONES

El desarrollo de esta investigación permitió conocer con mayor detalle la problemática que presenta la región de Motozintla, dando oportunidad de generar nuevos datos que proporcionan elementos sólidos para un mejor entendimiento de las condiciones actuales del área, desde el punto de vista de la dinámica de la región y los procesos geológicos que en ocasiones se transforman en peligros potenciales para la población.

Los resultados obtenidos, servirán como base de futuros trabajos y sobre todo proporcionarán argumentos para una posible planificación territorial con información fidedigna sobre los procesos de remoción en masa que pueden afectar a la región. De esta forma, destacan las siguientes conclusiones:

- Motozintla se localiza en una zona altamente inestable debido al ambiente tectónico activo provocado por el sistema de fallas Polochic-Motagua. Éste presenta un desplazamiento lateral izquierdo generando una intensa deformación del terreno y frecuente sismicidad.
- Las características geológicas de la cuenca de Motozintla: rocas con edades que van del Paleozoico al Reciente, alto grado de intemperización, una topografía muy escarpada, pendientes dominantes de más de 30° y la ocurrencia de fenómenos hidrometeorológicos extremos que generan inestabilidad en las laderas, manifestándose en procesos de remoción de masas en forma de caídas, flujos, avalanchas y deslizamientos.
- El levantamiento cartográfico e inventario de los procesos de remoción en masa, permitieron identificar y cuantificar las áreas que presentan algún tipo de movimiento de terreno, así como las zonas donde estos materiales se emplazan.
- Con las terrazas y abanicos aluviales como indicadores geomórficos, fue posible identificar dislocaciones estructurales y fallas que reflejan inestabilidad tectónica del área

cuya morfología indica que la zona experimenta un levantamiento relativo con movimiento vertical y sinistral, acompañado de una rápida incisión fluvial. De igual modo, el análisis integral de los sistemas geomórficos de la cuenca de Motozintla, indican que el levantamiento tectónico predomina sobre la velocidad de incisión y aluvionamiento del río Xelajú Grande.

- La red de abanicos aluviales en Motozintla es el resultado de la agradación de la cuenca, donde las corrientes fluviales pierden su capacidad y competencia para transportar los sedimentos, debido a la disminución de la velocidad y profundidad del flujo. Lo anterior tiene lugar cuando la corriente sale de las paredes del confinamiento del canal y sufre una expansión lateral a partir del ápice o bien, por el simple cambio de la pendiente. Se contaron al menos 14 depósitos en los abanicos y 5 depósitos formando terrazas, todos ellos cronológicamente controlados por dataciones de paleosuelos.
- En la zona de acumulación de la planicie, la disposición de los conos aluviales y terrazas tienen una marcada componente estructural, ya que todos ellos se encuentran truncados, mostrando hasta 25 m de desnivel respecto al cauce actual del río Xelajú Grande. Esta componente estructural se refleja también en las laderas rocosas que limitan el río, presentando estructuras de facetas triangulares.
- En las curvas acumulativas de dispersión de los abanicos aluviales se observa que la mayor parte de los clastos (fracción de -6ϕ a 1ϕ) se transportan por saltación y flotación dentro de la matriz. La fracción de -5ϕ a -10ϕ se mueve por rodamiento y la fracción fina es transportada por suspensión. Por otro lado, las curvas acumulativas de las terrazas, muestran que la fracción gruesa (-5ϕ a -9ϕ) se mueve por rodamiento. La fracción media (matriz) es transportada por saltación y flotación y la fracción fina de 2ϕ a 8ϕ es transportada por suspensión.
- Todos los abanicos aluviales invariablemente presentan una granulometría gruesa y pobremente clasificada debido a la corta distancia de transporte desde la fuente y a su asociación a zonas de alto relieve y una pérdida temprana de energía de la corriente. Por lo anterior, los depósitos de la planicie aluvial se pueden clasificar como provenientes de sistemas con alta eficacia de transporte, corroborado por las asociaciones de facies que presentan: conglomerados con matriz arenosa, por lo general granosostenidos,

heterolitológicos y heterométricos (milimétricos a centimétricos); mostrando con ello, que su origen es a partir de flujos acuosos no confinados y muy energéticos. Cuando llegan a presentar horizontes arenosos, muchas veces lenticulares, se asocian a episodios de depósito con baja tasa de descarga.

- En la evolución cuaternaria de la planicie aluvial de Motozintla se identificaron cinco niveles de terrazas fluviales. Las dataciones radiométricas de los paleosuelos permitieron situar dos eventos de aluvionamiento antiguos 25,705 y 17,685 años. Los depósitos de detritos más recientes fueron fechados en 310 y 165 años. Lo anterior deja evidencia de que los eventos de origen hidrometeorológico que motivaron el depósito de sedimentos son recurrentes, aunque con intervalos variables. La ocurrencia mínima de depósitos es de 7 años (1998 y 2005) y entre 1640 y 1695 es de 10 años.
- Por encontrarse edificada sobre terrazas y abanicos aluviales existe la posibilidad de que gran parte de la comunidad de Motozintla pueda quedar dañada por flujos de escombros como los registrados en 1998 y 2005.

REFERENCIAS

- Acker, W.L., 1974. Basic Procedures for Soil Sampling and Core Drilling. Acker Core Drilling Co. Scranton Pa. USA, 133 p.
- Alcántara-Ayala, I. (1999). ¿Se cae o no se cae? Procesos de remoción en masa, avances y perspectivas. Ciencia y Desarrollo, mayo-junio. Vol. XXV, No. 146, pp 24-31.
- Alcántara-Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificación y terminología. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM; número 41, pp 9-25.
- Allen, J. R., 1970. A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposits. Geological Journal, 7, 129-146.
- Allen, T., 1997. Particle Size Measurement: Powder Sampling and particle size measurement. British Library, Chapman & Hall, London, 525 p.
- Anderson, T., Burkart, B., Clemons, R., Bohnenberger, O. & Blont, D., 1973. Geology of the Western Altos Cuchumatanes, Northwestern Guatemala. Geological Society of America, v. 84, pp 805-826.
- Anderson, T., Burkart, B., Clemons, R., Bohnenberger, O. & Blont, D., 1973. Geology of the Western Altos Cuchumatanes, Northwestern Guatemala. Geological Society of America, v. 84, pp 805-826
- Arregue-Rocha, E., Garduño- Monroy, V. H., Canuti, P., Casaglie, N., Lotti, A., Chiesa, S., 2001. Análisis geomecánico de la inestabilidad del escarpe La Paloma, en la Ciudad de Morelia, Michoacán, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V. 1, num. 2. pp 91-106
- Ashley, G.M., 1978. Interpretation of polimodal sediments. The Journal of Geology, Vol. 86, num. 4, 411-421
- Bisson, M., Cosimi, G., Favalli, M., Leoni, F.M., Mazzarini, F., Pareschi, M. T., Santacroce, R., Sgrò, S., Sulpizio, R. y Zanchetta, G. (2002). GIS database for the assessment of debris flow hazard in two areas of the Campania region (southern Italy). IL Nuovo Cimento, Vol. 25 C, N. 4. pp 433-447
- Blair, T.C. and McPhearson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. Geomorphology of Desert Environments. Abraham, A.D. and Pearson (Eds), London, pp 354-366
- Blair, T.C. and McPhearson, J.G., 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 69 (1): 6-19
- Blair, T.C., 1981. Aluvial fan deposits of Todos Santos Formation, Central Chiapas. Mexico. The University of Texas at Arligton, USA. (Inédito)
- Borja-Baeza, R.C. (2003). Análisis de susceptibilidad y riesgos asociados a procesos de remoción en masa en Zacapoaxtla, Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, tesis de licenciatura, UNAM.

- Böse, E., 1905. Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco. Universidad Nacional Autónoma de México Instituto Geológico de México Boletín 20. 100 p
- Brady, N. and Weil, R., 1996. The Nature and Properties of Soil. Prentice-Hall, New Jersey, USA. 740 p.
- Bravo, H., Rebollar, C., Uribe, A. y Jiménez, O. 2004. Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B04307, pp 1-14.
- Brundsen, D. (1979). Mass movements. In Embleton, C. and J. B. Thornes (eds), *Progress in Geomorphology*, Arnold, pp 130-186.
- Brundsen, D. (1984). "Mud, in Brundsen D. y D.B. Prior (ed.), *Slope Instability*, Wiley & Sons, Chichester, pp. 363-418.
- Bull W.B., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains, A new approach to Paleoseismology*. Blackwell Publishing, Australia, 315 p.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2004. *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, Australia, 288 p.
- Burkart, B., 1978. Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, México. *Geology*, v. 6, pp 328-332.
- Burkart, B., 1983. Neogene North American-Caribbean plate boundary across Northern Central America: offset along the Polochic Fault. *Tectonophysics*, 99, 251-270.
- Carabias, J., Landa, R., Collado, J. y Martínez, P., 2005, *Agua, Medio Ambiente y Sociedad. Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en México*, México, Universidad Nacional Autónoma de México, El Colegio de México y la Fundación Gonzalo Río Arronte. p 45–58.
- Carreras-Soriano, L.M. y Capra-Pedol, L., 2008. Estudio granulométrico comparativo de los depósitos epiclásticos en ambientes volcánicos. *Revista Mexicana de Ciencias geológicas*, v. 25, núm. 1, p. 97-114.
- C.R.M. Consejo de Recursos Minerales, 1999. *Monografía Geológico Minera del Estado de Chiapas*. Castro-Mora J. (compilador). Secretaría de Comercio y Fomento Industrial (ECOFI), Coordinación General de Minería. México. 180 p.
- Caballero, G. A., Macías, V. J. L., García-Palomo, A., Saucedo, G. R., Borselli, L., Sarochi, D. and Sánchez-Nuñez, J. M., 2006. The September 8-9 rain-triggered flows at Motozintla, Chiapas, México. *Natural Hazards*. 39: 103–126. DOI 10.1007/s11069-005-4987-7. USA.
- Caballero, G., 2002. Los flujos de escombros de Motozintla, Chiapas ocurridos en septiembre de 1998. Estratigrafía, granulometría y mecanismos de emplazamiento. Tesis profesional, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Ciencias de la Tierra. 95 p
- Caballero, L., Macías, J. L., García-Palomo, A., Saucedo, R., Borselli, L., Sarocchi, D., Sánchez, J. M. (2006). The september 8-9, 1998 Rain Triggered Flood Events at Motozintla, Chiapas, México. *Natural Hazards*, 39 (1): 103-126.

