



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**“Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en México:
Detección y Caracterización del Fenómeno a través de la Técnica
PSI (*Persistent Scatterer Interferometry*)”**

Tesis que presenta

Cecilia Irene Villaseñor Reyes

Para obtener el grado de

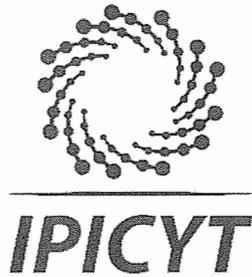
Doctora en Geociencias Aplicadas

Codirectores de la Tesis:

Dr. Pablo Dávila Harris

Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal

San Luis Potosí, S.L.P., mayo de 2019



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en México: Detección y Caracterización del Fenómeno a través de la Técnica PSI (Persistent Scatterer Interferometry)**” presentada para obtener el Grado de Doctora en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Cecilia Irene Villaseñor Reyes** y aprobada el treinta y uno de mayo del dos mil diecinueve por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Pablo Dávila Harris
Codirector de la tesis

Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal
Codirector de la tesis

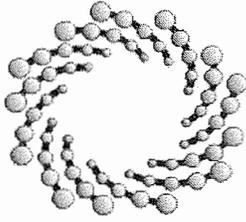
Dr. José Tuxpan Vargas
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la codirección del Dr. Pablo Dávila Harris y Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**259284**) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 008 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 31 días del mes de mayo del año 2019, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Pablo Dávila Harris	Presidente	IPICYT
Dr. José Tuxpan Vargas	Secretario	IPICYT
Dr. Jorge Alán Salinas Jasso	Sinodal externo	UANL
Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal	Sinodal externo	UMSNH

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

DOCTORA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Cecilia Irene Villaseñor Reyes

sobre la Tesis intitulada:

Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en México: Detección y Caracterización del Fenómeno a través de la Técnica PSI (Persistent Scatterer Interferometry)

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Pablo Dávila Harris
Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal (UMSNH)

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 13:15 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 31 días del mes de mayo de 2019.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vález
Jefa del Departamento del Posgrado.

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Dedicatorias

“¿Qué sería de la vida si no tuviéramos el valor de intentar algo nuevo?”

-Vincent van Gogh

A Dios, quien en su sabiduría le ha dado a esta hija imperfecta bendiciones a manos llenas.

A mis padres, por enseñarme con su ejemplo a ser valiente. Gracias por haberlo dado todo por nosotros, por motivarme, por acompañarme en cada paso de mi vida y creer en mí.

A mi hermano, por quien siento la más profunda admiración e inspiración. Gracias por ser un hombre tan increíble, inteligente y valiente que nunca se detiene.

A Sócrates, por el amor, las risas, las aventuras, el apoyo, el tiempo y la comprensión. Gracias doy por haber coincidido en esta vida con un hombre tan excepcional.

A mis angelitos.

Agradecimientos

Gracias al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, a la División de Geociencias Aplicadas, a todo el amable personal, a Gabi y Sandra, quienes otorgaron las mayores atenciones y apoyo en todo momento.

Agradezco al Dr. Pablo Dávila por haber creído en mí y en el proyecto. Gracias por toda la ayuda y buena disposición que me brindó. Su constante guía, observaciones y consejos hicieron que esta tesis llegara a buen puerto.

Gracias al Dr. Víctor Hernández quien me mostró el interesante mundo de las inestabilidades de ladera hace 11 años. Gracias por siempre retar mi capacidad y confiar en que lograría sacar este proyecto adelante.

Al Dr. José Tuxpan mil gracias y mil más por su orientación sobre InSAR. Gracias por tener un punto de vista diferente e interesante sobre cómo abordar las Geociencias.

Gracias al Dr. Jorge Salinas por su invaluable conocimiento y atención al detalle que incrementaron la calidad de este trabajo.

I'm very grateful to Dr. Nicola Casagli and all the marvelous people in the Dipartimento di Scienze della Terra for their kind welcoming and support through my three-month research studies in the Università degli Studi di Firenze.

Agradezco infinitamente a Gabriel, Ariosto, Joaquín, Oscar, Ernesto, Gabriela, Dolores y Sócrates por acompañarme a campo. Este logro es compartido con ustedes, gracias por su tiempo y entusiasta disposición.

A las chicas-Geo y todos los compañeros de la división de Geociencias, infinitas gracias por los buenos momentos y las pláticas. Gracias por incluirme y no rendirse con esta ermitaña.

Gracias Ale por seguir escuchando mis locuras después de tantos años, por todas las risas y los buenos deseos.

Gracias Rosi por haber extendido tu amistad en aquellos primeros días de nuestra llegada. Fuiste mi primera amiga en esta tierra un tanto extraña.

Gracias Lucy por tu ánimo siempre jovial y sonrisa interminable. Gracias por habernos recibido en tu casa y por todos estos años de amistad.

Pradip, thank you for being such a gentle and admirable soul. Thank you for always caring about us.

Reghina and Marco, thanks for the incredible month in Firenze. You have my eternal gratitude and friendship.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis.....	ii
Créditos institucionales.....	iii
Acta de examen.....	iv
Dedicatorias.....	v
Agradecimientos.....	vi
Contenido.....	vii
Lista de Figuras.....	xi
Lista de Tablas.....	xiii
Resumen.....	xiv
Abstract.....	xv

Capítulo I. Introducción

1.1 Introducción y antecedentes.....	1
1.2 Hipótesis.....	3
1.3 Objetivos y alcance del trabajo.....	3
1.4 Metodología.....	4
1.4.1 Trabajo de Campo	4
1.4.2 Trabajo de Gabinete/Laboratorio	4
1.5 Esquema capitular.....	5

Capítulo II. Marco Geológico

2.1 Faja Volcánica Trans-Mexicana.....	6
2.1.1 Evolución de la FVTM	7
2.1.2 Estratigrafía local del Oriente de Michoacán	8
2.2 Mesa Central.....	14
2.2.1 Evolución de la Mesa Central	14
2.2.2 Estratigrafía local de Cañón de Yerbabuena	15
2.3. Contexto Tectónico.....	20
2.3.1 Oriente de Michoacán	20
2.3.2 Mesa Central	23

Capítulo III. Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera

3.1 Definición.....	25
3.2 Mecanismos.....	26
3.3 Evolución.....	28
3.4 Peligrosidad.....	29

Capítulo IV. Interferometría de Radar de Apertura Sintética: fundamentos y metodología

4.1 Introducción.....	30
4.2 Marco teórico.....	30
4.2.1 Principios Básicos	30
4.2.2 Radar	31
4.2.3 Sistema SAR	31
4.2.4 Retro-dispersión	32
4.2.5 Resolución y distorsiones geométricas	34
4.2.6 Interferometría SAR	37
4.2.7 DInSAR	39
4.2.8 Interferometría SAR multi-temporal: PSI	39
4.2.9 Aplicación de PSI al estudio de DGPL	40
4.3 Metodología de procesamiento PSI.....	41
4.3.1 SNAP	41
4.3.2 Algoritmo StaMPS	43
4.3.3 Post-procesamiento	46

Capítulo V. Caracterización de Deformaciones Gravitacionales Profundas de Laderas en Jungapeo, Michoacán

5.1 Introducción.....	49
5.2 Metodología.....	49
5.3 Antecedentes Históricos.....	51
5.3.1 Eventos de Inestabilidad	51
5.3.2 Lluvia Atípica del 2010	51
5.3.3 Uso de Suelo	53
5.4 Geología Local.....	54
5.5 DGPL Jungapeo.....	60

5.5.1 Características generales y morfología	60
5.5.2 Uso de suelo y Afectaciones	64
5.5.3 Deformación	65
5.6 DGPL Las Pilas.....	66
5.6.1 Características generales y morfología	66
5.6.2 Uso de suelo y Afectaciones	68
5.6.3 Deformación	69
5.7 Régimen Pluviométrico.....	71
5.8 Discusión.....	72
5.9 Conclusiones.....	75
Capítulo VI. Aplicación de InSAR para la detección de DGPL en zonas de alta cobertura vegetal. Caso de estudio Oriente de Michoacán	
6.1 Introducción.....	76
6.2 Metodología.....	77
6.3 Características generales.....	77
6.4 Uso de suelo.....	79
6.5 Inventario regional.....	81
6.6 Análisis PSI.....	83
6.7 Discusión.....	88
6.8 Conclusiones.....	91
Capítulo VII. Caracterización geomorfológica y análisis PSI (<i>Persistent Scatterer Interferometry</i>) de la DGPL Cañón de Yerbabuena, Ahualulco, San Luis Potosí	
7.1 Introducción.....	93
7.2 Metodología.....	93
7.3 Localización y afectaciones.....	94
7.4 Geología local.....	96
7.5 Características Generales.....	98
7.6 Análisis geomorfológico.....	99
7.6.1 Contra-Escarpe	99
7.6.2 Escarpes, grietas y acumulación de bloques	100
7.6.3 Mesas y cuña	101
7.6.4 Depósitos de deslizamientos	102

7.7 Régimen Pluviométrico.....	106
7.8 Análisis PSI.....	108
7.9 Discusión.....	109
7.10 Conclusiones.....	116

Capítulo VIII. Discusión y Conclusiones

8.1 Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en México.....	118
8.2 Casos de estudio.....	118
8.3 Aportaciones al conocimiento de las DGPL.....	120
8.4 Factores detonantes y condicionantes.....	121
8.5 Ventajas y desventajas de la técnica PSI.....	121
8.6 Trabajo Futuro.....	123
8.7 Conclusiones.....	124

Anexo A.....	126
---------------------	------------

Cálculo de Volumen de un PRM

Anexo B.....	128
---------------------	------------

Implementación del monitoreo GPS y metodología de procesamiento

Anexo C.....	131
---------------------	------------

Artículo Publicado

Anexo D (ver CD adjunto)	
---------------------------------	--

Resultado del post-procesamiento con GPS Diferencial

Anexo E (ver CD adjunto)	
---------------------------------	--

Resultado del procesamiento PSI

Anexo F (ver CD adjunto)	
---------------------------------	--

Referencias utilizadas en la elaboración de la figura 7.15

Referencias.....	132
-------------------------	------------

Lista de Figuras

Figura	Contenido	Página
2.1	Localización de las zonas de estudio con respecto a las provincias fisiográficas.	6
2.2	Mapa geológico del Oriente de Michoacán.	9
2.3	Esquema de la distribución estratigráfica y correlación de las distintas entidades geológicas en el Oriente de Michoacán.	11
2.4	Geomorfología de algunas de las entidades geológicas que conforman el área de estudio del Oriente de Michoacán.	13
2.5	Mapa geológico de Cañón de Yerbabuena, Ahualulco, S.L.P.	16
2.6	Esquema de la columna estratigráfica de las distintas entidades geológicas en Cañón de Yerbabuena.	17
2.7	Geomorfología de algunas unidades geológicas que conforman la zona de estudio Cañón de Yerbabuena.	19
2.8	Localización de los rasgos estructurales regionales más importantes en la FVTM y la Mesa Central.	21
2.9	Rasgos estructurales en la zona del Oriente de Michoacán.	22
2.10	Sistema de fallas en las inmediaciones de la población Cañón de Yerbabuena, Ahualulco, S.L.P.	23
3.1	Morfo-estructuras características de una DGPL.	26
3.2	Mecanismos de deformación tipo <i>Sakung</i> .	27
3.3	Mecanismos asociados a DGPL con control geométrico y estructural.	28
4.1	Onda electromagnética.	30
4.2	Componentes de una onda.	31
4.3	Espectro electromagnético.	31
4.4	Concepto de Apertura Sintética.	32
4.5	Interacción entre la vegetación y la señal electromagnética de plataformas SAR con distinta frecuencia.	33
4.6	Comportamiento entre la superficie del terreno y la longitud de onda.	33
4.7	Mecanismos de dispersión.	34
4.8	Geometría de una adquisición SAR.	35
4.9	Distorsiones geométricas.	36
4.10	Geometría de adquisición satelital necesaria para la formación de un interferograma.	37
4.11	Segmento de interferograma de la localidad Cañón de Yerbabuena, Ahualulco, S.L.P.	38
4.12	Sub-franjas y ráfagas de una imagen Sentinel-1 SLC en modo de adquisición IW.	41
4.13	Metodología del procesamiento PSI, utilizando el programa SNAP y el algoritmo StaMPS.	42
4.14	Metodología del post-procesamiento PSI.	45
5.1	Localización de las DGPL que afectan las localidades de Jungapeo y Las Pilas al oriente del estado de Michoacán.	49
5.2	Tipos de riego en las laderas afectadas por DGPL en el municipio de Jungapeo.	52
5.3	Mapa litológico local del área afectada por DGPL en el municipio de Jungapeo.	53
5.4	Estratigrafía local de la DGPL Jungapeo.	54
5.5	Variaciones texturales de la alternancia de lutita, arenisca y caliza en la zona de	55

	Jungapeo.	
5.6	Paquete conglomerático que sobreyace la alternancia de lutita, arenisca y caliza.	57
5.7	Rocas ígneas en el área de Jungapeo.	58
5.8	Columna esquemática de la estratigrafía expuesta en la DGPL Las Pilas.	59
5.9	Brecha altamente intemperizada y bancos de caliza en el área de Las Pilas.	59
5.10	Mapa inventario y geomorfológico de la DGPL Jungapeo.	61
5.11	Vista panorámica de la geomorfología y las unidades litológicas de la ladera donde se ubica la DGPL Jungapeo.	62
5.12	Evidencias morfológicas de distintas etapas de actividad en la DGPL Jungapeo.	63
5.13	Mapa de uso de suelo y red de monitoreo GPS en la DGPL Jungapeo.	64
5.14	Resultados del monitoreo GPS en el área de la DGPL Jungapeo.	65
5.15	Mapa inventario y geomorfológico de la DGPL Las Pilas.	66
5.16	Vista panorámica de la geomorfología y las unidades litológicas de la ladera donde se ubica la DGPL Las Pilas.	67
5.17	Mapa de uso de suelo y red de monitoreo GPS en la DGPL Las Pilas.	68
5.18	Afectación en algunas de las estructuras civiles en la población de Las Pilas registradas en 2012.	69
5.19	Resultados del monitoreo GPS en el área de la DGPL Las Pilas.	70
5.20	Comportamiento de la lluvia acumulada mensual en la estación número 16058 de CONAGUA.	71
5.21	Secciones geológicas y geomorfológicas de las DGPL Jungapeo y Las Pilas.	73
<hr/>		
6.1	Localización general de la zona de estudio con respecto al estado de Michoacán.	76
6.2	Inventario de PRM elaborado a partir del archivo histórico de imágenes satelitales de Google Earth.	80
6.3	Relación entre las clases de PRM y su ocurrencia de acuerdo al tipo de litología en el Oriente de Michoacán.	81
6.4	Mapa del inventario bibliográfico de PRM en el municipio de Angangueo.	82
6.5	Población de DP después del post-proceso y su relación con el uso de suelo.	84
6.6	Conjuntos de puntos clasificados como zonas potencialmente anómalas.	87
6.7	Continuación de los casos clasificados como zonas potencialmente anómalas.	89
<hr/>		
7.1	Localización general de la zona de estudio con respecto a México y el estado de San Luis Potosí.	92
7.2	Localización de las principales afectaciones en la carretera federal 63.	95
7.3	Estructuras regionales y litología en el área afectada por la DGPL Cañón de Yerbabuena.	97
7.4	Mapa inventario y geomorfológico de la DGPL Cañón de Yerbabuena.	98
7.5	Dirección preferencial de los escarpes y cuerpos de PRM dentro de la DGPL Cañón de Yerbabuena.	100
7.6	Perfil de la geometría del contra-escarpe y altura parcial alcanzada en su extremo derecho.	101
7.7	Escarpe de casi 3 m de alto formando parte del arreglo en media luna.	102
7.8	Vista semi-frontal de las mesas y la cuña.	103
7.9	Depósito de avalancha I con respecto a las otras estructuras de la DGPL.	104
7.10	Vista general de los depósitos de deslizamientos al pie de la DGPL.	105
7.11	Comportamiento anual de la lluvia acumulada en las estaciones El Grito, Los Pilares	106

	y Rincón de Porvenir.	
7.12	Comportamiento de la lluvia acumulada durante el periodo de 1988-2016 en las estaciones El Grito, Los Pilares y Rincón de Porvenir.	107
7.13	Resultado PSI de la DGPL Cañón de Yerbabuena.	110
7.14	Proceso de fragmentación del deslizamiento rotacional dentro del área afectada por la DGPL.	111
7.15	Distribución de DGPL en el mundo.	113
7.16	Escurrimientos y formación de cárcavas en el flanco izquierdo de la DGPL Cañón de Yerbabuena.	114
7.17	Desplazamiento (<i>LOS</i>) de algunos retro-dispersores según su tendencia.	115
7.18	Secciones geomorfológicas de la DGPL Cañón de Yerbabuena.	116
A1	Descripción de la nomenclatura utilizada para las dimensiones de un deslizamiento.	126
B1	Equipo GPS utilizado durante las campañas de monitoreo en Las Pilas y Jungapeo, Mich.	128
B2	Fases en el post-procesamiento GPS.	129

Lista de Tablas

Tabla	Contenido	Página
4.1	Plataformas con sensores SAR más utilizados.	32
5.1	Comportamiento de la lluvia acumulada semestral en Jungapeo.	74
6.1	Límites geográficos de los recortes y puntos de referencia utilizados en el análisis PSI en el Oriente de Michoacán.	77
6.2	Características generales de los municipios analizados.	78
6.3	Uso de suelo y vegetación en la zona de estudio.	78
6.4	Estadística de la producción agrícola en la zona de estudio durante el año 2013.	79
6.5	Tipos de PRM identificados por distintos autores en el municipio de Angangueo.	83
6.6	Lista de interferogramas para el área del Oriente de Michoacán, <i>track</i> 78.	83
6.7	Poblaciones y velocidades de los retro-dispersores durante cada etapa del análisis.	84
6.8	Población de los dispersores permanentes con respecto a la geología	85
7.1	Información general de las estaciones climatológicas utilizadas en el análisis pluviométrico.	93
7.2	Registros de mantenimiento de la carretera federal 63 en el tramo afectado por la DGPL Cañón de Yerbabuena.	94
7.3	Características generales de la DGPL Cañón de Yerbabuena.	99
7.4	Lista de interferogramas para el área de Cañón de Yerbabuena, <i>track</i> 114.	108
7.5	Poblaciones y velocidades de los retro-dispersores durante cada etapa del análisis.	109
8.1	Volumen desplazado por los eventos de PRM más grandes en el país en comparación con los casos de estudio reportados en este trabajo.	119
A1	Dimensiones necesarias para el cálculo de volumen de un deslizamiento.	127
B1	Marco de referencia para la República Mexicana en la zona de estudio.	129

Resumen

Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en México: Detección y Caracterización del Fenómeno a través de la Técnica PSI (*Persistent Scatterer Interferometry*)

Las Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL) son procesos de remoción en masa (PRM) poco conocidos en México. Movilizan millones de metros cúbicos de roca y su tasa de deformación se encuentra en el límite de detección de la mayoría de técnicas de monitoreo. Las DGPL provocan daños sustanciales a estructuras civiles y pueden llegar a un punto de total colapso, lo que genera condiciones de riesgo extremadamente altas para las poblaciones locales. Las técnicas interferométricas avanzadas, como PSI (*Persistent Scatterer Interferometry*), permiten la detección y caracterización de las DGPL. La técnica PSI aprovecha rasgos en el terreno que son permanentes y consistentes dentro de un conjunto de imágenes SAR (*Synthetic Aperture Radar*). De esta forma, la decorrelación disminuye y el comportamiento de la fase interferométrica es más estable, permitiendo calcular una serie de tiempo de la deformación a nivel milimétrico.

Los casos de estudio presentados en este trabajo, dos en el Oriente de Michoacán y otro en San Luis Potosí, se desarrollan en ambientes tectónicos complejos. El primero, la DGPL Jungapeo (Mich.), tiene 530 m ancho, 460 m de largo y un desnivel topográfico de 160 m. Moviliza un volumen mínimo de 0.9 Mm^3 y afecta una secuencia de areniscas, lutitas y caliza recristalizada. En su cuerpo se identifican 25 PRM secundarios, múltiples escarpes secundarios y grietas de tensión. Entre 2015 y 2017 el movimiento acumulado (GPS diferencial) fue de 6 m horizontales y 2 m verticales. El segundo caso, la DGPL Las Pilas (Mich.), tiene dimensiones de 700 m de longitud, 360 m de ancho y un desnivel topográfico de 130 m. El volumen mínimo desplazado es de 1 Mm^3 y se desarrolla sobre una brecha de composición andesítica. Al menos 19 PRM secundarios forman parte de la zona afectada y el movimiento acumulado (GPS diferencial), entre 2013 y 2017, fue de 16 cm verticales y 34 cm horizontales. En ambos casos, los factores condicionantes son la presencia de litología deformada e intemperizada, pendientes relativamente abruptas y el cambio de prácticas agrícolas. El factor detonante principal es el exceso de agua provocado por un sistema de riego ineficiente, que también genera un comportamiento de aceleración anómalo durante la época de secas. El análisis PSI, aplicado regionalmente para la detección de nuevas zonas afectadas por DGPL, sufrió de decorrelación temporal. Sin embargo, se detectaron 6 zonas anómalas relacionadas a problemas estructurales en asentamientos humanos de reciente desarrollo y formación de cárcavas por erosión hídrica severa. El tercer caso, la DGPL Cañón de Yerbabuena (S.L.P.), tiene 907 m de ancho, 887 m de largo, una diferencia topográfica de 148 m y se desarrolla litológicamente sobre latitas y riocitas. Desplaza un volumen mínimo de 7 Mm^3 y dentro de la zona afectada se identificaron un contra-escarpe, 57 escarpes secundarios, grietas de tensión, zonas de desprendimiento activas, abultamiento y nueve PRM secundarios. Los resultados PSI muestran una tasa de deformación de 2.0 a 29.7 mm/año y tendencias (lineales y no-lineales) que indican un proceso complejo o fragmentación del macizo rocoso. Los eventos orogénicos y volcánicos que originaron la geometría del valle, así como el intemperismo y fracturamiento intenso, son los factores condicionantes principales. Los factores detonantes, la lluvia de temporada y erosión pluvial, controlan a largo plazo el comportamiento de la deformación y la remoción de material al pie de la ladera, respectivamente. Además, en las tres DGPL se han registrado eventos de aceleración provocados por lluvias atípicas que generaron PRM secundarios y afectaciones en las estructuras civiles locales.

Palabras clave: Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera, Serie de Tiempo, InSAR

Abstract

Deep-seated Gravitational Slope Deformations in Mexico: Detection and Characterization of the phenomenon through PSI technique (Persistent Scatterer Interferometry)

Deep-seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD) are a type of landslide little known in Mexico. They mobilize millions of cubic meters of rock and their deformation rate is at the limit of detection of most monitoring techniques. DSGSD cause substantial damage to civil structures and can reach a point of total collapse, generating extremely high-risk conditions for local populations. Advanced interferometric techniques, such as PSI (Persistent Scatterer Interferometry), allow the detection and characterization of DSGSD. The PSI technique takes advantage of ground features that are permanent and consistent within a set of SAR (Synthetic Aperture Radar) images. Therefore, the decorrelation decreases and the behavior of the interferometric phase is more stable, allowing to calculate a time series of the deformation at millimetric scale.

The case studies presented in this work, two in eastern Michoacán and another in San Luis Potosí, are developed in complex tectonic environments. First, the DSGSD Jungapeo (Mich.) is 530 m wide, 460 m long and has a local relief difference of 160 m. It mobilizes a minimum volume of 0.9 Mm³ and affects a sequence of sandstones, shales and recrystallized limestone. Inside its body are identified 25 secondary landslides, multiple secondary scarps, and tension cracks. Between 2015 and 2017 the accumulated movement (differential GPS) was 6 m horizontal and 2 m vertical. The second case, DSGSD Las Pilas (Mich.), has dimensions of 700 m long, 360 m wide and a local relief difference of 130 m. The minimum displaced volume is 1 Mm³ and develops over an andesitic breccia. At least 19 secondary landslides are part of the affected area and the accumulated movement (differential GPS), between 2013 and 2017, was 16 cm vertical and 34 cm horizontal. On both slopes, the conditioning factors are the presence of deformed and weathered lithology, relatively steep slopes and the change in agricultural practices. The main triggering factor is excess water caused by an inefficient irrigation system, which also generates an anomalous acceleration behavior during the dry season. The PSI analysis applied regionally for the detection of new areas affected by DSGSD, suffered from temporary decorrelation. However, six anomalous zones were detected related to structural problems in recently developed human settlements and the formation of gullies due to severe water erosion. The third case, DSGSD Cañón de Yerbabuena (S.L.P.), is 907 m wide, 887 m long, has a local relief difference of 148 m and lithologically develops on latite and riodacite. It displaces a minimum volume of 7 Mm³ and within the affected area were identified a counter-scarp, fifty-seven secondary scarps, tension cracks, active detachment zones, bulge, and nine secondary landslides. The PSI results show a deformation rate of 2.0 to 29.7 mm/year which trends (linear and nonlinear) indicate a complex behavior or fragmentation of the rock massif. The orogenic and volcanic events that originated the geometry of the valley, as well as weathering and intense fracturing, are the main conditioning factors. On the other hand, as triggering factors, seasonal rainfall and rainfall erosion control in the long term the behavior of the deformation and the removal of material at the foot of the slope, respectively. In addition, acceleration events caused by atypical rains have been recorded in the three DSGSD, generating secondary landslides and affecting local civil structures.

Keywords: Deep-seated Gravitational Slope Deformations, Time Series, InSAR

Capítulo I. Introducción

1.1 Introducción y antecedentes

Los procesos de remoción en masa (PRM) son el quinto tipo de desastre más frecuente en México (EM-DAT, 2017). Tan solo de 1935 a 2006 este fenómeno causó cerca de 3,500 decesos, siendo detonados principalmente por precipitación intensa y, en menor medida, eventos sísmicos (Alcántara-Ayala, 2008). Los eventos más catastróficos documentados en el país difieren ampliamente en cuanto a su mecanismo de falla y magnitud (Alcántara-Ayala, 2008; Figueroa-Miranda, 2013; Lugo-Hubp et al., 2005), y pueden ser clasificados como eventos superficiales de velocidades rápidas a extremadamente rápidas (Cruden y Varnes, 1996). Sin embargo, en años recientes, una serie de PRM con superficies de deslizamiento profundas han tomado lugar en el país (Alcántara-Ayala et al., 2017; Andrade-García, 2016; Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000; Hernández-Madrigal et al., 2011; Ramírez-Herrera y Gaidzik, 2017). De acuerdo con los testimonios de los pobladores afectados y análisis de percepción remota posteriores, en todos estos casos se identificó un movimiento de deformación lenta previo a la falla de la ladera. Este comportamiento fue ligado a la presencia de Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL), los cuales pudieron haber predispuesto el terreno hasta su eventual falla (Hernández-Madrigal et al., 2011).

Las DGPL son PRM con una tasa de deformación lenta y desplazan millones de metros cúbicos de roca en periodos de tiempo prolongados (Agliardi et al., 2001; Soldati, 2013). Su peligrosidad a mediano y largo plazo radica en los movimientos acumulados en la ladera que generan comúnmente PRM secundarios dentro de la masa rocosa afectada y daños sustanciales a las construcciones civiles del lugar. Además, esta característica puede llevar al eventual colapso de la ladera, tal como se sugirió en los casos catastróficos ocurridos en el país recientemente. Alrededor del mundo este tipo de fenómeno ha sido ampliamente reconocido (Pánek y Klimeš, 2016). Sin embargo, en México, la identificación, estudio e inventariado de las DGPL es casi inexistente (Muñiz-Jáuregui y Hernández-Madrigal, 2012). Esto último resulta incongruente dada la elevada necesidad de contar en nuestro país con un mapa inventario de PRM activos.

A pesar de la falta de investigación sobre DGPL en el país, existe el conocimiento de un conjunto de laderas con características cinemáticas y morfológicas que pueden ser asociadas a estos fenómenos, pero que no han sido caracterizadas de forma adecuada. Dos de estos casos se localizan en el municipio de Jungapeo, Mich., afectando laderas de la cabecera municipal homónima y del poblado Las Pilas. Aunque se cree que ambos casos han sido activos durante un periodo de tiempo considerable (casi 80 años en Las Pilas), no fue sino hasta las lluvias atípicas de febrero de 2010 que la zona comenzó a ganar notoriedad entre los habitantes, autoridades y comunidad científica.

Durante los eventos hidro-meteorológicos de 2010, todo el Oriente de Michoacán sufrió una serie de inundaciones, derrumbes y flujos de detritos que provocaron pérdidas humanas y materiales significativas, principalmente en los municipios de Angangueo, Tuxpan, Zitácuaro, Cd. Hidalgo y Ocampo. Posteriormente, en septiembre de 2013, tras la intensa lluvia provocada por los huracanes Ingrid y Manuel, en el municipio de Zitácuaro se presentaron PRM que dejaron daños severos en viviendas de la tenencia de Curungueo y la colonia Barandillas (Tirado, 2013). Al ser una región constantemente afectada por este tipo de fenómenos, existe una gran variedad de trabajos que

abordan su estudio. Sin embargo, estos se han enfocado principalmente en el municipio de Angangueo, destacando trabajos sobre la caracterización de la cuenca y los factores condicionantes y detonantes del evento de flujos de detritos (Bermúdez-Herrera, 2012; Figueroa-Miranda, 2013), mapas de susceptibilidad (De la Luz-D'Elia, 2011; Torres-Fernández, 2014) y análisis de dendrocronología para determinar eventos de inestabilidad pasados (Garduño-Mendoza, 2014). Aunque todos estos estudios han sido aportaciones valiosas para comprender a mayor profundidad la ocurrencia de este tipo de fenómenos en la zona, solamente han involucrado PRM relativamente superficiales y rápidos. No obstante, a partir de los eventos hidro-meteorológicos de 2010 y 2013, las laderas afectadas en el municipio de Jungapeo presentaron aceleración en la deformación y generación de PRM secundarios (Hernández-Madrigal y Garduño-Monroy, 2012).

Un caso más corresponde a la localidad de Cañón de Yerbabuena en el municipio de Ahualulco, S.L.P. Según registros de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT), se tiene constancia de que al menos desde 1990 la deformación activa ha causado daños en la carreta federal 63. Posteriormente, Pallares-Ramos (2001) asocia estos daños a la presencia de un cuerpo inestable y Villalpando-Tovalín (2016) establece un mecanismo rotacional en la ladera.

En ninguno de estos tres casos se ha establecido de forma apropiada la clasificación, dimensiones e inventario de estructuras y deslizamientos secundarios dentro de la masa rocosa afectada. Tampoco existe un monitoreo que permita establecer el comportamiento y velocidad de la deformación, ni se han determinado factores condicionantes y detonantes. Dado que en cada uno de estos sitios existen poblaciones en riesgo y se han producido pérdidas económicas significativas, es importante que se realicen trabajos de inventariado, caracterización y monitoreo de este tipo de fenómenos. Además, si bien se tenía la noción de la existencia de estos casos, actualmente no existe confirmación de la presencia de otras DGPL que se hayan pasado por alto, especialmente en el Oriente de Michoacán, afectado recurrentemente por distintos tipos de PRM. Para lograr este cometido, es fundamental adoptar métodos que faciliten la observación de extensiones amplias del terreno y permitan la detección temprana de zonas susceptibles, sin perder de vista la precisión de los resultados.

Una de las grandes problemáticas en la evaluación del riesgo asociado a DGPL radica en su identificación y monitoreo. Si el conocimiento esencial de estas tareas es pobre, entonces es imposible generar cualquier tipo de estrategia o evaluación efectiva. No obstante, llevar a cabo estas tareas generalmente es difícil. Por un lado, la identificación del fenómeno necesita de insumos como imágenes satelitales, ortofotos o modelos digitales de elevación de alta resolución (SafeLand, 2011). Adicionalmente, las DGPL pueden ser confundidas con otros rasgos tectónicos, especialmente en zonas con fallamiento intenso. Cuando una ladera afectada por DGPL es identificada, es probable que la localización y topografía haga difícil el acceso a la zona de interés con el equipo necesario para su monitoreo. Por otro lado, si el área a analizar es muy extensa, los costos de operación pueden ser elevados y la cantidad de equipo y personal especializado para manejarlo insuficientes.

No obstante, la interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) es una técnica que permite solventar esta problemática. Esta técnica utiliza imágenes de sensores activos SAR (*Synthetic Aperture Radar*) que, al trabajar en el espectro de las microondas, son capaces de escanear la superficie terrestre día y noche, sin importar la presencia de nubosidad. Al ser sistemas coherentes, la información y diferencias del recorrido de la amplitud y fase de la señal entre dos o más

imágenes pueden ser aprovechadas para determinar la posición, espacial y temporal, de objetivos retro-dispersores. Gracias a esto, es posible generar mapas multi-temporales de desplazamientos milimétricos del terreno, alcanzando a cubrir áreas extensas (Colesanti y Wasowski, 2006).

Entre sus numerosas aplicaciones se encuentran la detección de deformación cosísmica, geometría de ruptura y *creep* inter-sísmico; el monitoreo y evaluación de fenómenos naturales como volcanes y DGPL; el monitoreo del nivel de agua y acumulación de nieve; la subsidencia por extracción excesiva de agua o minería; el levantamiento del terreno por recarga de acuíferos; el monitoreo de la reología y flujo de glaciares; así como el mapeo y monitoreo de bosques y altura del dosel arbóreo (Zhou et al., 2009).

En México esta técnica ha sido aplicada exitosamente en lugares con subsidencia diferencial identificada previamente como la ciudad de México (Yan et al., 2012), Mexicali (Sarychikhina et al., 2011), Celaya, Querétaro y Morelia (Farina et al., 2008). Además, ha servido para detectar nuevas localidades afectadas por dicho fenómeno y obtener su evolución espacio-temporal, ayudando finalmente a la elaboración de mapas de peligrosidad (Figueroa-Miranda et al., 2018). A pesar de la limitación del uso de InSAR al estudio de la subsidencia, esta técnica puede ser utilizada con otros fenómenos igualmente importantes pero poco estudiados en el país, como el caso de las DGPL.

1.2 Hipótesis

Los grandes procesos de remoción en masa (PRM) que afectan los municipios de Jungapeo, Mich., y Ahualulco, S.L.P., pueden ser clasificados como Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL) con base en la caracterización de sus rasgos (estructuras morfológicas y PRM secundarios) y tasa de deformación. Confirmar esto permitirá establecer la presencia de este tipo de fenómenos en México.

La identificación, monitoreo y caracterización de DGPL puede lograrse mediante la tecnología InSAR, y en consecuencia proponerse medidas de mitigación de riesgo y prevención de desastres por este fenómeno en México. Lo anterior permitirá establecer una metodología replicable para la identificación, en extensiones amplias, de laderas con deformación de baja actividad que pueda estar relacionada a DGPL. Así mismo, se espera demostrar que la técnica InSAR es una herramienta importante que puede ayudar al monitoreo continuo de los sitios con mayor riesgo y que ayudará a detectar movimientos tempranos del terreno en la zona de estudio.

1.3 Objetivos y alcance del trabajo

El objetivo general de esta tesis radica en la aplicación de la técnica interferométrica PSI (*Persistent Scatterer Interferometry*) como herramienta en la caracterización, detección y monitoreo de DGPL en el país. En especial, se establece una metodología para el post-procesamiento que permite enfocar los esfuerzos de interpretación a aquellos datos (dispersores permanentes) con características geométricas, cinemáticas y espaciales ideales.

De forma particular también se propusieron los siguientes objetivos:

- a) Caracterizar procesos de remoción en masa activos tipo DGPL en Jungapeo, Mich. y Ahualulco, S.L.P.
 - i. Determinar la extensión, volumen e inventario de estructuras morfológicas asociadas a la inestabilidad.
 - ii. Establecer los factores condicionantes y detonantes en los casos de estudio.
 - iii. Identificar los asentamientos humanos susceptibles a ser afectados.
- b) Continuar el monitoreo con GPS diferencial en las laderas afectadas del municipio de Jungapeo, Mich.
 - i. Determinar velocidades y vectores de desplazamiento.
 - ii. Correlacionar variaciones en la cinemática de la deformación con factores condicionantes y/o detonantes.
- c) Identificar DGPL en un área susceptible extensa como la ocupada por los municipios de Anganguero, Cd. Hidalgo, Jungapeo, Ocampo, Tuxpan y Zitácuaro, aplicando la técnica PSI.
 - i. Realizar un mapa inventario de cuerpos inestables activos identificados con los resultados PSI.
 - ii. Utilizar el monitoreo GPS de los casos de estudio en Jungapeo para verificar los resultados obtenidos con la técnica PSI.
- d) Determinar las tasas de deformación en el caso de Ahualulco a través de la técnica PSI.
 - i. Correlacionar los resultados PSI con la caracterización de la DGPL.

1.4 Metodología

La metodología utilizada en este trabajo se describe de forma particular en cada uno de los capítulos de resultados. Por su parte, la metodología a detalle del cálculo de volumen de las DGPL, el monitoreo y procesamiento GPS, así como el procesamiento PSI se desarrolla en los anexos A, B y capítulo IV, respectivamente. No obstante, a continuación se establecen algunas particularidades generales con respecto a las etapas de desarrollo de la investigación.

1.4.1 Trabajo de Campo

La implementación del monitoreo terrestre en los cuerpos inestables de Las Pilas y Jungapeo se basó en los puntos establecidos previamente por el Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal, quien inició las mediciones en 2013 y 2015 en ambos lugares, respectivamente. Las mediciones correspondientes a este trabajo duraron dos años, con una separación de aproximadamente 6 meses entre campañas. Adicionalmente, todo el trabajo de caracterización y cartografía litológica, se llevó a cabo durante este periodo.

Por su parte, el trabajo de campo en Ahualulco se dividió en tres visitas en junio, agosto y septiembre de 2018. Durante estas campañas se elaboró el inventario de las estructuras morfológicas y descripción litológica de las unidades involucradas en la inestabilidad.

1.4.2 Trabajo de Gabinete/Laboratorio

Esta etapa de la investigación se centró en el procesamiento de datos GPS y la implementación de la metodología PSI. Todos los resultados fueron integrados utilizando hojas de cálculo y Sistemas de Información Geográfica (SIG). La elección de las imágenes Sentinel-1 para el procesamiento PSI se basó en la disponibilidad de imágenes para formar un *stack* suficientemente grande. Además, las

imágenes son gratuitas y el tiempo de repetición entre tomas permite tener una temporalidad prácticamente ininterrumpida, a diferencia de otras plataformas como ENVISAT o ALOS. Aunque el archivo de imágenes Sentinel-1 es relativamente nuevo (2014 a la fecha), esto permitió relacionar las deformaciones recientes observadas en campo con el resultado PSI.

1.5 Esquema capitular

Este trabajo se divide en los siguientes capítulos. El capítulo 1 aborda el marco introductorio al tema de estudio, la justificación para realizar este trabajo así como la hipótesis y objetivos planteados. En el capítulo 2 se establece la geología regional y estructural de las zonas de estudio. El capítulo 3 provee la teoría para entender los mecanismos y evolución de las DGPL, así como su definición y características morfológicas que servirán como términos base en los capítulos de resultados. La primer parte del capítulo 4 consiste en la teoría sobre los principios básicos del radar, el sistema SAR, la interferometría y las técnicas DInSAR y PSI. La segunda parte del capítulo 4 abarca la metodología utilizada para el procesamiento PSI y el post-procesamiento de estos datos. El capítulo 5 contiene los resultados de la caracterización y monitoreo con GPS diferencial de las DGPL en Jungapeo, Mich. En el capítulo 6 se muestran los resultados de la aplicación PSI en el Oriente de Michoacán, además se discute el papel que juega en los resultados la litología y vegetación de la zona. En el capítulo 7 se tratan los resultados de la DGPL en Ahualulco, S.L.P., y la aplicación PSI como complemento de la caracterización y monitoreo del fenómeno. Por último, en el capítulo 8 se establece una síntesis y discusión general del trabajo. Los anexos incluyen la metodología utilizada en el cálculo del volumen de las DGPL (anexo A), la implementación y procesamiento de los datos GPS (anexo B), así como la carátula del artículo publicado (anexo C).

Capítulo II. Marco Geológico

En este capítulo se aborda la geología regional de las zonas de estudio. En primer lugar, el Oriente de Michoacán se localiza fisiográficamente en el límite meridional de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM; Fig. 2.1). Mientras que Cañón de Yerbabuena comprende la parte septentrional del Complejo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), dentro de la Región Norte de la Mesa Central (Fig. 2.1). Ambas provincias geológicas cuentan con características litológicas y estructurales distintas entre sí, las cuales son descritas en los siguientes apartados.



Figura 2.1 Localización de las zonas de estudio con respecto a las provincias fisiográficas. Los polígonos rojos representan las zonas de estudio. Las líneas punteadas representan los sectores en los que se dividen ambas provincias. El polígono verde marca el límite del CVSLP. CdMex: Ciudad de México. FVTM: Faja Volcánica Trans-Mexicana. CVSLP: Complejo Volcánico San Luis Potosí. Occ: Occidental. RN: Región Norte. RS: Región Sur. SLP: San Luis Potosí.

2.1 Faja Volcánica Trans-Mexicana

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es un arco magmático continental, producto de la subducción de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa de América del Norte (Gómez-Tuena et al., 2005; Mori et al., 2007). Se localiza en la parte central del país, entre las latitudes $18^{\circ} 30' N$ y $21^{\circ} 30' N$, extendiéndose aproximadamente 1,000 km con un ancho variable de 80 a 230 km (Ferrari et al., 2000a). Su orientación, que es preferencialmente E-O, es oblicua con respecto a la trinchera de Acapulco, formando con ella un ángulo de $\sim 16^{\circ}$ que corta transversalmente grandes provincias geológicas (Mori et al., 2007). La FVTM está constituida por cerca de 8,000 formas

volcánicas (e.g. volcanes en escudo, campos de conos monogenéticos, estratovolcanes, volcanes compuestos, calderas, domos, lavas fisurales) y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005; Macías, 2005).

Normalmente, la FVTM se divide en tres sectores que presentan diferencias significativas en cuanto a tipo de vulcanismo y composición química: un sector occidental, delimitado entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986; Demant, 1982); un sector central, comprendido entre la estructura del sector occidental y el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005); y el sector oriental, localizado entre ese sistema de fallas y la costa del golfo de México (Ferrari et al., 2000b) (Fig. 2.1).

2.1.1 Evolución de la FVTM

A partir del Mioceno temprano-medio la reorientación progresiva y anti-horaria del arco que formó la Sierra Madre Occidental (SMO) dio lugar a la individualización geológica de la FVTM (Ferrari et al., 2012). Su evolución se divide en cuatro etapas, de acuerdo a la composición de los pulsos volcánicos de mayor intensidad registrados.

El primer pulso se relaciona con la transición de la SMO a la FVTM y la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno temprano-medio de orientación aproximada E-W (Ferrari et al., 2012). La Sierra de Mil Cumbres (23-14Ma, Gómez-Vasconcelos et al., 2015), la Sierra de Angangueo (18-16 Ma, Capra et al., 1997), la Sierra Guadalupe (15-13 Ma), el Complejo Volcánico Zitácuaro (15-12 Ma; Capra et al., 1997) y la cuenca de México representan los vestigios más antiguos de esta fase. En el sector central este magmatismo se extendió progresivamente lejos de la trinchera (~16-5 Ma), hacia el norte y el Golfo de México, ampliando el arco de 100 a 200 km (Ferrari et al., 2012). Las rocas más antiguas que reflejan este ‘ensanchamiento’ están expuestas en la parte septentrional de la FVTM (Cerro Colorado, San Martín y Zimapán), mientras que las más jóvenes (12-9 Ma, Ferrari et al., 2012) se relacionan a los estratovolcanes Palo Huérfano, La Joya, Zamorano y Cerro Grande. En el sector oriental, el magmatismo dio lugar a intrusivos gabróticos a tonalíticos y cuerpos subvolcánicos asociados a diques máficos y lavas intermedias con una edad de 16-9 Ma (Ferrari et al., 2005; López-Infanzón, 1991).

Alrededor del Mioceno tardío se desarrolló un vulcanismo máfico que migró progresivamente desde Nayarit hasta Veracruz, formando mesetas basálticas a través de fisuras, volcanes escudo y conos de lava (Ferrari et al., 2000a, 2005, 2012; Orozco-Esquivel et al., 2007). De acuerdo con Ferrari et al. (2012) estas rocas se caracterizan por ser más máficas que las de cualquier otro episodio (51.1 ± 3.7 SiO₂ promedio). Además, su composición cambia a partir de la longitud 99°W, relacionado al grosor de las placas subducidas y las distintas composiciones del basamento. Hacia el oeste de esa longitud las rocas tienen composiciones sub-alcálicas (K medio, parcialmente toleíticas) relacionadas con magmatismo de subducción (Ferrari et al., 2012) mientras que al Este las composiciones son Na-alcálicas con afinidad intraplaca (Orozco-Esquivel et al., 2007).

Durante la tercera etapa se presentó un nuevo cambio en el vulcanismo, provocando una migración hacia la trinchera a finales del Mioceno tardío y principios del Plioceno temprano, caracterizado por composiciones silíceas y limitado a dos zonas (Ferrari et al., 2012). La primera zona, al oeste de la

longitud 103°W, tiene un vulcanismo silícico (7 a 5 Ma, Rossotti et al., 2002) con emplazamientos importantes de coladas riolíticas, ignimbritas, complejos de domos exógenos y algunos flujos piroclásticos (Ferrari et al., 2000a; Rossotti et al., 2002). Posteriormente, el vulcanismo en esta zona se volvió bimodal y produjo emplazamientos de flujos de lava basáltico alcalinos, junto con domos e ignimbritas a partir de los 5.5 Ma y durante todo el Plioceno temprano (Ferrari et al., 2000a; Moore et al., 1994). En la segunda zona, ubicada al este de la longitud 101°W, se emplazaron complejos de domos, flujos de lavas y calderas (que produjeron volúmenes de ignimbritas >50km³) de composición dacítica a riolítica (Ferrari et al., 2012). Dentro de las calderas más notables se encuentran Amazcala (7.3–6.6 Ma), Huichapan (5.0–4.2 Ma) y Amealco (4.7 Ma) (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Otras secuencias piroclásticas (4.9-4.5 Ma) intercaladas y cubiertas por lavas basálticas se reportaron entre Pachuca y Tlanchinol (Cantagrel y Robin, 1979).

A partir del Plioceno tardío el estilo y composición del vulcanismo se volvió más diverso. Una de las características de este episodio es la aparición de estratovolcanes en el último millón de años. En el sector occidental los estratovolcanes (Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Sangangüey, Las Navajas y San Juan) tienen una orientación WNW-ESE alineados a lo largo de fallas regionales que marcan la frontera norte del bloque Jalisco (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2005). En el sector central, el Tancítaro es el único estratovolcán presente. Hacia el sector oriental los estratovolcanes (Tlálloc- Iztaccíhuatl-Popocatepetl, Pico de Orizaba-Cofre de Perote) se encuentran en el frente volcánico y sobre lineamientos N-S (Ferrari et al., 2012). Otro rasgo importante de este episodio es la aparición de grandes campos monogenéticos, de los cuales el más importante es el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985). En el sector Oeste se encuentran otros campos monogenéticos de menor tamaño como San Sebastián Mascota (Lange y Carmichael, 1991), Los Volcanes (Wallace y Carmichael, 1989), Ayutla y Tapalpa (Righter y Rosas-Elguera, 2001). En los sectores central y oriental los campos volcánicos más importantes son Zitácuaro–Valle de Bravo (Blatter y Carmichael, 1998), Tenango–Chichinautzin (Bloomfield, 1975), Apan–Tezontepec (García-Palomo et al., 2000) y Xalapa (Rodríguez et al., 2010).

2.1.2 Estratigrafía local del Oriente de Michoacán

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de complejos volcánicos de gran importancia en el desarrollo inicial de la FVTM, así como la producción más reciente de vulcanismo silícico destacando complejos de domos y depósitos de flujos piroclásticos, todo esto emplazado sobre rocas del Terreno Guerrero y unidades molásicas del Paleógeno (figuras 2.2 y 2.3).

A continuación se describe la estratigrafía de la zona de estudio comenzando por las unidades pre-Miocénicas que comprenden el basamento del Jurásico superior-Cretácico y unidades molásicas del Paleógeno. Posteriormente el vulcanismo correspondiente a la FVTM se detalla para cada complejo y por último se hace una breve descripción de los depósitos más recientes en la zona.

Unidades Pre-Miocénicas

Las rocas más antiguas en la zona afloran en la parte sur de los Azufres, al norte y occidente de la ciudad de Zitácuaro, en Tzitzio y Tlalpujahua. Son rocas volcano-sedimentarias y meta-sedimentarias de bajo grado pertenecientes al Terreno Guerrero (Capra et al., 1997; Ferrari et al., 1991; Israde-Alcántara y Martínez, 1986).

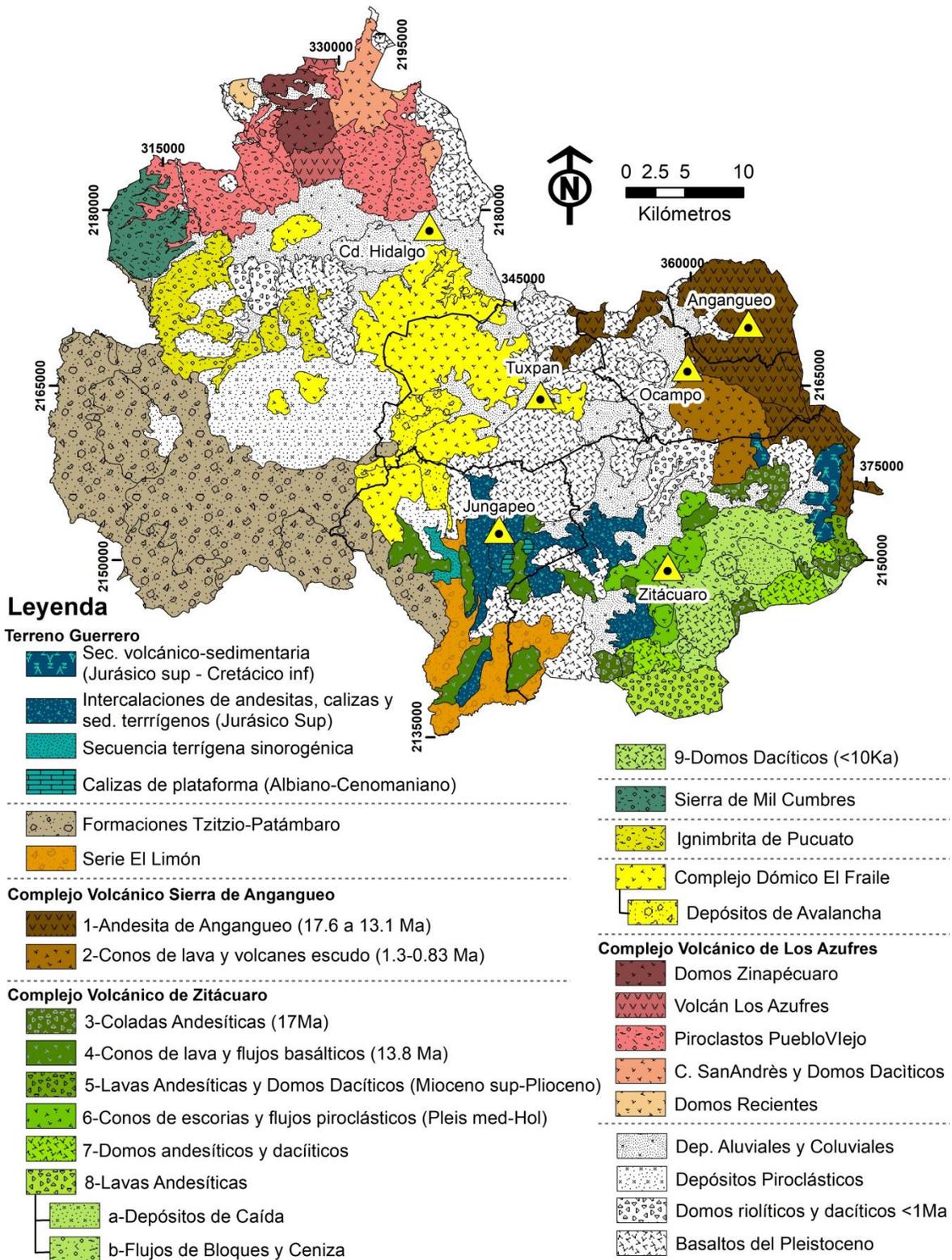


Figura 2.2 Mapa geológico del Oriente de Michoacán. Modificado de Capra et al. (1997), Ferrari et al. (1991), Garduño et al. (1999), Gómez-Vasconcelos et al. (2015).

En Angangueo y Ocampo (SW de Cerro Prieto, la cañada Rincón de Vichi, el río el Agostadero y río San Mateo) aflora parte de la secuencia vulcanosedimentaria metamorfizada del subterreno Teloloapan (Corona-Chávez et al., 2000). En el área de Zitácuaro, las rocas del Terreno Guerrero afloran como secuencias vulcano-sedimentarias sin metamorfismo (tobas y microbrechas andesíticas) que cambian transicionalmente a una secuencia metamórfica de esquistos con intercalaciones de tobas arenosas, metatobas andesíticas ligeramente foliadas, esquistos calcáreos muy plegados, metalavas andesíticas y esquistos micáceos (Israde-Alcántara y Martínez, 1986). Presentan un grado de intemperismo muy alto de color café ocre rojizo. Sobreyaciendo transicionalmente este paquete se encuentra una secuencia vulcano-sedimentaria sin metamorfismo conformado por alternancias de material volcánico con intercalaciones de terrígenos y carbonatos aflorando en Puerto Jungapeo, al W de la presa El Bosque, al NE de San José Purua y en el arroyo Las Lajas (Fig. 2.4 c; Israde-Alcántara y Martínez, 1986). Hacia el occidente de la ciudad de Zitácuaro este paquete ha sido descrito como unidad Linda Vista, conformada por lavas almohadilladas andesíticas y flujos de lavas intercalados con brechas volcanoclásticas que a su vez está sobreyacida por la unidad Las Pilas (calizas fosilíferas de arrecife) (Capra et al., 1997). Su edad, Jurásico superior- Cretácico inferior, ha sido establecida por medio de correlación litológica con la secuencia vulcanosedimentaria metamorfizada de Valle de Bravo-Ixtapan de la Sal-Teloloapan (Campa y Coney, 1983; Israde-Alcántara y Martínez, 1986). Pasquaré y colaboradores (1991) propusieron la misma edad debido a la datación de un cuerpo diorítico (unidad Los Barbechos) intrusionado en la unidad Linda Vista, con edad de 99 Ma. Israde-Alcántara y Martínez (1986) establecieron una edad Albiano- Aptiano para los fósiles de la unidad Las Pilas.

Al sureste del Complejo Volcánico Sierra de Angangueo, en San Antonio del Rincón, Estado de México, se localiza una unidad molásica de conglomerado polimíctico (fragmentos de rocas metavolcánicas y metasedimentarias) correlacionable con la Formación Balsas (Paleoceno-Eoceno). Por su parte, al Sur de la zona de estudio, las rocas del Terreno Guerrero se encuentran subyaciendo discordantemente a una formación de capas rojas conformada por conglomerados rojos polimícticos (cuarzo, caliza, andesita, diorita y rocas metamórficas en una matriz arenosa), areniscas y silt descritos como depósitos molásicos post-deformación Laramide (Islas et al., 1989). Garduño y colaboradores (1999) nombraron esta formación como Serie el Limón (depósitos arenosos-conglomeráticos con clastos volcánicos y de calizas de plataforma) que puede correlacionarse con la Formación Cutzamala (Campa-Uranga y Ramírez, 1979). Islas y colaboradores (1989) le asignaron una edad del Eoceno-Oligoceno. Sin embargo, estudios más recientes (Martini, 2008, y autores ahí nombrados) extienden la edad hasta el Cretácico Tardío (~84Ma).

Hacia el occidente, las Formaciones Patámbaro-Tzitzio ocupan la porción Sur del municipio de Hidalgo de manera indiferenciada (Gómez-Vasconcelos et al., 2015). La Formación Patámbaro se define como secuencias de conglomerados, calizas, areniscas, esquisto y *flysch* del Jurásico Medio-Cretácico Temprano (Pasquaré et al., 1991), mientras que la Formación Tzitzio está constituida por conglomerados andesíticos, limolitas y capas rojas del Cretácico Tardío-Eoceno (Benammi et al., 2005; Pasquaré et al., 1991).

Vulcanismo de la FVTM

Complejo Volcánico Sierra de Angangueo (CVSA)

Localizado entre los estados de Michoacán y Estado de México, el CVSA es un rasgo morfotectónico con orientación NNW-SSE constituido por las sierras Chincua, Rancho Grande y Campanario. En Michoacán, la andesita Angangueo (17.6-13.1 Ma) cubre en discordancia angular el basamento y es definida como un macizo conformado por varios aparatos volcánicos de composición andesítica con textura porfídica y en algunas zonas afanítica microcristalina. En el Mioceno tardío-Plioceno, el vulcanismo se localiza principalmente en Estado de México y para el Pleistoceno se originan una serie de derrames basálticos que cubren las unidades volcánicas anteriores y que en la zona de estudio ocupan la parte sur del municipio de Ocampo.

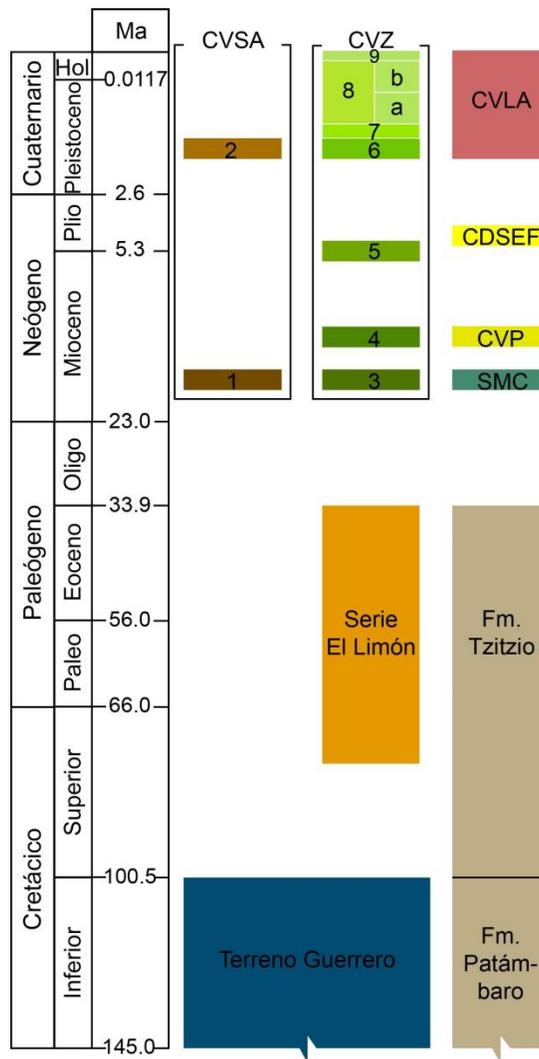


Figura 2.3 Esquema de la distribución estratigráfica y correlación de las distintas entidades geológicas en el Oriente de Michoacán. CDSEF: Complejo Dómico Sierra El Fraile. CVLA: Complejo Volcánico de Los Azufres. CVP: Complejo Volcánico de Pucuat. CVSA: Complejo Volcánico Sierra de Angangueo. CVZ: Complejo Volcánico de Zitácuaro. SMC: Sierra de Mil Cumbres. Los números (1-9) hacen referencia a las unidades de la figura 2.2.

Complejo Volcánico de Zitácuaro (CVZ)

Al sur del CVSA se localiza el Complejo Volcánico de Zitácuaro que cubre cerca de 700 km² y abarca parte del municipio homónimo, extendiéndose hacia el Estado de México (Capra et al., 1997). La actividad del CVZ comenzó en el Mioceno Temprano con la formación de un estratovolcán constituido de rocas andesíticas calcialcalinas, que para el Mioceno medio (12 Ma) formó la caldera ‘Las tres Chicas’ de 30 km de diámetro (Capra et al., 1997). Su actividad post-caldera consistió en tres eventos de resurgencia dómica a los 12 Ma, 5 Ma y 0.5 Ma, caracterizados por la intrusión de domos dacíticos y flujos piroclásticos en el interior de la caldera, así como por la emisión de lavas en el exterior de la misma.

Sierra de Mil Cumbres (SMC)

La SMC se define como un alto estructural de 20 km de ancho por 300 km de largo, con una dirección ENE-WSW y compuesto por cuatro estructuras volcánicas (Caldera La Escalera, Complejo Volcánico Garnica, Caldera de Atécuaro y Complejo Volcánico de Indaparapeo) (Gómez-Vasconcelos et al., 2015). En la zona de estudio aflora un paquete de ignimbrita masiva color rosa perteneciente al Complejo Volcánico Garnica. Está compuesta por fiammes, líticos alterados de andesita, así como fenocristales de sanidino, cuarzo, biotita y hornblenda en una matriz vítrea (Gómez-Vasconcelos et al., 2015). Se considera que tiene una edad de 18 Ma (Arce et al., 2012).

Complejo Volcánico de Pucúato (CVP)

El CVP sobreyace la porción SE de la SMC y consiste de lavas andesíticas-riolíticas e ignimbritas con una edad de ~14.5 Ma (Arce et al., 2012). En la zona de estudio aflora la ignimbrita de Pucúato que consiste de un nivel basal (10-20 m de ancho) de brechas con bloques andesíticos de hasta 1 m de ancho, que se encuentra sobreyacido por un depósito de caída de 40 m de espesor, compuesto por pómez (80%) y líticos milimétricos de andesita (Ferrari et al., 1991).

Complejo Dómico Sierra El Fraile (CDSEF)

EL CDSEF es uno de varios complejos dómicos alrededor de Los Azufres que aparentemente no se encuentran relacionados a centros volcánicos o calderas (Fig. 2.4 b). Consiste de domos adjuntos y depósitos de avalancha de una composición dacítica (fenocristales de hornblenda, biotita, plagioclasa en una matriz vítrica con microlitos de plagioclasa). La edad que se le ha asignado es de 4.3 Ma (Ferrari et al., 1991).

Complejo Volcánico de Los Azufres (CVLA)

En la zona NW de la zona de estudio se localiza parte del vulcanismo ácido del CVLA que sobreyace hacia el sur al CVP y hacia el SW a la SMC (Fig. 2.4 a). Su actividad silícica comenzó hace 1.5 Ma con la emisión de lavas basálticas a riolíticas y material piroclástico (Arce et al., 2012). Las rocas más antiguas pertenecientes al CVLA corresponden a los domos aislados de Zinapécuaro, de composición riolítica y una edad que varía entre 1.6 y 1.14 Ma (Ferrari et al., 1991). Posteriormente, en el Pleistoceno se originó el Volcán Los Azufres, de composición andesítica y cuyas únicas partes visibles en la actualidad se encuentran al norte y sur de los domos de

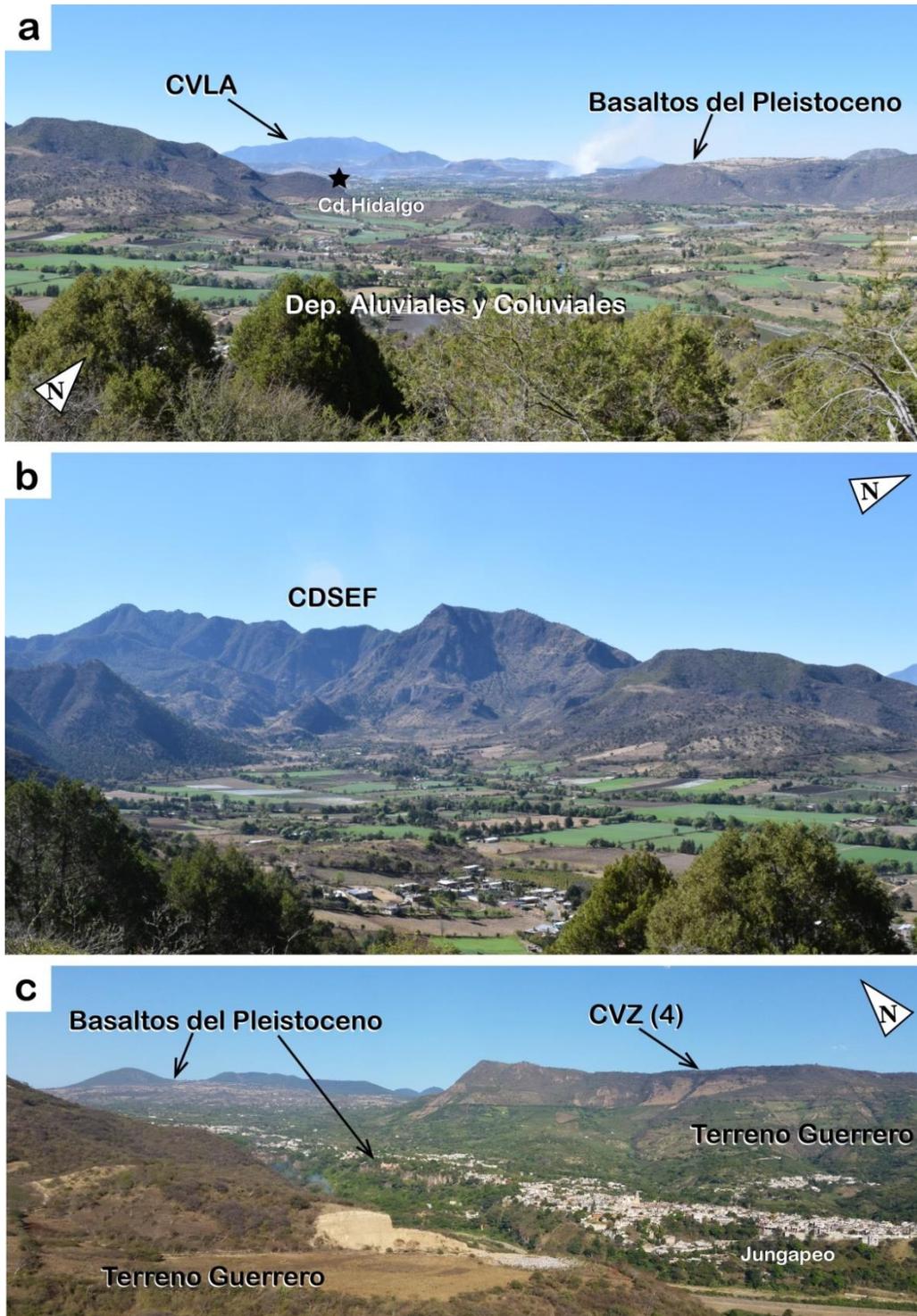


Figura 2.4 Geomorfología de algunas de las entidades geológicas que conforman el área de estudio del Oriente de Michoacán. (a) Unidades recientes conformadas por planicies de depósitos aluviales y coluviales, conos de escoria de composición basáltica y, al fondo, las estructuras y depósitos volcánicos de Los Azufres. (b) Estructuras dómicas de la Sierra El Fraile que dominan la zona occidental del municipio de Tuxpan. (c) Volcán en escudo y flujo de lava basáltico donde se asienta la localidad de Jungapeo; mesas basálticas y valles con orientación ~N-S característicos del municipio de Jungapeo. Ver figuras 2.2 y 2.3 para abreviaturas.

