



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO EN LA LADERA OCCIDENTAL
DEL EXTREMO NORPONIENTE DE LA SIERRA DE ÁLVAREZ,
S.L.P: UN ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE EROSIÓN HÍDRICA**

T E S I S

Que para obtener el grado de:
Maestría en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Juana María Eguía del Pozo

Asesor:

Lorenzo Borselli

Beca CONACYT

No. 24472

San Luis Potosí, S. L. P.

Mayo de 2018



CONACYT: Proyecto Ciencia Básica CB-2012/184060



Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

15 de diciembre de 2016

**LIC. JUANA MARÍA EGUÍA DEL POZO
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Lorenzo Borselli** Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 15 de diciembre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

**"ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO EN LA LADERA OCCIDENTAL DEL
EXTREMO NORPONIENTE DE LA SIERRA DE ÁLVAREZ, S.L.P: UN
ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE EROSIÓN HÍDRICA"**

INTRODUCCIÓN.

1. LA EROSIÓN HÍDRICA Y LA ERODIBILIDAD DEL SUELO.
 2. MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO.
 3. DESARROLLO METODOLÓGICO: PARÁMETROS PARA EVALUAR LOS PROCESOS DE EROSIÓN EN CÁRCAVA.
 4. RESULTADOS
 5. DISCUSIÓN
- CONCLUSIONES
REFERENCIAS
ANEXOS

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE



**M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



FACULTAD DE
INGENIERÍA

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria - CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

"190 Años de Educación Pública Superior en San Luis Potosí"

 *Para Aitana, mi hija* 

recuerda siempre que eres linda, eres gentil y eres importante

este esfuerzo es con mucho amor por ti y para ti

Te ama, tu mamá

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y al Instituto de Geología por brindarme la oportunidad de seguir creciendo profesionalmente, con el financiamiento del proyecto de **Ciencia Básica No.184060 de CONACYT**.

Mi más profundo y sincero agradecimiento al Dr. Lorenzo Borselli, quien a lo largo de este camino me ha acompañado compartiendo sus conocimientos, gracias de verdad por confiar en mí para realizar este trabajo, por su paciencia y sobre todo por darme la tranquilidad que necesitaba en los momentos más difíciles para mí durante la elaboración de esta tesis, es un gran hombre Dr. Lorenzo.

Gracias al Dr. Margarito Tristán, ¿quién no le agradece a usted?, y como no hacerlo si es una gran persona, gran maestro, y hombre dedicado. Muchas gracias de corazón por siempre estar de buen humor y con la disponibilidad para nosotros sus alumnos, gracias por todas las observaciones y comentarios hacía este trabajo, por su paciencia y cariño.

Al Dr. Rafael Barboza Gudiño, por dedicar parte de su tiempo a la revisión de este trabajo, por todas sus observaciones y recomendaciones que sirvieron para mejorar esta tesis.

Un reconocimiento muy especial para mi mami María del Carmen del Pozo, a quien le es merecido gran parte de este logro, gracias por ayudarme a cuidar de mi hija durante este tiempo y por enseñarme lo fuertes que somos las mujeres, gracias por tu comprensión, tu apoyo y todo tu amor, te amo mucho.

Agradezco a mi papi Martín Eguía, quien me dio palabras de aliento, cariño, apoyo y atenciones para poder llegar a esta meta, te amo mucho.

A mi hermano Fernando, por ayudarme a estudiar para los exámenes al inicio de esta maestría.

A Eduardo, quien ha sido mi compañero durante los últimos 3 años, gracias por tu apoyo y amor incondicional hacía nosotras.

A toda mi familia, en especial a Paulina por creer siempre en mí, y a Selene que siempre nos ayuda en todo, y a mi viejita Nenita, las quiero mucho.

A la Dra. Azalea Ortiz, gracias, gracias amiga por siempre brindar parte de tu concurrido tiempo para ayudar a las personas, por abrirme las puertas de tu casa y por siempre ser tan tú... tan brillante, fuerte y divertida.

De igual manera agradezco también, al M.C. Manuel Casabella y a la M.C. Wendy Puente quienes compartieron conmigo sus conocimientos en campo y me orientaron durante el trabajo de laboratorio.

A mis compañeras (y amigas) de maestría Rosy y Naye, con quienes pase muy buenos momentos de estudio y diversión durante la maestría.

A mis amigas y amigos que siempre llevo en el corazón, Lorena Nayely, Coral, Ceci, Joshimar, Kevin, Cristina, Nuzy y Lore.

A todos los profesores y personal del Instituto de Geología a quienes compartieron alguna enseñanza conmigo, ya fuera en lo académico o en lo personal, les estoy muy agradecida.

ÍNDICE

RESUMEN.....	x
INTRODUCCIÓN.....	1
Objetivo general.....	3
Objetivos específicos	3
1. LA EROSIÓN HÍDRICA Y LA ERODIBILIDAD DEL SUELO.	4
1.1. Definición e importancia de la erosión hídrica	4
1.2. La erosión hídrica y sus procesos.....	8
1.2.1. Erosión hídrica difusa o laminar	13
1.2.2. Erosión hídrica lineal o concentrada.....	15
1.3. La erodibilidad del suelo	21
1.4. Modelado de la erosión en cárcava como un proceso de umbral topográfico	24
1.5. Interacciones entre la vegetación y la erosión hídrica.....	29
1.6. Método del Número de Curva (CN).....	30
2. MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO.	35
2.1. Localización del área de estudio	35
2.2. Fisiografía	36
2.3. Geología Regional.....	37
2.4. Geología Local.....	40
2.5. Estratigrafía.....	42
2.5.1. Formaciones de la Cuenca Mesozoica del Centro de México	43
2.5.2. Depósitos del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	45
2.5.3. Rocas Terciarias.....	49
2.5.4. Depósitos Neógenos	52
2.5.5. Depósitos Cuaternarios	55
2.6. Geomorfología	58
3. DESARROLLO METODOLÓGICO: PARÁMETROS PARA EVALUAR LOS PROCESOS DE EROSIÓN EN CÁRCAVA.....	62
3.1. Análisis geomorfológico	64
3.1.1. Mapa geomorfológico.....	64
3.2. Estimación del CN como parámetro fundamental para medir el coeficiente de umbral topográfico (k)	66
3.2.1. Metodología aplicada para generar las variables asociadas en el CN.....	68

3.2.2. Construcción del mapa de grupos hidrológicos del suelo	70
3.2.3. Construcción del mapa de uso de suelo y vegetación	72
3.2.4. Condición hidrológica y determinación del CN	74
3.2.5. Construcción del mapa de CN	78
3.3. Aplicación del modelado de umbral topográfico para predecir las áreas vulnerables a erosión en cárcava	79
3.3.1. Análisis pendiente- área.....	80
3.3.2. Cálculo del valor de umbral k de Torri y Poesen (2014)	81
3.4. Estimación de la erodibilidad del suelo.....	83
4. RESULTADOS	87
4.1. Resultados de pruebas de laboratorio.....	87
4.1.1. Granulometría y textura del suelo.....	87
4.1.2. Materia orgánica	89
4.1.3. Capacidad de intercambio catiónico	90
4.1.4. Porcentaje de fragmentos rocosos.....	91
4.2. Factor de erodibilidad Kusle	92
4.3. Valores del Número de Curva (CN).....	93
4.3.1. Mapa de grupos hidrológicos del suelo	93
4.3.2. Mapa de usos de suelo	95
4.3.3. Mapa de Número de Curva (CN).....	97
4.4. Resultados del modelo de Torri y Poesen (2014).....	99
4.4.1. Análisis de la relación área-pendiente	99
4.4.2. Valores umbral k de Torri y Poesen (2014).....	102
4.5. Áreas críticas para el desarrollo de la erosión en cárcava	108
4.6. Análisis geomorfológico	111
5. DISCUSIÓN.....	114
CONCLUSIONES.....	117
REFERENCIAS	119
ANEXOS	127
ANEXO 1: Resultados granulométricos de los puntos de muestreo (Fracción fina y gruesa)	128
ANEXO 2: Diagrama triangular de texturas del suelo.....	135
ANEXO 3: Fotografías de los efectos de erosión hídrica en el área de estudio	136

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Porcentaje de superficie afectada por grado de erosión hídrica en México, modificado de Bolaños-González <i>et al.</i> (2016)	6
Figura 2. Formas de erosión hídrica difusa y lineal (<i>interrill and rill erosion</i>)	11
Figura 3. Erosión hídrica en cárcava por flujos concentrados	12
Figura 4. Fases de formación y desarrollo de las cabeceras de corte e inicio de una cárcava, modificado de Morgan (2005).....	19
Figura 5. Ubicación geográfica del área de estudio.....	35
Figura 6. Provincias fisiográficas de México	36
Figura 7. Columna estratigráfica regional compuesta de la zona de la CMCM y PVSLP, modificado de Sarreon-Villanueva (2013).....	42
Figura 8. Estratos de caliza laminada de color gris oscuro con intercalación de lutitas de la Formación Tamabra	47
Figura 9. Bloques de caliza desprendidos e incorporados al depósito y transportados por avalancha	53
Figura 10. Gradación inversa del depósito en el margen de uno de los cauces	54
Figura 11. Material residual rojizo excavado y rellenado por depósitos más recientes.....	54
Figura 12. Arcillas residuales rojizas en las inmediaciones de San Antonio de Eguia y Jesús María, donde también puede observarse el desarrollo de un sistema de cárcavas	55
Figura 13. Mapa geológico de la cuenca Monte Caldera	58
Figura 14. Evidencia de erosión del suelo	61
Tabla 2. Clasificación de los tipos de terreno.....	65
Figura 15. Ejemplos de los usos de suelo identificados	73
Tabla 6. Condición hidrológica y CN para los usos de suelo presentes en el área de estudio y su correspondencia con el uso de suelo establecido en el TR-55.....	77
Figura 16. Proceso para calcular el coeficiente de umbral k de Torri y Poesen (2014).....	82
Tabla 7. Constantes utilizadas para el cálculo del parámetro D_g , en el caso de tres componentes texturales básicas, tomado de Borselli <i>et al.</i> (2012).....	84
^a convencionalmente, el límite inferior de las partículas de arcilla se fija igual a 0.00005 (mm)	84
Figura 17. Puntos de muestreo y cabeceras de cárcava examinados	87
Figura 18. Ejemplos de las curvas granulométricas de -5.7 a 13ϕ (Φ)	88
Tabla 8. Resultados del ensayo del hidrómetro y clases texturales de los puntos muestreados	89
Tabla 10. Rangos de valores de contenido de M.O en suelos minerales. Fuente: NOM-021-RECNAT-2000	90
Tabla 12. Resultados del porcentaje de fragmentos rocosos	91
Tabla 13. Resultados de la evaluación de erodibilidad Kusle	92
Tabla 14. Clasificación en rangos del Factor Kusle	93
Figura 19. Mapa de grupos hidrológicos del suelo.....	94

Figura 20. Mapa de usos de suelo y vegetación identificados	96
Figura 21. Números de Curva estimados considerando dos grupos hidrológicos del suelo (A/D).....	98
Figura 22. Aspecto de uno de los puntos de cabecera de cárcava identificados	99
Tabla 15. Estadísticas de las propiedades de las cárcavas	100
Figura 23. Escategrama de los valores teóricos de umbral k con la relación área-pendiente en función del CN promedio.....	101
Tabla 16. Números de Curva de los puntos identificados y su valor $S_{0.05}$ asociado	102
Figura 24. Fotografías de uno de los puntos de cabecera de cárcava con mayor área de acumulación (GH9), en A) se observan las cabeceras de la cárcava y en B) se apreciar el suelo poco profundo en contacto con la caliza en disolución	104
Tabla 17. Valores del coeficiente k calculados en los puntos de inicio de cárcava	104
Tabla 18. Relación entre los valores del k calculados con base a su contenido de fragmentos de roca	106
Figura 25. Umbral del coeficiente k observado contra calculado, en exponente constante b (0.38) para el conjunto de datos identificados	107
Figura 26. Mapa de las áreas pronosticadas propensas al desarrollo de erosión en cárcava, A) Resultado del modelo de Torri y Poesen (2014); B) y C) muestran un acercamiento a la ubicación de las cabeceras de cárcava observadas por clave	109
Figura 27. Fotografías de cárcavas asociadas a deslizamiento, en A) se puede observar el montículo de suelo colapsado en la cabeza de cárcava con clave GH21, en B) colapso masivo del suelo en la pared de una cárcava (indicado por el suelo con la misma cubierta vegetal).....	110
Figura 28. Mapa geomorfológico de área de estudio.....	113

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Puntos de incisión de cárcavas identificados	63
Tabla 2. Clasificación de los tipos de terreno	65
Tabla 3. Descripción de los usos de suelo, o tipos de cobertura para los Estados Unidos, establecidos en las tablas de CN de escurrimiento, modificado de Hernández-Jiménez (2014)	69
Tabla 4. Equivalencia entre las clases texturales del USDA y los grupos de suelo hidrológicos (Ferrer, 2003)	71
Tabla 5. Superficie correspondiente a cada uso de suelo identificado en el área de estudio	72
Tabla 6. Condición hidrológica y CN para los usos de suelo presentes en el área de estudio y su correspondencia con el uso de suelo establecido en el TR-55	77
Tabla 7. Constantes utilizadas para el cálculo del parámetro D_g , en el caso de tres componentes texturales básicas, tomado de Borselli <i>et al.</i> (2012)	84
Tabla 8. Resultados del ensayo del hidrómetro y clases texturales de los puntos muestreados	89
Tabla 9. Porcentajes obtenidos de materia orgánica en el suelo	90
Tabla 10. Rangos de valores de contenido de M.O en suelos minerales. Fuente: NOM-021-RECNAT-2000	90
Tabla 11. Porcentaje de sodio intercambiable (ESP)	91
Tabla 12. Resultados del porcentaje de fragmentos rocosos	91
Tabla 13. Resultados de la evaluación de erodibilidad Kusle	92
Tabla 14. Clasificación en rangos del Factor Kusle	93
Tabla 15. Estadísticas de las propiedades de las cárcavas	100
Tabla 16. Números de Curva de los puntos identificados y su valor $S_{0.05}$ asociado	102
Tabla 17. Valores del coeficiente k calculados en los puntos de inicio de cárcava	104
Tabla 18. Relación entre los valores del k calculados con base a su contenido de fragmentos de roca	106

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1. Umbral para determinar las condiciones críticas topográficas para el desarrollo de una cabecera de cárcava.....	26
Ecuación 2. Cálculo del coeficiente de umbral k de Torri y Poesen (2014).....	28
Ecuación 3. Cálculo del escurrimiento directo de una precipitación (método CN)	31
Ecuación 4. Índice de abstracción inicial (método CN)	32
Ecuación 5. Ecuación del método de Número de Curva de Escurrimiento.....	32
Ecuación 6. Cálculo del potencial máximo de retención en pulgadas (in).....	32
Ecuación 7. Cálculo del potencial máximo de retención (mm)	32
Ecuación 8. Relación de abstracción inicial de Hawkins <i>et al.</i> (2009)	67
Ecuación 9. Retención máxima potencial de escorrentía diaria ($S_{0.05}$).....	67
Ecuación 10. Logaritmo de la media geométrica de la distribución de tamaño de partícula (D_g)....	84
Ecuación 11. Tamaño de partícula (D_g) respecto a los principales componentes texturales según Borselli <i>et al.</i> (2009)	84
Ecuación 12. Logaritmo de la desviación estándar geométrica (S_g) de D_g , según Shirazi y Boersma (1984) y Shirazi <i>et al.</i> (1988).	85
Ecuación 13. Ecuación simplificada para S_g respecto a los principales componentes texturales.....	85
Ecuación 14. Porcentaje de sodio intercambiable (ESP)	90

RESUMEN

En México, la erosión en cárcava afecta principalmente a las regiones áridas y semiáridas en un grado extremo, a pesar de ello, no existe alguna investigación dedicada a la comprensión de las condiciones topográficas críticas que influyen en su iniciación y desarrollo en dichas regiones.

Fue por esto, que en la presente investigación se realizó por primera vez en el país, un análisis experimental que tiene como objetivo determinar las áreas de acumulación de flujo necesarias para que se genere una escorrentía lo suficientemente erosiva para permitir la excavación de una cárcava permanente, a menudo tratado como un proceso “umbral”. La metodología utilizada para ello se centró en la aplicación del modelo *Gully Threshold* de Torri y Poesen, el cual se basa en la estandarización de una Ecuación que implica calcular las estadísticas entre la pendiente local y área contribuyente hacia la cabeza de una cárcava ($s-A$) y posteriormente la intersección de un exponente (b) que refleja la tensión de cizallamiento de un flujo terrestre y un coeficiente (k) que utiliza como entrada tres parámetros principales:

1. Calcular el Número de Curva (método CN) para los diferentes usos del suelo y vegetación.
2. Determinar el grupo hidrológico del suelo para la asignación de CN.
3. Cubierta del fragmento de roca en la superficie del suelo.

La aplicación del modelo permitió calcular la parte hidrológica en el método CN con la adición del potencial máximo de escurrimiento $S_{0.05}$ de Hawkins *et al.* (2009). Esta metodología en conjunto con la evaluación de erodibilidad del suelo (Factor Kusle) utilizando el *software* KUERY v.1.5, permitieron caracterizar los diferentes factores que influyen en la erosión y desarrollo de cárcavas en la zona de estudio.

Con la aplicación del modelo de Torri y Poesen, se calcularon las áreas propensas a la extensión de las cárcavas pendiente arriba, mediante el reconocimiento en campo de 28 puntos de cabecera de corte. No obstante, al comparar estos valores de umbral k en un gráfico log-log, se pudieron reconocer algunas limitaciones en el modelo principalmente en la asignación del Número de Curva para los usos del suelo identificados, el cual debería ser utilizado como un valor promedio. Sin embargo, a pesar de que el modelo necesite algunos ajustes se puede decir que los resultados son razonables y consistentes con otras investigaciones realizadas en algunas otras regiones semiáridas del mundo donde reporta bajos valores de umbral k . No obstante, sería interesante que este tipo de modelo fuera aplicado a diferentes ambientes en México, con la finalidad de observar nuevos comportamientos en la estimación del umbral de cárcavas.

INTRODUCCIÓN.

La presente investigación está enfocada en el análisis de una de las formas de erosión hídrica más extremas e importantes en la modificación del relieve: la erosión en cárcava.

Una cárcava es definida como un curso de agua intermitente que discurre sobre pendientes empinadas, erosionando activamente durante e inmediatamente después de lluvias intensas. La característica morfológica principal en la formación de una cárcava es la presencia de una cabecera de corte, la cual es un punto de incisión o depresión formado en una ladera, como producto de zonas de debilidad en la cubierta vegetal.

Para analizar el comportamiento de los factores y mecanismos que afectan a la erosión en cárcava es necesario en primera instancia, identificar las características topográficas e hidrológicas que generan éste tipo de erosión, considerando a su vez los factores geológicos, edafológicos y ambientales que la desarrollan. Por otro lado, el interés de evaluar la problemática que envuelve a la formación de cárcavas, fue con la finalidad de identificar las áreas propensas a su desarrollo y con ello, poder conducir a la implementación de medidas de conservación del suelo.

Para identificar las áreas propensas a la erosión de cárcavas, un gran número de investigaciones se han enfocado al estudio de las condiciones topográficas críticas locales que forman este tipo de erosión (e.g. Vandekerckhove *et al.*, 2000; Hancock y Evans, 2006; Nazari *et al.*, 2009) llamadas también condiciones “umbral”.