- Capra, L., Lugo-Hubb, J., Zamorano-Orozco, J. (2006). La importancia de la geología en el estudio de los procesos de remoción en masa: el caso de Totomoxtla, Sierra Norte de Puebla, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, número especial de geología urbana, LVIII, 2: 205-214.
- Carballido, P.A., 2008. Análisis comparativo de las reubicaciones urbanas por desastre en Motozintla, Chiapas. El caso de las colonias Nuevo Milenio III y Fraccionamiento Vida Mejor III, entre 1998 y 2005. Facultad de Filosofía y Letras. Colegio de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. 133 p
- Carfantan, J. Ch., 1977. La cobijadura de Motozintla. Un paleoarco volcánico en Chiapas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista del Instituto, vol. 1, no. 2. pp 133-137
- Caver, R.E., 1971. Procedures I sedimentary petrology, Wiley-Interscience, 645 p.
- CENAPRED, 2008. (Centro Nacional de Prevención de Desastres) Inestabilidad de Laderas, Centro Nacional de Prevención de Desastres, Secretaría de Desarrollo Social, Secretaría de Gobernación. Serie Fascículos, 43 p.
- CENAPRED, 2006. (Centro Nacional de Prevención de Desastres) Guía Básica para la elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos. Fenómenos Hidrometeorológicos. Secretaría de Gobernación, 140 p.
- CENAPRED, 2006a. (Centro Nacional de Prevención de Desastres) Características e impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año de 2005. Secretaría de Gobernación. Serie. Impactos socioeconómicos de los desastres en México No. 7. p. 473.
- CENAPRED, 2002. (Centro Nacional de Prevención de Desastres) Sistemas de alerta hidrometeorológica en Acapulco, Tijuana, Motozintla, Tapachula y Monterrey. Área de riesgos Hidrometeorológicos, Informes Técnicos. Secretaría de Gobernación, 97 p.
- CENAPRED, 2001. (Centro Nacional de Prevención de Desastres) Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México. Secretaría de Gobernación, 225 p.
- CONAGUA, 2007. Estadísticas del Agua en México, Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 259 p
- Coney, Peter. 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. Subdirección de Tecnología de Exploración del IMP, Unidad Arizona. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, vol. XV, no. 1 pp 6-15
- CRM, 1999. Consejo de Recursos Minerales. Monografía geológico-minera del Estado de Chiapas. Castro Mora J. (Compilador), Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, 180 p.
- Cruden, D. M. y Varnes, D. G. (1996). Landslides types and processes. In Dikau, R., Brundsdon, D., Schorott, L. and Ibsen, M. L., (1996). Landslide recognition. Identification, movement and courses, Report No. 1 of the European Commission Environment programme. John Wiley & Sons, 251 p.

- Dávila-Hernández, 2003. Zonificación de peligro por procesos de remoción en masa con base en la aplicación de un análisis estadístico multivariado condicional: la barranca el Calvario, Teziutla-Puebla. Tesis de licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Davis, J.C., 1970. Information contained in Sediment-Size Analysis. *Mathematical Geology*, vol.2, No. 2:105-112.
- De la Rosa, Z., Eboli, M. y Dávila, S., 1989. Geología del estado de Chiapas. Comisión Federal de Electricidad, Unidad de estudios de ingeniería civil, Subjefatura de estudios geológicos, Departamento de geología, Superintendencia de estudios Zona Sureste. 192 p.
- De la Parra, A.M., 2009. Vulnerabilidad diferencial asociada al riesgo de desastre por inundación en la colonia Joaquín miguel Gutiérrez, Pijijiapan, Chiapas. CIEMAD-IPN, tesis de Maestría, 122 p
- De Pedraza, G. J. (1996). Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones. Edit. Rueda, España. 414 p.
- De Pedraza, G.J., 1996. Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones. Edit. Rueda, S. L., Madrid, 413 p.
- Dikau, R., Brundsdon, D., Schorott, L. and Ibsen, M. L., (1996). Landslide recognition. Identification, movement and courses, Report No. 1 of the European Commission Environment programme. John Wiley & Sons, 251 p.
- Donati L. y Turrini, M.C., 2002. An objective method to rank the importance of the factors predisposing to landslides with the GIS methodology: application to the area of the Appennines (Valnerina; Perugia, Italy). *Engineering Geology*, Elsevier. Vol. 63, 277-289.
- Donnely, T. W., Horne, G. S., Finch, R. C. & López-Ramos, E. 1990. Northern Central America; The Maya and Chortis bloks. *The Geology of North America*, in Dengo, G., and Case, J. E., eds., the caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H, pp. 37-76.
- Drexler, J.W., W.I. Rose, R.S.J. Sparks and M.T. Ledbetter, 1980, The Los Chocoyos Ash, Guatemala: A major stratigraphic marker in Middle America and in three ocean basins, *Quat. Res.*, 13, 327-345.
- Easterbrook, D., 1993. Surface processes and landforms. Prentice Hall, USA. 520 p.
- Elias, H., 1967. Stereology. Proceeding of the Second International Congress for Stereology, Chicago, April 8-13. Springer. NY. 337 p.
- EPOCH. (1993). (European Community Programme). Temporal occurrence and forecasting of landslide in the European Community. Flageollet, J. C. (ed), 3 volumes, Contract no. 90 0025. En: Ochoa-Tejeda, V. (2009). Control estructural de la inestabilidad de laderas: modelación tridimensional de los rasgos geológicos estructurales. Aplicación al estudio de los procesos de remoción en masa de La Soledad, Sierra Norte de Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, División de Estudios de Posgrado, Tesis doctoral, UNAM.
- Escobar, Héctor. 2001. La construcción social del riesgo en Chiapas. *Revista CIUDADES* No. 52, octubre-diciembre. RENIU, Puebla, México. pp 34-41.

- Espíndola, J.M., Macías, J.L., Godínez, L. y Jiménez, Z., 2002. La erupción de 1982 del volcán Chichonal, Chiapas, México. En: J. Lugo Hubp y M Inbar (Eds.) Desastres Geológicos en América Latina, Fondo de Cultura Económica, México.
- Espíndola-Castro, V. H., 1996. Sismicidad asociada a la zona de subducción en Chiapas. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Sismología. Informe parcial para obtener el grado de Maestro en Ciencias. 81 p.
- Flores-Lorenzo, P. (2002). Inestabilidad de laderas y riesgos asociados en Teziutlán, Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, tesis de licenciatura, UNAM.
- Fookes, P.G., Lee, E.M. y Griffiths J.S., 2007. Engineering Geomorphology, Theory and Practice. Whittles Publishing, Scotland, UK, 279 p.
- Folk, R.L., 1974, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Texas, Hemphill. Publishing Company, 105p.
- Franco, A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Monfret, T. y Vergne, J., 2006. Geodetic and seismological study of the Polochic Motagua left-lateral strike-slip fault system in Guatemala. Geophysical Research Abstracts, v. 8. EGU06-A-07068. European Geosciences Union.
- Friedman, G. and Sanders, J., 1978. Principles of sedimentology. John Wiley & Sons, USA, 791 p.
- Gamonal, M., 2005. Abanicos aluviales. Fecha de consulta: Octubre de 2009. En línea: <http://www.ucursos.cl/ingeniería/2005/1/GL54B/1/.../63632> Consulta
- García-Palomo, A., Carlos-Valerio, V., López-Miguel, C., Galván-García, A., Concha-Dimas, A. (2006). Landslide inventory map of Guadalupe Range, north of the Mexico Basin. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana: número especial de geología urbana, LVIII (2): 195-204.
- García-Palomo, A., Vásquez, A. y Melo, H., 1987. Interpretación tectónica estructural del valle de Uzpanapa, Veracruz. México. Tesis de licenciatura, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA) 83 p.
- García, R., 1993. Análisis geomorfológico de la distribución de riesgos naturales en la Delegación Cuajimalpa de Morelos. Distrito Federal. UNAM, Facultad de Filosofía y Letras, 162 p.
- Gates A. E. and Ritchie David, 2007. Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes. Third Edition. Facts on File Science Library. 229 p.
- Gerscovich, D.M.S., Vargas, E.A. y Campos, T.M.P. (2006). On the evaluation of unsaturated flow in a natural slope in Rio de Janeiro, Brazil. Engineering Geology. Science Direct. Elsevier B.V.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. (2002). Ingeniería Geológica. Prentice Hall, Pearson. 715 p.
- González, S. y Contreras, G., 2001. Análisis de fenómeno naturales que representan amenaza, en el Municipio de Acambay, Estado de México. Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería, 94 p.
- Gutiérrez-Elorza, M., 2008. Geomorfología, Pearson, education, Prentice Hall, Madrid, España. 898 p.

- Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J. J., 2000. The North America-Caribbean plate Boundary west of the Motagua Polochic fault system: A fault jog in Souttheastern Mexico. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 13, pp 459-468.
- Guzzetti, Fausto, 2000. *Landslide Fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy*. Engineering Geology, Elsevier. Vol. 58, pp 89-107.
- Haapala, J M, R Escobar Wolf, J W Vallance, W I Rose, J P Griswold, S P Schilling, J W Ewert and M Mota, 2005, *Volcanic Hazards at Atitlán Volcano, Guatemala*, USGS Open File Report 2005-1403.
- Harvey, A.M., 2007. Geomorphic instability and change. Introduction: Implication of temporal and spatial scales. *Geomorphology*, 48, Issues 3-4, 153-158.
- Hatano, S. y Oyagi, N. (1977). Landslide and their Surrey methods. *Chiri (Geography)*, 22(5), 56-71; en: Santacani I Quintas, N. (2001). Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, España.
- Hernández-García, R., 1973. paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México: *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 25, pp 77-134.
- Hernández-Mena Z. (2002). Estudio geológico y geotécnico del deslizamiento de Zapotitlán de Méndez, ubicado en la Sierra Norte del Estado de Puebla, México. UNAM, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 97 p.
- Hernández-Mena Z. (2008). Mapa de susceptibilidad a procesos de remoción en masa con base en análisis multivariado. La región de Zapotitlán de Méndez, Puebla. Centro de Geociencias, Tesis de Maestría, UNAM.
- Hooke, R., 1967. Processes in arid regions, alluvial fans, *Journal of Geology*, 75, 438-460.
- Huggett, R.J., 2011. *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, Taylor and Francis Group, third edition, Abingdon, Oxon. 516 p.
- Hürlimann, M., Rickenman, D., Medina, V. y Bateman A. (2008). Evaluation of Approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment. *Engineering Geology* (2008), doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.012
- Hutchinson (1988). General report morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to Geology and Hydrology. En: Ochoa-Tejeda, V. (2009). Control estructural de la inestabilidad de laderas: modelación tridimensional de los rasgos geológicos estructurales. Aplicación al estudio de los procesos de remoción en masa de La Soledad, Sierra Norte de Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, División de Estudios de Posgrado, Tesis doctoral, UNAM.
- Inman, D.L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 22(3), 125-145.
- Jakob, M. & Hungr, O. (2005). *Debris-Flow Hazards and related phenomena*. Praxis Publishing, Springer. Chichester, UK. pp 411-443.