Zinapécuaro. El resto de la estructura volcánica está cubierta por un evento de domos de composición riolítica y andesítica con edades de 1.03 a 0.84 Ma. Hacia el oriente de los domos de Zinapécuaro, un gran complejo fisural (~0.33 Ma) produjo flujos de lava con un volumen estimado de 15-20 km², así como algunos domos satélites. Por su parte, la zona sur del CVLA se caracteriza por el gran volumen de los flujos piroclásticos ‘Pueblo Viejo’ cuya edad (<0.87 Ma) se ha establecido en relación con la andesita-basáltica que sobreyacen. Por último, en la zona se observa el emplazamiento de domos riolíticos-andesíticos, con edades reportadas entre 0.3 a 0.14 Ma, y la ocurrencia más reciente (28Ka) de depósitos de flujos piroclásticos.

Depósitos del Pleistoceno superior-Holoceno

Dentro de esta categoría existen flujos de lava de composición basáltica en toda la zona de estudio correspondientes a conos monogenéticos de edad Pleistocénica (~0.75-0.87 Ma), que contienen microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita (Ferrari et al., 1991). En la región de Los Azufres-Zitácuaro-Valle de Bravo, se han documentado estos conjuntos de conos monogenéticos, del Pleistoceno medio al Holoceno, que se encuentran generalmente alineados a lo largo de estructuras regionales con orientaciones E-W y NW-SE al occidente de Los Azufres (Blatter et al., 2001; Capra et al., 1997; Ferrari et al., 1991).

Algunos conjuntos de domos dacíticos de edad cuaternaria también se emplazaron alrededor de 1 Ma en la periferia del CVLA y el CVZ (Capra et al., 1997; Ferrari et al., 1991). Asimismo, existen depósitos de flujos piroclásticos y de caída a los que hasta la fecha no se les ha diferenciado y que se encuentran en la zona centro-SE del municipio de Ocampo.

2.2 Mesa Central

La Mesa Central (Raísz, 1959) es una región elevada cerca del límite de la provincia de Cuencas y Sierras, que se diferencia de esta por ser más alta y plana (Nieto-Samaniego et al., 2005). Se localiza en la parte centro-norte del país, entre las latitudes 20°48' N y 25°06' N, quedando limitada al norte por el Río Nazas (Durango), al sur por el CVTM, al oeste por la Sierra Madre Occidental y al este por la Sierra Madre Oriental (Fig. 2.1). Se caracteriza por una cubierta volcánica que descansa sobre rocas sedimentarias marinas del Mesozoico (González-Naranjo et al., 2012).

La Mesa Central se divide en dos regiones separadas por el Sistema de fallas San Luis-Tepihuanes con rumbo NW-SE y más de 1,600 km de longitud (Fig. 2.1; Nieto-Samaniego et al., 2005). La región norte forma una planicie extensa con sierras aisladas y cuencas rellenas de sedimentos aluviales y lacustres. En contraste, la región sur es una zona montañosa, cubierta mayormente por rocas volcánicas cenozoicas con rasgos estructurales pronunciados.

2.2.1 Evolución de la Mesa Central

El registro geológico de la Mesa Central inicia con la secuencia turbidítica del Triásico Tardío de la Formación Zacatecas (Tristán-González, 2008). Posteriormente, la actividad de un arco volcánico en el Triásico-Jurásico dio origen a los flujos piroclásticos, lavas y lechos rojos de la Formación Nazas (Grajales-Nishimura et al., 1992). El inicio de la transgresión marina, alrededor del Jurásico tardío, ocasionó una sedimentación fluvial, aluvial y desarrollos calcáreos secundarios (Fm. La Joya). A partir del Oxfordiano, la aparición de calizas de plataforma (Fm. Zuluaga) y limolitas

calcáreas (Fm. La Caja) documentan la transición completa en toda la Mesa Central a un ambiente marino (Nieto-Samaniego et al., 2005; Tristán-González, 2008). Esta sedimentación tuvo una subsidencia rápida, permitiendo una acumulación mayor a los 6,000 m (Nieto-Samaniego et al., 2005) que hacia su cima culminó con una transición a calizas arcillosas y lutitas calcáreas (formaciones Taraises, Cupido, La Peña, Cuesta del Cura e Indidura). Por último, los depósitos de tipo *flysch* de la Formación Caracol marcan el final de la regresión marina en el Cretácico Superior.

En el Paleoceno temprano la compresión de los sedimentos mesozoicos, producto de la orogenia Laramide, se encontraba en su etapa final. Esta deformación de cobertura, provocada por la presencia de evaporitas en zonas someras del basamento y la posterior reactivación de fallas, formó un fuerte plegamiento (*decollements*) y cabalgamientos que acortaron dichos sedimentos con una orientación ENE (Padilla y Sánchez, 1985). En la zona oriental de la Mesa Central, los sedimentos mesozoicos despegaron sobre los sedimentos de talud de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, acortando la secuencia hacia el Este, sobre planos de despegue que se originaron en las formaciones Nazas, La Joya, La Caja o Taraises (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992). La última fase de la orogenia Laramide estuvo acompañada por un relajamiento cortical que permitió el desarrollo de cuencas, fallamiento lístrico y lateral en la región centro de la Mesa Central, mientras que en la zona oriente se levantaron grandes bloques como consecuencia del acomodo espacial. Esta fase terminó alrededor de los 58 a 55 Ma de acuerdo con fechamientos de rocas intrusivas no deformadas (Granito de Comanja) emplazadas en los márgenes de los bloques y fallas (Mújica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983; Tristán-González et al., 2009b). Durante este periodo (Paleoceno tardío-Eoceno medio) las cuencas fueron rellenadas con sedimentos clásticos continentales (Formación Cenicera), que fueron cubiertos con lavas andesítico-basálticas de 44-45 Ma (Tristán-González, 2008).

A partir del Oligoceno (32-28 Ma) comenzó un vulcanismo voluminoso al mismo tiempo que el evento de Cuencas y Sierras reactivó algunas de las estructuras de la orogenia Laramide. Estos planos permitieron el emplazamiento de varios complejos volcánicos hacia el sur y sureste de la Mesa Central (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Labarthe-Hernández et al., 1982; Tristán-González et al., 2009b). El vulcanismo sin-extensional consistió de erupciones efusivas y explosivas que formaron secuencias piroclásticas silíceas y cadenas de domos alineados paralelamente con la dirección principal del sistema de fallas (NNW). Alrededor de los 28 a 26 Ma la extensión de Cuencas y Sierras alcanzó su máxima intensidad, reactivando antiguas fallas y formando nuevos sistemas de fallas normales y grabens con orientación NW. A través de los planos del fallamiento normal hubo una emisión de flujos piroclásticos (26-25 Ma; Ignimbrita Panalillo) que rellenaron las estructuras del evento extensional. Estas depresiones continuaron siendo rellenadas con conglomerados y rocas epiclásticas (Conglomerado San Nicolás) durante el Plioceno. Finalmente, durante el cuaternario un evento eruptivo puntual originó el basalto Cúcamo correlacionado con el basalto Las Joyas (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1978).

2.2.2 Estratigrafía local de Cañón de Yerbabuena

La zona de estudio Cañón de Yerbabuena se encuentra dentro del Complejo Volcánico de Ahualulco (CVA; figuras 2.5 y 2.6), uno de los seis complejos eruptivos que conforman el Complejo Volcánico San Luis Potosí (CVSLP). El CVSLP se localiza en la parte sureste de la Mesa Central, extendiéndose aproximadamente 40,000 km², y se caracteriza por sucesiones de lavas y

flujos piroclásticos de composición félsica, andesitas y basaltos del Eoceno-Oligoceno (González-Naranjo et al., 2012; Tristán-González et al., 2009b).

A continuación se describe la estratigrafía de esta zona de estudio comenzando por las unidades sedimentarias Cretácicas que comprenden la etapa final de la regresión marina en la Mesa Central. Posteriormente se detalla el vulcanismo correspondiente al CVA y por último se hace una breve descripción de los depósitos más recientes en la zona.

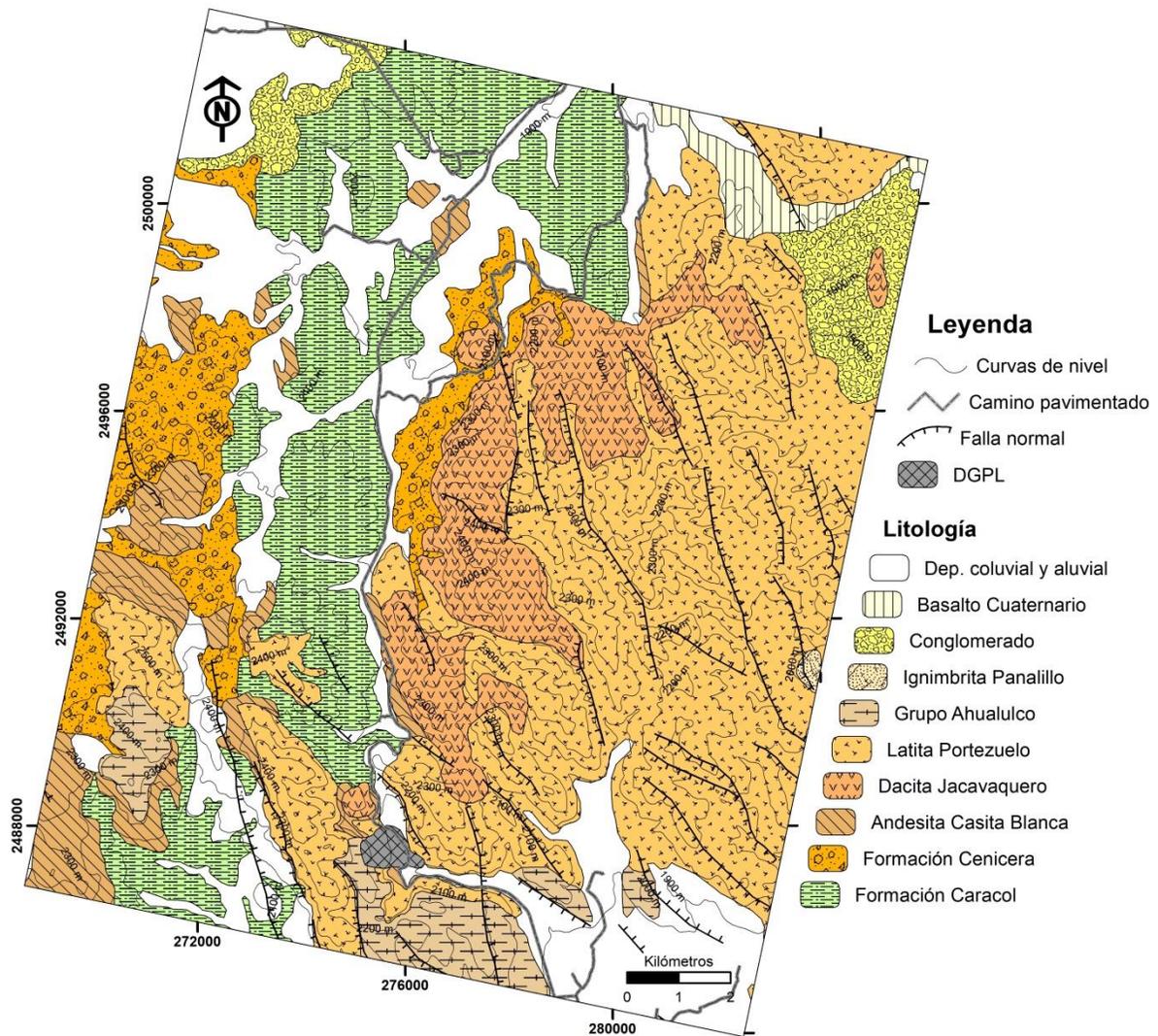


Figura 2.5 Mapa geológico de Cañón de Yerbabuena, Aqualulco, S.L.P. Modificado de Tristán-González et al. (2009a, 2009b).

Formación Caracol

En el área, las rocas más antiguas pertenecen a la Formación Caracol (Imlay, 1936) definida como un depósito tipo *flysch* que sobryace de manera concordante y transicional a la Formación Indidura (Pallares-Ramos, 2001). La Formación Caracol produce topografía con lomeríos y cárcavas en el oriente y sur de la Mesa Central (Tristán-González, 2008). Se caracteriza por un fuerte plegamiento

y fallamiento inverso producto de la orogenia Laramide (Labarthe-Hernández et al., 1982). Trabajos recientes la dividen informalmente en dos miembros: miembro profundo Santa Teresa y miembro somero El Pedregal (Cuevas Barragán y Ocampo Díaz, 2017). El primero de ellos es una sucesión de lutita, limolita y arenisca con escasos lentes conglomeráticos. Por otro lado, el miembro somero, se conforma de una sucesión de lutita, limolita, arenisca y caliza margosa. Algunos autores señalan que su edad va del Conaciano tardío al Santoniano de acuerdo con contenido fósil y relaciones estratigráficas (Cuevas Barragán y Ocampo Díaz, 2017). Sin embargo, se sigue aceptando ampliamente la edad del Conaciano al Maastrichtiano propuesta por Carrillo-Bravo (1982).

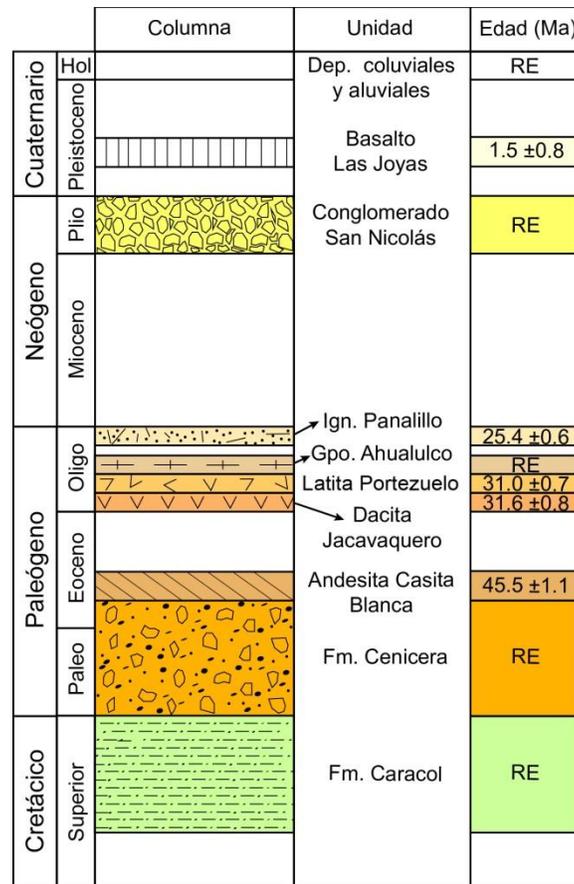


Figura 2.6 Esquema de la columna estratigráfica de las distintas entidades geológicas en Cañón de Yerbabuena. RE: Edad propuesta por relación estratigráfica. Edades tomadas de Pallares-Ramos (2001), Tristán-González (2008).

Formación Cenecera

La Formación Cenecera comprende depósitos continentales fluvio-lacustres que sobreyacen discordantemente a la Formación Caracol (Labarthe-Hernández et al., 1982). Estos sedimentos forman espesores de hasta 40 m y rellenan las cuencas formadas por el relajamiento cortical al finalizar la orogenia Laramide (Méndez-Montealvo, 1998; Tristán-González et al., 2009b). Tristán-González (2008) describe la formación en tres partes: la base con una predominancia de areniscas de matriz calcárea, intercaladas con conglomerados cuyos fragmentos redondeados son de caliza, arenisca, lutita y pedernal; la parte intermedia compuesta por paquetes de limo rojizo, con lentes y

horizontes de arenisca y conglomerado; la porción superior con una predominancia de limos y capas esporádicas de conglomerado y arenisca. Se infiere que su edad es pre-Eoceno medio debido a que es cubierta por coladas y diques de la andesita Casita Blanca (Tristán-González, 2008).

Vulcanismo del CVA

Andesita Casita Blanca

La andesita Casita Blanca (Labarthe-Hernández et al., 1982), en muestra de mano, es una roca porfídica con menos de 5% de fenocristales (1-2 mm) de biotita y plagioclasa, en una mesostasis afanítica (Pallares-Ramos, 2001). Su color es gris oscuro-verdoso, de aspecto lajeado y quebradizo, generalmente cloritizada y oxidada. Al microscopio presenta una textura pilotaxítica de microlitos de plagioclasa y biotita (Pallares-Ramos, 2001). Tristán-González (2008) le asigna una edad 45.5 ± 1.1 Ma con base en dataciones K-Ar del dique Charco de Lobo presente dentro de la Formación Cenicera.

Dacita Jacavaquero

Esta unidad representa la primera actividad volcánica del Oligoceno (Labarthe-Hernández et al., 1982). Se caracteriza por una textura porfídica con 15% de fenocristales (2-3 mm) de plagioclasa, hornblenda y biotita en una mesostasis con microlitos de plagioclasa, así como minerales accesorios de magnetita, circón y apatito (Pallares-Ramos, 2001). Su color es gris violáceo y forma domos masivos. De acuerdo con análisis K-Ar de roca total, su edad es de 31.6 ± 0.8 Ma (Tristán-González, 2008).

Latita Portezuelo

La latita Portezuelo (Labarthe-Hernández et al., 1982) es una roca holocristalina, inequigranular, porfídica con 15% de fenocristales (2-6 mm) de plagioclasa, sanidino y escaso cuarzo en una mesostasis afanítica desvitrificada de microlitos de plagioclasa, así como minerales accesorios de circón, apatito, magnetita y hematita (Pallares-Ramos, 2001). Su color es pardo rojizo y se intemperiza fácilmente formando material detrítico de color gris claro a amarillo debido a la oxidación de los minerales ferromagnesianos (Pallares-Ramos, 2001). En la cuenca de Ahualulco es la unidad más extensa, formando cadenas de domos exógenos con orientación NW-SE (Fig. 2.7 b), y se le asigna una edad K-Ar de 31.0 ± 0.7 Ma (Tristán-González, 2008).

Grupo Ahualulco

Este grupo es un paquete de rocas volcánicas que afloran solamente al norte del CVSLP (Fig. 2.7 a; Labarthe-Hernández et al., 1995). La base del grupo es la riodacita Zapatero (Méndez-Montevalvo, 1998), con una edad de 31.2 ± 0.7 Ma (Tristán-González, 2008), tiene una textura porfídica con 15 a 20% de fenocristales en una mesostasis desvitrificada y fluidal. Sobreyaciendo la riodacita se encuentran la toba Palos Colorados, de color gris claro a crema y un espesor máximo de 15 m, y la toba Hienera, de color blanco a rosa con un espesor promedio de 20 m (Tristán-González, 2008). Estas tobas son consideradas la etapa eruptiva predecesora a la emisión de la riolita Los Cuervos, compuesta por una brecha volcánica (con clastos angulares de vitrófido) y cuerpos de lava de color gris claro a rosáceo, con textura porfídica y 20 a 30% de fenocristales (Pallares-Ramos, 2001).

Ignimbrita Panalillo

La ignimbrita Panalillo (Labarthe-Hernández et al., 1982) aflora esporádicamente dentro del CVSLP, se le asigna una edad de 25.4 ± 0.6 Ma (Tristán-González, 2008) y está constituida por dos miembros. La ignimbrita Panalillo inferior, de color crema y rojiza, está bien estratificada, tiene abundancia de líticos (2-10 cm diámetro) y 5 a 15% de fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa, en una matriz fina de esquirlas de vidrio y pómez (Pallares-Ramos, 2001). Por su parte, la ignimbrita Panalillo superior es altamente piroconsolidada y desvitrificada en distintos grados. A su base tiene una textura mesocrystalina, inequigranular-porfídica con 5 a 10% de fenocristales (1-2 mm) de cuarzo y sanidino en una mesostasis de esquirlas de vidrio y pómez colapsada (González-Naranjo et al., 2012). En su cima, el miembro superior presenta una textura inequigranular-porfídica con 10 a 15% de fenocristales (1-4 mm) de cuarzo, sanidino y escasa plagioclasa en una matriz desvitrificada (González-Naranjo et al., 2012).

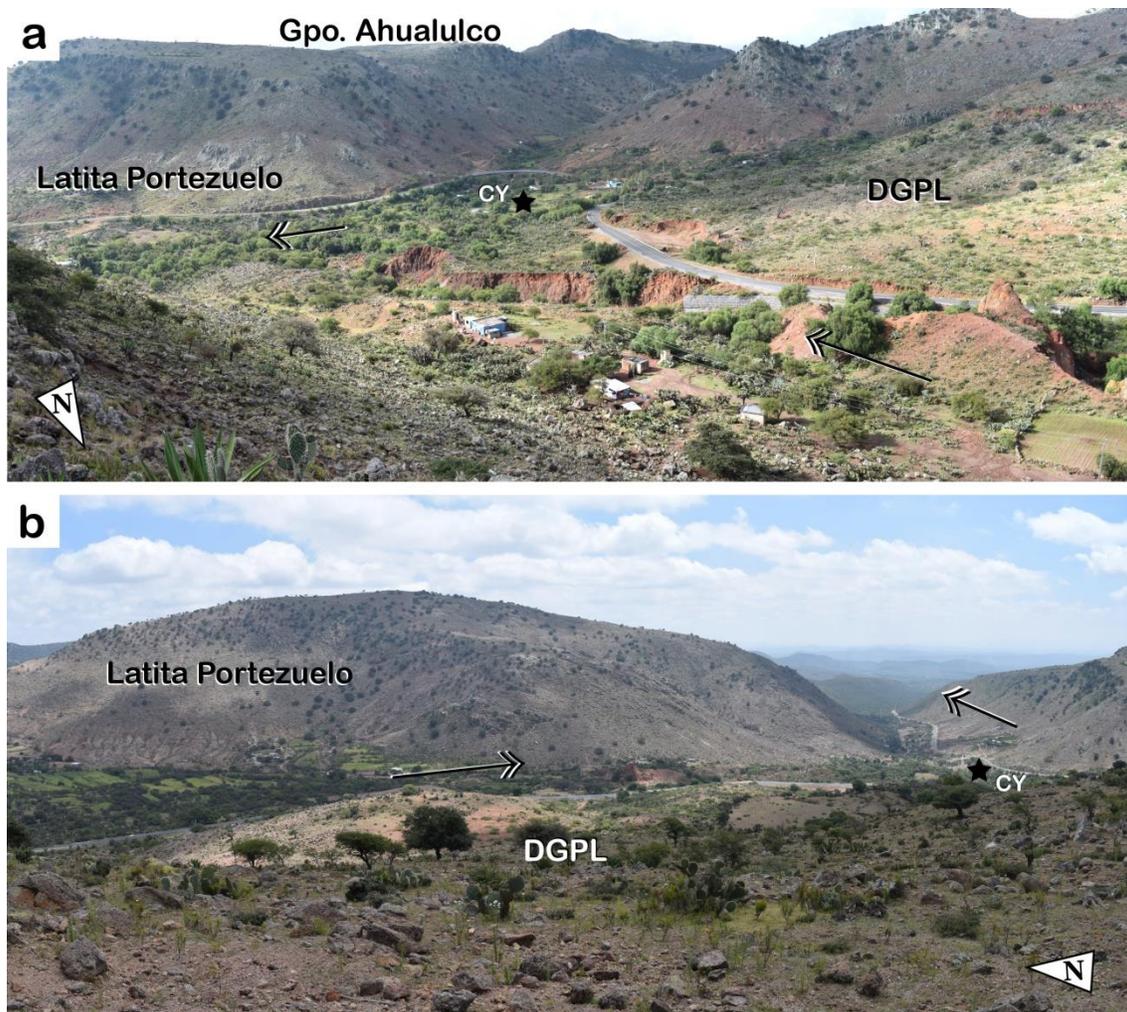


Figura 2.7 Geomorfología de algunas unidades geológicas que conforman la zona de estudio Cañon de Yerbabuena. (a) Parte de los depósitos del cuerpo inestable al fondo del valle erosionados por corrientes de temporada. (b) Estructura de domo característica de la latita Portezuelo. Las flechas en (a) y (b) enfatizan el cambio de dirección en el eje del valle. CY: población Cañon de Yerbabuena.

Conglomerado San Nicolás

El conglomerado San Nicolás (Pallares-Ramos, 2001) se caracteriza por ser polimíctico con una pobre consolidación y clasificación. Sus clastos son derivados de las unidades a las que sobreyace y presentan formas subredondeadas a redondeadas con diámetros de hasta 50 cm. Se le asigna una edad del Terciario superior de acuerdo con la relación estratigráfica de las unidades que sobreyace discordantemente (latita Portezuelo e ignimbrita Panalillo) y subyace (basalto Las Joyas; Pallares-Ramos, 2001).

Basalto Las Joyas

Después de un periodo aproximado de 21 Ma sin eventos volcánicos, en la parte norte del CVSLP aparecieron varios aparatos volcánicos pequeños y dispersos que produjeron lavas basálticas. El basalto las Joyas (Labarthe-Hernández et al., 1982), de 1.5 ± 0.8 Ma (Tristán-González, 2008), tiene un aspecto de escoria con vesículas parcialmente rellenas de calcita. Su textura es mesocrystalina, inequigranular y porfídica con presencia de nódulos de granulitas (Pallares-Ramos, 2001).

Depósitos Coluviales y Aluviales

Los depósitos coluviales consisten principalmente de acumulaciones de bloques de hasta 5 m de diámetro que se desprendieron de la roca fuente y rellenan las cuencas de la zona (Pallares-Ramos, 2001). Por su parte el aluvión está formado por sedimentos sin consolidar acumulados en los cauces de río donde forman pequeñas terrazas (Pallares-Ramos, 2001).

2.3. Contexto Tectónico

Las zonas de estudio se desarrollan en provincias fisiográficas con importantes eventos tectónicos expresados en varios sistemas de fallas, reactivación de estructuras y deformación.

2.3.1 Oriente de Michoacán

Al estar localizado en el sector central del FVTM, el Oriente de Michoacán es afectado por al menos tres sistemas de fallas regionales (Fig. 2.8). Del más antiguo al más reciente se encuentra el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA; Alaniz-Álvarez et al., 2002), el Sistema de Fallas NE-SW (Garduño-Monroy et al., 2009) y el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA; Garduño-Monroy et al., 2009; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

El SFTSMA es un conjunto de fallas extensionales con orientación NNW-SSE y N-S, que divide bloques corticales con diferentes historias geológicas, espesores de la corteza y topografía (Alaniz-Álvarez et al., 2002). Henry y Aranda-Gómez (1992) consideran que este sistema es la parte más meridional de la provincia de Cuencas y Sierras, activa a partir del Oligoceno en Estados Unidos y el norte de México. Tiene una longitud superior a los 450 Km (iniciando al norte de la Sierra de Catorce, S.L.P., y llegando al estado de Guerrero) con un ancho de hasta 30 Km en la región de Querétaro (Alaniz-Álvarez et al., 2002). En la Mesa Central y en la FVTM la cinemática del SFTSMA tiene una componente normal con fases de deformación del Oligoceno al reciente, mientras que en la región de Taxco se manifiesta como fallamiento con componente lateral derecho o izquierdo activo durante el Eoceno tardío y Oligoceno temprano (Alaniz-Álvarez et al., 2002). En

la SMC este sistema afecta a andesitas (12 Ma) y puede llegar a ser contemporánea con el fallamiento E-W (Garduño-Monroy et al., 2009). En la zona oriental del CVZ se ha documentado un sistema de fracturas NNW-SSE correspondiente al SFTSMA con evidencia de comportamiento lateral en el Mioceno y una reactivación durante el Plioceno (Capra et al., 1997). Fallamiento con esta orientación en la región de Tzitzio, presenta mayormente movimiento lateral (Mennella et al., 2000). La falla regional Tzitzio-Valle de Santiago tiene esta orientación y desplaza flujos de lava de Queréndaro-Indaparapeo datados en 700 Ka (Pradal y Robin, 1994). Szykaruk y colaboradores (2004) establecen que estructuras similares en la región son las responsables de generar la geometría escalonada hacia el oeste de las depresiones lacustres. Además, otras fallas con orientación similar se encuentran en la depresión de Maravatío-Cd. Hidalgo, al E-SE de Morelia y en las cercanías de Indaparapeo (Fig. 2.9; Garduño-Monroy et al., 2009).

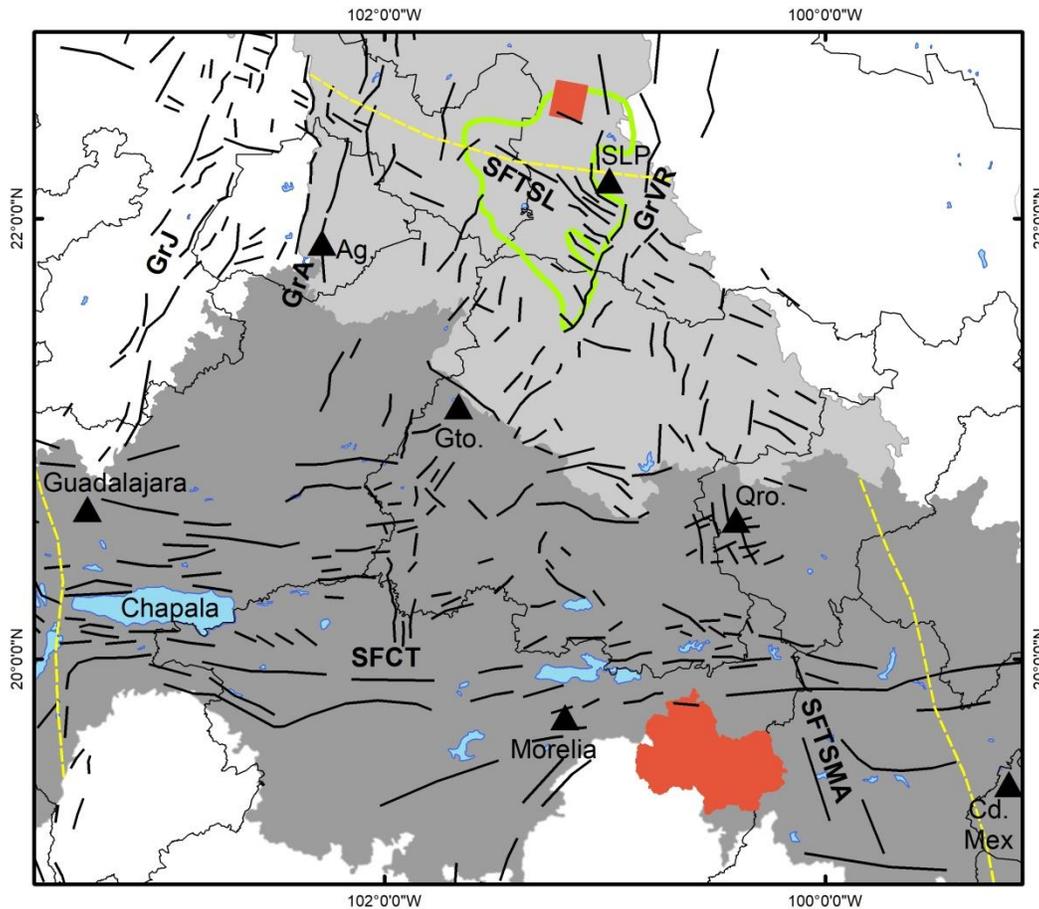


Figura 2.8 Localización de los rasgos estructurales regionales más importantes en la FVTM y la Mesa Central. Los polígonos rojos representan las zonas de estudio. Las líneas punteadas representan los sectores en los que se dividen ambas provincias. El polígono verde marca el límite del CVSLP. GrA: Graben de Aguascalientes. GrJ: Graben de Juchipila. GrVR: Graben de Villa de Reyes. SFCT: Sistema de Fallas Chapala-Tula. SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. SFTSP: Sistema de Fallas Tepehuanes-San Luis. Modificado de Andreani et al. (2014), Campos-Enríquez et al. (2015), Nieto-Samaniego et al. (2005), Suter et al. (2001), Xu et al. (2004).

El Sistema de Fallas NE-SW puede encontrarse en la región central y occidental de la FVTM (Garduño-Monroy et al., 2009). En la región de Mil Cumbres este sistema tuvo su pico de actividad

hace 5 a 3 Ma cuando las cuencas lacustres de Morelia y Cuitzeo se formaron en respuesta al fallamiento extensional (Israde-Alcántara, 1995). En Morelia, este sistema presenta dos tipos de cinemática registrados por estriamiento de las fallas. El primero es un movimiento lateral izquierdo durante el Mioceno medio-tardío que fue reactivado por un movimiento normal durante el Plioceno temprano (Garduño-Monroy et al., 2009; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). En esta zona también existen lineamientos NE-SW de conos cineríticos pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Además, rasgos estructurales con esta orientación han sido identificados como los responsables de separar los grabens de Chapala y Cuitzeo (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

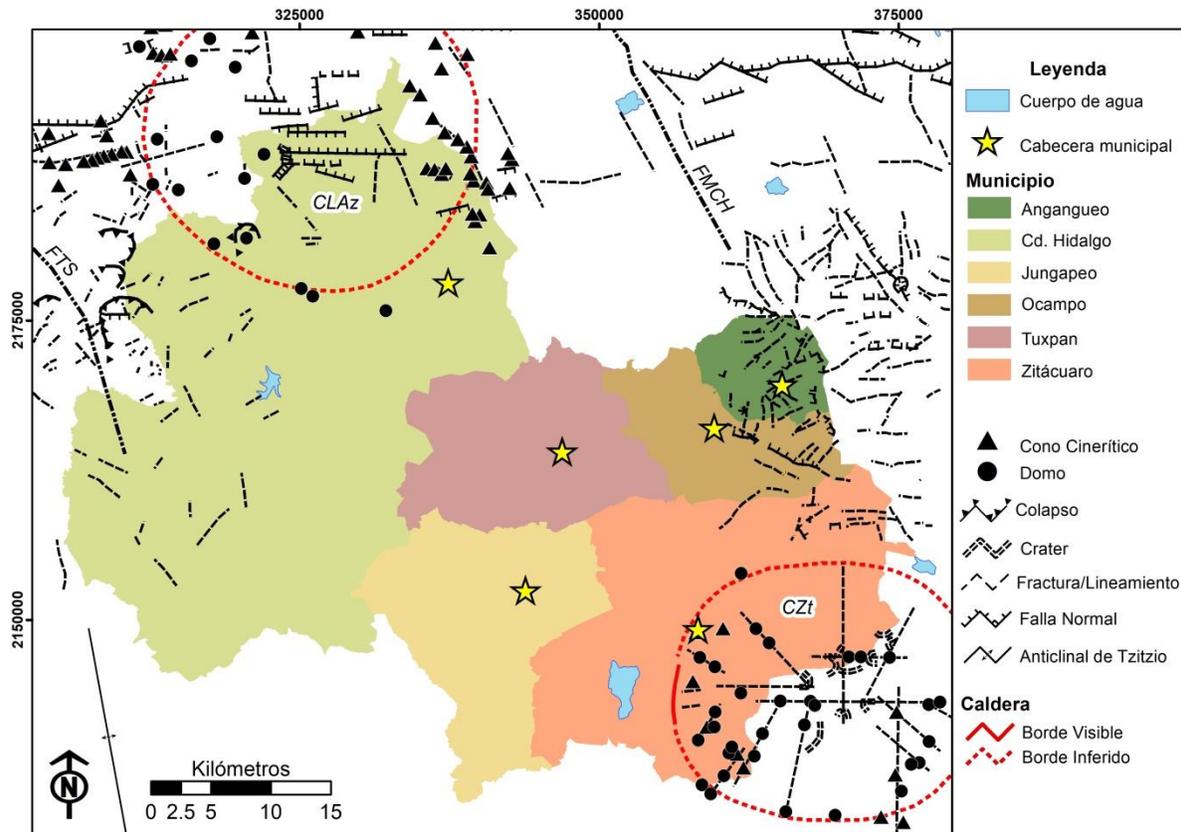


Figura 2.9 Rasgos estructurales en la zona del Oriente de Michoacán. CLAz: Caldera Los Azufres. CZt: Caldera de Zitácuaro. FMCH: Falla Maravatío- Cd. Hidalgo. FTS: Falla Tzitzio-Santiago. Modificado de Capra et al. (1997), Corona-Chávez et al. (2000), Ferrari et al. (1991), Gómez-Vasconcelos et al. (2015), Szykaruk et al. (2004).

El SFMA consiste en una serie de fallas normales activas desde el Mioceno temprano (7-9 Ma), con dirección E-W y escarpes de hasta 200 m que cortan la parte central de la FVTM (Fig. 2.9). Representa una reorganización estructural y morfológica, además de ser asociado a la formación de las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatío y Acambay (Garduño-Monroy et al., 2009; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). Cerca de Morelia, las fallas de este sistema tienen una inclinación hacia el norte y basculan hacia el sur las secuencias volcánicas del Mioceno-Cuaternario de la SMC (Garduño-Monroy et al., 2009).

2.3.2 Mesa Central

La Mesa Central es una provincia con un historial tectónico complejo (Fig. 2.8). Por un lado, el Paleoceno se caracterizó por la etapa final del régimen de compresión de la orogenia Laramide (McDowell et al., 1989), dando paso al dominio extensional durante el Cenozoico (Andreani et al., 2014) del Sistema de Fallas Tepehuanes-San Luis (SFTSL), el evento de Cuencas y Sierras y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. Además, existen distintos sistemas de fallas dentro de la Mesa Central con orientaciones N-S, E-W, NE-SW y NW-SE que se superponen a la configuración estructural previa (Nieto-Samaniego et al., 2005). Bajo este contexto, la porción oriental de la Mesa Central se caracteriza por cadenas de montañas truncadas y cuencas con orientación N-S y NNW (Fig. 2.5; Tristán-González, 2008).

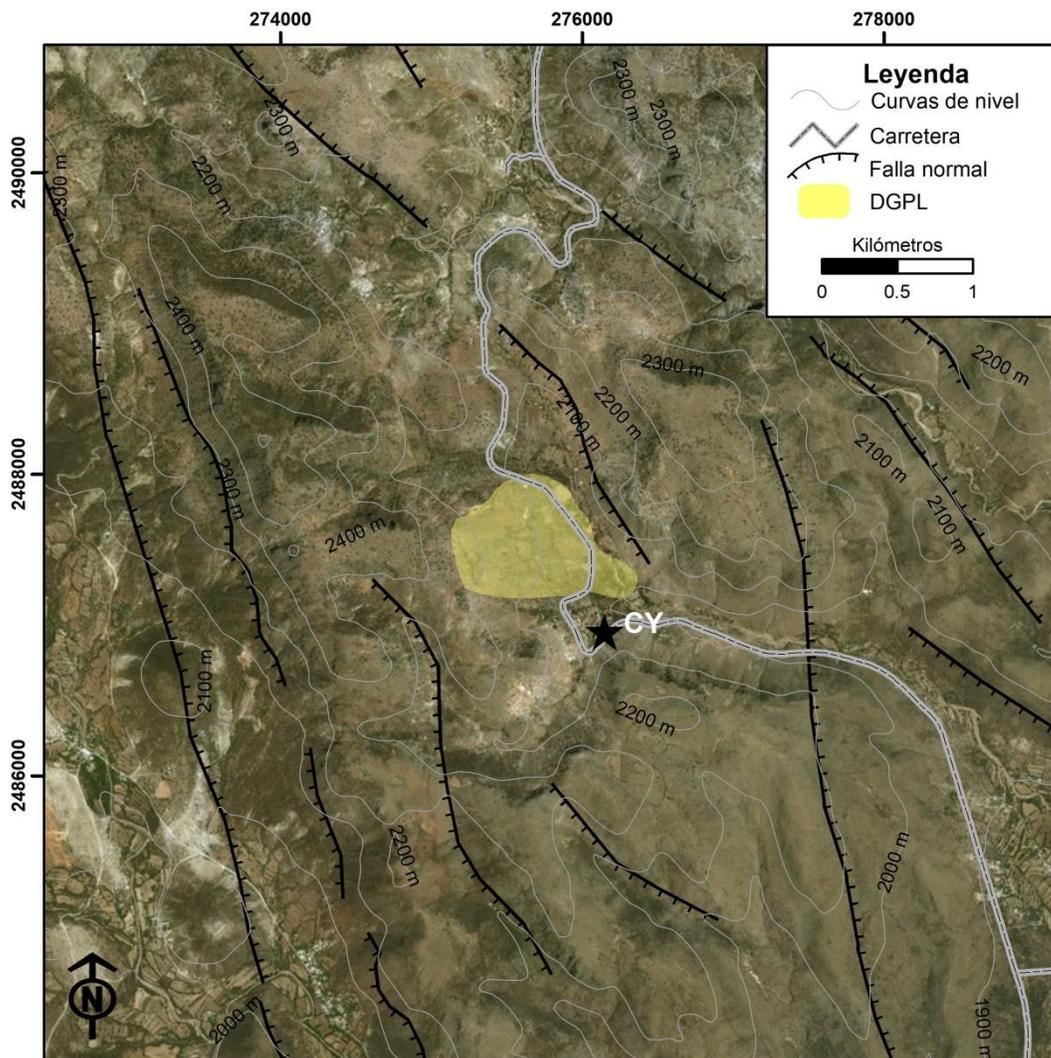


Figura 2.10 Sistema de fallas en las inmediaciones de la población Cañón de Yerbabuena (CY), Aqualulco, S.L.P.

La orogenia Laramide en la Mesa Central inició en el Cenomaniano- Turoniano, migrando de occidente a oriente y cuyo acortamiento duró hasta los 51-37 Ma (Nieto-Samaniego et al., 2005). La

compresión provocó numerosos pliegues recostados y fallamiento inverso (Tristán-González, 2008). Cabe mencionar que, mientras la etapa inicial del volcanismo eocénico en el CVSLP estaba siendo emplazado a lo largo del SFTSL, el frente orogénico Laramídico en la Sierra Madre Oriental aún estaba activo (Eguiluz-de Antuñano et al., 2000; Nieto-Samaniego et al., 2005).

El SFTSL (~32-27 Ma) es un arreglo de fallas normales con orientación NW-SE, más de 600 Km de largo y varias etapas de reactivación (Nieto-Samaniego et al., 2005). En el CVSLP este sistema está formado por numerosas fallas con dirección N60°W a N20°W, en un arreglo tipo dominó que afectó principalmente las rocas volcánicas del Oligoceno (Fig. 2.10; Nieto-Samaniego et al., 2005). Este vulcanismo tuvo lugar al mismo tiempo que el evento de deformación extensional y se emplazó a través de los planos de las estructuras.

La parte septentrional del SFTSMA constituye el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (Alaniz-Álvarez et al., 2002). Los rasgos principales de este sistema de fallas dentro de la Mesa Central se concentran en la Sierra de Catorce y el Graben Villa de Arista. Se considera que la cuenca de Ahualulco forma parte del sistema de fosas con orientación NNW y NNE, localizado en el límite de la Cuenca Mesozoica y la Plataforma Valles San Luis Potosí, guardando una estrecha relación con el Graben Villa de Arista (Tristán-González, 2008).

Durante el Mioceno el evento extensional de Cuencas y Sierras en la Mesa Central migró hacia el sur y occidente, provocando basaltos fisurales y la formación de mesetas. La fase más reciente del volcanismo alcalino (Plioceno-Cuaternario) se asocia a zonas de fallas profundas de este evento que facilitaron el acenso rápido del magma (Aranda-Gómez et al., 2005). Por último, la actividad tectónica dentro de la cuenca de Ahualulco también provocó una franja de basculamiento generalizado hacia el NE (Tristán-González, 2008).

Capítulo III. Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera

3.1 Definición

Las Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL) son procesos de remoción en masa caracterizados por tener límites laterales discontinuos o poco definidos, afectan laderas enteras, desplazan millones de metros cúbicos de roca ($>0.5 \text{ km}^3$), alcanzan varias decenas de metros de profundidad y pueden estar activos durante décadas (Agliardi et al., 2001; Soldati, 2013). Su velocidad de deformación es lenta, variando de unos cuantos milímetros a varios centímetros por año (Agliardi et al., 2001).

La cinemática de las DGPL está gobernada por el comportamiento plástico del material rocoso en la profundidad de la ladera. Debido a esto, algunos autores consideran que un rasgo característico es la ausencia de una superficie de deslizamiento continua (Bovis, 2013; Franck et al., 2011; Soldati, 2013). Principalmente, la parte central de la ladera, que se encuentra bajo una presión confinante mayor debido al espesor de roca, impide la formación de una superficie de cizalla, dando paso a una deformación de tipo viscosa (Mahr y Nemôok, 1977). Sin embargo, otros trabajos sugieren la presencia de una superficie de deslizamiento bien definida y generalmente controlada por estructuras heredadas, tales como fallas, ejes de pliegues, estratificación o foliación (Agliardi et al., 2001; Pánek y Klimeš, 2016).

Sus principales rasgos morfológicos incluyen estructuras de tensión en la parte superior de la ladera como crestas dobles o múltiples, escarpes, trincheras, grietas y grabens; la parte media puede presentar contra-escarpes; mientras que la parte baja está dominada por estructuras de compresión como abultamiento, pliegues concéntricos y fracturamiento radial intenso (Fig. 3.1; Agliardi et al., 2012).

Estos fenómenos suelen desarrollarse en laderas con relieve de alta energía en zonas montañosas con actividad tectónica reciente y actividad sísmica (Agliardi et al., 2001; Franck et al., 2011; Jomard et al., 2014). Por un lado, rasgos estructurales como sistemas de fallas y pliegues han sido bien documentados como factores condicionantes de su aparición y evolución, indicando una adaptación tectónica a la variación de esfuerzos locales o regionales (Iovine y Tansi, 1998). Los sismos, por otro lado, dan lugar a aceleraciones orientadas (carga dinámica), cambios repentinos en los niveles freáticos y presión de poro, disminución de la resistencia al corte, licuefacción, así como fallamiento y fracturamiento superficial que funcionan como factores detonantes o reactivadores de las DGPL (Dramis y Blumetti, 2005; Solonenko, 1976). Otros factores detonantes incluyen fenómenos hidro-meteorológicos, procesos de desglaciación, incisión fluvial, cambios naturales del nivel freático, descongelamiento de suelos, actividades antropogénicas y levantamiento tectónico activo (Hungre et al., 2014; Pánek et al., 2015).

La litología juega un papel fundamental en el desarrollo de las DGPL. Si bien su naturaleza puede ser variada (Bovis, 2013; Pánek et al., 2011; Radbruch-Hall y Varnes, 1976), las rocas más susceptibles son aquellas que presentan un intemperismo significativo, fuertes contrastes reológicos, foliación y estructuras sedimentarias (Agliardi et al., 2001; Jomard et al., 2014).

3.2 Mecanismos

Las DGPL cuentan con una gran variedad mecanismos de deformación en función de las características de las estructuras (estratificación, foliación, plegamiento, etc.) y geometría (con respecto a la ladera) de la litología que conforma el macizo rocoso. De manera general, pueden ser agrupadas en dos grupos según la presencia o no de una superficie de deslizamiento: *sackungen* (*sackung* en singular) y DPGL con control geométrico y estructural.

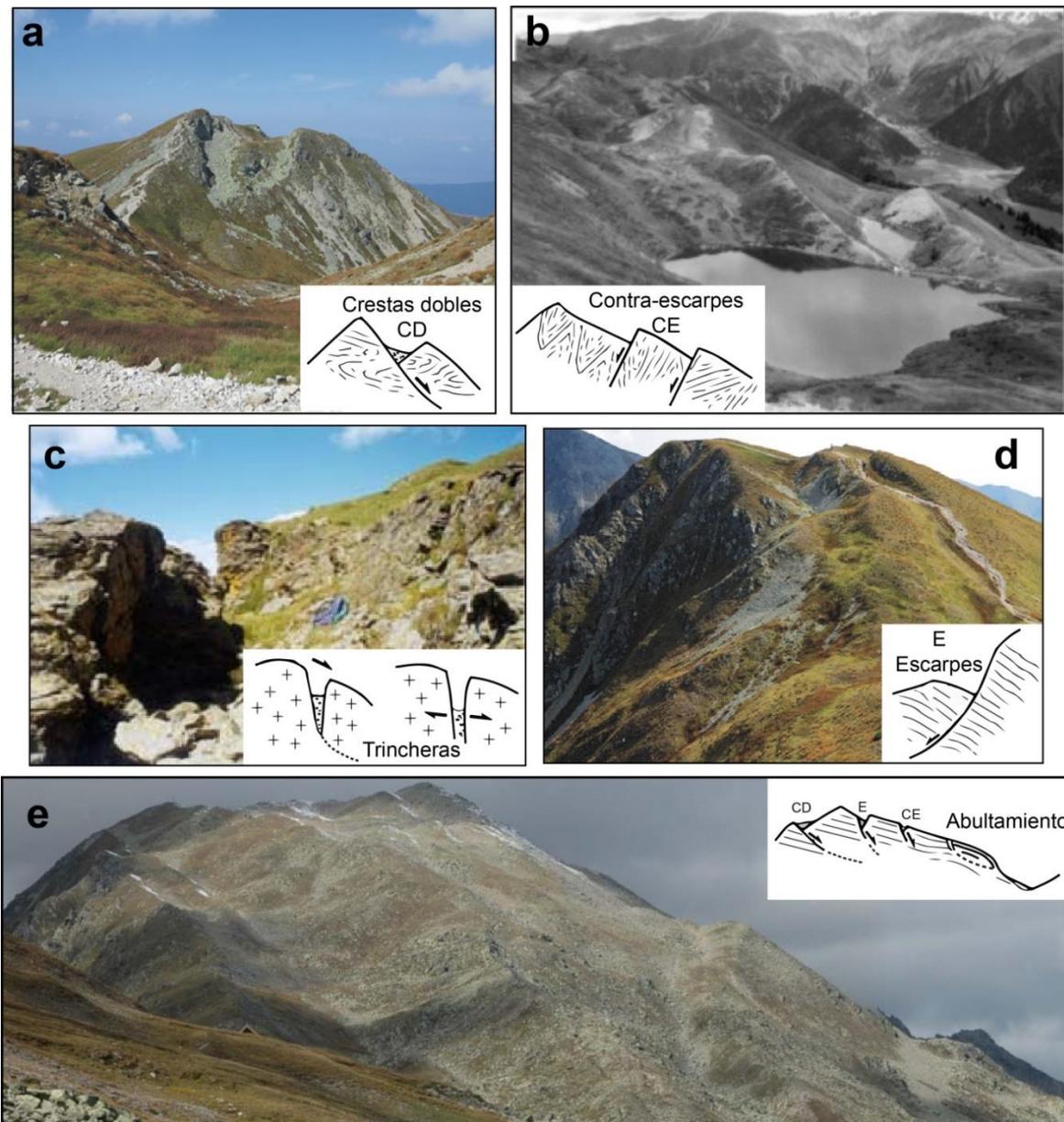


Figura 3.1 Morfo-estructuras características de una DGPL: (a) crestas dobles³, (b) contra-escarpes¹, (c) trincheras², (d) escarpes³ y (e) abultamiento al pie del talud². Modificado de ⁽¹⁾ Agliardi et al. 2001; ⁽²⁾ Agliardi 2012; ⁽³⁾ Pánek y Klimeš 2016

Las DGPL de tipo *sackung* (flujo de roca de acuerdo con Varnes, 1978) son las más comunes y se

forman debido al descolgamiento o flujo (*sagging*) de la masa rocosa afectada en zonas montañosas con litología competente, pero altamente fracturada (Pánek et al., 2015; Radbruch-Hall y Varnes, 1976). A profundidad, el flujo se caracteriza por tener una deformación espacialmente continua y distribuida en toda la masa rocosa, propiciando la formación de plegamiento y abultamiento, sin acotarse a una superficie de falla. En superficie, las morfo-estructuras que las caracterizan suelen ser principalmente lineales e incluyen crestas dobles (simétricas o asimétricas; Fig. 3.2), conjuntos de fallas sintéticas, cuyo buzamiento coincide con la dirección de la pendiente, y contra-escarpes (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005).

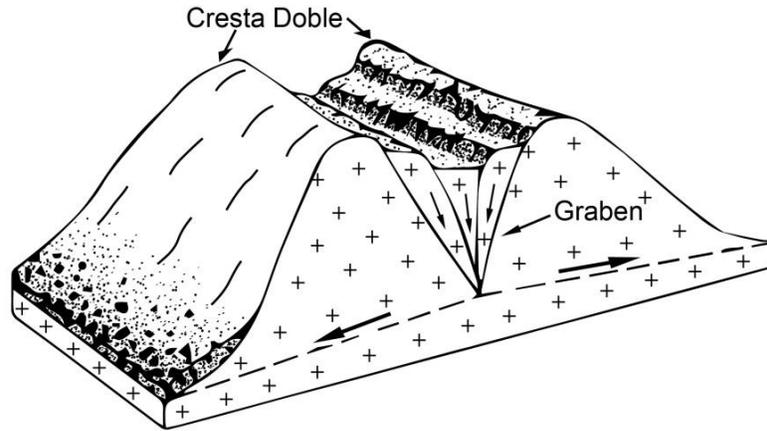


Figura 3.2 Mecanismos de deformación tipo *Sakung*. Modificado de Pasuto y Soldati (1996).

Aunque aún es ampliamente debatido, la cinemática dentro de las DGPL con control geométrico y estructural se encuentra asociada a la presencia de planos de deslizamiento definidos (Varnes, 1978). Debido a esto, las clasificaciones y modelos propuestos se asemejan a los mecanismos de falla básicos de los PRM. Por ejemplo, en laderas con un desnivel topográfico por arriba de los 1000 m, los sistemas de fracturas principales, fallas y pliegues restringen en gran medida la estabilidad del macizo (Fig. 3.3 c y d; Agliardi, 2012). A su vez, estas estructuras y la anisotropía de la litología afectada, pueden dar origen a superficies de falla curvas (Fig. 3.3 a y b), compuestas (Fig. 3.3 c-e) o planares (Fig. 3.3 f; Pánek et al., 2011). Por otro lado, si la ladera afectada está compuesta por rocas competentes sobreyaciendo rocas dúctiles, estas últimas sufrirán de compactación y expansión en un mecanismo de extensión lateral clásico (Fig. 3.3 f y g; Gutiérrez et al., 2012, Pasuto y Soldati 1996). La extensión lateral puede ocurrir en paquetes litológicos menos profundos y en lugares de bajo relieve; sin embargo, aquellas relacionadas con DGPL se localizan en zonas montañosas y afectan la litología a varias decenas de metros de profundidad (Pánek y Klimeš, 2016). Otros mecanismos de deformación que son menos frecuentes (Fig. 3.3), pero que se han asociado a la formación de DGPL, son el volcamiento flexural o en bloque (Fig. 3.3 h; Reitner y Linner, 2009). La correspondencia con mecanismos de inestabilidades considerados tradicionalmente con velocidades rápidas a extremadamente rápidas, provoca una serie de confusiones respecto a las DGPL. Sin embargo, en su definición original, los mecanismos son una forma de clasificar los cuerpos inestables que se encuentran en movimiento relativo con respecto a la ladera (Cruden y Varnes, 1996; Varnes, 1978), sin que esto sea un excluyente o signo definitorio de la velocidad, tamaño o estilo de deformación del fenómeno.

3.3 Evolución

Las DGPL son fenómenos con una dinámica de desplazamiento cambiante y complejo, además de duradero. De acuerdo con la exhaustiva revisión hecha por Panék y Klimeš (2016), muy pocos casos describiendo el comienzo de una DGPL han sido documentados. Sin embargo, desde los años 50's, ya eran reconocidos como importantes peligros geológicos (Novosad, 1956).

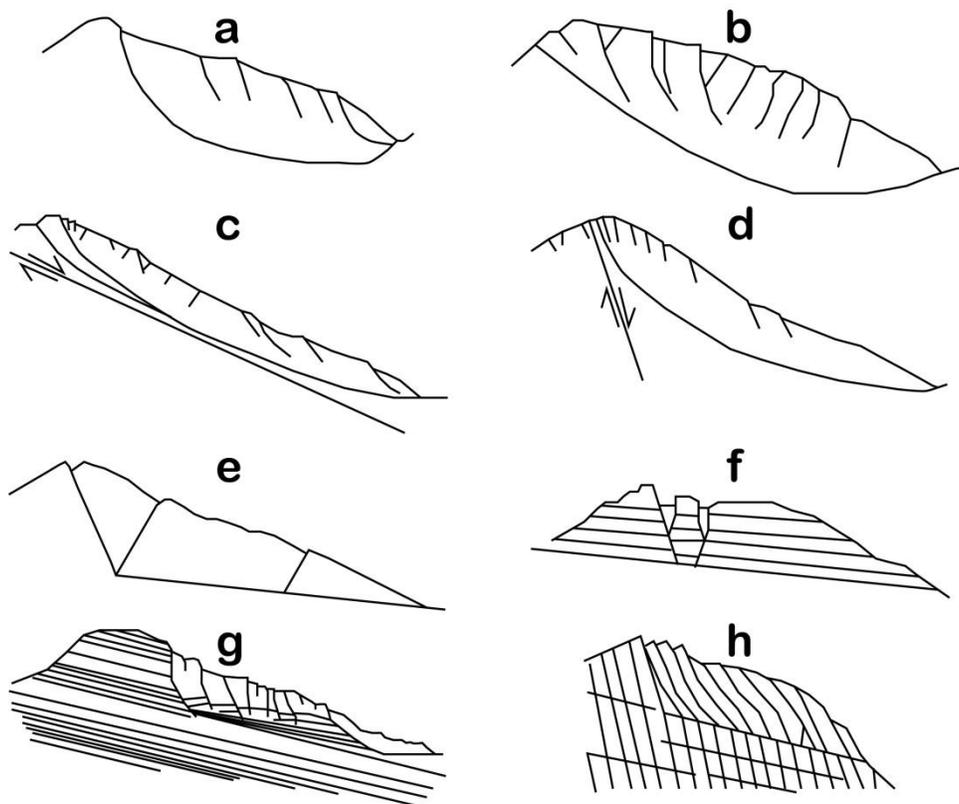


Figura 3.3 Mecanismos asociados a DGPL con control geométrico y estructural. Superficie (a y b) curva, (c-e) compuesta, (f-g) planar y (h) flexural. Modificado de Agliardi et al. 2012.

El conocimiento acerca de la duración de la actividad de una DGPL normalmente está limitada por los cambios que sufre su morfología debido a la superposición de otros fenómenos (e.g. glaciaciones, erosión fluvial o colapsos catastróficos) (Páneš y Klimeš, 2016). No obstante, algunos estudios indican que pueden alcanzar una actividad mayor a los 10^4 - 10^5 años (Bovis, 1982; Páneš et al., 2009). Esta longevidad se relaciona directamente con las propiedades del macizo rocoso, las condiciones tectónicas, la configuración climática (pasada y actual) y la historia de desglaciación de la región afectada (Páneš y Klimeš, 2016).

En cuanto a la tendencia de desplazamiento, se considera que las DGPL presentan dos tipos de patrones: *creep* continuo (largo plazo) y movimientos episódicos discretos (corto plazo) (McCalpin y Irvine, 1995). El *creep* continuo predispone el terreno para la eventual ocurrencia de movimientos episódicos, al mismo tiempo, este último afecta la configuración del patrón de desplazamiento a largo plazo (Páneš y Klimeš, 2016).

3.4 Peligrosidad

Suele considerarse erróneamente que la baja tasa de deformación de las DGPL representa un nivel de peligrosidad bajo. Sin embargo, a mediano y largo plazo, estas crean desplazamientos acumulados significativos y, por lo tanto, una serie de afectaciones tales como:

1. Daños en estructuras e infraestructuras civiles. Por ejemplo, en Italia existen numerosos casos de poblaciones con distintos grados de daño, donde destacan: fracturas, de distintos anchos y longitudes, en paredes y asfalto; colapsos parciales de mampostería, techos y chimeneas; colapso total de residencias (Bianchini et al., 2013; Del Soldato et al., 2018; Frattini et al., 2013). También existen reportes sobre daños en estructuras de valor estratégico como presas, viaductos, túneles (Barla, 2018) e instalaciones de campos geotérmicos (tuberías, pozos de inyección, etc.) (Pioquinto et al., 2010).
2. Generación de procesos de remoción en masa colaterales. La deformación lenta pero constante, así como la formación de planos de debilidad (morfo-estructuras) dentro del área afectada por las DGPL, predispone el terreno para la eventual generación de PRM superficiales, súbitos y rápidos (flujos, caídas, volcaduras, etc.) (Ambrosi y Crosta, 2006; Soldati, 2013). A pesar de que estos PRM solamente involucran una fracción de la ladera afectada, pueden alcanzar volúmenes del orden de millones de metros cúbicos (Viero et al., 2015). Además, suelen causar daños a poblaciones locales (Spreafico et al., 2016) y el bloqueo de vialidades (Bianchini et al., 2013),
3. Reactivación o aceleración del movimiento de deformación en la totalidad del área afectada o en partes específicas de la misma (Agliardi et al., 2012).
4. Falla catastrófica de la ladera como evento final de evolución de la DGPL. La deformación que inducen estos fenómenos provoca una disminución en la estabilidad de la ladera, relacionada con cambios en las propiedades mecánicas del macizo rocoso (disminución de la resistencia, incremento de la fragmentación interna e inclinación de estructuras geológicas a posiciones inestables) y la modificación de su topografía (incremento excesivo de la pendiente debido a procesos de abultamiento y generación de nuevas zonas de escurrimiento) (Bisci et al., 1996; Pánek y Klimeš, 2016). Entre algunos de los casos reportados destacan:
 - En Japón, el colapso de setenta DGPL en 2011 inducido por el tifón Talas. El más grande de los colapsos involucró un volumen de 14 Mm^3 y un área de $548,500 \text{ m}^2$ (Chigira et al., 2013).
 - En Japón, el desarrollo de una deslizamiento de roca (*rockslide*), con un volumen de $5 \times 10^5 \text{ m}^3$ y un área de $5 \times 10^4 \text{ m}^2$, en una ladera con rasgos (contra-escarpes y grietas de tensión) y deformación característicos de un *sackung* (Nishii et al., 2013).
 - En Nueva Zelanda, una avalancha de roca detonada por un sismo alrededor de 660 AD a partir de una ladera con estructuras ligadas a *sackungen* (Barth, 2014).

Por último, debido a que las velocidades que alcanzan están entre los pocos milímetros a algunos centímetros al año, se encuentran en el límite de detección de la mayoría de instrumentos de monitoreo, haciendo difícil su estudio.

Capítulo IV. Interferometría de Radar de Apertura Sintética: fundamentos y metodología

4.1 Introducción

Este capítulo se divide en dos apartados mayores. En el marco teórico se tratarán los fundamentos de la interferometría, abarcando desde los conceptos básicos de una onda electromagnética hasta la conceptualización de la técnica de los dispersores permanentes (PSI). El segundo apartado describe la metodología implementada para el procesamiento PSI y cuyos resultados son analizados en los capítulos 6 y 7.

4.2 Marco teórico

4.2.1 Principios Básicos

Las técnicas de percepción remota como InSAR (Interferometría de Radar de Apertura Sintética) hacen uso de la radiación electromagnética para obtener información de la superficie terrestre. Las ondas electromagnéticas son energía transportada a través del espacio en forma de perturbaciones periódicas de los campos eléctrico y magnético (Fig. 4.1). A diferencia de las ondas mecánicas, estas no necesitan de un medio para viajar y son descritas por su velocidad (c), frecuencia (f) y longitud de onda (λ), las cuales se relacionan en la ecuación:

$$C = f \cdot \lambda \text{ Ec. 4.1}$$

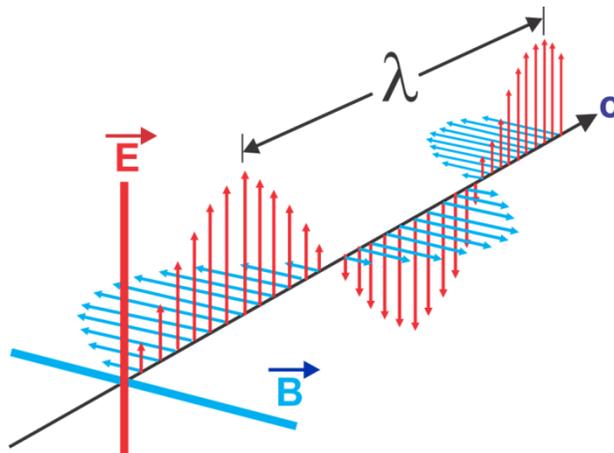


Figura 4.1 Onda electromagnética. \vec{E} : Campo eléctrico. \vec{B} : Campo magnético.

Como cualquier onda sinusoidal, tienen varios componentes (Fig. 4.2). La sección (o picos) más alta de una onda se llama cresta, mientras que la más baja se denomina valle. La amplitud se define como la distancia entre la posición de equilibrio y máxima magnitud vertical de un pico. La longitud de onda es la distancia entre el punto medio de dos picos (cresta o valle). La frecuencia es el número de ciclos por segundo, medido en Hertz (Hz).

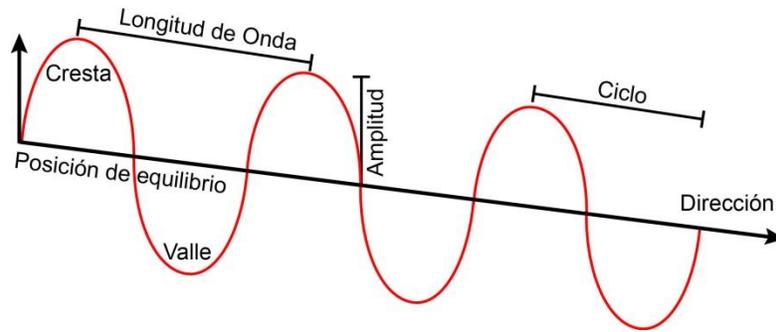


Figura 4.2 Componentes de una onda.

4.2.2 Radar

Un radar (*Radio Detection And Ranging*) es un sensor activo capaz de generar su propia energía (ondas electromagnéticas), para después medir la intensidad y tiempo en que estas señales son reflejadas por objetos o superficie a distancia. Además, el radar trabaja en la región del espectro electromagnético de las microondas (Fig. 4.3). Estas características permiten la aplicación del radar de manera independiente a la presencia de luz solar y en condiciones climáticas desfavorables (nubes, niebla o lluvia; Chan y Koo, 2008).