Sin embargo, una de las aportaciones de mayor aproximación para el estudio de los componentes que actúan en la formación de una cárcava es el modelo propuesto por Torri y Poesen (2014), que tiene como objetivo predecir las condiciones umbralen las cuales una cabeza de cárcava (cabecera de corte) puede extenderse, involucrando para esto la relación entre

el área de drenaje contribuyente que drena hacía la cabecera de cárcava (A) y su ángulo de pendiente local (s), así como la integración de un exponente constante (b) que refleja la tensión de cizallamiento de un flujo terrestre y un coeficiente de caja negra (k) que depende de las condiciones locales de resistencia a la erosión, como lo es el uso de suelo y vegetación.

No obstante, a pesar de la importancia que tiene la erosión en cárcava, en México no se ha desarrollado ningún tipo de investigación que intente modelar este tipo de fenómenos umbrales, por lo que este trabajo, es pionero en hacer un estudio de esta naturaleza.

Así, el presente documento consta de cinco capítulos, a lo largo del primer capítulo se establecen las bases teóricas y conceptuales sobre erosión hídrica y erodibilidad del suelo. En el segundo capítulo se abordan las principales características geológicas y geomorfológicas en la zona de estudio; el desarrollo metodológico utilizado para evaluar los procesos de erosión en cárcava se detalla a lo largo del capítulo 3 y los resultados obtenidos se muestran en el capítulo 4. La discusión y consideraciones finales se desarrollan en el quinto capítulo, para finalizar con las conclusiones y una sección de anexos que incluye algunas fotografías del área de estudio.

Objetivo general

- ❖ Evaluar los procesos geomorfológicos que se han desarrollado por erosión hídrica en la formación de cárcavas e identificar las áreas propensas a su formación dentro del área de estudio, como parte de un proceso de erosión activo y de este modo conducir a la gestión de recursos que permitan la mitigación de estos fenómenos.

Objetivos específicos

- ❖ Realizar una caracterización geomorfológica de los procesos de erosión hídrica sobre el suelo en el área de estudio.
- ❖ Evaluar las propiedades del suelo y sustrato rocoso presentes en el área de estudio, incluyendo los parámetros de erodibilidad del suelo.
- ❖ Aplicar el modelo *Gully-Threshold* de Torri y Poesen (2014).

1. LA EROSIÓN HÍDRICA Y LA ERODIBILIDAD DEL SUELO.

1.1. Definición e importancia de la erosión hídrica

La erosión hídrica del suelo es un proceso físico que consiste en la remoción del estrato superficial del terreno por el efecto del agua, ya sea por gotas de lluvia o por escurrimiento superficial. Este tipo de erosión, constituye una de las formas más completas de degradación del suelo, que junto a otros procesos superficiales, son responsables de las diferentes geoformas de la superficie terrestre. Desde un punto de vista geológico, la erosión hídrica es un proceso que determina el dinamismo del relieve, permitiendo su continuo remodelamiento (Bazzofi, 2007).

En efecto, la erosión hídrica es uno de los principales procesos geomorfológicos que dan lugar a una gran diversidad de formas en el paisaje, las cuales son desarrolladas bajo diferentes condiciones ambientales como la geología, el clima, la topografía, las características intrínsecas del suelo, la hidrología y la vegetación. Sin embargo, la importancia de la erosión hídrica como proceso geomorfológico, radica no solo en el remodelamiento de la superficie terrestre sino también, en los cambios que produce en el funcionamiento ambiental del suelo y la capacidad de éste para sostener usos futuros, generando así, impactos en el sitio (*in situ*) a través de la pérdida directa del suelo, y fuera del sitio (*off situ*) mediante la exportación de sedimentos hacia las zonas aguas abajo.

Considerando que el suelo es el almacenamiento natural del agua y el principal soporte de las plantas para su crecimiento y desarrollo, al ser removido se pierde un recurso natural *no renovable*, pues su formación requiere de mucho tiempo (FAO, 2015).

Cuando el agua en forma de lluvia o escorrentía erosiona la superficie del suelo, esta capa es eliminada o redistribuida llevando consigo la mayor cantidad de materia orgánica, actividad biológica y nutrientes, provocando que la capacidad para que una comunidad de plantas se recupere después de que el suelo ha sido removido, sea limitada. Al mismo tiempo, la erosión descompone la estructura del suelo haciendo que las tasas de infiltración de agua sean reducidas y el proceso de erosión sea acelerado. Por otro lado, el sedimento eliminado por la erosión puede enterrar a plantas y cultivos y puede ser acumulado en arroyos, ríos y embalses, degradando también la calidad del agua (USDA, 2001).

Por lo tanto, las tasas de erosión dependerán de las propiedades inherentes del suelo, así como de la litología, la topografía, el clima y otros factores que al ser interdependientes determinan la gravedad del proceso de erosión en un sitio y sus variaciones en el espacio y el tiempo. Sumado a esto, se debe destacar que el ser humano a través de las diferentes prácticas realizadas sobre el suelo (deforestación, sobrepastoreo, agricultura, urbanización, etc.), acelera de manera fundamental el riesgo de erosión.

En este sentido, las estadísticas generadas por Oldeman (1994) diseñadas para fines de comparación internacional en el proyecto denominado Evaluación Mundial de la Degradación de Tierras (GLASOD, por sus siglas en inglés) indican que la erosión hídrica es el principal problema de degradación del suelo inducido por las actividades humanas, estimando una superficie total afectada de 1094 millones de hectáreas (Mha), de las cuales el 68.64% están afectadas en un alto grado (citado en Bolaños-González *et al.*, 2016).

En el caso de México, una de las más recientes contribuciones es el trabajo de Bolaños-González *et al.* (2016), en el que se presenta la situación actual de los procesos de

erosión hídrica a través del Mapa Nacional de Erosión, escala 1:50,000, realizado en colaboración con SAGARPA, INEGI, CONAFOR y COLPOS.

Dicho trabajo muestra la intensidad de las formas erosivas y la proporción de las superficies afectadas por el fenómeno de erosión hídrica, con base en ajustes geomorfológicos, de erodibilidad del suelo, presión antrópica y condiciones climáticas. Los resultados estimados en el trabajo de Bolaños-González *et al.* (2016), indican que la erosión hídrica es el principal proceso de degradación de suelos en México, ya que el 76% de la superficie del país se encuentra afectado por este tipo de erosión, de cual el 6.79% corresponde a un grado de erosión extrema, el 5.79% de erosión fuerte, el 26.37% moderada y el 37.06% leve.

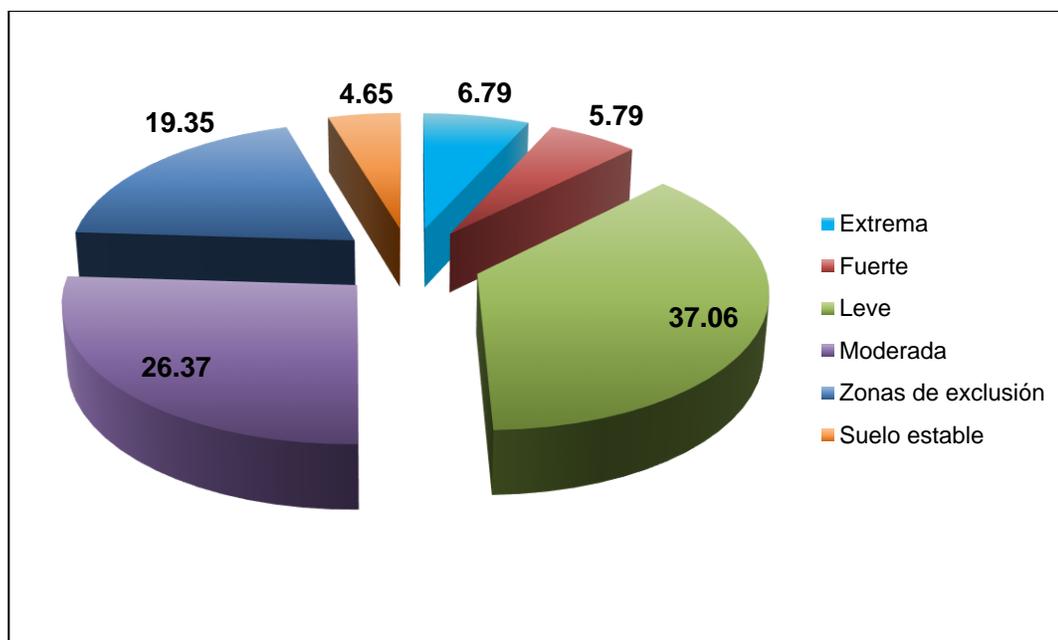


Figura 1. Porcentaje de superficie afectada por grado de erosión hídrica en México, modificado de Bolaños-González *et al.* (2016)

Los datos obtenidos por Bolaños-González Op.Cit., reportan cinco grados de erosión, presentes en tres tipos o formas, entre las cuales destacan la erosión de tipo linear o laminar

consideradas como grados de erosión de extremos a fuertes, los cuales incluyen evidencias de cárcavas o surcos.

La tercera forma de erosión reportada es la masiva, con un grado de erosión moderado, incluye a deslizamientos naturales de laderas escarpadas por causa de falla o fractura geológica, al igual que formas de erosión de tipo linear o laminar relacionadas con geoformas extensas donde los procesos erosivos han sido acelerados por las actividades humanas.

Cabe destacar, que la erosión en cárcava es uno de los principales procesos de degradación del suelo y por ello, representa un importante indicador de desertificación, en una amplia gama de ambientes. Se ha documentado, que esta forma de erosión contribuye con un 10% a 94% de la producción total de sedimentos (Poesen *et al.*, 2003; Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2011) y por lo tanto, es de suma importancia entender el proceso. No obstante, aunque las consecuencias negativas del proceso de erosión en cárcava son conocidas, en México no se han llevado a cabo estudios que permitan medir la susceptibilidad de un sitio a este tipo de erosión.

En este sentido, varios estudios recientes han abordado el impacto de los cambios graduales o repentinos en los sistemas de uso y explotación de la tierra y su influencia sobre la iniciación y desarrollo de cárcavas. Algunos de éstos, han atribuido la iniciación y el avance de las cárcavas al cultivo de zonas montañosas, a los sistemas de riego y al sobrepastoreo (Martínez-Casanova *et al.*, 2003; Chaplot *et al.*, 2005; Valentin *et al.*, 2005; Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2009) mientras que otros atribuyen la iniciación de las diferentes formas de erosión (*rills*, cárcavas efímeras y permanentes) a la excesiva deforestación (e.g., Kasai, 2006).

Por otro lado, en algunas zonas áridas el desarrollo de la erosión en cárcava se vincula a la mala cubierta vegetal y a la alta variabilidad de las precipitaciones (Vandekerckhove *et al.*, 2000; Nazari *et al.*, 2009).

Los trabajos documentados aclaran, que la iniciación y desarrollo de la erosión en cárcava se debe a procesos locales dominantes, sin embargo todos coinciden en que la explotación de la tierra aumenta la intensidad del escurrimiento, acelerando así el proceso de erosión.

1.2. La erosión hídrica y sus procesos

La erosión hídrica es un proceso de tres fases que consiste en el desprendimiento de partículas individuales de la masa del suelo y su transporte por una corriente de agua. Cuando ya no existe la suficiente energía para transportar las partículas, éstas se depositan y una tercera fase ocurre. Estos tres procesos o fases se subdividen a su vez en cuatro tipos o formas (Torri y Borselli, 2011):

- erosión superficial difusa o laminar (e.g., *splash erosion* e *interril erosion*)
- erosión lineal o concentrada, en surcos o canalillos (*rill erosion*) y en cárcavas (*gully erosion*)
- erosión subterránea por minado, en galerías (*pipe erosion*)
- movimientos en masa superficiales (*mass movements*)

El impacto por gotas de lluvia o salpicadura (*splash erosion*) es la forma de erosión más importante, ya que cuando las gotas golpean una superficie desnuda de suelo el desprendimiento de las partículas es impulsado por la energía cinética de las gotas de lluvia, lo que origina que éstas sean arrojadas en el aire sobre distancias de varios centímetros,

separando y compactando la superficie del suelo. Este fenómeno, es agravado cuando el suelo está expuesto a lluvias continuas y torrenciales debilitando su estructura y aumentando su desprendimiento.

Asimismo, el suelo también se rompe por procesos de intemperización (humedecimiento y secado) y se ve perturbado por operaciones de labranza y pastoreo aumentando la susceptibilidad del suelo a la erosión hídrica. Todos estos procesos sueltan las partículas del suelo para que sean eliminadas por los agentes de transporte, que son aquellas formas de erosión que actúan y contribuyen a la eliminación de un espesor de suelo relativamente uniforme, y a los que concentran su acción en canales (Morgan, 2005).

El *humedecimiento del suelo* por impacto de gotas de lluvia representa una primera etapa en el proceso de erosión. Como se mencionó con anterioridad, las gotas de lluvia separan y compactan la superficie del suelo y el contenido de agua en el suelo cambia. Sin embargo, la agresividad del proceso de humectación viene determinada por la energía cinética que lleva el agua al alcanzar el suelo (Casabella, 2015).

La mayor parte de la energía que llegan a alcanzar las gotas de lluvia es utilizada en el desprendimiento (*detachment*) de partículas, de modo que la cantidad disponible para el transporte es menor que la requerida para originar un flujo terrestre. No obstante, se puede producir el estancamiento superficial, a medida que se alcanza un contenido de humedad límite en el suelo.

Esto ocurre cuando el componente capilar del suelo desaparece con el contenido de agua, es decir, cuando los poros están llenos de agua la presión de agua en el poro es igual a la presión atmosférica, reduciéndose la succión a cero. Al mismo tiempo, procesos químicos

toman lugar durante la interacción entre partículas del suelo, el agua y los iones, generando la dispersión de partículas en la superficie del suelo, y favoreciendo la obstrucción de poros, lo cual disminuye la capacidad de infiltración en el suelo (Torri y Borselli, 2011).

Cuando se alcanzan los niveles de saturación, la matriz de los agregados superficiales se debilita y estos comienzan a disgregarse (*slaking*) formando el estancamiento de agua (*ponding*) y haciéndose cada vez más vulnerable al arrastre.

Una vez que se genera la energía suficiente para producir el arrastre de material desprendido, se origina el *transporte de sedimentos* y una segunda fase en el proceso de erosión comienza. La tendencia de movimiento de un flujo se constituye por un estado de mayor a menor energía disponible desde las colinas hasta los valles de una microtopografía y es influenciada por la dirección que tome el flujo de agua a través de la cubierta vegetal y sobre la superficie del suelo.

Es entonces, que al ocurrir una lluvia torrencial que logra exceder la capacidad de infiltración del suelo se produce un flujo terrestre, llamado también flujo hortoniano en donde en transporte de sedimentos toma dirección hacia la base de la pendiente por gravedad, lo cual, a su vez, depende de la energía o velocidad que caracterice al escurrimiento y su tasa de descarga. De esta forma los agentes erosionadores desarrollan la capacidad para transportar los sedimentos, y aunque pueden actuar de forma aislada, todos son comúnmente activos en las colinas, ya sea de forma secuencial o simultánea (Bryan, 2000).

Por ejemplo, la erosión difusa o laminar (*interril erosion*) se ve afectada por el impacto de gotas de lluvia, y se propaga como un flujo superficial fino de límites difusos que cubre la mayoría de la superficie, provocando la eliminación más o menos uniforme del

suelo. Con la afluencia de la erosión desde las áreas difusivas se forma la erosión en canalillos o *rills* que son cortados en el suelo cuando el flujo es suficientemente erosivo, es decir, cuando el flujo alcanza un estrés de cizallamiento crítico ocasionando la incisión del suelo en patrones lineares bien definidos (Figura 2).

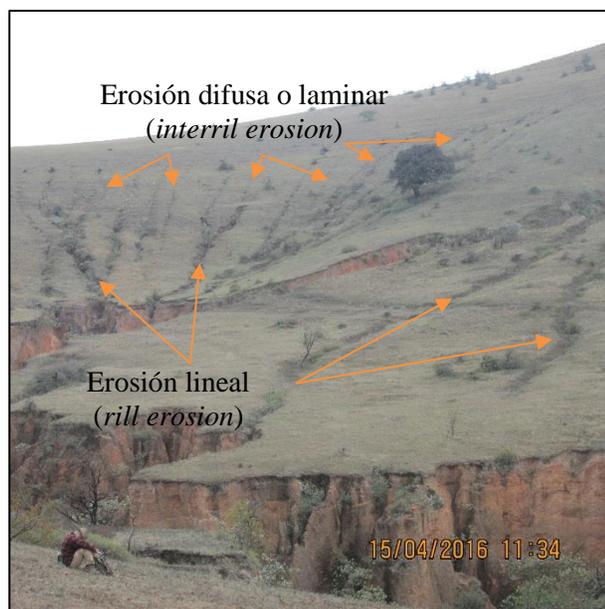


Figura 2. Formas de erosión hídrica difusa y lineal (*interril and rill erosion*)

Por otro lado, cuando se desarrolla un flujo concentrado, las incisiones lineares o arroyos gradualmente se profundizan y ensanchan (Figura 3), generando la excavación de canales profundos o cárcavas (*gullys*).



Figura 3. Erosión hídrica en cárcava por flujos concentrados

Si además, existe un exceso de agua subterránea drenando a través de grietas con suficiente velocidad para transportar sedimentos se forman galerías (*pipe*). Al mismo tiempo, la erosión subterránea se encuentra estrechamente relacionada a los movimientos en masa (*mass movements*), ya que, al alcanzar el flujo mayores profundidades a través de las grietas se vuelve inestable la masa del suelo en una ladera, provocando posteriormente, el colapso de grandes masas.

Una vez definida la capacidad de transporte dentro de un flujo de agua, el sedimento es arrastrado hasta el momento de su *depósito* dando lugar a la última fase en el proceso de erosión hídrica. La deposición de sedimentos se debe a la pérdida de energía potencial en el flujo erosivo y presenta sus mayores espesores hacia las bases de una pendiente, sin embargo, este proceso es continuo, ya que pueden originarse nuevos ciclos de arrastre y deposición al presentarse eventos con flujos de mayor energía.

De acuerdo con Mitsova (2001) el patrón de erosión y deposición es controlado en primer término por el cambio en la profundidad del flujo terrestre y en segundo por la geometría local del terreno. Esto significa, que la aceleración local del flujo tanto en el gradiente como en las direcciones tangenciales que tome, juega funciones igualmente importantes en la distribución espacial de la erosión y deposición.

Es evidente entonces, que la erosión hídrica es uno de los procesos con mayor importancia en geomorfología, lo cual se hace aún más evidente al considerar la naturaleza dinámica del proceso, su extensión espacial y la distribución del flujo superficial sobre una ladera. Del mismo modo, es importante considerar el riesgo de erosión hídrica en un sitio y las consecuencias acarreadas por sus procesos, las cuales afectan negativamente a los ecosistemas naturales y también pueden representar un gran riesgo a la estabilidad de obras de infraestructura e incluso a la pérdida de vidas humanas.

En efecto, muchos de los procesos de erosión se encuentran activos en las colinas, y particularmente en el área de estudio la distribución de las fuerzas erosivas han alcanzado niveles muy severos de degradación del suelo, sin embargo, en el presente trabajo nos centraremos exclusivamente a los procesos que implican la erosión difusa y concentrada.

1.2.1. Erosión hídrica difusa o laminar

La erosión difusa o laminar, es el proceso por el cual el suelo es corroído en finas capas, producto del escurrimiento superficial. El proceso inicia cuando la entrada de lluvia es mayor que la infiltración de agua en el suelo (Bazzofi, 2007) concentrando el flujo en muchos pequeños riachuelos o canalillos que se extienden de manera uniforme en toda la llamada inter-zona o zona *interril* (Toy *et al.*, 2002).

Durante la erosión laminar, la acción de las gotas de lluvia sobre el suelo (*splash erosion*) es la causa dominante del desprendimiento de partículas, las cuales son expulsadas principalmente en dirección descendente sobre una superficie inclinada, proporcionando por una parte, la fuerza de compactación sobre el suelo y por otra, el movimiento neto descendente de los granos, mismo que es operado por el deslizamiento del flujo laminar hasta que alcanza una salida colectora de corriente.