- Keller, E. & Blodgett, R., 2004. Riesgos naturales. Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes. Edit. Pearson, Prentice Hall. Madrid, España. pp 148-181
- Lobato Samuel, 1998. Chiapas, Las Inundaciones y el Desastre. Recopilación Inédita. Tapachula, Chiapas. México.
- López-Ramos, E., 1975. Geología de México, 2ª edición escolar. México 454 p
- Lugo-Hubp, J. e Invar. M., 2002. Desastres Naturales en América Latina. Fondo de cultura Económica. Primera Edición. México. pp 37-67
- Lugo-Hubp, J. (1988). Elementos de geomorfología aplicada. Instituto de Geografía, UNAM, México. 128 p
- Lugo-Hubp, J. (2011). Diccionario geomorfológico, Instituto de Geografía, UNAM, México. 479 p.
- Lugo-Hubp, J., 2001. Los conceptos geomorfológicos en la obra de Ezequiel Ordóñez (1867-1950). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18 (1): 89-102.
- Lugo-Hubp, J., Zamorano-Orozco, J., Capra, L., Inbar, M. y Alcántara, I. (2005). Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, Octubre de 1999: causas y efectos. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22 (2): 212-228.
- Luzón, A.A., 1999. Zonación y principales características de los abanicos terciarios del borde norte de la cuenca Ebro, Provincia de Huasca, España. GeoGaceta, 26, pp 55-58
- McCalpin, J., 2009. Paleoseismology, International Geophysics Series. Academic Press. Elsevier, USA, Vol. 95: 565-600.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Palomo. A., Mora, J.C., Layer, P.W., and Espíndola, J.M. (2010) Late-Pleistocene flank collapse triggered by dome growth at Tacaná Volcano, México-Guatemala, and its relationship to the regional stress regime. Bull Volcanol. 72 (1): 33-53.
- Macías, J.L., Capra, L., Scott, K., Espíndola, J.M., García-Palomo y Costa, J.E., 2004. The 26 May 1982 breakout flows derived from failure of a volcanic dam at El Chichón, Chiapas, Mexico. GSA Bulletin; January/February 2004; v. 116, no 1/2 pp 233-246.
- Macías, J.L., Espíndola, J.M., García-Palomo, A., Scott, K.M., Hughes, S., Mora, J.C., 2000, Late Holocene Peléan style eruption at Tacaná Volcano, México–Guatemala: Past, present, and future hazards: Geological Society of America Bulletin, 112 (8), 1234-1249.
- Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997, Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central México, en Link, P.K., Kowallis, B.J. (eds.), Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho, and central Mexico: Brigham Young University, Geology Studies, 42(1), 493-528.
- McManus, J., 1998. Grain size determination and interpretation, en Techniques in sedimentology. Edited by Maurice Tucker, Blackwell Scientific Publication, Oxford, 394 pp.
- March, L.I., 1992. Abanicos aluviales y procesos de erosión en la Fosa de Casinos-Lliria. Universidad de Valencia, España. Cuadernos de Geografía, vol.52, pp 157-181.

- Marcos-López, J. (2003). Distribución especial de los procesos de remoción en masa y riesgos asociados en el municipio de Tlatlauquitepec, Puebla: Facultad de Filosofía y Letras, tesis de licenciatura, UNAM.
- Maskrey, A., (1993). Los desastres no son naturales. Red de estudios sociales en prevención de desastres en América Latina, LARED, 134 pp.
- Mérida, Montiel Ramón, 1976. Principios Generales de los Cobres Porfídicos y su Relación con el Depósito Cuprífero de Tolimán, Municipio de Motozintla, Chiapas. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, 92 p
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology, 4th corrected printing. Springer, Germany, 582 p.
- Miles, S.B., Keefer, D.K., (2008). Evaluation of CAMEL – Comprehensive Areal Model of Earthquake-induced Landslide, engineering Geology, doi:10.1016/j.enggeo.2008.08.004
- Miller, R. and Donahue, R., 1990. Soils An Introduction to Soils and Plant Growth. Prentice Hall New Jersey, USA. 768 p.
- Montesinos, H., 1971. Informe Preliminar del Reconocimiento Geológico Regional del Estado de Chiapas. Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Departamento de Exploraciones Zona Sur. Informe Inédito.
- Montesinos, H., 1975. Geocronología del Estado de Chiapas. Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Departamento de Exploraciones Zona Sur. Informe Inédito.
- Mooser, Meyer & McBirney, 1958. Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Including Solfatara Fields. Part VI, Central America. International Volcanology Association. Italy. p 41-47
- Mora-Chaparro, J. C., Jaimes-Viera, M. C., Garduño-Monrroy, V. H., Layer, P. W., Pompa-Mera, V. y Godinez, M. L., 2007. geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan Volcanic Arc (Central Area), Chiapas, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 162. p. 43-72.
- Morales, S. y Orozco G., 1988. Monografía Geológico Minera del Estado de Chiapas. Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Sur. Archivo Técnico No. 070073. p 1-18
- Moravec, David. 1983. Study of the Concordia Fault System, Near Jerico, Chiapas, México. The University of Texas in Arlington, USA. 155 p
- Moreiras, Stella M., 2005. Landslide susceptibility zonation in the Río Mendoza Valley, Argentina. Geomorphology, Elsevier. Vol. 66, 345-357.
- Moreno, S., 1977. Estudio Geológico Regional del Área de Acatepagua, Motozintla, Chiapas. Tesis profesional, Instituto Politécnico Nacional Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA), México. 51 p
- Muehlberger, W. & Ritchie, A., 1975. Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on *Skylab IV* orbital photography. Geology, v. 3. p. 232-235.

- Mugica M, R., 1987. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Macizo de Chiapas. Proyecto C-2009. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, México. 96 p
- Mülleried, F., 1957. La geología de Chiapas. Gobierno Constitucional del estado de Chiapas. Tuxtla Gutiérrez, México.
- Murcia, H. F. y Macías, J. L., 2009. Registro geológico de inundaciones recurrentes e inundación del 4 de octubre de 2005 en la ciudad de Tapachula, Chiapas, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 26, num. 1. pp 1-17
- Nanson, GC y Croke, JC, 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4:459-486
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley- Blackwell editors, Second Edition. United Kingdom. 419 pp.
- Nott, J., 2006. *Extreme Events. A physical reconstruction and risk assesment*. Cambridge University Press, UK, 297 p.
- Ochoa, L., 1978. Un reconocimiento de la Sierra Madre de Chiapas, Apuntes de un diario de campo. UNAM, Dirección general de publicaciones, México. 79 p
- Ochoa-Tejeda, V. (2004). Propuesta metodológica para el estudio de inestabilidad de laderas a partir de los MDT y la percepción remota. Facultad de Filosofía y Letras, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría, UNAM.
- Ochoa-Tejeda, V. (2009). Control estructural de la inestabilidad de laderas: modelación tridimensional de los rasgos geológicos estructurales. Aplicación al estudio de los procesos de remoción en masa de La Soledad, Sierra Norte de Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, División de Estudios de Posgrado, Tesis doctoral, UNAM.
- Ojeda, Rivera J. Una Roca Susceptible de Aprovechamiento Industrial Localizada en el Área de Motozintla, Chiapas. Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Departamento de Exploraciones Zona Norte. Informe Inédito.
- Oropeza, O., Zamorano, O. J. y Ortiz, P. (1998). Peligros geomorfológicos en México: remoción en masa. En: Garza, S. y Rodríguez, V. 2001, Universidad Iberoamericana-UNAM. México, Capítulo VI: 149-184.1
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alanís-Álvarez, S. A. y Nieto-Samaniego, A. F., 1992. Carta Geológica de la República Mexicana, 5ª edición. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Consejo de Recursos Minerales.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera M., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J. D., Torres de León, R. y Schaaf, P., 2007. The Maya-Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach. *International Geology Review*, v. 49, 1-29.
- Padilla y Sánchez, R. 2007. Evolución geológica del sureste mexicano, desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LIX, no. 1, pp. 19-42.

- Pantoja-Alor, J., Fries, Jr., C., Rincon-Orta C., Silver, L. T. y Solorio-Munguía, J., 1974. Contribución a la geocronología del estado de Chiapas. Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, XXVI, no. 4-6. pp 205-223
- Peña-Monné, J.L., 1997. Cartografía geomorfológica básica y aplicada. Geoforma Ediciones, Logroño, España. 227 p
- Pompa, M.V., 2009. Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México. Tesis de Maestría, UNAM, 144 p
- Press, F. and Siever, R. (1978). Earth. Second Edition. Edit. W.H. Freeman and Company. San Francisco 111-135
- Ritter, D., Kochel, R. and Miller, J., 2002. Process Geomorphology, Fourth Edition, McGraw Hill, USA, 560 p
- Rose, Bluth, Carr, Ewert, Patino & Vallance, 2006. Volcanic Hazards in Central America. The Geological Society of America. Special paper 412. Colorado, USA. pp 60
- Russ, J. C., 1992. Computer-Assisted Microscopy. The measurement and Analysis of Images, Plenum Press, New York, 453 p
- Sahu, B.K., 1964. Depositional Mechanism from the size analysis of clastic sediments. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 34, No. 1, pp 73-83.
- Salazar, Juárez J., 2008. Geología, petrología y geoquímica del Macizo de Chiapas, área de Motozintla de Mendoza. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, División de Ciencia de la Tierra, UNAM. 68 p
- Sánchez-Núñez, J.M., Serrano, M.E., Sangermán, D., Navarro, A., Vera, R., Axayacatl, J. y Macías, J.L. 2011. Extreme Hydrometeorological events and disasters in urban and rural communities in Motozintla, Chiapas. Rev. Mex. de Ciencias Agrícolas. Publicación especial, Num. 21, Sep-Oct., p 167-181.
- Sarocchi, D., Borselli, L. y Macías, J.L., 2005. Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. Rev. Mexicana de Ciencias Geol. Vol. 22, num. 3, 371-382.
- Sarukhán, J., Koleff, P., Carabias, J., Soberón, J., Dirso R., Llorente-Bousquets, J., Halffter, G., González, R., March, I., Mohar, A., Anta, S, De la Maza, J., 2009. Capital natural de México. Síntesis: conocimiento actual, evaluación y perspectivas de sustentabilidad. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México, 100 pp.
- Saucedo, R., Macías, J.L. y Bursik., 2004. Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, Mexico. Bull. Volcanol, 66:291-306.
- Scolamacchia, T., Macías, J.L., Sheridan, M.F. and Hughes, S.R., 2005. Morphology of ash aggregates from wet pyroclastic surges of the 1982 eruption of El Chichon Volcano, Mexico. Bull Volcanol, 68:171-200.
- Scolamacchia, R.T., 2005. Oleadas piroclásticas producidas durante la erupción de 1982 del volcán Chichón: Mecanismos eruptivos, de transporte y de depositación. Tesis doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM. 198 pp.