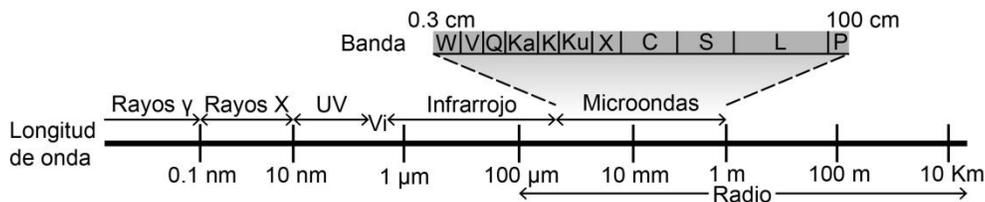


Figura 4.3 Espectro electromagnético. UV: ultra violeta. Vi: visible.

La tecnología de radar comenzó a desarrollarse en la década de 1920 como una herramienta para detectar barcos y aeronaves. Durante la Segunda Guerra Mundial se implementó el primer radar (B-Scan) que producía imágenes en un formato rectangular y para la década de 1950 se introdujo el SLAR (*Side Looking Airbone Radar*) que escaneaba la superficie con una antena montada en el costado de una aeronave (Chan y Koo, 2008). Sin embargo, la resolución alcanzada por estos sistemas era pobre. Algunas soluciones incluían utilizar una antena muy larga (impráctica debido al tamaño y peso) o emplear longitudes de onda muy cortas (con una alta probabilidad de sufrir atenuación en la atmósfera). No obstante, otra forma de sobrepasar las limitaciones físicas de la antena de radar para alcanzar una mejor resolución es a través del procesamiento de la señal con los sistemas de Radar de Apertura Sintética (SAR; Curlander y McDonough, 1991).

4.2.3 Sistema SAR

Un sistema SAR consiste de una antena montada en una plataforma (aeronave o satélite) que transmite pulsos electromagnéticos en el rango de las microondas (Fig. 4.3). La señal es reflejada en la superficie terrestre y los ecos regresan a la antena para ser registrados en forma de números digitales (Chan y Koo, 2008). La transmisión de los pulsos se sincroniza con la velocidad de la plataforma (*repetition frequency*) para asegurar una cobertura continua en la dirección de vuelo (Vollrath, 2016).

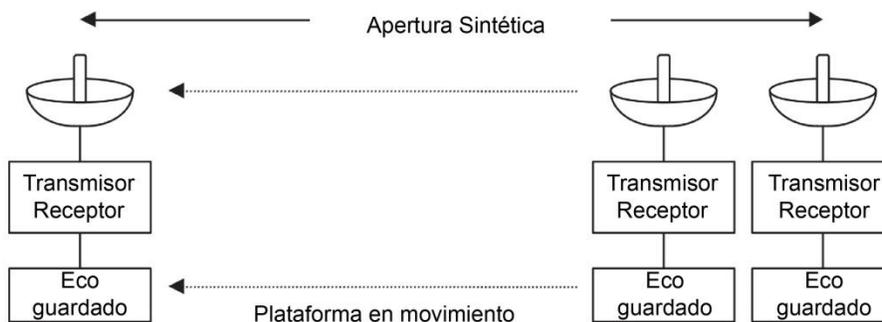


Figura 4.4 Concepto de Apertura Sintética. Modificado de Chan y Koo (2008).

La apertura sintética es creada a partir de la combinación de los ecos recibidos por la antena conforme la plataforma se mueve en su trayectoria de vuelo (Fig. 4.4). De esta forma, con una antena de dimensión razonable es posible sintetizar una de mayor dimensión. Actualmente, existe una gran variedad de plataformas satelitales que cuentan con este tipo de sistema (Tabla 4.1). Cada una de ellas trabaja en una banda (longitud de onda) distintiva, siendo las más utilizadas en aplicaciones científicas las bandas X, C y L (SafeLand, 2011).

Tabla 4.1 Plataformas con sensores SAR más utilizados.

Banda	Sensor	λ (cm)	Repetición	Inventario
X	COSMO-SkyMed	~3.1	8 días	2007-actualidad
	TerraSAR-X		11 días	2008-actualidad
	PAZ			2018-actualidad
C	Sentinel-1A	~5.6	12 días	2014-actualidad
	Sentinel-1B			2016-actualidad
	Radarsat-1		24 días	1995-2013
	Radarsat-2			2007-actualidad
	ERS 1+2		35 días	1991-2001
	ENVISAT			2002-2012
L	ALOS-1	~24	46 días	2006-2011
	ALOS-2		14 días	2014-actualidad

4.2.4 Retro-dispersión

La naturaleza de los sensores activos radica en la emisión de pulsos y la recepción de estos una vez que fueron retro-dispersados en la superficie. Por lo tanto, cada pixel en una imagen de radar representa el coeficiente de retro-dispersión (σ) de esa área sobre el terreno (Mayorga-Torres, 2013). Una baja retro-dispersión se traduce en un área más oscura, es decir, la fracción de la energía que regresó al radar fue muy poca. De forma opuesta, un pixel con una alta retro-dispersión será brillante, indicando una mayor recuperación de la señal (ESA, 2014a). Este valor depende de características propias tanto de la señal (frecuencia, ángulo de incidencia y polarización) como del terreno (rugosidad, geometría y conductividad).

La frecuencia determina la penetración de las ondas en la superficie (i.e. vegetación, suelo desnudo) y su rugosidad relativa. En el caso de la vegetación, la radiación de las plataformas con frecuencias

en la banda X ($\lambda=3$ cm) solo interactuará con las hojas del dosel arbóreo (Fig. 4.5). Sin embargo, un sensor que trabaje con banda L ($\lambda=24$ cm) tendrá la capacidad para penetrar el dosel y posiblemente llegar hasta el suelo. En consecuencia, a menor frecuencia la penetración será mayor.

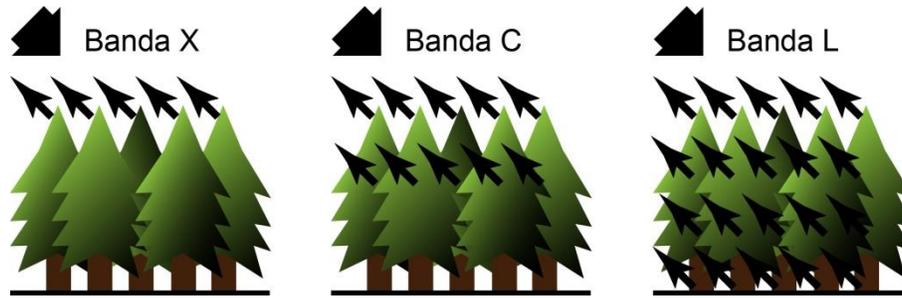


Figura 4.5 Interacción entre la vegetación y la señal electromagnética de plataformas SAR con distinta frecuencia. Modificado de ESA (2014a).

El ángulo de incidencia (θ_{inc}) se forma entre la dirección de la señal del radar y la normal a la superficie terrestre. La reflectividad de los retro-dispersores depende en parte del decremento o aumento de esta propiedad. De esta forma, cuando el ángulo es mayor, la señal que regresa (dispersión) es menor debido a que la rugosidad también lo es (Mayorga-Torres, 2013). En superficies planas, el ángulo se mantiene aproximadamente uniforme a lo largo de la huella satelital. Sin embargo, cuando este interactúa con una superficie inclinada (i.e. ladera), el ángulo de incidencia local se define como aquel entre la dirección de la señal del radar y la normal formada con esa superficie (ESA, 2014b).

La polarización se refiere a la orientación del campo eléctrico de la señal electromagnética transmitida con respecto a la horizontal. Esta puede ser *H* polarizada (cuando oscila paralelamente a la horizontal) o *V* polarizada (cuando oscila perpendicularmente a la horizontal). Cuando la señal interactúa con el terreno, la polarización con la que fue emitida puede cambiar. Por lo tanto, los sistemas SAR están diseñados para mandar y recibir señales con cierto tipo de polarización. Si la polarización que se emite y recibe es la misma, la imagen resultante es co-polarizada (VV o HH). Por el contrario, si la radiación recibida es la opuesta a la enviada, la imagen resultante tiene una polarización cruzada (VH o HV) (ESA, 2014b).

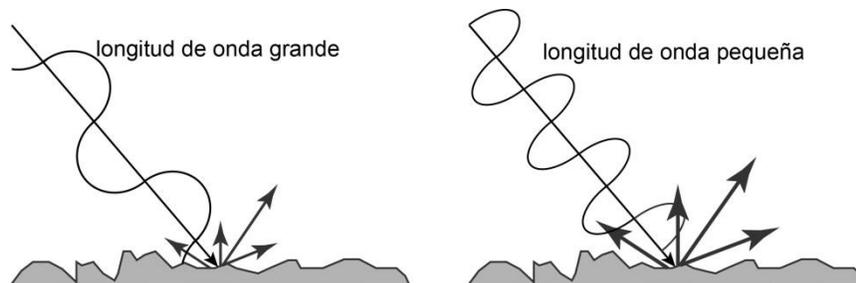


Figura 4.6 Comportamiento entre la superficie del terreno y la longitud de onda.

La rugosidad del terreno es una propiedad relativa a la longitud de onda del sensor utilizado y el ángulo de incidencia (Fig. 4.6). Si la fluctuación en el terreno es menor a la longitud de onda, la rugosidad será suave y la retro-dispersión será poca. Por otro lado, la misma superficie parecerá

más brillante en la imagen, debido a un incremento de la dispersión, si la longitud de onda es más pequeña (Liew, 2001).

El mecanismo de dispersión de la señal depende de la geometría y rugosidad de la superficie con la que interactúa (Dabboor y Brisco, 2018). De esta forma, si la superficie es muy suave, la señal puede ser reflejada en un ángulo igual pero contrario al ángulo de incidencia del radar (Fig. 4.7 a), provocando que el pixel en la imagen sea oscuro. Por otro lado, la dispersión de tipo superficial ocurre cuando la señal rebota una o más veces en una superficie rugosa, antes de regresar a la antena con un cambio de fase de 180° (Fig. 4.7 b). El rebote doble se forma cuando la señal golpea en dos superficies, primero una horizontal y después una vertical, que componen un ángulo diedro (Fig. 4.7 c). En este caso, prácticamente la totalidad de la señal del radar regresa a la antena, convirtiendo a este tipo de objetivos en los de mayor retro-dispersión. Por último, la dispersión volumétrica ocurre en medios naturales (i.e. vegetación) en donde la señal se dispersa aleatoriamente en múltiples ángulos (Fig. 4.7 d).

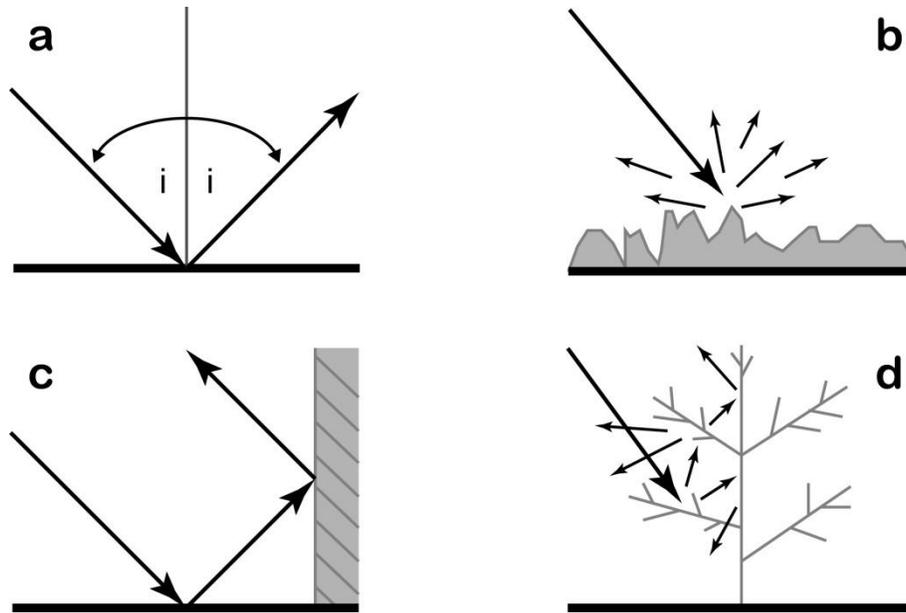


Figura 4.7 Mecanismos de dispersión. (a) Especular. (b) De superficie. (c) Rebote doble. (d) Volumétrico. Modificado de ESA (2014a).

Por su parte, la constante dieléctrica de los materiales del terreno interactúa con las propiedades geométricas de la señal y la superficie, determinando también la intensidad de la retro-dispersión. Este parámetro es una relación entre la permitividad y la conductividad de un material, variando de 3 a 8 en condiciones secas (ESA, 2014a). No obstante, si un material experimenta un cambio en su contenido de humedad, su reflectividad se verá incrementada significativamente y por lo tanto serán más brillantes en la imagen de radar.

4.2.5 Resolución y distorsiones geométricas

Los sistemas de radar tienen una geometría de adquisición particular (Fig. 4.8 a; ESA, 2014b; Vollrath, 2016). De manera similar a los sistemas ópticos, la plataforma viaja sobre una trayectoria de vuelo fija, expresada como la dirección en acimut (*azimut direction*). La dirección hacia la que

mira la antena es perpendicular al acimut y se denomina como dirección en rango (*range direction*). La señal electromagnética entonces es transmitida de forma oblicua en dirección del rango, en un ángulo de visión (θ_{look}) formado entre el nadir y la orientación de la antena. Nominalmente, el ángulo de visión se refiere al valor en el centro de la huella, sin embargo, debido a la naturaleza de propagación circular de la onda, este puede variar del rango cercano (*near range*) al lejano (*far range*). Por su parte, el ángulo de incidencia (θ_{inc}) es igual al ángulo de visión en una superficie ideal horizontal. Sin embargo, en plataformas satelitales no solo la curvatura de la Tierra induce diferencias entre los ángulos, sino también la interacción con el terreno. La huella satelital (*antenna footprint*) es el área iluminada por los pulsos y su tamaño depende del ancho de la señal emitida (inversamente proporcional a la altura de la antena).

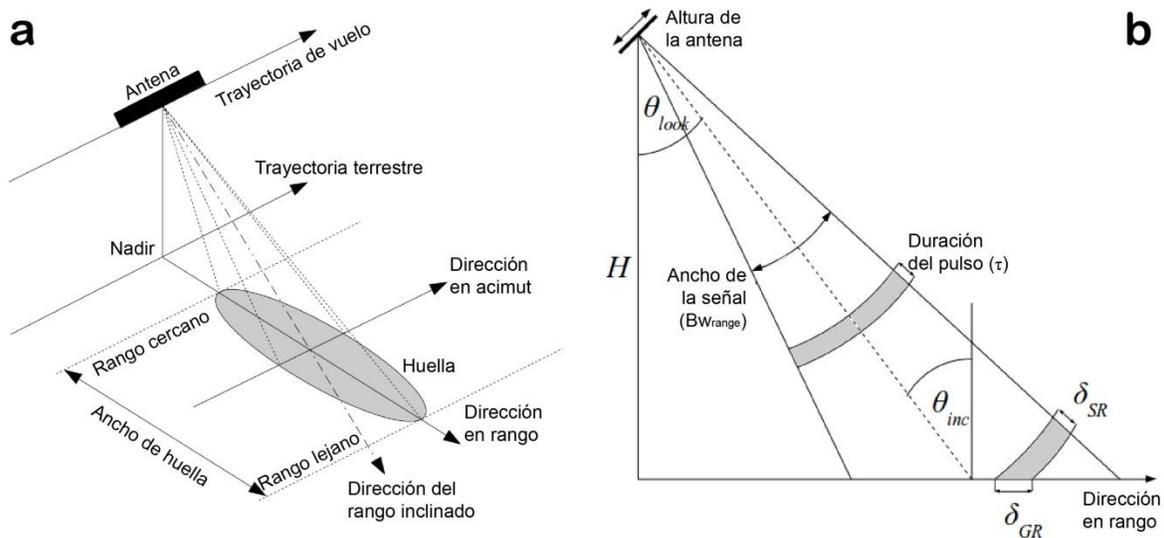


Figura 4.8 (a) Geometría de una adquisición SAR. (b) Geometría en dirección del rango. Modificado de Vollrath (2016).

Los pulsos son emitidos y registrados en dirección del rango inclinado (*slant-range direction*) o línea de visión (*Line-of-Sight, LOS*) de la huella satelital. Esto provoca que las imágenes SAR tengan un aspecto distorsionado, con resoluciones diferentes en rango y acimut, debido a las diferencias angulares de la geometría de adquisición (*slant range geometry*) con respecto a la superficie terrestre (Fig. 4.8 b; Vollrath, 2016).

La resolución en dirección del rango inclinado (δ_{sr} ; Ec. 4.2) se determina por la capacidad de distinguir los ecos de dos objetos distintos en *LOS*, debido al traslape de las señales y de acuerdo con la duración del pulso (τ).

$$\delta_{sr} = \frac{c \cdot \tau}{2} \text{ Ec. 4.2}$$

Sin embargo, para alcanzar una resolución alta, es necesario emplear pulsos con una duración de nanosegundos. Esto involucraría una cantidad de energía superior a la capacidad electrónica de las plataformas. Para solventar este problema, se utiliza una modulación lineal en la frecuencia de la transmisión (*pulse compression*) para incrementar el ancho de banda del pulso (*chirp*). En

consecuencia, la resolución en dirección del rango inclinado es inversamente proporcional al ancho de banda del *chirp* (B_c), de acuerdo con la ecuación:

$$\delta_{sr} = \frac{c}{2B_c} \text{ Ec. 4.3}$$

Para recuperar la resolución real en rango (δ_{gr}), el ángulo de incidencia local (θ_{inc}) se toma en consideración:

$$\delta_{gr} = \frac{c \cdot \tau}{2B_c \cdot \sin(\theta_{inc})} \text{ Ec. 4.4}$$

Por su parte, la resolución en acimut (δ_a) es una función de la distancia en rango (entre el objeto y el sensor; r) y el ancho de la señal producida por la antena ($B_{w_{range}}$), que depende de su tamaño (d_a) y la longitud de onda del sistema (λ):

$$\delta_{a=B_{w_{range}} \cdot r = \frac{\lambda}{d_a} \cdot r} \text{ Ec. 4.5}$$

No obstante, al igual que la resolución en rango, alcanzar una resolución adecuada en acimut depende de la modulación de la frecuencia, en este caso, a través de la apertura sintética. De esta forma, se toma ventaja del efecto Doppler que produce la iluminación repetida de los objetivos conforme la plataforma se mueve (apertura sintética). Las diferencias entre las frecuencias de los ecos recibidos son combinadas con la información orbital para corregir el desplazamiento Doppler y determinar con exactitud la posición en acimut del retro-dispersor. Así mismo, el ancho de la señal es inversamente proporcional a la dimensión de la antena y usar una de menor dimensión incrementa la cantidad de ecos recibidos, así como la longitud de la apertura sintética (L_{sa}). Por lo tanto, la resolución espacial en acimut es directamente proporcional al tamaño de la antena:

$$\delta_a = B_{sa} \cdot r = \frac{\lambda}{2L_{sa}} \cdot r = \frac{d_a}{2} \text{ Ec. 4.6}$$

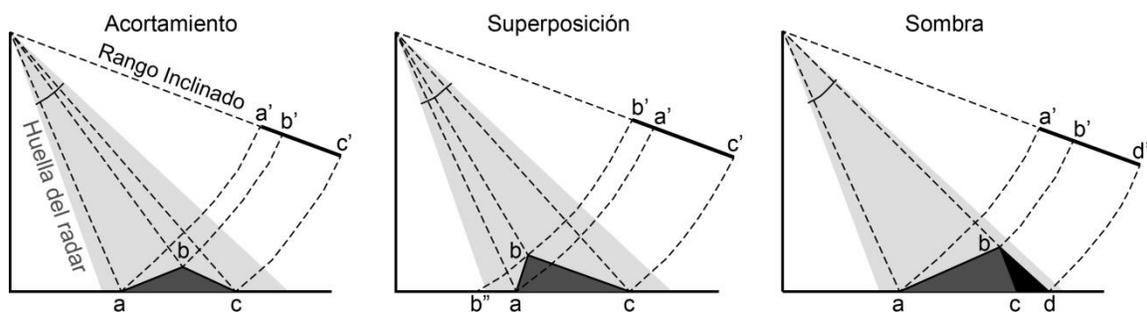


Figura 4.9 Distorsiones geométricas. Modificado de ESA (2014a).

La geometría de adquisición de la imagen y la interacción de los pulsos con el terreno puede provocar retrasos en los ecos recibidos por la antena que se traducirán en distorsiones geométricas (Fig. 4.9; ESA, 2018). El efecto de acortamiento (*foreshortening*) comprende una compresión de la información radiométrica y se visualiza como una inclinación del objeto en dirección del sensor. Esto ocurre cuando una parte de un objeto se encuentra relativamente más cerca a la antena,

generalmente en zonas montañosas, por lo que el eco regresará en menor tiempo. La superposición (*layover*) es una inversión del orden de los elementos en la imagen de radar con respecto a la superficie. Esta ambigüedad se forma cuando la pendiente de un objeto excede a la inclinación del rango y por lo tanto el eco reflejado de su parte superior queda registrado antes que el de su parte inferior. La sombra (*shadow*) afecta a laderas con pendientes mayores a la inclinación del rango en dirección opuesta a *LOS*. La falta de información de las contribuciones de la señal provoca que estas regiones sean oscuras en la imagen final.

4.2.6 Interferometría SAR

Las imágenes SAR son una matriz de valores complejos (un componente real y otro imaginario) formadas por su amplitud y fase. El primer componente se interpreta en términos de las propiedades retro-dispersoras del terreno. Sin embargo, el segundo componente representa el promedio ponderado de los retrasos de la fase transmitida y recibida de cada uno de los retro-dispersores dentro de un pixel (Hooper et al., 2012). La fase de una sola imagen SAR se considera un valor aleatorio, no obstante, la diferencia entre las fases de dos imágenes puede ser aprovechada para determinar cambios en el terreno. Esto se logra a través de la formación de un interferograma a partir de dos imágenes adquiridas en distinto tiempo, pero bajo la misma trayectoria de vuelo (*track*) y geometría de adquisición (Fig. 4.10).

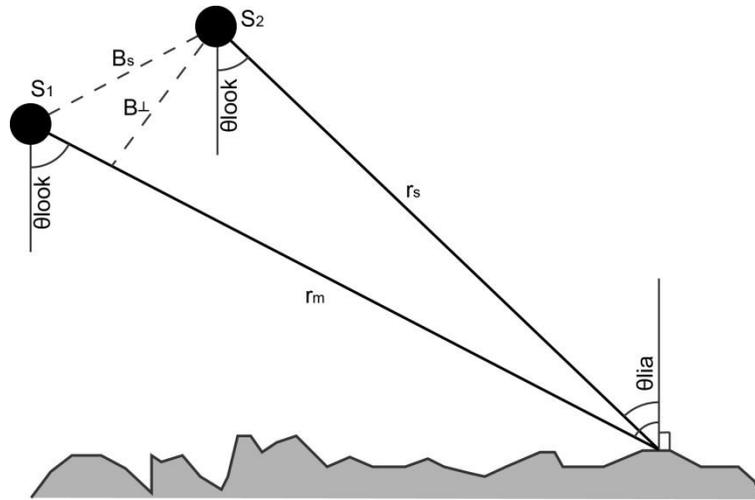


Figura 4.10 Geometría de adquisición satelital necesaria para la formación de un interferograma.

Se debe tomar en cuenta que el desplazamiento de la antena provoca diferencias (en dirección del rango, Δr) de las características de la fase entre las dos imágenes (proporcional a la diferencia de altura, Δh) de acuerdo con la línea base perpendicular entre las adquisiciones (B_{\perp}), el ángulo de incidencia local (θ_{ia}) y la distancia en rango (r) (Vollrath, 2016):

$$\Delta r = \frac{B_{\perp}}{r \cdot \sin(\theta_{ia})} \cdot \Delta h \quad \text{Ec. 4.7}$$

En consecuencia la diferencia de fase ($\Delta\varphi$) depende de los cambios en el rango y se expresa como:

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r \quad \text{Ec. 4.8}$$

Entonces, la formación del interferograma (Int) se computa a través de la multiplicación, pixel por pixel, de una imagen SAR de referencia (maestra; I_m) por el complejo conjugado de una segunda adquisición (esclava; I_s), expresado como:

$$Int = I_m \cdot I_s^* = A_m \cdot A_s e^{-j \frac{4\pi(r_m - r_s)}{\lambda}} \quad \text{Ec. 4.9}$$

Como resultado de esta operación, el efecto aleatorio de la fase individual se cancela y la fase interferométrica se relaciona únicamente a la diferencia en dirección del rango entre las dos imágenes (Vollrath, 2016). Visualmente, esto se traduce en un patrón de contornos en isofase llamadas franjas interferométricas (Fig. 4.11).

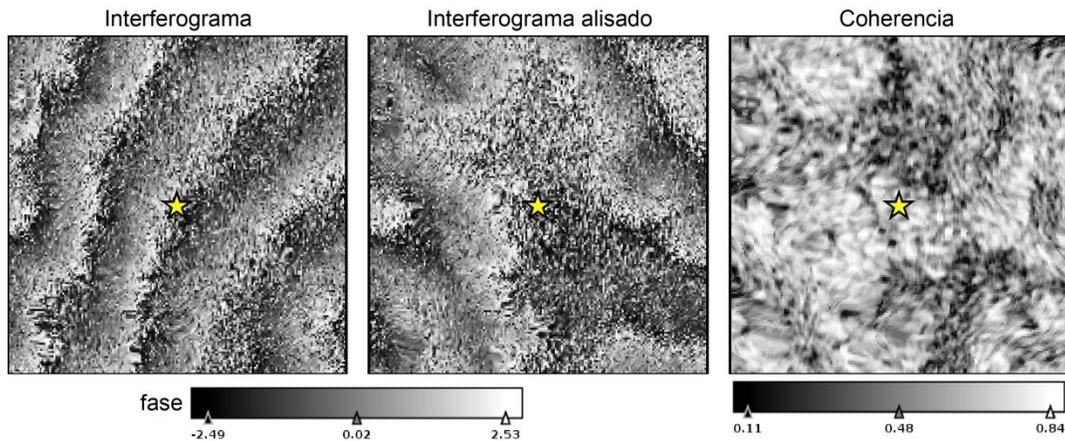


Figura 4.11 Segmento de interferograma (Im 31/03/2017- Is 24/04/2017) de la localidad Cañón de Yerbabuena, Ahualulco, S.L.P. (estrella amarilla). *Track* 114 descendente.

Por otro lado, la variación del ángulo de visión del rango cercano al lejano introduce un decremento sistemático de la fase interferométrica. Para compensarlo es necesario realizar un alisado del interferograma (*interferogram flattening*) que consiste en extraer la fase esperada de una superficie de referencia, para obtener un mapa de la fase relativa a la altitud del terreno (Ferreti et al., 2007). Esto se traduce en franjas interferométricas que se asemejan a las diferencias de altura en el terreno (franjas amplias en zonas planas y más estrechas en laderas).

La calidad de la fase interferométrica se estima a través de la coherencia (γ). Esta se define como el grado de correlación entre las señales retro-dispersadas de dos imágenes SAR. Varía de 0 (la fase es únicamente ruido) a 1 (no existe ruido; Ferreti et al., 2007), y se calcula con la siguiente ecuación:

$$\gamma = \frac{|<I_m I_s^*>|}{\sqrt{|<I_m>|^2 |<I_s>|^2}} \quad \text{Ec. 4.10}$$

La decorrelación (*decorrelation*) proviene de distintas fuentes:

- Espacial, una mayor longitud de la línea-base incrementa la decorrelación.
- Ruido, comprende aspectos como un mal co-registro, diferencias en la frecuencia nominal, ruido térmico e incertidumbre en la medición de la fase.

- Temporal, cambios en el arreglo de los retro-dispersores. Por ejemplo, cambios de orientación del dosel arbóreo por el viento, crecimiento de la vegetación de temporada, deformación muy rápida del terreno, etc.

4.2.7 DInSAR

La Interferometría Diferencial SAR tiene por objetivo detectar deformación en la superficie del terreno a través de la línea de visión (*LOS*) de la plataforma. Esto se logra cuando, durante el intervalo de adquisición de dos imágenes SAR, ocurre un cambio en la posición relativa de los dispersores que se traduce en un cambio de fase medible (Ferreti et al., 2007). Después del alisado al interferograma, la fase contendrá tanto la altura topográfica como la contribución de la deformación. En consecuencia, la contribución topográfica puede ser substraída con la ayuda de un modelo digital de elevaciones (MDE).

4.2.8 Interferometría SAR multi-temporal: PSI

Una forma de solucionar las limitaciones provenientes de los efectos de decorrelación (especialmente los atmosféricos) es a través de la interferometría SAR multi-temporal. Esta técnica se basa principalmente en el apilamiento de interferogramas (*interferogram stacking*) y se divide en dos categorías: *Persistent Scatterer Interferometry* (PSI) y *Small Baseline interferometry* (SBAS). En concreto, en este apartado se hablará sobre la técnica PSI y algunas consideraciones del algoritmo StaMPS (Hooper et al., 2004), utilizado en este trabajo.

La técnica de PSI fue desarrollada en el *Politecnico di Milano* a finales de 1990 y los primeros resultados prácticos fueron publicados por Ferretti y colaboradores (2001). El PSI se basa en el principio de que la contribución por el mecanismo de dispersión de ciertos elementos puntuales (dispersores permanentes, DP), dentro de la resolución de un pixel, sobrepasa las contribuciones de los demás elementos en la misma celda (Colesanti y Wasowski, 2006). Estos dispersores dominantes no son afectados tan severamente por los efectos de la decorrelación y, en consecuencia, su fase es más estable a través del tiempo (i.e. estructuras antropogénicas, roca expuesta). De manera breve, el procesamiento PSI lo conforman los siguientes pasos:

1. Formación de interferogramas. El primer paso es crear un *stack* de interferogramas diferenciales donde todas las imágenes esclavas estén referidas a una única imagen maestra. Durante este proceso es necesario realizar un co-registro para asegurar que los objetivos en tierra contribuyan al mismo pixel, en rango y acimut, tanto en la imagen maestra como en la esclava (Ferreti et al., 2007). La selección de la imagen de referencia usualmente busca minimizar la línea-base espacial y temporal del *stack*, aunque no es un criterio de exclusión debido a la naturaleza estable de los dispersores permanentes (Vollrath, 2016).
2. Identificación preliminar de DP candidatos. Con el *stack* creado, se prosigue a realizar la selección de los DP a través del método de dispersión de la amplitud. Este se basa en la premisa de que los cambios en la fase de un dispersor fuerte (amplitud alta) en comparación a uno débil (amplitud baja), bajo la misma cantidad de ruido, será menor en el primero que en el segundo (Osmanoğlu et al., 2016). Por consiguiente, la dispersión de la amplitud (D_A) de un pixel

individual se define como la relación entre su desviación estándar (σ_A) y su valor promedio (m_A ; Ferretti et al., 2001):

$$D_A = \sigma_A/m_A \text{ Ec. 4.11}$$

Posteriormente se calcula la diferencia de fase inicial entre dos pixeles candidatos vecinos, en cada interferograma, con el objetivo de verificar la estabilidad de la fase y crear redes de DP de referencia (Vollrath, 2016). Además, durante esta etapa se modela el término referente a la deformación a través de una aproximación *a priori* de su comportamiento esperado (generalmente asumiendo velocidades constantes o cíclicos periódicos; Ferretti et al., 2001).

Por su parte, el algoritmo StaMPS selecciona los candidatos permanentes en función de la dispersión de su amplitud. Sin embargo, posteriormente se aplica un modelo iterativo para calcular la coherencia de cada DP candidato, rechazando aquellos con valores bajos (Hooper et al., 2004). Además, no se asume una variación *a priori* de la deformación con respecto al tiempo, por lo que es posible caracterizar patrones temporales irregulares.

3. *Desenvolvimiento de fase (phase unwrapping)*. La fase en una imagen SAR está registrada como una fase envuelta. En consecuencia, este paso consiste en asignar correctamente un múltiplo entero de 2π a la fase de cada pixel, por cada interferograma, para obtener la distancia correcta en dirección del rango inclinado (Ferretti et al., 2001).

4.2.9 Aplicación de PSI al estudio de DGPL

La aplicación de la percepción remota al estudio de procesos de remoción en masa (PRM) comprende un gran conjunto de técnicas (ver SafeLand, 2011). Su idoneidad depende de las características del PRM a investigar (tipo, tamaño, velocidad) y las necesidades del usuario (frecuencia de adquisición, precisión y la capacidad financiera; Lu et al., 2014b).

Como se explicó en el capítulo anterior, las Deformaciones Gravitacionales Profundas de Laderas (DGPL) son PRM de dimensiones significativas, cuya deformación se clasifica de muy lenta a extremadamente lenta. Por lo tanto, existen limitaciones al momento de seleccionar técnicas de percepción remota apropiadas para su detección, caracterización o monitoreo. No obstante, las técnicas interferométricas (terrestres, aéreas o satelitales) son unas de las más utilizadas en la investigación de DGPL (Scaioni et al., 2014).

En específico, el uso de PSI para el estudio de estos fenómenos se ha enfocado en (1) la detección de nuevos casos a escala regional (Lu et al., 2012); (2) la actualización de mapas inventario y evaluación/reasignación del estado de actividad (Bianchini et al., 2013; Cigna et al., 2013; Frangioni et al., 2015; Notti et al., 2010; Righini et al., 2012); (3) la implementación de metodologías para el manejo de la susceptibilidad, peligro y riesgo por PRM a escala regional (Ciampalini et al., 2015; Lu et al., 2014a); y (4) el monitoreo, caracterización de la deformación interna de casos individuales y su relación con factores detonantes hidrometeorológicos (Tofani et al., 2013) e hidrológicos (Jiang et al., 2016).

La gran variedad de aplicaciones y metodologías desarrolladas se basan en las ventajas de esta técnica. Entre ellas destacan la obtención de una alta densidad de mediciones (dependiendo del tipo de cobertura vegetal y geomorfología) en un área extensa (i.e. 250x250 km para el satélite Sentinel-

1). Además, el acervo histórico disponible (desde 1991 con el lanzamiento del ERS 1) permite realizar análisis para establecer eficientemente el comportamiento temporal de la deformación. Por último, el uso de PSI puede ayudar a disminuir las observaciones terrestres (i.e. lidar, GPS, inclinómetros), simplificando la logística, el personal y los costos necesarios (Crosetto et al., 2016).

4.3 Metodología de procesamiento PSI

En este apartado se aborda la metodología empleada para el procesamiento PSI y el post-procesamiento de los datos para su análisis e interpretación en los capítulos 6 y 7. Las imágenes utilizadas fueron de nivel-1 SLC (*Single Look Complex*) del satélite Sentinel-1, descargadas gratuitamente de la plataforma Vertex (Copernicus, 2018). El modo de adquisición seleccionado fue el *Interferometric Wide swath* (IW) con polarización VV. El modo IW tiene una franja de adquisición de 250 km y una resolución espacial de 5 por 20 m (*single look*). Cada imagen SLC en modo IW consiste de tres sub-franjas (IW 1-3) que a su vez están formadas por una serie de ráfagas (*bursts*; Fig. 4.12). La PC utilizada contó con la distribución Ubuntu 16.04 LTS de Linux, 16 GB de memoria RAM y un procesador Intel® Core™ i7-3770.

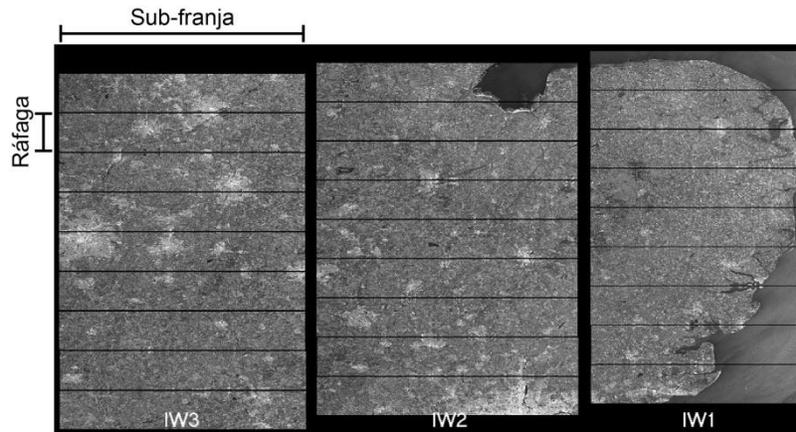


Figura 4.12 Sub-franjas y ráfagas de una imagen Sentinel-1 SLC en modo de adquisición IW. Modificado de ESA (2019).

La primer parte del procesamiento, desde la creación del *stack* a la formación de los interferogramas diferenciales, se realizó en el programa libre SNAP (*Sentinel Application Platform*) desarrollado por la Agencia Espacial Europea (ESA). Posteriormente, el procesamiento PSI se realizó con el algoritmo StaMPS versión 3.1b1 desarrollado en primer instancia en el *Delft Institute of Earth Observation and Space Systems* por Andy Hooper y colaboradores (2012). Por último se explican los análisis y filtros adicionales necesarios para la interpretación final de los resultados.

4.3.1 SNAP

SNAP es un programa que incluye una colección de herramientas para la visualización y procesamiento de una gran variedad de datos de percepción remota. En especial, contiene herramientas (*toolbox*) dedicadas a la calibración, filtrado, co-registro, ortorectificación, polarimetría e interferometría de una gran variedad de plataformas SAR. El procesamiento que se implementó y las herramientas utilizadas se resumen en la figura 4.13.

Como primer paso fue necesario determinar la imagen maestra del *stack* a analizar, utilizando la herramienta *InSAR Stack Overview*. Esta selecciona la imagen maestra que optimice la coherencia (esperada) del *stack* y disminuya al mínimo la dispersión de la línea-base perpendicular. El segundo paso consiste en actualizar los vectores originales del estado orbital de la imagen SLC (*Apply orbit file*).

Una imagen Sentinel-1 IW está compuesta por tres sub-franjas en un arreglo similar a las bandas de una imagen RGB. Por lo tanto es necesario substraer las sub-franjas pertinentes al análisis y transformarlas en archivos individuales (*S1 TOPS Split*).

Una vez que todas las imágenes han sido divididas se procede a formar el *stack* a través del co-registro. SNAP realiza el co-registro (*S1 Back Geocoding*) utilizando los datos orbitales actualizados de las imágenes (maestra y esclava) así como un modelo digital de elevaciones (MDE). Para este paso, se escogió un MDE de la misión SRTM con resolución aproximada de 30 m (1 arco-segundo). En una imagen Sentinel-1, los objetivos en el terreno serán registrados en una geometría zero-Doppler; por lo tanto, para realizar el co-registro primero es necesario transformar los datos (imágenes maestra y esclavas) a una frecuencia común en azimuth (*derramp*). Posteriormente, se realiza la interpolación hacia la geometría de la imagen maestra y se vuelve a transformar las imágenes a su frecuencia de referencia original (*reramp*).

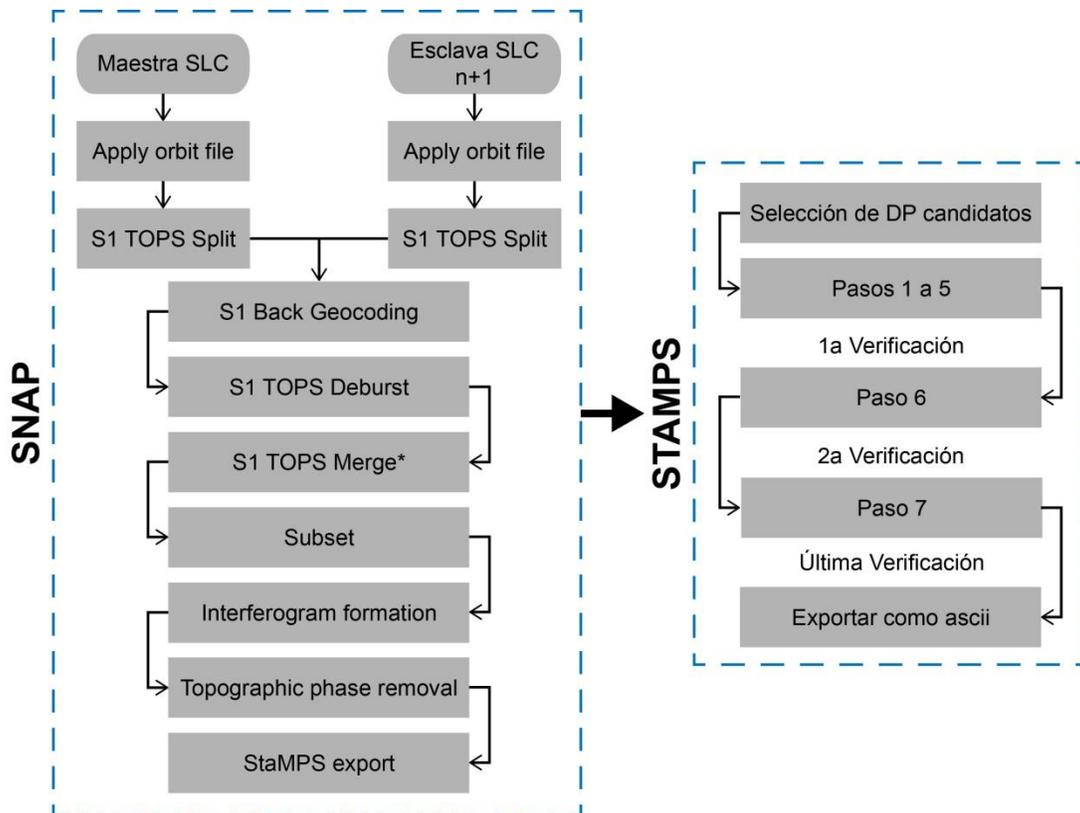


Figura 4.13 Metodología del procesamiento PSI, utilizando el programa SNAP y el algoritmo StaMPS. (*) Este paso sólo se realiza si se utilizan más de dos sub-franjas en el procesamiento.

Como se mencionó anteriormente, el modo de adquisición IW forma múltiples ráfagas delimitadas por líneas negras (Fig. 4.12). Por lo tanto, para continuar con el procesamiento es necesario generar una imagen continua (*SI TOPS Deburst*) sin segmentos. Además, las sub-franjas tendrán que unirse en el caso de que la zona de estudio abarque un área entre dos o más de ellas (*SI TOPS Merge*). Igualmente, para optimizar los recursos computacionales es recomendable realizar un recorte (*Subset*) que reduzca las dimensiones del *stack*.

Al finalizar los pasos anteriores se procede a la formación de los interferogramas, que además incluye el alisado y la estimación de la coherencia (*Interferogram formation*), e interferogramas diferenciales (*Topographic phase removal*). Por último, la herramienta *StaMPS export* es utilizada para preparar los datos (*stack* co-registrado e interferogramas diferenciales) en un formato que el algoritmo StaMPS pueda leer.

4.3.2 Algoritmo StaMPS

StaMPS (*Stanford Method for Persistent Scatterers*) es un algoritmo que implementa el método de PSI con especial aplicación a terrenos con falta de estructuras antropogénicas y patrones de deformación irregular. El resumen del procesamiento implementado se describe en la figura 4.13.

El algoritmo consta de la selección de los DP candidatos y 7 pasos que pueden ser ejecutados en conjunto por *default* (Hooper, 2009). No obstante, esto no es recomendable ya que existen ciertas verificaciones que deben de realizarse durante el procesamiento, con el objetivo de identificar anomalías y corregirlas. En esta sección se describirán los pasos esenciales en el procesamiento y las verificaciones necesarias, la descripción de los parámetros utilizados por el algoritmo y los pasos no mencionado aquí pueden consultarse en Hooper (2006, 2009).

Selección de DP candidatos

Como primer paso, se selecciona un conjunto de píxeles, de acuerdo a la dispersión de su amplitud (Ec. 4.11), que son tratados como DP candidatos. El valor sugerido para la dispersión es de 0.4 (Hooper, 2009). Con este valor, el algoritmo se asegura de considerar un conjunto de candidatos lo suficientemente grande, con la suposición que dentro del conjunto se encuentren la mayor cantidad de DP reales.

Estimación del ruido de fase (paso 2)

StaMPS realiza este paso como un proceso iterativo para determinar el valor del ruido de fase en cada DP candidato. Esta medición se basa en la coherencia temporal de un pixel x definida como (Hooper, 2006):

$$\gamma_x = \frac{1}{N} \left| \sum_{i=1}^N \exp\{j(\Phi_{int,x,i} - \bar{\Phi}_{int,x,i} - \Delta\hat{\Phi}_{\varepsilon,x,i})\} \right| \quad \text{Ec. 4.12}$$

Donde

N es el número de interferogramas disponibles.

$\Phi_{int,x,i}$ es la fase residual del pixel x en un interferograma topográficamente corregido compuesto por 5 términos.

$\bar{\Phi}_{int,x,i}$ es el promedio de la fase de los pixeles alrededor de un DP (con localización definida).

$\Delta\hat{\Phi}_{\varepsilon,x,i}$ es la incertidumbre del error de fase en el MDE, proporcional a la línea base perpendicular.

Para cada pixel candidato se calcula γ_x y se retienen aquellos con un valor alto, dado que es más factible que sean un DP. Los pixeles con valores bajos son descartados temporalmente y γ_x vuelve a calcularse para el conjunto restante. La iteración se detiene una vez que el ruido Φ_n es lo suficientemente pequeño para no opacar la señal.

Selección de DP (paso 3)

Cuando la iteración termina, los DP son seleccionados con base en su valor γ_x . En primera instancia, es necesario determinar un umbral de coherencia (γ^{thresh}) para separar aquellos pixeles con fase aleatoria y una γ_x alta (falsos-positivos), de los DP reales. Aunque StaMPS maneja dos métodos para la selección de DP, se recomienda utilizar *Probability Density Function* (PDF; Hooper et al., 2007). Entonces, la PDF del conjunto de datos, $p(\gamma_x)$, será la suma ponderada de la PDF de los pixeles con fase aleatoria, $p_r(\gamma_x)$, y la PDF de los pixeles sin fase aleatoria, $p_{dp}(\gamma_x)$.

Primera verificación

Después del paso 5, es necesario revisar la cantidad de DP después de la remoción de falsos-positivos. Si la cantidad de pixeles es excesiva o muy poca se pueden modificar los parámetros del paso 3, incrementar los valores de *weed_standard_dev* (desviación estándar del ruido de fase) en el paso 4 o la dispersión de la amplitud (*mt_prep*).

Desenrollo de fase (paso 6)

StaMPS utiliza un método de desenrollo en 3D (dos dimensiones espaciales y una temporal) propuesto por Hooper (2010). Como primer paso, la fase de cada interferograma se re-muestrea a un *grid* y se le aplica un filtro adaptativo para lograr un alisado espacial. Las celdas vacías son tratadas con una interpolación de vecino-más-cercano (*nearest-neighbour*). Para que pueda haber un desenvolvimiento temporal, la diferencia entre las fases de pixeles vecinos debe ser menos de medio ciclo (i.e. π). Por lo tanto, se calcula la diferencia de fase entre pixeles vecinos para reducir la señal espacialmente correlacionada.

Segunda verificación

Después del paso 6 se verifica el desenrollo de todos los interferogramas. Se debe prestar atención a saltos en la fase (distinguidos con la escala de color) que son indicativos de errores debido a líneas-base perpendiculares muy largas.

Estimación del error espacialmente correlacionado del ángulo de visión (paso 7)

El error espacialmente correlacionado del ángulo de visión (SCLA) tiene una relación lineal con la línea-base perpendicular. Este error remanente se estima aplicando un filtro pasa-altas a la dimensión temporal de los datos desenrollados y luego uno pasa-bajas a la parte espacial (Hooper, 2006). Adicionalmente, el error orbital y atmosférico de la imagen maestra es calculado simultáneamente.

Verificación final

Por último, los resultados desmodulados son contrastados con los interferogramas envueltos para detectar cualquier error. Los interferogramas que no hayan sido demodulados correctamente son descartados con *scla_drop_index* y el paso 7 se vuelve a ejecutar. Una vez que se esté satisfecho con el desenrollo de los interferogramas se ejecuta otra vez el paso 6 para substrair el error atmosférico y el SCLA calculado. Existe la posibilidad de que esto genere nuevos problemas de desenrollo, por lo tanto el descarte y ejecución del paso 7 se repite hasta que haya un buen desenrollo o no se observe ninguna mejora en el stack.

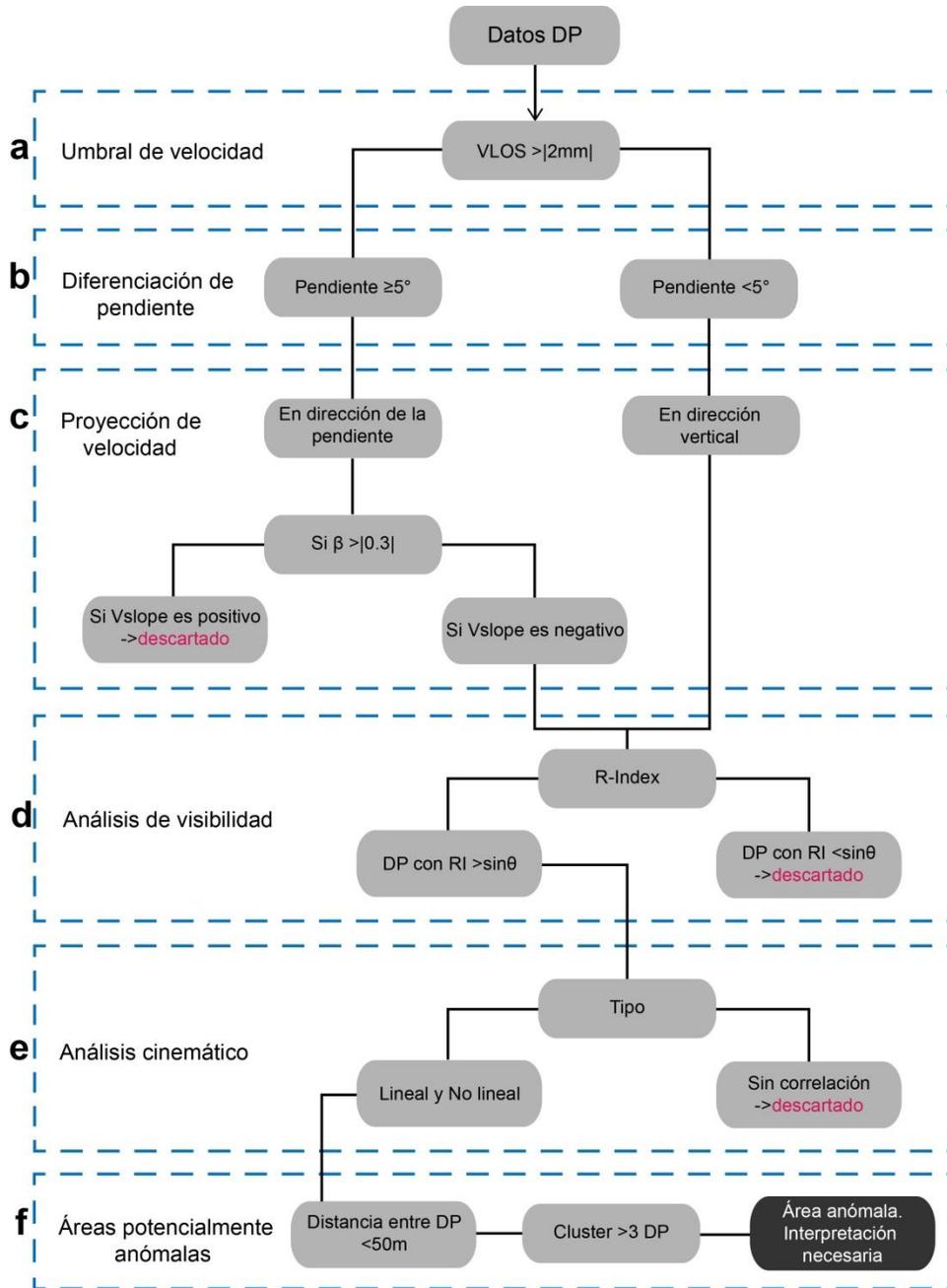


Figura 4.14 Metodología del post-procesamiento PSI.

4.3.3 Post-procesamiento

Una vez que se obtienen satisfactoriamente los resultados a través del algoritmo StaMPS es necesario aplicar una serie de filtros y análisis adicionales. Esto tiene por objetivo el de realizar la interpretación final de los resultados con aquellos DP que cumplan con características de magnitud, geométricas y cinemáticas ideales. A continuación se describe la metodología empleada en esta etapa (Fig. 4.14). Cada uno de los pasos puede ser realizado en SIG u hojas de cálculo según se requiera.

Umbral de velocidad

Las velocidades de desplazamiento en *LOS* tienen una precisión mayor a 0.1-2 mm/año. Usualmente esto depende de la cantidad de imágenes que conforman el *stack* procesado, la densidad de los DP y la distancia de estos con respecto al punto de referencia (Meisina et al., 2008). Por lo tanto, este tipo de filtro tiene la finalidad de distinguir los DP con movimiento significativo de aquellos que no lo tienen. De acuerdo con la literatura, para los sensores de banda C, se establece un umbral de estabilidad en V_{LOS} de ± 2 mm/año (Ciampalini et al., 2015; Meisina et al., 2008; Righini et al., 2012). En consecuencia, se puede asumir que los DP con valores que caigan dentro de ese rango son estables o no presentan un desplazamiento significativo.

Diferenciación de pendiente

Los desplazamientos en la superficie del terreno ocurren en tres dimensiones, sin embargo, los satélites recuperan los movimientos en forma unidimensional en dirección de su línea de visión (V_{LOS}). Esto causa distorsiones geométricas provocadas por la topografía local con respecto a los parámetros de adquisición del satélite. La reducción de estos efectos es posible a través de una proyección de las velocidades *LOS* dependiendo si los DP se encuentran en una ladera o una superficie sub-horizontal. Para ello se calcula un raster de pendientes de la zona de estudio y se asigna el valor correspondiente a cada DP. Con este producto es posible diferenciar dos grupos de DP estableciendo un umbral de pendiente $\geq 5^\circ$ (Bianchini et al., 2013).

Proyección de velocidad

La velocidad promedio anual (V_{LOS}) de aquellos DP localizados en pendientes $\geq 5^\circ$ se proyecta en dirección de la pendiente más pronunciada en la ladera. Esto se hace bajo la suposición de que los movimientos que afectan el área de interés son puramente traslacionales (Cigna et al., 2013). Por lo tanto, la conversión en realidad hace referencia a la dirección más probable del desplazamiento paralela a la superficie. De esta forma, las velocidades de un deslizamiento, en una ladera con orientaciones distintas, pueden ser comparadas fácilmente (Bianchini et al., 2013). Para calcular la velocidad proyectada en dirección de la pendiente (V_{slope} , mm/año) se utilizó la metodología propuesta por Bianchini y colaboradores (2013) con las ecuaciones 4.13 y 4.14.

$$V_{slope} = V_{LOS}/C \quad \text{Ec. 4.13}$$

$$C = \cos \beta \quad \text{Ec. 4.14}$$

Donde:

V_{LOS} es la velocidad promedio anual de cada DP en LOS .
 C es la fracción del desplazamiento 3D medido por los DP.
 β es el ángulo entre la máxima pendiente y la dirección LOS .

Algunas consideraciones deben tomarse en cuenta:

1. Cuando β se acerca a los 90° , C es casi 0 y V_{slope} tiende al infinito. Por lo tanto, se fija un valor máximo de $\beta=72^\circ$ correspondiente a $\cos\beta=0.3$ (Herrera et al., 2013). Como resultado, V_{slope} no puede ser más grande que 3.33 veces V_{LOS} .
2. Para reducir cualquier exageración en V_{slope} , se asume que $C=-0.3$ cuando $-0.3 < C < 0$ y $C=0.3$ cuando $0 < C < 0.3$.
3. Si V_{slope} se vuelve positivo se descarta, ya que indicaría un levantamiento del terreno.

Por su parte, la velocidad promedio de aquellos DP en pendientes $<5^\circ$ se proyecta en dirección vertical. Para ello se asume que la deformación en este tipo de terrenos solamente tiene esa componente y por lo tanto las mediciones en LOS pueden convertirse en desplazamientos verticales (d_v) utilizando la ecuación 4.15 (Cigna et al., 2012).

$$d_v = V_{LOS}/\cos\theta \quad \text{Ec. 4.15}$$

Donde:

V_{LOS} es la velocidad promedio anual de cada DP en LOS .
 θ es el ángulo de incidencia de la línea de visión del satélite.

Análisis de visibilidad

Los sistemas satelitales tienen una visibilidad del terreno limitada por la geometría de las imágenes utilizadas con respecto a la pendiente y orientación de la superficie. En consecuencia, la forma en que el ángulo de incidencia interactúa localmente sobre el terreno puede provocar distorsiones geométricas como la superposición, acortamiento o sombreado. Es posible limitar estos efectos utilizando el *R-Index* (RI), que es la relación entre el tamaño de un pixel en el rango inclinado (*slant range*) y el rango (*ground range*), tomando en cuenta las geometrías de adquisición del radar y del terreno (Ec. 4.16; Notti et al., 2010).

$$RI = \sin[\theta - S \cdot \sin(A)] \quad \text{Ec. 4.16}$$

Donde:

θ es el ángulo de incidencia de la línea de visión del satélite.
 S es la pendiente local.
 A es el factor de corrección de la orientación del terreno.
 Si la geometría es descendente $A = \alpha - N$.
 Si la geometría es ascendente $A = \alpha + N + 180$.
 α es la orientación del terreno.
 N es el ángulo con respecto al norte.

El resultado de RI varía de +1 a -1 y se establecen tres rangos. Los valores entre 0 y -1 indican pendientes con efectos de sobreposición; valores mayores a 0 y hasta $\sin(\theta)$ son afectados por acortamiento; mientras que aquellas zonas con $RI > \sin(\theta)$ tienen una visibilidad ideal (Cigna et al., 2014). Las áreas con $RI > \sin(\theta)$ son idóneas debido a que la dirección de la pendiente es aproximadamente paralela a la línea de visión satelital y por lo tanto las distorsiones geométricas son escasas o nulas. Todos aquellos DP que se localicen dentro de este rango son conservados.

Análisis cinemático

La interpretación de series de tiempo es una tarea complicada debido al contenido de ruido, efectos de errores atmosféricos y problemas con la fase. Esto ha conllevado a que la mayoría de los estudios describan las series con respecto al desplazamiento promedio de los DP, generado a través de la implementación de un modelo de regresión lineal ajustado a los datos (Berti et al., 2013). No obstante, las técnicas InSAR avanzadas como PSI son eficientes en la estimación de movimientos del terreno lineales y no lineales de procesos físicos relacionados con inestabilidad de laderas (Mora et al., 2003). Por lo tanto, una clasificación automática de las series de tiempo es necesaria para aprovechar y evaluar la información útil en la descripción de estos fenómenos. Para lograr este objetivo, se utilizó el programa PSTime que se basa en el análisis estadístico de las series de tiempo y las clasifica en tendencias distintivas (Berti et al., 2013):

- Tipo 0: Sin correlación. Los desplazamientos varían erráticamente en el tiempo y son cercanos al cero. Típicamente indican DP estables o sin movimiento significativo durante el periodo de tiempo analizado. Se concentran en zonas planas como terrazas aluviales y el fondo de los valles, o bien a lo largo de parteaguas estables.
- Tipo 1: Lineal. Los desplazamientos se incrementan linealmente en el tiempo con velocidades constantes. Se relacionan a procesos de deformación del terreno activos durante largos periodos de tiempo (e.g. reptación, subsidencia, movimiento continuo en deslizamientos durmientes). Generalmente se localizan en laderas (dentro o a fuera de deslizamientos inventariados) y cerca del límite de escarpes o pendientes abruptas.
- Tipo 2: No Lineal. La velocidad varía continuamente en el tiempo y puede ser separada en dos segmentos con distinto comportamiento. Normalmente se localizan dentro de depósitos de deslizamiento o en áreas circunvecinas.

Áreas potencialmente anómalas

Cuando se analizan grandes cantidades de DP en áreas extensas, es necesario adoptar una metodología que permita realizar una interpretación de los datos a escala regional. En este caso se adoptó la metodología propuesta por Meisina y colaboradores (2008) para la detección de áreas potencialmente anómalas. Estas zonas consisten en conjuntos (*clusters*) de puntos con un mínimo de 3 DP dentro de una distancia de 50 m. Las áreas anómalas no tienen un significado geológico, pero sirven para identificar sectores rápida y sistemáticamente en el área de estudio.

Capítulo V. Caracterización de Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en Jungapeo, Michoacán

5.1 Introducción

En febrero de 2010 el Oriente de Michoacán sufrió eventos de flujos de detritos catastróficos detonados por lluvias sin precedentes (Figuroa-Miranda, 2013). Sin embargo, este evento pluvial también provocó una aceleración atípica en laderas inestables afectando construcciones, caminos y cultivos en las localidades de Jungapeo y Las Pilas, municipio de Jungapeo (Fig. 5.1). El primer informe técnico realizado en la comunidad de Las Pilas (Hernández-Madrigal y Garduño-Monroy, 2012) clasificó al fenómeno como un PRM compuesto activo, con múltiples deslizamientos secundarios al interior de la masa rocosa desplazada. A pesar que las precipitaciones atípicas causaron una aceleración del movimiento en la ladera, la historia de deformación se remonta a varias décadas atrás, según testimonios de los pobladores y algunos reportes históricos. Además, la región se caracteriza por una fuerte actividad agrícola, cuya influencia al parecer es significativa en los patrones de velocidad de la deformación. Por otro lado, no existe ningún informe técnico o estudio realizado en la ladera inestable de la localidad de Jungapeo.

En el país este tipo de fenómenos son pobremente entendidos y estudiados, por lo tanto el presente capítulo representa la primera caracterización de Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL). Para ambos lugares se detalló la litología local, se realizaron inventarios de los rasgos geomorfológicos y PRM colaterales. Además, se analizó la influencia del uso de suelo y el régimen de lluvia local con respecto a los vectores y velocidades de los desplazamientos derivados de monitoreo con GPS diferencial (DGPS), implementado durante dos años y medio.

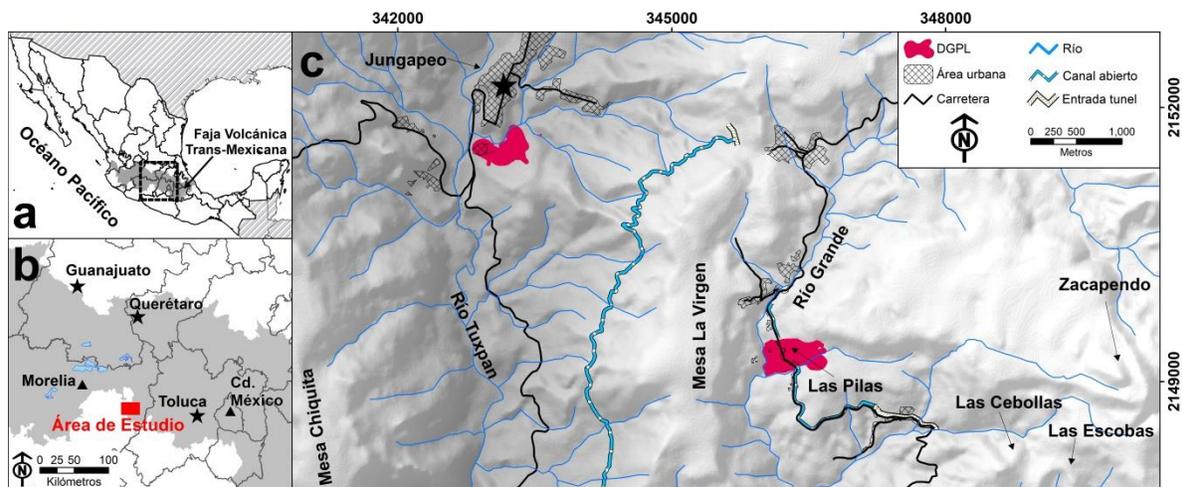


Figura 5.1 Localización de las DGPL que afectan las localidades de Jungapeo y Las Pilas al oriente del estado de Michoacán. (b) Las estrellas indican las estaciones RGNA utilizadas en la corrección del monitoreo DGPS. (c) La estrella señala la ubicación de la estación meteorológica utilizada para el análisis del régimen pluviométrico.

5.2 Metodología

El acercamiento para la caracterización consistió en el análisis litológico general de la zona, la caracterización del uso de suelo y la geomorfología de cada DGPL, así como el monitoreo de la

deformación con DGPS y el análisis del régimen pluviométrico. Los aspectos a detalle del cálculo de volumen y monitoreo GPS se describen en los anexos A y B.

El mapeo geológico se hizo a través del análisis de la recopilación bibliográfica, verificada y actualizada usando las ortofotos (escala 1:20,000) y modelo digital de elevaciones (resolución de 30 m) de INEGI, así como información de las salidas a campo. Con estos datos se describió la litología, se definieron contactos y la disposición de los estratos de cada unidad involucrada en las laderas. Por último, con esta información se elaboraron perfiles de las DGPL.

Para la elaboración de los mapas geomorfológicos se explotaron las imágenes de satélite disponibles en la plataforma Google Earth (años 2002, 2010 y 2016) debido a que no existen fotos aéreas, ortofotos o modelos de elevación de alta resolución para la zona. En el caso de Jungapeo también se utilizaron dos imágenes tomadas por dron (eBee) en 2014 y 2016 con una resolución de 10 cm por pixel, proporcionadas por el Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal. Con estos insumos se elaboraron mapas preliminares geomorfológicos y de uso de suelo de cada DGPL, que después fueron detallados y corroborados con trabajo de campo. Esto permitió la caracterización de escarpes principales, límites de cuerpos, escarpes secundarios, grietas de tensión, zonas de desprendimiento activas y diferenciación del tipo de cultivo.

El monitoreo GPS consistió de 6 campañas de medición en ambas DGPL con el fin de determinar su extensión y desplazamientos topográficos. Las campañas iniciaron en junio de 2013 en Las Pilas y marzo de 2015 en Jungapeo, extendiéndose en ambas localidades hasta febrero de 2017. La red de monitoreo de Las Pilas consistió de un punto base ubicado en la escuela primaria '16 de septiembre' y 10 puntos de control al interior de la DGPL. Estos puntos fueron medidos en cada una de las campañas realizadas. Por otro lado, la red de monitoreo en Jungapeo se conformaba por un punto base al exterior de la DGPL, en la preparatoria 'CBTA 240', y 13 puntos de control. De estos últimos, solo cuatro (J3, J7, J8 y J10) se midieron durante todas las campañas de monitoreo; los puntos J4, J11 y J12 se agregaron en abril de 2015, mientras que tres más (J5, J9 y J13) presentaron problemas en los valores de certidumbre en una o más de las campañas. Por último, tres puntos se perdieron debido a la construcción de canchas de basquetbol (J1 y J2 a principios de 2017) y la constante deformación de la zona (J5 a mediados de 2015). Las coordenadas de los puntos base de ambas localidades fueron corregidos utilizando las estaciones de la Red Geodésica Nacional Activa de Guanajuato, Querétaro y Toluca (Fig. 5.1 b). Para cada punto de control se calcularon las desviaciones estándar, el CEP (círculo de error probable) y la EPV (exactitud de posicionamiento vertical) de acuerdo con la Norma Técnica de Estándares de Exactitud Posicional (INEGI, 2010a). Con el procesamiento de los datos se calculó la deformación acumulada, la velocidad mensual y los vectores de desplazamiento.