Como se ha dicho, la erosión por salpicadura es impulsada por la energía cinética con la que una gota de lluvia golpea el suelo y por lo tanto, su efectividad depende de la masa de la gota de agua y su velocidad de impacto, factores que son controlados por la cantidad, intensidad y duración de la precipitación.

De tal manera, la velocidad terminal de las gotas de lluvia (fricción del aire igual a fuerza de gravedad) se incrementa a medida que aumenta el diámetro de la gota, consiguiendo que una gota de entre 2 a 5 mm, alcance velocidades de 6 a 9 m/s. Por otra parte, en la zona *interril* la cantidad y tamaño de las partículas transportadas por la escorrentía son función de la velocidad del flujo y la turbulencia, y estos, aumentan a medida que la pendiente es más abrupta y la profundidad del flujo se incrementa. Así, las velocidades del flujo superficial se encuentran en el rango de entre 0.015 a 0.3 m/s, lo cual es suficiente para mover limos y arenas (Selby, 1993).

Además, la velocidad erosiva de un flujo laminar, estará en función de las relaciones hidráulicas de la superficie, mismas que permiten el agrupamiento en canales de cortas distancias, que en sí, no tienen profundidad uniforme, sino que más comúnmente tienen patrones anastomados o trenzados, debido a la microtopografía y la vegetación (Morgan, 2005).

De este modo, al interactuar las fuerzas de cizallamiento del suelo por impacto de gota y la velocidad de escurrimiento, lo que se tiene es un flujo laminar, que tomará direcciones tangenciales en función de la rugosidad del suelo, sin embargo, al hacerse más profundos y largos perderán su estado laminar y tenderán a concentrarse en arroyos más profundos como surcos o cárcavas.

1.2.2. Erosión hídrica lineal o concentrada

La transición de los procesos *interrill* a los procesos de *rill*, es crítica tanto para las tasas de erosión como para la evolución geomorfológica de las laderas. A diferencia de los procesos *interrill*, la formación de *rills* no se encuentra directamente afectada por el impacto de gotas de lluvia, sino que implica la concentración del flujo, causada a menudo por las condiciones hidráulicas locales, como también por las operaciones de labranza e incluso el paso del ganado.

A medida que el agua viaja pendiente abajo por las laderas, el flujo tiende a coalescer rápidamente en riachuelos cuyos caminos son inestables debido a los casos de deposición o erosión (Torri y Borselli, 2011). Esto significa, que el suelo arrastrado por una corriente rara vez se mueve directamente a un punto de salida, por el contrario, lo que se produce es el almacenamiento intermitente y removilización, lo que conduce a patrones cíclicos que pueden complicar la respuesta hidrológica, ya que las micro-depresiones por debajo de los puntos de erosión produce picos a corto plazo en las tasas de infiltración, provocando que los riachuelos se fundan con otros formando patrones bien definidos que eventualmente pueden convertirse en *rills*.

En este sentido, “el concepto de Horton (1945) sobre la evolución de la cuenca de drenaje, vinculó la iniciación del *rill* a la fuerza de tracción umbral para el arrastre y transporte de partículas, que depende tanto de las condiciones del flujo como de las propiedades de la superficie del suelo” (Bryan, 2000, p. 390).

Con respecto a esto, los índices hidráulicos más consistentemente útiles para explicar la iniciación de la erosión en *rill*, sugieren una relación lineal entre la tensión de cizallamiento ejercida por el flujo (τ) y la resistencia al cizallamiento del suelo (τ_s). Cuando $\tau/\tau_s > 0.0001$ - 0.0005 los *rills* se formarán (Torri *et al.*, 1987, citando en Morgan, 2005).

Además, el cambio general en las condiciones del flujo (subcríticas y supercríticas) vinculado con la iniciación de la erosión en *rill*, está dado por el número de *Froude*, el cual indica la relación entre las fuerzas de inercia y de gravedad que actúan sobre un fluido.

Los flujos supercríticos ($Fr > 1$) se encuentran asociados a características de inestabilidad en el flujo, tales como ondas de gravedad, que causan un aumento en el esfuerzo cortante y por lo tanto son más erosivas. En cambio, en los flujos subcríticos ($Fr < 1$) las ondas de gravedad no se formarán y el flujo será relativamente suave.

Lo que indican todas estas relaciones, es la concentración de un flujo lo suficientemente erosivo como para realizar incisiones en el suelo, que con el tiempo y sucesivos eventos, siguen expandiendo lateralmente convirtiéndose de microcanales a canales de mayor profundidad.

Cuando los canales alcanzan dimensiones más extensas, de manera que logran interferir con la transitabilidad de la tierra, se puede diferenciar a los *rills* de las cárcavas (*gully*). Una definición más exacta para diferenciar estos tipos de erosión, fue propuesta por

Hauge (1977), quien indicó que las cárcavas se distinguen de los *rills* por ser canales críticos con un área de sección transversal de un pie cuadrado (0.1 m²).

Por lo tanto, dos principales tipos de cárcavas son reconocidas con base en su ubicación espacial, morfología y los procesos de erosión dominantes en su formación: cárcavas efímeras y cárcavas permanentes.

Las *cárcavas efímeras* ocurren predominantemente en fondos de valle y son formadas esencialmente por las condiciones hidráulicas donde el flujo superficial es concentrado. Esto implica, que el desprendimiento y la eliminación del sedimento es una función de la intensidad del flujo (Poesen *et al.*, 1998). Una de las principales características de este tipo de cárcavas es que pueden ser borradas por operaciones de labranza convencionales, sin embargo, al ser rellenadas a menudo crean depresiones topográficas en las que posteriormente se desarrollan nuevas cárcavas.

En cambio, las *cárcavas permanentes* son canales discontinuos y permanentes que por lo general no pueden ser borrados por operaciones convencionales de labranza y son generadas por la conexión entre varias líneas de flujo que se concentran para dar lugar a un flujo lo suficientemente erosivo que permite excavar canales más profundos y extensos.

A menudo se forman en pendientes abruptas y cabeceras escarpadas donde los procesos de erosión pueden ser muy activos e intensos, pudiendo desarrollarse rápidamente en o por debajo de la superficie del suelo mediante la erosión hidráulica, en galerías y eventualmente por procesos de movimientos en masa (Poesen *et al.*, 2003). También, suelen formarse en vaguadas (*talwegs*) donde se enfrenta la orientación de dos pendientes, o donde existe una ruptura brusca de pendiente debido a la disminución del nivel de base local. De

manera más general, las cárcavas pueden desarrollarse donde una línea de flujo cruza un banco de tierra, tales como carreteras, terrazas o linchamientos, etc., (Poesen *et al.*, 1998).

Por lo tanto, una cárcava es definida como un curso de agua intermitente que discurre sobre pendientes empinadas de longitudes relativamente permanentes, erosionando activamente, usualmente durante e inmediatamente después de lluvias intensas.

Por otra parte, el perfil de formación de cárcavas se caracteriza por presentar una cabecera de corte y varios puntos de incisión (o muesca) a lo largo de su curso. El actual proceso de iniciación de cárcavas consiste de cinco estados o fases (Figura 4), que Morgan (2005) describe a continuación:

- En la primera etapa, pequeñas depresiones o puntos de incisión son formados en una ladera, producto de zonas de debilidad localizadas en la cubierta vegetal.
- A medida que el agua se concentra en dichas depresiones, éstas se van agrandando hasta unirse con otras, formando un canal incipiente en el suelo.
- La erosión se concentra en las cabezas de las depresiones (cabecera de corte) donde se desarrollan escarpes casi verticales sobre los cuales se produce el flujo supercrítico.
- Con la cabecera de corte ya formada, debido a la erosión que el flujo origina en su base, comienza la profundización del canal y el socavamiento de la pared.
- Debido al colapso del suelo, la cabecera crece retrayéndose en dirección aguas arriba.

Cuando el proceso es desarrollado, el sedimento desprendido es llevado a las partes bajas del canal, depositándose abruptamente a través de los pasos por la acción de remoción del agua

y los sedimentos erosionados, que en parte contienen el material colapsado de las cabeceras, generando así escorrentía de mayor descarga y mayor duración.

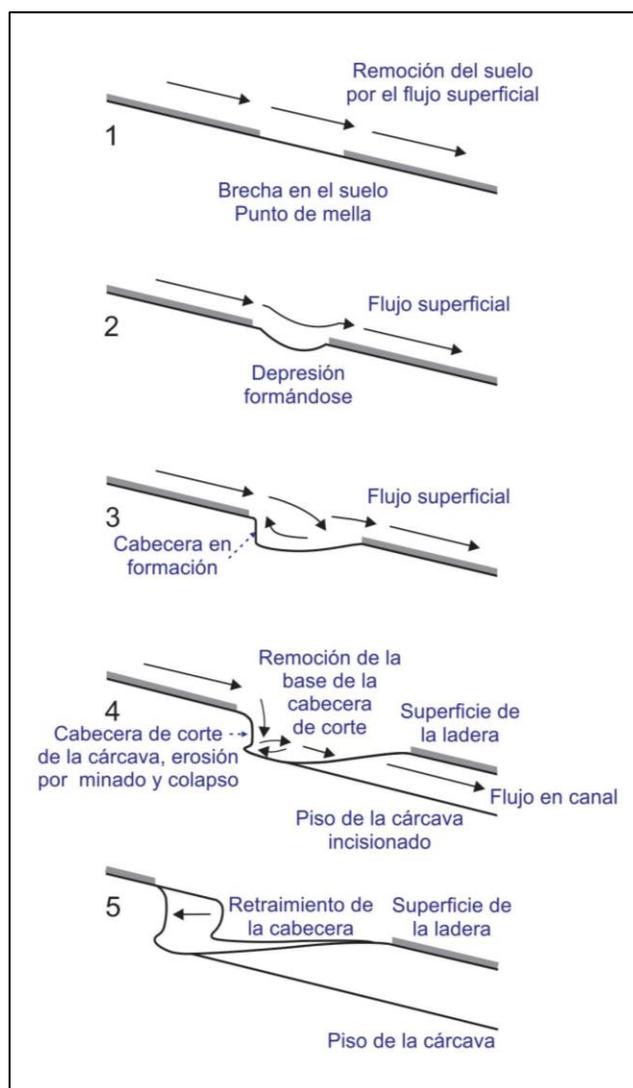


Figura 4. Fases de formación y desarrollo de las cabeceras de corte e inicio de una cárcava, modificado de Morgan (2005)

Además, las cárcavas pueden ser clasificadas según su naturaleza genética o morfológica. Con base en la morfología de la cabecera Dietrich y Dunne (1993) propusieron la siguiente clasificación: (1) gradual a través de pasos pequeños (<0.1 m), (2) pasos de gran

tamaño (0.1 a 1 m), (3) pequeñas cabeceras de corte (1-10 m), (4) grandes cabeceras de corte (>10 m).

Según su genética, pueden ser descritas como *digitadas* si se bifurcan repetidamente mientras se desarrollan hasta que no existe un canal dominante claramente visible; *axial* cuando hay un canal principal; o *frontal*, si la anchura de la cabecera, con movimiento de retraimiento es evidentemente mayor que la longitud de la cárcava (Morgan, 1995, citado en Torri y Borselli, 2011).

Por otro lado, la erosión en cárcava es formada también por la presencia de grietas (*cracks*) y las características del suelo. Por ejemplo, los suelos dispersivos con capas sódicas son propensos a formar cárcavas cuando al ocurrir el colapso de los techos, se desprenden de manera violenta grandes masas de suelo.

Esto ocurre, cuando una lluvia torrencial penetra las grietas moviéndose hacia abajo a través del suelo, que se hincha y se cierra eventualmente, pero no lo suficientemente rápido para evitar que grandes volúmenes de agua llenen las grietas en el subsuelo. Cuando el agua encuentra una salida, la carga hidráulica puede causar un flujo subterráneo y se desarrollará un túnel, que al alcanzar un tamaño crítico y al entrar en contacto con las grietas desprenderá de forma violenta todo lo retenido.

Al mismo tiempo, estos procesos pueden ocurrir en suelos no sódicos pero muy eluviados, así como también en suelos arcillosos dispersables (Bork, 2004; Nyssen *et al.*, 2004, citados en Valentin *et al.*, 2005).

La erosión en cárcava, es en consecuencia uno de los procesos geomorfológicos más significativos en el paisaje. Debido a su importancia como fuente de sedimento entre líneas de conexión preferencial de zonas de montaña y la red de canal principal, existe una

necesidad de predecir con mayor precisión la localización donde las cabezas de cárcava podrían desarrollarse, así como considerar la fuerte influencia de los factores locales que controlan la intensidad del proceso en diferentes ambientes.

1.3. La erodibilidad del suelo

El concepto de erodibilidad del suelo es utilizado para indicar la resistencia de un suelo, en función de sus propiedades, a ser erosionado por agentes exógenos (lluvia y viento) y su reacción a una serie de procesos (e.g. desprendimiento y transporte de partículas, movimientos en masa) que ocurren mientras se produce la erosión del suelo (Borselli *et al.*, 2012).

A finales del siglo XX, el concepto ganó mayor importancia entre las ciencias del suelo, no obstante, fue Middleton (1930) quien utilizó por primera vez el término de erodibilidad. Una comprensión más desarrollada del concepto, fue producida a partir del estudio y la aplicación extensa del modelo de la Ecuación Universal de Pérdida del Suelo (USLE por sus siglas en inglés) con la incorporación del llamado factor Kusle, el cual constituye la respuesta integrada del suelo al efecto combinado de la lluvia y escorrentía, que es esencialmente la implementación del mismo modelo básico conceptual denominado “TIPO-USLE” (Boserlli *et al.*, 2009).

En los modelos TIPO-USLE el perfil del suelo en su totalidad determina la respuesta del suelo al poder erosivo de la lluvia, y esto se representa a través de un solo número (es decir, el factor Kusle) para medir la facilidad con la que un suelo es desprendido. Para un suelo en particular, el factor Kusle representa la tasa de pérdida del suelo por unidad de índice de erosión de una parcela estándar (Naimah y Roslan, 2015).

El factor de erodibilidad del suelo solo puede ser definido en relación a procesos específicos o agentes erosivos y estos pueden ser descritos cualitativamente a través de rangos (alto, medio, bajo) o cuantitativamente como una magnitud numérica (índice o parámetro), que representa un valor vinculado a un modelo para estimar la tasa de erosión del suelo.

Sin embargo, la erodibilidad no es una propiedad única y simplemente identificada, sino que es considerada como la respuesta de todo un complejo, fuertemente influenciado por las características intrínsecas del suelo y las variables macroambientales que son extrínsecas a éste (Bryan, 2000).

En este sentido, Borselli *et al.* (2009) señala que en el caso de los procesos de erosión hídrica, la erodibilidad del suelo se encuentra influenciada por los siguientes factores:

1. Las condiciones del estado de agregación y estabilidad de los agregados durante la primera humectación (resistencia al *slaking*).
2. Dispersividad de la fracción de arcillas (dispersión química).
3. Resistencia al esfuerzo cortante superficial (resistencia al desprendimiento por gotas de lluvia y la escorrentía superficial).
4. La capacidad de infiltración y la producción de escorrentía superficial.
5. La tendencia a la formación de costras superficiales (sellado).

En este caso, Torri *et al.* (1997) dedujeron que la erodibilidad del suelo aumenta con los factores enumerados en los puntos 2 y 5, y puede disminuir con las características descritas en los puntos 1, 3 y 4.

No obstante, la respuesta del suelo con respecto a dichos factores presenta dinamismo y variación temporal, debido a que la resistencia del suelo durante cada etapa de los procesos erosivos no es constante en la escala temporal.

Por ello, se definió al factor *Kusle* como “una variable a largo plazo en lugar de un índice de respuesta a eventos de tormentas específicas. Sin embargo, algunas variaciones siguen tendencias o ciclos predecibles y su comprensión es importante tanto para los modelos de erosión basados en eventos físicos como para la predicción a largo plazo sobre la evolución de las laderas” (Bryan, 2000, pp.403).

Una de las aportaciones más relevantes, utilizada para hacer frente a estas variaciones en la estimación del factor *Kusle* fue desarrollada por Salvador-Sanchis *et al.* (2008) a partir del conjunto de datos globales de erodibilidad (EDG) de Torri *et al.* (1997). Esta aportación, mostró la existencia de un efecto climático significativo en la distribución de los valores de erodibilidad del suelo, por lo que consideraron dos subconjuntos de datos: uno en condiciones frías y otro en condiciones cálidas dominantes (definido con base a la clasificación de Köppen).

Con el fin de inferir el rango de incertidumbre de los valores del factor de erodibilidad (*Kusle*) asociados a cada combinación del clima Borselli *et al.* (2012) implementaron el *software* KUERY, una avanzada y nueva herramienta que permite calcular el factor *Kusle* utilizando como datos de entrada: el grupo climático (dicotómico), el contenido de fragmentos de roca (continuo desde el 10%), textura del suelo y el contenido de materia orgánica.

Esta nueva herramienta, recientemente utilizada en México, es un algoritmo de cálculo que permite una evaluación más robusta y rápida de los valores de erodibilidad

utilizados en los modelos de erosión TIPO-USLE, por lo que en el presente trabajo se realizará el cálculo de erodibilidad utilizando la última versión del *software* (KQUERY v.1.5) disponible de manera gratuita para la comunidad científica en la página web: <http://www.lorenzo-borselli.eu/kuery/>.

El algoritmo KQUERY, trabaja a través de un sencillo *display* de pantalla los datos de suelos pre-procesados y grupos climáticos (Salvador-Sanchis *et al.*, 2008), por lo que es recomendado para obtener una evaluación más confiable de la erosión del suelo en todo el mundo, ya que permite al usuario alcanzar buenos resultados sobre el conjunto de datos muestreados.

1.4. Modelado de la erosión en cárcava como un proceso de umbral topográfico

A nivel global, muchas de las investigaciones sobre degradación del suelo por erosión hídrica han sido enfocadas principalmente a estudiar la erosión *interrill* y *rill*; mientras que los procesos de erosión en cárcava han recibido relativamente menos atención porque se consideran difícil de estudiar y predecir (Poesen *et al.*, 1998; Valentin *et al.*, 2005; Zucca *et al.*, 2006).

Sin embargo, debido a la importancia de la erosión en cárcava como una de las principales causas de pérdida del suelo y fuente de sedimentos, se ha considerado la necesidad de mejorar un modelado que permita predecir con mayor precisión los efectos de los cambios ambientales en la intensidad de éste proceso de degradación (Vandekerckhove *et al.*, 2000; Poesen *et al.*, 2003).

A lo largo de varias décadas la erosión en cárcava ha sido enfocada como un fenómeno umbral controlado por una amplia gama de factores (Vandaele *et al.*, 1996; Poesen

et al., 2003; Valentin *et al.*, 2005; Gómez- Gutiérrez *et al.*, 2011). Este enfoque, fue por primera vez aplicado por Pattom y Schumm (1975) a sistemas geomorfológicos, con la finalidad de predecir la localización en el paisaje donde las cabezas de cárcava podrían desarrollarse.

Debido a esto, en la literatura especializada se identificaron dos componentes esenciales en los estudios de erosión en cárcava y son, la predicción de donde las cárcavas inician y donde terminan (Montgomery y Dietrich, 1988; Poesen *et al.*, 1998; Vandekerckhove *et al.*, 2000; Poesen *et al.*, 2003).

La predicción de la localización de una cabeza de cárcava es considerada un componente esencial en el modelado de éste tipo de erosión, ya que representa un elemento muy importante en las teorías de crecimiento de la red de canales (Montgomery y Dietrich, 1988). En este contexto, una de las caracterizaciones más discutidas y ricas en datos se basa en el control topográfico de la iniciación de una cabeza de cárcava, que representa “la posición en la cual los procesos de erosión pueden continuar expandiendo pendiente arriba, bajo la intensidad de una tormenta dada y otras condiciones límite, como el uso de suelo, la cubierta vegetal y el tipo de suelo” (Torri y Poesen, 2014).