- Scott, K.M., Vallance, J.W. and Pringe, P.T., 1995. Sedimentology, behavior and hazards of debris flow at Mount Rainier, Washington. US Geol Surv.
- Scott, K.M., Macías, J.L., Vallance, J.W., Naranjo, J.A., Rodríguez, S., McGreehin, J.P., 2001. Catastrophic debris flows transformed from landslide in volcanic terrains: hazard assessment, and mitigation strategies. US Geol Surv Prof Pap 1630:1:67.
- Schaaf, P. Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F. and Köhler, H., 2002. The Chiapas Massif (Mexico), revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics: N. Jb., Geol. Paläont. Abh., 225 (1), p. 1-23.
- SEDESOL, 1999. Diagnóstico Región VII Sierra, Gobierno del estado de Chiapas. Inédito.
- SEDESOL-INPROVICH, 1998. Reporte de avance de verificación de daños en viviendas por el fenómeno meteorológico en la zona rural y cabecera municipal de Motozintla, Chiapas. México. 30 de Septiembre de 1998. Inédito.
- SEGOB, 2011. Secretaría de Gobernación. Disponible en Línea, http://www.e-local.gob.mx/wb2/ELOCAL/ELOC_Enciclopedia, Fecha de consulta: Noviembre de 2011.
- Sharpe, C. F. (1938). Landslide and related phenomena. Columbia University Press, Columbia Geomorphic Studies no. 2. New York, 137 p.
- Skinner, B.J. & Porter, S.C., 1989. The Dynamic Earth, an introduction to Physical geology. John Wiley & Sons, Inc. USA, 541 pp
- Spectrex, 2009. Laser Particle Counting System, operating manual. Redwood, City, Ca. USA, 18 pp.
- SSN, 2011. Servicio Sismológico Nacional. Base de Datos del estado de Chiapas. Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.
- Starkel, L., 2003. Climatically controlled terraces in uplifting mountains areas. Quaternary Science Research 22, 2189-2198.
- Suarez, D.J., 2006. Análisis de los problemas de erosión y deslaves, carretera Huixtla-Motozintla, Chiapas. Instituto de Erosión y Deslizamientos-Bucaramanga-Colombia; Informe Técnico, 32 p.
- Summerfield, M. A. (1991). Global Geomorphology, An introduction to the study of landforms. Longman Scientific & Technical. John Wiley & Sons, Inc., New York. p 33-82.
- Tapia-Varela, G. y López-Blanco, J., 2002. Mapeo geomorfológica de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000. Revista Mexicana de ciencias Geológicas, v. 19, núm.1, p 50-65.
- Thiery, Y., Malet, J-P., Sterlacchini, S., Puissant, A. and Maquaire, O. (2007). Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. Science Direct. Elsevier. Geomorphology, 92, p 38 – 59.
- Torres, T, y Zapata, J.L., 1987. Caracterización de dos sistemas de abanicos aluviales húmedos en el Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca –Guadalajara). Acta geológica hispánica, t.21-22 (1968-1987), págs. 45-53

- Trenhaile, A.S., 2007. *Geomorphology. A Canadian Perspective*. Oxford University Press, Canada, 498 pp.
- Tucker, M., 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 394 p.
- Udden-Wentworth (1922), Grain size classification. En Friedman and Sanders (1978), *Principles of sedimentology*. John Willey & Sons, USA, 791 p.
- Valenti, T.M. y Peña, J.L., 2006. Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organy´, Pirineos Orientales): relación con el glaciario y la tectónica activa. *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Geomorfología y Territorio*. Santiago de Compostela, 13-15 sept. pp 113-128.
- Varnes, D. J. (1975) Slope movements in the western United States in Mass Wasting. En Ochoa-Tejeda, V. (2004). *Propuesta metodológica para el estudio de inestabilidad de laderas a partir de los MDT y la percepción remota*. Facultad de Filosofía y Letras, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría, UNAM.
- Varnes, D. J. (1978) Slope movements Types and Processes. En Ochoa-Tejeda, V. (2004). *Propuesta metodológica para el estudio de inestabilidad de laderas a partir de los MDT y la percepción remota*. Facultad de Filosofía y Letras, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría, UNAM.
- Waibel, Leo, 1998. *La Sierra Madre de Chiapas*, H. Consejo del Estado de Chiapas, LIX Legislatura, edit. Porrúa. Copia de la versión original impresa por la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística de 1946, México. 305 p
- Walker, G.P.L., 1971, Grain-size characteristics of pyroclastic deposits: *Journal of Geology*, 79, 696-714.
- Walker, Templeton & Cameron, 2006. The chemistry of spring waters and fumarolic gases encircling Santa María Volcano, Guatemala: Insights into regional hydrothermal activity and implications for volcano monitoring. *Geological Society of America. Special Paper 412*. 59-83
- Weber, B., Cameron, K. L., Osorio, M., Schaaf, P., 2005. A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas massif, Southeastern México: *International Geology Review*, v. 47, p. 509-529.
- Weber, B. & Hecht, L., 2003. Petrology and geochemistry of metigneous rocks from a Grenvillian basement in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Elsevier, Science @ Direct, Precambrian Research*, v. 124 p. 41-67. Disponible también en www.elsevier.com/locate/precamres
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R. y Köhler, H., 2002. El descubrimiento de basamento matasedimentario en el Macizo de Chiapas: La "Unidad la Sepultura". *GEOS*, volumen 22, no. 1, p. 2-11.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V. A., Iriondo, A. and Ortega-Gutiérrez, F., 2006. Provenance ages of late Paleozoic sandstone (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, num.3, p. 262-276.
- Williams, S. & Self, S., 1983. The october 1902 plinian eruption of Santa María volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16: 36-56.

- Wohletz, K., Sheridan, M.F., Brown, W.K., 1989. Particle size distribution and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research*, 94, 15, 703-15, 721.
- WP/WLI (1990). A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No. 41: 5-12.
- W.S. Tyler www.wstyler.com/html/test_sieves.html , en línea, fecha de consulta: 23 junio 2010.
- Xie, Q. M. y Xia, Y.Y. (2004). System theory for risk evaluation of landslide Hazard. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* Vol. 41, No. 3, CD-ROM, Elsevier Ltd. Paper 2A 24-SINROCK2004 Symposium.
- Zaragoza-Zúñiga, N. (2006). Procesos de ladera en la región de Cuetzalan: un enfoque geomorfológico. Facultad de Filosofía y Letras, tesis de licenciatura, UNAM.
- Zêzere, J.L., García, R.A.C., Oliveira, S.C. y Reis, E., 2008. Probabilistic landslide risk analysis considering direct costs in the area north Lisbon (Portugal). *Centro de Estudios Geograficos, Universidad de Lisboa, Portugal. Science Direct, Geomorphology 94 (2008). Elsevier, 467-495*

CARTOGRAFÍA CONSULTADA

- Plano geológico regional del área Acatepahua, Motozintla, esc. 1: 100 000 Moreno. 1977
- Plano geológico de la Región de Motozintla, Chiapas. Carfantan. 1984
- Plano geológico del estado de Chiapas. Esc. 1: 750 000. Araujo. 1940
- Plano geológico regional del área de Tolimán, Municipio de Motozintla, Chiapas. Mérida, 1976.
- Plano geológico del estado de Chiapas. Esc. 1: 500 000.
- Mapa geológico-estructural del área de Motozintla. Roseta de Fracturas, Motozintla. Esc. 1: 50 000. Caballero, 2002.
- Mapa geológico del área de Motozintla, Chiapas. Esc. 1: 12 500. Salazar, 2008.
- Mapa geológico del estado de Chiapas. Esc. 1: 500 000. Consejo de Recursos Naturales No Renovables.
- Carta topográfica, Motozintla, D15B33, Chiapas, Esc. 1:50 000. 2000.
- Carta geológica, Hoja Huixtla, esc. 1: 250 000 clave: D15-2 INEGI, 1994.
- Plano hidrológico de Centro América y sur de México. esc. 1: 1 750 000. Figueroa, 1973
- Plano de "Geología del estado de Chiapas", esc. 1: 2 250 000. Consejo de Recursos Minerales. 1988.

A N E X O 1

Definición de la escala granulométrica

Para realizar el estudio granulométrico, es necesario tener una referencia de tamaños que sirva de base comparativa. Dicha referencia debe guardar una estrecha relación entre el tamaño de una partícula y las condiciones geológicas de su transporte y depósito que estuvieron involucradas. Udden-Wentworth (1922) propuso una clasificación que se adapta con facilidad a la escala logarítmica de base 2 (Phi):

$$(Phi) \Phi = -\log_2 \frac{d}{d_0} \text{ -----(1)}$$

Donde d es el diámetro de la partícula y d_0 es el diámetro estándar de la partícula (1.00 mm). El valor de Phi es adimensional (Friedman and Sanders, 1978; Nichols, 2009).

La expresión anterior es útil debido a que se evita trabajar con números irracionales (negativos) al estudiar las partículas más finas (menores a 1 mm), tomando el logaritmo negativo de base 2. Por lo tanto, la expresión anterior se representa de la siguiente manera:

(Escala en mm)	8	4	2	1	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{8}$	$\frac{1}{16}$	-----	(2)
(Escala Phi)	-3	-2	-1	0	1	2	3	4		

El utilizar la escala Phi permitió varias ventajas para el desarrollo de este trabajo: a) la distribución de los tamaños de partícula pueden ser graficados con facilidad; b) se pueden calcular los parámetros estadísticos más significativos como la media, mediana, moda y desviación estándar; y c) los diámetros de las diferentes clases de partículas se expresan con números enteros y no como fracciones de milímetro.