Para el análisis del régimen pluviométrico se utilizó la estación climatológica más cercana a ambos casos de estudio. Se eligió la estación 16058 de la CONAGUA que se localiza a 700 m de la DGPL Jungapeo y a 4 km de la DGPL Las Pilas (Fig. 5.1 c). La estación cuenta con 72 años de datos recolectados (1943-2015). Sin embargo, se redujo la cantidad a 26 años (1943-1947, 1951, 1961, 1964-1969, 1971, 1974-1976, 1979-1981, 1984, 1989, 2009-2012) por ser los únicos con información en todos los meses; además se agregaron 3 años incompletos (2013-2015) para incluir la información más reciente en la zona. Se calculó el promedio mensual de lluvia acumulada y de días con lluvia para los periodos de 1943-2009 y de 2011-2015. Con esta separación se analizó el

comportamiento de la lluvia antes y después del evento atípico de 2010, para el que también se calcularon los mismos valores. Además se comparó la correlación entre el comportamiento de la deformación obtenida con el DGPS y el régimen semestral de lluvia en la zona.

5.3 Antecedentes Históricos

5.3.1 Eventos de Inestabilidad

Jungapeo es una localidad cuya existencia data de la época prehispánica y se localiza en la parte central del municipio homónimo (Fig. 5.1 c). Actualmente cuenta con 5073 pobladores repartidos en 1533 viviendas (INEGI, 2010b). La única evidencia por escrito haciendo referencia a la presencia de inestabilidad de laderas histórica en la zona relata que una de las huertas más productivas de la localidad, llamada 'El Plan', fue destruida por la ocurrencia de un derrumbe en los años 70's (Martínez- Marín, 2016). Sin embargo, algunos pobladores también señalan que el terreno en el que se encuentra el complejo deportivo, afectado actualmente por la DGPL, fue donado después de que un derrumbe destruyera la huerta que se localizaba en el lugar.

La comunidad de Las Pilas se encuentra ubicada en la parte oriental del municipio de Jungapeo (Fig. 5.1 c), cuenta con 174 habitantes en 50 viviendas (INEGI, 2010b) y no existe una fecha exacta de la fundación del pueblo. Sin embargo, para 1940 se construyó un canal de mampostería que atravesaba la localidad con dirección N-S, sobre la cota topográfica de 1710m. Este conducía el agua de la presa de Tuxpan a la presa El Bosque, perteneciente al sistema Cutzamala. Desde un inicio el canal presentó una serie de deformaciones y agrietamientos que provocaban constantes fugas de agua. Esto condujo a su eventual abandono y a la construcción de un acueducto subterráneo 500 m arriba de la comunidad a mediados del siglo pasado. A pesar de esto, no se tiene la certeza de que el movimiento asociado a la DGPL se encontrara previamente activo o que este se haya originado debido a la construcción del canal y acelerado por las constantes fugas de agua.

5.3.2 Lluvia Atípica del 2010

Durante los primeros días de febrero de 2010, el Oriente de Michoacán fue afectado por una serie de lluvias atípicas provocadas por los frentes fríos No. 28 y 29, la interacción con la corriente de chorro y otros fenómenos climatológicos (Aguilar-Garduño et al., 2010). Los primeros dos días, el evento se caracterizó por una lluvia predecesora de baja intensidad, con algunas interrupciones, que favoreció la saturación de los suelos (Figuroa-Miranda, 2013). Posteriormente, la lluvia fue ininterrumpida durante dos días más y detonó numerosos deslizamientos, flujos de detritos e inundaciones que perjudicaron a los municipios de Angangueo, Jungapeo, Ocampo, Tiquicheo, Tuxpan, Tuzantla y Zitácuaro. En este evento se registraron 358 mm en tan solo 4 días de los 800 a 1200 mm de precipitación total anual (Figuroa-Miranda, 2013). En total hubo 35 decesos, 20 mil damnificados, cuatro mil viviendas dañadas (280 colapsadas), afectaciones en más de 700 km de vías rurales, seis puentes colapsados y la pérdida del 95% de los cultivos de la región que perjudicó a más de tres mil agricultores (EEXCO, 2012). No existe ningún registro histórico en el área que se asemeje en la cantidad de lluvia y días del año en los que se presentó este evento. Sin embargo, hay evidencias de antiguos aluviones en Angangueo que pudieron correlacionarse con otros eventos de lluvia extraordinaria (Figuroa-Miranda, 2013), dejando en claro la susceptibilidad de los materiales geológicos de la zona ante eventos similares.

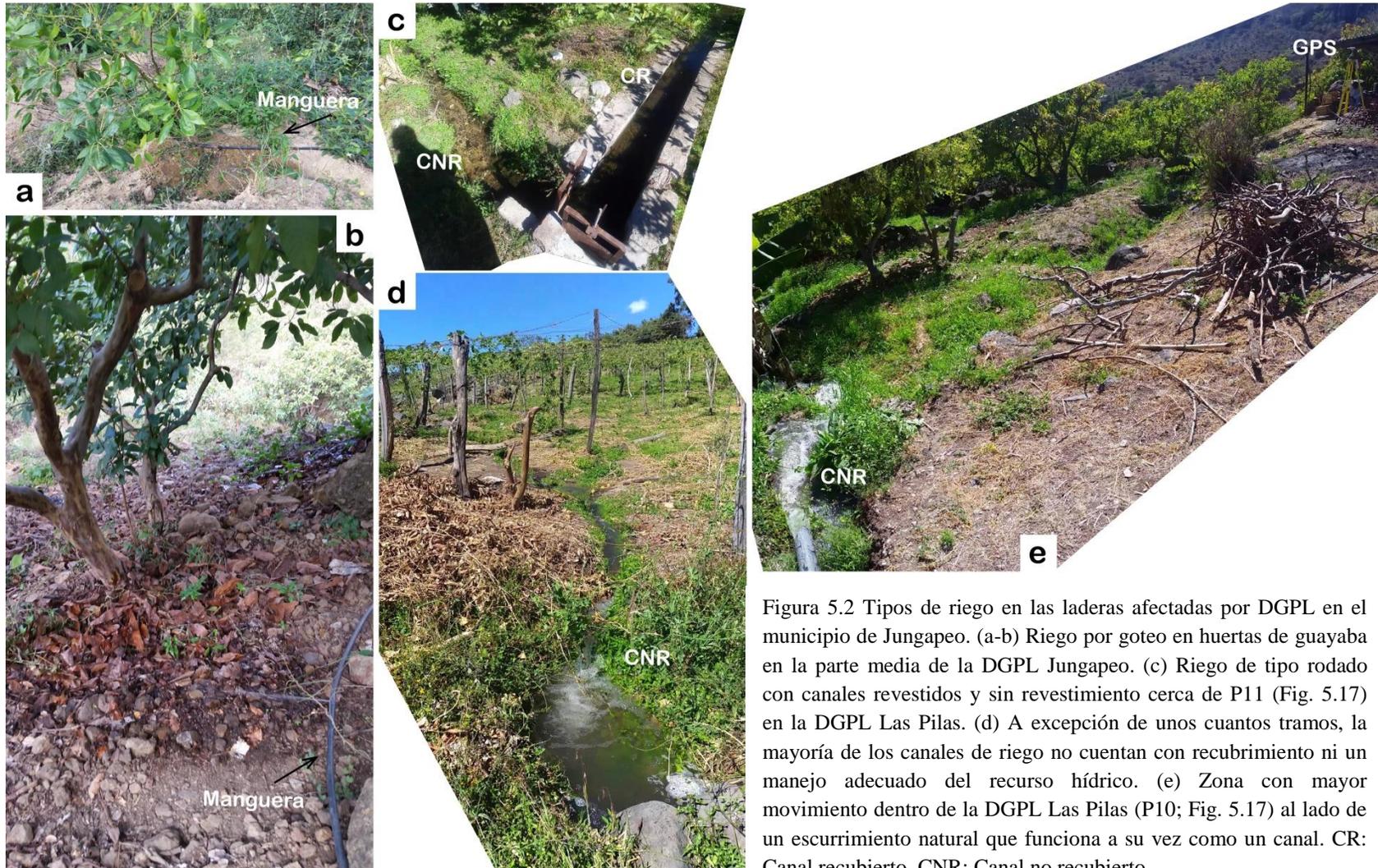


Figura 5.2 Tipos de riego en las laderas afectadas por DGPL en el municipio de Jungapeo. (a-b) Riego por goteo en huertas de guayaba en la parte media de la DGPL Jungapeo. (c) Riego de tipo rodado con canales revestidos y sin revestimiento cerca de P11 (Fig. 5.17) en la DGPL Las Pilas. (d) A excepción de unos cuantos tramos, la mayoría de los canales de riego no cuentan con recubrimiento ni un manejo adecuado del recurso hídrico. (e) Zona con mayor movimiento dentro de la DGPL Las Pilas (P10; Fig. 5.17) al lado de un escurrimiento natural que funciona a su vez como un canal. CR: Canal recubierto. CNR: Canal no recubierto.

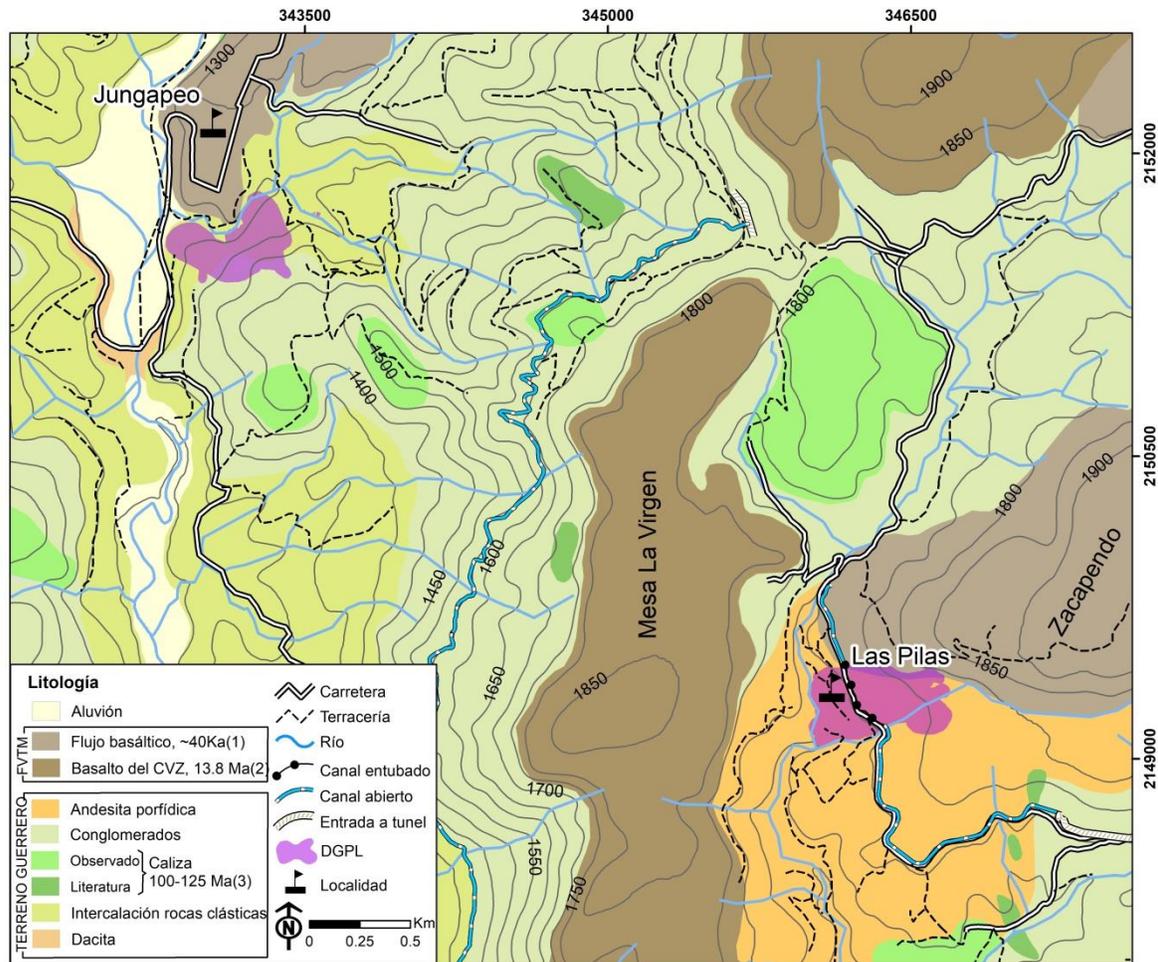


Figura 5.3 Mapa litológico local del área afectada por DGPL en el municipio de Jungapeo. Edades tomadas de: Aguirre-Díaz et al., 2006; Israde-Alcántara y Martínez, 1986.

5.3.3 Uso de Suelo

La agricultura en ambas localidades es la actividad económica más importante. Si bien se sabe que esta empezó hace siglos, para 1865 existen algunos registros de huertas constituidas por varios tipos de árboles frutales como la guayaba, el zapote y el plátano (Martínez- Marín, 2016). Alrededor de 1970 y hasta finales de 1980 la tendencia en las huertas cambió hacia el monocultivo de ciruelas por su fácil reproducción. A principios de los 90's el hotel balneario 'San José Purua', principal fuente de ingresos del municipio, dejó de funcionar. En consecuencia, los pobladores buscaron una forma de solventar su economía con el monocultivo de la guayaba y el chayote. A partir de esa década hubo una expansión constante de éstos cultivos y la siembra se volvió intensiva, consolidando a Jungapeo como el segundo municipio productor de guayaba a nivel nacional con una producción de 39,574 Ton y una superficie sembrada de 2760 ha (SIAP, 2015). Por otro lado, la producción de chayote coloca al municipio como el noveno productor a nivel nacional con una producción de 5,460 Ton y una superficie sembrada de 65 ha (SIAP, 2015). En menor medida también existen cultivos de plátano, mango, papaya, zapote, mamey y maíz.

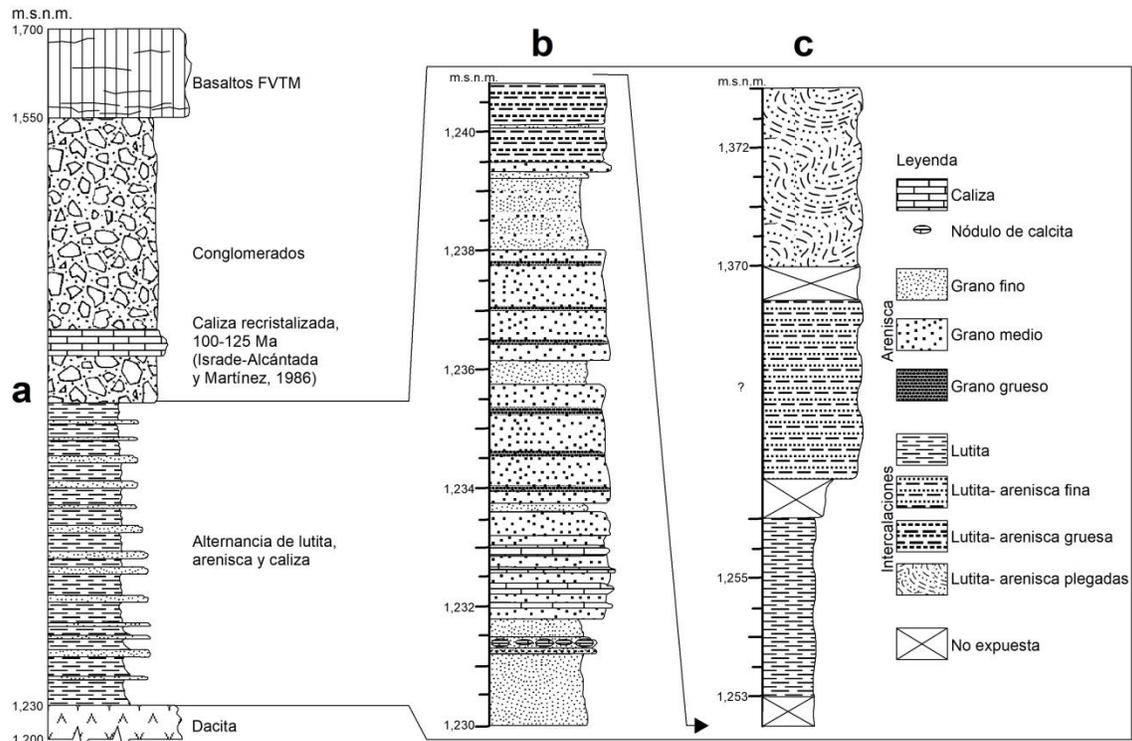


Figura 5.4 Estratigrafía local de la DGPL Jungapeo. (a) Columna esquemática de la estratigrafía de las cuatro unidades litológicas expuestas. (b-c) Variaciones texturales de la alternancia de lutita, arenisca y caliza.

La guayaba y el chayote son cultivos de tipo perenne que necesitan de grandes cantidades de agua durante todo el año y un clima adecuado para su desarrollo. El municipio de Jungapeo cuenta con numerosos manantiales y canales de riego dedicados a solventar esta necesidad en la época de secas. La época de riego comienza con el término de la cosecha en febrero (para el 70 % de los productores) y finaliza con la siguiente temporada de lluvia. Sin embargo, el principal problema es que el 93% de los productores utilizan el sistema de riego de tipo rodado, en donde el agua fluye a través de canales poco eficientes y generalmente sin revestimiento (Mendoza-López et al., 2005). En específico, la zona media de la DGPL Jungapeo se caracteriza por tener riego por goteo, mientras que en la zona superior cambia a riego de tipo rodado (Fig. 5.2 a-b). En cambio, en la DGPL Las Pilas el riego mantiene principalmente un estilo rodado con algunos segmentos de canales con recubrimiento (Fig. 5.2 c-e). Si bien el riego en la parte media de la DGPL Jungapeo se encuentra más controlado, en general la costumbre de los pobladores es dejar correr el agua durante horas o días, sin ningún tipo de supervisión. La combinación de la demanda de agua, el sistema de riego ineficiente y la nula gestión de su manejo, genera una pérdida de más del 40% del recurso, provocando escasez en los meses más cálidos de marzo a junio debido a la infiltración desmedida y focalizada en las laderas.

5.4 Geología Local

El municipio de Jungapeo se localiza en la parte suroriental del sector central de la FVTM. Como ya se describió en el capítulo 2, las rocas más antiguas pertenecen al Terreno Guerrero (depósitos vulcano-sedimentarios sin metamorfismo del Jurásico superior-Cretácico inferior) que son cubiertas

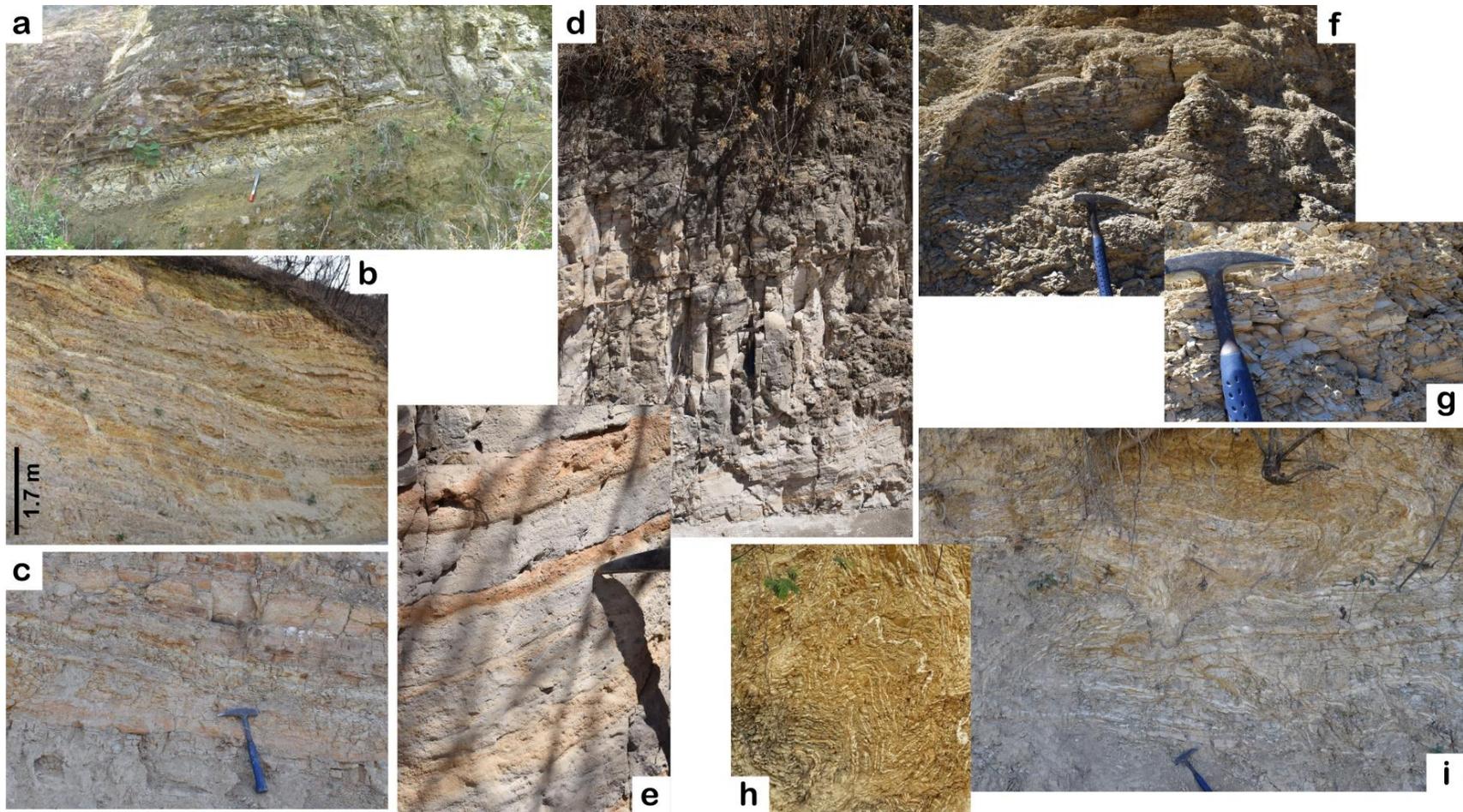


Figura 5.5 Variaciones texturales de la alternancia de lutita, arenisca y caliza en la zona de Jungapeo. (a) alternancia competente de arenisca y caliza aflorando al occidente del río Tuxpan. (b-c) Base de la alternancia en el área afectada por la DGPL, se compone de areniscas de grano fino a grueso, con distintos grados de consolidación, presencia de niveles de caliza y nódulos de calcita. (d) Predominancia de lutitas laminares con (e) niveles de oxidación altamente deleznales. (f-g) Material que constituye el cuerpo de la DGPL formado de roca residual (predominantemente lutita y escasa arenisca) con poca o nula estructura original relictica. (h-i) Parte superior de la alternancia, compuesta de arenisca de grano grueso con lutita y fuertemente plegadas.

por productos volcánicos de la FVTM (mesas y flujos de lava basálticos). Esta configuración litológica produjo un relieve complejo, con valles en ‘V’, ríos encañonados y una diferencia topográfica de 600 m. La parte baja de los valles se compone principalmente de sedimentos aluviales que alcanzan pendientes de hasta 20°. Por su parte, las paredes de los valles, formadas por los depósitos vulcano-sedimentarios, tienen pendientes variadas alcanzando los 56°. Por último, las pendientes en las unidades basálticas recientes se mantienen menores a los 25°.

En la localidad de Jungapeo se detectaron cuatro unidades litológicas (figuras 5.3 y 5.4) que a continuación se describen de la base a la cima.

Dacita

Esta unidad solamente aflora en la parte occidental del área, específicamente en el lecho del río Tuxpan (Fig. 5.7 a). Tiene un superficie expuesta de más de 6 m sin que su base aflore, se encuentra altamente fracturada e intemperizada.

Alternancia de lutitas, arenisca y caliza

Sobreyaciendo la dacita se encuentra una alternancia de lutitas, arenisca y caliza (Fig. 5.4). Hacia el oeste del río Tuxpan esta alternancia es muy competente, constituida principalmente por estratos de arenisca con intercalaciones de caliza (Fig. 5.5 a). Sin embargo, hacia el oriente del río, estas facies parecen cambiar lateralmente con la aparición de lutitas y volviéndose menos competentes en la ladera afectada por la DGPL Jungapeo. En esta zona la alternancia está compuesta a la base (1230 m.s.n.m.) por arenisca de grano fino generalmente laminar, poco consolidada y con presencia de nódulos de calcita (Fig. 5.5 b-c). Posteriormente existe una transición hacia areniscas de grano medio bien consolidadas con alternancias de caliza (~12 cm de espesor), que van desapareciendo y son reemplazadas por areniscas de grano grueso (~20 cm de espesor). Aproximadamente a los 1239 m.s.n.m. esta predominancia de arenas va disminuyendo y se alterna con lutitas que forman paquetes laminares poco consolidados con oxidación (1253 m.s.n.m.; Fig. 5.5 d-e). Finalmente, la parte superior de la secuencia se encuentra plegada y consiste principalmente de lutitas con horizontes de areniscas gruesas (Fig. 5.5 h-i). El material que conforma el cuerpo de la DGPL, afectado por la deformación continua y PRM colaterales (descritos en apartado 5.5.1), se relaciona estratigráficamente con la última parte de la secuencia. Está constituido principalmente por roca residual en una matriz de arena fina- arcilla (Fig. 5.5 f-g)

Conglomerados

Sobreyaciendo discordantemente la alternancia existe un paquete de conglomerados formado por dos miembros. El primero es un conglomerado polimíctico, matriz soportado, poco consolidado e intercalado con niveles de arenisca y caliza recristalizada de hasta 2 m de espesor (Fig. 5.6 a). Los clastos varían de calizas, basaltos, andesitas a riolitas, con formas sub-angulosas a sub-redondeadas y tamaños de pocos centímetros hasta 1 m de diámetro (Fig. 5.6 b-c). El segundo miembro es monolitológico, clasto-soportado, bien consolidado (Fig. 5.6 d). Los clastos son de composición basáltica, muy intemperizados, con formas sub-redondeadas y tamaños de hasta 30 cm de diámetro (Fig. 5.6 e). Asociadas a esta litología existen algunos desarrollos de bancos de caliza recristalizada de hasta 60 m de espesor con la presencia de algunos niveles arenosos (Fig. 5.6 f).

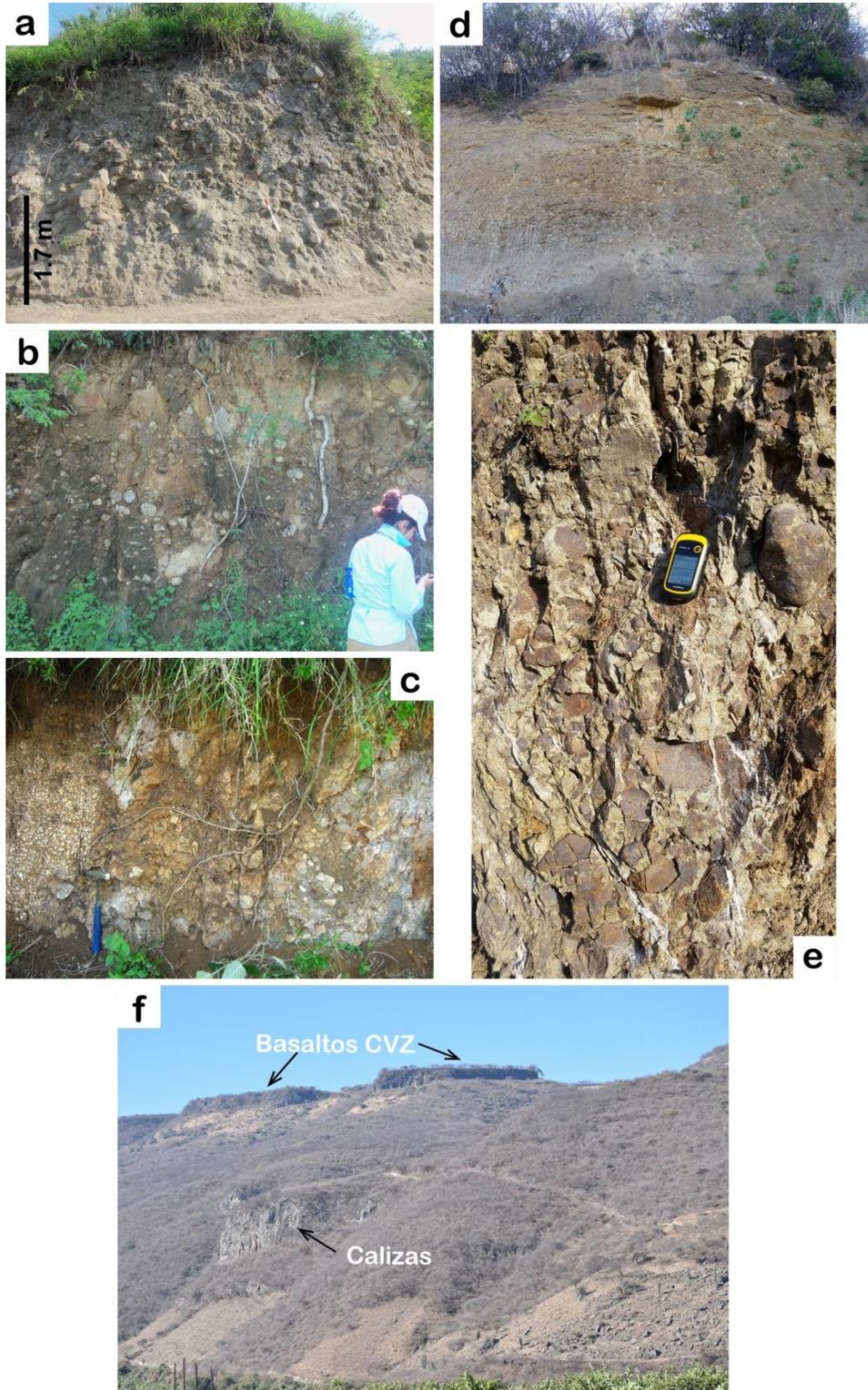


Figura 5.6 Paquete conglomerático que sobryace la alternancia de lutita, arenisca y caliza. (a) Miembro polimíctico poco consolidado. (b-c) Clastos de pocos centímetros hasta 1 m de diámetro del miembro polimíctico. (d) Miembro monolitológico consolidado. (e) Clastos sub-redondeados del miembro monolitológico. (f) Bancos de caliza recristalizada asociados a los conglomerados.



Figura 5.7 Rocas ígneas en el área de Jungapeo. (a) Dacita fracturada e intemperizada subyaciendo la alternancia de lutita, arenisca y caliza. (b) Basalto del Mioceno sobreyaciendo discordantemente al paquete conglomerático. (c) Basaltos del Pleistoceno medio-Holoceno.

Basaltos

Dos productos volcánicos de composición basáltica, pertenecientes a la FVTM, fueron distinguidos. El más antiguo pertenece a la actividad Miocénica del CVZ (13.5 Ma; Garduño et al., 1999) y tiene textura afanítica con escasos fenocristales euhedrales de piroxeno y textura vesicular menor (Fig. 5.7 b). Toda la sucesión litológica del área está fuertemente disectada por el cañón que forma el río Tuxpan y que sigue un fallamiento normal con dirección N-S (Blatter y Carmichael, 1998). Esta erosión formó las mesas distintivas al oeste (mesa Chiquita) y al este (mesa La Virgen) del río (Fig. 5.6 f). Por otro lado, los basaltos más recientes corresponden a la actividad monogenética del Pleistoceno medio-Holoceno del Complejo Volcánico Zitácuaro-Valle de Bravo, alineado generalmente a lo largo de estructuras regionales con orientación E-W (Blatter et al., 2001; Capra et al., 1997; Ferrari et al., 1991). Estas lavas fluyeron río abajo por los cañones, separando las mesas y sepultando parcialmente los depósitos vulcano-sedimentarios (Blatter y Carmichael, 1998). En el área algunos de estos productos corresponden al Cerro Zacapendo, Las Cebollas y Las Escobas,

cuyas edades son mayores a los 40 Ka (Aguirre-Díaz et al., 2006). El pueblo de Jungapeo se asienta sobre parte de este paquete basáltico que se caracteriza por una textura afírica, vesicular con presencia de brechas (Fig. 5.7 c).

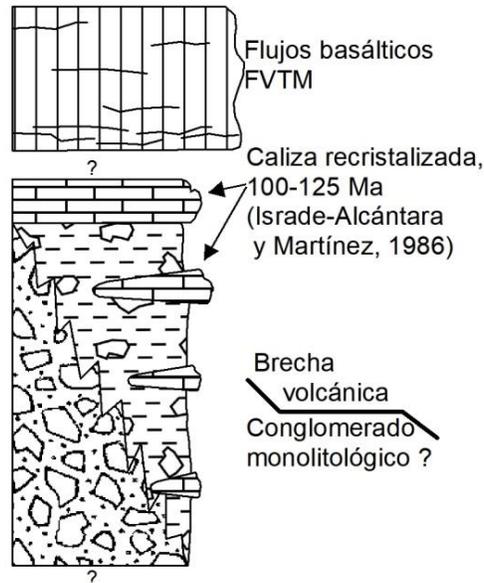


Figura 5.8 Columna esquemática de la estratigrafía expuesta en la DGLP Las Pilas.

En el área de Las Pilas también se identificaron cuatro unidades litológicas (figuras 5.3 y 5.8). A continuación se describen de la base a la cima.

Conglomerado

Este conglomerado, fuertemente intemperizado, aflora al norte y sur del área, correlacionándose con el miembro monolítico descrito en la zona de Jungapeo. Se caracteriza por clastos subredondeados de composición basáltica, que llegan a alcanzar un diámetro mayor a los 30 cm y sin presencia de matriz.

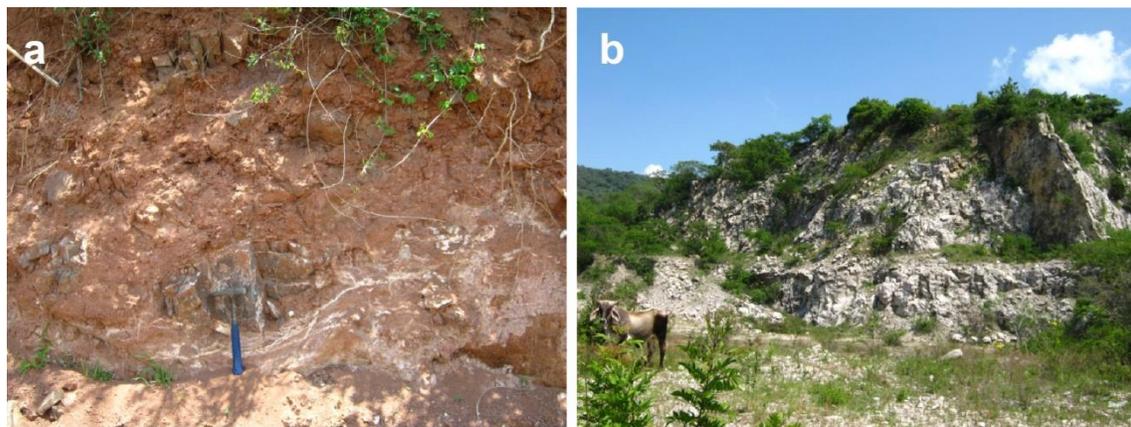


Figura 5.9 (a) Brecha altamente intemperizada y (b) bancos de caliza en el área de Las Pilas.

Brecha volcánica

El área afectada por la DGPL Las Pilas está compuesta en su totalidad por una brecha volcánica cuya disposición estratigráfica no queda clara en la zona. Esta unidad se compone por clastos sub-angulosos de andesita porfídica, de hasta 30 cm de diámetro, inmersos en una matriz de arcilla-arena fina color rojiza de la misma composición (Fig. 5.9 a).

Caliza

Esta unidad está formada por lentes de caliza, siempre asociados y en contacto transicional con la brecha y conglomerados volcánicos. El tamaño de los lentes se incrementa gradualmente hacia la parte superior de la columna donde llegan a formar bancos de caliza de hasta 100 m de espesor (Fig. 5.9 b). En algunas zonas, los lentes llegan a formar pseudo-conglomerados calcáreos con elementos volcánicos (fragmentos andesíticos muy angulosos), además de tener niveles de arena y brechas intraformacionales (Israde-Alcántara y Martínez, 1986). Por su parte, los bancos de caliza también tienen niveles arenosos y brechas intraformacionales calcáreas, además de la presencia de rudistas, algas, fragmentos de microfósiles y microfracturas rellenas por arcillas y calcita (Israde-Alcántara y Martínez, 1986).

Basaltos

Al igual que en la zona de Jungapeo, los basaltos de la FVTM cubren todas las secuencias anteriormente descritas (Fig. 5.3). Hacia el oeste, los productos Miocénicos del CVZ forman la mesa La Virgen, constituida por basalto afanítico, con escasos fenocristales de piroxeno y textura vesicular. En la zona oriental, el flujo de lava proveniente del volcán Zacapendo produjo basaltos con textura africa, correspondiendo a la actividad del Pleistoceno medio en la FVTM.

5.5 DGPL Jungapeo

5.5.1 Características generales y morfología

La DGPL se desarrolla en una ladera con echado al noroeste y afecta un área aproximada de 16.7 Ha (Fig. 5.10). Sus dimensiones máximas en planta son de 530 m de ancho por 460 m de largo y un desnivel topográfico de 160 m (1,230-1,390 m.s.n.m.). El área central tiene pendientes de 26° a 40°, mientras que los flancos son menos abruptos variando de 2° a 25°.

El mapa inventario de la DGPL permitió cartografiar diversas zonas de desprendimiento activas y 25 PRM secundarios (Fig. 5.10). Cada uno de los PRM varía en cuanto a sus mecanismos, grado de interacción entre sus límites, distribución temporal y espacial, clasificando el estilo de actividad como apilado (*multi-storeyed* según Bhandari, 1995 y Ter-Stepanian, 1977).

Con la información de cada PRM secundario (extensión del depósito y altura del escarpe principal) se calculó un volumen mínimo de 990,455 m³. Esta cantidad de material movilizad sólo involucra los eventos de inestabilidades superficiales y distinguibles en la ladera, sin tomar en cuenta la

profundidad real de la DGPL y otros eventos erosionados o enmascarados. Litológicamente, la parte baja-media de la DGPL abarca al paquete de areniscas, lutitas y caliza (figuras 5.3 y 5.11). Mientras que la parte superior, la corona y algunos PRM secundarios más recientes se han desarrollado a partir en el conglomerado monolitológico.

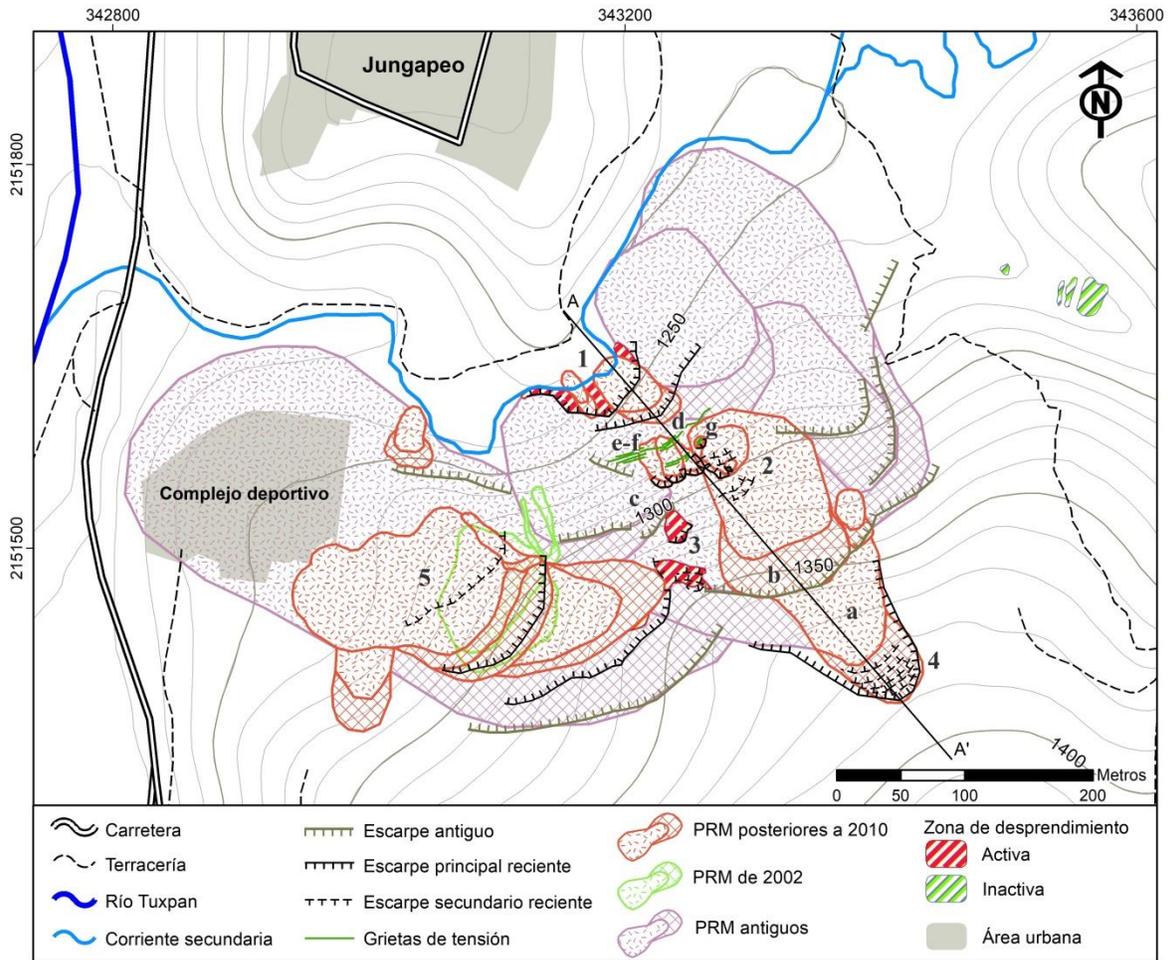


Figura 5.10 Mapa inventario y geomorfológico de la DGPL Jungapeo. Los números (1-5) y letras (a-g) hacen referencia a rasgos descritos en el texto y la figura 5.12.

El análisis de las imágenes históricas de Google Earth y las imágenes de dron permitieron la identificación de tres etapas de generación de PRM secundarios dentro de la DGPL (Fig. 5.10). En la etapa más antigua (polígonos morados en Fig. 5.10) aún pueden identificarse al menos tres grandes avalanchas (hasta 400 m de largo) que marcan los límites actuales de la DGPL. Sobre ellas se desarrollaron tres deslizamientos en la parte media y el flanco izquierdo. Además, existen varios escarpes con orientación noroeste y noreste que probablemente correspondan a escarpes principales o secundarios de otros PRM que actualmente no se pueden delimitar debido a la degradación de sus rasgos morfológicos.

Para 2002 la deformación en la DGPL parece concentrarse en la parte superior del flanco izquierdo (polígonos verdes en Fig. 5.10). Durante esta época se desarrollaron dos flujos de detritos (48 m de longitud y escarpes de 5 m) y un deslizamiento traslacional (67 m de longitud y escarpe de 10 m).

Los límites de estos PRM fueron destruidos por la tercera etapa de actividad, siendo registrados únicamente por la imagen satelital y dejando en evidencia el estilo *multi-storeyed*. También fue posible identificar el desarrollo de grietas de tensión que sirvieron como zonas de debilidad para la formación de algunos PRM secundarios en la etapa de actividad más reciente.

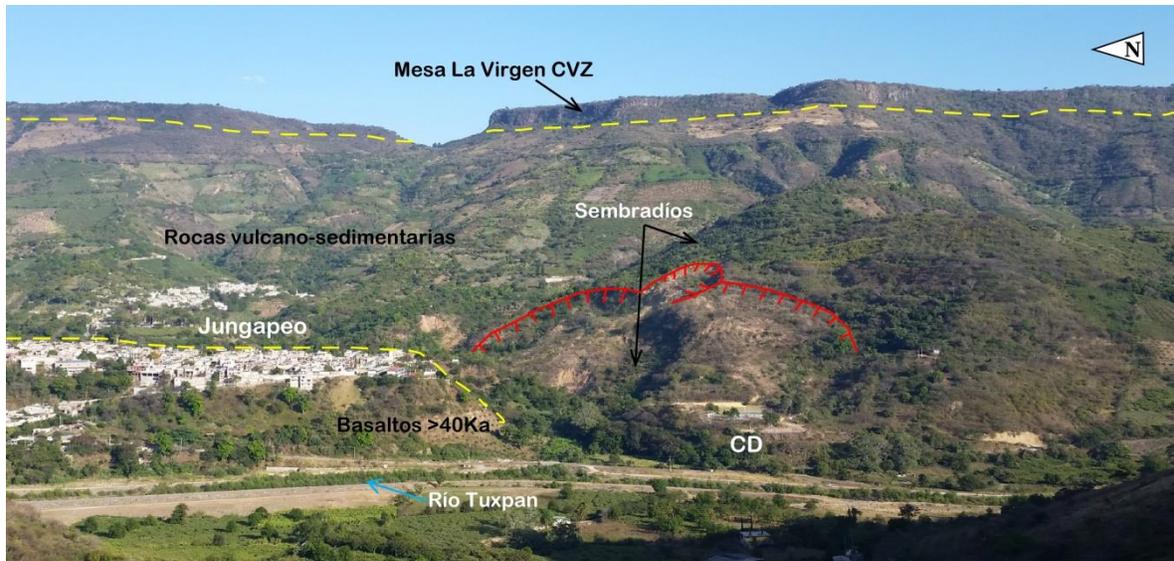


Figura 5.11 Vista panorámica de la geomorfología y las unidades litológicas (línea amarilla) de la ladera donde se ubica la DGPL Jungapeo (línea roja). CD: Complejo deportivo. CVZ: Complejo Volcánico de Zitácuaro.

La última etapa (polígonos rojos en Fig. 5.10) es la que mejor se ha podido documentar, comenzando después de las lluvias de 2010. Los PRM que se lograron cartografiar son 5 avalanchas de detritos (150 m de longitud y escarpes de 15 a 20 m; a-b en figuras 5.10 y 5.12), 10 deslizamientos rotacionales y traslacionales (50 m de longitud y escarpes de 5 a 10 m; c y g en figuras 5.10 y 5.12), así como un flujo de detritos.

En la actualidad, la deformación activa se concentra en la parte central de la DGPL donde existe un conjunto de grietas de tensión con orientación NE-SW. En 2016 algunas de estas grietas tenían una apertura aproximada de 15 cm que para 2017 aumentó a más de un metro de ancho y cerca de 80 cm de profundidad (d-f en figuras 5.10 y 5.12). Estas grietas están directamente por encima de una zona activa de desprendimiento retrogresivo que es promovido por la acción erosiva del arroyo que pasa al pie de la DGPL (1 en Fig. 5.10). Otro rasgo morfológico importante es el desarrollo de escarpes secundarios con orientación NE-SW (2-5 en Fig. 5.10) sobre los cuerpos y escarpes de algunos deslizamientos en la parte media y superior de la DGPL. Cabe mencionar que la cartografía de las grietas de tensión y los escarpes secundarios solo fue posible gracias a los recorridos en campo y el uso de las imágenes de alta resolución del dron; por lo que es probable que se hayan hecho omisiones del desarrollo de estos rasgos en las etapas de actividad anteriores debido a la resolución de las imágenes históricas de Google Earth.

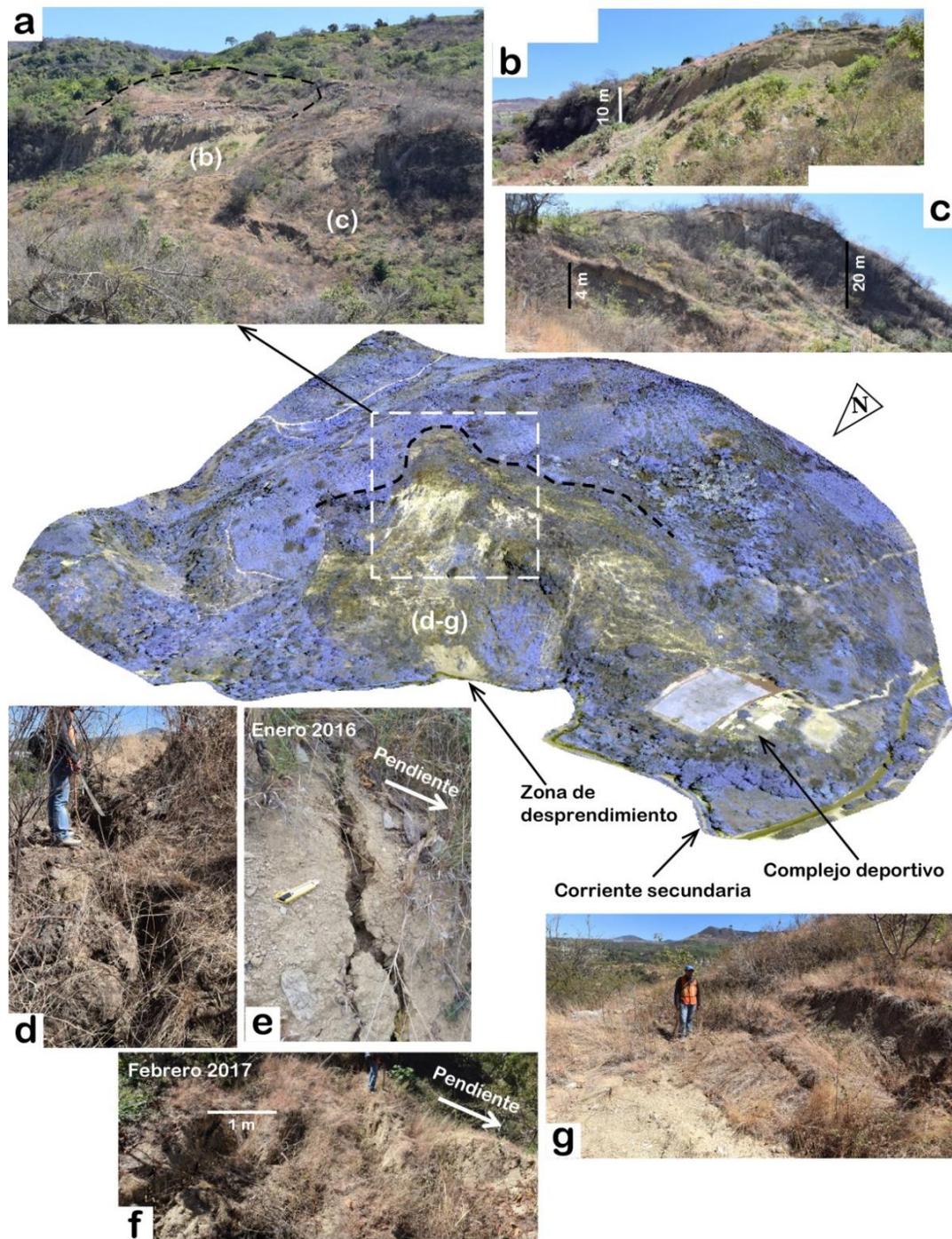


Figura 5.12 Evidencias morfológicas de distintas etapas de actividad en la DGPL Jungapeo. (a) Vista panorámica de la parte superior de la DGPL. (b) Escarpe secundario de casi 10 m de altura, generado después de las lluvias de 2010. (c) Escarpes secundarios de diferentes etapas de deformación (al fondo el más antiguo y en primer plano el más joven). (d) Grieta de tensión en la parte superior de la zona de desprendimiento. (e) Grietas de tensión en la parte central de la ladera a principios de 2016 y (e) su evolución para 2017. (g) Pequeño deslizamiento rotacional correspondiente a la última etapa de deformación. La vista en 3D fue generada sobreponiendo el MDE (resolución de 30 m) y la imagen de dron de 2015. Los colores azules resaltan las zonas con vegetación.

5.5.2 Uso de suelo y Afectaciones

El 84.4 % (14.1 Ha) de la superficie de la DGPL está cubierta por selva baja subcaducifolia (8.6Ha) y pastizales (5.5 Ha; Fig. 5.13). Estos últimos se concentran principalmente en las zonas con actividad de PRM recientes, es decir, de 2002 a la fecha. En la parte central de la DGPL existe el remanente de un sembradío de guayaba cuya extensión original era de 3.4 Ha (A en Fig. 5.13). Después de la tercera etapa de actividad en 2010 cerca de 2.4 Ha fueron destruidas o abandonadas. El remanente actual de la huerta abarca un área de 1 Ha y tiene un sistema de riego por goteo (5.2 a-b). Sin embargo, existe una fuerte actividad agrícola de cultivos de guayaba, mamey y plátano por encima de la corona de la DGPL con sistema de riego rodado (Fig. 5.13). En 2010 estas huertas también fueron afectadas parcialmente debido al desarrollo de una avalancha que expandió el límite de la corona (Fig. 5.12 a y B en Fig. 5.13). Durante el 2010 el complejo deportivo, que se localiza en la parte baja del flanco izquierdo de la DGPL, igualmente fue parcialmente dañado (C en Fig. 5.13).

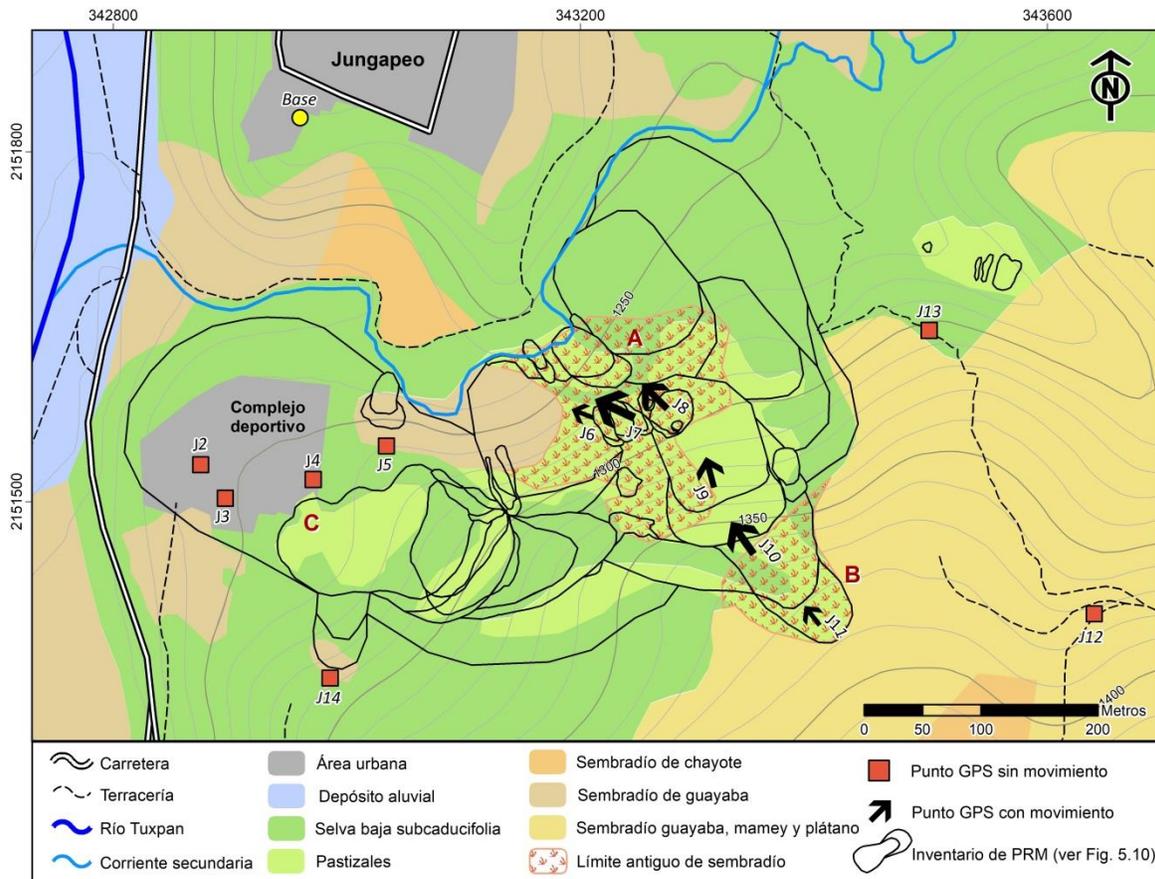


Figura 5.13 Mapa de uso de suelo y red de monitoreo GPS (J2-J14) en la DGPL Jungapeo. El tamaño de los vectores de desplazamiento es proporcional a su movimiento acumulado (flechas negras). Las letras (A-C) se refieren a rasgos descritos en el texto.

5.5.3 Deformación

El monitoreo GPS, realizado entre marzo de 2015 a febrero de 2017, permitió identificar la zona de la DGPL que se encuentra actualmente activa, así como los vectores de desplazamiento y el comportamiento de la deformación con respecto a la temporada de lluvias (figuras 5.13 y 5.14).

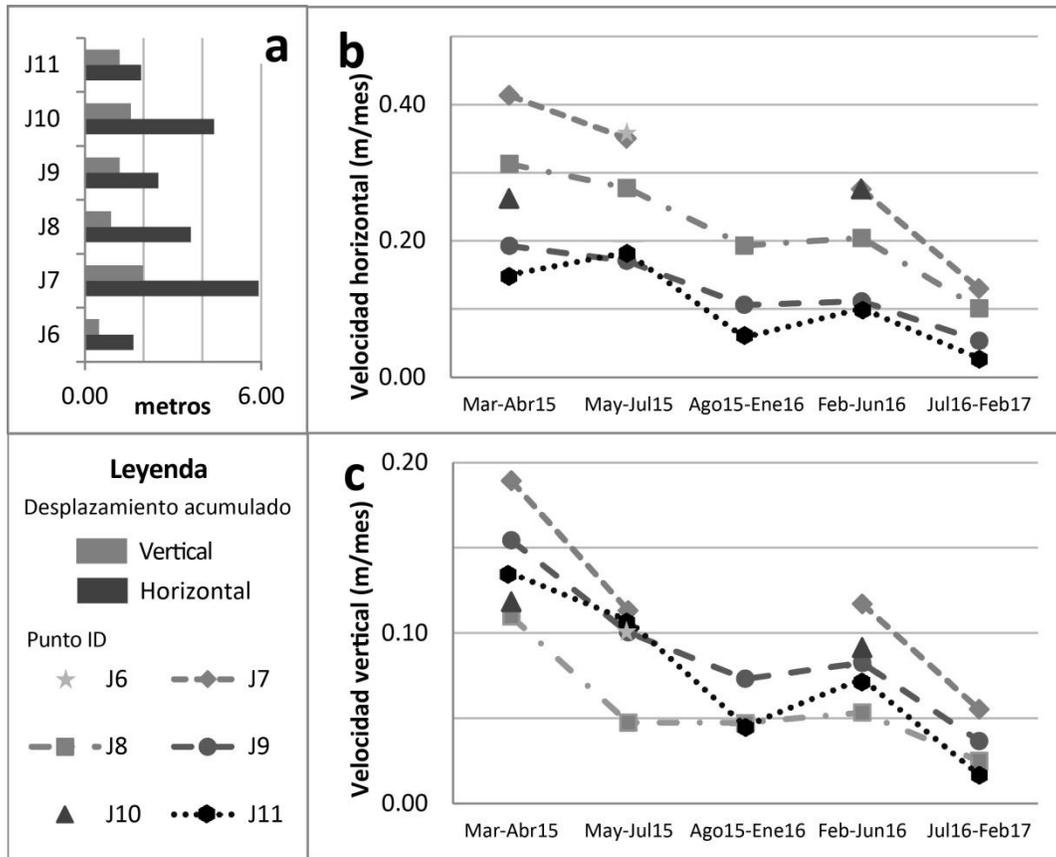


Figura 5.14 Resultados del monitoreo GPS en el área de la DGPL Jungapeo. (a) Movimiento vertical y horizontal acumulado. Velocidad mensual (b) horizontal y (c) vertical calculada para cada periodo de monitoreo.

Los puntos J2-J5, colocados para monitorear el complejo deportivo y la zona aledaña, se mantienen virtualmente estables (Fig. 5.13). De igual forma, los puntos J12- J14, colocados para monitorear el área circunvecina, no demuestran deformación y ayudaron a confirmar que los desplazamientos no se extienden más allá de los límites actuales de la DGPL establecidos con la cartografía-inventario. La deformación registrada se concentra en la parte central de la DGPL (J6-J12). La dirección de los vectores de desplazamiento (N300° para J6-J8, N345° en J9, N320° para J10 y J11) es paralela a la dirección de la ladera y casi perpendicular a las grietas de tensión y escarpes secundarios recientes.

Los valores de desplazamiento acumulado en los dos años de monitoreo muestran que todos los puntos han presentado movimientos verticales y horizontales, siendo este último el predominante en todos los casos (Fig. 5.14 a). Los puntos con mayor desplazamiento acumulado son J7 y J10. El primero acumula 1.98 m verticales por 5.91 m horizontales y se encuentra ligeramente encima de la zona de grietas de tensión. El segundo, localizado en una de las zonas con desarrollo de escarpes

secundarios, tiene 1.57 m verticales por 4.39 m horizontales. Los demás puntos presentan valores acumulados de entre 0.48 a 1.18 m verticales y 1.65 a 3.60 a m horizontales.

Durante el monitoreo, las velocidades horizontales y verticales presentaron una disminución gradual y consistente (Fig. 5.14 b-c). Por ejemplo, el rango de velocidades horizontales para el primer periodo de monitoreo (marzo-abril 2015) varió de 41 a 15 cm/mes, disminuyendo al menos tres veces con respecto al último periodo (julio 2016-febrero 2017) donde se obtuvieron velocidades de 13 a 3 cm/mes. Las velocidades verticales sufrieron un comportamiento similar. Mientras que en el primer monitoreo se registraron de 19 a 12 cm/mes, para el último hubo una disminución con rangos entre 6 a 2 cm/mes. Además, todos los puntos tienen un comportamiento cíclico, mucho más marcado horizontalmente, con un aumento de las velocidades en el primer semestre del año y una disminución del mismo en el segundo semestre.

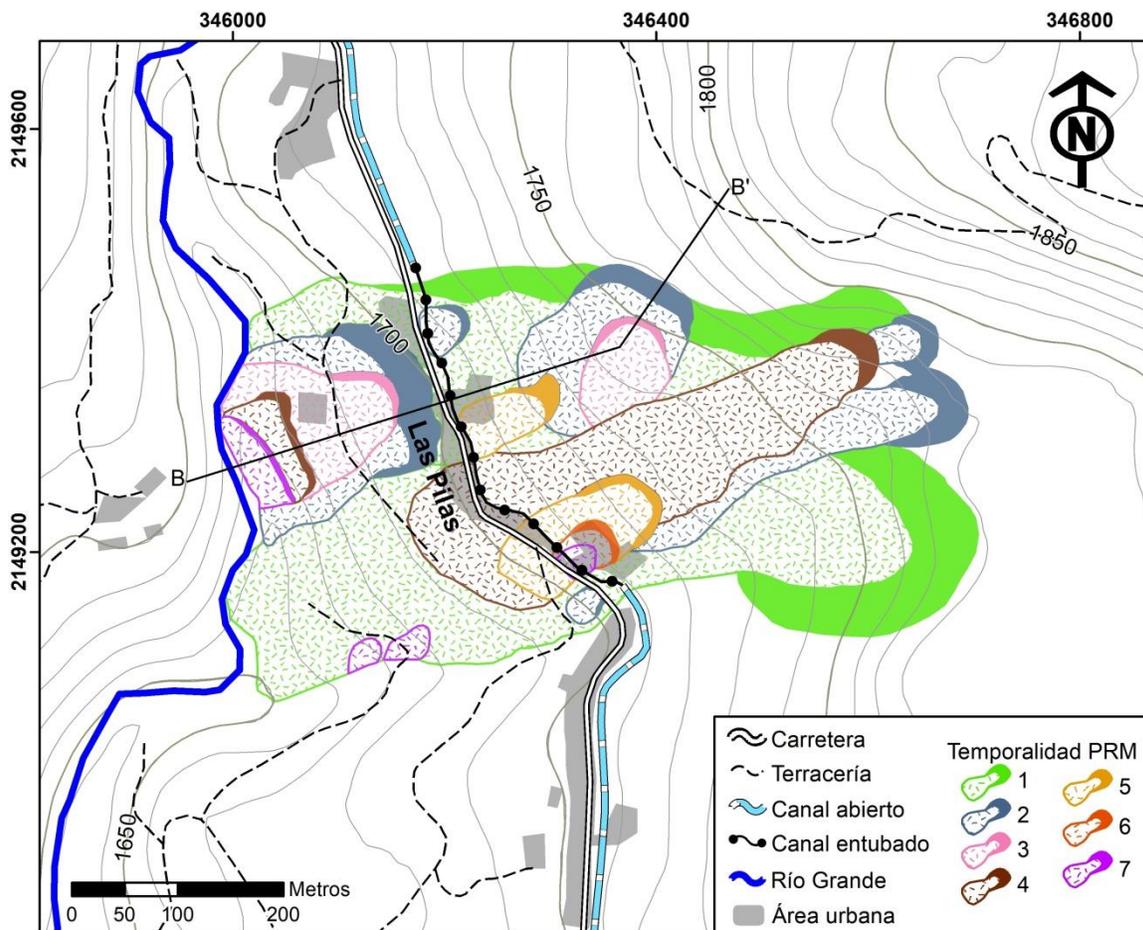


Figura 5.15 Mapa inventario y geomorfológico de la DGPL Las Pilas. La temporalidad (números 1 al 7) va de lo más antiguo a lo más reciente.

5.6 DGPL Las Pilas

5.6.1 Características generales y morfología

Esta DGPL se ubica en una ladera con echado al suroeste y afecta un área aproximada de 22 Ha (Fig. 5.15). Sus dimensiones máximas en planta son de 700 m de longitud por 360 m de ancho y

tiene un desnivel topográfico de 130 m (1650-1780 m.s.n.m.). Las zonas más abruptas se concentran en la corona y pie de la DGPL con pendientes entre 18° a 32°, mientras que la parte central es menos pronunciada con valores de 3° a 17°.

El mapa inventario de la DGPL permitió establecer los límites y tipo de mecanismo de los 19 PRM secundarios identificados (Fig. 5.15), además de clasificar el estilo de actividad como apilado (*multi-storeyed* según Bhandari, 1995 y Ter-Stepanian, 1977).