Con base a esto, un gran número de investigaciones han descrito las condiciones de umbral topográfico para las cabeceras de las cárcavas encontrando que existe una relación inversa común entre el gradiente de pendiente local de la superficie del suelo (s) y el área de la cuenca que drena hacia la cabeza de cárcava (A) (e.g Vandekerckhove *et al.*, 2000; Nachtergaele *et al.*, 2001; Menéndez-Duarte *et al.*, 2007; Zucca *et al.*, 2006; Nazari *et al.*, 2009).

Los dos parámetros fueron discutidos Willgoose *et al.* (1991), Montgomery y Dietrich (1994) y Torri y Poesen (2014), entre otros, por lo que, una revisión de la literatura sugirió una reelaboración y sistematización de los parámetros y cuestiones teóricas ya propuestas como Patton y Schumm (1975).

En este sentido, Torri y Poesen (2014) sugieren la más reciente aproximación para construir un modelo que permita medir los valores de umbral topográfico que permita estimar las condiciones críticas para el desarrollo de barrancos (cárcavas), en el cual el uso del suelo y la vegetación puedan ser explícitamente tomados en cuenta. Esto es expresado mediante la siguiente Ecuación básica:

Ecuación 1. Umbral para determinar las condiciones críticas topográficas para el desarrollo de una cabecera de cárcava

$$sA^b \geq k \text{ o } s \geq kA^{-b}$$

Donde:

- s : gradiente de pendiente (tangente, m/m)
- A : área contribuyente de la cuenca (ha)
- b : grado de turbulencia de la escorrentía
- k : constante local relacionada con el clima (precipitación), tipo de cubierta vegetal y usos de suelo

A través de esta ecuación el modelo (*Gully Threshold* en inglés) de Torri y Poesen (2014) tiene como objetivo final evaluar la extensión máxima futura que podría desarrollar un sistema de erosión en cárcavas, utilizando como datos de entrada la relación entre el área que drena a través de un punto y su pendiente local, es decir, cuanto es el gradiente topográfico en función de su área de drenaje.

Después de examinar el conjunto de datos entre la relación de s - A de varias publicaciones Torri y Poesen (2014) sugirieron un solo valor del exponente b para todas las

condiciones de umbral, que se deriva de las ecuaciones que unen la tensión de cizallamiento ejercida por el flujo y la resistencia del suelo al cizallamiento, mientras que el coeficiente k reflejan la velocidad de infiltración del agua y la rugosidad hidráulica.

Con el fin de aclarar los argumentos teóricos sobre los cuales se deriva la Ecuación 1 (Rossi *et al.*, 2015) resumen las siguientes hipótesis:

1. Se supone que la descarga de escorrentía (Q) está en estado estacionario, y esta linealmente relacionada con A si toda la cuenca de captación está contribuyendo hacia la salida de la cabeza de la cárcava, es decir, si toda la zona de captación está conectada hidráulicamente a la cabeza de la cárcava (sólo bajo este supuesto la ecuación $Q = (P - I)A$ es válida) P e I son intensidad de lluvia e infiltración respectivamente.
2. Las ecuaciones de Manning (flujo turbulento) y Darcy-Weisbach (flujo laminar) se mantienen para el flujo cargado de sedimentos y para los canales de límites sueltos.
3. La derivación matemática original de Montgomery y Dietrich (1994), en la que el punto de partida es que el esfuerzo de cizallamiento del flujo producido por el escurrimiento debe exceder la resistencia umbral de cizallamiento del suelo, utiliza en la ecuación (1) el área de drenaje de la cabeza de cárcava por unidad de longitud de contorno, representando A en (ha).
4. La Ecuación 1, en su forma original, aceptó claramente que las ecuaciones para calcular la tensión de corte del fondo de flujo y la velocidad del agua podían utilizarse con la pendiente aproximada por la tangente del ángulo de pendiente, lo cual no es aplicable para valores de gradiente alto ($\tan(\gamma) \geq 0.3$),

y en todos los casos $\tan(\gamma)$ debe sustituirse por $\sin(\gamma)$ como es discutido por Torri y Poesen (2014).

Uno de los resultados más interesantes propuestos por Torri y Poesen (2014) fue la asignación de un valor constante del exponente $b= 0.38$ (o $b= 0.4$) en el caso de un flujo turbulento, menor de lo predicho anteriormente por Montgomery y Dietrich (1994) (flujo laminar de 0.5 –flujo turbulento de 0.857), sugiriendo que cuando se forma una cabeza de cárcava el segmento de línea de contorno que corresponde a la anchura del flujo podría ser estimado utilizando el ancho del canal como si éste ya hubiera sido excavado (para ver el desarrollo matemático véase Montgomery y Dietrich, 1994; Poesen *et al.*, 2011; Torri y Poesen, 2014). Por otro lado, Torri y Borselli (2003) sugirieron que los valores de flujo laminar para b eran inaceptables cuando son medidos en condiciones de flujo concentrado en campo.

Además de un valor constante del exponente b , Torri y Poesen (2014) encontraron que el coeficiente k para las condiciones de umbral variaba según los usos del suelo y que esto se encontraba estrechamente relacionado con el efecto de la vegetación y la cubierta de fragmento de roca (*Rock Fragment Cover* en inglés).

La ecuación final propuesta por Torri y Poesen (2014) para determinar los valores de k es la siguiente:

Ecuación 2. Cálculo del coeficiente de umbral k de Torri y Poesen (2014)

$$k = 0.73e^{1.3RFC} (0.00124S_{0.05} - 0.037)$$

Donde:

- RFC: superficie cubierta por fragmentos de roca
- $S_{0.05}$: retención máxima potencial de escorrentía diaria (mm)

El valor de S es la razón de abstracción inicial de lluvia e infiltración durante una precipitación, como se utiliza en el Natural Resources Conservation Service (NRCS, 1986) método del Número de Curva de Escorrentía (CN).

El método de CN en su desarrollo original tenía un valor de S igual a 0.20, sin embargo, este valor ha sido considerado demasiado alto por Hawkins *et al.* (2002, 2009) y se ha propuesto sustituirlo por un valor de 0.05.

Este método será explicado más adelante, por ahora se analizarán algunas implicaciones sobre el control que ejerce la vegetación sobre el suelo, lo cual es muy importante considerar para la aplicación del método del Número de Curva.

Por otra parte, cabe señalar que a pesar de la importancia de la erosión hídrica, en México no ha habido un estudio que presente las condiciones de umbral topográfico y los factores que influyen en la iniciación de las cárcavas, por lo que la aplicación del modelo “Umbral de Cárcava” (*Gully Threshold*) de Torri y Poesen (2014) ofrece una buena oportunidad de evaluar la susceptibilidad del área de estudio a este tipo de erosión.

1.5. Interacciones entre la vegetación y la erosión hídrica

La vegetación desempeña un papel muy importante durante los procesos de erosión hídrica. En primer lugar, las hojas actúan como interceptoras de las gotas de lluvia, protegiendo la capa superficial del suelo y retrasando su efecto de sellado. El agua acumulada en las hojas y ramas tiende a evaporarse, mientras que también a través del tallo y tronco el flujo de agua alcanza finalmente el suelo. De esta manera, la cubierta vegetal sustrae parte de la energía por impacto de gotas de lluvia, desfavoreciendo el desprendimiento de partículas del suelo y reduciendo el exceso de agua para el escurrimiento.

Por otro lado, la vegetación influye en la rugosidad de la superficie y debido a esto, ejerce un importante control sobre las fuerzas de fricción de un flujo superficial, generando una mayor resistencia al arrastre de partículas del suelo. A su vez, influye significativamente en la velocidad de infiltración del suelo, ya que las raíces de las plantas aumentan la macroporosidad de los agregados del suelo y por lo tanto, la capacidad local de almacenamiento de agua y sedimentos. Las raíces, aumentan también, la resistencia de la capa superficial del suelo al desprendimiento formado por un flujo, que es equivalente a una mayor cohesión en el suelo (Torri y Poesen, 2014).

En efecto, con la presencia de una mayor densidad de vegetación, lo esperado es una mayor protección del suelo a la erosión por un flujo concentrado y una disminución de la descarga de escorrentía durante un evento de lluvia dado (Borselli *et al.*, 2008; Bryan, 2000; Vandekerckhove *et al.*, 2000; Torri y Borselli, 2011)

Con el objetivo de analizar los efectos de la vegetación en condiciones de umbral topográfico para el desarrollo de las cabezas de barranco, en el presente trabajo se emplea el procedimiento del método de CN del NRCS, el cual es ampliamente utilizado para estimar el escurrimiento resultante de eventos de lluvia.

1.6. Método del Número de Curva (CN)

El método del CN de escurrimiento (*Runoff Curve Number method*) fue introducido en la década de 1950 por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos-Servicio de Conservación de Suelos (USDA-SCS, ahora NRCS) para estimar la profundidad de escorrentía de pequeñas cuencas. La primera revisión fue publicada en el *National*

Engineering Handbook Section 4: Hidrología (NEH-4), y se han documentado revisiones posteriores desde 1956 hasta el 2009.

El método CN, permite predecir los volúmenes de escorrentía producido para determinados eventos de precipitación a través de un solo parámetro que resume la influencia tanto de los aspectos superficiales del suelo así como del suelo profundo, vinculados a características de diferentes horizontes en el perfil del suelo, como la saturación, cubierta vegetal, usos y tipos del suelo, y la humedad anterior al evento de lluvia.

El método CN calcula la escorrentía directa que ocurre durante una tormenta tal como se describe en la siguiente Ecuación:

Ecuación 3. Cálculo del escurrimiento directo de una precipitación (método CN)

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S}$$

Donde:

- Q: escorrentía directa (in)
- P: precipitación total (in)
- I_a : abstracción inicial (in)
- S: retención máxima potencial después de comenzado el escurrimiento (in)

La abstracción inicial (I_a) en el método del CN engloba todas las pérdidas antes de presentarse el escurrimiento directo, como pueden ser: agua retenida en depresiones, agua retenida por la vegetación, agua evaporada y agua infiltrada. Los estudios realizados por el servicio de conservación de suelos (SCS) de los Estados Unidos han llevado a formular una expresión empírica que permite estimar la abstracción inicial (retención superficial y/o infiltración), cuyos valores resultantes son de carácter variable debido a que se encuentran

relacionados con el tipo de suelo y cubierta; resultando en la suposición de que la cantidad de abstracción inicial es una fracción de la retención máxima potencial (Ecuación 4):

Ecuación 4. Índice de abstracción inicial (método CN)

$$I_a = 0.20 S$$

Al eliminar I_a como un parámetro independiente, esta aproximación permite el uso de una combinación de S y P , para producir una cantidad única de escurrimiento. Sustituyendo Ecuación 4 en Ecuación 3, obtenemos:

Ecuación 5. Ecuación del método de Número de Curva de Escurrimiento

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{(P - 0.8S)}$$

La Ecuación 5 se describe en función del potencial máximo de retención del suelo (S), mismo que se expresa en términos del CN, a través de la relación:

Ecuación 6. Cálculo del potencial máximo de retención en pulgadas (in)

$$S_{0.20} = \frac{1000}{CN} - 10$$

Esta definición se aplicó originalmente al sistema métrico Inglés (con S en pulgadas). En las unidades del Sistema Internacional (con S en mm) se debe utilizar la siguiente definición:

Ecuación 7. Cálculo del potencial máximo de retención (mm)

$$S_{0.20} = \frac{25400}{CN} - 254$$

Donde los valores del CN, tienen un valor empírico establecido en un rango de 0 a 100, y que corresponden a los diversos tipos de suelo, cubierta del suelo y condiciones de

manejo de la tierra. Estos valores se pueden seleccionar en las tablas de la publicación técnica 55 (TR-55 “Hidrología para cuencas pequeñas”) desarrollada por el NRCS en 1986.

Dichas tablas que describen varias condiciones de campo, muestran una clasificación del suelo en cuatro grupos, cada uno identificado como un grupo de suelo hidrológico que representa el diferente potencial de escorrentía (A, B, C, D) (para más detalles véase NRCS, 2009; Bartolini y Borselli, 2009). La clasificación de los grupos de suelo hidrológicos y los diferentes usos del suelo representa los dos insumos principales en la determinación de los parámetros del CN.

Por otra parte, en el modelo original del método de CN se utiliza un valor para la razón de abstracción inicial de 0.20, sin embargo este valor es uno de los supuestos más ambiguos en el cálculo de la escorrentía directa en un evento de precipitación diario, por lo que Hawkins *et al.* (2002), a través de datos obtenidos en campo, midieron los escurrimientos de 307 cuencas de Estados Unidos y encontraron que un valor de S igual a 0.05 da un mejor ajuste al método de CN y por lo tanto sería el valor más apropiado para usar en cálculos de escorrentía.

Haciendo uso del método del CN, Torri y Poesen (2014) realizaron un análisis cuidadoso de los diferentes usos del suelo y de las descripciones de suelo presentadas en estudios preliminares y calcularon para cada uno de los valores de umbral (k) un valor $S_{0.05}$ correspondiente siguiendo las sugerencias de Hawkins *et al.* (2009). Entonces la constante de umbral k expresada por la Ecuación 2 (pp.28) es una constante empírica introducida por Montgomery y Dietrich (1994) que se compone de dos partes: i) que es una constante real, es decir, que depende de la resistencia a la erosión por flujo concentrado formado por el sistema local de manejo suelo-vegetación); ii) que depende de las características de la

precipitación, particularmente, de la descarga de escorrentía, lo que significa que al ocurrir un pico de descarga promedio durante un tiempo necesario, una cabeza de cárcava puede ser formada y lo suficientemente excavada para formar un canal (Rossi *et al.*, 2015).

2. MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO.

2.1. Localización del área de estudio

Se localiza aproximadamente a 25 km al nororiente de la ciudad de San Luis Potosí, a los 22° 16' 10", 22° 14' 10" de latitud Norte y los -100° 46' 10", -100° 44' 10" de longitud Oeste, cubriendo una extensión aproximada de 9 km² dentro de las inmediaciones de las localidades San Antonio de Eguía y Jesús María, pertenecientes a los municipios de Armadillo de los Infante y Cerro de San Pedro respectivamente (Figura 5).

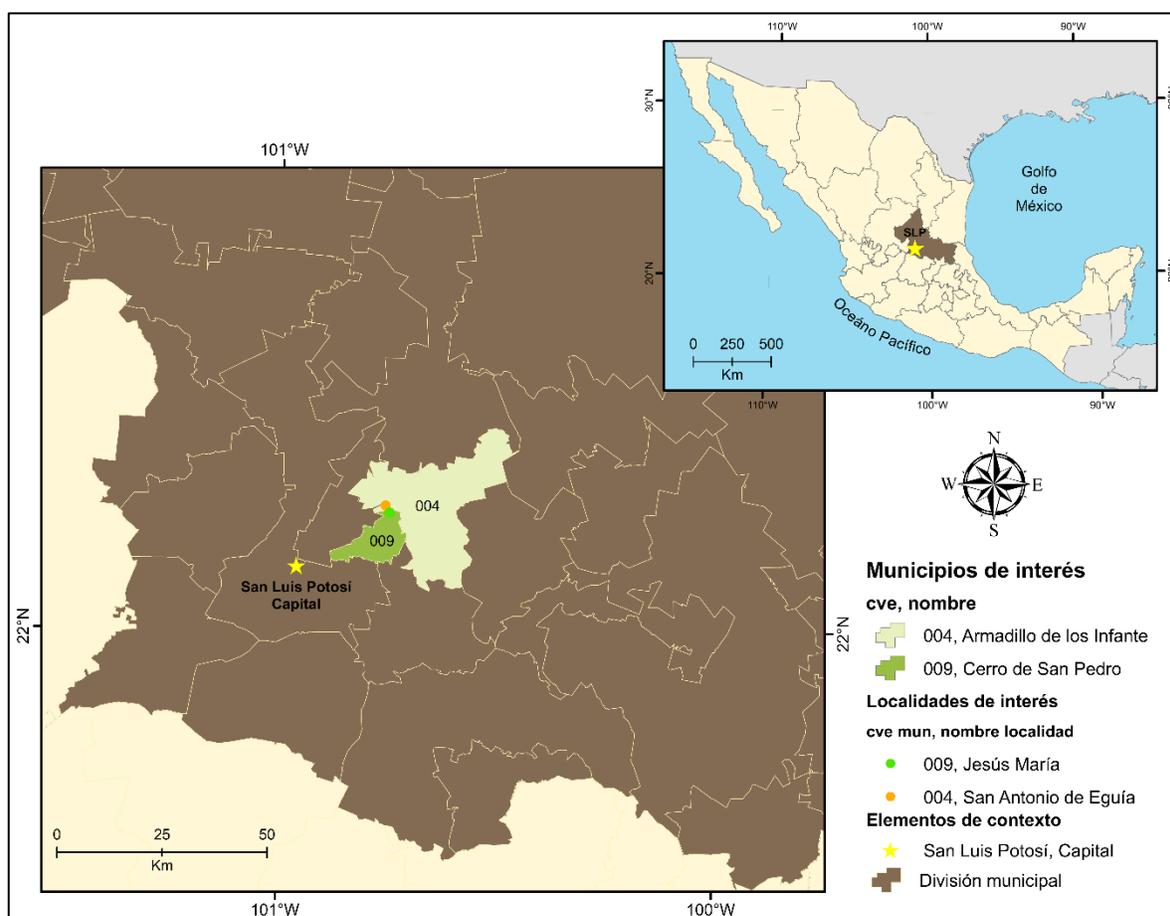


Figura 5. Ubicación geográfica del área de estudio

2.2. Fisiografía

El paisaje del área de estudio pertenece a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, que abarca una amplia superficie del centro y norte de la República Mexicana, colindando al occidente con la provincia de la Mesa Central. Dentro de la SMO el área municipal integra la porción centro-sur de la denominada subprovincia de Sierras y Llanuras Occidentales (Figura 6).