La Tabla A1 muestra las escalas granulométricas integradas, para depósitos de tipo sedimentario y volcánico. Esta escala simplifica las equivalencias de los diámetros en milímetros, su correspondiente valor de Phi y la tipología correspondiente a cada una de las fracciones.

Tabla A1. Clasificación granulométrica de los fragmentos sedimentarios y volcánicos.

		NOMBRE					
Φ	mm	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS*		DEPÓSITOS VOLCÁNICOS♦			
-12	4096	Muy grandes	Bloque	G r a v a	Muy grueso	Bloque	
-11	2048	Grandes			Grueso		
-10	1024	Medianos			Mediano		
-9	512	Pequeños					
-8	256	Grande	Guija		Fino		
-7	128	Pequeña			Muy fino		
-6	64						
-5	32	Muy grueso			Muy grueso		Lapillo
-4	16	Grueso		Grueso			
-3	8	Mediano		Mediano			
-2	4	Fino		Fino			
-1	2	Gránulo		Muy fino			
0	1	Muy gruesa	Arena	Muy gruesa	Ceniza		
1	0.5	Gruesa					
2	0.25	Mediana		Gruesa			
3	0.125	Fina					
4	0.0625	Muy fina		Mediana			
5	0.031						
6	0.016	Grueso	Limo				
7	0.008	Mediano		Fina			
8	0.004	Fino					
9	0.002	Muy fino					
10	0.00098	Gruesa	Arcilla				
11	0.00049	Mediana		Muy fina			
12	0.00024	Fina					
13	0.00012	Muy fina					

*Modificada de Blair & McPherson (1999); ♦Tomada de Sarocchi y Macías (2006).

A N E X O 2

Análisis granulométrico por métodos ópticos. Técnica de Rosiwal.

Este es un método óptico cuantitativo de medición, originalmente diseñado por A. K. Rosiwal para determinar el contenido de minerales en rocas metamórficas. El método resulta práctico para cuantificar la fracción gruesa en cualquier tipo de depósito, ya sean volcánicos, sedimentarios o producidos por procesos de remoción en masa, con contenido significativo de clastos de grandes dimensiones que no pueden ser analizados por muestreo directo, o bien, en depósitos que se localizan fuera de alcance, por ejemplo, escarpes verticales de grandes dimensiones o afloramientos con accidentes topográficos que evitan su acceso directo (Sarocchi, 2006).

El principio de análisis del método, se fundamenta en la estereología, método que utiliza cortes de objetos (imágenes) en dos dimensiones para deducir estructuras con tres dimensiones (Russ, 1992; Elias, 1967). La estereología y el análisis de imágenes auxiliado por programas de cómputo, tienen una gama amplia de aplicaciones como: actividades forestales, biología, industria de alimentos, arqueología, geología entre otras.

La operación de la técnica de medición, supone la sobreposición de un entramado de líneas paralelas y equidistantes sobre una imagen de un afloramiento (Figura A2). Dicho entramado intersectará los rasgos sobresalientes (clastos), que deberán ser medidos cada uno de estos. Con lo anterior se logra la construcción del perfil granulométrico del afloramiento en estudio.



Figura A2. Afloramiento con sobreposición de entramado para medición de intersecciones por el método de Rosiwal. Las líneas rojas, muestran la medición de clastos intersectados por la rejilla.

El fundamento teórico de Rosiwal, asevera que las áreas y los volúmenes de los clastos en un depósito, son equivalentes a la relación de las longitudes medidas de los clastos con las intersecciones de las líneas de la rejilla como lo indica la siguiente expresión (Sarocchi, 2006):

$$\frac{Aa}{At} = \frac{Va}{Vt} = \frac{La}{Lt} \text{-----}(3)$$

La ecuación anterior indica que el área ocupada por los clastos (Aa) y el área total analizada es igual al volumen ocupado por los clastos y el volumen total analizado. De igual forma estos valores son equivalentes a la longitud de los clastos y la longitud total del área analizada. Por lo anterior, se concluye que el método de Rosiwal permite obtener de manera precisa el perfil granulométrico vertical del depósito.

Según Sarocchi (2005), este método ha sido poco usado en geología. Sin embargo, después de haberlo comparado con el método de conteo de puntos, que es otra forma de análisis de imágenes, resultó ser más eficiente y preciso en la cuantificación granulométrica de depósitos.

El método de Rosiwal no solo tiene aplicación para la determinación de la fracción gruesa en afloramientos de depósitos megascópicos, sino que dicho principio puede ser aplicado a nivel microscópico, por tanto, la relación dimensional opera para cualquier escala.

A N E X O 3

Análisis granulométrico por tamizado

Cuando se trabaja con sedimentos o rocas poco consolidadas, es importante observar que los componentes se encuentren disgregados. Es decir, antes de aplicar cualquier método de análisis, las partículas deberán estar separadas entre sí para poder realizar la medición de manera individual; si por alguna razón, existen agregados en la muestra por procesar, ésta deberá someterse a alguno de los métodos de preparación. Para lograr lo anterior, se debe preparar la muestra antes de su ingreso al laboratorio.

Preparación de la muestra:

Dependiendo del grado de consolidación entre las partículas de la muestra, será el método de separación a emplear. Los procedimientos más comunes para el tratamiento de las muestras son:

- a) Cuarteo
- b) Desagregación mecánica
- c) Desagregación química
- d) Secado y pesado

Debido a que el proceso de análisis granulométrico a través de tamices es el más difundido y aceptado, es necesario proporcionar algunas características y especificaciones importantes sobre esta técnica de análisis.

Existen diferentes marcas y tipos de tamices dependiendo del estudio por realizar, los materiales a separar y hasta los recursos económicos de que se disponga. El tamizado es una técnica económica, fácil de desarrollar y reproducible bajo condiciones estandarizadas. La técnica de tamizado más común es por vía seca, no obstante se realiza con igual eficiencia en condiciones húmedas. Los tamices circulares son usados con mayor frecuencia, aunque los hay cuadrados y rectangulares; de tamaño industrial hasta micro separación. Presentan aro de latón, acero inoxidable o de material plástico; de igual forma, el tipo de malla puede ser fabricada de alambre de cobre, latón, acero inoxidable o de fibra sintética, con formas cuadradas, circulares o de polígonos (Acker, 1974). Todas las características anteriores se encuentran estandarizadas por organismos internacionales como la ASTM (American Standard for Testing and Materials) de los Estados Unidos de Norteamérica y el DIN (*Deutsches Institut für Normung*) de Alemania, entre otros.

Los tamices de uso más común son los de 8" de diámetro (204 mm), aro de latón y malla de acero inoxidable para las fracciones gruesas; para las fracciones finas se utiliza el mismo tipo de aro y malla de bronce reforzado. Cuando se trata del tratamiento de muestras ambientales (detección y medición de contaminantes en la muestra), los materiales de construcción del tamiz se diseñan con materiales que no reaccionen con los contaminantes.

El procedimiento para el análisis por tamizado consiste en hacer pasar una cantidad conocida de muestra (sedimento) a través de una columna de tamices, ordenados desde el tamiz con mayor abertura de malla en la parte superior hasta el tamiz con la malla más fina. Durante el proceso, cada malla representa una barrera para determinado tamaño de partícula. Es decir, las partículas que poseen un diámetro más pequeño que la abertura de la malla, pasarán a través de ésta; las partículas mayores serán retenidas. Sin embargo, existen factores que determinan que una partícula pase o no pase la barrera, entre los principales están: el tamaño, debido a que las partículas de tamaño menor a la abertura, pasan más rápidamente que las partículas con dimensiones similares al de la abertura de la malla. La forma, es otro factor importante en el proceso, ya que algunas partículas pasan sólo en determinadas posiciones e incluso existen partículas que llegan a constituir un obstáculo para el paso de otras.

Otros factores que intervienen en el proceso de tamizado son: la densidad de las partículas, la cantidad de material por procesar, superficie que ocupan las partículas, área neta de la malla durante el proceso y el medio para generar el movimiento en la columna de tamices. Éste último puede ser por medios mecánicos (Figura A3a) o manuales. Un factor que puede influir en todos los anteriores, es el tiempo de tamizado, debido a que éste debe responder al tipo de análisis y materiales por cribar. Como una referencia en la duración del cribado, (Mcmanus, 1988) propone un intervalo entre 15 y 20 minutos. Al conjuntar todas las variables que intervienen al aplicar la técnica, se puede deducir que se trata de un proceso mecánicamente sencillo, que se complejiza al analizar cada una de las variables involucradas. Por este motivo, se dice que "el momento final del proceso de tamizado no puede definirse" (Sarocchi, 2006).

Antes del análisis de las muestras, los tamices se limpiaron con brochas especiales, las cerdas que la conforman pueden ser de diferentes materiales como: pelo de animal (caballo, cerdo, jabalí), fibras sintéticas y metálicas (bronce, acero inoxidable). La forma de la brocha y firmeza de las cerdas varía de acuerdo a la abertura de malla. Por lo general, los tamices que retienen las partículas finas (3Φ y 4Φ) deben ser sometidas a un proceso de limpieza con ultrasonido, debido a su fragilidad y que las brochas pueden dañarlas.

Los intervalos de abertura de malla de los tamices fue a cada 1Φ (Fig.M3a). Se ordenaron en forma decreciente (-6Φ , -5Φ , -4Φ , -3Φ , -2Φ , -1Φ , 0 , $+1\Phi$, $+2\Phi$, $+3\Phi$, $+4\Phi$ y $>4\Phi$). Con estos rangos se cubren los

sedimentos clasificados como guijarro muy grueso (-6 Φ) hasta limo grueso (4 Φ). Para la separación de las diferentes fracciones, se sometieron a agitación durante 15 minutos en la máquina Ro-Tap (Fig. M3b).