Al igual que con la DGPL anterior, la información de cada PRM secundario cartografiado (extensión del depósito y altura del escarpe principal) se utilizó para el cálculo del volumen mínimo desplazado, que se estableció en 1,082,467 m³. Así mismo, este volumen solo involucra los PRM superficiales en el área afectada, sin considerar la profundidad real de la DGPL y otros eventos erosionados o enmascarados. Litológicamente, la DGPL se desarrolla completamente sobre la brecha de composición andesítica (5.3 y 5.16).



Figura 5.16 Vista panorámica de la geomorfología y las unidades litológicas (línea amarilla) de la ladera donde se ubica la DGPL Las Pilas (línea roja).

En esta zona fue difícil determinar el comportamiento temporal que dio lugar a los PRM cartografiados, debido a que la mayoría de ellos ya existían antes de la fundación del pueblo y no hay registros históricos u orales de estos eventos. No obstante, los distintos grados de interacción entre sus límites, la degradación de sus rasgos morfológicos originales y el desarrollo de la vegetación, permiten distinguir al menos 7 etapas de generación de PRM (Fig. 5.15).

La etapa de inestabilidad más antigua produjo dos grandes avalanchas (hasta 650 m de longitud) que conforman los límites actuales de la DGPL y sobre las que todos los PRM posteriores se han formado. En la segunda etapa se generaron una serie de eventos de mediana magnitud, cuyos límites no interactúan entre sí y que incluye una avalancha (330 m longitud y escarpe de 10 m), dos deslizamientos traslacionales (150 m de longitud y escarpes de 5 a 7 m) y tres deslizamientos rotacionales (40 m longitud y escarpes de 2 a 7 m). Las etapas 3 a 6 se desarrollan siempre en contacto o directamente dentro de los límites de los PRM de la etapa 2. Estas etapas están conformadas por avalanchas (430 m de largo y escarpes de 7 m), deslizamientos traslacionales y deslizamientos rotacionales que van disminuyendo en tamaño (40 a 150 m de largo y escarpes que

varían de 2 a 10 m). La última etapa corresponde a pequeños deslizamientos traslacionales (30 m longitud) y rotacionales (20 m de longitud) que se registraron después de la lluvia atípica de 2010.

5.6.2 Uso de suelo y Afectaciones

El 59% de la superficie afectada por la DGPL está cubierta por selva baja subcaducifolia (8.8 Ha) y pastizales (4.2 Ha). Arriba de la cota de 1710 m.s.n.m. el uso de suelo pertenece a estas dos categorías (Fig. 15.17). La zona urbana ocupa un área de 1.1 Ha y se localiza en la parte media de la DGPL, con una disposición perpendicular a la dirección de la ladera entre las cotas 1700 y 1710 m.s.n.m. Por último, la parte baja de la zona afectada está cubierta por cultivos de chayote y guayaba (7.9 Ha) que tienen un sistema de riego de tipo rodado.

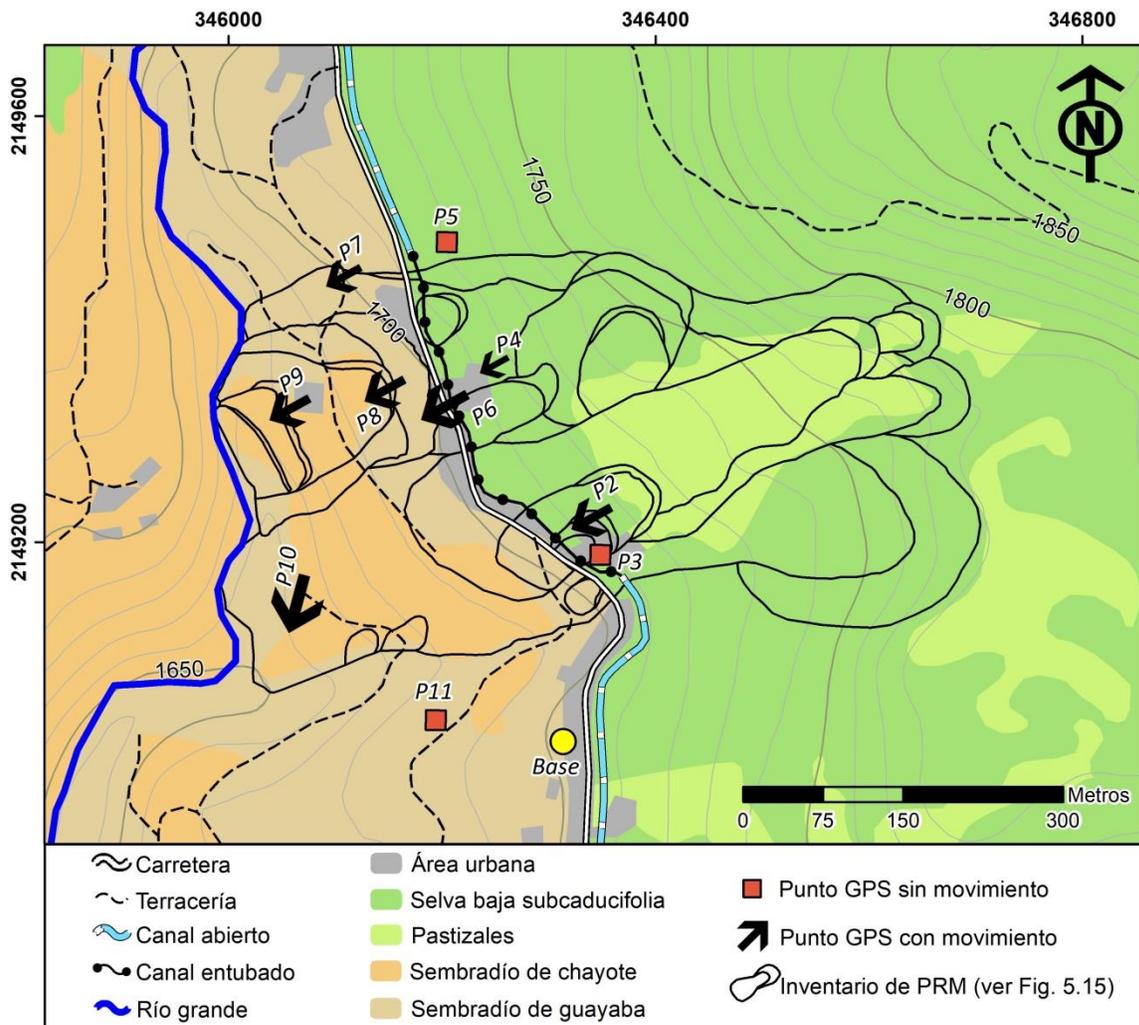


Figura 5.17 Mapa de uso de suelo y red de monitoreo GPS (P2-P11) en la DGPL Las Pilas. El tamaño de los vectores de desplazamiento es proporcional a su movimiento acumulado (flechas negras).

De acuerdo a los antecedentes, la deformación lenta en Las Pilas existe al menos desde 1940. Parte de las afectaciones en aquella época tuvieron que ver con el fracturamiento del canal que atravesaba paralelamente a la comunidad y que fue entubado (Fig. 15.18 d). Sin embargo, después de las

lluvias de 2010, el movimiento, que si bien estaba en un estado durmiente o de actividad casi imperceptible, comenzó a acelerarse. En 2012 se realizó un censo de daños en las viviendas de la localidad y se identificó que 28 de las 50 casas que la integran presentaban daños estructurales importantes (Hernández-Madrigal y Garduño-Monroy, 2012). Las afectaciones incluyen fracturas en bardas de tabicón (Fig. 15.18 a); flexión y fracturamiento de columnas estructurales (Fig. 15.18 b-c); incremento del tamaño de las fracturas en el canal abandonado (Fig. 15.18 d); y algunos pequeños deslizamientos y flujos de lodo que afectaron a la Iglesia local (Fig. 15.18 e).

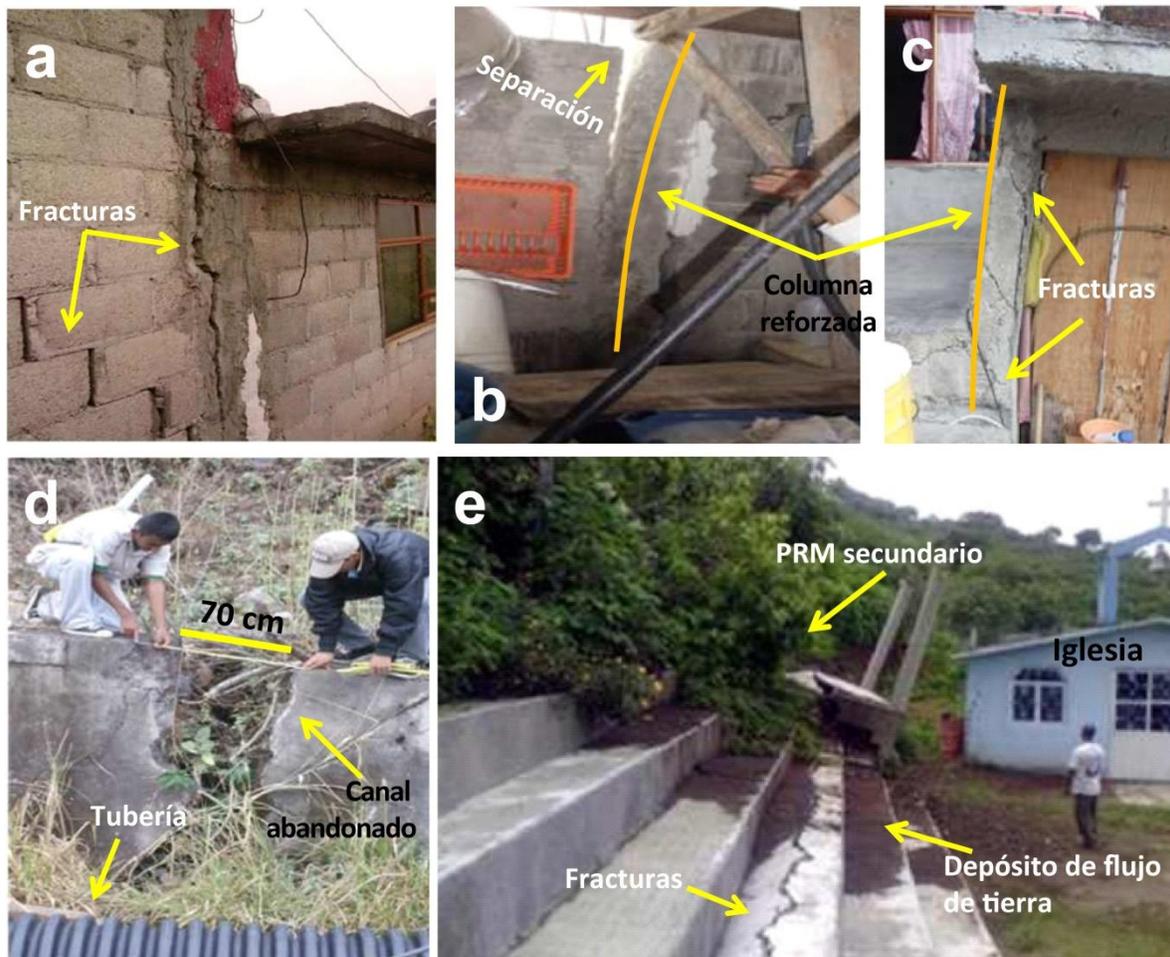


Figura 5.18 Afectación en algunas de las estructuras civiles en la población de Las Pilas registradas en 2012. (a) Grietas verticales y a 45° que evidencian movimientos diferenciales. (b) Flexión de columnas estructurales provocando la separación y fracturamiento del muro de tabicón. (c) Flexión y fracturas a 45° de una columna estructural. (d) Separación de al menos 70 cm en el muro del canal abandonado. (e) Pequeño deslizamiento secundario, flujo de lodo y fracturas que afectaron parte de la Iglesia local. Modificado de Hernández-Madrigal y Garduño-Monroy (2012).

5.6.3 Deformación

El monitoreo GPS, realizado de agosto de 2013 a febrero de 2017, permitió establecer los límites de la DGPL, así como los vectores de desplazamiento y el comportamiento de la deformación con respecto a la temporada de lluvias (figuras 15.17 y 15.19).

Los puntos P3, P5 y P11 se encuentran virtualmente estables e indican que la deformación no se extiende más allá de los límites establecidos con la cartografía-inventario (Fig. 5.15). En cambio, los puntos con deformación (P2, P4, P6-P9) presentan vectores de desplazamiento (N250°) paralelos al echado de la ladera, con excepción del punto P10 (N195°). En este sitio el vector parece estar influenciado por la topografía del flanco izquierdo de la DGPL, en donde además pasa un canal de riego importante (figuras 5.2 e y 5.17).

Los valores del desplazamiento acumulado muestran que todos los puntos han tenido movimientos verticales y horizontales, siendo este último el predominante en todos los casos (Fig. 15.19 a). El punto con mayor movimiento acumulado es P10 con 16 cm verticales por 34 cm horizontales. Los puntos P2, P6 y P9 tienen rangos entre 11 a 15 cm verticales por 21 a 27 cm horizontales y se localizan directamente por encima de lugares con un cambio brusco de pendiente, relacionado a escarpes antiguos. Por último, los puntos P4, P7 y P8, situados en zonas con menor pendiente dentro de los cuerpos de PRM secundarios, tienen rangos entre 8 a 11 cm verticales y 15 a 19 cm horizontales.

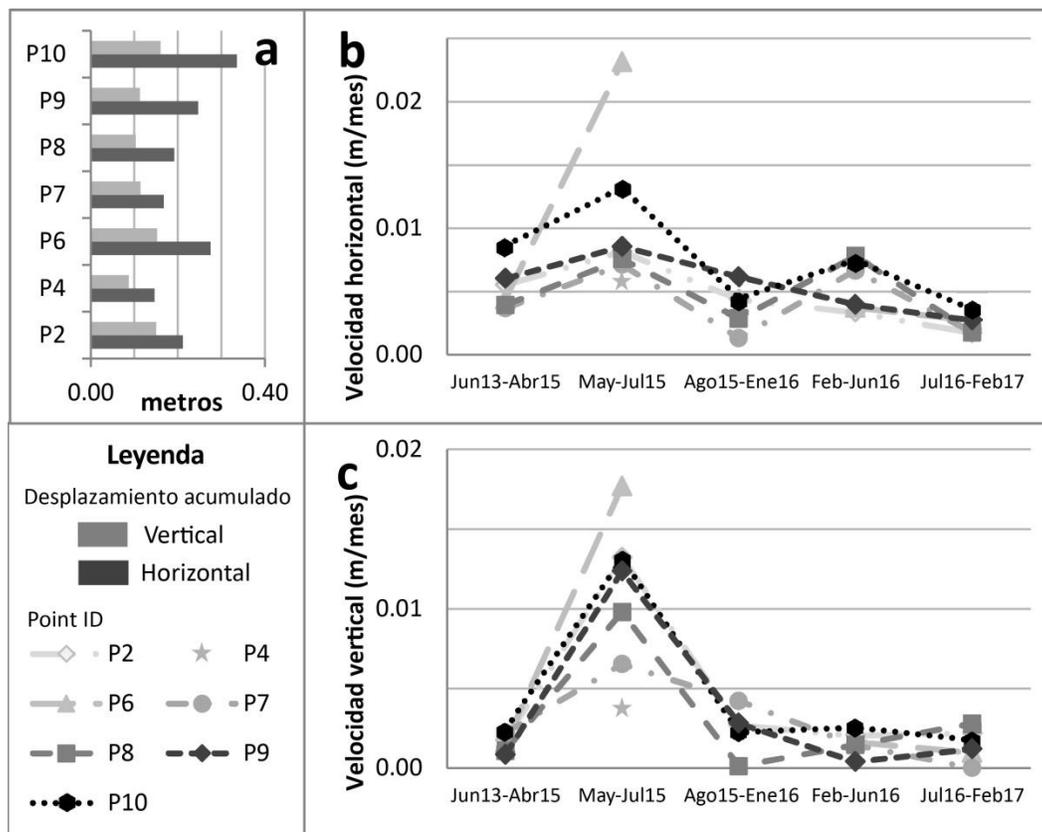


Figura 5.19 Resultados del monitoreo GPS en el área de la DGPL Las Pilas. (a) Movimiento vertical y horizontal acumulado. Velocidad mensual (b) horizontal y (c) vertical calculada para cada periodo de monitoreo.

El primer dato de velocidad del monitoreo GPS comprende un promedio para un periodo de 1 año 7 meses que no refleja los cambios entre estaciones como sí lo hacen los datos posteriores (Fig. 5.19 b y c). En general, las velocidades horizontales en todos los puntos tienen un rango de 1.3 a 0.1

cm/mes y una fluctuación cíclica constante. Este comportamiento se asemeja a lo observado en Jungapeo, con un aumento del movimiento en el primer semestre del año y una disminución en el segundo semestre. Por otro lado, la velocidad vertical tuvo un pico en mayo-junio de 2015 (1.3 a 0.4 cm/mes) que disminuyó y se mantuvo en un rango estable (0.4 a 0.01 cm/mes) por el resto del monitoreo. Esto probablemente se relaciona con las pendientes mucho más suaves del área afectada.

5.7 Régimen Pluviométrico

La temporada de lluvias en el municipio de Jungapeo comprende los meses de junio a septiembre, con lluvias menores en otoño e invierno (Fig. 5.20). Para el periodo de 1943-2009, el promedio acumulado durante la temporada de lluvias tuvo un comportamiento uniforme, con su máximo en junio y septiembre (160 mm). A esta temporada le sigue una disminución gradual de precipitaciones durante todo el otoño (66 mm en octubre, 15 mm en noviembre y 12 mm en diciembre). En invierno, enero se caracteriza por ser el mes con mayor precipitación (26 mm), mientras que en febrero (3 mm) y marzo (5 mm) es casi nula. Este comportamiento se repite en el periodo de 2011 a 2015, aunque con cantidades significativamente menores debido al lapso de tiempo analizado y a pesar de los datos incompletos. En ambos periodos, 1943-2009 y 2011-2015, la época de lluvia tuvo una frecuencia de más de 15 días/mes, con su pico en julio. En otoño la frecuencia vuelve a descender gradualmente (9 días/mes promedio en octubre) hasta ser casi nula en invierno (1-2 días/mes).

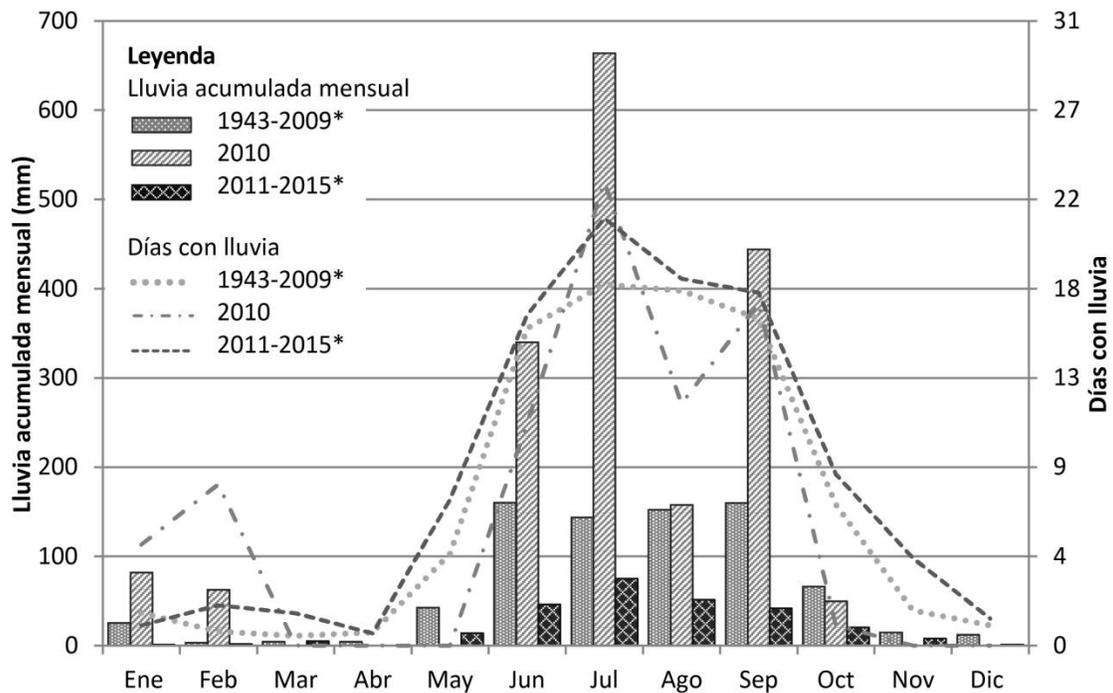


Figura 5.20 Comportamiento de la lluvia acumulada mensual en la estación número 16058 de CONAGUA. El (*) indica promedio.

En comparación, el 2010 se caracterizó por la combinación de lluvia acumulada y frecuencia atípicas en enero (82 mm en 5 días) y febrero (63 mm en 8 días), significativamente mayores que

las registradas en los años anteriores o posteriores. Del total de años analizados, los únicos que superan la cantidad de lluvia de enero de 2010 son 1967 y 1980, con 118 y 163 mm, respectivamente. Sin embargo, la lluvia que se registró en febrero no tiene antecedentes históricos. El pico máximo registrado era de 28 mm en 1968, casi la mitad de lo estimado para 2010. Por otra parte, la temporada de lluvias (con excepción de agosto) también presentó valores acumulados muy por encima del promedio de los otros periodos analizados. Los meses de junio, julio y septiembre representan un aumento del 112%, 362% y 177% con respecto al acumulado promedio del periodo 1943-2009.

El régimen de lluvia en el año 2010 en el Oriente de Michoacán tuvo un comportamiento del cual no se tenía registro instrumentalmente. La duración y cantidad de lluvia detonó una aceleración atípica de la deformación en ambas DGPL. Como consecuencia de este evento, múltiples PRM secundarios ocurrieron en ambas laderas y a partir de ese año se comenzaron a registrar los eventos de deformación en construcciones de la localidad Las Pilas. Si bien se considera que eventos atípicos de lluvia pueden reactivar o acelerar la deformación lenta en una DGPL (Pánek y Klimeš, 2016), a largo plazo el comportamiento cíclico registrado con el monitoreo GPS no corresponde al comportamiento esperado para este tipo de fenómenos. Por un lado, el desplazamiento durante la segunda mitad del año puede relacionarse perfectamente con las lluvias estacionales correspondientes a este periodo. Sin embargo, la aceleración durante la época seca (primer semestre del año) indica la presencia de otro factor dominante que la promueve.

5.8 Discusión

Debido a la complejidad de ambos fenómenos, no fue posible definir la existencia de una superficie de ruptura a profundidad. Sin embargo, la historia de deformación de ambas laderas inestables no puede ser relacionada únicamente a los eventos de PRM más rápidos y superficiales inventariados. En todo caso, la extensión, las evidencias geomorfológicas (antiguas y recientes) y las velocidades de deformación definen ambos fenómenos como DGPL. Las dos inestabilidades se desarrollan bajo condiciones geológicas intrincadas, mal manejo de recursos hídricos y eventos meteorológicos extraordinarios.

Las secciones de la figura 5.21 ilustran la geomorfología de las DGPL, así como sus relaciones con la litología local y el uso de suelo. En ambos lugares el estilo *multi-storeyed* complica la labor de determinar la longevidad y la evolución previa de los fenómenos. Sin embargo, al menos dos estilos de deformación fueron distinguidos: deformación lenta y etapas de generación de PRM secundarios.

La primera corresponde al comportamiento normal de la DGPL. No obstante, la deformación constante provoca esfuerzos extensivos que predisponen al terreno para la generación de grietas de tensión y escarpes secundarios. A partir de estos rasgos algunos PRM colaterales han sido generados (e.g. flanco izquierdo de la DGPL Jungapeo; Fig. 5.10). El segundo estilo de deformación es detonado debido a fases de aceleración de la deformación lenta. Esto se deriva de la saturación del terreno en cortos periodos de tiempo, promovido principalmente por actividades antropogénicas (e.g. canal abierto en Las Pilas a principios de los 40's) o lluvias atípicas (evento de 2010 en ambos lugares).

Uno de los factores condicionantes principales, causando ambos tipos de comportamiento inestable, son los materiales altamente expandibles y significativamente intemperizados que forman las

laderas (e.g. la secuencia vulcano-sedimentaria, poco consolidada y plegada en Jungapeo, así como la brecha masiva, rica en arcilla y pobremente cohesiva en Las Pilas).

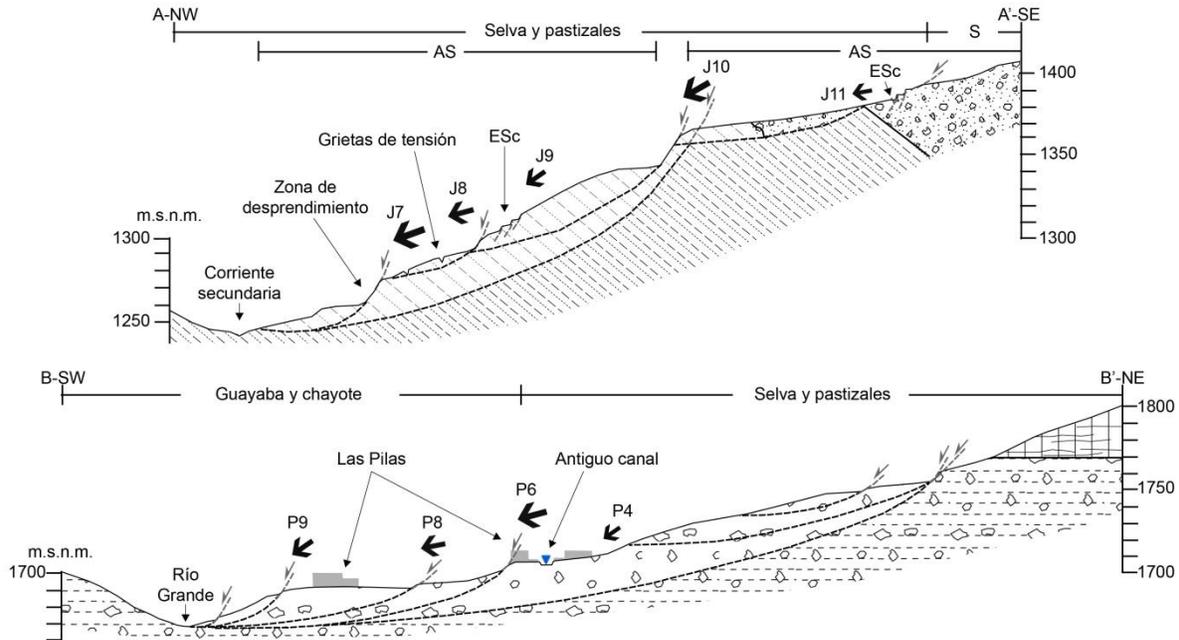


Figura 5.21 Secciones geológicas y geomorfológicas de las DGPL Jungapeo (A-A') y Las Pilas (B-B') a lo largo de los trazos marcados en las figuras 5.11 y 5.16. El uso de suelo y los vectores de desplazamiento acumulado (flechas negras) hacen referencia a las figuras 5.13, 5.14, 5.18 y 5.19; mientras que los patrones de litología a las figuras 5.4 y 5.8. AS: Antiguo sembradío. S: Sembradío. ESc: Escarpe secundario.

El uso de suelo, específicamente las áreas con agricultura, tiene una connotación dual al comportarse como factor condicionante y detonante en ambos DGPL. Como factor condicionante se ha documentado en la literatura una estrecha relación entre las zonas de cultivo y el desarrollo de PRM. Por un lado, las raíces de los cultivos no tienen la capacidad de generar cohesión suficiente en las laderas deforestadas (Kuriakose et al., 2009). Además, la agricultura genera la modificación u obstrucción de las corrientes naturales, que se traduce en un drenaje inadecuado del exceso de agua durante lluvias de alta intensidad (Gorokhovich et al., 2013). La mecanización, ampliación y modificación inadecuada de las prácticas agrícolas (e.g. el cambio de cultivos mixtos a monocultivos intensivos) genera un desequilibrio en las condiciones hidromecánicas de la ladera (DeGraff y Canuti, 1988). Por último, las zonas de cultivo con una alta tasa de ocurrencia de PRM generalmente se localizan en laderas pronunciadas, con suelos altamente expandibles, substrato rocoso paralelo a la pendiente y una mala administración de los recursos hídricos (Kuriakose et al., 2009). Ambas laderas afectadas por las DGPL tienen estas características. Así, por ejemplo, según declaraciones de algunos pobladores, al menos dos casos de PRM ligados a cultivos han tenido lugar en la localidad, siendo uno de ellos el que destruyó la huerta cuyo terreno fue donado para la posterior construcción del complejo deportivo. Adicionalmente, después de las lluvias atípicas de 2010, tanto la zona afectada con grietas y escarpes secundarios en el flanco izquierdo de la DGPL Jungapeo, como la parte central de la misma, fueron afectadas por PRM secundarios. Esto puede deberse a que (1) la resolución de las imágenes de 2002 impidió la cartografía de más grietas en la

zona central de las que se pudieron haber desarrollado los PRM colaterales y (2) la presencia de la huerta de guayaba que se extendían ahí (figuras 5.11 y 5.21 A-A’).

Normalmente, los patrones de deformación en las DGPL se caracterizan por periodos de baja actividad antes y después de etapas de aceleración regulares, como en la temporada de lluvia, o irregulares debido a eventos extremos como sismos o precipitación atípica (Pánek y Klimeš, 2016). También es posible que la respuesta del terreno no se genere inmediatamente después del evento extremo, sino que exista un desfase de tiempo que puede llegar a durar semanas o meses (Lollino et al., 2006). Esta ventana de tiempo variable, entre la precipitación y la aceleración del movimiento en la DGPL, ha sido asociado al tiempo que tarda el agua en infiltrarse y saturar materiales arcillosos, retrasando el incremento de la presión de poro y la reducción del esfuerzo cortante.

Por un lado, la disminución gradual de las velocidades en la DGPL Jungapeo corresponde al comportamiento que se espera después de una etapa de aceleración causada por un evento atípico de lluvia, indicando a su vez el comienzo de un estado durmiente o de muy baja actividad de temporada. Sin embargo, el comportamiento cíclico reconocido en ambas laderas no se correlaciona con la época de lluvias en el área (junio- septiembre), a pesar de la diferencia entre la magnitud de la deformación. En el primer semestre del año, la cantidad de lluvia y frecuencia en la que ocurre es menos de la mitad registrada para el segundo semestre, incluso tomando en cuenta años completamente atípicos como el 2010 (Tabla 5.1). Además, aún si se quisiera asumir la existencia de un tiempo de desfase entre la época de lluvias y la aceleración del movimiento, este tendría que durar más de cuatro o cinco meses (comenzando después de septiembre) para no verse reflejado dentro de la medición GPS del segundo semestre (julio-enero).

Tabla 5.1 Comportamiento de la lluvia acumulada semestral en Jungapeo (*Promedio).

		1943-2009*	2010	2011-2015*
Primer semestre	Lluvia mensual (mm)	241	485	70
	Días con lluvia	24	24	29
Segundo semestre	Lluvia mensual (mm)	550	1316	199
	Días con lluvia	61	53	71

Sin embargo, se reconoce ampliamente que otro tipo de PRM, como los flujos, son especialmente susceptibles a ser detonados en áreas agrícolas (Zhang y Wang, 2018). Especialmente, cuando la litología tiene muy baja permeabilidad, la lluvia generalmente escurre superficialmente en vez de infiltrarse. Por lo tanto, los sistemas de riego se convierten en el factor detonante principal, debido a las múltiples fugas de los canales y el flujo de agua semi-permanente (Li et al., 2013).

De la misma forma, el sistema de riego en los cultivos de Jungapeo y Las Pilas controla los picos en la velocidad y comportamiento de la deformación a largo plazo dentro de las DGPL. A partir de la expansión intensiva de monocultivos perennes en los 80’s, la demanda de agua durante la época seca (primera mitad del año) se incrementó significativamente en el municipio de Jungapeo. Casi el 93% de los agricultores en la región utilizan el sistema de riego rodado que es poco eficiente y en el que más del 40% del agua no es aprovechada por el cultivo. El uso de estos canales comienza en febrero y termina alrededor de Junio, con el inicio de la temporada de lluvias. En consecuencia, a diferencia de una lluvia espacialmente distribuida, durante este periodo existe una saturación y

exceso constante de agua en partes específicas de la ladera. Por otro lado, la extensión de los cultivos también juega un papel significativo (Fig. 5.21). Por ejemplo, en Las Pilas, donde toda la parte baja de la ladera está ocupada por cultivos con sistema de riego rodado, el comportamiento cíclico no ha disminuido (5.15 B-B'). En comparación, el remanente de los cultivos en la parte central de la DGPL de Jungapeo es menor y tiene un sistema de riego por goteo. Aun así, es posible observar en menor medida el mismo comportamiento cíclico.

5.9 Conclusiones

En este capítulo se describió la caracterización y monitoreo de dos Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL) en las localidades de Jungapeo y Las Pilas, Michoacán. Ambos fenómenos tienen velocidades de deformación muy lentas y un estilo de actividad *multy-storeyed*.

Los factores condicionantes, en ambas DGPL, son la combinación de litología deformada y significativamente intemperizada con gran contenido de arcilla y arena, pendientes relativamente abruptas (~40°) y el cambio hacia una agricultura intensiva de monocultivos.

El exceso de agua provocado por el sistema de riego ineficiente es el factor detonante del comportamiento de aceleración atípica durante la época de secas. Por otro lado, parte de los deslizamientos secundarios se desarrollan de grietas de tensión y escarpes secundarios relacionados con la actividad de las DGPL y son detonados por eventos de lluvia extraordinarios, como en 2010. El desarrollo actual de grietas de tensión, escarpes secundarios y la zona de desprendimiento activa, al pie de la zona central de la DGPL de Jungapeo, pueden contribuir al desarrollo de otra etapa de aceleración si se presenta un evento de lluvias similar al registrado en 2010. Por su parte, en Las Pilas las afectaciones involucran la totalidad de la localidad, por lo que el riesgo asociado a este DGPL es significativamente mayor. La abundante zona de cultivos provoca que la velocidad y movimiento acumulado, que son menores que las de Jungapeo pero constantes, no disminuyan. En el caso de un colapso, el volumen mínimo de roca calculado (990,455 m³ en Jungapeo y 1,082,467 m³ en Las Pilas) representaría un riesgo potencial para las comunidades. Además, dado que en ambos lugares existe un río perenne al pie de las DGPL, la creación de una eventual represa también pondría en peligro a otras localidades cercanas, incrementando sustancialmente los daños ocasionados.

La evolución lenta pero constante de estos fenómenos requiere que cualquier intento de remediación, que pretenda ser efectiva, tome en cuenta la íntima relación que existe entre el tipo y condición del material geológico involucrado así como la respuesta de este a la temporada de lluvias y las actividades antropogénicas que aceleran su movimiento.

Las medidas que se tienen que tomar a corto plazo en ambas laderas tienen que ver con la implementación de sistemas de riego eficientes, que limiten la cantidad de agua infiltrada durante la época de riego. A mediano plazo es necesario incrementar la frecuencia de los monitoreos y la red de puntos medidos con el fin de detallar de forma más eficiente los patrones y la velocidad de deformación. Asimismo, es recomendable instalar estaciones meteorológicas en ambas localidades que ayuden a solventar la carencia de datos de precipitación recientes. Por último, es necesario realizar sondeos geofísicos que ayuden a determinar la geometría de la subsuperficie de ambas DGPL.

Capítulo VI. Aplicación de InSAR para la detección de Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL) en zonas de alta cobertura vegetal. Caso de estudio Oriente de Michoacán

6.1 Introducción

El Oriente de Michoacán es una región que ha sido afectada por fenómenos meteorológicos atípicos los cuales provocaron una serie de inundaciones y PRM catastróficos en 2010. Además, este evento no solo reactivó las dos DGPL de Jungapeo, sino que también aceleró la deformación de otro caso reportado cerca de la localidad La Cantera, municipio de Tuxpan, que afecta 1300 m de la carretera federal no. 15 (Medina-Pulido, 2014). El conocimiento en el país acerca de este tipo de PRM es pobre, en consecuencia, la localización y número de casos existentes es desconocida. Esto provoca que ni las autoridades ni los pobladores tengan un conocimiento acerca del fenómeno, ni existan medidas de prevención, remediación o planes de contingencia. Por ejemplo, los casos del Oriente de Michoacán solo fueron reportados cuando los daños en viviendas y vialidades eran tan avanzados que el peligro para la población era significativo.

Bajo este panorama, es necesario implementar metodologías que permitan la detección de nuevas DGPL, así como el monitoreo de los casos ya identificados. Con este objetivo se escogieron seis de los municipios del Oriente de Michoacán más afectados por las lluvias durante 2010 (Fig. 6.1 b) para aplicar la técnica multi-interferométrica PSI. Además, se realizó un inventario regional de PRM para contrastar la información del uso de suelo y litologías afectadas contra los hallazgos del análisis PSI.

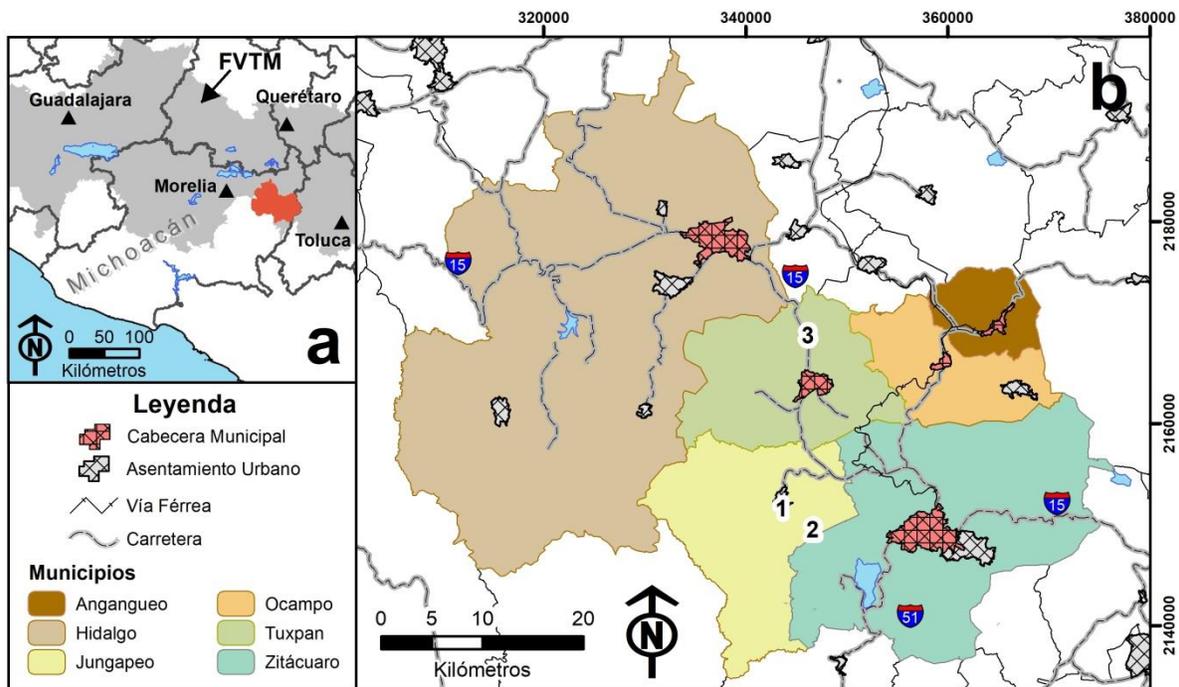


Figura 6.1 (a) Localización general de la zona de estudio con respecto al estado de Michoacán (polígono rojo). (b) Municipios del Oriente de Michoacán analizados. Los números hacen referencia a los casos reportados de DGPL: 1 Jungapeo, 2 Las Pilas, 3 La Cantera.

6.2 Metodología

En primera instancia, la Serie V del Conjunto de Datos Vectoriales de Uso del Suelo y Vegetación de INEGI (2013) fue utilizada para tener una escala similar a la geología regional (ver Capítulo 2). Esta información, así como bibliografía adicional, fue procesada para determinar la extensión y características de las distintas categorías de uso de suelo. Con este insumo y tomando en cuenta las clases de uso de suelo con mayor probabilidad de presentar una densidad alta de DP (Notti et al., 2010) se determinó de manera cualitativa las áreas en las que el análisis PSI tendría más éxito.

El inventario regional de PRM se elaboró con el apoyo del archivo histórico de imágenes satelitales de Google Earth (diferentes años según la zona), el MDE de 30m de resolución de INEGI y sus derivados de superficie (sombreado y pendientes), así como fuentes bibliográficas. La clasificación utilizada para los PRM fue la de Cruden y Varnes (1996) y, debido a la escala del inventario, se optó por representar a las inestabilidades como puntos. Esta información se contrastó con el uso de suelo y la geología regional con la finalidad de detectar las categorías de esos insumos más susceptibles a presentar inestabilidad.

Tabla 6.1 Límites geográficos de los recortes y puntos de referencia utilizados en el análisis PSI en el Oriente de Michoacán.

		Recorte 1	Recorte 2	Recorte 3
Extensión	Inf. izq. [Lat, Long]	19.33,-100.84	19.29,-100.54	19.24,-100.42
	Sup. der. [Lat, Long]	19.82,-100.65	19.85,-100.54	19.78,-100.23
Punto de referencia	[Lat, Long]	19.54,-100.62	19.69,-100.56	19.44,-100.36
	Radio (m)	350	450	500

En el análisis PSI se utilizaron 27 imágenes Sentinel-1 de geometría ascendente, abarcando el periodo de noviembre 2014 a abril de 2018. Con el fin de optimizar los recursos computacionales, fue necesario realizar tres recortes (Tabla 6.1) de la escena escogida. Una vez que se obtuvieron las series de tiempo, los resultados se integraron antes de realizar el post-procesamiento. En este caso, la metodología empleada (descrita en el capítulo 4) no incluyó las áreas potencialmente anómalas en pendientes menores a 5°, con el objetivo de centrarse solamente en aquellas que pudiera relacionarse con inestabilidad de laderas. La ocurrencia de los DP con respecto al uso de suelo y la geología fue analizada para determinar las categorías más aptas para este tipo de análisis. Por último, se analizó individualmente cada zona potencialmente anómala de acuerdo con las características de los DP (tendencia, velocidad y ubicación) y del terreno (pendientes, uso de suelo, morfología y geología) para determinar las causas de la deformación.

6.3 Características generales

La zona de estudio incluye los municipios de Angangueo, Hidalgo, Jungapeo, Ocampo, Tuxpan y Zitácuaro (Fig. 6.1 b). Los seis municipios abarcan un área de 2384 km² y sus características principales se resumen en la tabla 6.2.

Las carreteras federales no. 15 y 51 son las vías principales en la región (Fig. 6.1 b). Cerca del 56 % de la población total (371,262 personas) se concentra en las cabeceras municipales y la demás está dispersa en pueblos y rancherías.

Tabla 6.2 Características generales de los municipios analizados. Se menciona únicamente el clima y tipo de suelo principal por municipio.

Municipio	Angangueo	Hidalgo	Jungapeo	Ocampo	Tuxpan	Zitácuaro
Población ⁽¹⁾	11,120	122,619	21,548	24,424	27,371	164,144
Área (km²)	76.8	1,143.4	265.4	142.2	243.4	512.4
Elevación (m) ⁽²⁾	2,300-3,600	1,100-3,500	900-2,500	2,000-3,600	1,500-2,900	1,200-3,300
Temperatura (°C) ⁽²⁾	8-16	8-24	14-24	8-20	12-22	8-24
Precipitación (mm) ⁽²⁾	800-1,200	800-2,000	800-1,300	800-1,100	800-1,300	800-1,100
Clima ⁽²⁾	Templado subhúmedo (64.8%)	Templado subhúmedo (82.8%)	Semicálido subhúmedo (55.6%)	Templado subhúmedo (86.4%)	Templado subhúmedo (68%)	Templado subhúmedo (64.9%)
Edafología ⁽²⁾	Andosol (86.8%)	Andosol (57%)	Luvisol (40.4%)	Andosol (97.3%)	Andosol (55.5%)	Andosol (41.9%)

(1) Encuesta Intercensal (INEGI, 2015).

(2) Información extraída del Prontuario de Información geográfica correspondiente a cada municipio: Angangueo (INEGI, 2009b); Hidalgo (INEGI, 2009c); Jungapeo (INEGI, 2009d); Ocampo (INEGI, 2009e); Tuxpan (INEGI, 2009f); Zitácuaro (INEGI, 2009g).

Como se estableció en el capítulo 2, fisiográficamente los municipios pertenecen a la provincia de la FVTM (Fig. 6.1 a). Los múltiples complejos volcánicos generan relieves accidentados debido a la presencia de edificios volcánicos (volcanes en escudo, conos cineríticos, domos y calderas) y sus productos (mesas basálticas, coladas, flujos piroclásticos). En menor medida existen lomeríos y llanuras aluviales, principalmente en Angangueo, Jungapeo, Ocampo y Tuxpan.

Tabla 6.3 Uso de suelo y vegetación en la zona de estudio (INEGI, 2013).

Uso de suelo	Área (Km ²)
Cuerpo de agua	15
Asentamiento humano	46
Agricultura de riego anual	164
Agricultura de riego permanente	59
Agricultura de temporal	507
Bosque	1030
Pastizal inducido	56
Selva baja caducifolia	33
Selva mediana subcaducifolia	6
Vegetación secundaria arbórea de bosque	76
Vegetación secundaria arbórea de selva baja caducifolia	36
Vegetación secundaria arbustiva de bosque	219
Vegetación secundaria arbustiva de selva baja caducifolia	115
Vegetación secundaria herbácea de selva baja caducifolia	8

El clima templado subhúmedo tiene una variación en la intensidad de humedad dependiendo del municipio y las lluvias se presentan en verano. Por su parte, los andosoles en Michoacán se localizan en lomeríos y montañas, utilizándose principalmente para cultivos (Bedolla-Ochoa et al., 2017). Estos suelos tienen una gran capacidad de retención de agua (~20-25 % de arcilla), además de ser pobres en arena, con un estructura porosa y permeabilidad alta.

6.4 Uso de suelo

El 47 % de la zona de estudio está cubierta por bosques (vegetación primaria y vegetación secundaria arbórea) de abies, pino y encino (Tabla 6.3). Los Abies y Pinos dominan las cumbres del norponiente de Hidalgo y la sierra de Angangueo. Son comunes por arriba de los 2,000 m.s.n.m. y pueden llegar a generar un dosel de hasta 40 m de altura, muy denso y con penumbra al interior (Bocco et al., 1999). Los encinares se localizan en zonas de transición a climas más cálidos, generalmente por debajo de los 2,500 m.s.n.m. y hasta los 900 m.s.n.m. Son los bosques de mayor distribución en el área, abarcando gran parte del municipio de Hidalgo; el poniente de Jungapeo y Tuxpan; el norte-sur de Zitácuaro y Angangueo; así como el poniente y zona centro de Ocampo. Se caracterizan por constituir bosques densos y oscuros de hasta 20 m de altura, o bien bosques abiertos de hasta 10 m de alto en áreas más bajas (Bocco et al., 1999).

Tabla 6.4 Estadística de la producción agrícola en la zona de estudio durante el año 2013 (SAGARPA, 2013). Se incluye el área total por tipo de agricultura y el principal cultivo de cada categoría por municipio. Los datos son dados en km². Anual O-I: Anual de Otoño-Invierno. Anual P-V: Anual de Primavera-Verano.

	Riego			Temporal		
	Anual O-I	Anual P-V	Permanente	Anual O-I	Anual P-V	Permanente
Angangueo	0.6	0.0	0.0	0.1	10.7	0.3
	Avena (0.41)	-	-	Avena (0.1)	Maíz (10.5)	Ciruela/manzana (0.2)
Hidalgo	3.2	27.3	0.5	0.0	68.5	1.5
	Avena (1)	Maíz (21.1)	Pastos (0.3)	-	Maíz (62.9)	Durazno (1.2)
Jungapeo	4.3	3.7	30.6	0.0	30.8	0.3
	Maíz (1.2)	Maíz (1.5)	Guayaba (27)	-	Maíz (26.5)	Agave (0.3)
Ocampo	1.4	0.1	0.1	0.3	27.9	0.7
	Avena (1)	Avena (0.04)	Aguacate (0.9)	Avena (0.2)	Maíz (26.9)	Aguacate (0.5)
Tuxpan	9.6	13.1	7.4	0.0	38.7	0.8
	Trigo (2.2)	Maíz (4.2)	Aguacate (2.6)	-	Maíz (29.6)	Aguacate (0.5)
Zitácuaro	2.8	1.3	24.4	0.8	77.4	9.0
	Avena (1.4)	Noche Buena(0.4)	Guayaba (15.6)	Avena (0.6)	Maíz (73.5)	Aguacate (7.7)

Por su parte, la selva baja y mediana (vegetación primaria y vegetación secundaria arbórea) forma parches aislados al sur de los municipios de Jungapeo y Zitácuaro, así como en la parte central de

Tuxpan. La altura de los árboles que conforman esta clase varía de los 8 a 30 m, formando una masa vegetal densa con penumbra al interior (Bocco et al., 1999).

El pastizal inducido y la vegetación secundaria arbustiva-herbácea (de bosque y selva) abarcan tan solo el 17% del área. Se distribuyen en todos los municipios de forma contigua a los bosques primarios y secundarios, además de formar en menor medida parches rodeados por las zonas agrícolas.

La agricultura, ya sea de riego (anual y permanente) o de temporal, conforma el segundo uso de suelo más común (31%). De los 37 tipos de cultivos que se practican en la región, los más habituales incluyen el aguacate, agave, avena, guayaba y maíz. Además, la agricultura de temporal durante primavera-verano es la más practicada en los 6 municipios, siendo la siembra de maíz el cultivo más extendido (Tabla 6.4).

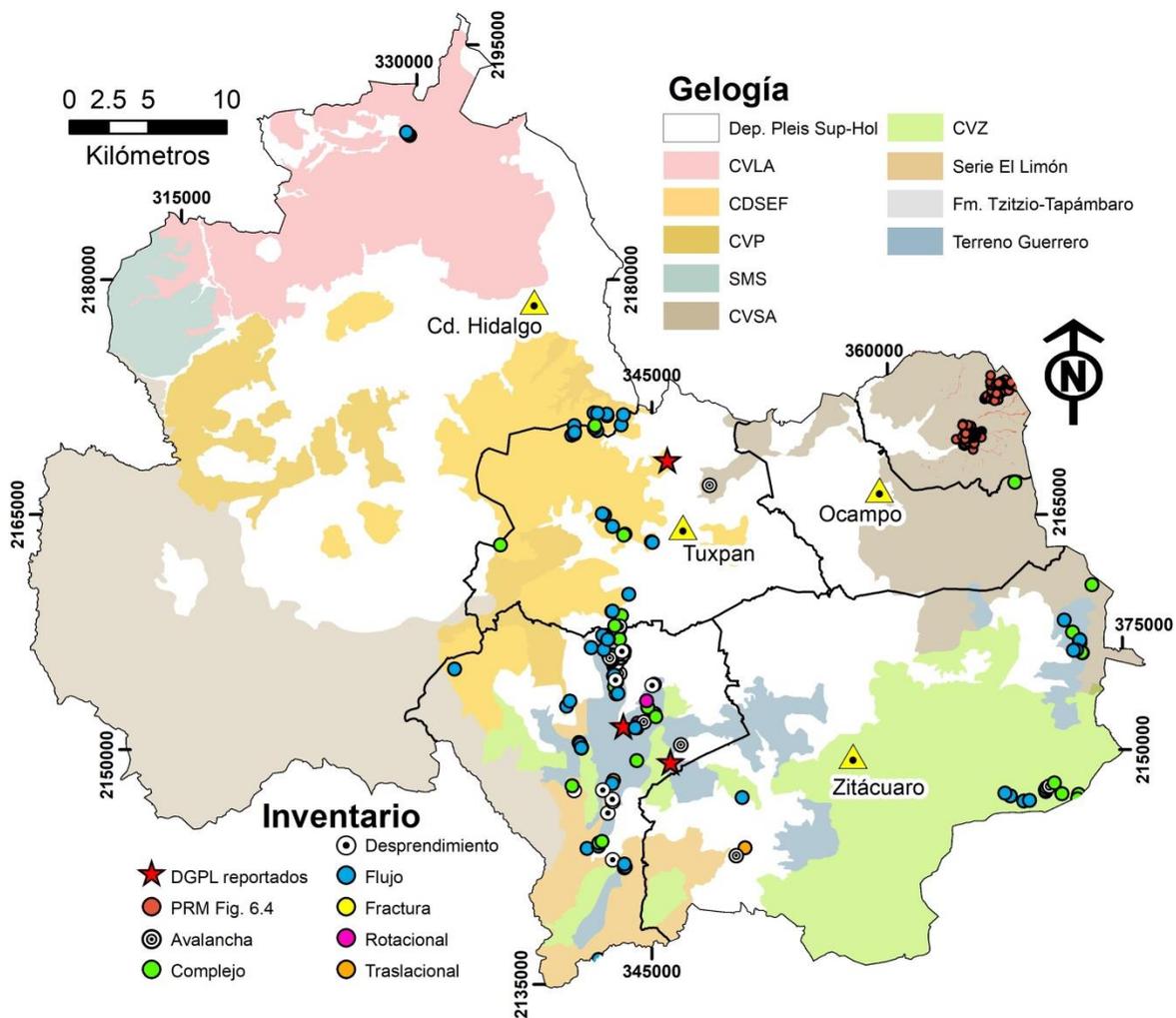


Figura 6.2 Inventario de PRM elaborado a partir del archivo histórico de imágenes satelitales de Google Earth. La geología regional de la figura 2.2 se simplificó con fines visuales. CDSEF: Complejo Dómico Sierra El Fraile. CVLA: Complejo Volcánico de Los Azufres. CVP: Complejo Volcánico de Pucuat. CVSA: Complejo Volcánico Sierra de Anganguero. CVZ: Complejo Volcánico de Zitácuaro. SMC: Sierra de Mil Cumbres.

La distribución de los usos de suelo en la región permite determinar las zonas en las que el análisis PSI tendrá mayor éxito. De esta forma, las zonas con vegetación densa (i.e. bosques, selva, vegetación secundaria arbórea, agricultura permanente de riego y de temporal) tendrán una menor densidad de resultados. Por el contrario, en los 608 km² (25.5% del área) correspondientes a las categorías de asentamientos humanos, agricultura de riego anual, pastizal inducido y vegetación secundaria arbustiva-herbácea de bosque y selva, habrá mayor posibilidad de recuperar información.

6.5 Inventario regional

El inventario de PRM en los municipios de Hidalgo, Jungapeo, Ocampo, Tuxpan y Zitácuaro permitió identificar 144 casos a través de Google Earth (Fig. 6.2) y otros 320 en Angangueo con la revisión bibliográfica (Fig. 6.4). Regionalmente, los PRM se concentran en los municipios de Angangueo (320 casos), Jungapeo (84 casos), Tuxpan (23 casos) y Zitácuaro (27 casos).

Los PRM en Jungapeo, Tuxpan y Zitácuaro comprenden 7 categorías (Fig. 6.3). La inestabilidad de ladera más recurrente son los flujos de detritos (49%), seguido de deslizamientos complejos (28%), zonas de desprendimiento (10%) y avalanchas (8%).

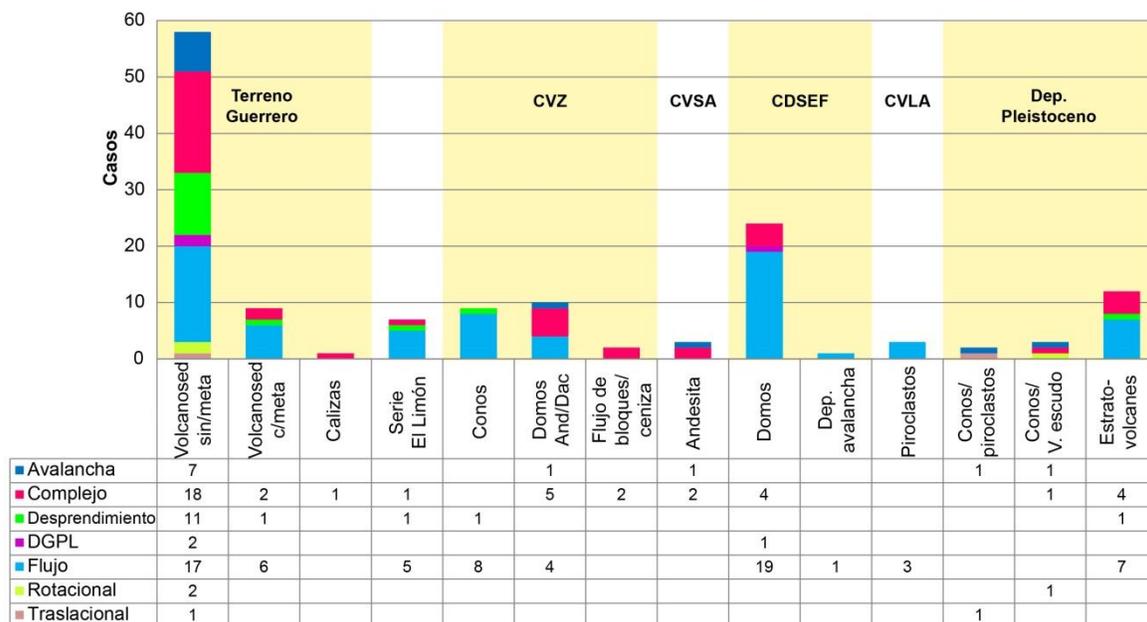


Figura 6.3 Relación entre las clases de PRM y su ocurrencia de acuerdo al tipo de litología en el Oriente de Michoacán. Referirse a la figura. 6.2 para abreviaturas.

La mayoría de las inestabilidades se desarrollan sobre litología (Fig. 6.3) perteneciente al Terreno Guerrero (68 casos), el Complejo Dómico Sierra del Fraile (25 casos), el Complejo Volcánico de Zitácuaro (21 casos) y depósitos del Pleistoceno (17 casos). En específico, dentro de las más afectadas, destacan unidades vulcano-sedimentarias sin metamorfismo, domos y estratovolcanes.

El municipio de Angangueo representa un caso especial dentro de la zona de estudio. Después de los flujos de detritos que afectaron la cabecera municipal en febrero de 2010, se le prestó especial atención a la caracterización del fenómeno y el riesgo asociado. Por lo tanto, el inventario bibliográfico en esta zona comprende 320 casos de PRM desarrollándose sobre la andesita Angangueo (Fig. 6.4). No obstante, el macizo rocoso no fue el afectado, sino que la fuerza de arrastre en el fondo de los ríos, durante el evento de flujos de detritos, generó material granular y la erosión de los taludes, depósitos aluviales y, en menor medida, deslizamientos superficiales aportaron el material limo-arcilloso (Figuroa-Miranda, 2013). De acuerdo con el tipo de mecanismo, los deslizamientos superficiales y los flujos de detritos conforman los PRM más comunes en el municipio (Tabla 6.5).

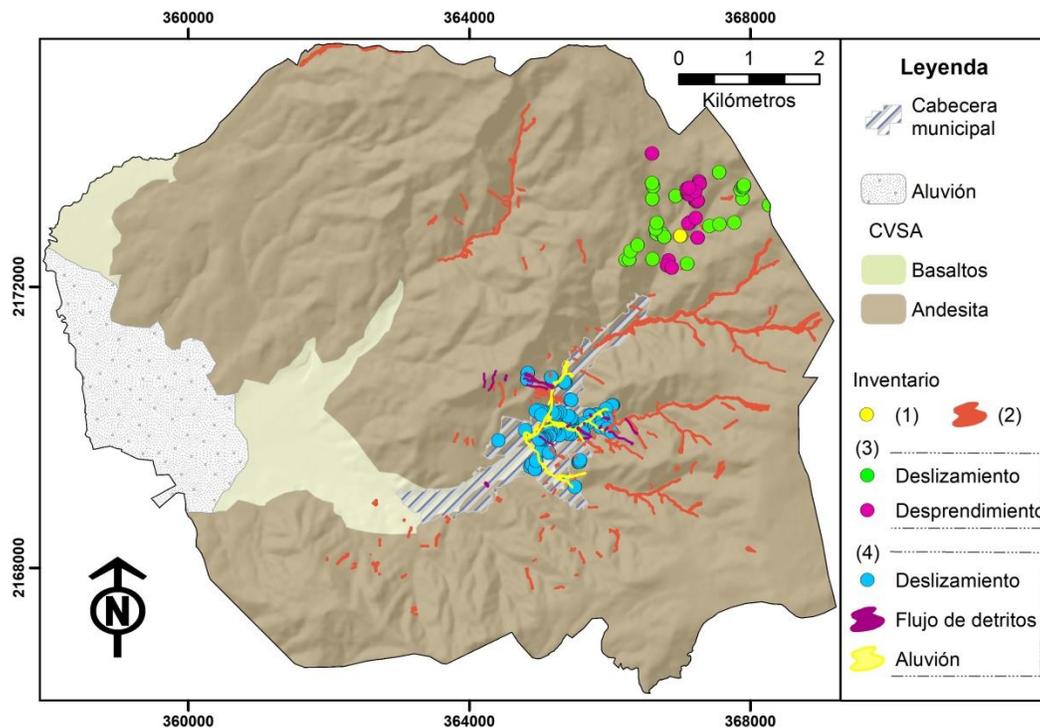


Figura 6.4 Mapa del inventario bibliográfico de PRM en el municipio de Angangueo. CVSA: Complejo Volcánico Sierra de Angangueo. (1) Garduño-Mendoza, 2014; (2) Torres-Fernández, 2014; (3) De la Luz-D'Elia, 2011; (4) Hernández-Madrigal, 2010.

En general, las distintas clases de PRM se desarrollan sobre litología específica, a excepción de los flujos y deslizamientos complejos. En estos dos casos al menos 9 formaciones distintas son afectadas. Sin embargo, la ocurrencia de inestabilidades en unidades específicas podría ayudar a largo plazo a la elaboración de mapas de susceptibilidad regional. Por otro lado, las DGPL reportadas en la región se desarrollan sobre la unidad volcano-sedimentaria sin metamorfismo del Terreno Guerrero y los domos del CDSEF. En consecuencia, puede considerarse que estas unidades y otras similares sean susceptibles a este tipo de inestabilidad en la región.

Por último, la falta de inestabilidades inventariadas en los municipios de Hidalgo y Ocampo se debe principalmente a los insumos utilizados para la elaboración del mapa. Por lo tanto, aunque la

densidad de casos sea muy baja, no se deben de descartar como zonas con potencial de generación de PRM.

Tabla 6.5 Tipos de PRM identificados por distintos autores en el municipio de Angangueo.

Autor	Tipo	Casos
Hernández-Madrigal, 2010	Deslizamiento >50 m ²	81
	Aluvión	3
	Flujo de detritos	18
Luz-D'Elia, 2011	D. traslacionales muy superficiales	25
	Desprendimientos en carretera	19
	Flujo de detritos	1
Garduño-Mendoza, 2014	Deslizamiento	1
Torres-Fernández, 2014	Flujos, d. rotacionales, d. traslacionales	172
Total		320

6.6 Análisis PSI

Las imágenes Sentinel-1 utilizadas para formar el *stack* fueron escogidas de tal forma que hubiera un mes de diferencia entre tomas (Tabla 6.6). Sin embargo, la disponibilidad para los años de 2015 y 2017 no es continua. La imagen maestra para el stack, de acuerdo con la herramienta *InSAR Stack Overview* del programa SNAP, fue la del 17 de noviembre de 2016.

Tabla 6.6 Lista de interferogramas para el área del Oriente de Michoacán, *track* 78. Todas las imágenes esclavas fueron procesadas con respecto a la imagen maestra del 17 de noviembre de 2016. B_{\perp} : línea base perpendicular con respecto a la imagen maestra.

ID	Esclava	B_{\perp}	ID	Esclava	B_{\perp}
1	28-Nov-2014	1 m	14	20-Jul-2016	71 m
2	15-Ene-2015	85 m	15	13-Ago-2016	8 m
3	08-Feb-2015	21 m	16	30-Sep-2016	19 m
4	16-Mar-2015	-66 m	17	24-Oct-2016	-49 m
5	03-May-2015	-84 m	18	11-Dic-2016	15 m
6	31-Ago-2015	25 m	19	28-Ene-2017	-20 m
7	24-Sep-2015	-8 m	20	25-Oct-2017	-63 m
8	23-Nov-2015	34 m	21	30-Nov-2017	6 m
9	10-Ene-2016	23 m	22	24-Dic-2017	-54 m
10	22-Mar-2016	-32 m	23	29-Ene-2018	46 m
11	15-Abr-2016	-40 m	24	22-Feb-2018	17 m
12	09-May-2016	-25 m	25	30-Mar-2018	22 m
13	02-Jun-2016	3 m	26	11-Apr-2018	-44 m

El resultado inicial arrojó un total de 31,084 DP (dispersor permanente) identificados (Tabla 6.7). A este conjunto de puntos se le aplicó el post-procesamiento para filtrar aquellos DP con características cinemáticas y geométricas no aptas para su interpretación final. Como resultado, solo 1,055 puntos fueron retenidos, de los cuales solo 71 presentan una cinemática lineal o no lineal. La densidad de puntos preservados al final de este procesamiento es extremadamente bajo, por lo tanto,

se optó por integrar aquellos con un valor RIndex entre 0 y $\sin\theta$. Aunque la localización de estos DP con respecto a la geometría de la ladera y la visión del sensor no es la óptima, los 107 DP extras sirven como un apoyo en la interpretación de las zonas potencialmente anómalas detectadas en el conjunto de puntos principal.

Tabla 6.7 Poblaciones y velocidades de los retro-dispersores durante cada etapa del análisis.

V_{Los}	
PS total	31084
Vel mín (mm/año)	-12.49
Vel max (mm/año)	15.84
Filtros	
PS después de filtro 2mm	12126
PS después de filtro pendiente	6783
PS negativos con $V_{slope} (\beta > 0.3)$	2495
PS con $RIndex > \sin\theta$	1055
V_{slope}	
PS total	1055
Vel mín (mm/año)	-2.02
Vel max (mm/año)	-32.11
PSTime	
PS sin correlación	984
PS lineal	58
PS no lineal	13

Como era de esperar, el uso de suelo donde se presenta la mayor incidencia de DP son los asentamientos humanos y las zonas con agricultura (en especial de temporal anual), seguidos de los usos de suelo con cobertura vegetal más densa (vegetación secundaria, pastizales y bosque; Fig. 6.5). No obstante, al hacer un reconocimiento visual, es evidente que una cantidad considerable de puntos, en zonas clasificadas con vegetación densa y agrícola, en realidad proviene de pequeñas construcciones que no fueron cartografiadas debido a la escala del uso de suelo.