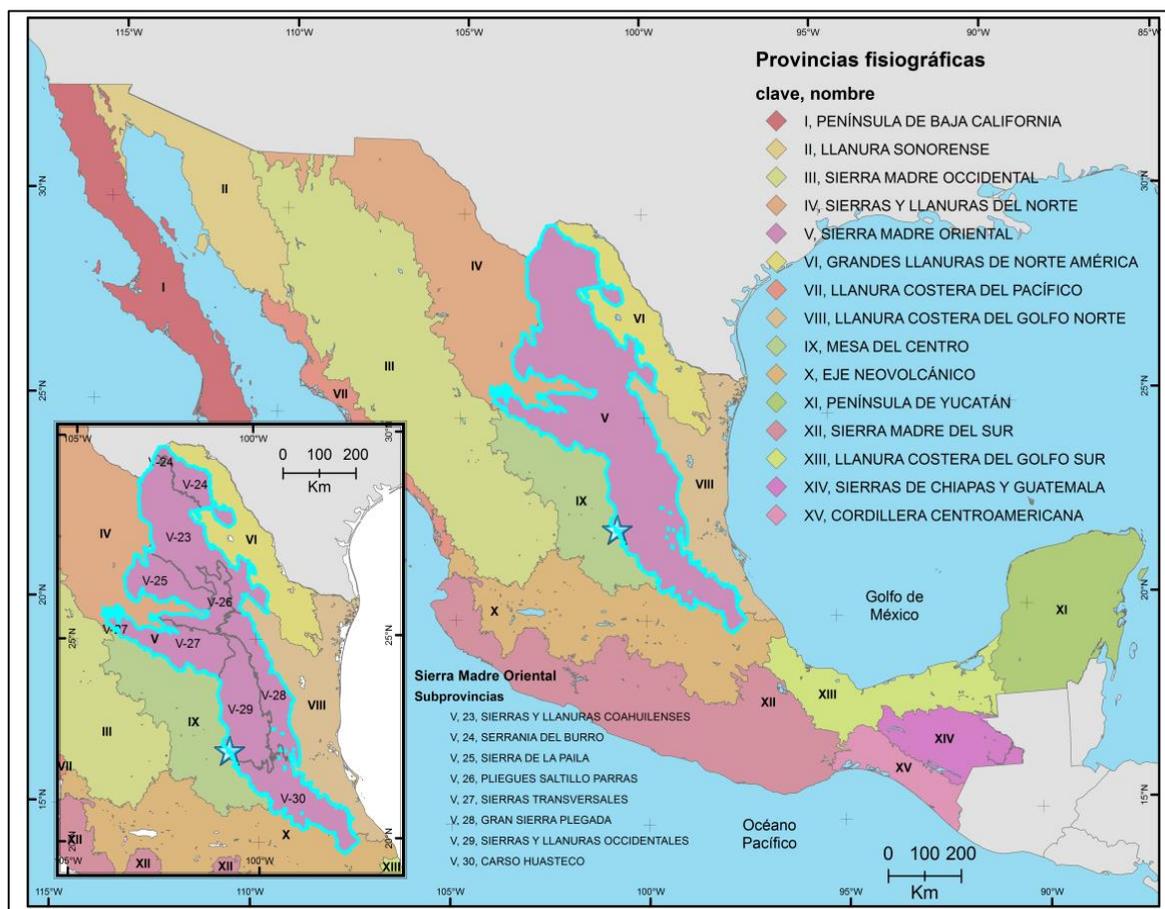


Figura 6. Provincias fisiográficas de México

La Sierra Madre Oriental es una unidad fisiográfica que corre en sentido paralelo a la costa del Golfo de México y tiene más de 800 km de longitud, con cumbres que sobrepasan los 2500 msnm. El relieve de la SMO se debe a la deformación de rocas mesozoicas y de su

complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste, formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000).

Dicha provincia se encuentra constituida esencialmente por rocas sedimentarias plegadas mesozoicas, donde predominan las calizas de edad cretácica, en segundo término areniscas y lutitas (Zavala-Arriaga, 2013). Este sistema montañoso tiene la característica de presentar sistemas cavernosos y las topofomas existentes son sierras y valles.

La subprovincia de Sierras y Llanuras Occidentales comprende el ámbito de la sierra homónima abarcando parte de los estados de Nuevo León, Tamaulipas y San Luis Potosí. Está constituida por sierras con orientación norte-sur, unidas generalmente por conjuntos de cerros menores que presentan esa misma orientación o les son oblicuos. En consecuencia, estas sierras forman una red montañosa, en la que hay espacios planos –llanuras- cubiertos por aluviones. En esta región dominan las rocas calizas, pero al sur afloran algunos cuerpos de rocas ígneas intrusivas (INEGI, 2002).

2.3. Geología Regional

La región geológica a la que pertenece el área de estudio, se caracteriza por encontrarse en la parte central de la zona de transición entre dos unidades paleogeográficas grandes de edad mesozoica (Carrillo-Bravo, 1971, 1982), la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM).

El relieve actual es la expresión topográfica de la actividad tectónica compresiva de la orogenia Laramide ocurrida durante el Cretácico Tardío y Terciario Temprano, dando origen a una franja de pliegues y cabalgaduras que formó la Sierra Madre Oriental y sierras

localizadas en la Mesa Central (Padilla y Sánchez, 1982) en combinación con el evento extensivo ocurrido durante el Paleógeno que provocó el fallamiento normal dando origen a cuencas.

La zona estudiada, constituye el talud y pie de talud de la parte occidental de la PVSLP, cuyo basamento está conformado por rocas precámbricas y paleozoicas, sobreyacidas de manera discordante por sedimentos clásticos del Jurásico Temprano (Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009) sobre los cuales fueron depositados los sedimentos marinos del Jurásico Tardío y secuencias evaporíticas y calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico Temprano, alcanzando su mayor desarrollo durante el Albiano-Cenomaniano (Carrillo-Bravo, 1971). Las rocas de plataforma (Cretácico Temprano) son secuencias de caliza micrítica y turbiditas, con capas de brechas calcáreas y bioclásticas.

En el flanco poniente se encuentran secuencias de la CMCM, la cual es una extensa cuenca sedimentaria de más de 5000 m de espesor, que se inició sobre rocas del Triásico Tardío y Jurásico Temprano y culmina a finales del Cretácico con sedimentos terrígenos (Carrillo-Bravo, 1982). Las rocas del Triásico Tardío constituyen secuencias turbidíticas (lutitas y areniscas), los depósitos del Jurásico Temprano están formados por rocas continentales, volcánicas y volcanoclásticas y las rocas que forman el inicio de la CMCM en el Jurásico Medio-Tardío son de tipo arcillo-calcáreo y las rocas del Cretácico Temprano evolucionaron desde secuencias calcáreas de profundidad a capas de caliza con pedernal, mientras que las del Cretácico Tardío están formadas por caliza arcillosa, lutita y arenisca.

Las rocas depositadas en la CMCM son secuencias que corresponden a las formaciones La Peña, Cuesta del Cura (Aptiano-Cenomaniano) e Indidura (Turoniano). Los sedimentos de la Formación Cuesta del Cura contienen la mayor abundancia de capas de

pedernal y representan el ambiente más profundo de la cuenca. Por otra parte, el Turoniano (Formación Indidura) está representado por una alternancia de capas de caliza micrítica desde su base, las que evolucionaron a capas de limolita y caliza arcillosa, predominando la limolita en la cima, que representa el arribo de terrígenos que colmataron la cuenca (Sarreón-Villanueva, 2013).

La colmatación de la cuenca ocurre con el depósito de los sedimentos *Flysch* de la Formación Caracol (Maastrichtiano). El Terciario está representado por varias unidades de rocas volcánicas que formaron complejos volcánicos pertenecientes al Campo Volcánico de San Luis Potosí y Río Santa María y otros más en la parte sur y surponiente de la Mesa Central (Tristán-González *et al.*, 2009), la composición de estas rocas ígneas varían desde riolitas, dacitas, andesitas y basaltos, que se originaron efusivamente (lavas) o por emisiones piroclásticas (ignimbritas).

El Neógeno está representado por vulcanismo monogenético disperso, principalmente basaltos intrapalaca y sedimentos aluviales extensos expuestos en las planicies y depósitos de pie de monte en las laderas que en el área de estudio forman parte de las sierras de Álvarez, San Pedro y El Coro (Rodríguez-Hernández *et al.*, 2009).

El área de estudio se localiza en el límite tectónico entre dichas unidades paleogeografías del Mesozoico, en donde el acortamiento de la secuencia fue producto de la orogenia Laramide provocaron una deformación dúctil-frágil en los sedimentos de la PVSLP y CMCM acortando la secuencia hacia el oriente, lo que ocasionó que la secuencia sedimentaria marina de la CMCM se imbricara, desarrollando abanicos de fallas inversas. Esto ocasionó que parte de las unidades de la CMCM se despegarán tectónicamente sobre las rocas del talud de la PVSLP (Sarreon-Villanueva, 2013).

2.4. Geología Local

El área de estudio abarca una porción de la zona de talud del margen occidental de la PVSLP, ubicada en el extremo norponiente de la Sierra de Álvarez. Afloran principalmente secuencias sedimentarias cretácicas de edad Albiano-Cenomaniano, que corresponden a la Formación Tamabra (López-Doncel, 2003). Las rocas de dicha formación representan secuencias transicionales entre los sedimentos de aguas someras de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y los sedimentos de aguas profundas de la adyacente Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1971, 1982).

En el límite tectónico de ambas unidades paleogeográficas, los sedimentos de la Formación Tamabra están formados por una mezcla de secuencias autóctonas de *mudstone* y *wackestone* con fauna característica de aguas profundas que se intercalan con sedimentos alóctonos compuestos por *packstone*, *grainstone* hasta *rudstone* con bioclastos y litoclastos provenientes de aguas someras que se depositaron durante el Cretácico Medio (López-Doncel, 2003), lo que sugiere que el depósito ocurrió en una zona de inestabilidad, representada por un transporte de sedimentos hacia las zonas topográficamente más bajas y profundas del talud (zona de facies 4, Wilson, 1975 y Flügel, 1978).

De acuerdo con López-Doncel (2003) en esta área (margen occidental PVSLP) afloran principalmente secuencias sedimentarias cretácicas, donde están representadas tres litofacies del Cretácico Medio: plataforma, cuenca y talud. Las rocas que componen al extremo norponiente de la Sierra de Álvarez (Cretácico Temprano) están formadas por capas de caliza micrítica con presencia de capas delgadas, nódulos y lentes de pedernal y algunas capas de terrígenos que representan los sedimentos más jóvenes (Cretácico Tardío) depositados en la parte profunda del talud.

Existe además, presencia de capas gradadas e intercaladas de brechas calcáreas y biocalcáreas, mientras que en algunos horizontes se pueden encontrar nódulos de fierro. Al terminar la sedimentación marina en el Cretácico Tardío tras la regresión marina, comenzó una sedimentación continental de secuencias formadas de conglomerados y sedimentos lacustres que se encuentran dispersos irregularmente sobre las rocas marinas, formando la discordancias Cretácico-Terciario, que alcanzaron su máximo periodo de depósito en el Paleoceno-Eoceno (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

2.5. Estratigrafía

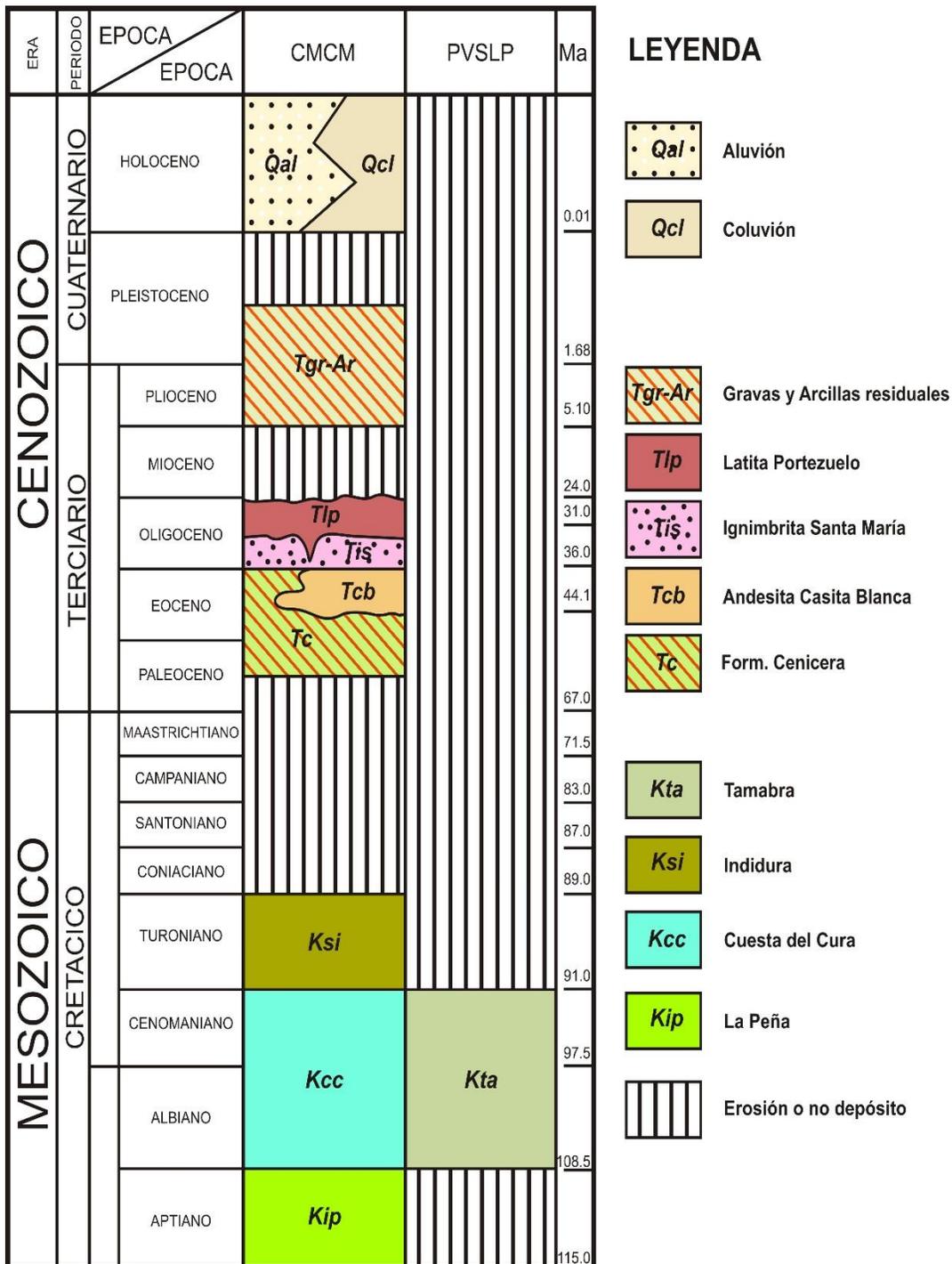


Figura 7. Columna estratigráfica regional compuesta de la zona de la CMCM y PVSLP, modificado de Sarreon-Villanueva (2013)

2.5.1. Formaciones de la Cuenca Mesozoica del Centro de México

Formación La Peña (Kip)

Cretácico Temprano (Aptiano)

Originalmente descrita por Imlay (1936), su localidad tipo es el flanco poniente de la Sierra de Parras, Coahuila, dividiéndola en dos miembros; un miembro inferior que consiste de aproximadamente 427 m de caliza gris oscura a gris claro en estratos de medianos a gruesos, con presencia de zonas de capas de caliza finamente estratificadas y cantidades variables de lutita.

Las superficies intemperizadas presentan coloraciones de gris a gris amarillento y pueden contener concreciones de pirita, así como nódulos de pedernal. El miembro superior, está constituido por capas delgadas de caliza y lutita intercalada, y alcanza espesores desde los 15 a 24 m. Aflora principalmente en la Sierra de San Pedro y su litología consiste en intercalaciones de estratos gruesos y delgados de caliza color gris claro con textura micrítica y capas con gradación, estratificación cruzada (turbidita) con intercalaciones de laminaciones de limolita, bandas y nódulos de pedernal. Subyace concordante y transicional a la Formación Cuesta del Cura, sin aflorar su base en el área. Esta unidad ha sido asignada al Aptiano (Padilla y Sánchez, 1982).

Formación Cuesta del Cura (Kcc)

Cretácico temprano (Albiano-Cenomaniano)

Descrita originalmente por Imlay (1936), quien la estudio en la Sierra de Parras Coahuila, donde se encuentra entre la Caliza Aurora y la Formación Indidura. Consiste de capas de caliza gris oscuro a negro, en estratos medianos a delgados, con estratificación ondulada, bandas abundantes y lentes de pedernal.

En algunos lugares, contiene inesterestratificación de capas lajosas de caliza arcillosa y laminaciones de lutita de coloración violácea y rojiza. Aflora en la Sierra de San Pedro al poniente de la localidad Monte Caldera y Cerro de San Pedro. La Formación Cuesta del Cura se presenta como una secuencia de estratos medianos a gruesos de color gris claro con textura micrítica, con estratificación ondulada y gran desarrollo de *budinage*, que se intercala con bandas delgadas de pedernal negro y en ocasiones en forma de lentes.

El espesor sugerido para esta formación es de máximo 50 m (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1978). Sobreyace a la Formación La Peña y su contacto es concordante y transicional, subyace a la Formación Indidura también, con un contacto concordante y transicional. La Formación Cuesta del Cura es asignada a una edad de Albiano-Cenomaniano (Ice, 1979).

Formación Indidura (Ksi)

Cretácico Tardío (Turoniano)

Descrita originalmente por Kelly (1936), en la región de Delicias, Coahuila, quien le dio este nombre a unos 30 m de capas de lutita, caliza resquebrajada y lajas de caliza que sobreyacen a La Caliza Aurora. En la zona aflora en la Sierra de San Pedro al surponiente de la localidad Jesús María sobre el Río Colorado, en el Cerro Los Metateros y al poniente de la localidad Monte Caldera así como al oriente del Cerro El Chiquihuitillo.

Su litología consiste en la base como una intercalación de capas de caliza micrítica con capas delgadas y medias de lutita color violáceo, hacia la cima predominan las capas de caliza arcillosa sobre la caliza micrítica, las cuales presentan coloraciones gris violáceo intercalándose con estratos gruesos de limolita de color violáceo de hasta 40 cm,

predominando las capas de limolita sobre las capas de caliza arcillosa. Se encuentra por lo general cubierta por carpetas de caliche, suelo residual y coluvión.

Sobreyace a la Formación Cuesta del Cura con un contacto concordante y ligeramente transicional, subyace a la Formación Cenicera con un contacto discordante. Contiene *Inoceramus Labiatus* que es el fósil índice de esta formación que le da la edad Turoniano. De acuerdo a Imlay (1936) se le asigna una edad del Turoniano.

2.5.2. Depósitos del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí

Formación Tamabra (KTa)

Cretácico medio (Albiano-Cenomaniano)

Heim (1940) propuso el nombre de Formación Tamabra a partir de la combinación de los nombres de las Formaciones Tamaulipas y El Abra, y se le ha considerado como la “facie pre-arrecifal de la Formación El Abra. En la porción central del margen occidental de la PVSLP entre el límite tectónico de los sedimentos de plataforma y los sedimentos de la adyacente CMCM se definió a la Formación Tamabra como un conjunto litológico conformado de rocas clásticas de la zona de talud de plataforma (dolomitizadas o parcialmente dolomitizadas) y a la zona de interdigitación de calizas de cuenca (Formación Cuesta del Cura), con calizas clásticas biocalcáreas derivadas de las zonas arrecifales (Carrillo-Bravo, 1971).

Estas rocas según Heim (1940) son equivalentes a la Formación Tamabra que se hallan al poniente de la Faja de Oro. Por otra parte, López-Doncell (2003) describe a la Formación Tamabra en la parte central del margen occidental de la PVSLP como una secuencia autóctona de sedimentos de *mudstone* y *wackstone* con fauna pelágica, característica de ambientes de aguas profundas, intercaladas con sedimentos alóctonos

gravitacionales y de suspensión de *packstone* y *grainstone* hasta *rudstone* con alto contenido de bioclastos y litoclastos de ambientes de aguas someras.

En el área de estudio aflora a lo largo de la ladera occidental de la Sierra de Álvarez, donde el límite con las rocas de cuenca se encuentra a lo largo del cauce del Río Colorado, donde su contacto es tectónico. Sus afloramientos se extienden principalmente al sur de la localidad Jesús María y en otras localidades como San Antonio de Eguía, y al oriente del Cerro los Metateros en la localidad de Monte Caldera, Xoconoxtle, El Salto, La Morena, entre otras.

Sarreón-Villanueva (2013) describió a la Formación Tamabra como una secuencia formada por calizas de color gris claro y gris azulado con textura micrítica, lentes, nódulos y bandas de pedernal de color negro, con intercalación de algunas capas de brechas bioclásticas. Otros horizontes están formados por capas de caliza laminadas que presentan gradación y pliegues sinsedimentarios (*slumps*). Se encuentran también horizontes formados por estratos de caliza bituminosa de color negro que varían de 10 hasta 60 cm, intercalada con capas de lutita de color oscuro en capas que logran alcanzar los 80 cm de espesor.

En la zona de estudio se pueden encontrar también algunas capas delgadas de caliza laminada de color obscuro intercaladas con lutitas calcárea que intemperizan a un color amarillento y violáceo (Figura 8). En algunas zonas se encuentran bancos de caliza micrítica con lentes de pedernal, capas delgadas de turbiditas y horizontes de brechas finas intercaladas con capas delgadas de caliza.