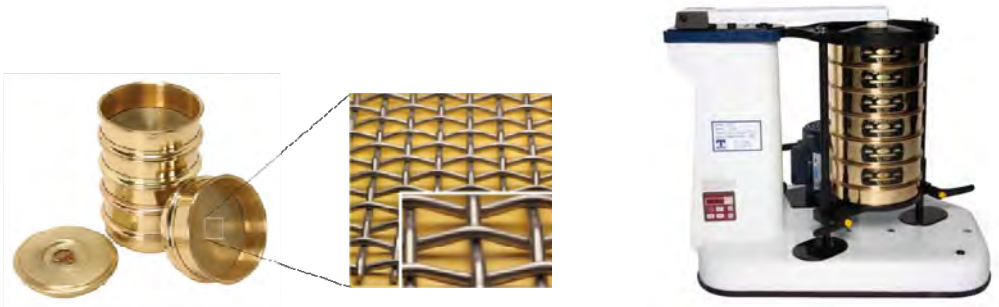


Figura A3a. Análisis granulométrico en fracción seca, a) cedazo de latón con malla de acero inoxidable (full height), graduación cada 1 Φ y 8 pulgadas de diámetro; b) agitador de tamices para una columna de 6 tamices, tapa y fondo receptor de la fracción fina. Modificada de: www.test-sieve.com/ro-tap-sieve-saker.htm

Una vez separadas las partículas, se pesaron por separado cada una de las fracciones, se registró el peso individual en gramos, se calculó el porcentaje para cada fracción, así como el peso y por ciento acumulado; se registraron los valores para su posterior análisis (Figura A3b).

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO 1 Phi

No. de análisis: _____

Datos de la muestra:

Lugar: _____

Clave: _____ Material: _____

Fecha de recolección: _____ Fecha de análisis: _____

Peso total: _____ Equipo: _____

No. de tamiz	Malla en mm	Malla en μm	Phi (log2d)	Peso individual en gr.	% individual	Peso acumulativo	% acumulativo
2/2	63.0	63.000	-6				
1/4	31.5	32.000	-5				
5/8	16.0	16.000	-4				
5/16	8.0	8.000	-3				
5	4.0	4.000	-2				
10	2.0	2.000	-1				
18	1.0	1.000	0				
35	0.50	500	1				
60	0.25	250	2				
120	0.125	125	3				
230	0.063	63	4				
>230			>4				
			Total				

Figura A3b. Formato de registro para resultados granulométricos por tamizado en seco, fracciones de -6 Φ a > +4 Φ . Fuente: Laboratorio de sedimentología, Instituto de Geofísica, UNAM.

ANEXO 4

Análisis Granulométrico por escaneo laser.

Como cualquier otro sistema de medición de partículas por medio de un fluido y materia en suspensión, el principio de operación se fundamenta en la Ley de Stokes. El principio físico básico de la ley, especifica que la velocidad máxima de sedimentación de una partícula esférica bajo la influencia de la fuerza de gravedad es proporcional al cuadrado del radio por la densidad del fluido (Brady and Weil, 1996; Miller and Donahue, 1990; Singer and Munns, 1987). Se supone un movimiento de flujo laminar y que la resistencia que ofrece el medio es debida casi exclusivamente a las fuerzas de rozamiento, que se oponen al resbalamiento de unas capas del fluido sobre otras, a partir de la capa límite adherida a la partícula. La ecuación de la Ley de Stokes se puede representar de la siguiente forma:

$$V = \frac{D^2(\delta_p - \delta_w)g}{18\eta} \text{-----(4)}$$

Donde:

V = velocidad de caída (cm/s)

g = aceleración de la gravedad (cm/s²)

D = diámetro equivalente de la partícula (cm) ($D^2=4r^2$)

δ_p = densidad de la partícula (g/cm³)

δ_w = densidad del fluido (g/cm³)

η = viscosidad del fluido (g/cm-s), ≈ 0.010 poise a 20 °C

Las densidades, gravedad terrestre y la viscosidad pueden ser expresadas como una constante (k) Por tanto la expresión anterior se puede representar como lo sugiere Nichols (2009):

$$V = k D^2 \approx 8711 D^2 \text{----- (5)}$$

Se trata de un método no destructivo de la muestra, donde se analizan las partículas a través de un barrido con un haz de laser, en un volumen determinado (Figura M5). Los rangos de medición varían de 0.5 a 100 μm y su tiempo de respuesta es de 16 segundos. Esta característica es una diferencia significativa con los métodos tradicionales; ej. el método de la pipeta o del hidrómetro.

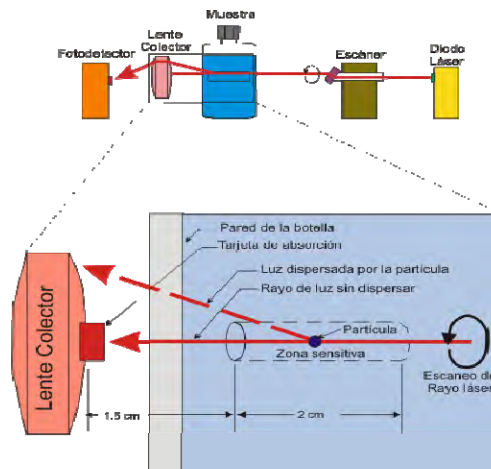


Figura A4. Principio de medición del Spectrex utilizado para la cuantificación de la fracción fina, partículas con dimensiones de $+ 4 \Phi$. (Modificado de Spectrex, 2009).

Los valores reportados por el instrumento se refieren a la cantidad de luz dispersada por la partícula en la zona sensible del sistema óptico; es una función del ángulo de dispersión y el índice relativo de refracción de la partícula. El instrumento registra los promedios de la luz dispersada en un rango de que varía de 4° a 19° . Las mediciones se basan en la iluminación instantánea de cada partícula por el rayo láser. El tamaño está determinado por la luz dispersada por la partícula y la fracción de esa luz que llega a la célula fotoeléctrica.

Mediciones individuales pueden variar en torno a un valor medio como resultado de "ruido óptico y electrónico". La orientación de la partícula y la posición de ésta en el campo de visión. Cuanto mayor sea el número de mediciones individuales que se promedian, más cerca de la media será el valor real. Debido a que la medición *in situ* no es destructiva, es posible repetir las mediciones en cualquier número de veces a fin de aumentar la exactitud.

Debido a que todas las medidas del tamaño de partículas se basan en la cantidad de luz dispersada registrada por el sistema de recolección, todo lo que atenúa dicha luz tendrá algún efecto en la calibración. Para la mayoría de líquidos incoloros y botellas transparentes, la atenuación óptica (opacidad) es tan pequeña que puede despreciarse. Para los líquidos de colores o botellas, la opacidad se debe comprobar. Cualquier imperfección en las botellas de vidrio o suciedad fue verificada para no interferir en la calibración y medición del instrumento.

Imperfecciones en las botellas de vidrio y / o suciedad en el exterior de la botella, también pueden atenuar la luz en cierto grado y puede influir en la calibración. Esto es comprobable fácilmente haciendo girar la botella para que el rayo láser entre y salga a través de un área limpia. Se debe limpiar la botella

con cuidado con un paño sin pelusa para eliminar manchas y huellas digitales. Finalmente, se debe verificar la calibración a intervalos de mediciones razonables, para ello se contó con los estándares de calibración que contienen esferas de poliestireno en agua, con diferentes concentraciones (5 μ m, 1 μ m y ultralimpio) en condiciones de miscibilidad y suspensión estables.

Un atributo importante que puede influir en un estudio granulométrico es la “forma” de las partículas, la cual se refiere a la geometría de éstas y que reflejan de manera indirecta su origen, historia y estructura interna.

Aunque en esta investigación no se desarrolla un estudio sobre la forma de las partículas, es conveniente mencionar algunos aspectos importantes sobre este atributo. La forma de las partículas que es modificada por la abrasión durante el transporte depende de los siguientes factores (Friedman and Sanders, 1978):

- a) La forma inicial al momento de desprenderse de la roca madre.
- b) El tamaño de la partícula al inicio del transporte.
- c) Su composición puede formarse de uno, varios minerales o fragmentos de roca.
- d) La dureza, fragilidad o resistencia.
- e) Características como fracturas, juntas, esquistosidad o clivaje.
- f) El medio de transporte, distancia, energía y el grado de abrasión intrínsecos.

A pesar de que existen numerosas técnicas y estudios desarrollados sobre el tema de la forma de las partículas y todos los factores que están involucrados, no es posible llegar a una conclusión definitiva sobre cuál o cuáles son los elementos determinantes sobre la forma final de las partículas. Lo anterior se debe a la gran cantidad de factores que intervienen en el proceso.

ANEXO 5

LADERAS: su relación con los procesos de remoción en masa.

Según Lugo-Hubp (1988), las laderas corresponden a las formas de la superficie terrestre que han sido generadas por procesos endógenos, en su mayoría por movimientos tectónicos y que por su inclinación, favorecen la remoción de partículas. También señala que el 80% de dicha superficie está ocupada por laderas; aunque gran parte de ellas están aparentemente estables y estáticas, las laderas son en realidad sistemas dinámicos y presentan una continua evolución (Keller & Blodgett, *op cit.*).

Las laderas son la unidad fundamental para los estudios de la evolución del paisaje, respondiendo a las condiciones geológicas y climáticas del sitio donde se encuentran, manifestando siempre una tendencia al equilibrio. Éstas pueden estar constituidas de masas de roca o bien de suelos, los que provienen de la propia desintegración de la roca madre o haber sido transportados de otros sitios. La Figura A5a representa una ladera con sus partes fundamentales, la cual se supone que no ha sido modificada por ningún proceso natural ni antrópico.

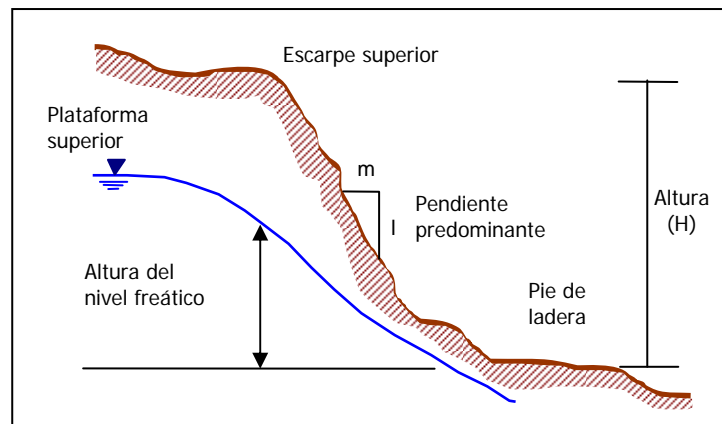


Figura A5a. Perfil de una ladera en estado natural. Fuente:Modificada de Ochoa (2004).

Cabe mencionar que algunos elementos de una ladera natural pueden no ser identificados con facilidad, debido a sus condiciones naturales.