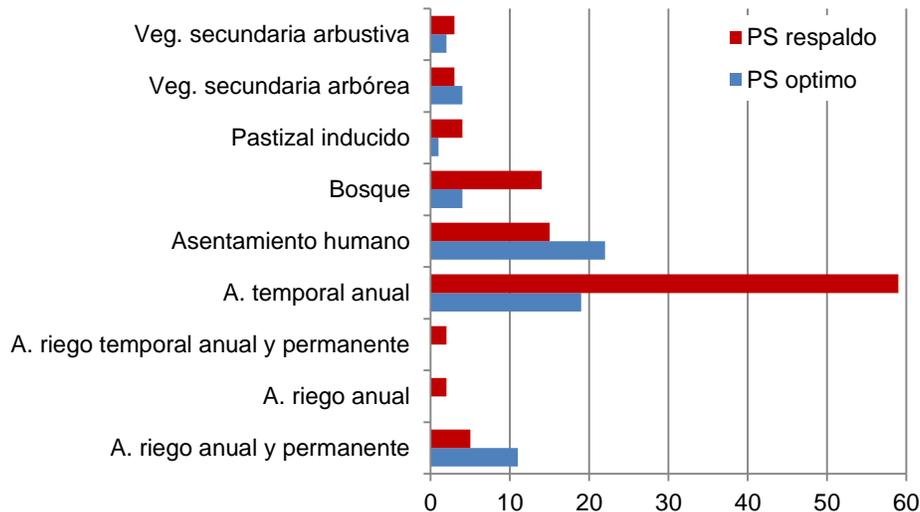


Figura 6.5 Población de DP después del filtrado y su relación con el uso de suelo.

Por otro lado, las unidades geológicas afectadas concuerdan con aquellas señaladas en el inventario regional del apartado anterior. Cerca del 80% de los DP óptimos y de respaldo provienen de litología perteneciente a los depósitos del Pleistoceno y el Complejo Volcánico de Zitácuaro (Tabla 6.8). En específico, los productos piroclásticos, conos de escoria y depósitos aluviales aportan zonas con una mayor densidad de puntos.

Tabla 6.8 Población de los dispersores permanentes con respecto a la geología.

	Unidad	DP óptimo	DP respaldo
Dep. Pleistoceno	Basaltos	0	3
	Domos Riolita/Dacita	0	1
	Piroclastos	5	18
	Conos/V. Escudo	3	1
	Dep. aluviales y coluviales	5	19
CVLA	Piroclastos	1	12
	Domos Zinapécuaro	2	7
CDSEF	Domos	3	8
CVZ	Domos Dacíticos	0	2
	Flujo de bloques/ceniza	5	3
	Dep. caída	1	0
	Lavas andesíticas	0	2
	Domos Dacita/Andesita	2	3
	Conos y piroclastos	35	26
	Andesitas y Domos	0	2
Terreno Guerrero	Secuencia vulcano-sedimentaria	1	0

A pesar de la baja cantidad de DP obtenidos, se pudo establecer 6 áreas potencialmente anómalas (Figs. 6.6 y 6.7). Además, se añadió una séptima por encontrarse en una zona residencial importante, aunque no cumplió con el criterio de 50 m entre puntos para formar un *cluster*.

Caso 1

La primera área potencialmente anómala se localiza en el municipio de Hidalgo, específicamente en el campo geotérmico de Los Azufres. Este primer caso corresponde al pozo de producción de gas número 16AD cerca de la intersección entre la falla normal Los Azufres y la falla inferida Agua Ceniza (Fig. 6.6 a-1). El uso de suelo cae en la categoría de Bosque de Pino y geológicamente se sitúa en la riolita Agua Fría. La velocidad V_{slope} varía de -6 a -27 mm/año y el comportamiento cinemático es lineal. La ladera tiene un echado hacia el noreste y la pendiente varía de los 11 a los 12°. En este caso, los DP parecen estar ligados a la infraestructura del pozo y la deformación a la producción de gas del sistema geotermal, más que a una DGPL.

Caso 2

El segundo caso también se encuentra dentro del campo geotérmico de los Azufres, sobre el espejo de la falla Agua Fría (Fig. 6.6 a-2). Este lugar es clasificado como una zona con manifestaciones superficiales, sin que se especifique el tipo. El uso de suelo y la geología tienen las mismas

categorías que el primer caso. La ladera tiene una orientación hacia el norte con pendientes entre los 32 a los 34°. Por su parte, los DP se localizan entre los 2930 a 2950 m.s.n.m., dentro de una franja de terreno sin vegetación de 365 m de longitud y un ancho que varía de los 40 a los 10 m. La velocidad V_{slope} tiene un rango de -6 a -27 mm/año y una tendencia lineal. Tomando en cuenta las curvas de nivel, los productos derivados del MDE (sombreado y pendientes), así como las imágenes históricas de Google Earth, la inestabilidad parece corresponder a una zona desprendimiento y acumulación de detritos. Sin embargo, no hay evidencia morfológica que apunte a la presencia de un cuerpo inestable de mayor tamaño.

Caso 3

La tercera área potencialmente anómala se ubica en la colonia Mirador de Dolores en el límite sur de ciudad Hidalgo (Fig. 6.6 b-3). La ladera en esta zona tiene una pendiente suave de 6 a 7° con una dirección N-NE. El uso de suelo es urbano y la litología corresponde a depósitos fluvio-lacustres. La velocidad V_{slope} varía de -3 a -5 mm/año con una tendencia lineal. Según lo observado en las imágenes históricas de Google Earth, en la zona existían cárcavas y aún no estaba desarrollada en 2001. Para 2011 la cimentación de casas ya estaba avanzada, continuando rápidamente hasta la actualidad. En este caso, se considera que los DP están ligados a las construcciones del lugar y el movimiento al asentamiento del terreno o un *creep* natural.

Caso 4

El cuarto caso se localiza al oeste de la colonia Llano del Ejido, también al sur de ciudad Hidalgo (Fig.6.6 b-4). Geológicamente la zona se desarrolla sobre los domos riolíticos del Complejo Dómico Sierra El Fraile y el uso de suelo se clasifica como agricultura de temporada anual. La ladera tiene una dirección NNE, con pendientes de 8 a 9°. Las velocidades V_{slope} varían de -6 a -32 mm/año con una tendencia lineal. Los DP en este lugar se localizan en zonas desprovistas de vegetación y con desarrollo de cárcavas. Por lo tanto, la deformación en el lugar está ligada a un proceso de erosión hídrica o *creep* y no a una DGPL.

Caso 5

La quinta área potencialmente anómala se ubica a 1.3 km al NNW de la localidad Rincón de Escobedo, municipio de Hidalgo (Fig. 6.6 c-5). El uso de suelo en la zona es vegetación secundaria arbórea de bosque de pino-encino y la litología corresponde a conos de escoria y flujos piroclásticos del Pleistoceno. La ladera tiene un echado al SW con pendientes de 11 a 14°. Por su parte las velocidades V_{slope} tienen un rango de -8 a -12 mm/año con una tendencia no lineal. Estos DP se localizan sobre la colada de un cono de escorias y las zonas circundantes (<100 m) presentan formación de cárcavas. Aunque la velocidad promedio no difiere significativamente en el conjunto de puntos, la tendencia es discontinua con una desaceleración abrupta de 23-31 mm/año a partir de octubre-noviembre de 2016. Si bien los comportamientos no lineales suelen asociarse a depósitos de deslizamiento o sus áreas circunvecinas, en este caso no existen estructuras morfológicas a los que puedan ser ligados. En todo caso, la presencia de las cárcavas y el depósito del cono en sí, da razón de una deformación por erosión hídrica o *creep* como en los casos anteriores.

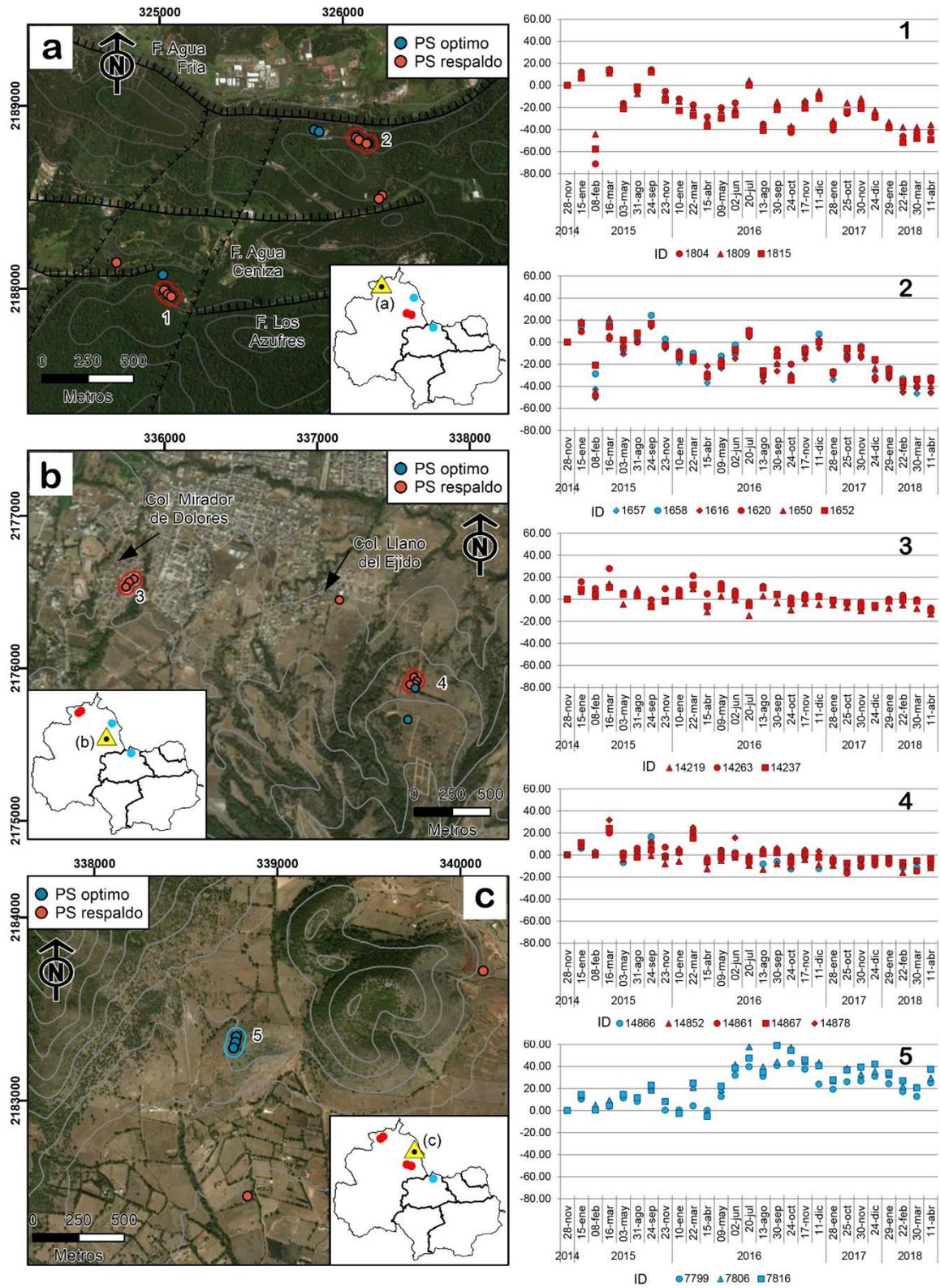


Figura 6.6 Conjuntos de puntos clasificados como zonas potencialmente anómalas. Desplazamiento en LOS (mm).

Caso 6

El sexto caso se encuentra al noroeste del poblado de Acúmbaro, municipio de Tuxpan (Fig. 6.7 d-6). La litología en este lugar corresponde a conos de escoria y depósitos de flujos piroclásticos del Pleistoceno, mientras que el uso de suelo es agricultura de temporal anual. La ladera tiene pendientes de 9 a 13° con inclinación hacia el SW. Las velocidades V_{slope} varían de -11 a -15 mm/año con una tendencia lineal. Las imágenes satelitales muestran cierto grado de deterioro del terreno, con tenues zonas de desarrollo de escurrimientos, pero sin la existencia de cárcavas o alguna otra estructura morfológica que indique una inestabilidad ligada a un PRM o proceso erosivo intensivo. Además, la tendencia lineal y velocidades alcanzadas indican que los DP en este sitio probablemente responden a un proceso de erosión hídrica o *creep*.

Caso 7

El séptimo caso se ubica en la colonia La Palma al norte de la ciudad de Zitácuaro (Fig. 6.7 e-7). El uso de suelo es urbano y la litología corresponde a conos de escoria y depósitos de flujos piroclásticos del Complejo Volcánico de Zitácuaro. La ladera tiene una pendiente hacia el SW con inclinaciones de 6 a 18°. Por su parte, las velocidades V_{slope} tienen un rango de -3 a -6 mm/año con tendencias lineales y no lineales. Los DP en este lugar se encuentran separados por más de 100 m y no cumplieron con la regla de proximidad para formar un *cluster* anómalo. Aunque la localización y características morfológicas de la ladera la convierten en un sitio de interés, la deformación acumulada en el lugar alcanza apenas los 20 mm durante el periodo de estudio. Además, los DP con una tendencia no lineal presentan una aceleración de entre 8 a 12 mm/año a partir de agosto de 2016 y enero de 2017. La variedad de tendencias y distintas fechas de aceleración, evidencian una deformación que no se puede ligar a un fenómeno natural, sino que más bien parece estar relacionada con el proceso de desarrollo urbano en la zona (asentamiento de terreno).

6.7 Discusión

Los Procesos de Remoción en Masa son fenómenos que han causado numerosas pérdidas humanas y materiales en el estado de Michoacán (EEXCO, 2012). Uno de los factores condicionantes principales en el desarrollo de estos fenómenos es la diversidad litológica de la región. Por un lado, todas las formaciones pre-Miocénicas (Terreno Guerrero, Serie El Limón y formaciones Tzitzio-Patámbaro) presentan un grado de intemperismo significativo, además de plegamiento y metamorfismo según la unidad. De igual forma, las estructuras y depósitos volcánicos de la FVTM son susceptibles a ser focos generadores de PRM, ya sea debido a su naturaleza (conos de escoria y depósitos de ceniza, piroclastos, bloques y de avalancha), las alteraciones debido al hidrotermalismo y actividad geotérmica (CVLA y CVA), así como el fracturamiento y actividad de los distintos sistemas de fallas que afectan la región. Para evaluar adecuadamente el rol de la litología con respecto a la susceptibilidad por PRM es necesaria una cartografía geológica con una escala mayor a 1:25,000 (Henriques et al., 2015). Aunque la escala del mapa geológico utilizado en este trabajo es muy pequeña para llevar a cabo esta labor (1:250,000), la ocurrencia de los PRM inventariados se encuentra bien constreñida a unas cuantas unidades (Fig. 6.3). Por lo tanto, se puede prestar una atención puntual a la cartografía a detalle de esas zonas.

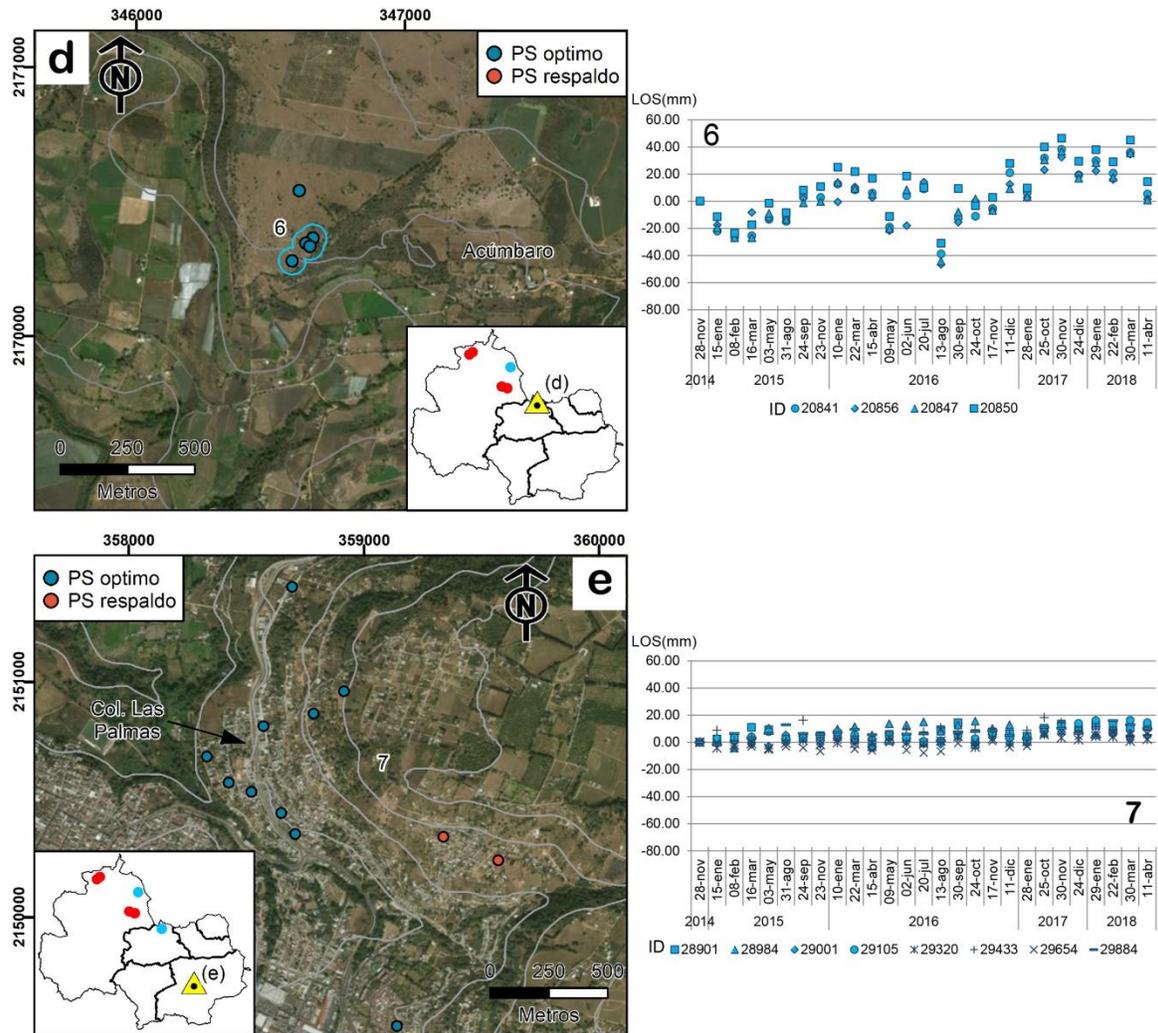


Figura 6.7 Continuación de los casos clasificados como zonas potencialmente anómalas. Desplazamiento en LOS (mm).

La diversidad de PRM que se desarrolla en el Oriente de Michoacán es importante, por lo tanto debe ser considerada una región de especial interés para el desarrollo y aplicación de metodologías de detección, monitoreo y modelización. En este sentido, con la aplicación de PSI se tiene la ventaja de realizar un estudio a escala regional, con bajo costo y enfocado a procesos que no serían factibles de analizar con otras técnicas (e.g. DGPL, subsidencia, asentamiento en cimentaciones o movimientos anuales en acumulaciones de detritos) q. No obstante, la presencia de vegetación densa limita significativamente el resultado PSI al número de zonas con afloramiento de rocas o pequeñas estructuras civiles que actúen como DP.

En el caso del Oriente de Michoacán, más del 70% de la zona de estudio se encuentra cubierta por vegetación densa. Tomando en cuenta el número original de DP obtenidos (31,084) y el área que abarcan esos usos de suelo, la densidad inicial fue de 3-21 DP/km². De forma similar, los usos de suelo con vegetación menor (arbustiva, herbácea y pastizales) tuvieron entre 8-20 DP/km² y las zonas agrícolas de 12-22 DP/km². Por su parte, las cabeceras municipales alcanzaron una densidad

de 518 DP/km². De acuerdo con Colesanti y Wasowski (2006), estas densidades son las esperadas para que un análisis PSI sea viable. Por otro lado, la litología parece jugar un papel importante en relación con la densidad de DP en zonas con alta cobertura vegetal. La presencia de estructuras volcánicas y sus depósitos generan afloramientos de roca expuesta y acumulación de bloques o detritos. Aunque la clasificación del uso de suelo no contenga estas categorías, la mayoría de los DP en zonas boscosas y selvas provienen de este tipo de reflectores. Las pequeñas poblaciones y rancherías distribuidas en la región también juegan un papel sustancial en la densidad de DP, principalmente en zonas agrícolas. Este tipo de estructuras tampoco se encuentran cartografiadas, sin embargo, gran cantidad de los DP en zonas agrícolas provienen de ellas.

Los filtros y análisis adicionales redujeron un 97% la cantidad original de DP. No obstante, la aplicación de esta metodología permite la identificación de zonas potencialmente anómalas, en donde una interpretación a detalle puede ser llevada a cabo. De los siete casos analizados, tres corresponden a sitios con problemas de asentamiento en infraestructuras (casos 1, 3 y 7), principalmente en zonas de reciente desarrollo urbano. Otros tres casos (4, 5 y 6) se relacionan a problemas de erosión hídrica y *creep*. Tanto los problemas de asentamiento como los de erosión hídrica, son fenómenos que pueden seguir siendo monitoreados gracias a su detección. En especial, la aplicación de PSI para el estudio de cárcavas podría ser relevante para el estado, ya que actualmente 2182 km² de su superficie sufre de erosión severa con formación de este tipo de estructuras (SEMARNAT y CONAFOR, 2014). Únicamente el caso número 2 puede relacionarse a una zona de inestabilidad de laderas, condicionada por la actividad del campo geotérmico Los Azufres.

Ninguna de las zonas anómalas detectadas tiene características morfológicas que indiquen la presencia de una DGPL. No obstante, tampoco se obtuvo información de DP en ninguno de los casos reportados (La Cantera, Jungapeo y Las Pilas). En este sentido, los casos de Jungapeo se localizan en valles relativamente estrechos con un uso de suelo de monocultivos perenes. La geometría de adquisición que se escogió para este análisis (ascendente) tuvo por objetivo el disminuir las distorsiones geométricas que pudiera ocasionar la geomorfología del lugar con respecto a la línea de visión satelital. Los valores de visibilidad (R-Index) en ambos sitios varía entre 0.58 y 1, considerados idóneos. Sin embargo, la cobertura agrícola perene (huertas de guayaba y chayote) recrea condiciones similares a las de un bosque o selva, en donde los mecanismos de retro-dispersión (volumétrico) crean una decorrelación temporal significativa. Aunque las dos laderas tienen una gran cantidad de acumulación de bloques, la reflectividad (amplitud y fase) que constituye cada pixel en una imagen SAR es el resultado de la suma de las contribuciones de los retro-dispersores dentro de la celda. Cuando la señal del radar interactúa con la vegetación, crea un mecanismo de dispersión volumétrico en donde la fase es aleatoria y distinta para cada toma subsecuente. Por lo tanto, mientras mayor sea la contribución de la decorrelación temporal a la fase interferométrica, menor será la coherencia. Si el pixel en cuestión no es estable (coherente) durante el periodo de tiempo analizado, entonces es rechazado para su análisis. Esto explica en gran medida la falta de DP en las DGPL previamente identificadas y también la falla en la detección de nuevos casos.

Todas las variaciones de la técnica original PSI funcionan como métodos de medición oportunistas, es decir, solo se puede medir deformación si hay DP disponibles y si su fase es coherente en el

tiempo (Crosetto et al., 2010). Una forma de solventar este tipo de desventajas es a través del uso de plataformas con mejor resolución o distinta banda. En el primer caso, plataformas como TerraSAR-X y COSMO-SkyMed, con resoluciones menores a 5 m, tienen una capacidad de muestreo significativamente mayor en comparación con ENVISAT o ERS (resolución de 20 por 4 m; Cigna et al., 2014; Crosetto et al., 2010). Por lo tanto, mientras mayor sea la resolución, mayor será la posibilidad de medir DP distintivos dentro de un pixel. No obstante, estas plataformas trabajan en la banda X, por lo que son más susceptibles a decorrelaciones temporales y atmosféricas, en comparación de los sensores que utilizan frecuencias menores. En este sentido, se considera que las plataformas ALOS (banda L) son más apropiadas para estudios en áreas con vegetación dispersa y zonas con roca expuesta (Bianchini et al., 2013). Aunque el uso de estos sensores también permite el monitoreo de deformaciones más rápidas, la desviación estándar también se incrementa proporcionalmente, reduciendo los desplazamientos mínimos detectables (Colesanti y Wasowski, 2006). En el caso de la zona de estudio, la disponibilidad de imágenes ALOS es limitada, con menos de 15 por *stack*. Aunque en un ensayo preliminar se utilizaron estos recursos, el tamaño del *stack* no fue óptimo y los resultados PSI se desecharon.

6.8 Conclusiones

En este capítulo se describieron los resultados de la aplicación de la técnica PSI en el Oriente de Michoacán. En esta región ocurre una gran diversidad de PRM ligados principalmente a la variedad y condición litológica de los distintos complejos y formaciones. Los flujos de detritos son las principales inestabilidades de ladera, seguido de deslizamientos complejos, zonas de desprendimiento y avalanchas.

Por su parte, los resultados PSI sufrieron una fuerte decorrelación temporal provocada por el uso de imágenes de banda C en zonas con cobertura vegetal densa. La incapacidad de la señal para penetrar el follaje y la resolución de la imagen son parámetros fundamentales para evaluar DGPL en este tipo de ambientes. La aplicación de la técnica en investigaciones futuras deberá sopesar este tipo de desventajas al momento de escoger la plataforma adecuada para los alcances del proyecto.

A pesar de las dificultades anteriores, se detectaron 6 zonas anómalas relacionadas a problemas estructurales en asentamientos humanos de reciente desarrollo y formación de cárcavas por erosión hídrica severa. Dado que este tipo de fenómenos son importantes en la planeación urbana y el aprovechamiento del territorio, es importante que se siga un monitoreo en estos lugares con el fin de mitigar o prevenir su expansión. Por otro lado, los filtros y análisis del post-procesamiento disminuyen drásticamente la cantidad de DP para la interpretación final. No obstante, esta se vuelve más fácil al enfocarse en los puntos y, en consecuencia, a las zonas anómalas cuyas características geométricas, de visibilidad y cinemática sean las mejores con respecto a la plataforma satelital.

Por último, debido al alcance de los resultados, es imposible asegurar que no existan otros casos de DGPL en la región. Por lo tanto, es necesario buscar técnicas alternativas o utilizar otras plataformas con bandas y resoluciones distintas a Sentinel-1.

Capítulo VII. Caracterización geomorfológica y análisis PSI (*Persistent Scatterer Interferometry*) de la DGPL Cañón de Yerbabuena, Ahualulco, San Luis Potosí

7.1 Introducción

Los estudios sobre procesos de remoción en masa (PRM) en la Mesa Central, dentro del estado de San Luis Potosí, son escasos. Los pocos estudios existentes se enfocan en inestabilidades someras (zonas de desprendimiento, vuelcos y flujos de escombros) en la parte centro-noroeste de la Sierra de San Miguelito, al surponiente de la capital (Puente-Castillo, 2014). No obstante, la región consta de una historia tectónica compleja, en donde se conjugan al menos tres sistemas de fallas con distinto régimen, reactivación de estructuras y formación de complejos volcánicos. Como resultado, las cadenas montañosas presentan pendientes elevadas y la litología un fracturamiento intenso; además de erosión intensa debido a la escasez de vegetación. Estas características no solo funcionan como factores condicionantes para los PRM estudiados hasta ahora en la región, sino que también predisponen el desarrollo de inestabilidades más complejas y de mayor dimensión como las Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL).

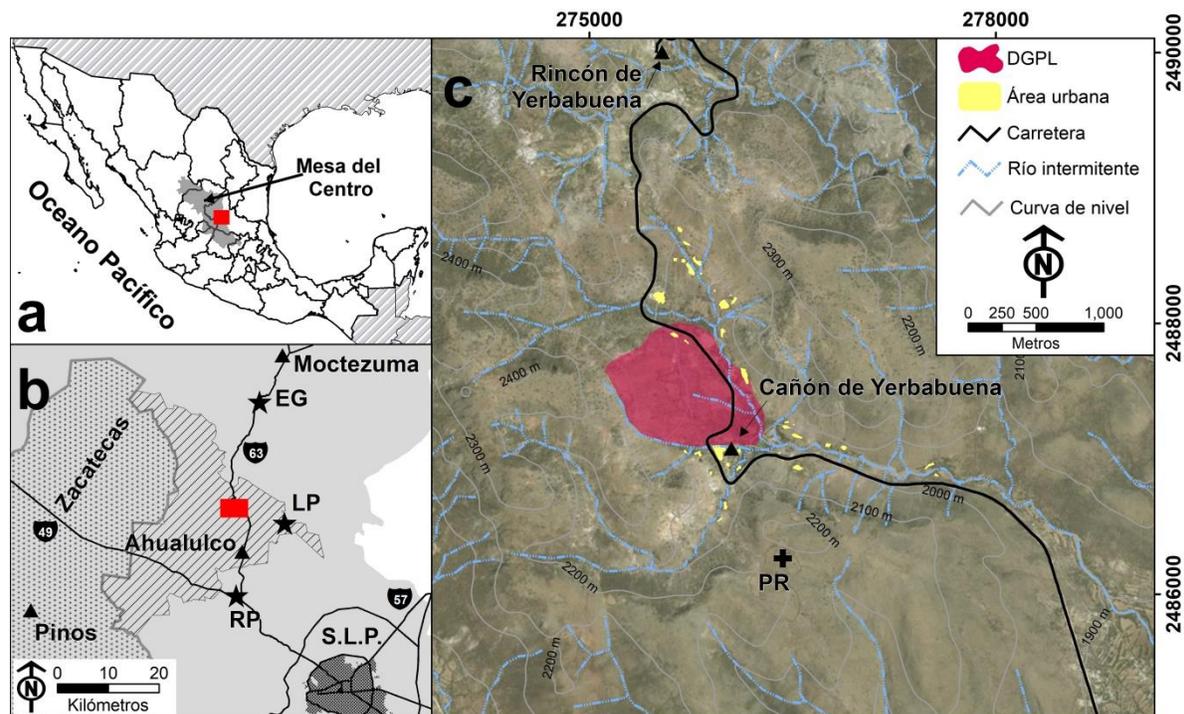


Figura 7.1 Localización general de la zona de estudio (recuadro rojo), (a) con respecto a México y (b) el estado de San Luis Potosí. (c) Extensión y localización de la DGPL Cañón de Yerbabuena. Las estrellas en (b) representan la ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis pluviométrico: EG- El Grito, LP- Los Pilares y RP- Rincón del Porvenir. La cruz en (c) representa el punto de referencia (PR) utilizado en el análisis PSI.

Por ejemplo, a partir de la década de los 90's, un tramo importante de la carretera federal no. 63, a la altura de la comunidad Cañón de Yerbabuena, en el municipio de Ahualulco (S.L.P.), comenzó a recibir reparaciones regulares como respuesta a la deformación de la carpeta asfáltica (Fig. 7.1). Pallares-Ramos (2001) asoció estos daños a la presencia de un cuerpo inestable, sin especificar su

dimensión o clasificación, y mencionando la pérdida de soporte al pie de la ladera como detonante del fenómeno. En 2005, la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT) solicitó un estudio geotécnico a una empresa privada para dar solución al problema (Sánchez-Solís, comunicación personal, 20 de agosto de 2018). Sin embargo, este solo se enfocó al tramo de la carpeta asfáltica afectada, sin tomar en cuenta la causa real de los daños.

La geomorfología, dimensión y afectaciones indican que en la ladera existe una DGPL. En consecuencia, la caracterización del fenómeno es necesaria para establecer adecuadamente su clasificación, así como los factores condicionantes y detonantes que promueven la deformación. Esto no solo permitirá la comprensión de un fenómeno que lleva afectando la región por más de 29 años, sino que también aportará información sobre las DGPL en el país. Para ello se realizó el inventario y análisis de los rasgos geomorfológicos y PRM colaterales en la ladera. Se analizó la influencia de las lluvias, además de aplicarse un análisis PSI (*Persistent Scatterer Interferometry*) para identificar las zonas propensas a mayor deformación, así como la velocidad del desplazamiento.

7.2 Metodología

Las características generales de la ladera se obtuvieron a través del uso de Google Earth, el modelo digital de elevaciones de INEGI (30 m de resolución) y observaciones en campo. Con esta información se trazó los límites de la DGPL, permitiendo el cálculo de sus dimensiones y volumen del material rocoso involucrado. La descripción del método utilizado para el cálculo del volumen se describe a detalle en el anexo A.

El análisis morfológico se apoyó en el uso de las imágenes satelitales del acervo histórico de la plataforma Google Earth (años 2002, 2010 y 2017). Esto permitió elaborar un mapa geomorfológico preliminar, así como la delimitación de las zonas agrícolas y urbanas, que después fueron detallados y corroborados con trabajo de campo. Como resultado se identificaron escarpes principales y secundarios, cuerpos de deslizamientos, grietas de tensión y zonas de desprendimiento activas.

Tabla 7.1 Información general de las estaciones climatológicas utilizadas en el análisis pluviométrico. Referirse a la fig. 7.1 b para la localización de las estaciones.

	El Grito	Los Pilares	Rincón P.
Distancia	20 km	10 km	20 km
Registro	1960-2016	1962-2008	1990-2016
Años útiles	37	30	24

Para el análisis del régimen pluviométrico se utilizaron las tres estaciones climatológicas más cercanas al caso de estudio (Fig. 7.1 b). Los datos fueron proporcionados por CONAGUA S.L.P. (Tabla 7.1). Para el cálculo de lluvia acumulada mensual solo se utilizaron aquellos años con información en todos los meses, lo que redujo la cantidad de datos útiles. Con la finalidad de encontrar alguna correlación entre el comportamiento pluvial y el registro de reparaciones de la

carretera, se utilizaron datos de lluvia acumulada mensual a partir de 1988, eliminando aquellos meses con inconsistencias.

En el análisis InSAR se utilizaron 27 imágenes Sentinel-1 de geometría descendente, abarcando el periodo de septiembre 2015 a abril de 2018. La metodología que se empleó fue la descrita en el capítulo 4. El punto de referencia se colocó en las coordenadas UTM zona 14N 276718.3 m E/ 2486467.4 m N, con un radio de 150 m (Fig. 7.1 c). Una vez obtenidas las series de tiempo, se proyectó la velocidad promedio (LOS) a una velocidad con respecto a la ladera (V_{slope}). Además se aplicaron filtros (ver Capítulo 4) para retener aquellos puntos con características apropiadas con respecto a la geometría de la ladera y el comportamiento cinemático de la serie. Una vez finalizado el procesamiento, se analizó el comportamiento espacial y tasa de deformación del conjunto de puntos resultantes. Además, se realizaron dos perfiles en los que se incluyeron los rasgos geomorfológicos y las velocidades (V_{slope}) para una mejor interpretación del fenómeno.

7.3 Localización y afectaciones

La comunidad Cañón de Yerbabuena se localiza en el municipio de Ahualulco, San Luis Potosí, a 12 km al norte de la cabecera municipal por la carretera federal no. 63 (Fig. 7.1). El poblado está constituido por 182 habitantes y 35 viviendas (INEGI, 2010b). Su clima es seco templado con una temperatura media anual de 18°C y precipitación media anual de 300 mm (INEGI, 2009a).

Tabla 7.2 Registros de mantenimiento de la carretera federal 63 en el tramo afectado por la DGPL Cañón de Yerbabuena. Información proporcionada por la SCT (Sánchez-Solís, comunicación personal, 20 de agosto de 2018).

Año	Hecho	Medida implementada
1940	Construcción de la carretera federal 63.	
1990	Desplazamiento lateral de 3.5 m por carril derecho.	Construcción de muro seco de mampostería y construcción de carril izquierdo.
2005	Estudio y proyecto ejecutivo para atender falla geológica del km 21+500 al km 22+200.	
2007	Lluvias atípicas que ocasionan fractura del muro seco de mampostería y destrucción del carril derecho.	Construcción de muro gavión pedraplen de 2 m de profundidad en ambos carriles.
	Falla transversal en km 22+500.	Construcción de pedraplen de 2 m de profundidad y 7 m de largo con un ancho de 1 m.
2012	Desplazamiento, abultamientos y asentamientos en subtramos del km 20+00 al km 22+500	Construcción de berma, bacheo y renivelación
2014	Asentamientos y falla en la alcantarilla tipo bóveda.	Bacheos, corrección de asentamientos y renivelaciones; así como la construcción de alcantarilla con tubo ADS de 150 cm.

La DGPL afecta a la carretera federal no. 63 entre los kilómetros 21+400 y 22+600. Esta vía de transporte tiene una longitud total de 172 km y fue construida en 1940. Aunque existen evidencias de deslizamientos colaterales dentro de la masa afectada por la DGPL, no queda claro si la inestabilidad se encontraba activa o en un estado durmiente antes de la construcción de la carretera.

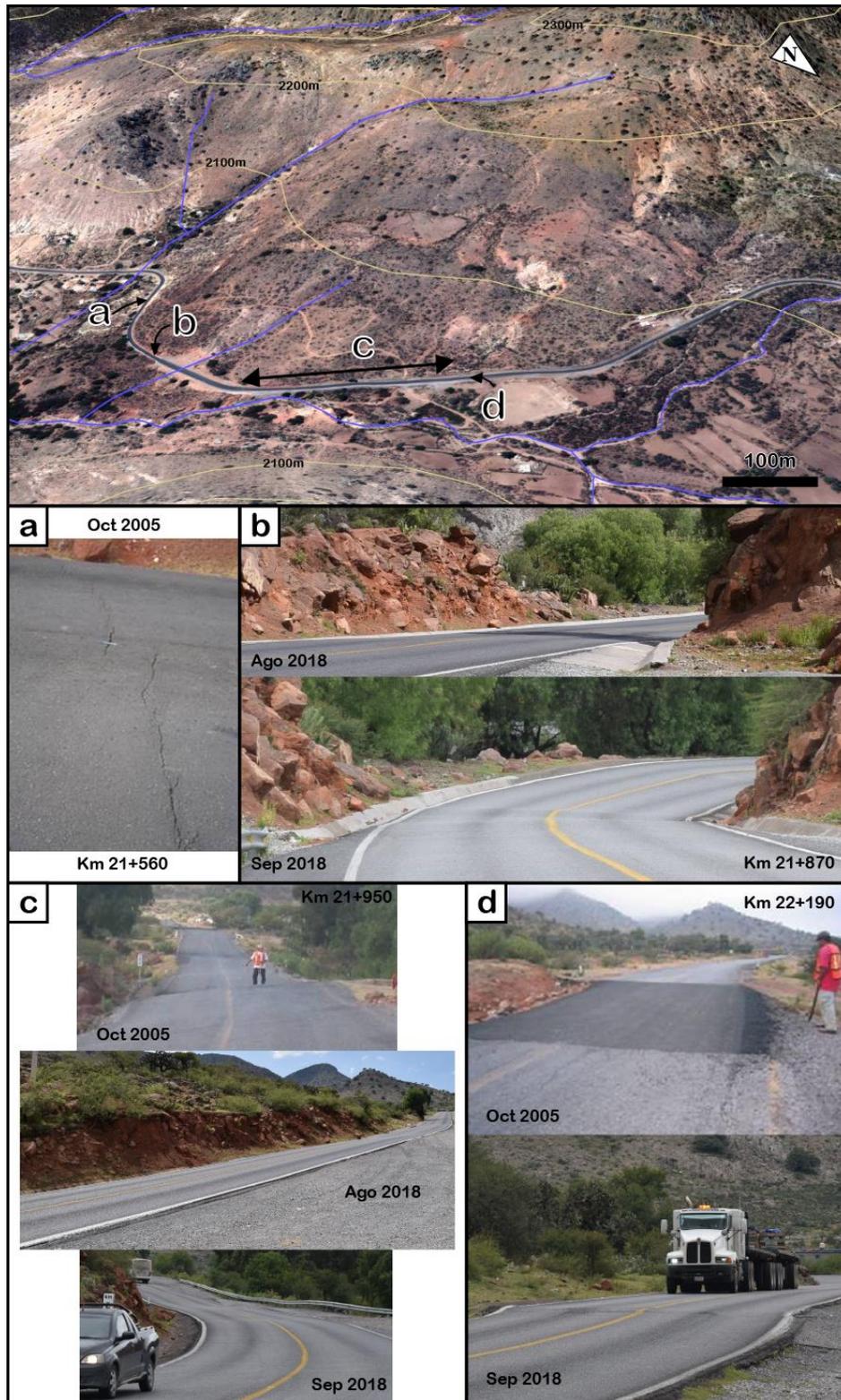


Figura 7.2 Localización de las principales afectaciones en la carretera federal 63. Las imágenes de 2005 fueron tomadas del estudio geotécnico realizado por la empresa GECCSA Ingeniería, S.A. de C.V, por encargo de la SCT.

Según los registros de mantenimiento realizados por la SCT, en 1990 se realizó el primer intento para corregir la deformación en la vialidad (Tabla 7.2). Para 2005 se pidió un estudio geotécnico a la empresa GECCSA Ingeniería, S.A. de C.V, con la finalidad de escoger entre dos alternativas para solucionar la problemática del lugar: 1) mantenimiento correctivo sobre el tramo existente o 2) reubicación del tramo carretero afectado. De acuerdo con los resultados, se recomendó a la SCT escoger la opción de realizar reparaciones rutinarias según lo requiriera la vialidad. Después de 2005 se realizaron otros tres trabajos de mantenimiento para atender desplazamientos laterales, abultamientos, asentamientos y fracturas en el asfalto, cunetas, bordillos y obras de drenaje (Tabla 7.2).

Existen cuatro zonas con afectaciones recurrentes en la vialidad (Fig. 7.2). En especial, tres de ellas (Fig. 7.2 a, b y d) parecen marcar los límites de la masa rocosa que se encuentra activa, formando recurrentemente fracturas y desplazamientos laterales en el asfalto. Si bien el estudio de 2005 planteó una solución económicamente viable al problema de las deformaciones en la carretera, no se tomó en cuenta la extensión, causas, naturaleza o peligrosidad real del fenómeno.

7.4 Geología local

Litológicamente, la DGPL comprende parte del vulcanismo Oligocénico del Complejo Volcánico de Aqualulco (Fig. 7.3 b). Aflorando hacia el flanco izquierdo en la parte central de la DGPL se localiza un escarpe con rocas de la Latita Portezuelo. En muestra de mano, esta tiene un color rojo óxido en roca sana que intemperiza a un morado oscuro. Su matriz es afanítica y su textura inequigranular y porfídica. Los fenocristales predominantes son cuarzo anhedral (5%) de hasta 2 mm de ancho y feldespato potásico (5-10%) con formas semi-tabulares de 3 mm de largo. Estratigráficamente es sobreyacida por la riocacita Zapatero, sin embargo, esta queda enmascarada por los distintos depósitos de PRM secundarios en la zona media y baja de la DGPL (apartado 7.5.4). En roca sana la riocacita es de color gris violáceo e intemperiza a un color café rojizo. Su textura es inequigranular y porfídica con una matriz afanítica. Los principales fenocristales son feldespato potásico (25%) con formas semi-tabulares de hasta 3 mm de largo, cuarzo anhedral (>5%) de 2 mm de ancho y ferromagnesianos significativamente oxidados de hasta 2 mm de ancho. Algunos anfíboles son reconocibles por su forma tabular y alcanzan 2 mm de largo. Ambas litologías se encuentran significativamente fracturadas e intemperizadas.

La región donde se localiza Cañón de Yerbabuena se caracteriza por un arreglo en domino de fallas normales, con orientación preferencial NW-SE, que afecta principalmente al vulcanismo Oligocénico (Fig. 7.3 a) y concuerda con la dirección de las estructuras lineales cartografiadas en la DGPL (sección 7.5). El sistema de fallas, además de funcionar como planos para el emplazamiento del vulcanismo, forma secuencias de semigrabens y, en menor medida, grabens estrechos. Por otro lado, aunado al arreglo escalonado, los valles tectónicos se encuentren generalmente truncados. En especial, el valle donde se asienta la DGPL, está limitado por dos fallas con echado hacia el SW formando una pequeña fosa tectónica con una distancia de 2 km entre los parteaguas.

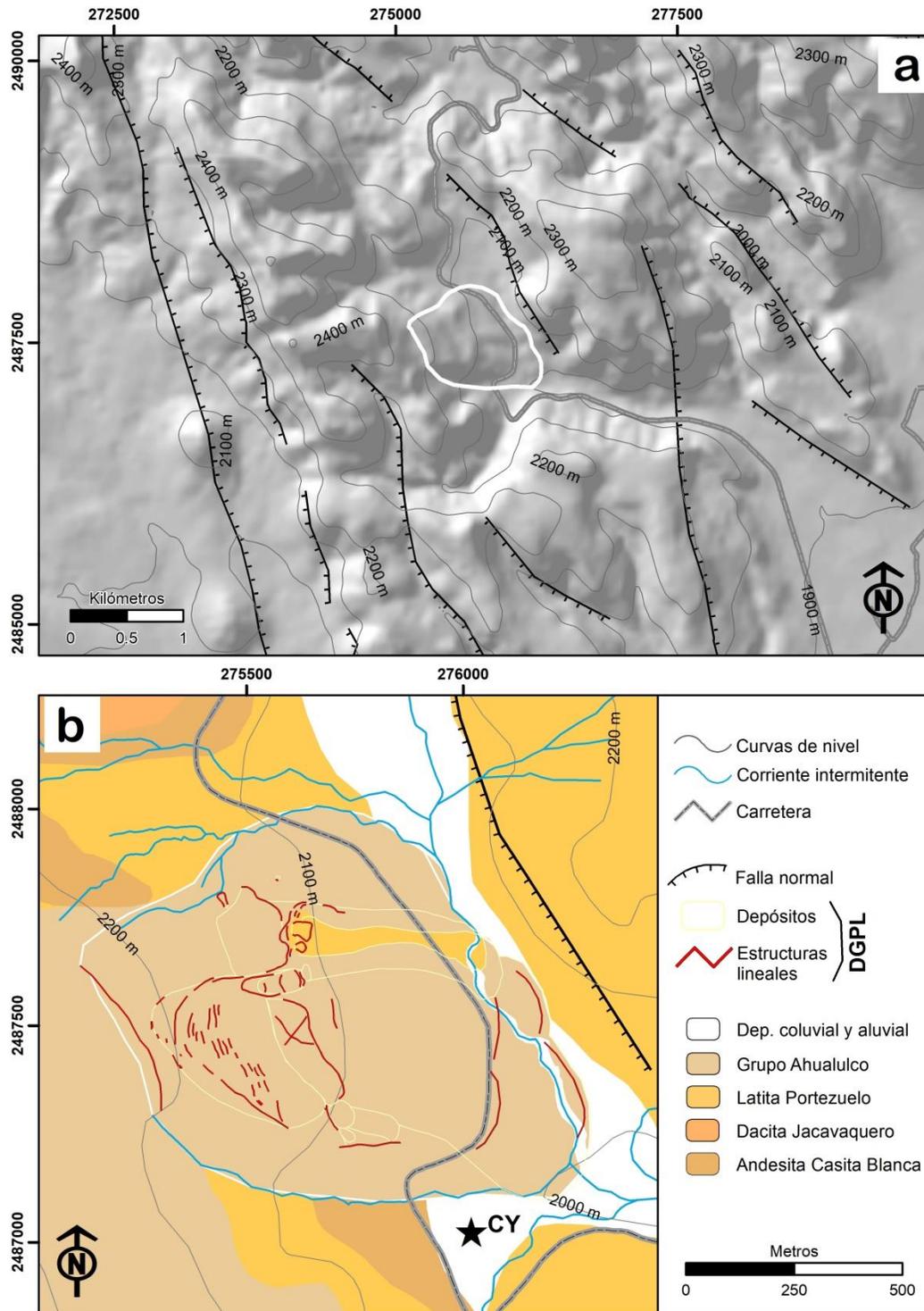


Figura 7.3 (a) Estructuras regionales y (b) litología en el área afectada por la DGPL Cañón de Yerbabuena. Ver figura 7.4 para detalle del inventario de las estructuras relacionadas con la inestabilidad. CY: localidad Cañón de Yerbabuena. Modificado de Pallares-Ramos (2001) y Tristán-González et al. (2009b, 2009a).

7.5 Características Generales

La DGPL Cañón de Yerbabuena se encuentra sobre una ladera con echado hacia el noreste y afecta un área de 74.1 Ha (Fig. 7.4). Tanto en los flancos como al pie de la inestabilidad se desarrollan corrientes intermitentes durante la época de lluvias. Además, es posible observar varios manantiales perennes en la ladera opuesta, al igual que en el límite derecho del contra-escarpe (Fig. 7.4), que son utilizados por los pobladores para satisfacer parte de sus necesidades hídricas (Fig. 7.6 d).

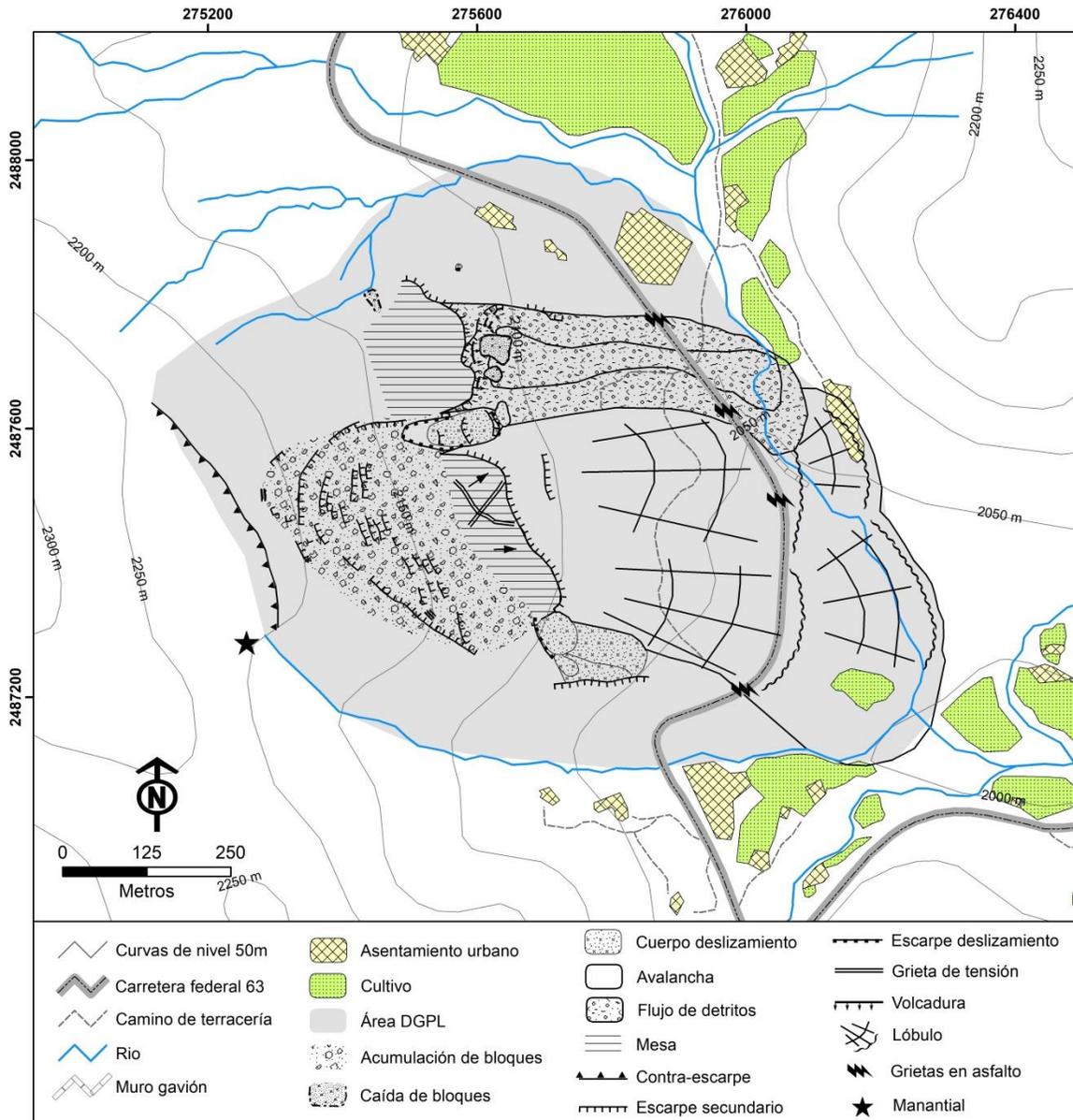


Figura 7.4 Mapa inventario y geomorfológico de la DGPL Cañón de Yerbabuena.

La DGPL presenta una forma trapezoidal con una longitud en su flanco izquierdo de 750 m y el derecho de 950 m. Esta discrepancia en su geometría corresponde a la dirección en la que los cuerpos de los deslizamientos colaterales al pie de la ladera se han depositado. El valle sobre el que se asienta la DGPL tiene una dirección N343° y una altitud de 2080 m.s.n.m en el extremo

izquierdo del pie. No obstante, esta geometría comienza a cambiar en el extremo inferior derecho de la inestabilidad (N280°), alcanzando una altitud de 1998 m.s.n.m en esa zona, para seguir disminuyendo hacia el sureste. Este cambio de la pendiente y orientación en el eje del valle provoca que los depósitos de los deslizamientos confluyan hacia la diferencia topográfica y, por lo tanto, genera que la elongación del flanco derecho hacia el sureste sea prominente.

Con la extensión del fenómeno establecida, se obtuvieron las dimensiones geométricas necesarias para el cálculo de su volumen (Tabla 7.3). Sin embargo, no fue posible determinar con exactitud la profundidad de la superficie de ruptura (D_r) o de la masa desplazada (D_d). Por lo tanto, se optó por utilizar un promedio ($D_{d_{prom}}$) de la altura del contra-escarpe y el espesor del cuerpo de los deslizamientos al pie de la ladera. Con estos valores se obtuvo un valor mínimo del volumen de la masa rocosa afectada de casi 7 Mm^3 .

Tabla 7.3 Características generales de la DGPL Cañón de Yerbabuena. Las siglas se refieren a la nomenclatura descrita en la Tabla A1 del anexo A.

Área	740,541 m ²
Altura contra-escarpe	~18 m
Diferencia topográfica	148 m (2216-2068 m.s.n.m.)
Wd	907 m
Ld	887 m
Dd_{prom}	16.5 m
Vol_d	6,950,459 m ³

7.6 Análisis geomorfológico

El análisis e inventariado de las morfo-estructuras permitió establecer la presencia de múltiples escarpes, grietas de tensión y procesos de remoción en masa secundarios dentro del área afectada por la DGPL (Fig. 7.4). Se identificaron un total de 57 escarpes (secundarios, volcaduras y de deslizamiento) y grietas de tensión con una dirección preferencial hacia el NW-NE y echados al NE-SE, así como longitudes generalmente menores a 50 m (Fig. 7.5 a y c). Por su parte, la dirección de los depósitos de los deslizamientos se agrupan al Este y tienen longitudes más bien variadas (Fig. 7.5 b y c). A continuación se hace una descripción de las principales estructuras y sus características comenzando por la parte superior de la DGPL.

7.6.1 Contra-Escarpe

El contra-escarpe es la única estructura con una orientación N151°SW y alcanza una longitud de aproximadamente 398 m (Fig. 7.4). El extremo derecho tiene una altura de alrededor de 18 m que va disminuyendo gradualmente hacia el NW (Fig. 7.6 a y b), probablemente relacionado con la geometría del valle al igual que la configuración de los depósitos de deslizamientos. La riodacita en esta zona se encuentra fuertemente fragmentada e intemperizada, pero mantiene mayormente su disposición original. También fue posible identificar un manantial perenne brotando en la parte inferior de la ladera opuesta al contra-escarpe (Fig. 7.6 c).

Algunas mangueras han sido colocadas en este lugar por los residentes ubicados al pie del flanco izquierdo de la DGP con el fin de aprovechar parte del agua, sin embargo, gran cantidad de ella se infiltra y fluye ladera abajo (Fig. 7.6 d).

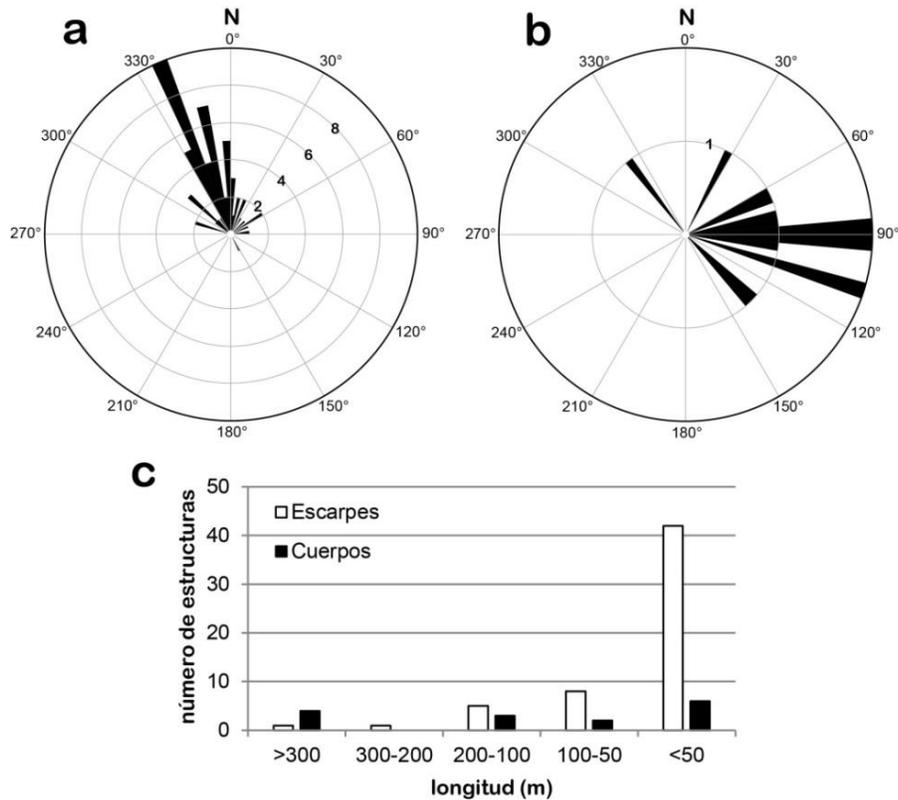


Figura 7.5 Dirección preferencial de los (a) escarpes y (b) cuerpos de PRM secundarios dentro de la DGPL Cañón de Yerbabuena. (c) Longitud de los escarpes y cuerpos inventariados.

7.6.2 Escarpes, grietas y acumulación de bloques

En la zona inmediata al contra-escarpe, entre los 2209 a 2128 m.s.n.m, comienza una zona de escarpes (Fig. 7.4). Parte de estas estructuras parecen formar una media-luna y bien podría tratarse del escarpe principal del depósito de avalancha al pie de la DGPL. Los escarpes alcanzan alturas de entre 2 a 4 m y longitudes de 33 a 194 m (Fig. 7.7 a y b). Dentro del área del aparente escarpe principal también existen 19 escarpes secundarios con una geometría menor, 1 m de altura y longitudes por debajo de los 50 m (Fig. 7.7 b).

Las grietas de tensión fueron más difíciles de identificar y solo se cartografiaron seis de ellas. Estas estructuras tienen una longitud entre 7 a 19 m y aperturas variadas llegando a alcanzar hasta 3.5 m de ancho (Fig. 7.7 c). La mayoría de ellas se encuentran parcialmente rellenas por grandes bloques de riolacita. De hecho, toda la zona que comprenden los escarpes secundarios tiene una fuerte acumulación de estos bloques subangulares que llegan a alcanzar cerca de 2 m de diámetro (Fig. 7.7 d). Es probable que estas rocas estén cubriendo parcial o totalmente otros escarpes y grietas de tensión.

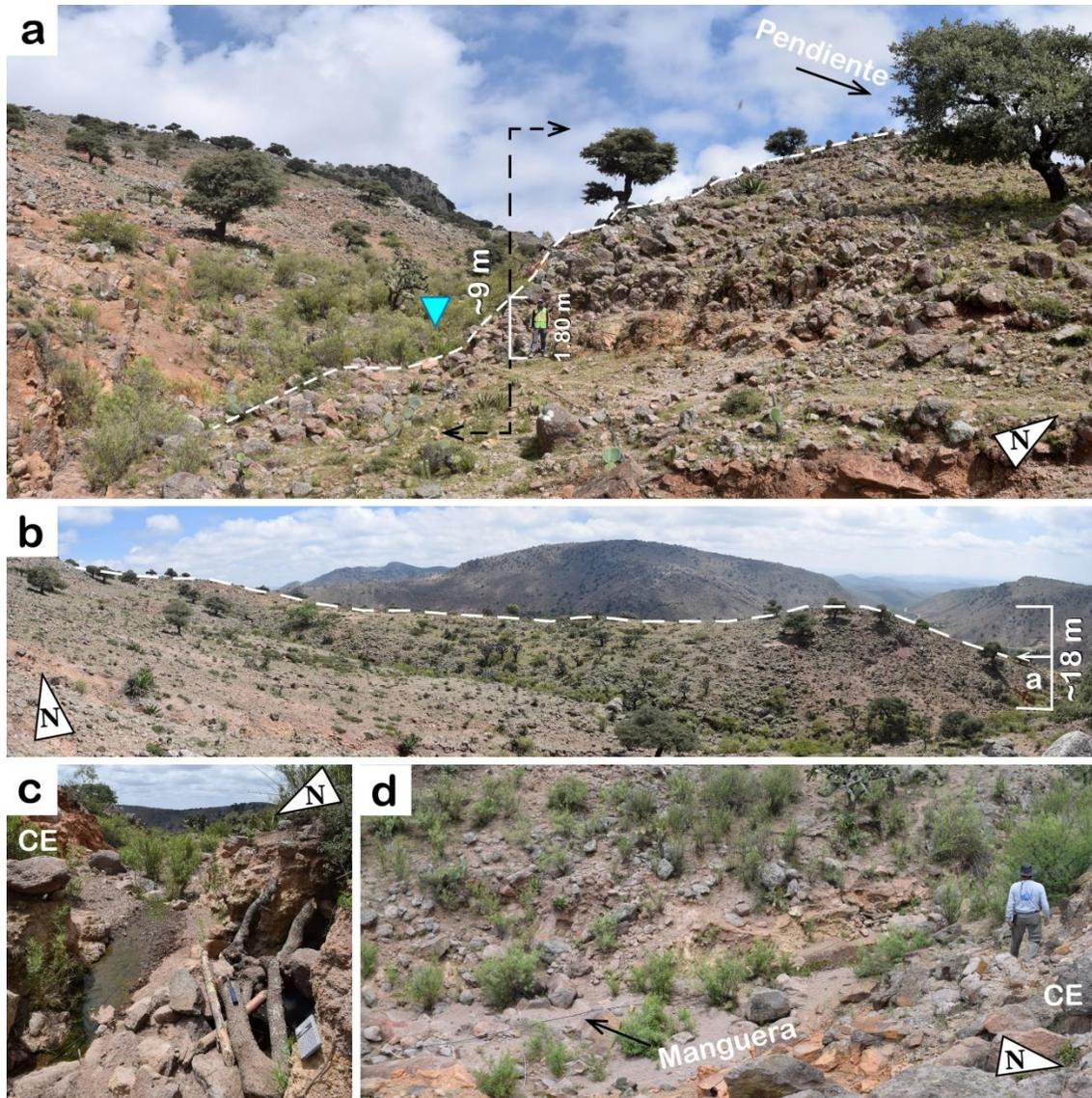


Figura 7.6 (a) Perfil de la geometría del contra-escarpe y altura parcial alcanzada en su extremo derecho. (b) Perspectiva de la longitud total del contra-escarpe y la elevación que alcanza en su parte más alta, siendo (a) la referencia. El triángulo azul en (a) indica el punto de nacimiento del manantial perenne (c). (d) Parte del agua que brota en el lugar es transportada en mangueras para ser aprovechada por los habitantes. CE: contra-escarpe.

7.6.3 Mesas y cuña

Debajo de la zona de escarpes, a alrededor de los 2128 a 2116 m.s.n.m., es posible identificar dos mesas (M1 y M2) separadas por un pequeño deslizamiento secundario (Fig. 7.4 y Fig. 7.8 a). La primera de ellas (M1) tiene una longitud de 260 m y un ancho de 84 m, además presenta una deformación interna en forma de cuña. La segunda (M2) es más pequeña con 193 m de largo y 142 m de ancho. Estas estructuras corresponden a un gran deslizamiento rotacional que ha sido fragmentado debido a la deformación activa de la DGPL. La masa rocosa tiene una rotación de 7° con respecto a la horizontal (Fig. 7.8 b) y en conjunto una longitud de 530 m.

El deslizamiento secundario (Fig. 7.4) que actualmente divide el deslizamiento rotacional tiene una longitud aproximada de 90 m y un ancho de 50 m. por otro lado, el frente de la cuña se extiende 60 m (Fig. 7.8 c) y presenta grietas de tensión con aperturas mayores a 40 cm, además de zonas de desprendimiento y colapso (Fig. 7.14 a).

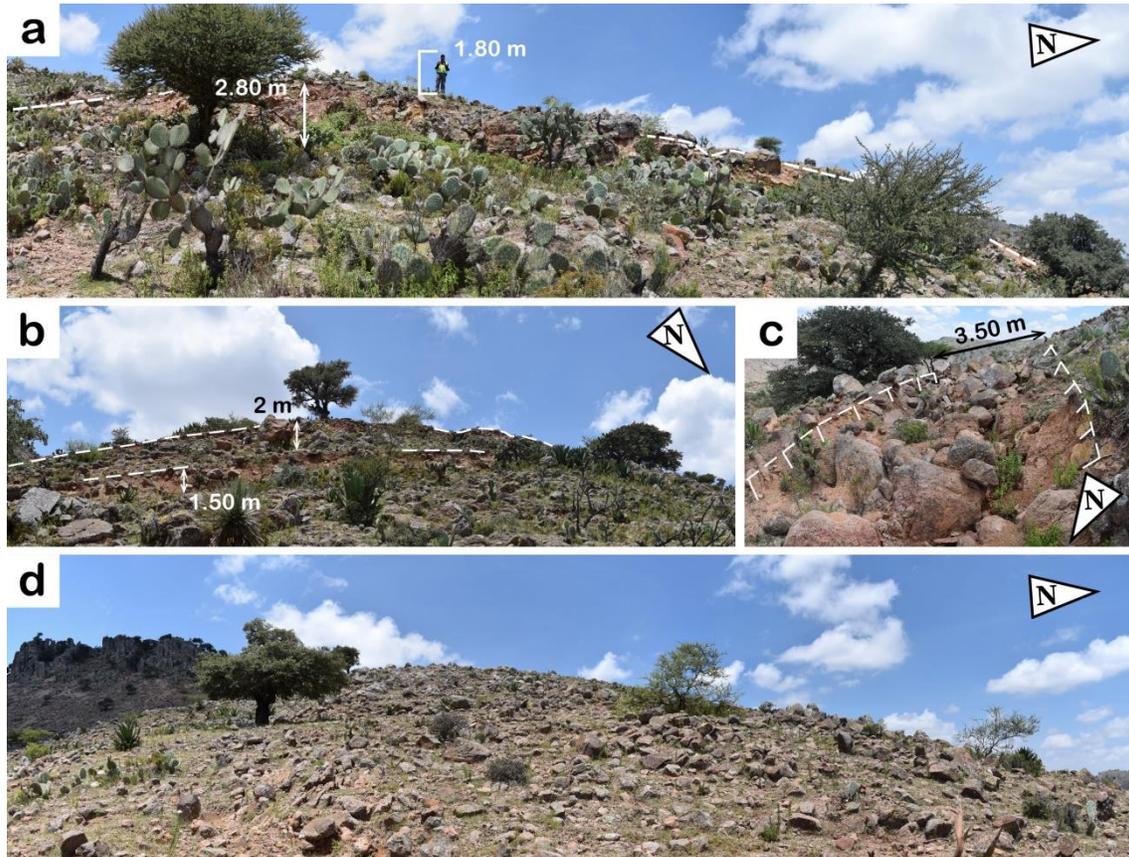


Figura 7.7 (a) Escarpe de casi 3 m de alto formando parte del arreglo en media luna. (b) Escarpe principal (2 m) y secundario (1.5 m). (c) Grieta de tensión rellena parcialmente por bloques de riodacita. (d) Acumulación de bloques de riodacita.