Figura 8. Estratos de caliza laminada de color gris oscuro con intercalación de lutitas de la Formación Tamabra

Así mismo, se pueden reconocer 3 paquetes de distinto contenido litológico en los que se dividió la Formación Tamabra:

Paquete pre-arrecifal de pedernal (KTap)

Se encuentra distribuido hacia la zona media del talud, y está formado por una estratificación delgada a media, con capas de hasta 40 cm de caliza con matriz micrítica de color gris claro que llegan a intercalarse con capas delgadas de caliza con gradación fina (turbidita), bandas delgadas, nódulos, laminaciones y lentes de pedernal color negro, y algunas brechas bioclásticas. Las calizas se llegan a presentar en forma de horizontes de capas de caliza gruesa con fragmentos de fósiles. En esta unidad la secuencia se hace cada vez más arcillosa hacia la cima.

Paquete pre-arrecifal de hematita (KTah)

Al igual que el anterior, este paquete se extiende hacia la zona media del talud, y consiste de capas de caliza de estratos medios a gruesos y bancos de caliza micrítica de color crema, con tonos amarillentos por la presencia de nódulos y relleno de vetillas de hematita.

Los bancos de micrita pueden intercalarse con capas de turbiditas gradadas, con desarrollo de plegamiento sinsedimentario (*slump*). El producto de la meteorización son depósitos de arcilla y grava de color rojizo que llegan a cubrir las laderas con suelo residual. Su espesor en el área se desconoce pues solo aflora parte de la secuencia (Sarreon-Villanueva, 2013). Sobreyace irregularmente a la unidad con pedernal (Ktap). Subyace transicionalmente a la unidad terrígena (Ktat) y discordantemente a los sedimentos del cuaternario.

Formación Tamabra terrígena (KTat)

A partir del Turoniano en el Cretácico Tardío, las secuencias sedimentarias de las facies de talud dentro de la zona de transición plataforma-cuenca se vieron influenciadas por un continuo aporte detrítico-arcilloso proveniente de la cuenca Mesozoica del Centro de México, cambiando el dominio carbonatado que prevaleció desde los primeros sedimentos del Cretácico Temprano y hasta el Terciario en un dominio terrígeno con sedimentación de lutitas y limolitas (Cruz-Márquez, 2005). Sobreyace transicionalmente a la unidad con pedernal (Ktap) y a la unidad con hematita (KTah). Subyace discordantemente a los depósitos de coluvión y aluvión del Cuaternario.

2.5.3. Rocas Terciarias

Formación Cenicera (Tc)

Terciario Inferior (Paleoceno-Eoceno)

Originalmente descrita por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, se les dio el nombre informal de Sedimentos Clásticos Continentales Terciarios, los cuales afloran en el Cerro El Chiquihuitillo al suroriente del poblado de San Pedro. Posteriormente Labarthe-Hernández *et al.* (1982) propusieron el nombre de Formación Cenicera a una serie de ventanas de depósitos continentales que se halla bien expuesta en el Arroyo La Cenicera, localizado a unos 5.5 km al SE del poblado de Villa de Reyes, S.L.P.

Aflora principalmente en la zona del Cerro El Chiquihuitillo, al norponiente del Cerro Los Metateros y al poniente del poblado Monte Caldera. Su depósito está compuesto de fragmentos redondeados hasta angulosos, predominando los de caliza con diámetro de hasta 40 cm, pedernal, lutita y aislados de granito. Se encuentran mal consolidados sobre una matriz de limo y arena de color rojizo y bancos de material limo-arcilloso de color rojizo, que sugieren un ambiente lacustre; su espesor no supera los 50 m en la localidad del Cerro El Chiquihuitillo.

Estos depósitos continentales descansan de forma discordante sobre sedimentos marinos del Cretácico Tardío, principalmente sobre la Formación Indidura. Subyace discordante en algunos sitios a la Andesita Casita Blanca o bien a la Ignimbrita Santa María. De acuerdo a su posición estratigráfica y datos de palinología, se le asigna una edad del Eoceno temprano a tardío (Sarreon-Villanueva, 2013).

Andesita Casita Blanca (Tcb)*44.4 ± 1.0 Ma*

Descrita con el nombre de Andesita Casita Blanca por Labarthe-Hernández *et al.* (1982), considerando su localidad tipo en las inmediaciones de la ranchería de Casita Blanca, en el norte del Complejo Volcánico de Ahualulco (Tristán-González *et al.*, 2009). Aflora a la altura de la Sierra de San Pedro, así como en el Cerro Los Metateros y al poniente de la localidad Monte Caldera.

La Andesita Casita Blanca, es una roca de color gris verdoso, de textura porfirítica con 5% de fenocristales de 1-2 mm de biotita y plagioclasa en una matriz afanítica, compuesta de un agregado de microlitos de plagioclasa y biotita. Su espesor en los afloramientos del área no sobrepasa los 50 m. Descansa discordante sobre las formaciones Caracol, Indidura y Cenicera y subyace discordante a la Ignimbrita Santa María. Su edad determinada por el método de K/Ar, en roca entera es de 44.4 ± 1.0 Ma (Tristán-González, 2008) lo que la coloca en el Eoceno medio.

Ignimbrita Santa María (Tis)*32.5 ± 0.08 Ma*

Originalmente descrita con el nombre de Ignimbrita Santa María por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) y posteriormente propuesta formalmente con el mismo nombre por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) considerado su localidad y sección tipo en los cerros inmediatamente al norte (Cerro El Original) de la ciudad de Santa María del Río, S.L.P. Aflora al sur de la zona de estudio cerca de los poblados las Garrochitas y la Tinaja, encontrándose también algunos remanentes en las inmediaciones de Monte Caldera y al occidente de la zona de estudio a la altura de la Sierra de San Pedro.

Es una roca de color gris rosáceo, de textura porfirítica y eutaxítica, con 30-40% de fenocristales de 2-5mm de cuarzo anhedral y sanidino euhedral, más ferromagnesianos alterados a hematita, en una matriz desvitrificada. Se encuentra bien soldada formando columnas y su característica distintiva es la presencia de numerosos huecos alargados de 2-15 cm donde hubo fragmentos de pómez bien colapsada, formando una estructura eutaxítica. Su espesor en el área no sobrepasa los 50 m y sobreyace discordante a las formaciones mesozoicas, Formación Cenicera o también a la Andesita Casita Blanca. Su edad determinada por el método K/Ar, en roca total es de $32.5 \pm .08$ y 31.3 ± 0.7 Ma (Tristán-González *et al.*, 2009).

Latita Portezuelo (Tlp)

31.8 ± 0.7 Ma

Esta unidad fue descrita informalmente como Latita Porfirítica por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía Geológica de la Hoja San Luis Potosí. Posteriormente fue descrita formalmente con el nombre de Latita Portezuelo por Labarthe-Hernández *et al.* (1982), considerando su localidad tipo en los cerros inmediatamente al norte del poblado de Portezuelo, localizado al oriente de la ciudad de San Luis Potosí.

Aflora al surponiente de la zona de estudio a la altura de los cerros El Chiquihuitillo, El Ranchito, El Portezuelo y La Cruz. Se trata de una roca de color café grisáceo, de textura holocristalina, inequigranular, porfirítica, traquítica a pilotaxica, con 10 a 15 % de fenocristales de 2 a 6 mm de plagioclasa en formas euhedrales a subhedrales, con cuarzo subordinado. La matriz está desvitrificada y consiste de microlitos de plagioclasa.

Como minerales accesorios tiene magnetita abundante diseminada en la matriz, zircón y apatito. De acuerdo a la clasificación de Peccerillo y Taylor, esta lava queda en el rango de Riodacita rica en K. Descansa discordante sobre varias formaciones marinas del Mesozoico y sobre la Ignimbrita Santa María y ocasionalmente sobre la Andesita Casita Blanca. Subyace también discordante a la Riolita Panalillo Superior. La edad determinada para la Latita Portezuelo por el método de K/Ar con roca completa es de 31.0 ± 0.7 Ma, lo que la coloca en el Oligoceno (Tristán-González *et al.*, 2009).

2.5.4. Depósitos Neógenos

Gravas y Arcillas residuales (Qgr-Ar)

Neógeno tardío?

Sobre la ladera poniente de la Sierra de Álvarez, se encuentra una cubierta de sedimentos depositados principalmente en los márgenes de los arroyos y en forma de cubierta delgada sobre la ladera, donde se observan estructuras de la roca original. Los horizontes más gruesos del depósito están conformados por gravas cuyos fragmentos están subredondeados y por lo general sin consolidar soportados sobre una matriz arcillosa.

Dentro de estos sedimentos se pueden observar bloques grandes de caliza que se desprendieron de las partes más elevadas de la sierra que en conjunto pueden clasificarse como depósitos de avalancha o detritos (Figura 9). Sobre las laderas se desarrollaron carpetas delgadas de arcilla residual en general de color rojizo debido a la oxidación de las calizas de la Formación Tamabra la cual contiene abundantes nódulos de hematita.

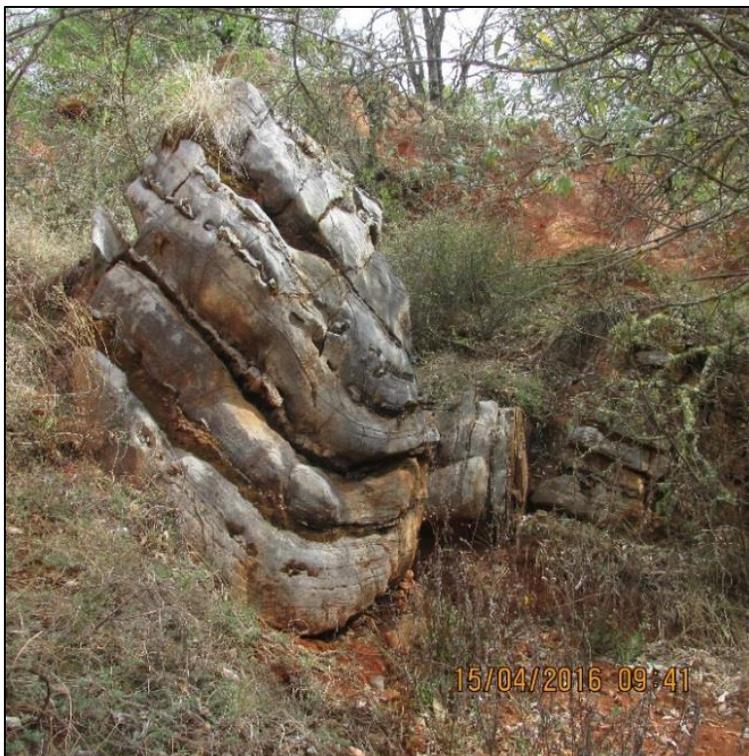


Figura 9. Bloques de caliza desprendidos e incorporados al depósito y transportados por avalancha

El depósito pudo haberse dado en forma de flujo de detritos (*debris flow*), ya que muestra cierta tendencia a acuñarse formando estructuras lenticulares soportadas en una matriz calcáreo-arcillosa, presenta también paleocanales y gradación de sus clastos, el espesor de este depósito varía entre los 2 m hasta los 15 m (Figura 10). El material residual rojizo ha sido excavado por procesos de erosión y eventualmente nuevos depósitos de la misma formación han rellenado las depresiones dejadas por las rocas sedimentarias a lo largo del canal (Figura 11), provocando el desarrollo de un sistema de cárcavas muy activo en la zona de estudio (Figura 12). A este depósito se le coloca provisionalmente en la parte superior del Neógeno?, hasta no tener evidencia de su edad, pues no han encontrado fósiles para su fechamiento.



Figura 10. Gradación inversa del depósito en el margen de uno de los cauces



Figura 11. Material residual rojizo excavado y rellenado por depósitos más recientes



Figura 12. Arcillas residuales rojizas en las inmediaciones de San Antonio de Eguia y Jesús María, donde también puede observarse el desarrollo de un sistema de cárcavas

2.5.5. Depósitos Cuaternarios

Coluvión (Qcl)

Se encuentra distribuido en el área de estudio al pie de la Sierra de Álvarez en su porción occidental depositándose sobre las laderas de los cerros, sobreyaciendo discordantemente a la unidad con pedernal (Ktap). Se compone de fragmentos poco retrabajados de caliza, caliza arcillosa, pedernal y margas, que se desprendieron y se depositaron por gravedad sobre las pendientes. Los materiales pueden ser de gravas sueltas o levemente envueltos por arena o limo. Su origen es por desprendimiento de los escarpes y depositados por gravedad muy cerca de su zona de aporte.

Aluvión (Qal)

Cuaternario Reciente

Son depósitos de origen fluvio-aluvial constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas no consolidados, que han rellenado las depresiones o valles intermontanos formados entre las rocas sedimentarias y volcánicas, por lo que su depósito lo constituyen una mezcla de esas litologías. En las márgenes de los arroyos forman terrazas compuestas de gravas, arenas y arcillas y desarrollo de suelos orgánicos donde se asientan las parcelas. También forman abanicos pequeños a lo largo de los cauces de los arroyos intermitentes, que bajan de la Sierra de Álvarez.

La Figura 13 muestra el mapa geológico de la zona de estudio con la ubicación espacial de la estratigrafía descrita en párrafos anteriores.

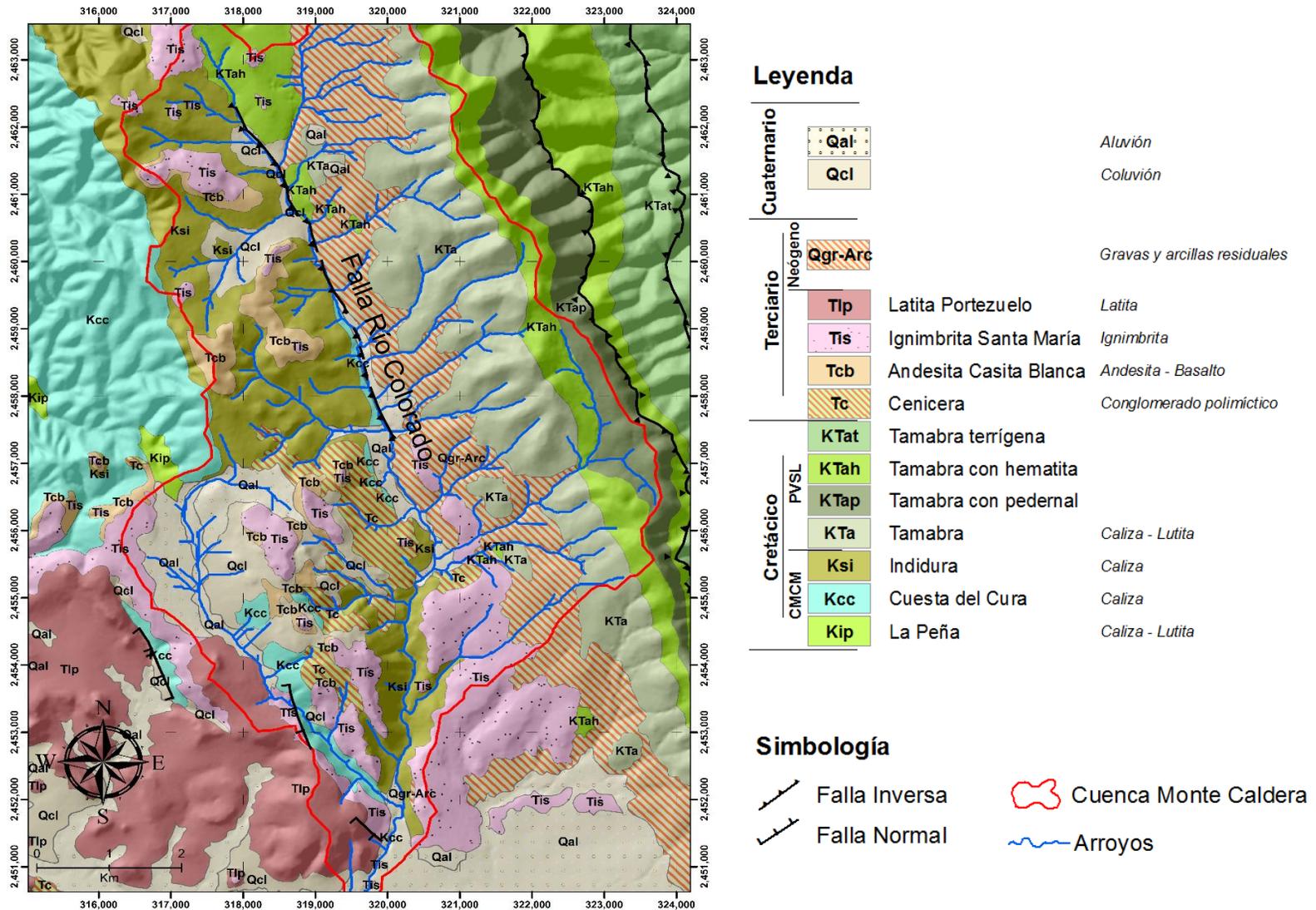


Figura 13. Mapa geol3gico de la cuenca Monte Caldera

2.6. Geomorfología

El área de estudio comprende el extremo noreste de la denominada Cuenca Monte Caldera, la cual se encuentra delimitada por la Sierra de San Pedro en el flanco occidental y al oriente por la Sierra de Álvarez. Para la descripción geomorfológica, el área de estudio se dividió a partir del cauce principal de la Cuenca (Río Colorado).

En este extremo de la Cuenca afloran primordialmente secuencias sedimentarias cretácicas autóctonas y alóctonas que sufrieron una deformación importante durante la orogenia Laramide, ya que, como fue señalado en el capítulo de geología el área se encuentra en una zona de transición. Estas secuencias transicionales fueron depositadas a lo largo del límite de las unidades paleogeográficas de la CMCM y la PVSLP y transportadas hacia el ENE donde el límite tectónico está representado por la falla del Río Colorado (ver mapa geológico).

El ensamble de la secuencia entre los sedimentos de cuenca-plataforma fue ocasionado a partir de un abanico de fallas inversas de bajo ángulo en depósitos de la Formación Indidura (Sarreon-Villanueva, 2013), donde los materiales fueron llevados a superficie mediante la actividad de fallas y erosión de la cubierta sedimentaria.

La roca madre está casi exclusivamente formada por una secuencia sedimentaria de plataforma de caliza-lutita que abarca más de la mitad de la superficie (53.6%). Esta secuencia constituye las principales elevaciones serranas donde se localiza el extremo occidental de la Sierra de Álvarez, con pendientes que van de escarpadas a muy escarpadas (23 al 50%).

Esta configuración morfológica ha determinado el mayor desarrollo de los sistemas hídricos sobre el flanco oriental de la cuenca y sobre el cual se evidencia un intenso proceso erosivo retrogrado caracterizado por la presencia de extensas cárcavas en el área.

Más del 45% de área se encuentra cubierta por tres tipos de depósitos cuaternarios superficiales: i) una cubierta de gravas y arcillas residuales que ocupa el 43% del área, compuesta de fragmentos gruesos y ricos en matrices arcillosas de coloración rojiza. El 3.6% de éstos depósitos pueden encontrarse en terrenos escarpados de aproximadamente un 20% de pendiente. Otro 25.8% de dicho depósito se localiza en terrenos accidentados (5 a 15% de pendiente), donde se localizan los márgenes de los arroyos.

También rellenan las zonas bajas en el 13.3% del área, cubriendo así parcialmente las zonas deprimidas tectónicamente, donde las pendientes presentan porcentajes máximos del 5%; ii) pequeños depósitos de aluvión compuesto de gravas, arenas y arcillas que cubren tan solo el 1.4% del área total, localizados en áreas de pendientes semiplanas donde se asientan las parcelas de la localidad Jesús María; iii) un depósito de coluvión de 0.12 km² que ocupa el 1.3% del área compuesto de gravas sueltas ligeramente envueltos por arena y limo y se localiza al pie del Cerro Santa Cruz, sobre el margen oriental del Río Colorado.