Cualquiera que sea su composición, las laderas están siempre sometidas a las fuerzas meteóricas y frecuentemente a las fuerzas internas de la Tierra, como los sismos o el volcanismo; la respuesta de éstas dependerá de su material constituyente, su morfología, su localización geográfica y sus propiedades mecánicas, entre otros factores.

Cuando una ladera es afectada por fenómenos naturales, como los mencionados anteriormente, o bien por actividades de tipo antrópico (Dikau *et al.*, 1996), como la construcción de caminos, actividades agrícolas, deforestación, etc., la ladera puede perder sus características de estabilidad y presentar alguno de los procesos de remoción en masa. La Figura A5b muestra un modelo idealizado de una ladera afectada por procesos gravitacionales. Se observan los elementos básicos que son de utilidad en los trabajos de campo para clasificar de manera inicial el tipo y los materiales involucrados en el proceso.

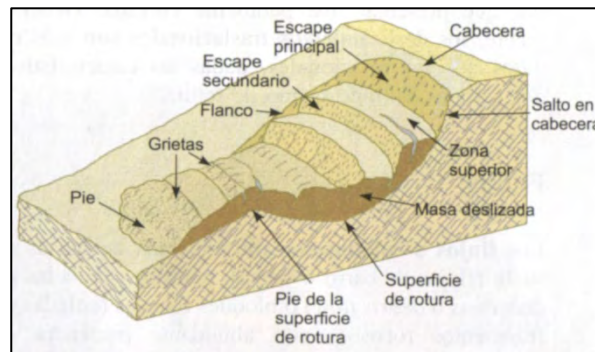


Figura A5b. Elementos de una ladera afectada por procesos de remoción en masa.
Fuente: González de Vallejo (2002).

Los movimientos de masa se suceden todos los años y casi en cualquier parte del mundo, provocando diferentes afectaciones al medio ambiente, dependiendo de la velocidad y la violencia con que éstos se manifiesten. Estos movimientos de terreno se pueden reconocer en función de su tamaño, materiales involucrados, velocidad y los daños que generan (Dikau, *op cit.*).

En la literatura que trata sobre los procesos de ladera, se han tomado en consideración diferentes factores para nombrarlos y clasificarlos, algunos de ellos se reconocen como detonantes y otros como elementos causales del fenómeno. Entre los principales aportes se tienen los trabajos de Sharpe (1938), donde expresa que el proceso de remoción de materiales es simplemente el movimiento perceptible de rocas, suelo o la combinación de ambos pendiente abajo; De igual modo, Varnes (1978) expresa que son movimientos en sentido descendente y hacia afuera de la ladera, bajo la influencia de la gravedad y que pueden incluir materiales artificiales y no solo naturales. En el marco de la Década Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales y el Grupo de Trabajo para el Inventario Mundial de Deslizamientos (Working Party on World Landslide Inventory, WP/WLI), se definió a los procesos de ladera como “un movimiento de masa de roca, suelo o escombros pendiente abajo”.

Como puede observarse, las conceptualizaciones mencionadas agrupan a los procesos de ladera como el resultado de la acción de la gravedad, siendo este elemento el factor más importante como generador del movimiento, discriminando por consiguiente cualquier medio de transporte como el agua, hielo o aire. Lo anterior concuerda con la definición de Brundsen (1979) y la adoptada por el WP/WLI en 1990.

Por otro lado, De Pedraza (1996) se refiere en forma importante a la participación de la fuerza de gravedad que influye sobre los cuerpos. Menciona que ésta actúa en dos categorías: la primera que moviliza elementos líquidos o sólidos que pueden participar como medio de transporte para mover otros cuerpos y la segunda que actúa directamente sobre los cuerpos provocando una "autotraslación"; a estos, los denomina como procesos gravitacionales.

Con el panorama anterior, se puede decir que a lo largo del tiempo se han utilizado diferentes acepciones para referirse a un mismo fenómeno, pero queda claro que en varias de estas definiciones, se manifiestan características que complementan y enriquecen cada una de ellas. En general, todas las definiciones poseen un elemento común cuyo objetivo principal es definir el movimiento de materiales pendiente abajo de una ladera en una zona de montaña y cuyo motor es la fuerza de la gravedad.

Un término que ha prevalecido sobre las definiciones antes mencionadas es el de "deslizamiento" (landslide), muy utilizado en la literatura anglosajona y que ha trascendido al español, presentando en muchos casos confusiones en su uso indiscriminado para nombrar a "todos" los movimientos de terreno; lo que a simple vista resulta incorrecto.

Alcantara-Ayala (1999; 2000) realiza un análisis sobre el uso y el abuso que se hace del término "landslide" y de las diferentes definiciones referidas a los procesos de ladera en sus diferentes acepciones. Argumenta que es difícil llegar a una definición de carácter "universal" debido a la gran diversidad de especialistas y a la variedad en cuanto a su aplicación, pues todo ello se matiza por el especialista o por la temática. Con la intención de minimizar la diversidad de conceptos y uniformizar la terminología, propone el uso del término "Movimiento del Terreno" para sustituir el de landslide, bajo el argumento de que dicho término permitirá diferenciar e interpretar cada tipo de proceso.

ANEXO 6

Tipos de Procesos de Remoción en Masa

A continuación se mencionan las características más significativas de cada uno de los procesos de remoción en masa que se mencionan en la clasificación realizada por EPOCH (1993), Varnes (1978), Hutchinson (1988) y Sharpe (1938). Las descripciones se enfocan a los seis principales tipos de procesos. Estos criterios sirvieron de base para la identificación y clasificación de los procesos identificados en la región de Motozintla.

A) Caídas o desprendimientos.

Se denominan con este nombre a los materiales, normalmente rocas, que se desprenden de un talud y tienen un movimiento en caída libre desde un cantil o pared de roca. También se presentan en detritos o suelos y su característica común es la superficie de rotura, que puede ser planar, vertical, en cuña o escalonada. Estos fenómenos por lo regular se presentan en pendientes mayores a 30° . Si la inclinación es cercana a la vertical, los materiales pueden rebotar y fragmentarse; en cambio, si la pendiente es de 45° en promedio, los fragmentos tenderán a rodar por la pendiente. Los fragmentos varían en tamaño desde las arenas hasta los bloques. Estos pueden acumularse como depósitos de talud, pero existirán variantes dependiendo del volumen de la masa desplazada, el paleorelieve y la naturaleza del material (Lugo-Hubp, 1989; De Pedraza, 1996; Dikau *et al.*, 1996; Keller & Blodgett, 2004; Gutiérrez-Elorza, 2008) (Figura A6a).



Figura A6a. Caída (desprendimiento) de materiales, A) pendiente $\approx 90^\circ$ Pendiente $\approx 45^\circ$.
(Fuente: Modificada de González de Vallejo *et al.*, 2002)

B) Vuelco o desplome

Los materiales que participan en este proceso (rocas, derrubios o suelo) presentan una rotación hacia el frente, teniendo un pivote, semejante al movimiento de charnela que generalmente se verifica en zonas de debilidad como grietas de tensión, zonas de diaclasas u otras discontinuidades perpendiculares que separan la masa de materiales en bloques (Cruden y Varnes, 1996). La rotación puede realizarse un uno o

varios planos de descompresión (Dikau *et al.*, 1996), requisito indispensable para que se genere este tipo de proceso (Figura A6b). De los diferentes tipos de vuelco que se reportan en la literatura, se tienen los siguientes: por flexión, en Chevron, de bloques flexionados y en bloques (Gutiérrez-Elorza, 2008).

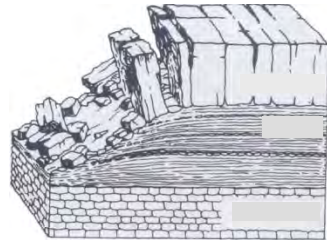


Figura A6b. Vuelco (desplome) de materiales, en rocas y en suelo.
Fuente: Modificado de Dikau, *et al.* 1996.

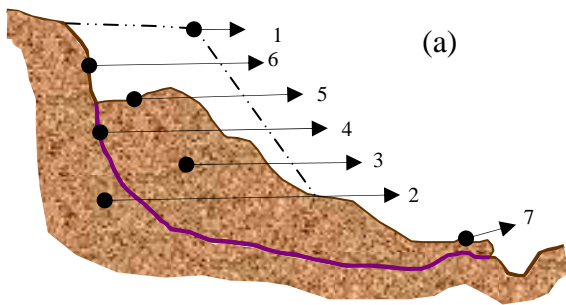
C) Deslizamientos

Un deslizamiento es el movimiento de una masa coherente de material (roca, derrubios o suelo) ladera abajo sobre una superficie bien definida, la cual puede ser una falla, un plano de estratificación o una fractura. Es decir, en superficies con intensa deformación por cizallamiento. Esta superficie, constituye un elemento que permite dividir a los deslizamientos en dos tipos principales: rotacional y traslacional; éstos regularmente se presentan en laderas con inclinación de más de 15° y en planos de estratificación paralelos a la dirección de la pendiente (Lugo-Hubp, 1989; Alcántara-Ayala, 2000; Gutiérrez-Elorza, 2008).

Desde la perspectiva geomorfológica, los deslizamientos se pueden catalogar como superficiales, distinguiéndose sus dos partes básicas: la zona de aporte de materiales y la zona de depósito. Ocasionalmente se logra distinguir una zona de transición (Hatano y Oyagi, 1977). Es importante distinguir que uno de los primeros indicios de la generación de un deslizamiento es la presencia de grietas de tensión sobre la superficie de la ladera.

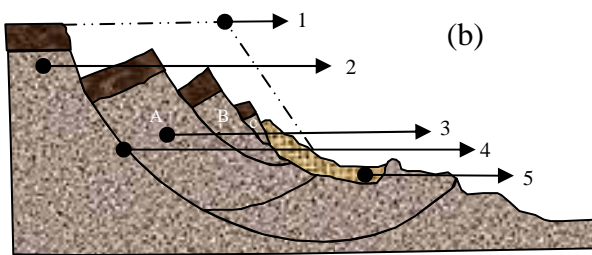
Deslizamiento Rotacional

En el caso de los deslizamientos rotacionales, éstos se dividen en simples, múltiples y sucesivos por lo que presentan rasgos morfológicos similares (Figura A6c). Una de las características más importantes de estos deslizamientos es su superficie de fricción de tipo cóncava que según Varnes (1978) le da la particularidad de rotación, además de generar una zona superior de hundimiento y una zona inferior de desplazamiento, lo que genera flujos en la parte inferior del pie de la ladera.