7.6.4 Depósitos de deslizamientos

La parte baja de la DGPL se caracteriza por la presencia de varios depósitos de PRM (Fig. 7.4). Como se mencionó anteriormente, la geometría del valle y la diferencia topográfica provoca que la disposición de todos estos depósitos, especialmente la zona del pie, converjan hacia el área de menor altitud.

El depósito I tiene 633 m de longitud y corresponde aparentemente a una avalancha que se caracteriza por la presencia de varios lóbulos (Fig. 7.9 a). Parte del depósito aflora en el escarpe formado por el deslizamiento rotacional (especialmente en M1), los cortes de carretera y en las paredes del cauce del río. Las facies que se pueden observar son principalmente de bloques de riodacita con poca o nula presencia de matriz (Fig. 7.9 b, e-f). El fuerte intemperismo en estas rocas

provoca la impresión de que en algunas zonas los detritos de menor dimensión, disgregados y fragmentados, forman una matriz entre los bloques más grandes (Fig. 7.9 c-d). Sin embargo, se trata del proceso de intemperismo que también puede ser observado en la riocacita de la ladera opuesta a la DGPL, por lo que no debe ser confundido. Los bloques en el depósito de la avalancha tienen una forma angulosa a sub-angulosa. Los tamaños varían ampliamente, algunos de los más grandes que se observaron alcanzan entre 2 a 3 metros, no obstante, es probable que existan bloques tan grandes que no sean fácilmente reconocibles a nivel de campo. Un ejemplo de ello es el afloramiento c-d de la figura 7.9, que al parecer funcionó como banco de material para las reparaciones hechas por la SCT y cuya pared se extiende por alrededor de 55 m. En este sitio no es posible observar un límite claro entre bloques, por lo que bien podría tratarse de un gran bloque de riocacita, afectado significativamente por el intemperismo.



Figura 7.8 (a) Vista semi-frontal de las mesas y la cuña. (b) vista lateral de la rotación en M1. (c) Vista superior de la cuña en M1. El fondo en (a) fue atenuado con fines visuales. La estrella en (a) y (c) indica la posición en la que fue tomada la foto (a) en la fig. 7.14. Cñ: cuña. CE: contra-escarpe. DS: deslizamiento secundario. E: escarpes. M1 y M2: mesas.

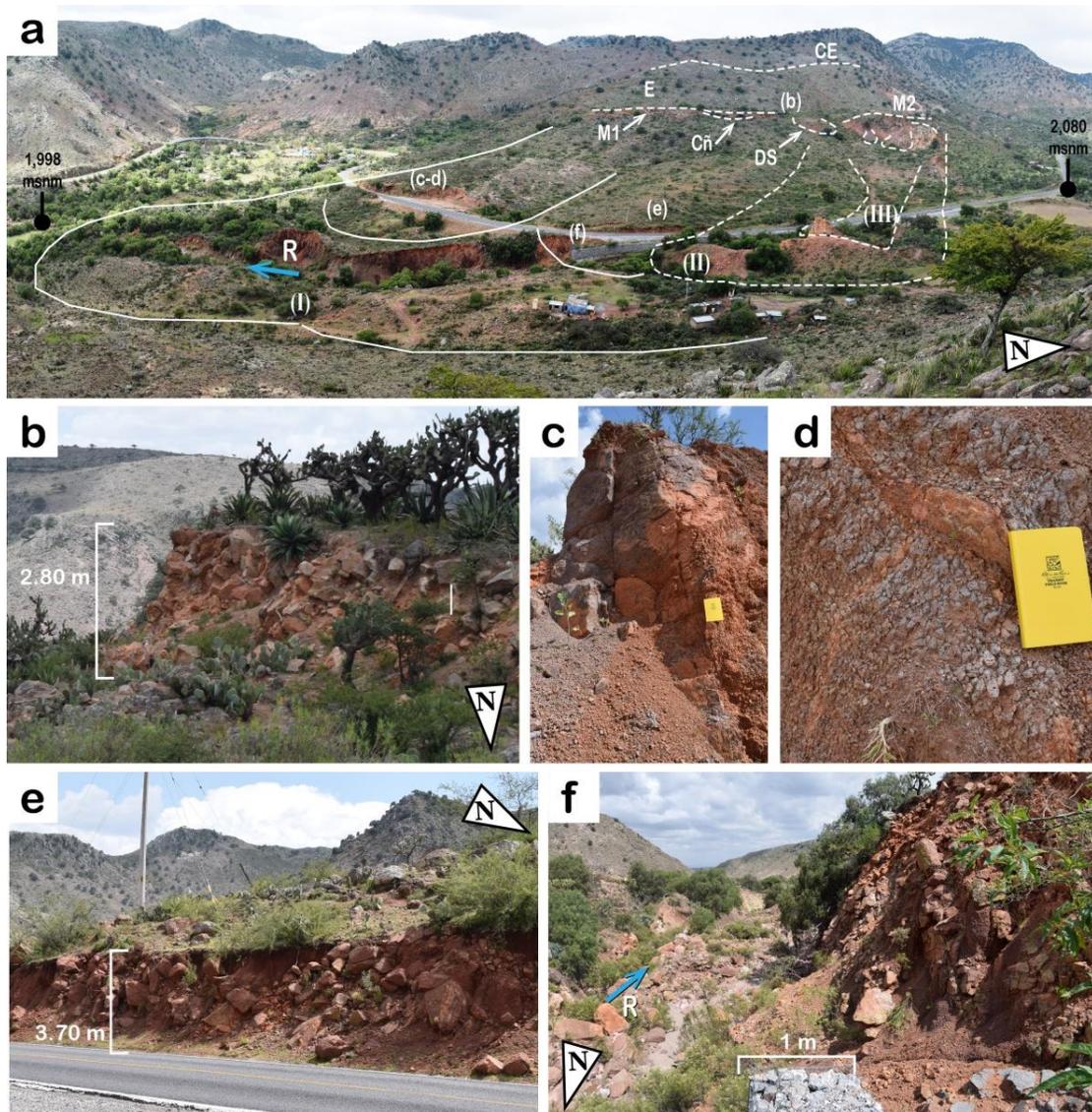


Figura 7.9 (a) Depósito de avalancha I con respecto a las otras estructuras de la DGPL. (b) Depósito de avalancha expuesto por la rotación de M1. (c-d) Intemperismo en bloques de riodacita que conforman parte de los lóbulos. (e) Corte carretero que evidencia parte del depósito de la avalancha I. (f) Pie erosionado de la avalancha I cerca del flanco izquierdo de la DGPL. Las posiciones de (b-f) son indicadas en (a). La flecha azul indica la dirección de la corriente temporal del río. Cñ: cuña. CE: contra-escarpe. D: desprendimientos. DS: deslizamiento secundario. E: escarpes. M1 y M2: mesas. R: río.

El depósito II corresponde a un flujo o avalancha de menor dimensión, con una longitud de 519 m, superpuesto al depósito de avalancha I (Fig. 7.10 a). Está compuesto por clastos de riodacita de hasta 1 m de espesor y matriz de la misma composición. El flujo parece haber provenido de la parte superior de una de las mesas (M2), donde se puede observar parte de la riodacita aflorando (Fig. 7.10 b). Sin embargo, al desarrollarse el depósito III, parte de la zona central fue removido o enmascarado, dejando solamente remanentes de los flancos.

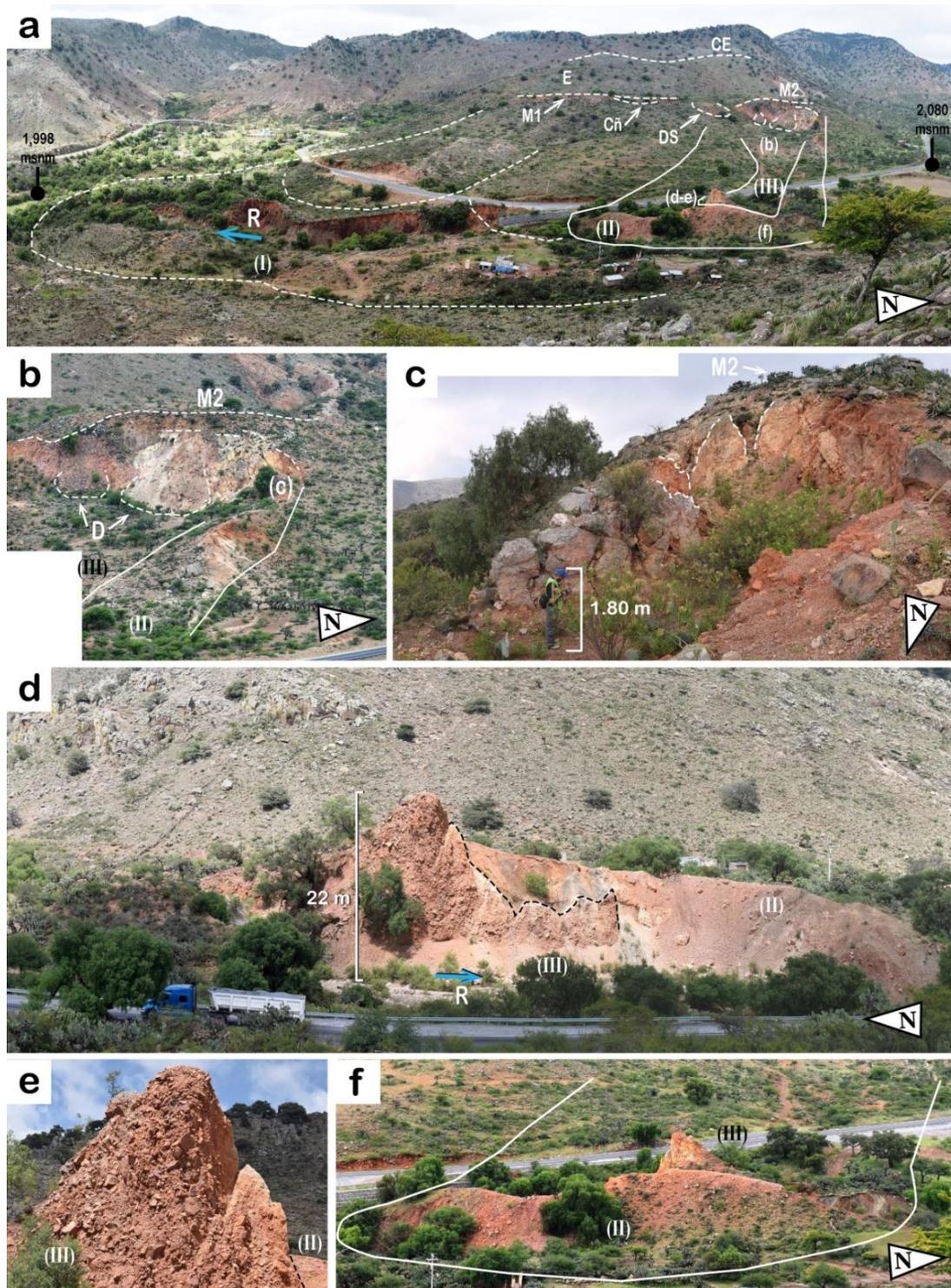


Figura 7.10 (a) Vista general de los depósitos de deslizamientos al pie de la DGPL. (b) Escarpe del cual se desprendieron los depósitos II y III, así como depósitos de desprendimiento. (c) Vista lateral de las volcaduras generadas en el escarpe de M2. (d) Depósitos superpuestos de II y III. (e) Clastos y matriz correspondientes al depósito III. (f) Vista frontal de la superposición de los depósitos II y III. Las posiciones de (b-f) son indicadas en (a). La flecha azul indica la dirección de la corriente temporal del río. Cñ: cuña. CE: contra-escarpe. D: desprendimientos. DS: deslizamiento secundario. E: escarpes. M1 y M2: mesas. R: río.

Una de las estructuras predominantes en la zona es el depósito III y la pared vertical de aproximadamente 22 m que actualmente es visible (Fig. 7.10 d). Este depósito tiene una longitud de 433 m, con matriz y clastos angulosos de latita (Fig. 7.10 e). El escarpe del cual proviene, probablemente se ubicó debajo del escarpe del depósito (II), que al haber tomado lugar, expuso la latita de la cual está formado el cuerpo III y que solamente aflora en ese sitio. Actualmente el escarpe se encuentra enmascarado parcialmente por dos depósitos de desprendimientos de la riodacita (Fig. 7.10 b). Además existen otros escarpes relacionados con estructuras de volcaduras en desarrollo que han desplazado el material rocoso (Fig. 7.10 c), dificultando la identificación apropiada de los escarpes atribuidos a los depósitos II y III.

Finalmente, en el flanco derecho de la DGPL, a la altura de la mesa (M1), también existen algunos deslizamientos de dimensiones menores de 50 a 100 de largo, cuyos depósitos también son de composición riodacítica.

Esta configuración geomorfológica dentro de la DGPL produce una pendiente promedio de 12.6°. La zona inmediata al contra-escarpe (2209- 2128 m.s.n.m.), así como los escarpes secundarios y de deslizamientos tienen pendientes de 25 a 12°. Por su lado, las mesetas y la parte baja de la DGPL (2111- 2068 m.s.n.m.) mantienen un valor por debajo de los 12°.

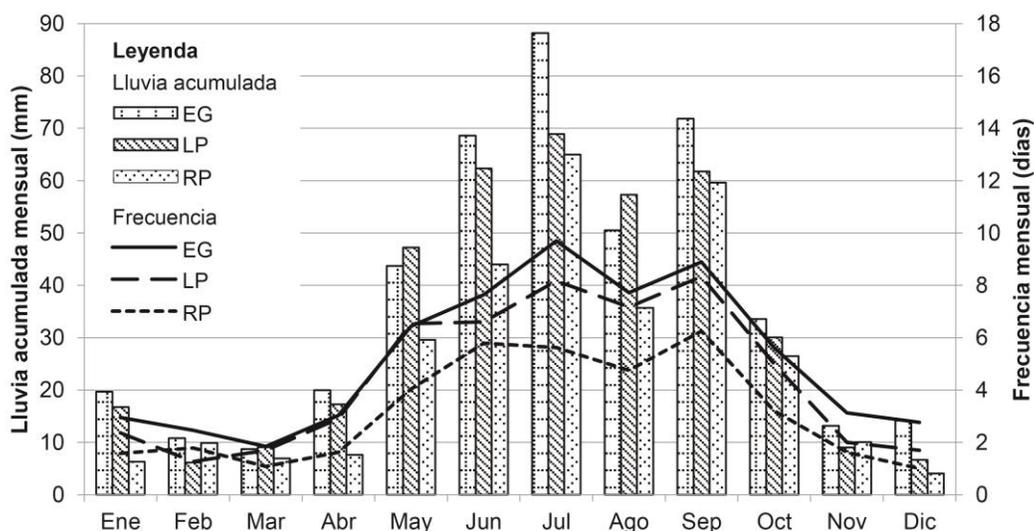
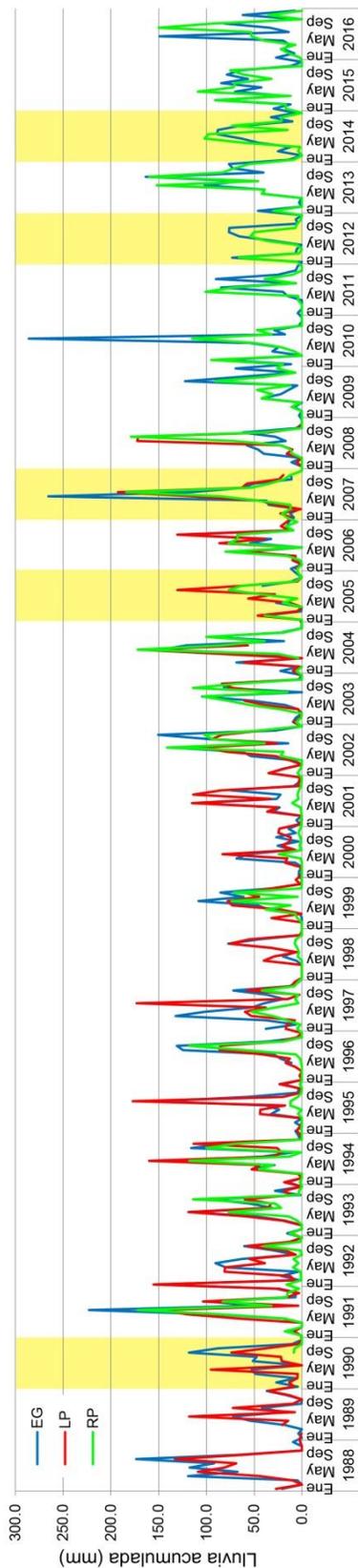


Figura 7.11 Comportamiento anual de la lluvia acumulada en las estaciones El Grito (EG), Los Pilares (LP) y Rincón de Porvenir (RP). Ver fig. 7.1 b para su localización con respecto a la zona de estudio.

7.7 Régimen Pluviométrico

La temporada de lluvia alrededor de Cañón de Yerbabuena comprende los meses de mayo a octubre con lluvias menores al final del otoño, en invierno y verano (Fig. 7.11). La lluvia acumulada promedio varía de 443 a 305 mm al año. El régimen se comporta de manera similar en las tres estaciones analizadas, con un notorio decremento en cantidad y frecuencia de lluvia de norte a sur de la zona (siendo la estación El Grito la más septentrional y Rincón de Porvenir la más meridional). Además, aunque la temporada comienza con un aumento gradual de lluvias, alcanzando su máximo en julio (80-65 mm y 10-6 días/mes), en el mes de agosto disminuye (51-36



mm y 8-5 días/mes) para volver a incrementarse en septiembre (72-60 mm 9-6 días/mes). Las lluvias al final del otoño, en invierno y verano tienen un comportamiento con lluvias que no exceden los 20 mm acumulados y una frecuencia de 3 días/mes.

La cantidad de lluvia anual que recibe la zona de estudio es significativamente menor si se compara con el área donde se desarrollan las DGPL de Michoacán. Al analizar de manera desglosada la lluvia acumulada y los eventos de reparación en la carretera, no existe una relación clara con eventos de lluvia atípica (Fig. 7.12). De las cinco reparaciones que se han realizado hasta la fecha, solamente la de 2007 corresponde con lluvias atípicas registradas en junio y julio (EG: 265 y 155 mm, LP: 116 y 192 mm, RP: 85 y 184 mm). Sin embargo, existen otros eventos de lluvia similar o inclusive mayores (RP: 286 mm en julio de 2010) a los que no les siguió ninguna reparación. Esto podría ser explicado por varias razones:

1. Generalmente los datos de las estaciones climatológicas no tienen información completa. Por lo tanto, podría haber eventos de lluvia atípica no registrados.
2. Las estaciones se encuentran demasiado lejos de la ladera afectada, por lo que el régimen de lluvia podría ser diferente. Además, la más cercana (Los Pilares) se encuentra 10 km al oriente de Cañón de Yerbabuena y solo tiene registros hasta el año 2008.
3. Es probable que las reparaciones realizadas por la SCT no sean inmediatas, si no que se lleven a cabo después de un tiempo considerable o cuando las afectaciones justifiquen el gasto. Además, es posible que el inventario de reparaciones proporcionado por la dependencia no esté completo.
4. Aunque existe cierta evidencia de que eventos atípicos de lluvia pueden ocasionar que el movimiento en la DGPL se incremente y cause daños inmediatos en la vialidad (e.g. año 2007), a largo plazo este comportamiento es más bien gradual. De esta forma la temporada de lluvias favorece una deformación acumulativa causando daños progresivamente.

Figura 7.12 Comportamiento de la lluvia acumulada durante el periodo de 1988-2016 en las estaciones El Grito (EG), Los Pilares (LP) y Rincón de Porvenir (RP). Ver figura 7.1 b para su localización con respecto a la zona de estudio. Los años en los que se realizaron reparaciones en la carretera están resaltados en amarillo (Tabla 7.2).

El último punto puede apoyarse con lo observado en campo. Durante una salida a campo realizada en agosto de 2018 se documentó que la carretera se encontraba en buen estado. Sin embargo, un mes después el asfalto presentaba ondulaciones y zonas de cizalla evidentes (Fig. 7.2). Aunque no existen datos pluviométricos para ese periodo, a principios de septiembre se produjo el frente frío No. 1 que ocasionó lluvias intensas en el estado (75-150mm; SMN, 2018). Además, las ondas tropicales 35, 36 y 37, así como otros fenómenos climatológicos, también produjeron pronósticos de lluvia moderadas a localmente fuerte (SAGARPA, 2018a, 2018b). Estos eventos no ocasionaron eventos atípicos de lluvia, sin embargo, causaron una aceleración de la deformación dentro de la DGPL.

7.8 Análisis PSI

Las imágenes utilizadas para el análisis PSI fueron Sentinel-1 y se escogieron de tal forma que hubiera cerca de un mes de diferencia entre cada toma (Tabla 7.4). La imagen maestra para el *stack* de imágenes, de acuerdo con la herramienta *InSAR Stack Overview* del programa SNAP, fue la del 31 de marzo de 2017.

Tabla 7.4 Lista de interferogramas para el área de Cañón de Yerbabuena, *track* 114. Todas las imágenes esclavas fueron procesadas con respecto a la imagen maestra del 31 de marzo de 2017. B_{\perp} : línea base perpendicular con respecto a la imagen maestra.

ID	Esclava	B_{\perp}	ID	Esclava	B_{\perp}
1	02-Sep-2015	-24 m	14	24-Abr-2017	29 m
2	26-Sep-2015	-5 m	15	30-May-2017	-103 m
3	20-Oct-2015	-57 m	16	23-Jun-2017	30 m
4	23-May-2015	-2 m	17	29-Jul-2017	-11 m
5	27-Ago-2016	-56 m	18	22-Ago-2017	-55 m
6	20-Sep-2016	-37 m	19	27-Sep-2017	-25 m
7	14-Oct-2016	-25 m	20	21-Oct-2017	-5 m
8	07-Nov-2016	-6 m	21	26-Nov-2017	-27 m
9	01-Dic-2016	20 m	22	20-Dic-2017	-3 m
10	25-Dic-2016	-8 m	23	25-Ene-2018	-78 m
11	11-Feb-2017	60 m	24	18-Feb-2018	29 m
12	07-Mar-2017	-92 m	25	14-Mar-2018	-11 m
13	12-Abr-2017	28 m	26	07-Abr-2018	-76 m

De acuerdo con el resultado inicial, un total de 1,071 puntos fueron identificados (Tabla 7.5). A este conjunto se le aplicaron los filtros para descartar aquellos puntos con velocidades no significativas (entre ± 2 mm), además de los que no cumplieron con los requerimientos de los análisis V_{slope} y RIndex. Como resultado, un total de 196 puntos fueron retenidos (Tabla 7.5). Para finalizar, el análisis con el programa PStime arrojó que 69 puntos tienen un comportamiento cinemático sin correlación y por lo tanto también fueron desechados.

El 87% de los puntos restantes (111 de 127) tienen un comportamiento lineal (68) o no lineal (43) y caen dentro del área de la DGPL establecida con el mapa-inventario (Fig. 7.13). El 82 % de los retro-dispersores lineales se concentran por arriba de los 2,130 m.s.n.m., entre la zona del contra-escarpe y las mesas. Por su parte, los retro-dispersores no lineales se localizan preferentemente en el

área de los escarpes secundarios (35%) y el flanco izquierdo de la DGPL (60%), por debajo de la cota de los 2120 m.s.n.m. La parte central y el flanco derecho por debajo de esa cota tienen una escasa presencia de puntos debido a los filtros realizados.

Tabla 7.5 Poblaciones y velocidades de los retro-dispersores durante cada etapa del análisis.

V_{LOS}	
PS total	1071
Vel min (mm/año)	-6.70
Vel max (mm/año)	14.46
Filtros	
PS después de filtro 2mm	371
PS después de filtro pendiente	355
PS negativos con $V_{slope} (\beta > 0.3)$	219
PS con $RIndex > Sin\theta$	196
V_{slope}	
PS total	196
Vel min (mm/año)	-2.01
Vel max (mm/año)	-29.69
PSTime	
PS sin correlación	69
PS lineal	82
PS no lineal	45

La velocidad de la deformación dentro de la DGPL aumenta progresivamente de la corona al pie (Fig. 7.13). Entre el contra-escarpe y los escarpes secundarios la velocidad se mantiene principalmente entre los 2-10 mm/año. A partir de esa zona la velocidad tiene un rango de 5-15 mm/año para alcanzar hasta los 30 mm/año por debajo de las mesas.

El comportamiento y velocidad de la deformación en la DGPL tienen una relación estrecha. La parte superior de la zona inestable mantiene un comportamiento primordialmente lineal con velocidades menores. Por otro lado, las zonas con mayor movimiento (escarpes secundarios y parte baja de la DGPL) tienen un movimiento no lineal con velocidades mayores. Si bien no se pudieron recuperar retro-dispersores en gran parte de la zona baja de la DGPL, es de esperarse que la velocidad mantenga o supere los rangos registrados en el flanco izquierdo, concordando con los daños en la carpeta asfáltica.

7.9 Discusión

Cañón de Yerbabuena es un fenómeno complejo con una deformación histórica de al menos 30 años. A pesar de ello, solamente existen dos estudios académicos que dan razón de la existencia de la inestabilidad (Pallares-Ramos, 2001; Villalpando-Tovalín, 2016). Además, el análisis geomecánico (4 perfiles de suelo de 1.5 m de profundidad) encargado por la SCT (Sánchez-Solís, comunicación personal, 20 de agosto de 2018) solo se enfocó en la carpeta asfáltica, sin considerar las causas, extensión o naturaleza del fenómeno. No obstante, los rasgos morfológicos y cuerpos secundarios inventariados, así como las velocidades de deformación calculadas con InSAR, definen al fenómeno como una DGPL.

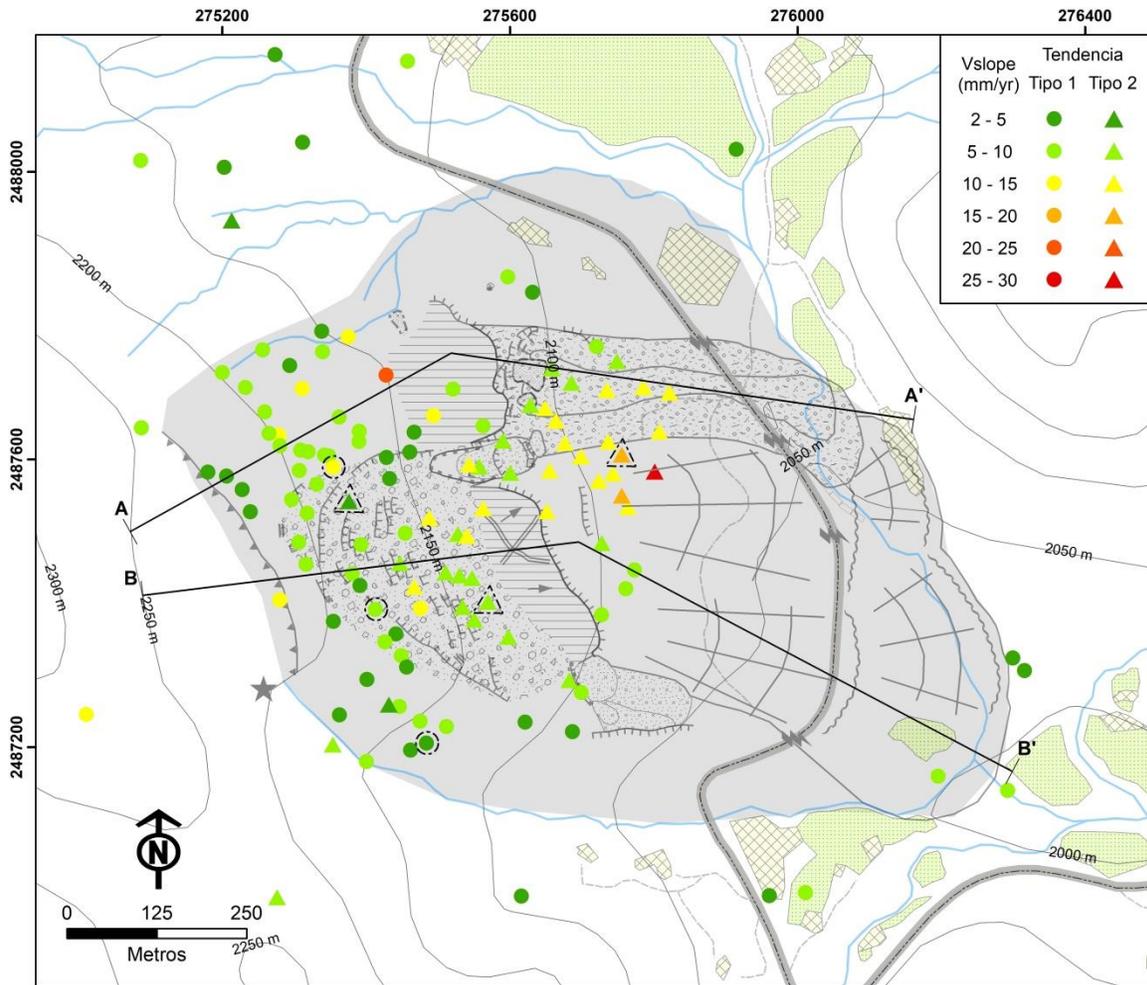


Figura 7.13 Resultado PSI de la DGPL Cañón de Yerbabuena. Las velocidades se reportan como V_{slope} . Ver figura 7.4 y texto para la descripción del mapa-inventario.

Parte de las estructuras inventariadas corresponden a procesos de fragmentación y erosivos particulares que dan origen a rasgos geomorfológicos distintivos en la ladera. Por ejemplo, las dos mesas en la parte media de la DGPL parecen haber formado parte de un solo deslizamiento afectado por un proceso de fragmentación. Este proceso se rige probablemente por el mismo mecanismo que dio origen al contra-escarpe y flanco derecho más pronunciados, en comparación a sus contrapartes del lado izquierdo. Esto quiere decir que existen al menos dos vectores de desplazamiento, uno con dirección al Noreste y el otro hacia el Sureste, siendo este último el más pronunciado. A continuación se describe el proceso que posiblemente conllevó a la fragmentación:

1. La divergencia de los desplazamientos dentro del cuerpo del deslizamiento rotacional provoca inestabilidad (1 en Fig.7.14). Esto genera grietas en superficie que son perpendiculares a los esfuerzos de tensión.
2. Debido a que los esfuerzos de tensión son oblicuos entre sí, la masa rocosa comienza a dividirse lentamente, formando una depresión con forma de cuña (2 en Fig. 7.14). Con el avance de la deformación, la cuña comienza a desarrollar grietas y zonas de desprendimiento en la parte frontal de la mesa (Fig. 7.14 a).

3. Estas zonas de debilidad al frente de la cuña y la acción continua de la deformación, provoca eventualmente la pérdida de resistencia y la generación de un deslizamiento secundario de menor dimensión (3 en Fig. 7.14).
4. El deslizamiento secundario segmenta la extensión original de la mesa y forma un nuevo límite en el que los esfuerzos de tensión oblicuos vuelven a actuar, repitiendo el ciclo (4 en Fig. 7.14).

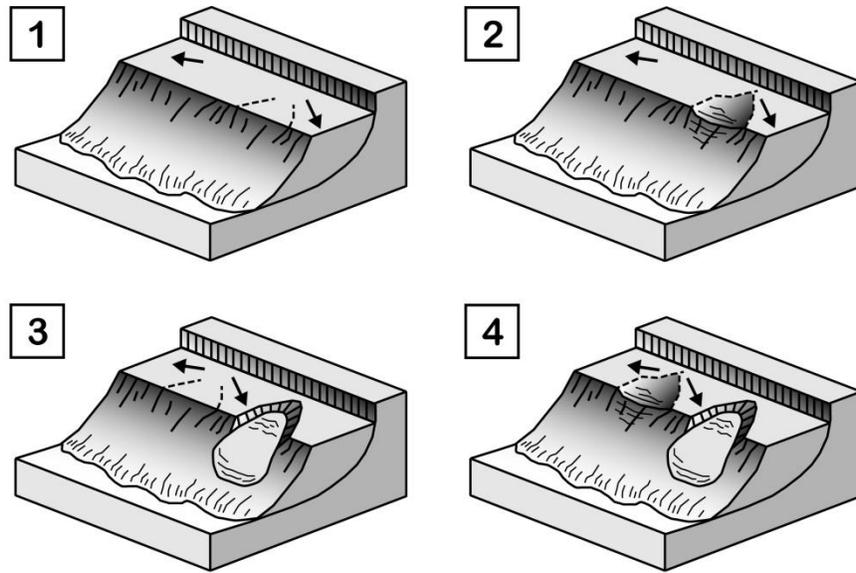


Figura 7.14 (1-4) Proceso de fragmentación del deslizamiento rotacional dentro del área afectada por la DGPL. (a) Frente de la cuña. G: grietas. D: desprendimientos y colapso.

Por otro lado, todos los depósitos al pie de la DGPL han sido expuestos a la corriente erosiva del río de temporada, por lo tanto, influyendo significativamente en la forma en que están dispuestos. Dicho efecto es especialmente evidente en los depósitos (II) y (III). En primera instancia, una vez formado el primero, la acción erosiva del río removió parte de su volumen. Cuando el segundo tomó lugar, el remanente del depósito (II) fungió en parte como una barrera contra el que el pie del

flujo (III) se emplazó, alcanzando la altura que se aprecia en la pared vertical (Fig. 7.10 d y f). Por último, al comenzar de nuevo la erosión del cauce, se formó la morfología que vemos actualmente.

La DGPL Cañón de Yerbabuena se desarrolla bajo condiciones tectónicas significativas, en un ambiente semidesértico con escasa lluvia. Tectónicamente, se localiza en una zona que ha sufrido varios eventos orogénicos importantes (e.g. Laramide, Cuencas y Sierras), múltiples reactivaciones de fallas y eventos volcánicos. El estilo en dominó del sistema de fallas regional fue provocado por un movimiento compuesto normal-lateral izquierdo, que algunos autores señalan funciona hasta la actualidad, y es responsable del desplazamiento de los depósitos volcánicos (Pallares-Ramos, 2001). Parte de este fallamiento compuesto se extiende por detrás del parteaguas de la ladera donde se encuentra la DGPL, mientras que otra estructura parece terminar antes del límite del flanco derecho de la inestabilidad a la altura del contra-escarpe (Fig. 7.3 a). Si bien no se obtuvo evidencia de que esta última estructura continúe hacia la DGPL, es importante señalar que su presencia podría estar influenciando la inestabilidad. Esto no quiere decir que el fallamiento funcione como plano de deslizamiento, pero sí como una zona de debilidad condicionante desde la cual se origina la deformación. La existencia de manantiales, tanto a la altura del contra-escarpe (Fig. 7.6 c-d) como en la ladera opuesta, pueden ser indicativos de esas zonas de fracturamiento intensivo asociado al fallamiento. Además, este contexto no solo ha promovido el fuerte intemperismo en las rocas, sino que también generó el arreglo geométrico del valle donde se asienta la DGPL. En este sitio, el valle truncado extremadamente estrecho (~2 km entre parteaguas) y su eje pasa de una dirección NNW-SSE a una casi E-W. Además, existe una disminución significativa de la altura topográfica (>80 m entre los flancos, Fig. 7.9 a) que se incrementa hacia el SE conforme se sale de la sierra. Consecuentemente, la tectónica se convierte en un factor condicionante importante, tanto para explicar la localización de la DGPL como la elongación y el arreglo de los cuerpos inestables secundarios hacia el SE dentro de la misma. Este tipo de comportamiento se ha observado en otro tipo de PRM, en donde depósitos volcánicos funcionaron como barreras naturales de algunas avalanchas, provocando un cambio de dirección en el vector de desplazamiento principal (Godoy et al., 2017). Por lo tanto, la extrema proximidad de la ladera opuesta, el cambio de elevación y la apertura de espacio hacia el SE, provoca que el movimiento y depósitos de Cañón de Yerbabuena confluyan en esa dirección.

Las DGPL son fenómenos que se desarrollan en litologías variadas, casi siempre en lugares con una historia tectónica significativa. Sin embargo, en términos de la lluvia acumulada y uso de suelo, estos fenómenos usualmente se desarrollan en ambientes específicos (Fig. 7.15). La distribución de las DGPL en el mundo indica una preferencia por regiones con lluvia acumulada anual de 500 a 1500 mm (88%; Fig. 7.15 a y c). Por otro lado, el 59% de los casos se localiza en lugares con bosque perenne/ caducifolio o sabana boscosa (Fig. 7.15 b y d). Las DGPL de Michoacán se sitúan en sitios con esas características, sin embargo, Cañón de Yerbabuena es significativamente diferente.

Por un lado, de 102 casos consultados, solamente 3 se desarrollan en lugares con uso de suelo de matorral abierto (Fig. 7.15). De estos, solo dos están en ambientes con lluvias acumuladas anuales menores a los 500 mm: Potrerillos (Argentina) y Cañón de Yerbabuena. Sin embargo, las DGPL atribuidas al primer caso se localizan al alrededor de una presa y su movimiento es detonado por el ciclo de llenado/reducción del agua en el embalse (Michoud et al., 2016). Por el contrario, las

corrientes de agua en Cañón de Yerbabuena son de temporada, convirtiéndolo en un caso único en el mundo.

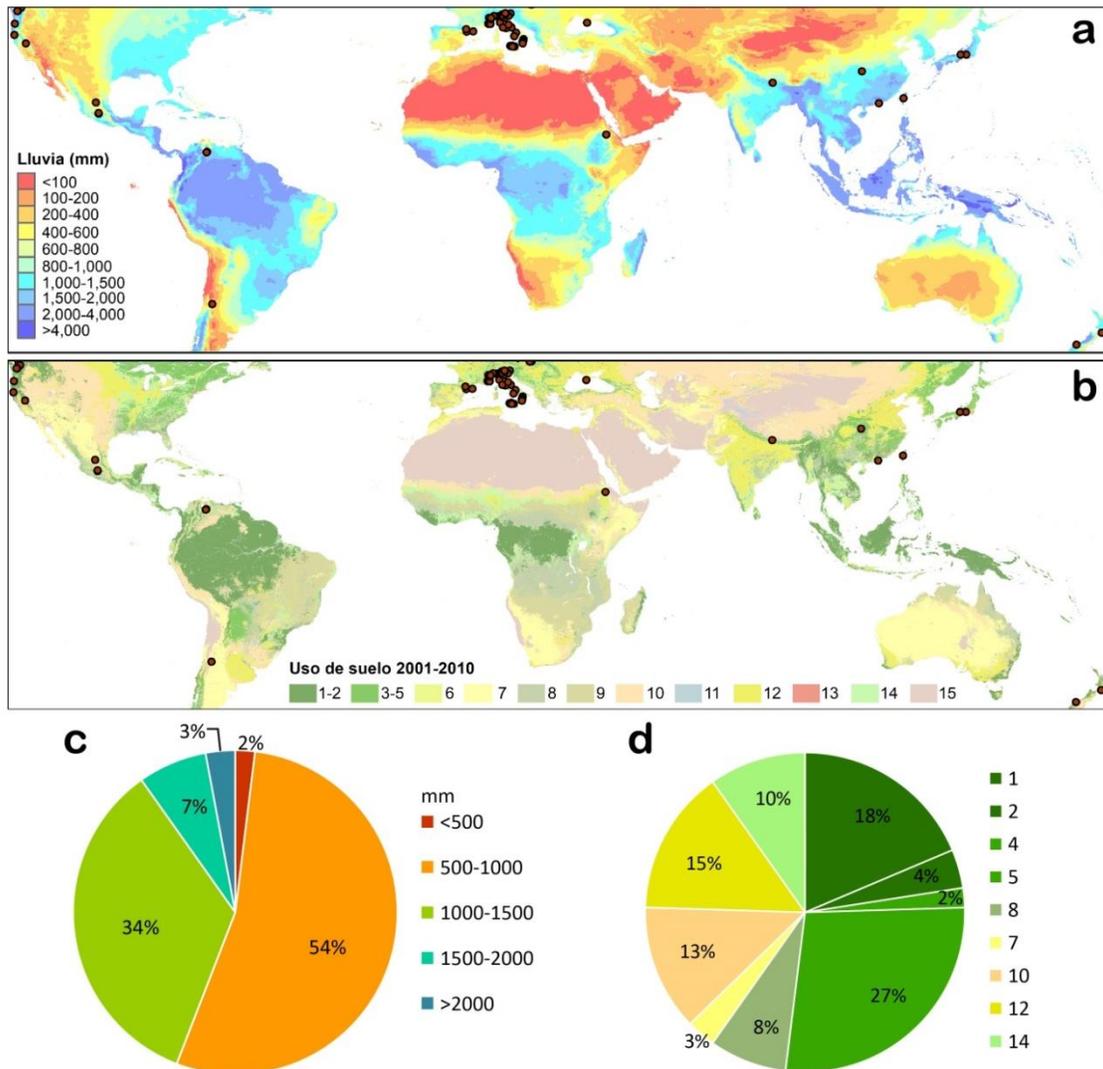


Figura 7.15 Distribución de DGPL (puntos en a y b) en el mundo (n=102, incluyendo casos individuales, inventarios nacionales y los casos reportados en esta tesis) y su incidencia de acuerdo con (c) la lluvia acumulada y (d) el uso de suelo. (a) Lluvia acumulada anual a nivel mundial de 1987 a 2017 (Funk et al., 2015). (b) Uso de suelo a nivel mundial con base en imágenes MODIS para el periodo de 2001-2010 (Broxton et al., 2014). 1 Bosque perenne de coníferas. 2 Bosque perenne latifoliado. 3 Bosque caducifolio de coníferas. 4 Bosque caducifolio latifoliado. 5 Bosque mixto. 6 Matorral cerrado. 7 Matorral abierto. 8 Sabana boscosa. 9 Sabana. 10 Pastizal. 11 Humedal. 12 Cultivos. 13 Zona urbana. 14 Mosaico cultivo/vegetación. 15 Vegetación escasa. En el anexo F se enlistan las referencias utilizadas en la elaboración de esta figura.

Si bien el régimen pluviométrico indica que la lluvia acumulada es baja (443-305 mm/año), existe cierta evidencia de que algunos eventos atípicos pueden causar aceleración en la ladera (e.g. año 2007). No obstante, a largo plazo el régimen estacional normal parece tener mayor injerencia como factor detonante de la deformación en la ladera, tal como se observó de agosto a septiembre de 2018 (Fig. 7.2). Por otro lado, la erosión pluvial estacional funciona como un factor detonante importante. Durante época de lluvias es posible observar el agua escurriendo en grandes cantidades,

favoreciendo el intemperismo, pero también la formación de cárcavas en las laderas de la zona y flancos de la DGPL (Fig. 7.16). La fuerza que ejerce esta erosión también queda evidenciada por los depósitos II y III al pie de la inestabilidad, cuyos remanentes forman paredes verticales prominentes como consecuencia del desgaste por el río de temporada (Fig. 7.10 a, d y f). Esto resulta en la erosión continua de los flancos y la falta de soporte en todo el pie de la DGPL, concordando con lo dicho por Pallares-Ramos (2001) como factor detonante del fenómeno.



Figura 7.16 Esguimientos y formación de cárcavas (líneas punteadas) en el flanco izquierdo de la DGPL Cañón de Yerbabuena.

La deformación en la ladera (hasta 3 cm/año V_{slope}) está presente en todo el cuerpo inestable y clasifica a Cañón de Yerbabuena como un PRM con velocidad muy lenta (Cruden y Varnes, 1996). El comportamiento lineal de las series de tiempo (Fig. 7.17 a) en la parte superior y flancos de la DGPL está estrechamente relacionado con la falta de escarpes secundarios, grietas de tensión o PRM secundarios. La uniformidad del terreno permite que el movimiento que vemos no esté influenciado por lo que está pasando al interior de la DGPL y que en su lugar sea el reflejo de la superficie de deslizamiento. Por lo tanto, la linealidad y bajas velocidades de desplazamiento (2-15 mm/año V_{slope}) podrían ser indicativos de una superficie planar. De lo contrario, una superficie circular debería de asociarse a valores negativos significativos cerca del contra-escarpe, nulos o mínimos cerca del eje rotacional y positivos hacia el pie de la inestabilidad (Fratini et al., 2018).

Por otro lado, las series de tiempo no lineales presentan un ligero abultamiento generalizado (valores negativos en LOS ; Fig. 7.17 b), seguido de una etapa extensiva presente hasta la actualidad. Si bien este es un comportamiento normal en la parte baja de una DGPL (Agliardi et al., 2012), la zona de los escarpes secundarios debería de presentar un componente puramente extensivo. Así mismo, no queda claro si este comportamiento es recurrente debido al rango de tiempo que abarca el *stack* de imágenes (2015-2018). No obstante, es evidente que en la parte central de la DGPL se están desarrollando procesos más complejos y el comportamiento no lineal podría indicar una fragmentación de la masa rocosa (e.g. cuña en M1, figuras 7.8 y 7.14) o deslizamientos secundarios activos.

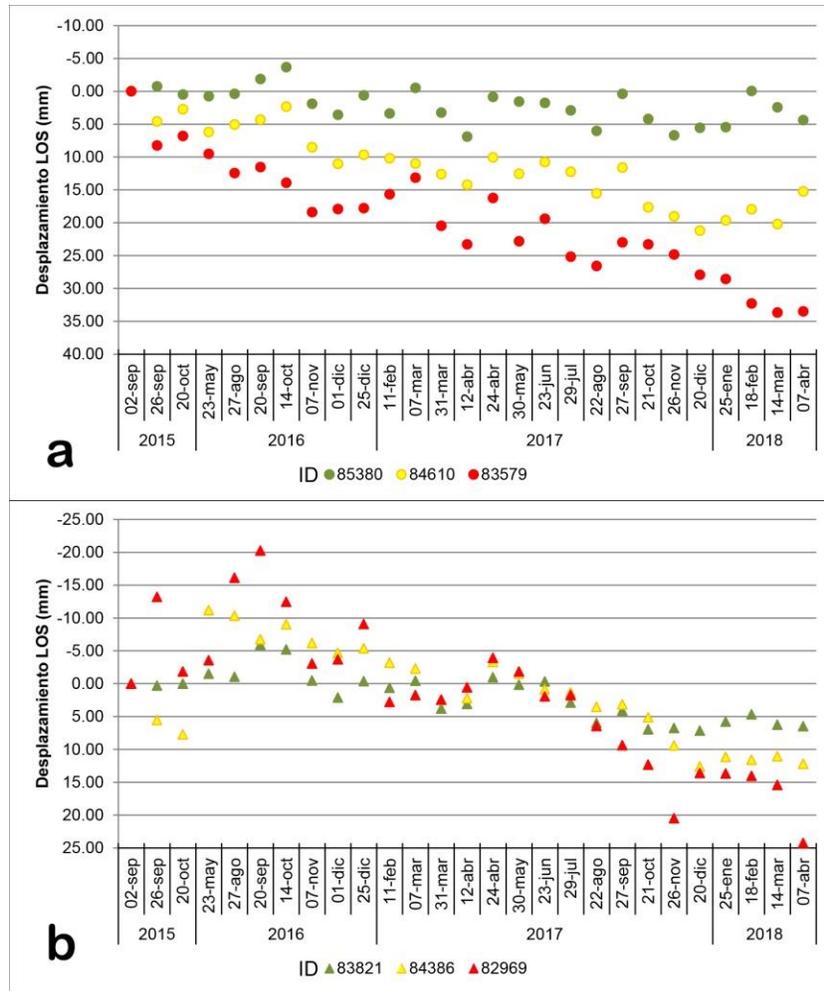


Figura 7.17 Desplazamiento (*LOS*) de algunos retro-dispersores según su tendencia. (a) Lineal y (b) no lineal. La localización de los puntos está indicada en la figura 7.13 (polígonos con línea punteada).

Las secciones de la figura 7.18 resumen los comportamientos antes descritos además de evidenciar comportamientos particulares en ciertos sectores. Por un lado, en el perfil A-A', que pasa fuera de la zona de escarpes secundarios, es posible observar como la deformación tiene velocidades consistentes (entre 5-10 mm/año aproximadamente), sugiriendo un movimiento exclusivamente planar. A su vez, la sección B-B', con velocidades entre los 5-11 mm/año, refleja el comportamiento más complejo al interior de la DGPL. Los sectores con comportamientos particulares quedan restringidos a los escarpes secundarios y mesas. En el primer caso, la velocidad aumenta considerablemente en la parte media de los escarpes, se mantiene constante y luego disminuye cerca de la mesa M1 (Fig. 7.18 B-B'), indicando posiblemente un movimiento roto-traslacional. De igual forma, existe un aumento de la deformación en el límite superior de las dos mesas (M1 y M2), que disminuye gradualmente y se relaciona probablemente a un movimiento rotacional. Estas aseveraciones quedan limitadas por la densidad y cantidad de retro-dispersores utilizados en la elaboración de las gráficas de velocidad en la figura 7.18. No obstante queda claro que Cañón de Yerbabuena es un fenómeno complejo, con fragmentación o deslizamientos secundarios activos dentro de la masa rocosa.

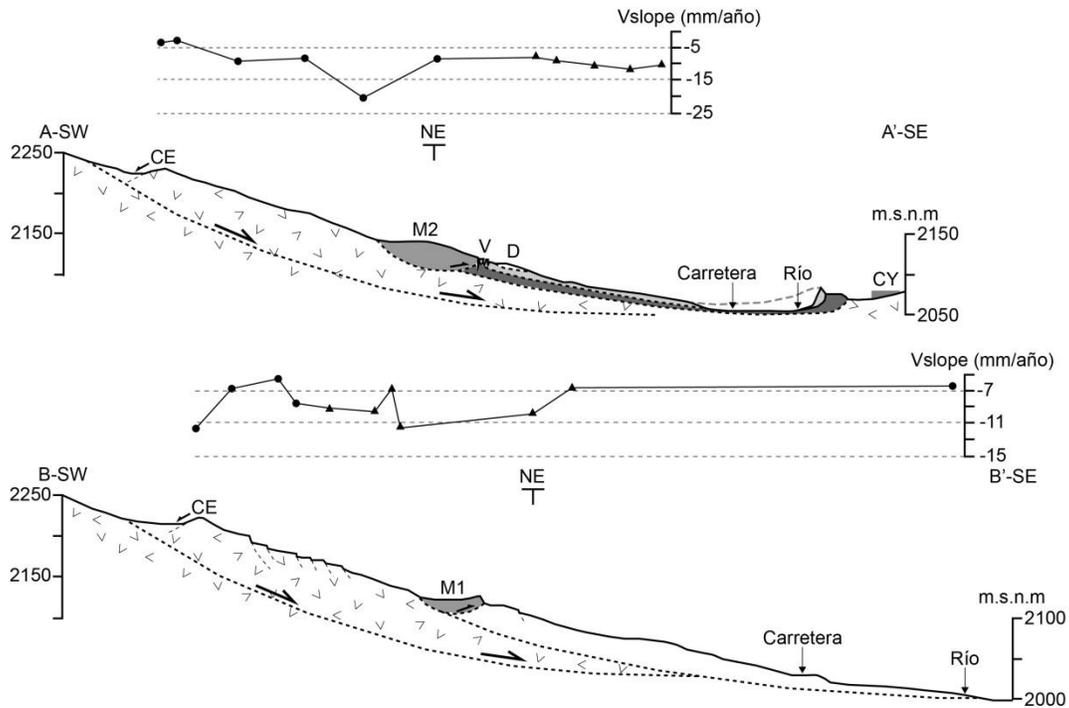


Figura 7.18 Secciones geomorfológicas de la DGPL Cañon de Yerbabuena a lo largo de los trazos marcados en la figura 7.13. Se utilizaron los puntos más cercanos a los trazos para graficar la velocidad. CE: contra-escarpe. CY: Cañon de Yerbabuena. D: desprendimientos. M1 y M2: mesetas. V: volcaduras.

7.10 Conclusiones

En este capítulo se describió la caracterización y análisis de la deformación con InSAR de la DGPL Cañon de Yerbabuena, en el municipio de Aqualulco, San Luis Potosí. Esta inestabilidad tiene velocidades muy lentas y presenta una serie de rasgos morfológicos característicos de estos fenómenos. En la parte superior se localiza un contra-escarpe (18 m de alto), grietas de tensión (hasta 3.5 m de ancho) y múltiples escarpes secundarios (2 a 4 m de alto). La parte media se caracteriza por deslizamientos rotacionales (hasta 140 m de ancho), zonas de volcaduras y de desprendimiento activas. Por último, la zona baja lo conforman depósitos de deslizamientos y avalanchas.

Los resultados PSI muestran una tasa de deformación promedio (V_{slope}) de 2.0 a 29.7 mm/año. Cerca del 87% de los retro-dispersores presentan una tendencia lineal, concentrándose en ambos flancos y la parte superior de la DGPL. Por otro lado, la parte central de la ladera tiene una tendencia no-lineal, coincidiendo con las zonas de mayor movimiento.

El marco tectónico es el factor condicionante principal. Por un lado, el sistema de falla normal-lateral izquierdo es el responsable del arreglo escalonado y truncado de los valles en la región. El cambio en la geometría del valle en el que se encuentra la DGPL predispone la forma en la que sus distintas estructuras, deslizamientos secundarios y deformación se desarrollan. Además, la ladera afectada tiene presencia de fallas al otro lado del parteaguas, en la zona inmediata al flanco derecho de la DGPL y un manantial a la altura del contra-escarpe. Estas estructuras podrían estar indicando una zona de debilidad que predispone la inestabilidad, además de promover un fracturamiento e intemperismo intenso en el macizo rocoso.

Las lluvias de temporada y la erosión pluvial son los factores detonantes principales. La primera controla a largo plazo el comportamiento de la deformación en la ladera, provocando daños recurrentes en la carretera federal, tal como se observó de agosto a septiembre de 2018. No obstante, eventos atípicos de lluvia han provocado aceleración de la deformación, conduciendo a reparaciones inmediatas de la carretera. Por su parte, la erosión pluvial genera cárcavas en los flancos de la DGPL y remoción del material al pie de la ladera.

Aunque la evolución de este fenómeno es compleja y activa, no existe constancia de que en tiempos históricos se halla generado algún deslizamiento secundario importante. Sin embargo, la erosión de los depósitos de avalancha al pie de la ladera pone al descubierto el potencial de generación de un colapso y dique. En consecuencia, la población que se encuentra al pie y flanco derecho de la DGPL se encuentra en constante peligro. Por lo tanto es necesario que a corto plazo se establezca una estación meteorológica local para evaluar de forma directa el impacto de las lluvias en la ladera. Aunado a esto, es necesario implementar un monitoreo GPS o LiDAR terrestre con el que se pueda corroborar los resultados InSAR y establecer vectores de desplazamiento en el macizo rocoso. Además, para ampliar la historia del comportamiento de la deformación en la ladera, debe de expandirse la temporalidad del análisis InSAR utilizando imágenes de otros sensores. Por último, es indispensable realizar estudios geofísicos para determinar la geometría de un posible plano de deslizamiento y la fragmentación del macizo.

Capítulo VIII. Discusión y Conclusiones

Las Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL) son fenómenos complejos que, dado su tamaño, diversidad de rasgos morfológicos, velocidades y estilo de deformación, requieren de técnicas y conocimientos específicos para su identificación, caracterización y monitoreo.

El estudio de las DGPL en el país es un tema que ha sido ampliamente descuidado. Por un lado, la conceptualización del fenómeno es poco conocido y por lo tanto el interés y conocimiento relacionado con el tema es muy bajo. Por otro lado, algunas de las técnicas comúnmente empleadas en su identificación, caracterización y monitoreo (GPS, InSAR, LiDAR y UAV), aún son de dominio de unos cuantos grupos de trabajo, poco utilizadas o empleadas exclusivamente en otros ramos.

Sin embargo, los daños económicos y humanos causados por grandes PRM, ligados a DGPL preexistentes, han dejado en claro la necesidad de que los especialistas en el ramo de las inestabilidades de ladera se involucren de forma efectiva en el tema. En ese sentido, esta tesis ofrece la primera caracterización de tres Deformaciones Gravitacionales Profundas de Laderas. Así mismo, se aplica la técnica PSI, generalmente utilizada en el estudio de la subsidencia en el país, como herramienta en la identificación y caracterización del fenómeno.

8.1 Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en México

Entre los retos sobre la investigación de las DGPL a nivel mundial se incluye la necesidad de incrementar el número de casos identificados (Pánek y Klimeš, 2016). Aunque existen inventarios importantes en Europa y Asia, en otras partes del mundo los reportes de este fenómeno son más bien limitados (Fig. 7.14). De acuerdo con esto, el conocimiento sobre la evaluación morfológica y análisis de la evolución temporal de las DGPL está basado en ambientes muy específicos.

La falta de estudios de DGPL, y otros PRM, a nivel nacional impide contrastar las características de estos eventos con los documentos a nivel global. Aún más importante, cualquier esfuerzo de remediación en las zonas afectadas será ineficaz, en especial cuando no son identificados debidamente. Por ejemplo, la deformación previa al colapso y formación de estructuras de tensión que han sido documentadas en algunos de los grandes PRM recientes en el país, son indicativos de la presencia de DGPL predecesores en otras partes del mundo (Barth, 2014; Chigira et al., 2013). A pesar de que las aseveraciones sobre estas laderas aún no están confirmadas, la eventual presencia de una DGPL imposibilitaría evaluar las zonas adecuadamente.

8.2 Casos de estudio

Existen algunas características en común entre los casos de estudio analizados. Por un lado, el estilo de deformación en las tres zonas se clasifica como *multi-storeyed*. En consecuencia, la superposición de las distintas etapas de generación de PRM secundarios y estructuras lineales (escarpes, grietas, etc.) dificulta la evaluación de la evolución del fenómeno. A pesar de ello, existen evidencias históricas y geomorfológicas que ponen al descubierto una duración de al menos varias décadas de la deformación en las laderas. La determinación de la geometría de la superficie de deslizamiento también se ve afectada por esta característica. Por lo tanto, los volúmenes de roca desplazada corresponden a valores conservadores, ya que están calculados con base en la altura de

los escarpes de los PRM secundarios. Los valores obtenidos colocan a las DGPL estudiadas entre los PRM con mayor volumen de roca desplazada en el país (Tabla 8.1). En conjunto, la deformación constante y duradera, así como el gran volumen de material rocoso afectado, ponen en peligro tanto a la población local como a otras cercanas a la zona.

Tabla 8.1 Volumen desplazado por los eventos de PRM más grandes en el país en comparación con los casos de estudio reportados en este trabajo.

Autor	Lugar	Tipo	Volumen
Hernández-Madrigal et al., 2011	San Juan Grijalva, Chis.	Deslizamiento en bloque	50,000,000 m ³
Este trabajo	Ahualulco, S.L.P.	DGPL	6,950,459 m ³
Wilde et al., 2017	El Capulín, Ver.	Complejo/compuesto	4,000,000 m ³
Este trabajo	Las Pilas, Mich.	DGPL	1,082,467 m ³
Este trabajo	Jungapeo, Mich.	DGPL	990,455 m ³
Figueroa-Miranda, 2013	Anganguero, Mich.	Sedimentos + escombros, durante el evento de flujos de detritos.	902,363 m ³
Andrade-García, 2016	Carretera Tijuana-Ensenada (km 93+50), B.C.	Deslizamiento rotacional	380,000 m ³
Lugo-Hubp et al., 2005	Sierra Norte de Puebla	Variado	<250,000 m ³
Alcántara-Ayala et al., 2017	La Pintada, Gro.	Complejo/compuesto	125,000 m ³

Por otro lado, las tasas de deformación se clasificaron como lentas en el caso de Jungapeo y muy lentas en Las Pilas y Ahualulco, de acuerdo con los rangos de velocidad propuestos por Cruden y Varnes (1996). Aunque la DGPL de Jungapeo tuvo la tasa de deformación más alta durante el periodo de monitoreo (hasta 40 cm/mes en 2015), las afectaciones han sido menores, debido a la ausencia de casas. Las estructuras civiles en peligro solamente son el complejo deportivo y la carretera al pie de la inestabilidad. Igualmente, no existe evidencia de que alguno de los PRM secundarios, cartografiados hasta el momento, haya llegado a crear alguna especie de dique. No obstante, la historia de deformación, con recurrentes aceleraciones del movimiento, formación de fracturas y PRM secundarios, lo convierten en la DGPL más activa de los tres casos.

En Las Pilas y Cañón de Yerbabuena, los daños a las estructuras civiles son más evidentes y graves. Casi la totalidad de la comunidad de Las Pilas está siendo afectada y más de la mitad de las construcciones presentan un daño estructural significativo. Según lo analizado, el comportamiento y velocidad de la deformación es estable, sin señales de que vaya a disminuir a menos que las prácticas agrícolas cambien. Por su parte, en Cañón de Yerbabuena actualmente sólo la carretera federal no. 63 es afectada por deformaciones constantes en la carpeta asfáltica. Sin embargo, la mayor parte de la comunidad se encuentra en el límite inferior del flanco derecho de la DGPL, donde se han cartografiado los depósitos de avalancha y hacia donde la dirección de los depósitos confluye topográficamente. Además, la evidencia de erosión fluvial en los depósitos apunta a la creación de diques en algún punto en la evolución de la DGPL. Este tipo de comportamiento recurrente pondría en peligro inminente al poblado, aun si el depósito de los PRM secundarios no lo afectan directamente.

8.3 Aportaciones al conocimiento de las DGPL

Incrementar el inventario de DGPL en el mundo sirve como primer paso para contestar preguntas específicas sobre su comportamiento temporal. Por ejemplo, según la propuesta de Pánek y Klimeš (2016):

- Los tipos de mecanismos que prevalecen son tipo: ¿*creep*, movimientos episódicos o ambos?
- Los movimientos episódicos o aceleraciones en el movimiento de las DGPL, ¿pueden relacionarse con factores detonantes importantes como sismos o lluvias atípicas?
- ¿Qué variables, internas o externas, controlan las fluctuaciones a corto plazo de la actividad de una DGPL?

De forma particular, los tres casos de estudio aportan nuevo conocimiento sobre estos temas, así como sobre el tipo de ambientes donde se desarrollan y la influencia antropogénica en el comportamiento de la deformación.

Como se discutió en el capítulo 7, la DGPL en Cañón de Yerbabuena es un caso único en el mundo al desarrollarse en un ambiente semidesértico, con lluvias acumuladas anuales menores a los 500 mm. La existencia de esta inestabilidad deja en claro que las DGPL no son exclusivas de ciertos climas, sino que su presencia está ligada preferencialmente a otros factores condicionantes (e.g. litología, condición mecánica de las rocas, intemperismo, fracturas, tectónica, etc.).

Los movimientos dentro de las DGPL estudiadas presentan comportamientos episódicos y de *creep*. Debido al alcance del periodo de monitoreo GPS y estudio PSI, no puede asegurarse que el *creep* se mantenga a largo plazo. No obstante, a reserva de los episodios de aceleración, el movimiento dentro de las laderas es continuo durante todo el año, indicando que a corto plazo es el mecanismo dominante. Por otro lado, los eventos de aceleración detectados demostraron ser aspectos particulares muy interesantes dentro de la evolución temporal de las DGPL. Uno de los factores detonantes de estos eventos, en las tres laderas, han sido las lluvias atípicas.

Por ejemplo, al menos un evento de lluvia atípica pudo ligarse a la aceleración del movimiento en Cañón de Yerbabuena que ameritó reparaciones inmediatas a la carretera. Lamentablemente no existen registros de estaciones meteorológicas cercanas a la inestabilidad que ayuden a identificar más de estos eventos. Asimismo, la lluvia atípica de febrero de 2010 en el Oriente de Michoacán provocó no solo aceleración tanto en Las Pilas como en Jungapeo, sino también el desarrollo de PRM secundarios de menor dimensión dentro de la zona afectada por las DGPL. Independientemente de la cantidad de lluvia que detonó este comportamiento en las tres laderas, puede confirmarse que los movimientos episódicos en las DGPL se ven ampliamente influenciados por este tipo de factores. Sin embargo, un tema de estudio que queda pendiente es el papel que juegan el marco hidrogeológico (niveles piezométricos y unidades hidroestratigráficas), así como la calidad, propiedades mecánicas y presencia de discontinuidades en el macizo rocoso como variables internas en el control de las fluctuaciones de la deformación a corto plazo en combinación con las lluvias atípicas.

Otra variable externa que no había sido considerada previamente, pero que controla a corto plazo los movimientos episódicos en las DGPL, es el uso de suelo y las prácticas antropogénicas que se derivan de su manejo. En este sentido, el comportamiento anormal de aceleración durante la época de secas en Las Pilas y Jungapeo abre un nuevo tópico de investigación. El cambio en las prácticas agrícolas, el tipo de sistema de riego y el mal manejo de los recursos hídricos promueven comportamientos que de forma natural no han sido reportados en otros sitios. Por lo tanto, el factor antropogénico como detonante de estas aceleraciones debe de ser tomado en cuenta en lugares afectados por DGPL con condiciones similares.

8.4 Factores detonantes y condicionantes

Dentro de los factores condicionantes, el marco tectónico, el tipo de litología y la condición del macizo rocoso son los más importantes. Los tres casos de estudio se desarrollan en provincias fisiográficas (Mesa Central y FVTM) con importantes eventos tectónicos, expresados en varios sistemas de fallas, reactivación de estructuras y deformación. Además, las paredes de los valles, de origen tectónico afectados por erosión hídrica significativa, presentan intenso fracturamiento e intemperismo. Este tipo de ambientes tectónicos y calidad de los macizos rocosos son característicos de zonas generadoras de DGPL alrededor del mundo (Agliardi et al., 2001; Coltorti et al., 2011; Franck et al., 2011; Hradecký and Pánek, 2008; McLean et al., 2015).