El resto del área (0.6%) se puede describir como pequeñas mesas volcánicas que constituyen depósitos gruesos cubiertos por remanentes de ígnimbrita, que cubren las partes altas del Cerro Santa Cruz, donde el tipo de terreno es escarpado.

Localmente en el área de estudio los valles y serranías presentan desniveles relativos que no superan los 300 m de altura y su rasgo más notorio corresponde a la marcada asimetría transversal en las laderas de la Sierra de Álvarez, la cual presenta un flanco oriental corto y escarpado y un flanco occidental más extenso y de pendientes menos pronunciadas.

El origen de esta asimetría refleja la geometría típica de un sistema de despegue tectónico, en donde la parte delantera desarrollo la topografía abrupta. La mayor elevación dentro del área se localiza a los 2420 msnm en Cerro Grande al nororiente de la localidad Jesús María, mientras que la menor elevación es de 2140 msnm.

El cauce principal del área es el Río Colorado, y la red hidrológica presenta un patrón dendrítico de orden de corriente 4, el cual es el patrón más común y suele formarse donde la estructura subyacente no controla fuertemente la posición de los canales de corriente, por lo que tiende a desarrollarse en áreas donde la roca subyacente tiene una resistencia aproximadamente uniforme a la erosión.

Las condiciones climáticas en el área son semiáridas templadas (BS1kw) de acuerdo a la clasificación de Koppen, con una temperatura promedio de 18.7°C y una precipitación anual de 325 a 400 mm, presentando las temporadas más secas entre los meses de noviembre-abril y una temporada húmeda de mayo a octubre (Martínez-Bravo, 2011). Los tipos de suelo que ocupan el área de estudio corresponden a vertisoles y leptosoles de textura fina (INEGI, 2009). Actualmente en el área de estudio, la acción de la escorrentía superficial es la principal responsable del modelado del relieve, a través de la acción erosiva (erosión laminar y en cárcavas) y agradacional (depósitos de pie de monte). Además, se suman en forma subordinada otras acciones como procesos gravitacionales (deslizamientos y caída de rocas) pero con menor magnitud que la mencionada previamente.

Es muy importante destacar, que los procesos erosivos ejercidos por las corrientes superficiales se han visto intensificados por la falta de cubierta vegetal, ya que la mayor parte de la ladera occidental de la Sierra de Álvarez se encuentra completamente deforestada, alternando pequeñas porciones de bosque de encino y pastizales con zonas pedregosas en las

que el suelo ha desaparecido por completo en algunas zonas (Figura 14). Se ha reconocido históricamente que el área sufrió una deforestación fuerte durante la época Colonial a consecuencia del uso de leña y carbón en las actividades metalúrgicas que se desarrollaron en Cerro de San Pedro en el siglo XVI, lo que ha provocado avanzados procesos de erosión hídrica en el área (Martínez-Bravo, 2011).



Figura 14. Evidencia de erosión del suelo

En la fotografía se puede observar como grandes espesores del suelo se han degradado a lo largo del tiempo, quedando como testigos muestras de suelo que han resistido a la erosión.

Posición: **UTM: X- 320649**
Y- 2462494

Se puede concluir así, que las geoformas presentes en el área de estudio son el resultado de una actividad compleja, originada por la acción combinada de procesos endógenos y exógenos particulares que actuaron en la ladera occidental de la Sierra de Álvarez a través del tiempo geológico.

3. DESARROLLO METODOLÓGICO: PARÁMETROS PARA EVALUAR LOS PROCESOS DE EROSIÓN EN CÁRCAVA.

La metodología de trabajo en la presente investigación, se ha basado en el análisis de los diferentes factores que influyen en el modelado *Gully-Threshold* de Torri y Poesen (2014) y en la evaluación de los procesos de erosión hídrica que han desarrollado la geomorfología actual en el área de estudio.

El análisis y recopilación de información bibliográfica y consulta de geoinformación se apoyó en la cartografía temática disponible sobre geología del Servicio Geológico Mexicano (escala 1:50 000), así como de la cartografía digital de topografía (escala 1:20 000), edafología, uso del suelo y vegetación (escala 1:250 000) que se obtuvieron del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). El procesamiento de la información y la creación del Modelo Digital de Elevación (10x10 m) mediante el SIG se realizó usando el programa ArcGis v.10.3, mientras que el análisis de erodibilidad del suelo fue desarrollado utilizando el programa KUERY v.1.5 de Borselli *et al.* (2012).

A través de la interpretación de imágenes de satélite *Google Earth* (2016) y el examen en campo realizado entre los meses de noviembre 2015 y julio del 2016 se identificaron las cárcavas permanentes dentro de la zona de estudio. Para mapear la localización de los puntos de cabecera de corte de las cárcavas (*headcuts*) los sitios fueron caminados partiendo del pie de la ladera de Sierra de Álvarez hasta la divisoria de la cuenca, donde un total de 28 puntos fueron identificados a través de los arroyos usando un GPS (Tabla 1).

Tabla 1. Puntos de incisión de cárcavas identificados

CLAVE	X	Y	Z	CLAVE	X	Y	Z
GH1	320148	2463077	2277	GH15	320940	2462425	2347
GH2	320066	2463106	2266	GH16	320914	2462393	2345
GH3	320445	2462972	2294	GH17	320896	2462370	2344
GH4	320491	2463080	2320	GH18	320882	2462354	2347
GH5	320491	2463080	2320	GH19	320868	2462546	2332
GH6	320476	2463069	2313	GH20	320880	2462538	2332
GH7	320483	2463097	2322	GH21	320494	2461417	2266
GH8	320451	2463114	2318	GH22	320505	2461398	2262
GH9	319635	2463554	2233	GH23	320747	2461434	2301
GH10	320628	2462573	2300	GH24	320887	2461405	2324
GH11	320217	2462476	2263	GH25	320898	2461388	2325
GH12	320941	2462546	2347	GH26	320872	2461352	2313
GH13	320956	2462499	2344	GH27	320898	2461389	2325
GH14	320954	2462462	2346	GH28	320892	2461403	2322

Se hicieron observaciones en campo respecto a las características de la zona de estudio, incluyendo al macizo rocoso, uso dominante del suelo, formas de erosión (laminar, *rills* y concentrada) espesor de los depósitos, evidencia de agrietamientos, formación de cavidades, testigos de erosión, caída de bloques, cambios abruptos de pendiente y proceso dominante de iniciación de la cárcava.

También se tomaron muestras de las capas superficiales del suelo en algunos puntos de incisión identificados para determinar la erodibilidad del suelo. Todas las muestras de suelo fueron analizadas en laboratorio para evaluar sus atributos físicos y químicos incluyendo:

- *Análisis granulométrico.* Para determinar la fracción gruesa de partículas (según la norma ASTM D-422-63) se utilizó el método del tamizado en húmedo, una técnica propuesta como una metodología para estudiar la estabilidad de los agregados con relación a la erosión hídrica (Yoder, 1936; Kemper, 1966; Kemper y Rosenau, 1986). Lo anterior, debido a que en algunos casos el material más fino se adhiere a partículas

más grandes, formando agregados de mayor estabilidad que no logran desintegrarse fácilmente por métodos manuales o de presión.

- *Textura del suelo.* Los datos de textura del suelo (contenido de arcilla, limo y arena) se obtuvieron utilizando el método del *Hidrómetro de Bouyoucos* (1962) después de la adición de un agente dispersante. Los datos fueron calculados con las modificaciones hechas según la norma ASTM D-422-63, ya que se utilizó un hidrómetro tipo 152H-62 descrito en dicha norma, y se derivó la clase de textura del suelo del USDA (para más detalles del procedimiento y cálculos ver Casabella, 2015).
- *Contenido de materia orgánica.* El porcentaje de materia orgánica (% M.O) se obtuvo por estimación directa a través del método de *pérdida por calcinación*. El procedimiento es relativamente simple ya que no implica el uso de ningún producto químico, sólo el uso de un horno de tipo mufla.
- *Capacidad de intercambio catiónico.* Se determinó la CIC, siguiendo las directrices de la Norma Oficial Mexicana NOM-021-SEMARNAT (2000), que establece en su punto 7.1.13 la aplicación del método AS-13 con tiourea de plata (Ag TU) para determinar la CIC en suelos ácidos y calcáreos y bases intercambiables.

3.1. Análisis geomorfológico

3.1.1. Mapa geomorfológico

El análisis geomorfológico del área de estudio tuvo como primera aproximación la interpretación de los rasgos geomorfológicos principales, tales como cambios de pendiente (0° a 5°, de 5° a 10° y de 10° a 15°), tipos de terreno, tipos de escarpes, características

geológicas, zonas de erosión, puntos de localización de cabeceras de cárcavas y colapso localizados en las partes laterales de las escorrentías.

El levantamiento geomorfológico básico, a escala 1:20 000 consistió en primer lugar en la construcción de un modelo digital de elevación (MDE) con tamaño de pixel de 10m, utilizando para todos los procesos el paquete de software ArcGis v10.3 y sus extensiones. A partir del MDE se elaboró un mapa de pendiente para clasificar el relieve de la zona de estudio en 4 tipos de terreno (Tabla 2):

Tabla 2. Clasificación de los tipos de terreno

Pendiente en %	Tipo de terreno
0 a 5	Llano-suave
5 a 15	Accidentado
15 a 50	Escarpado
> 50	Muy escarpado

Todas estas cubiertas se concentraron en primera instancia en un mapa formato *raster* el cual se convirtió a formato vectorial con la finalidad de obtener un cruce entre los tipos de terreno y la geología para finalmente generar un análisis estadístico entre ambos que permitiera agrupar las formas del relieve y su correlación en función de sus edad y posición.

Posterior a dicho análisis, se identificaron algunos elementos topográficos en la zona de estudio mediante la interpretación de imágenes *Google Earth* 2016, como tipos de escarpes (redondeado-escarpado). La red hidrológica y su orden de corriente se calculó con base a un mapa *raster* de acumulación de flujo de 5 ha, creado a partir del MDE, con la finalidad de identificar las áreas de aporte a la red hidrológica principal.

Una vez obtenidos estos elementos, se realizó una caracterización geomorfológica de los procesos formadores del paisaje actualmente activos y aquellos que pueden activarse a

futuro como lo define Pavlopoulos *et al.* (2009). Para ello, se realizó una evaluación de procesos de erosión hídrica presentes en el área de estudio, mediante la interpretación de imágenes *Google Earth* 2016 y su corroboración en campo.

Sobre estas imágenes se crearon los polígonos correspondientes a las zonas de erosión identificadas (laminar, lineal y concentrada) para observar los procesos que han estado activos a través del tiempo y que podrían activarse posteriormente.

Sumado a este análisis el trabajo de campo consistió en el reconocimiento de los procesos que están modificando el relieve de la Sierra de Álvarez, a través de la toma de fotografías y levantamiento de puntos usando un GPS creando así una base de datos que permitiera identificar puntos de erosión.

Finalmente los polígonos, puntos y el MDE creados para el área de estudio se vaciaron al mapa geomorfológico, utilizando la simbología basada en Dackombe y Gardiner (1983) para realizar una caracterización geomorfológica de los procesos de erosión en el área de estudio.

3.2. Estimación del CN como parámetro fundamental para medir el coeficiente de umbral topográfico (k)

El CN fue definido en el Capítulo 1 como un método que permite asociar un valor adimensional a los volúmenes de escorrentía directa, derivado de la precipitación total en determinados eventos en cuencas no instrumentadas. La estimación del CN es uno de los parámetros imprescindibles en la aplicación del modelo propuesto por Torri y Poesen (2014) debido a que el coeficiente k en la Ecuación 1 (pp.26) depende del tipo y uso del suelo, esencialmente de las condiciones vegetales. Con el fin de analizar los efectos de la

vegetación y uso del suelo en las condiciones de umbral topográfico donde una cabeza de cárcava puede desarrollarse, Torri y Poesen consideraron la recomendación hecha por Hawkins *et al.* (2009) para que S (o su transformación CN) cambiara la relación $S_{0.20}$ en $S_{0.05}$ quedando por lo tanto (Ecuación 8):

Ecuación 8. Relación de abstracción inicial de Hawkins *et al.* (2009)

$$S_{0.05} = 0.819 S_{0.20}^{1.15}$$

Donde:

- $S_{0.05}$: retención máxima potencial de escorrentía diaria (mm)

Agregando Ecuación 8 al método CN, obtenemos:

Ecuación 9. Retención máxima potencial de escorrentía diaria ($S_{0.05}$)

$$S_{0.05} = 0.819 \left\{ \frac{25400}{\text{CN}} - 254 \right\}^{1.15}$$

De acuerdo con Rossi *et al.* (2015) la Ecuación 9 representa el coeficiente de caja negra (k) que proviene de las consideraciones de Torri y Poesen (2014) y que constituye un tipo de umbral en el que las condiciones climáticas locales y la resistencia del sistema suelo- uso del suelo-vegetación empujan al valor de k en la Ecuación 2 (pp.28).

Una vez definida la ecuación que permite obtener la escorrentía directa, podemos asociar los valores del CN, de acuerdo a lo establecido en la publicación técnica TR-55 “Hidrología urbana para cuencas pequeñas”, en función de las características del suelo en el área de estudio.

3.2.1. Metodología aplicada para generar las variables asociadas en el *CN*

El *CN* calculado en la zona de estudio, se obtuvo aplicando los procedimientos y consideraciones del método establecidos en la publicación técnica TR-55. Para determinar un valor de *CN*, la metodología TR-55 establece como insumos principales definir los siguientes factores:

a) Grupo hidrológico del suelo (GHS): las tablas contenidas en el TR-55 definen un valor de *CN* para cada grupo de suelo (A, B, C o D) de acuerdo con la clasificación del USDA; siendo el grupo A los suelos de mayor permeabilidad y menor contenido de arcilla y el grupo D corresponde a suelos de menor permeabilidad y con alto contenido de arcilla.

Los GHS se encuentran descritos de manera general por el NRCS (2009) de la siguiente manera:

- Grupo A: suelos con bajo potencial de escurrimiento cuando están completamente mojados, permitiendo que el agua sea transmitida libremente a través del suelo. Este grupo de suelos generalmente tienen menos del 10% de arcilla y más del 90% de arena o grava.
- Grupo B: suelos con potencial de escorrentía moderadamente bajo. Típicamente tienen de 10% a 20% de arcilla y entre 50% y 90% de contenido de arena.
- Grupo C: suelos con potencial de escorrentía moderadamente alto cuando se encuentran completamente húmedos, restringiendo la transmisión de agua a través del suelo. Los suelos de grupo C tienen generalmente 20% a 40% de arcilla y menos del 50% de arena.
- Grupo D: suelos con un alto potencial de escurrimiento cuando están completamente mojados. El movimiento de agua a través del suelo es restringido o muy restringido.

Los suelos de este grupo contienen más del 40% de arcilla y menos del 50% de arena.

b) Uso del suelo o tipo de cubierta: las tablas anexas en el TR-55 presentan una clasificación de los distintos usos del suelo o tipos de cobertura establecidos para determinar el CN, los cuales se presentan de manera resumida en la Tabla 3:

Tabla 3. Descripción de los usos de suelo, o tipos de cobertura para los Estados Unidos, establecidos en las tablas de CN de escurrimiento, modificado de Hernández-Jiménez (2014)

Tablas contenidas en el TR-55	Usos de suelo
Tabla 2-2a. Número de Curva de escurrimiento (CN) para áreas urbanas	Áreas urbanas desarrolladas completamente
	Áreas urbanas en desarrollo
Tabla 2-2b. Número de Curva de escurrimiento (CN) para tierras agrícolas cultivadas	Barbecho
	Cultivos en hilera
	Grano pequeño
	Cerca de semillas, de leguminosas o legumbres por difusión
Tabla 2-2c. Número de Curva de escurrimiento (CN) para otras tierras agrícolas	Pasturas, praderas o semejantes
	Prado
	Brush
	Bosques
	Granjas, edificios, calles, caminos y predios circundantes
Tabla 2-2d. Número de Curva de escurrimiento (CN) para tierras áridas y semiáridas	Vegetación Herbácea
	Roble- Álamo Temblón
	Piñón- Enebro
	Artemisa con hierba de sotobosque
	Arbustos o Matorral de desierto

Las tablas incluidas en el TR-55 abordan la mayoría de los tipos de cobertura, como la vegetación, el suelo desnudo y las superficies impermeables. Existen una serie de métodos para determinar el tipo de cobertura, los más comunes son reconocimiento de campo, fotografías aéreas, imágenes de satélite y mapas de uso de la tierra.

c) Condición hidrológica: indica los efectos del tipo de cobertura y el tipo de tratamiento del suelo (en cultivos), generalmente se estima por características visibles en el terreno como la densidad de la cubierta vegetal, los residuos (hojarasca) de la vegetación y la textura o el

relieve del suelo, refiriéndose a la textura del suelo como la pedregosidad o bordes del terreno. Considerando lo anterior, se establece una buena condición hidrológica cuando el suelo posee un potencial de escurrimiento bajo, y por el contrario, una mala condición hidrológica indica un potencial de escurrimiento alto.

3.2.2. Construcción del mapa de grupos hidrológicos del suelo

Para designar un valor de CN correspondiente en el área de estudio, como valores ya establecidos en las tablas del TR-55, fue necesario, como primer paso, adecuar los tipos del suelo presentes en la zona de estudio, a los grupos de suelo utilizados por el TR-55.

En el presente trabajo el análisis de los grupos de suelo hidrológico se basó en lo propuesto por Camarasa *et al.* (2006), en donde contempla como factores necesarios la edafología, litología y geomorfología a la hora de asignar un comportamiento hidrológico en un área de estudio. Es por ello, que el mapa de grupo hidrológico de suelo se realizó conjugando dichos factores a lo que se le sumo el análisis textural de algunas muestras de suelo tomadas en campo. Partiendo del análisis textural en laboratorio de 10 puntos de muestreo y la posterior aplicación de un diagrama triangular se definió un GSH a cada muestra de acuerdo a la siguiente clasificación (Tabla 4):

Tabla 4. Equivalencia entre las clases texturales del USDA y los grupos de suelo hidrológicos (Ferrer, 2003)

Textura USDA	Grupo hidrológico de suelo
Arenosa	A
Arenosa-franca	
Franco-arenosa	B
Arcillo-arenosa	
Franca	C
Franco-arcillosa	
Franco-arcillo-arenosa	
Franco-arcillo-limosa	
Franco-limosa	
Arcillosa	D
Limosa	
Arcillo-limosa	

Tomando en consideración, la asignación de un grupo hidrológico a las muestras analizadas y la combinación de los factores propuestos por Camarasa *et al.* (2006), se construyó el mapa de grupo hidrológico de suelo utilizando para su procesamiento el programa ArcGis v.10.3, como se describe a continuación:

1. En primer lugar, se obtuvieron los tipos de suelo utilizando la información en formato *shape* de edafología, escala 1:250, 000 de INEGI (serie III, 2009) para generar los polígonos correspondientes al área de estudio, e identificar los tipos de suelo.
2. A partir del mapa de pendientes, generado a través del MDE (10x10m) se realizó una reclasificación de pendientes, con la finalidad de reinterpretar los polígonos de tipo de suelo obtenidos del mapa edafológico de INEGI, considerando como vertisoles a suelos en pendientes menores a 10° y como leptosoles a suelos en pendientes iguales o mayores a 10°.
3. El último paso consistió en cruzar el mapa de geología (digitalizado en este estudio) y el mapa edafológico modificado a partir de la reclasificación de pendientes. Las unidades obtenidas fueron reinterpretadas, tomando en cuenta la permeabilidad de

los materiales y las características edafológicas, así como el grupo hidrológico de suelo asignado a los puntos de muestreo, lo que en combinación permitió la elaboración del mapa de GHS.