- 1) perfil anterior de la ladera
- 2) bloque fijo
- 3) bloque en movimiento
- 4) plano de fricción
- 5) terraza de deslizamiento
- 6) escarpe
- 7) base del bloque en movimiento.

Fuente: Modificada de Ochoa-Tejeda (2004).



- 1) perfil anterior de la ladera
- 2) bloque fijo
- 3) A, B y C, bloques en movimiento
- 4) plano de fricción
- 5) material de arrastre

Fuente: Modificada de Lugo-Hubp (1988).

Figura A6c. (a) Ladera afectada con un deslizamiento rotacional simple; (b) ladera afectada con un deslizamiento rotacional múltiple.

Deslizamiento Traslacional

La característica morfológica que distingue a este deslizamiento es su superficie de fricción, la cual es semiplana y paralela a la superficie del movimiento, por lo que presenta una rotación o efecto de volteo casi nulo (Hernández-Mena, 2008). Por la característica anterior, también se puede establecer que un deslizamiento traslacional es menos profundo que un rotacional. Sin embargo, la extensión que alcanzan es mayor que otros tipos de movimientos en masa (Figura A6d).

Por lo regular los deslizamientos traslacionales ocurren con mayor velocidad, debido a las características cinemáticas del mecanismo de rotura. Estos se desarrollan en pulsos y/o fases diferentes, según los contrastes entre la resistencia de los planos de deslizamiento (González de Vallejo *et al.*, 2002). De igual modo, estos se pueden generar en roca, derrubios o suelo y en muchos casos las masas desplazadas pueden transformarse por rompimiento o deformación y convertirse en flujos.

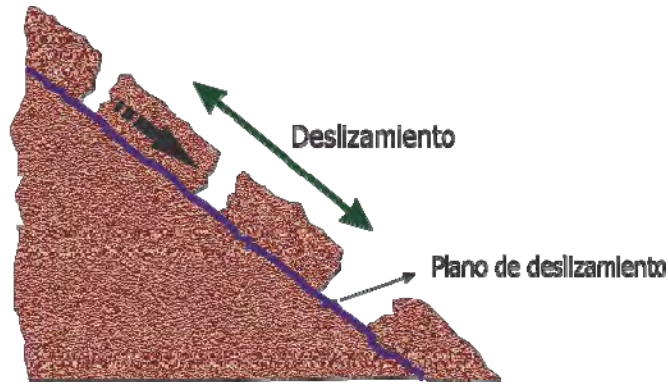


Figura A6d. Ladera afectada por un deslizamiento traslacional, se observan bloques en estado de tensión desplazándose sobre un semiplano. Modificado de: Ochoa-Tejeda (2004).

D) Expansiones laterales

Una expansión lateral está definida como el resultado de una deformación plástica de la roca. Es decir, es la consecuencia de los movimientos laterales en rocas, suelos o derrubios controlados por fracturas de corte y distensión (Dikau *et al.*, 1996).

Las expansiones laterales se originan cuando se tienen masas de roca o suelo muy cementado y coherente sobre materiales blandos y fácilmente deformables (Figura A6e). En estos casos los bloques se desplazarán en dirección de la pendiente, aunque ésta sea de bajo ángulo. Este tipo de procesos es poco frecuente y muchas veces se restringe a zonas de glaciares.



Figura A6e. Expansión lateral de un flujo de lava que sobreyace a un cuerpo de lutitas, existiendo un fuerte contraste en la competencia de cada formación litológica.

E) Flujos

En un movimiento de flujo puro, la cizalla se verifica a través de toda la masa de material en desplazamiento por lo que no se puede definir con claridad un plano de fricción (Summerfield, 1991). Es decir, en este tipo de procesos se pueden agrupar diferentes clases de movimientos de ladera cuyo elemento común es la deformación interna y continua del material, además de la ausencia de una superficie neta de desplazamiento (Varnes, 1978).

Los flujos se pueden desarrollar en condiciones de humedad o en seco. Estos pueden presentarse con gran velocidad, como el caso de los flujos de roca; o muy lentos, como la reptación (CENAPRED, 2008). Frecuentemente forman lóbulos por el movimiento intergranular al interior del cuerpo. Los flujos que se presentan con mayor regularidad son los compuestos por suelos, denominados como flujos de tierra o lodo; y los flujos de escombros (Figura A6f).

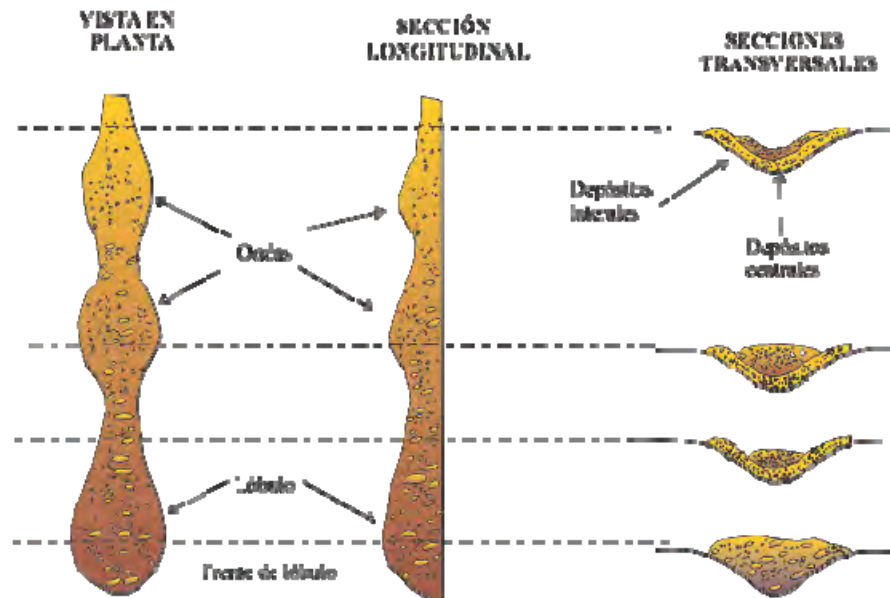


Figura A6f. Esquema idealizado de un flujo de escombros. Fuente: Jakob and Hungr (2005).

F) Movimientos complejos

Los procesos de remoción en masa clasificados como complejos son el resultado de la combinación de dos o más de los movimientos descritos anteriormente. Por lo general, son de grandes dimensiones llegando a afectar áreas extensas. Es común encontrar diferentes tipos de procesos que evolucionan conforme se desplazan hacia zonas bajas de una pendiente, los deslizamientos son los procesos que por lo regular marcan el inicio de esta evolución (Figura A6g).

Estos movimientos se generan en laderas que poseen una cubierta de materiales no consolidados, movilizados pendiente abajo con relativa facilidad. El ejemplo más común de este tipo de procesos es la avalancha de rocas. Esta se desarrolla en ausencia de agua, con el colapso de la ladera y su posterior pérdida de cohesividad en los materiales que se mueven a gran velocidad, alcanzando largas distancias. Las avalanchas se desplazan a varias decenas de metros por segundo desplazando masas de materiales del orden de $1 \times 10^6 \text{ m}^3$.

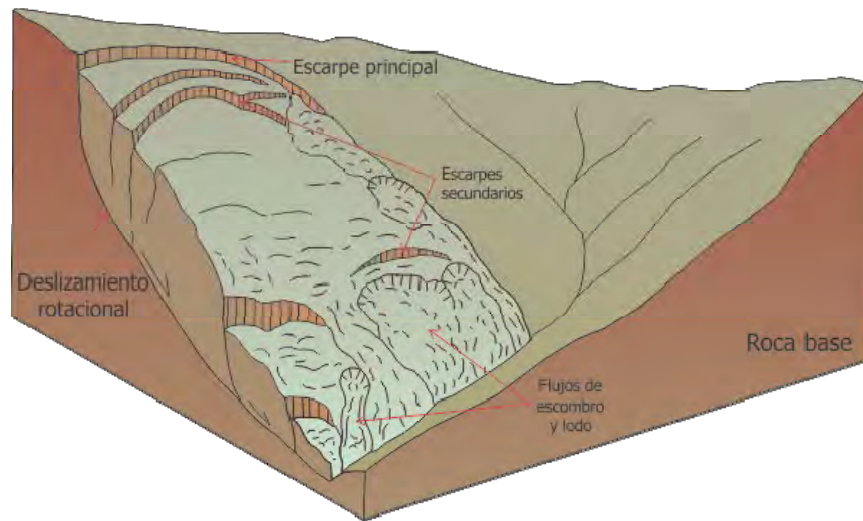


Figura A6g. Proceso de remoción en masa de tipo complejo. De la cima a la base de la ladera se observa: escarpe principal de un deslizamiento rotacional, escarpes secundarios con grietas de tensión y finalmente flujos de escombros y lodo. Modificada de Dikau *et al.* (1996).

Las causas principales que generan este tipo de procesos se atribuye a fenómenos sísmicos y a zonas de fallas activas que actúan como agentes detonantes y que se complementan con la fuerza gravitacional y la saturación con agua en algunos casos.

En nuestro país, la comunidad científica dedicada al estudio de las ciencias de la Tierra, ha puesto especial interés en trabajos relacionados con los procesos de remoción en masa; estos se han desarrollado en dos vertientes principales: eventos relacionados con colapsos volcánicos y los eventos relacionados con fenómenos hidrometeorológicos. Lo anterior no se limita a estos dos factores, pues ha quedado entendido que todos estos procesos de movimiento de masas es multifactorial y en algunos casos puede predominar alguno de estos.

A continuación se mencionan algunos estudios realizados en años recientes, todos ellos en la Sierra Norte de Puebla: Bitrán (2000), Lugo-Hubp *et al.* (2001), Flores-Lorenzo (2002), Hernández-Mena (2002), Dávila-Hernández (2003), Borja-Baeza (2003), Capra *et al.* (2003), Alcántara Ayala (2004), Ochoa-Tejeda (2004), Lugo-Hubp (2005), Zaragoza-Zúñiga (2006), Capra (2006), Hernández-Mena (2008) y Ochoa-Tejeda (2009). Otros estudios realizados en diferentes zonas del país son: García-Romero (1993), González y Contreras (2001), Caballero (2002), Caballero *et al.* (2006), Carreras-Soriano y Capra (2008), Carballido (2008), De la Parra (2009), Murcia y Macías (2009) y Sánchez-Núñez *et al.* (2011).