Por otro lado, el factor detonante principal en los tres casos fue el agua. Por ejemplo, aunque la cantidad de lluvia que cae en Cañón de Yerbabuena es intrínsecamente baja, el comportamiento torrencial de esta crea corrientes intermitentes y escurrimientos en las laderas con un potencial de erosión hídrica intensa en toda la región, que se incrementa por la escasa cobertura vegetal. Esta dinámica erosiva es la que en última instancia ha removido el material al pie de la DGPL, provocando la pérdida de soporte en esta zona y promoviendo la deformación continua. En Las Pilas y Jungapeo, el mal manejo de los recursos hídricos crea condiciones anómalas que favorecen la aceleración del movimiento en el primer semestre del año. Además en los tres lugares, las lluvias atípicas han detonado eventos de aceleración y generación de PRM secundarios que han causado daños a las estructuras civiles.

8.5 Ventajas y desventajas de la técnica PSI

La identificación de nuevos casos de DGPL en el Oriente de Michoacán utilizando PSI se vio afectada por algunas de las desventajas de la técnica. La discusión sobre los resultados se detalla en el capítulo 6. No obstante, su uso fue exitoso en el caso de Ahualulco, donde la determinación de las tasas de deformación ayudó en la caracterización del fenómeno. En consecuencia, se pueden establecer una serie de consideraciones, dificultades y ventajas en el uso de PSI para este tipo de análisis.

En primera instancia, las técnicas interferométricas (DInSAR, PSI y derivadas) son consideradas procesamientos complejos que dependen de factores como el tipo de sensor utilizado, el número de imágenes SAR disponibles, las características de la deformación a estudiar, la geomorfología del terreno, el uso de suelo, etc. (Crosetto et al., 2016). Los objetivos y alcances del proyecto dependerán en gran medida de la evaluación previa de estos elementos. De esta forma, e independientemente del post-procesamiento elegido, es indispensable realizar análisis R-Index. Esto

tiene por objetivo el de establecer si la geometría e imágenes SAR disponibles permitirán obtener resultados favorables, especialmente si la zona de estudio es a nivel regional o si el fenómeno de interés se encuentra en una ladera. Además, dependiendo de la escala del uso de suelo disponible, también es recomendable hacer análisis LU-Index (*Land Use Index*) y CR-Index (*Corrected R-Index*). El primero de ellos asigna un valor probabilístico de la densidad esperada de DP a cada clase de uso de suelo, mientras que el segundo combina el R-Index y el LU-Index para determinar espacialmente las zonas con mayor probabilidad de obtener DP (Notti et al., 2012). La calidad de los datos utilizados para el LU-Index (escala y clases definidas del uso de suelo) determina en gran medida la confiabilidad de este análisis y en consecuencia los resultados del CR-Index (Notti et al., 2012). En este trabajo se optó por realizar únicamente el R-Index y evaluar cualitativamente el uso de suelo, debido a que en el país únicamente existe información a pequeña escala (1:250,000; INEGI, 2013) a nivel regional de este tipo de insumo. Por otro lado, cuando el *stack* disponible es reducido (<15 imágenes), es posible utilizar distintos algoritmos como SBAS (*Small Baseline Subset*) para sacar ventaja de estos datos (Bianchini et al., 2013). Por ejemplo, los *stacks* de imágenes ALOS tienen esta desventaja, sin embargo, son insumos indispensables para la obtención de resultados en zonas con presencia de vegetación. El éxito de la aplicación de este tipo de técnicas depende en gran medida de la evaluación y consideraciones previas.

Parte de las consideraciones presentadas en el párrafo anterior pueden también suponer desventajas de la técnica si no son abordadas de forma eficiente desde un comienzo. A continuación se describen otras complicaciones y la forma en la que afectaron los resultados de este trabajo:

- Naturaleza oportunista de la técnica. Es posible determinar, hasta cierto punto, las zonas en donde se puede esperar una mayor densidad de DP. Sin embargo, aún no es posible determinar la cantidad real de puntos que se recuperarán, ya que esto depende totalmente de la presencia de DP en el terreno. Esto se vio reflejado en la falta de resultados en las DGPL de Las Pilas y Jungapeo en comparación de la excelente densidad de DP en Ahualulco, con un tipo de vegetación opuesta. Aunque en Las Pilas y Jungapeo existe una gran cantidad de bloques basálticos dispersos sobre la ladera (al igual que en Ahualulco), la vegetación abundante generó condiciones de decorrelación temporal que hizo imposible la recuperación de DP estables.
- Pérdida de coherencia por movimientos rápidos en la ladera. Las técnicas InSAR solamente tienen la capacidad de medir deformaciones en el terreno si la diferencia de fase provocada entre dos adquisiciones es menor al ciclo de la fase inicial (π). Por lo tanto, el movimiento máximo detectable corresponde a una fracción de $\lambda/4$ durante el intervalo de repetición de las adquisiciones (Crosetto et al., 2016). De esta forma, el satélite Sentinel-1 tiene la capacidad de medir deformaciones de hasta 42.6 cm/año, tomando en cuenta un intervalo de adquisición cada 12 días. En nuestro caso se consideraron imágenes con un intervalo de aproximadamente un mes entre adquisiciones, lo que permitiría detectar deformaciones de hasta 17 cm/año. En consecuencia cualquier movimiento en las laderas por arriba de esa cifra sufrirá de decorrelación. Esto representa un gran limitante en DGPL con deformaciones más rápidas como Jungapeo, en donde el movimiento horizontal acumulado alcanzó valores de casi 6 m durante el periodo monitoreado. Así mismo, no será posible identificar eventos de aceleración en la ladera, como los documentados en los tres lugares, si superan el rango de detección. Por ejemplo, es posible que las deformaciones observadas

entre agosto y septiembre de 2018 en Cañón de Yerbabuena no sean recuperadas si el análisis PSI se extiende hasta esas fechas, a pesar de ser eventos recurrentes que definen en gran medida el comportamiento y peligrosidad del fenómeno en este lugar.

- Representación unidimensional de la deformación. Los resultados InSAR son una re-proyección de los componentes 3D de la deformación a una representación unidimensional (*LOS, Line of Sight*). La única forma de recuperar los componentes vertical y horizontal es a través de la combinación de imágenes con geometría ascendente y descendente. Si la disponibilidad de imágenes no es la óptima, lo más conveniente es utilizar las metodologías mencionadas en el capítulo 4, para convertir la deformación *LOS* a deformación vertical o con respecto a la pendiente (V_{slope}). No obstante, estas hacen suposiciones sobre la dirección de la deformación que pueden no estar apegadas al comportamiento real del fenómeno estudiado. Por ejemplo, la parte media de la DGPL de Cañón de Yerbabuena presenta un comportamiento no lineal que puede estar ligado a la fragmentación interna o bien a movimientos rotacionales. En consecuencia, los valores V_{slope} (dirección más probable del desplazamiento paralelo a la superficie) en este lugar deben de ser considerados con reserva.

Por otro lado, una de las principales ventajas radica en el rango de fenómenos detectables. En este trabajo se detectaron zonas con problemas de erosión hídrica intensa, inestabilidad en zonas con acumulación de detritos y deformación en estructuras civiles de reciente construcción. Aunque la falta de DP en las DGPL de Las Pilas y Jungapeo impidió contrastar el análisis PSI con el monitoreo GPS, en general, las técnicas interferométricas han sido ampliamente validadas con respecto a la variedad de algoritmos existentes, así como con otros métodos de monitoreo (Crosetto et al., 2016). Asimismo, el cálculo de las velocidades de deformación y análisis de series de tiempo permiten complementar eficientemente la caracterización de los fenómenos detectados, como en el caso de la DGPL Cañón de Yerbabuena. Actualmente existen técnicas como LiDAR que permiten un muestreo significativamente superior a InSAR. A pesar de que no es posible calcular la cantidad de DP recuperables desde un inicio, la cobertura espacial y temporal es mejor que lo que la mayoría de las técnicas de monitoreo pueden alcanzar. Las adquisiciones SAR tienen un inventario que comienza en los 90's con intervalos mensuales, por lo tanto, es posible utilizar estos insumos en evaluaciones de deformación histórica. Además, la gran variedad de algoritmos e imágenes SAR gratuitas, reducen al mínimo los costos de implementación. Por último, la metodología de post-procesamiento, implementada en los resultados, facilita la identificación, en extensiones amplias, de laderas con deformación de baja actividad.

8.6 Trabajo Futuro

Parte de los retos actuales en el estudio de las DGPL se enfoca en entender la geometría de la zona de deslizamiento, la dinámica interna y fragmentación del macizo rocoso. Dada la complejidad y tamaño de estos fenómenos, los estudios geofísicos son una alternativa poco utilizada a nivel mundial (Barla, 2018; Brückl et al., 2006) que podría dar respuesta a estos temas. Por otro lado, aunque el flujo de agua superficial en Las Pilas y Jungapeo juega un papel substancial en el comportamiento anómalo de la deformación, poco se sabe sobre la interacción a profundidad entre este y el material rocoso. De la misma forma, no queda claro el rol de los manantiales presentes en Cañón de Yerbabuena sobre la deformación. Aunque esto quedaría parcialmente abordado con

exploraciones geofísicas, es necesario realizar una caracterización de las propiedades físicas y mecánicas de las rocas. En última instancia, estos datos permitirían realizar modelaciones numéricas que ayuden a entender las interacciones en conjunto.

En relación a InSAR, es necesario, en la medida de lo posible, implementar análisis SBAS así como usar otro tipo de sensores de banda L o X. Esto permitiría aprovechar *stacks* reducidos, en el caso de las imágenes ALOS, e incrementar el muestreo, en el caso de imágenes de banda X con mejor resolución. Por último, es recomendable automatizar la metodología del post-proceso para mejorar significativamente el tiempo implementado.

8.6 Conclusiones

En este trabajo se abordó el primer estudio de Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera (DGPL) en México. La caracterización geomorfológica, mapa inventario, descripción litológica y determinación de las tasas de deformación (GPS diferencial y PSI) permitieron la definición del fenómeno en las tres localidades estudiadas. A continuación se enumeran las principales conclusiones.

1. DGPL Jungapeo

- a) El área afectada por la inestabilidad comprende 16.7 Ha, con dimensiones máximas de 530 m de ancho por 460 m de largo. El estilo de deformación *multi-storeyed* ha generado al menos tres etapas de formación de procesos de remoción en masa (PRM) colaterales, varias zonas de desprendimiento, escarpes secundarios y grietas de tensión.
- b) La litología involucrada corresponde a rocas vulcanosedimentarias pertenecientes al Terreno Guerrero.
- c) El monitoreo con GPS diferencial indicó un movimiento acumulado de 6 m horizontales y 2 m verticales, entre marzo 2015 a febrero 2017.

2. DGPL Las Pilas

- a) Comprende un área de 22 Ha, con dimensiones máximas de 360 m de ancho por 700 m de largo. Se estableció el inventario de 19 PRM colaterales, con un estilo de deformación *multi-storeyed*, originadas en al menos siete etapas distintas.
- b) Litológicamente se desarrolla sobre una brecha de composición andesítica.
- c) Entre junio 2013 a febrero 2017 la deformación acumulada, de acuerdo al monitoreo con GPS diferencial, fue de 34 cm horizontales y 16 cm verticales.

3. DGPL Cañón de Yerbabuena

- a) Abarca un área de 74.1 Ha, con dimensiones máximas de 907 m de ancho por 887 m de largo. Se identificaron 57 escarpes y grietas de tensión, dos mesas producto de un gran deslizamiento rotacional, tres depósitos de avalancha, cinco deslizamientos de menor dimensión, zonas de desprendimiento y volcaduras.
- b) Afecta riodacitas y latitas del Complejo Volcánico de Ahualulco.
- c) La tasa de deformación promedio, de acuerdo con el resultado PSI, es de 2.0 a 29.7 mm/año (V_{slope}). El comportamiento de los dispersores permanentes en la parte media de la DGPL indica un comportamiento complejo en la deformación, debido a la fragmentación de la masa rocosa o a la acción de deslizamientos secundarios activos.

4. Factores condicionantes y detonantes

- a) Las DGPL de Jungapeo y Las Pilas se localizan en una región con: litología deformada, cuya naturaleza e intemperismo significativo las caracteriza con altos contenidos de arcilla y arena; pendientes abruptas; y cambios en las prácticas agrícolas tradicionales hacia el monocultivo intensivo. Como factor detonante principal, el exceso de agua provocado por el sistema de riego rodado también incentiva una aceleración anómala de la deformación durante la época de secas en ambas laderas. Por su parte, las lluvias atípicas provocan la generación de PRM colaterales.
 - b) La deformación en la DGPL Cañón de Yerbabuena es condicionada por el sistema de fallas regional que parece provocar una zona de debilidad en la zona del contra-escarpe; además de controlar la geometría del valle y, por lo tanto, la disposición de la DGPL y los PRM secundarios. Los factores detonantes son la temporada de lluvias y la erosión pluvial al pie de la DGPL.
5. PSI en el Oriente de Michoacán
- a) Seis zonas potencialmente anómalas fueron detectadas y relacionadas a problemas estructurales en asentamientos humanos de reciente desarrollo y formación de cárcavas por erosión hídrica severa.
 - b) La decorrelación temporal impidió la detección de nuevos casos de DGPL, así como la evaluación de los casos en Jungapeo y Las Pilas con esta técnica. Aplicar algoritmos como SBAS o utilizar plataformas con distinta banda podría solventar esta problemática.

Anexo A

Cálculo de Volumen de un PRM

Cruden y Varnes (1996) propusieron una fórmula para el cálculo del volumen inicial de la masa rocosa antes de ser desplazada (Vol_r) en la cual asumieron una geometría semejante a la mitad de un elipsoide (Ec. A1).

$$Vol_r = \frac{1}{6} \pi D_r \times W_r \times L_r \quad \text{Ec. A1}$$

Donde D_r , W_r y L_r son dimensiones del deslizamiento (Fig. A1 y Tabla A1) que pueden ser medidas en campo o a través de un SIG.

Sin embargo, cuando es complicado o poco fiable obtener esas mediciones, se puede implementar una segunda ecuación (Ec. A2) para el cálculo del volumen del material ya desplazado (Vol_d ; WP/WLI, 1990).

$$Vol_d = \frac{1}{6} \pi D_d \times W_d \times L_d \quad \text{Ec. A2}$$

Donde D_d , W_d y L_d también representan dimensiones del deslizamiento (Fig. A1 y Tabla A1).

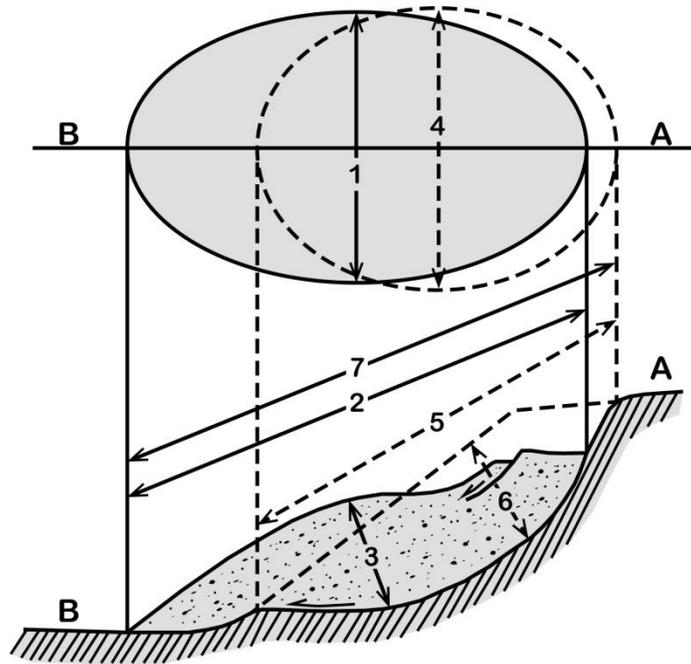


Figura A1 Dimensiones necesarias para el cálculo de volumen de un deslizamiento. La nomenclatura se describe en la Tabla A1. Las líneas punteadas indican el tamaño y posición original de la masa rocosa afectada. Modificado de Cruden y Varnes, 1996.

Tabla A1 Descripción de la nomenclatura utilizada para las dimensiones de un deslizamiento. Modificado de Cruden y Varnes, 1996.

ID	Dimensión	Descripción
1	Ancho de la masa desplazada (Wd)	Máxima amplitud de la masa desplazada perpendicular a Ld
2	Longitud de la masa desplazada (Ld)	Distancia mínima entre el pie del deslizamiento y la intersección del escarpe principal con el cuerpo principal
3	Profundidad de la masa desplazada (Dd)	Máxima profundidad de la masa desplazada, medida perpendicularmente al plano que forman Wd y Ld
4	Ancho de la superficie de ruptura (Wr)	Máxima amplitud entre los flancos del deslizamiento perpendicular a Lr
5	Longitud de la superficie de ruptura (Lr)	Distancia mínima entre el pie de la superficie de ruptura y la corona del deslizamiento
6	Profundidad de la superficie de ruptura (Dr)	Máxima profundidad de la superficie de ruptura, medida perpendicularmente al plano que contiene Wr y Lr
7	Longitud total (L)	Distancia mínima entre el pie a la corona del deslizamiento

Cuando la profundidad de la masa desplazada (Dd) no puede ser calculada de forma eficiente, es posible reemplazarlo por la profundidad de la superficie de ruptura (Dr; Dewitte y Demoulin, 2005).

Anexo B

Implementación del monitoreo GPS y metodología de procesamiento

Equipo

El GPS diferencial utilizado fue marca Leica modelo SR 500, de 12 canales y doble frecuencia, mientras que la antena fue el modelo AT502 (Fig. B1). El equipo se montó en un trípode.



Figura B1 Equipo GPS utilizado durante las campañas de monitoreo en Las Pilas y Jungapeo, Mich.

Medición en Campo

Para aprovechar los datos recabados por el Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal, se optó por utilizar la posición de las bases y los puntos de control que él estableció previamente (Figuras 5.13 y 5.17).

La campaña de monitoreo era iniciada con la colocación del GPS base que se dejaba funcionando mientras se hacían las mediciones en los puntos de control. El método de observación utilizado fue estático-rápido, con un tiempo mínimo de medición de 15 minutos por punto de control y un intervalo de observación cada 15 segundos. En cada medición se buscó que el parámetro preliminar de GDOP (*geometric dilution of precision*) fuera menor a 8. Si este valor no se cumplía, la medición se detenía y se reiniciaba minutos después, esperando que la posición de los satélites fuera óptima.

Post-procesamiento

El post-procesamiento se realizó con el programa Leica GeoOffice versión 7 (LGOv7) y el marco de referencia para la corrección de los datos fue el ITRF 2008, sugerido por INEGI para la República Mexicana (tabla B1).

Tabla B1 Marco de referencia para la República Mexicana en la zona de estudio.

Marco de Referencia	ITRF 2008 ¹
Proyección	UTM zona 14N
Elipsoide	GRS80 ¹
Modelo Geoidal	GGM10 ²

¹INEGI, 2011

²INEGI, 2010a

La corrección de las bases fue muy importante en la obtención de coordenadas precisas y coherentes en los puntos móviles. Para ello se utilizaron las estaciones de la RGNA (Red Geodésica Nacional Activa) de Guanajuato, Querétaro y Toluca (Fig. 5.1). El post-proceso se describe a continuación y se resume en la figura B2:

Fase 1. Con el marco de referencia establecido en LGOv7, los datos de todas las campañas de monitoreo para la base de un mismo lugar se importan, así como los archivos RINEX de esas fechas.

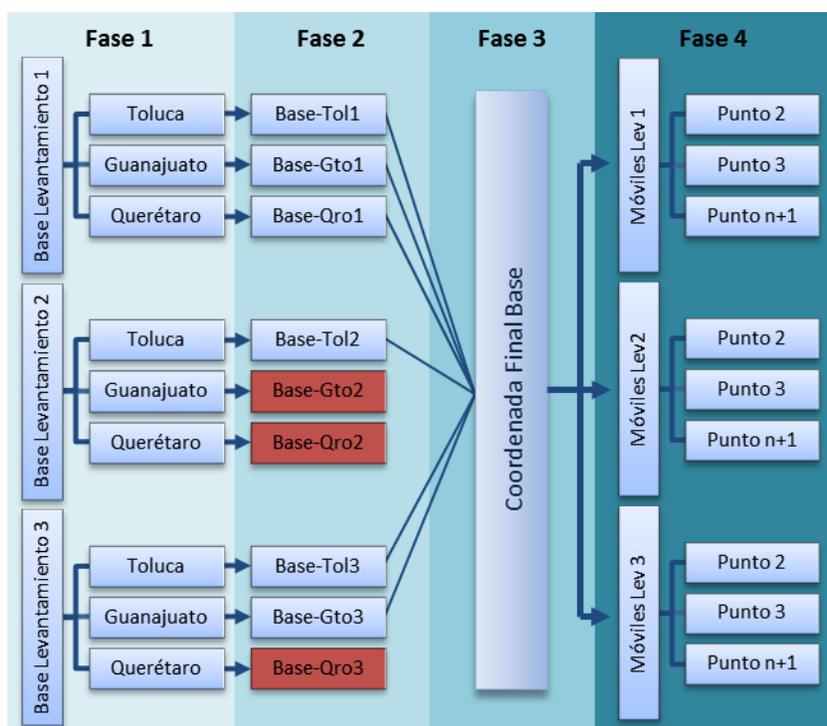


Figura B2 Fases en el post-procesamiento GPS.

Fase 2. Se realiza la corrección de la base dando como resultado un conjunto de coordenadas por cada estación de la RGNA utilizada.

Fase 3. De las coordenadas resultantes en la fase 2, se excluyen aquellos datos que no alcanzaron ambigüedad, tienen valores de dispersión muy altos (DOP en cualquiera de sus variantes >6), presentaron algún error en su procesamiento (falta de efemérides para algún satélite) y/o sobrepasaron el límite promedio permitido entre coordenadas. Con los datos restantes se realiza un promedio para obtener las coordenadas finales de la base.

Fase 4. La coordenada final de la base se propaga a cada uno de los puntos móviles de los distintos levantamientos GPS para realizar su corrección. Una vez finalizado el proceso, el software arroja datos de desviación estándar y dilución de la precisión geométrica, de posición, horizontal y vertical. Estos parámetros se analizan para excluir aquellos puntos con los mismos errores que se buscaron en la fase 3 para la base.

Posteriormente, con los valores de desviación estándar computados por el software, se calcularon los siguientes parámetros de exactitud, con niveles de confianza al 95%, de acuerdo con la Norma Técnica de Estándares de Exactitud Posicional (INEGI, 2010c):

CEP (círculo de error probable)

$$CEP_{95} = 1.2238 (\sigma_{lat} + \sigma_{lon})$$

Donde:

σ_{lat} es la desviación estándar de la latitud en metros.

σ_{lon} es la desviación estándar de la longitud en metros.

EPV (exactitud de posicionamiento vertical)

$$EPV = 1.9600\sigma_z$$

Donde:

σ_z es la desviación estándar de la altura ortométrica en metros.

Por último, los resultados de estos parámetros fueron analizados individualmente con respecto al comportamiento (horizontal y vertical) de la serie de tiempo de los puntos monitoreados. Los puntos cuya posición espacial a través del tiempo cayeron dentro del rango del CEP o EPV, según fuera el caso, se consideraron como 'sin movimiento aparente'.

Anexo C

Artículo Publicado

Villaseñor-Reyes, C.I., Dávila-Harris, P., Hernández-Madrigal, V.M., Figueroa-Miranda, S., 2018. Deep-seated gravitational slope deformations triggered by extreme rainfall and agricultural practices (eastern Michoacan, Mexico). *Landslides* 15, 1867–1879. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-1031-z>

Recent Landslides

Landslides
DOI 10.1007/s10346-018-1031-z
Received: 30 March 2018
Accepted: 21 June 2018
© Springer-Verlag GmbH Germany
part of Springer Nature 2018

Cecilia Irene Villaseñor-Reyes · Pablo Dávila-Harris · Víctor Manuel Hernández-Madrigal · Sócrates Figueroa-Miranda

Deep-seated gravitational slope deformations triggered by extreme rainfall and agricultural practices (eastern Michoacan, Mexico)

Abstract The study of deep-seated gravitational slope deformations (DSGSD) in Mexico is scarce; therefore, their localization and causes are highly overlooked. The present paper examines the characterization of the DSGSD of Jungapeo and Las Pilas in eastern Michoacan state, currently active and endangering their inhabitants. An integrated study, including detailed lithology, morpho-structural inventories, analysis of land use, and pluviometric regime, was performed and complemented with differential global positioning system monitoring networks. Both landslides developed over highly weathered volcano-sedimentary rocks. On the one hand, the Jungapeo landslide has an estimated volume of 990,455 m³ with steady decreasing velocity rates from 41 to 15 cm/month in the first monitoring period to 13–3 cm/month in the last one. On the other hand, the Las Pilas landslide estimated volume is about 1,082,467 m³ with a stable velocity rate of 1.3 to 0.1 cm/month. Despite the multi-storeyed style of activity, two behaviors of instability were distinguished: slow deformation and secondary landslide stages. The conditioning factors for slow deformation in both DSGSD are the combination of weathered lithology with clay- and sand-rich content, and the shift toward intensive monoculture. The triggering factor is related to excess water produced by an inefficient flood-irrigation system that also generates an atypical acceleration behavior in both landslides during the dry season. The DSGSD activity thus predisposes the generation of tension cracks and secondary scarps from which the collateral landslides are triggered by atypical rainfall, such as that of 2010.

Keywords Deep-seated gravitational slope deformations · Kinematic behavior · Landslides · Michoacan · Mexico

Introduction

Deep-seated gravitational slope deformations (henceforth DSGSD) has been recognized worldwide (Pánek and Klimeš 2016). Yet, in Mexico, the identification, research advances and inventory of these phenomena have remained limited (Muñiz-Jauregui and Hernández-Madrigal 2012). However, after a series of atypical rains in February 2010 (Aguilar-Garduño et al. 2010; Figueroa-Miranda 2013), two independent slopes in eastern Michoacan state have gained attention due to the slow deformation that have affected local buildings, roads, and crop fields. These hill slopes are located in a highly active agricultural area, endangering two communities

within the Jungapeo municipality (Fig. 1). The first community, Jungapeo town, located in the central part of the municipality, has 5073 inhabitants and 1533 households (INEGI 2010a). The other community, Las Pilas, 4 km away, located in the eastern part of the municipality, has 174 inhabitants and around 50 households (INEGI 2010a).

History of local instability in the area dates back over decades, with clear acceleration or reactivation by the abovementioned 2010 hydro-meteorological event. Nonetheless, these kinds of instability processes have never been thoroughly studied in Mexico. Thus, the objective of this paper is to characterize the temporospatial extension and behavior of the two phenomena. The paper also seeks to address the triggering factors and the influence of rain and land use in the acceleration of the slow movement and generation of secondary mass movements, principally to identify anomalous behavior in the movement patterns that potentially lead to disastrous consequences. Therefore, monitoring networks based on differential global positioning system (henceforth DGPS) were implemented to make for a better understanding of the kinematics of the slopes. The monitoring technique was supported with geological analysis of the area, local mass movement inventory, morpho-structural maps, analysis of the land use, and pluviometric regime.

Methodology

Geological setting of the area was updated from published papers and unpublished technical reports through orthophotos (2 m in resolution), hillshade maps (15 m in resolution), and field surveys. These data were used to describe the lithology, define the contacts and strata disposition of each unit involved on the slopes. Also, to provide a better understanding of the processes in the unstable areas, geological cross sections were produced.

Using two image sets, morpho-structural and land use maps of each slope were produced. The first set comprised satellite images from 2002, 2010, and 2016, available on Google Earth™ platform. Additionally, for the Jungapeo instability area, we used two images taken by an unmanned aerial vehicle (UAV) in 2014 and 2015 (10 cm in resolution). These image sets allowed the characterization of the main scarps, body limits, secondary scarps, tension cracks, active detachment zones, and differentiation of the crop type. All the derived information was verified by using field surveys.

To determine the extension of each landslide and its topographic displacements, we carried out six DGPS survey

Referencias

- Agliardi, F., 2012. Slow, deep-seated rock slope deformation. Educational project, field trip and workshop. Koefels- Suedtirol- Matrei. [http:// www.geology.cz/projektvzdelavani/Pomocna/ 04_agliardi_DSGSD.pdf](http://www.geology.cz/projektvzdelavani/Pomocna/04_agliardi_DSGSD.pdf)
- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59, 83–102. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(00\)00066-1](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(00)00066-1)
- Agliardi, F., Crosta, G.B., Frattini, P., 2012. Slow rock-slope deformation, en: Clague, J. J. & Stead D. (Eds) *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 207–221. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511740367.019>
- Aguiar-Garduño, E., Santillán, H., Salgado, M., Martínez, M., 2010. Análisis técnico de la vulnerabilidad hidrológica ante el crecimiento urbano. Caso de Angangueo, Mich., en: XXI Congreso Nacional de Hidráulica. Zapopan, Jalisco.
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001. The Amzacala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203–218.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* 31, 773. <https://doi.org/10.1130/G19665.1>
- Aguirre-Díaz, G. J., Jaimes-Viera, M. del C., Nieto-Obregón, J., 2006. The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, en: Special Paper 402: Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A Perspective from México. Geological Society of America, pp. 139–154. [https://doi.org/10.1130/2006.2402\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2402(06))
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII, 65–82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L.F., Xu, S.S., 2002. El Sistema de Fallas Taxco- San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post- Eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 55, 12–29.
- Alcántara-Ayala, I., 2008. On the historical account of disastrous landslides in Mexico: the challenge of risk management and disaster prevention. *Advances in Geosciences* 14, 159–164. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-159-2008>
- Alcántara-Ayala, I., Garnica-Peña, R.J., Domínguez-Morales, L., González-Huesca, A.E., Calderón-Vega, A., 2017. The La Pintada landslide, Guerrero, Mexico: hints from the Pre-Classic to the disasters of modern times. *Landslides* 14, 1195–1205. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0808-9>
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 473–485.
- Ambrosi, C., Crosta, G.B., 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology* 83, 183–200. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.031>
- Andrade-García, P., 2016. Análisis del deslizamiento en la carretera Tijuana-Ensenada (km 93 +50) a partir modelos de relieve de alta resolución espacial. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, Mexico.
- Andreani, L., Gattacceca, J., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., Demory, F., 2014. Counterclockwise rotations in the Late Eocene–Oligocene volcanic fields of San Luis Potosí and Sierra de Guanajuato (eastern Mesa Central, Mexico). *Tectonophysics* 637, 289–304. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.015>
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005. Reactivation of the San Marcos fault during mid-to-late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico, en:

- Special Paper 393: The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives. Geological Society of America, pp. 509–521. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.509>
- Arce, J.L., Macías, J.L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V.H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., Pérez-Esquivias, H., 2012. Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico, en: *The Southern Cordillera and Beyond*. Geological Society of America, pp. 45–82. [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(04\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(04))
- Barla, G., 2018. Numerical modeling of deep-seated landslides interacting with man-made structures. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 10, 1020–1036. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2018.08.006>
- Barth, N.C., 2014. The Cascade rock avalanche: implications of a very large Alpine Fault-triggered failure, New Zealand. *Landslides* 11, 327–341. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0389-1>
- Bedolla-Ochoa, C., Bautista, F., Ihl, T., Dubrovina, I., 2017. Diversidad de suelos y su distribución espacial, en: *Estudio de Estado 2, La Biodiversidad En Michoacán*. CONABIO, México, pp. 55–63.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gámez, M., Tolson, G., Urrutia-Fucugauchi, J., 2005. Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, 429–435.
- Bermúdez-Herrera, M., 2012. Caracterización geomorfológica de deslizamientos en la cuenca del río San Pedro, Anganguero, Michoacán (Informe de Residencia Profesional). Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, Tacámbaro, Mich.
- Berti, M., Corsini, A., Franceschini, S., Iannacone, J.P., 2013. Automated classification of Persistent Scatterers Interferometry time series. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13, 1945–1958. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1945-2013>
- Bhandari, R.K., 1995. Patterns of subsidence in landslides. *Land Subsidence* 234, 403–412.
- Bianchini, S., Herrera, G., Mateos, R., Notti, D., Garcia, I., Mora, O., Moretti, S., 2013. Landslide Activity Maps Generation by Means of Persistent Scatterer Interferometry. *Remote Sensing* 5, 6198–6222. <https://doi.org/10.3390/rs5126198>
- Bisci, C., Burattini, F., Dramis, F., Leoperdi, S., Pontoni, Fabrizio, Pontoni, Franco, 1996. The Sant'Agata Feltria landslide (Marche Region, central Italy): a case of recurrent earthflow evolving from a deep-seated gravitational slope deformation. *Geomorphology* 15, 351–361. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00080-0](https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00080-0)
- Blatter, D.L., Carmichael, I., 1998. Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), Mexico: petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 121–138. <https://doi.org/10.1007/s004100050411>
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., Deino, A.L., Renne, P.R., 2001. Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: Basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1324–1342. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1324:NVATFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1324:NVATFO>2.0.CO;2)
- Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau* 64, 476–497. <https://doi.org/10.1007/BF01820679>
- Bocco, G., Mendoza, M., López, E., Velázquez, A., Torres, A., Torres, M.A., 1999. Evaluación de los cambios de la cobertura vegetal y uso del suelo en Michoacán (1975 - 1995). Lineamientos para la ordenación ecológica de su territorio, Proyecto No. 96 06 042. Programa SIMORELOS - CONACYT. Departamento de Ecología de los Recursos Naturales. Instituto de Ecología, UNAM Campus Morelia, Morelia, Michoacán, México.

- Bovis, M.J., 2013. Sackung, en: Bobrowsky P.T. (Eds) Encyclopedia of Natural Hazards. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, pp. 881–882.
- Bovis, M.J., 1982. Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin* 93, 804. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<804:UASITC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<804:UASITC>2.0.CO;2)
- Broxton, P.D., Zeng, X., Sulla-Menashe, D., Troch, P.A., 2014. A Global Land Cover Climatology Using MODIS Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 53, 1593–1605. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0270.1>
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 1040–1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. *Serie Técnico-Científica 1 Universidad Autónoma de Guerrero* 101.
- Campos-Enríquez, J.O., Lermo-Samaniego, J.F., Antayhua-Vera, Y.T., Chavacán, M., Ramón-Márquez, V.M., 2015. The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. Seismic and gravity characterization. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67, 315–335.
- Cantagrel, J., Robin, C., 1979. K–Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99–114.
- Capra, L., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, Mexico: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional* 36.
- Carrillo-Bravo, J., 1982. Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros XXXIV*, 21–46.
- Chan, Y.K., Koo, V.C., 2008. AN INTRODUCTION TO SYNTHETIC APERTURE RADAR (SAR). *Progress In Electromagnetics Research B* 2, 27–60.
- Chigira, M., Tsou, C.-Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N., Matsuzawa, M., 2013. Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. *Geomorphology* 201, 479–493. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.020>
- Ciampalini, A., Raspini, F., Bianchini, S., Frodella, W., Bardi, F., Lagomarsino, D., Di Traglia, F., Moretti, S., Proietti, C., Pagliara, P., Onori, R., Corazza, A., Duro, A., Basile, G., Casagli, N., 2015. Remote sensing as tool for development of landslide databases: The case of the Messina Province (Italy) geodatabase. *Geomorphology* 249, 103–118. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.029>
- Cigna, F., Bateson, L.B., Jordan, C.J., Dashwood, C., 2014. Simulating SAR geometric distortions and predicting Persistent Scatterer densities for ERS-1/2 and ENVISAT C-band SAR and InSAR applications: Nationwide feasibility assessment to monitor the landmass of Great Britain with SAR imagery. *Remote Sensing of Environment* 152, 441–466. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.06.025>
- Cigna, F., Bianchini, S., Casagli, N., 2013. How to assess landslide activity and intensity with Persistent Scatterer Interferometry (PSI): the PSI-based matrix approach. *Landslides* 10, 267–283. <https://doi.org/10.1007/s10346-012-0335-7>
- Cigna, F., Osmanoglu, B., Cabral-Cano, E., Dixon, T.H., Ávila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., DeMets, C., Wdowinski, S., 2012. Monitoring land subsidence and its induced geological hazard with Synthetic Aperture Radar Interferometry: A case study in Morelia, Mexico. *Remote Sensing of Environment* 117, 146–161. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.005>
- Colesanti, C., Wasowski, J., 2006. Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry. *Engineering Geology* 88, 173–199. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.09.013>
- Copernicus, 2018. Sentinel data 2014-2018. Retrieved from ASF DAAC, between February and March 2018, processed by ESA.

- Corona-Chávez, P., Salgado-Soto, Z., Menella, L., Garduño, V.H., 2000. Carta geológico-minera AngangueoE14-A26. Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano.
- Crosetto, M., Monserrat, O., Iglesias, R., Crippa, B., 2010. Persistent Scatterer Interferometry: Potential, Limits and Initial C- and X-band Comparison. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 76, 1061–1069. <https://doi.org/10.14358/PERS.76.9.1061>
- Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M., Devanthery, N., Crippa, B., 2016. Persistent Scatterer Interferometry: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 115, 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.011>
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. *Landslide Types and Processes*. Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report 247, 36–75.
- Cruz-Castillo, M., Delgado-Argote, L. a., 2000. Los deslizamientos de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, Baja California. *GEOS* 20, 418–432.
- Cuevas Barragán, C.D., Ocampo Díaz, Y.Z., 2017. *Sedimentología de un foredeep confinado: Formación Caracol Cretácico Tardío de la Cuenca Mesozoica del Centro de México*. Editorial Académica Española.
- Curlander, J.C., McDonough, R.N., 1991. *Synthetic aperture radar: systems and signal processing*, Wiley series in remote sensing. Wiley, New York.
- Dabboor, M., Brisco, B., 2018. Wetland Monitoring and Mapping Using Synthetic Aperture Radar, en: *Wetlands Management - Assessing Risk and Sustainable Solutions*. IntechOpen, p. 27.
- DeGraff, J.V., Canuti, P., 1988. Using isopleth mapping to evaluate landslide activity in relation to agricultural practices. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 38, 61–71. <https://doi.org/10.1007/BF02590449>
- Del Soldato, M., Riquelme, A., Bianchini, S., Tomàs, R., Di Martire, D., De Vita, P., Moretti, S., Calcaterra, D., 2018. Multisource data integration to investigate one century of evolution for the Agnone landslide (Molise, southern Italy). *Landslides* 15, 2113–2128. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-1015-z>
- De la Luz-D'Elia, A.R., 2011. *Análisis y Definición de Tipos de Deslizamientos y sus Zonas de Susceptibilidad en la Microcuenca de El Ventilador, Angangueo, Michoacán, México*. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Querétaro, Santiago de Querétaro, Querétaro.
- Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Instituto de Geología UNAM* 5, 217–222.
- Dramis, F., Blumetti, A.M., 2005. Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics* 408, 177–191. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.032>
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53, 1–26.
- EEXCO, 2012. *Atlas de Riesgos Naturales de Angangueo, Michoacán*. SEDESOL 141
- EM-DAT, 2017. The OFDA/CRED - International Disaster Database [Documento WWW]. Université catholique de Louvain Brussels - Belgium. URL <http://www.emdat.be> (accedido el 12.22.17).
- ESA, 2014a. Scientific Background [Documento WWW]. URL <https://earth.esa.int/handbooks/asar/CNTR1-1-2.html> (accedido el 11.22.18).
- ESA, 2014b. Geometry Glossary [Documento WWW]. URL <https://earth.esa.int/handbooks/asar/CNTR5-5.html#eph.asar.gloss.geo:INCIDENCE> (accedido el 10.25.18).
- ESA, 2018. Radar Course 3 [Documento WWW]. URL <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers/instruments/sar/applications/radar-courses/content-3/->

/asset_publisher/mQ9R7ZVkJg5P/content/radar-course-3-slant-range-ground-range#seventeen
(accedido el 11.22.18a).

- ESA, 2019. Interferometric Wide Swath [Documento WWW]. ESA Sentinel Online. URL <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/acquisition-modes/interferometric-wide-swath> (accedido el 1.1.19).
- Farina, P., Avila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., Catani, F., 2008. DInSAR analysis of differential ground subsidence affecting urban areas along the Mexican Volcanic Belt (MVB). *Italian Journal of Remote Sensing* 103–113. <https://doi.org/10.5721/ItJRS20084029>
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000a. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 161–185. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00310-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00310-8)
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres Caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 47, 129–148. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(91\)90105-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90105-9)
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Rios, F., 2000b. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco Block, en: *Special Paper 334: Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. Geological Society of America, pp. 65–83. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.65>
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146, 284–306. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.02.004>
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F., 2007. InSAR principles: guidelines for SAR interferometry processing and interpretation, ESA TM. ESA Publications, ESTEC, Noordwijk, the Netherlands.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39, 8–20. <https://doi.org/10.1109/36.898661>
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F.L., 1999. Permanent scatterers in SAR interferometry, en: Posa, F. (Ed.), . Presented at the Remote Sensing, Florence, Italy, pp. 139–145. <https://doi.org/10.1117/12.373150>
- Figueroa-Miranda, S. (2013) Estudio del peligro por flujos de detritos y corrientes hiperconcentradas mediante Simulación Numérica en Flo-2d, caso de estudio: Anganguero, Mich. Tesis de Licenciatura. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Mexico
- Figueroa-Miranda, S., Tuxpan-Vargas, J., Ramos-Leal, J.A., Hernández-Madrigal, V.M., Villaseñor-Reyes, C.I., 2018. Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico: A review. *Engineering Geology* 246, 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.023>
- Franck, A., Audemard, M., Beck, C., Carrillo, E., 2011. Deformaciones gravitatorias profundas en laderas a lo largo de la falla activa de Boconó en el sector central de los Andes de Mérida, Venezuela occidental. *Tribuna del Investigador* 12, 28–36.
- Frangioni, S., Bianchini, S., Moretti, S., 2015. Landslide inventory updating by means of Persistent Scatterer Interferometry (PSI): the Setta basin (Italy) case study. *Geomatics, Natural Hazards and Risk* 6, 419–438. <https://doi.org/10.1080/19475705.2013.866985>
- Frattoni, P., Crosta, G., Allievi, J., 2013. Damage to Buildings in Large Slope Rock Instabilities Monitored with the PSInSAR™ Technique. *Remote Sensing* 5, 4753–4773. <https://doi.org/10.3390/rs5104753>

- Fratini, P., Crosta, G.B., Rossini, M., Allievi, J., 2018. Activity and kinematic behaviour of deep-seated landslides from PS-InSAR displacement rate measurements. *Landslides* 15, 1053–1070. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0940-6>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., Michaelsen, J., 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data* 2, 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318, 281–302. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00316-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00316-9)
- Garduño, V.H., Corona-Chávez, P., Israde-Alcántara, I., Arreygue-Rocha, E., Menella, L., Bigioggero, B.Y., Chiesa, S., 1999. Carta Geológica del Estado de Michoacán. Secretaría de Difusión Cultural y Extensión Universitaria, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Garduño-Mendoza, E., 2014. Identificación de Eventos Excepcionales, A Través de Análisis de Anillos de Crecimiento de los Árboles en el Margen de los Ríos Catingón y San Pedro en Angangueo Michoacán, México. Tesis de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48, 319–335.
- Godoy, B., Rodríguez, I., Pizarro, M., Rivera, G., 2017. Geomorphology, lithofacies, and block characteristics to determine the origin, and mobility, of a debris avalanche deposit at Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), northern Chile. *Journal of Volcanology*
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.A., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII, 227–283.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 128–147. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.005>
- González-Naranjo, G.A., Molina-Garza, R.S., Aranda-Gómez, J.J., Tristán-González, M., Aguillón-Róbles, A., Iriondo, A., Bellón, H., 2012. Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 64, 387–409.
- Gorokhovich, Y., Doocy, S., Walyawula, F., Muwanga, A., Nardi, F., 2013. Landslides in Bududa, Eastern Uganda: Preliminary Assessment and Proposed Solutions, en: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (Eds.), *Landslide Science and Practice: Volume 4: Global Environmental Change*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 145–149. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31337-0_19
- Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, D.J., Damon, P.E., 1992. Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 42, 1–18.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonel, D., 2012. Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lithosphere* 4, 331–353. <https://doi.org/10.1130/L202.1>

- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., Lucha, P., 2005. Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 69, 298–314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.01.012>
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985. The cinder cones at Michoacan–Guanajuato, Central Mexico: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105–124.
- Henriques, C., Zêzere, J.L., Marques, F., 2015. The role of the lithological setting on the landslide pattern and distribution. *Engineering Geology* 189, 17–31. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.01.025>
- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Hernández-Madrigal, V.M., 2010. Delizamientos en Anganguero, Mich. (4 de febrero del 2010). Primera Versión.
- Hernández-Madrigal, V.M., Garduño-Monroy, V.H., 2012. Peligro por Deslizamiento en la Comunidad de Las Pilas, Mpio. de Zitácuaro, Mich. (Informe Técnico No. 1). Departamento de Geología y Mineralogía. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. UMSNH, Morelia, Michoacán, México.
- Hernández-Madrigal, V.M., Mora-Chaparro, J.C., Garduño-Monroy, V.H., 2011. Large block slide at San Juan Grijalva, Northwest Chiapas, Mexico. *Landslides* 8, 109–115. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0212-1>
- Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J.C., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J.P., Fernández-Merodo, J.A., Cooksley, G., 2013. Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides: The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). *Remote Sensing of Environment* 128, 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.09.020>
- Hooper, A., 2010. A Statistical-Cost Approach To Unwrapping The Phase Of InSAR Time Series. Presented at the Fringe 2009 Workshop, ESA, Frascati, Italy.
- Hooper, A., 2009. StaMPS/MTI Manual. Version 3.1.
- Hooper, A., 2006. Persistent Scatterer Radar Interferometry For Crustal Deformation Studies And Modeling Of Volcanic Deformation. Tesis de Doctorado. Stanford University.
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., Arkan, M., 2012. Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics* 514–517, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.013>
- Hooper, A., Segall, P., Zebker, H., 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of Geophysical Research* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004763>
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., Kampes, B., 2004. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers: A New Persistent Scatterers Method. *Geophysical Research Letters* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL021737>
- Hradecký, J., Pánek, T., 2008. Deep-seated gravitational slope deformations and their influence on consequent mass movements (case studies from the highest part of the Czech Carpathians). *Natural Hazards* 45, 235–253. <https://doi.org/10.1007/s11069-007-9157-7>
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11, 167–194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Imlay, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, México. *Geological Society of American Bulletin* 47, 1091–1152.
- INEGI, 2009a. Ahualulco, San Luis Potosí. Clave geoestadística 24001. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 9.

- INEGI, 2009b. Angangueo, Michoacán de Ocampo Clave geoestadística 16005. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 9.
- INEGI, 2009c. Hidalgo, Michoacán de Ocampo Clave geoestadística 16034. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 9.
- INEGI, 2009d. Jungapeo, Michoacán de Ocampo Clave geoestadística 16047. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 9.
- INEGI, 2009e. Ocampo, Michoacán de Ocampo Clave geoestadística 16061. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 9.
- INEGI, 2009f. Tuxpan, Michoacán de Ocampo Clave geoestadística 16098. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 9.
- INEGI, 2009g. Zitácuaro, Michoacán de Ocampo Clave geoestadística 16112. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 9.
- INEGI, 2010a. Geoid gravimétrico mexicano 2010 [Documento WWW]. URL (accedido el 2.20.16).
- INEGI, 2010b. Censo de Población y Vivienda 2010 [Documento WWW]. URL <http://www.beta.inegi.org.mx/proyectos/ccpv/2010/> (accedido el 1.1.17).
- INEGI, 2010c. Norma Técnica de Estándares de Exactitud Posicional [Documento WWW]. URL http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/normastecnicas/doc/norma_tecnica_sobre_estandares_de_exactitud_posicional.pdf (accedido el 1.1.17).
- INEGI, 2011. El Cambio de Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF) en México 17.
- INEGI, 2013. Conjunto De Datos Vectoriales De Uso Del Suelo Y Vegetación Escala 1:250 000, Serie V (Capa Unión). Serie V.
- INEGI, 2015. Panorama sociodemográfico de Michoacán de Ocampo 2015.
- Iovine, G., Tansi, C., 1998. Gravity-Accommodated 'Structural Wedges' Along Thrust Ramps: A Kinematic Scheme of Gravitational Evolution. *Natural Hazards* 17, 195–224. <https://doi.org/10.1023/A:1008078217930>
- Islas, A., Ortíz, A., Robles, J., Sánchez, J.C., 1989. Estudio estratigráfico-estructural y tectónico de la parte norte del pliegue de fondo de Tzitzio, Michoacán. Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México.
- Israde-Alcántara, I., 1995. Bacini lacustri del settore centrale dell'Arco Vulcanico Messsicano: stratigrafia et evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee. Tesis de Doctorado. Università degli Studi di Milano, Milán, Italia.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 209–227. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00024-3)
- Israde-Alcántara, I., Martínez, L., 1986. Contribución al estudio geológico de la transición Pacífico-Tethis en el área de Zitácuaro, Michoacán. Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México.
- Jiang, Y., Liao, M., Zhou, Z., Shi, X., Zhang, L., Balz, T., 2016. Landslide Deformation Analysis by Coupling Deformation Time Series from SAR Data with Hydrological Factors through Data Assimilation. *Remote Sensing* 8, 179. <https://doi.org/10.3390/rs8030179>
- Jomard, H., Lebourg, T., Guglielmi, Y., 2014. Morphological analysis of deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the western part of the Argentera massif. A morpho-tectonic control? *Landslides* 11, 107–117. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0434-0>

- Kuriakose, S.L., Sankar, G., Muraleedharan, C., 2009. History of landslide susceptibility and a chorology of landslide-prone areas in the Western Ghats of Kerala, India. *Environmental Geology* 57, 1553–1568. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1431-9>
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., Aranda-Gómez, J.J., 1995. Reinterpretación de la geología del centro volcánico de la Sierra de Ahualulco, S.L.P. UASLP, Instituto de Geología, Folleto Técnico 121, 30.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1978. Cartografía Geológica Hoja San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP 41.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982. Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí. Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP Folleto Técnico no. 85, 208.
- Lange, R.A., Carmichael, I.S.E., 1991. A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin* 103, 928–940. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0928:APVFIW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0928:APVFIW>2.3.CO;2)
- Li, T., Zhao, J., Li, P., Wang, F., 2013. Failure and Motion Mechanisms of a Rapid Loess Flowslide Triggered by Irrigation in the Guanzhong Irrigation Area, Shaanxi, China, en: Wang, F., Miyajima, M., Li, T., Shan, W., Fathani, T.F. (Eds.), *Progress of Geo-Disaster Mitigation Technology in Asia*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 421–433. https://doi.org/10.1007/978-3-642-29107-4_24
- Liew, S.C., 2001. SAR Imaging - Frequency, Polarisation and Incident Angle [Documento WWW]. CRISP. URL <https://crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/rsmain.htm> (accedido el 10.25.18).
- Lollino, G., Arattano, M., Allasia, P., Giordan, D., 2006. Time response of a landslide to meteorological events. *Natural Hazards and Earth System Science* 6, 179–184. <https://doi.org/10.5194/nhess-6-179-2006>
- López-Infanzón, M., 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. Tesis de Maestría. Tulane University, New Orleans.
- Lu, P., Casagli, N., Catani, F., Tofani, V., 2012. Persistent Scatterers Interferometry Hotspot and Cluster Analysis (PSI-HCA) for detection of extremely slow-moving landslides. *International Journal of Remote Sensing* 33, 466–489. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.536185>
- Lu, P., Catani, F., Tofani, V., Casagli, N., 2014a. Quantitative hazard and risk assessment for slow-moving landslides from Persistent Scatterer Interferometry. *Landslides* 11, 685–696. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0432-2>
- Lu, P., Daehne, A., Travelletti, J., Casagli, N., Corsini, A., Malet, J.-P., 2014b. Innovative Techniques for the Detection and Characterization of the Kinematics of Slow-Moving Landslides, en: Van Asch, T., Corominas, J., Greiving, S., Malet, J.-P., Sterlacchini, S. (Eds.), *Mountain Risks: From Prediction to Management and Governance*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 31–56. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6769-0_2
- Lugo-Hubp, J., Zamorano-Orozco, J., Capra, L., Inbar, M., Alcántara-Ayala, 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, 212–228.
- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII, 379–424.
- Mahr, T., Nemçok, A., 1977. Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the tatry Mts. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 16, 104–106. <https://doi.org/10.1007/BF02591461>
- Martínez- Marín, M.A., 2016. Apuntes sobre mi pueblo Jungapeo [Documento WWW]. URL https://issuu.com/mijungapeo/docs/apuntes_sobre_jungapeo_16_oct-2016 (accedido el 1.1.17).

- Martini, M., 2008. Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Mayorga-Torres, T.M., 2013. Determinación de la deformación del terreno por movimientos en masa usando interferometría SAR (Radar de Apertura Sintética). Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Córdoba. Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich, Córdoba, Argentina.
- McCalpin, J.P., Irvine, J.R., 1995. Sackungen at the Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado. *Environmental & Engineering Geoscience* 1, 277–290. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.1.3.277>
- McDowell, F.W., Mauger, R.I., Walker, N.W., 1989. Geochronology of Cretaceous-tertiary magmatic activity in central Chihuahua, Mexico. *Continental Magmatism, Bull. N.M., Bureau of. Mines and Mineral Resources*. 131–181.
- Medina-Pulido, J.A., 2014. Monitoreo mediante GPS y caracterización Geomorfológica de un deslizamiento en la ciudad de Tuxpan, Michoacán. Tesis de Licenciatura. Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, Tacámbaro, Mich.
- Meisina, C., Zucca, F., Notti, D., Colombo, A., Cucchi, A., Savio, G., Giannico, C., Bianchi, M., 2008. Geological Interpretation of PSInSAR Data at Regional Scale. *Sensors* 8, 7469–7492. <https://doi.org/10.3390/s8117469>
- Méndez-Montevalvo, 1998. Actualización Geohidrológica del Valle de Aqualulco en el Estado de San Luis Potosí. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México.
- Mendoza-López, M.R., Luis-Aguilar, A., Castillo-Orta, S.F., Vidales-Fernández, I., 2005. Diagnostico del manejo actual del cultivo de guayaba en la region Oriente de Michoacán. Centro de Investigaciones del Pacífico, INIFAP 57.
- Mennella, L., Garduño, V.H., Bonassi, O., 2000. Fault-slip analysis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio anticline, Michoacan, Mexico, en: *Special Paper 334: Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. Geological Society of America, pp. 237–246. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.237>
- Michoud, C., Baumann, V., Lauknes, T.R., Penna, I., Derron, M.-H., Jaboyedoff, M., 2016. Large slope deformations detection and monitoring along shores of the Potrerillos dam reservoir, Argentina, based on a small-baseline InSAR approach. *Landslides* 13, 451–465. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0583-4>
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 383–394.
- Mora, O., Mallorqui, J.J., Broquetas, A., 2003. Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric sar images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41, 2243–2253. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.814657>
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology* 244, 452–473. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.002>
- Mújica-Mondragón, R., Jacobo-Albarrán, J., 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano, México. Instituto Mexicano del Petróleo Proyecto C-1156, 78.
- Muñiz-Jauregui, J.A., Hernández-Madrigal, V.M., 2012. Zonificación de procesos de remoción en masa en Puerto Vallarta, Jalisco, mediante combinación de análisis multicriterio y método heurístico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 103–114.

- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí y Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII, 285–318.
- Nishii, R., Matsuoka, N., Daimaru, H., Yasuda, M., 2013. Precursors and triggers of an alpine rockslide in Japan: the 2004 partial collapse during a snow-melting period. *Landslides* 10, 75–82. <https://doi.org/10.1007/s10346-012-0353-5>
- Notti, D., Davalillo, J.C., Herrera, G., Mora, O., 2010. Assessment of the performance of X-band satellite radar data for landslide mapping and monitoring: Upper Tena Valley case study. *Natural Hazards and Earth System Science* 10, 1865–1875. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1865-2010>
- Notti, D., Meisina, C., Zucca, F., Colombo, A., 2012. Models To Predict Persistent Scatterers Data Distribution And Their Capacity To Register Movement Along The Slope. Presented at the Fringe 2011 Workshop, ESA, Frascati, Italy, p. 6.
- Novosad, S., 1956. Fossilní rozklání hřbetu Lukšinec u Lysé hory (en Checo). *Časopis pro mineralogii a geologii* 1, 126–131.
- Orozco-Esquivel, T., M. Petrone, C., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007. Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93, 149–174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.006>
- Osmanoğlu, B., Sunar, F., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., 2016. Time series analysis of InSAR data: Methods and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 115, 90–102. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.003>
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985. Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Revista Instituto de Geología UNAM* 1–20.
- Pallares-Ramos, C., 2001. Estratigrafía y Estructura de las Rocas Volcánicas al Norte del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México.
- Pánek, T., Hradecký, J., Šilhán, K., Smolková, V., Altová, V., 2009. Time constraints for the evolution of a large slope collapse in karstified mountainous terrain of the southwestern Crimean Mountains, Ukraine. *Geomorphology* 108, 171–181. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.003>
- Pánek, T., Klimeš, J., 2016. Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: A review. *Earth-Science Reviews* 156, 14–38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.02.007>
- Pánek, T., Mentlík, P., Ditchburn, B., Zondervan, A., Norton, K., Hradecký, J., 2015. Are sackungen diagnostic features of (de)glaciated mountains? *Geomorphology* 248, 396–410. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.022>
- Pánek, T., Tábořík, P., Klimeš, J., Komárková, V., Hradecký, J., Šťastný, M., 2011. Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology* 129, 92–112. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.016>
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. *Geological Society of America Maps and Charts Series MCH072*.
- Pasuto, A., Soldati, M., 1996. Rock spreading, en: Dikau, R., Brundsen, D., Schrott, L. and Ibsen, M.L. (Eds.), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. Chichester: John Wiley & Sons, pp. 122–136.
- Pioquinto, W.P.C., Caranto, J.A., Bayrante, L.F., Zarco, M.H., Catane, S.G., 2010. Mitigating a Deep-Seated Landslide Hazard- the Case of 105 Mahiao Slide Area, Leyte Geothermal Production Field, Philippines, en: *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Presented at the Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, p. 7.

- Pradal, E., Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63, 201–215. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90074-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90074-4)
- Puente-Castillo, W.L., 2014. Estudio Geotécnico Y De Peligro Geomorfológico De Una Porción De La Sierra De San Miguelito, S.L.P. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México.
- Radbruch-Hall, D.H., Varnes, D.J., 1976. Landslides - Cause and effect. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur* 13, 205–216.
- Ráisz, E., 1959. Landforms of Mexico. Mapa escala 1:3000000. Office of Naval Research, Geography Branch. Cambridge, Massachusetts, U. S.
- Ramírez-Herrera, M.T., Gaidzik, K., 2017. La Pintada landslide—A complex double-staged extreme event, Guerrero, Mexico. *Cogent Geoscience* 3, 1–20. <https://doi.org/10.1080/23312041.2017.1356012>
- Reitner, J., Linner, M., 2009. Formation and preservation of large scale toppling related to alpine tectonic structures - Eastern Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences* 102, 69–80.
- Righini, G., Pancioli, V., Casagli, N., 2012. Updating landslide inventory maps using Persistent Scatterer Interferometry (PSI). *International Journal of Remote Sensing* 33, 2068–2096. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.605087>
- Righter, K., Rosas-Elguera, J., 2001. Alkaline Lavas in the Volcanic Front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapalpa Volcanic Fields. *Journal of Petrology* 42, 2333–2361. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2333>
- Rodríguez, S.R., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, E., 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 149–166. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.003>
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 19, 1–15.
- SafeLand, 2011. Guidelines for the selection of appropriate remote sensing technologies for monitoring different types of landslides. (No. 2), Work Package 4.2 – Remote Sensing technologies for landslide detection, monitoring and rapid mapping. Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change, and risk management strategies. 7th Framework Programme Cooperation. Theme 6 Environment (including climate change). Sub-Activity 6.1.3 Natural Hazards.
- SAGARPA, 2013. Estadística de la Producción Agrícola en 2013. [Documento WWW]. Estadística. URL <http://www.sagarpa.mx/quienesomos/datosabiertos/siap/Paginas/estadistica.aspx> (accedido el 1.9.19).
- SAGARPA, 2018a. Boletín Meteorológico (pronóstico del 4 al 5 de septiembre) [Documento WWW]. Boletín 001_septiembre_2018. URL https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/386154/Boletin_Meteorologico_del_4_al_5_de_septiembre__001_septiembre_2018.pdf (accedido el 12.6.18).
- SAGARPA, 2018b. Boletín Meteorológico (pronóstico del 8 al 10 de septiembre) [Documento WWW]. Boletín 004_septiembre_2018. URL https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/387683/Boletin_Meteorologico_del_8_al_10_de_septiembre__004_septiembre_2018.pdf (accedido el 12.6.18).
- Sánchez-Solís, D.P., 2018. Comunicación Personal- Solicitud de los registros del mantenimiento de la carretera federal San Luis Potosí-Matehuala, tramo: Ahualulco-La Bonita en el km 21+000. Centro SCT San Luis Potosí

- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Suárez-Vidal, F., Mellors, R., Ramírez-Hernández, J., 2011. Aplicación de DInSAR a los estudios de subsidencia en el Valle de Mexicali. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 63, 1–13.
- Scaioni, M., Longoni, L., Melillo, V., Papini, M., 2014. Remote Sensing for Landslide Investigations: An Overview of Recent Achievements and Perspectives. *Remote Sensing* 6, 9600–9652. <https://doi.org/10.3390/rs6109600>
- SEMARNAT, CONAFOR, 2014. Inventario Estatal Forestal y de Suelos - Michoacán de Ocampo 2013, Primera. ed. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, México.
- SIAP, 2015. Ciclicos y Perennes 2015. Anuario Estadístico de la Producción Agrícola [Documento WWW]. URL http://infosiap.siap.gob.mx/agricola_siap_gb/icultivo/index.jsp (accedido el 1.1.17).
- SMN, 2018. Tormentas intensas, actividad eléctrica y granizo, se prevén para Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí y Chiapas [Documento WWW]. URL <https://www.gob.mx/smn/prensa/tormentas-intensas-actividad-electrica-y-granizo-se-preven-para-coahuila-nuevo-leon-tamaulipas-san-luis-potosi-y-chiapas-174000?idiom=es> (accedido el 12.6.18).
- Soldati, M., 2013. Deep-seated Gravitational Slope Deformation, en: Bobrowsky P.T. (Eds) *Encyclopedia of Natural Hazards. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Dordrecht, pp. 151–155.
- Solonenko, V.P., 1976. Landslides and collapses in seismic zones and their prediction. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 13, 179.
- Sprefafico, M.C., Francioni, M., Cervi, F., Stead, D., Bitelli, G., Ghirotti, M., Girelli, V.A., Lucente, C.C., Tini, M.A., Borgatti, L., 2016. Back Analysis of the 2014 San Leo Landslide Using Combined Terrestrial Laser Scanning and 3D Distinct Element Modelling. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 49, 2235–2251. <https://doi.org/10.1007/s00603-015-0763-5>
- Suter, M., López Martínez, M., Quintero Legorreta, O., Carrillo Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin* 113, 693–703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2)
- Szynkaruk, E., Graduño-Monroy, V.H., Bocco, G., 2004. Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology* 61, 111–126. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.10.006>
- Ter-Stepanian, G., 1977. Types of compound and complex landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 16, 72–74.
- Tirado, O., 2013. Tras intensas lluvias, región Oriente con deslaves y derrumbe de carreteras. *La Voz de Michoacán*.
- Tofani, V., Raspini, F., Catani, F., Casagli, N., 2013. Persistent Scatterer Interferometry (PSI) Technique for Landslide Characterization and Monitoring. *Remote Sensing* 5, 1045–1065. <https://doi.org/10.3390/rs5031045>
- Torres-Fernández, L., 2014. Mapa de Susceptibilidad a los Deslizamientos en el Municipio de Angangueo, Michoacán, Mediante Probabilidad Condicional Enfocada al SIG. Tesis de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México
- Tristán-González, M., 2008. Evolución Tectono-Volcánica durante el Paleógeno en la Porción Sur-Oriental de la Mesa Central. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro.
- Tristán-González, M., Aguillón-Róbles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a. Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 61.

- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., 2009b. Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics* 471, 136–152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.021>
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1992. Cartografía Geológica de la Hoja Charcas, estado de San Luis Potosí. UASLP, Instituto de Geología, Folleto Técnico 115, 94.
- Varnes, D.J., 1978. Slope Movement Types and Processes, en: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), *Landslides, Analysis and Control*, Transportation Research Board, Special Report No. 176, National Academy of Sciences. pp. 11–33.
- Viero, A., Galgaro, A., Morelli, G., Breda, A., Francese, R.G., 2015. Investigations on the structural setting of a landslide-prone slope by means of three-dimensional electrical resistivity tomography. *Natural Hazards* 78, 1369–1385. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-1777-8>
- Villalpando-Tovalín, F., 2016. Modelado de deslizamientos de terreno utilizando GPS y percepción remota: Caso Ahualulco, S.L.P. Tesis de Maestría. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, San Luis Potosí, México.
- Vollrath, A., 2016. Towards the operational generation of Advanced-DInSAR time-series products suited for the integration into Coordinatore Prof. Maria Chiara Domeneghetti seismic hazard assessments. Tesis de Doctorado. Univeritá degli Studi di Pavia. Dipartimento di Scienze della Terra e dell’Ambiente, Pavia, Italia.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E., 1989. Minette lavas and associated leucites from the western front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 470–492. <https://doi.org/10.1007/BF01041754>
- Wilde, M., Morales Barrera, W.V., Schwindt, D., Búcker, M., Castillo, B.S., Terhorst, B., Rodríguez Elizarrarás, S.R., 2017. Multi-methodological Studies on the Large El Capulín Landslide in the State of Veracruz (Mexico), en: Mikoš, M., Vilímek, V., Yin, Y., Sassa, K. (Eds.), *Advancing Culture of Living with Landslides*. Springer International Publishing, Cham, pp. 173–181. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53483-1_20
- WP/WLI (The International Geotechnical Societies’ UNESCO Working Party on World Landslide Inventory), 1990. A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 41, 5–12. <https://doi.org/10.1007/BF02590201>
- Xu, S.S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004. Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico. *Geologica Acta* 2, 189–201.
- Yan, Y., Doin, M.-P., Lopez-Quiroz, P., Tupin, F., Fruneau, B., Pinel, V., Trouve, E., 2012. Mexico City Subsidence Measured by InSAR Time Series: Joint Analysis Using PS and SBAS Approaches. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 5, 1312–1326. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2012.2191146>
- Zhang, F., Wang, G., 2018. Effect of irrigation-induced densification on the post-failure behavior of loess flowslides occurring on the Heifangtai area, Gansu, China. *Engineering Geology* 236, 111–118. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.07.010>
- Zhou, X., Chang, N.-B., Li, S., 2009. Applications of SAR Interferometry in Earth and Environmental Science Research. *Sensors* 9, 1876–1912. <https://doi.org/10.3390/s90301876>