3.2.3. Construcción del mapa de uso de suelo y vegetación

A través de la información recopilada en la cartografía temática digital serie VI escala 1:250000 del INEGI (2016) se analizaron los diferentes usos de suelo y vegetación presentes en el área de estudio, a lo que se le sumo la verificación en campo.

Una vez identificados los usos de suelo y vegetación establecidos por el INEGI, se aplicó el procesamiento de imágenes *Google Earth* (2016) sobre las cuales, se digitalizaron los polígonos correspondientes a los diferentes usos del suelo y vegetación. Los datos obtenidos fueron cargados al programa ArcGis v.10.3 con la finalidad de generar una reinterpretación de la cartografía específica de INEGI y adaptar a una escala más precisa las condiciones actuales de uso de suelo y vegetación en la zona de estudio. Obtenido el mapa, se identificaron las siguientes coberturas y superficies totales (Tabla 5).

Tabla 5. Superficie correspondiente a cada uso de suelo identificado en el área de estudio

Tipo	Superficie (km ²)	Porcentaje con respecto a la superficie total
Bosque de encino	0.52	5.90%
Pastizal natural	6.16	69.42%
Bosque en regeneración	0.25	2.77%
Agricultura de temporal	1.08	12.15%
Suelo desnudo (erosión)	0.68	7.67%
Área impermeable: afloramiento rocoso, cuerpos de agua	0.19	2.09%
TOTALES	8.88	100%

La Figura 15 muestra ejemplos fotográficos de espacios representativos de algunas de las coberturas identificadas a través de la digitalización de imágenes *Google Earth*.

Bosque de encino



Pastizal natural



Suelo desnudo



Figura 15. Ejemplos de los usos de suelo identificados

3.2.4. Condición hidrológica y determinación del CN

Para establecer un valor de CN otro de los insumos necesarios es determinar la condición hidrológica de los usos de suelo y tipos de vegetación en la zona de estudio. Teniendo en cuenta que los valores calculados de CN por el NRCS fueron desarrollados en condiciones de uso de suelo y vegetación de los Estados Unidos, fue necesario implementar una adaptación que permitiera calcular los valores de CN en la zona de estudio.

En este sentido, se utilizaron las tablas generadas por Hernández-Jimenez (2014) las cuales permiten determinar un CN a las condiciones uso de suelo y vegetación en México y su correspondencia con los usos de suelo establecidos en la metodología del TR-55. Una vez obtenidos los usos de suelo correspondientes al área de estudio, el siguiente paso consistió en definir la condición hidrológica de esos usos de suelo con la finalidad de asignar un correspondiente CN establecido en el TR-55.

Las variables consideradas en las tablas del TR-55 para determinar el nivel de condición hidrológica de los usos de suelo presentes en el área de estudio son las siguientes:

- **Bosques (Tabla 2-2c):** establece los criterios para determinar la condición hidrológica en áreas forestales.

Pobre: áreas con hojarasca (basura forestal), árboles pequeños y vegetación de *brush* (maleza) que son destruidos por un intenso pastoreo o la quema irregular.

Media: bosques que son pastoreados pero no quemados y algunas hojarasca cubriendo el suelo.

Buena: bosques protegidos de pastoreo, y la hojarasca y la vegetación de *brush* cubren adecuadamente el suelo.

- **Pastizales (Tabla 2-2c):** la condición hidrológica para pastizales es asociada al grado de pastoreo en un área.

Pobre: <50% de cobertura del terreno o pastoreado fuertemente con poco mantillo.

Media: 50 a 75% de cobertura del terreno o no tan pastoreado.

Buena: >75% de cobertura del terreno y ligeramente pastoreado.

- **Cultivos (Tabla 2-2b):** establece que la condición hidrológica en tierras agrícolas es determinada por una combinación de factores que afectan a la infiltración y aumentan el escurrimiento, donde se considera de manera muy general una asignación.

Pobre: se debe a factores que perjudican la infiltración e incrementan el escurrimiento.

Buena: se debe a factores que mejoran las tasas de infiltración y tienden a disminuir el escurrimiento.

A partir de la metodología TR-55 y su adaptación a los usos de suelo y vegetación presentes en México elaborada por Hernández-Jimenez (2014) se utilizaron una serie de tablas (tablas de decisión) para establecer la condición hidrológica y asignar un CN a las condiciones del área de estudio.

La metodología para ello, tal como lo describe Hernández-Jimenez Op.Cit., implicó identificar a partir del mapa de uso de suelo y vegetación de INEGI (2016) las siguientes características (para el caso de las coberturas presentes en el área de estudio):

a) Condición hidrológica para áreas forestales:

1. Identificar el tipo de vegetación
2. Identificar el desarrollo de la vegetación (primaria, secundaria)

3. Si se presenta un desarrollo de la vegetación secundaria hay que localizar la fase o estado de la vegetación (arbórea, arbustiva o herbácea)
4. Establecer la cobertura arbórea (abierta, cerrada, ninguna)

b) Condición hidrológica en pastizales:

1. Identificar el desarrollo de la vegetación (primaria, secundaria)
2. Identificar la fase de la vegetación (arbustiva, herbácea)

c) Condición hidrológica en vegetación inducida: se considera en este grupo a aquellas formas de vegetación que no son autóctonas (propias del lugar) y que han sido introducidas por el hombre por diferentes causas (reforestación, por ejemplo). En el caso de áreas reforestadas, debido a su condición de inducida, solo aplican dos tipos de condiciones hidrológicas posibles (media y pobre).

d) Condición hidrológica en cultivos:

1. Identificar el tipo de agricultura (temporal, riego, humedad)
2. Definir el tipo de cultivo 1 (anual, semipermanente, permanente)

Una vez determinada la condición hidrológica de cada cobertura de suelo se pudieron asignar los números de curva correspondientes al área de estudio, quedando de la siguiente manera (Tabla 6):

Tabla 6. Condición hidrológica y CN para los usos de suelo presentes en el área de estudio y su correspondencia con el uso de suelo establecido en el TR-55

Uso de suelo TR-55	Tipo de vegetación INEGI (uso)	Condición hidrológica	CN por grupo de suelo			
			A	B	C	D
Tierras Agrícolas: "Bosques"	Vegetación secundaria arbustiva de bosque de encino	Pobre	45	66	77	83
Tierras Agrícolas: "Pastos y praderas"	Vegetación secundaria arbustiva de pastizal natural	Media	49	69	79	84
Tierras Agrícolas "Bosques"	Bosque inducido	Pobre	45	66	77	83
Tierras agrícolas cultivadas (granos pequeños)	Agricultura de temporal anual	Pobre	63	74	81	84
Tierras agrícolas cultivadas (barbecho)	Suelo desnudo	N/A	77	86	91	94
Área impermeable o cuerpo de agua	Afloramiento rocoso-cuerpo de agua	N/A	98			
Donde: N/A: No aplica condición hidrológica						

Para el caso de suelos desnudos (erosión en cárcava) en el presente trabajo, fueron asignados los CN correspondientes al tipo de cobertura "barbechos" donde el tipo de tratamiento del suelo (Tratamiento 2) se presenta como "*bare soil*" o suelo desnudo en la tabla **2-2b** del TR-55 donde no se requiere ninguna condición hidrológica. Mientras que, en

el caso de afloramientos rocosos y cuerpos de agua no aplica condición hidrológica debido a que se tratan de zonas donde prácticamente no ocurre la infiltración.

3.2.5. Construcción del mapa de CN

El procedimiento para generar el mapa de CN, consistió en primer lugar en contar con el mapa de grupos hidrológicos del suelo, así como el de uso de suelo y vegetación, obtenidos a partir de la metodología descrita en los puntos anteriores.

Teniendo de referencia ambas bases cartográficas, por medio del programa ArcGis v.10.3 se realizó un *intersect* la cual es una herramienta que permite la unión de capas dando origen a una nueva entidad (*shape*) con las características necesarias para asignar un CN en cada polígono creado.

Esta nueva entidad formada a partir de la intersección de capas, generó una nueva tabla (tabla de atributos) en la que se asignó un grupo hidrológico a cada cobertura de suelo. Dicha tabla, se exportó como archivo *.dbf* a una hoja *Excel* y se añadió un identificador único (número o símbolo) a cada columna, el cual se agregó también a la tabla de atributos del *shape* generado de la intersección.

Una vez que los datos se encontraban contenido en una hoja *Excel*, se asignó la condición hidrológica establecida para cada uso de suelo y su CN correspondiente al grupo hidrológico utilizando la Tabla 6. Posteriormente se realizó un *join* de tablas lo cual fue posible habiendo fijado el identificador único realizado anteriormente. Es importante, que después de haber procesado el *join* de tablas esta información se exporte como un nuevo *shape*, debido a que la información de la tabla *Excel* no forma parte del *shape*, aun y cuando ésta se despliega en la tabla de atributos.

El nuevo *shape* generado a partir de la unión de tablas, permitió la creación del mapa de CN, el cual implica transformar los valores discretos (polígonos) a valores continuos (*raster*), con la finalidad de que cada *pixel* en el mapa *raster* cuente con un valor de CN asociado.

3.3. Aplicación del modelado de umbral topográfico para predecir las áreas vulnerables a erosión en cárcava

Uno de los objetivos del presente trabajo, es la aplicación del modelado “*Gully threshold*” de Torri y Poesen (2014), el cual es una de la aproximaciones más recientes y aceptables para la predicción de las áreas vulnerables a la iniciación de la erosión en cárcava.

La metodología del modelo, se ha centrado particularmente en el análisis de los factores que controlan el desarrollo de una cabecera de cárcava como un fenómeno “umbral” que sirve para representar la resistencia de un sitio a este tipo de erosión.

Para ello, el modelo requiere como primer paso el análisis de las condiciones topográficas críticas locales, expresado tradicionalmente por la relación entre el gradiente de pendiente local (s) y el área de drenaje contribuyente (A) que controla la posición de una cabecera de cárcava o barranco en diferentes paisajes. Además de esto, uno de los hallazgos más representativos del modelo se muestra en la estandarización del procedimiento para determinar las condiciones umbral para el desarrollo de cárcavas, expresado en la Ecuación 1 (pp.26) en el que otros factores ambientales son considerados y explícitamente integrados a la relación s - A .

Por lo tanto, en el presente trabajo el modelo representó la posibilidad de analizar la erosión en cárcava en el área de estudio como un fenómeno de umbral, para identificar las

áreas propensas a la iniciación de cárcavas, lo cual pueden contribuir a comprender mejor el daño potencial de este tipo de erosión en la zona.

3.3.1. Análisis pendiente- área

La relación pendiente-área ($s-A^b$) de la Ecuación 1 (pp.26) precisa de calcular un área contribuyente cuesta ascendente (ha) y un ángulo de pendiente (m/m) para cada cabeza de cárcava observada.

El procedimiento para obtener los valores de A , utilizó como entrada los datos de los mapas de dirección de flujo y acumulación de flujo extraídos del modelo digital de elevación (MDE) utilizando la herramienta *hydrology* disponible en ArcGis. Una vez obtenido el mapa de acumulación de flujo en metros, éste se transformó en primer lugar a metros cuadrados considerando que el tamaño de cada *pixel* en el MDE es de 10x10m, y posteriormente se convirtió a hectáreas tal y como lo especifica la metodología en el modelo.

Por otro lado, los valores de s fueron determinados en función del gradiente de pendiente a partir del mapa obtenido del MDE y la pendiente en cada cabeza de cárcava extraída de éste. El ángulo local de pendiente s (m/m) fue calculado utilizando la función tangente ya que el conjunto de datos no mostraba diferencias importantes si se utilizaba seno.

Todos estos datos fueron obtenidos, utilizando la herramienta *raster calculator* de ArcGis.

Finalmente, en la relación $s-A$ se considera al exponente b con un valor constante igual a 0.38 para cuencas naturales, el cual implica como se mencionó en el Capítulo 1 un parámetro geomórfico fundamental para considerar a un flujo turbulento. Todos los cálculos

fueron realizados en formato *raster* con la ayuda del SIG y posteriormente se transfirieron a *Excel* para los análisis estadísticos.

3.3.2. Cálculo del valor de umbral k de Torri y Poesen (2014)

Estimar los valores del coeficiente de umbral k , en la Ecuación 2 (pp.28) , requirió calcular los valores del CN como fue descrito anteriormente, pero con una modificación en su uso: cada *pixel* tiene un CN asociado y por lo tanto un valor de $S_{0.05}$.

Este procedimiento, fue desarrollado extrayendo el *raster* de CN para cada uso de suelo y tipo de vegetación correspondiente al área de estudio, y con esta información, se aplicó en primer lugar la Ecuación 7 (pp.32) para determinar la tasa de abstracción inicial de lluvia o potencial de escorrentía ($S_{0.20}$) como lo describe el método NRCS. Una vez obtenido esto, se aplicó la Ecuación 8 (pp.67) para calcular los valores totales del potencial de escurrimiento ($S_{0.05}$).

Finalmente, todos los cálculos y los valores para obtener el coeficiente k fueron procesados en formato *raster* en el SIG de manera esquematizada tal como se muestra en la Figura 16.

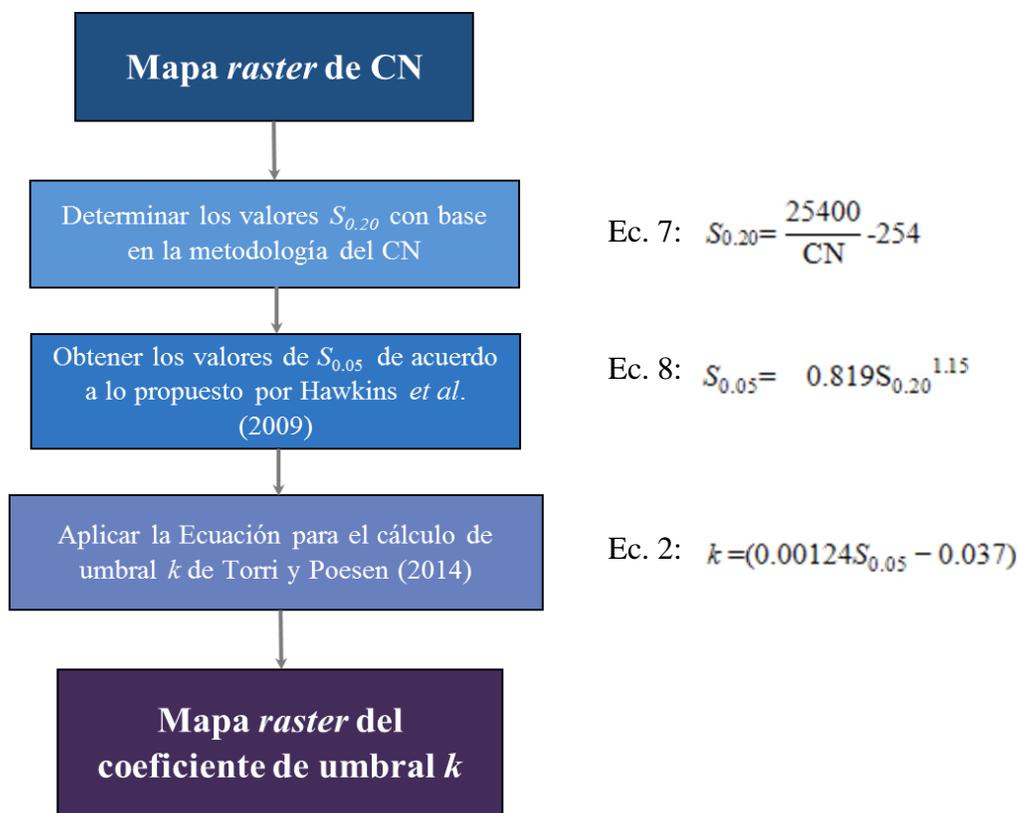


Figura 16. Proceso para calcular el coeficiente de umbral k de Torri y Poesen (2014)

La ecuación final propuesta por Torri y Poesen (2014) para determinar los valores de k sugiere tomar en cuenta la cubierta de fragmento de roca (RFC) como otra importante característica en la superficie del suelo, ya que en el método de CN no es considerada.

Ellos realizaron una comparación entre los valores calculados y los valores observados del k , donde comprobaron que éste varía exponencialmente con la cubierta del fragmento de roca, lo que confirmó que el método NRCS no reflejaba este parámetro y sus efectos en los valores del k .

Es por esto, que en el presente trabajo se examinó dicho parámetro (RFC) en las cabeceras de cárcava muestreadas, para establecer una comparación entre los valores de k en donde esta característica del suelo es considerada, y con ello, se realizó una interpretación

sobre como el efecto de la cubierta de fragmento de roca aumenta la resistencia del suelo a la erosión por escurrimiento.

Por último, los afloramientos rocosos y cuerpos de agua fueron considerados dentro del análisis del modelo de Torri y Poesen (2014), como espacios de dispersión del escurrimiento, mientras que las áreas de erosión en cárcava existente, dada dicha condición, no fueron contempladas en la estimación del k , razón por la cual se generó un mapa *raster* que contuviera todos estos elementos y se utilizó como una máscara para eliminar los valores de los *pixeles* que coincidiesen con dichos sitios en el *raster* correspondiente a los resultados del modelo.

En conclusión, el modelado para predecir las áreas propensas a la erosión en cárcava representado por la Ecuación 1 (pp.26) requirió del análisis de diferentes factores ambientales y geomorfológicos en el área de estudio, que finalmente fue demostrado en un mapa *raster* generado a partir de todos estos elementos.

3.4. Estimación de la erodibilidad del suelo

La erodibilidad del suelo definido comúnmente como factor $Kusle$ fue calculado utilizando el *software* KUERY v.1.5 de Borselli *et al.* (2012) a partir de los análisis físicos y químicos realizados en laboratorio, los cuales son fundamentales para la evaluación de dicho factor. El algoritmo KUERY permite al usuario realizar una buena aproximación del factor $Kusle$ (erodibilidad) para diferentes condiciones climáticas y tipos de suelo, calculando las probabilidades de los valores observados bajo la forma de percentiles. De acuerdo con Borselli *et al.* (2012) los parámetros del suelo que el algoritmo KUERY utiliza como entrada son los siguientes:

a) el logaritmo de la media geométrica de la distribución de tamaño de partícula (D_g), que puede calcularse directamente utilizando:

Ecuación 10. Logaritmo de la media geométrica de la distribución de tamaño de partícula (D_g) según Shirazi *et al.* (1988; citado en Borselli *et al.*, 2012)

$$D_g = \sum_i f_i \log_{10} (\sqrt{d_i - d_{i-1}})$$

Donde:

- f_i : fracción de la masa de la clase de partículas con la gama de diámetros de d_i y d_{i-1}

Si solo están disponibles los tres componentes texturales principales (arena, limo y arcilla), el argumento de la raíz cuadrada en la Ecuación 10 se puede calcular como se muestra en la siguiente fórmula simplificada (Ecuación 11):

Ecuación 11. Tamaño de partícula (D_g) respecto a los principales componentes texturales según Borselli *et al.* (2009)

$$D_g = \frac{-3.5 C - 2.0L - 0.5S}{100}$$

Donde:

- C, L y S: porcentaje de las tres principales clases texturales arcilla, limo y arena respectivamente

Tabla 7. Constantes utilizadas para el cálculo del parámetro D_g , en el caso de tres componentes texturales básicas, tomado de Borselli *et al.* (2012)

Componente textural	d_i (mm)	d_{i-1} (mm)	$d_i d_{i-1}$ (mm ²)	$\log_{10} \sqrt{d_i d_{i-1}}$
ARCILLA	0.002	0.00005 ^a	0.0000001	-3.5
LIMO	0.05	0.002	0.0001	-2
ARENA	2	0.053	0.1	-0.5

^aconvencionalmente, el límite inferior de las partículas de arcilla se fija igual a 0.00005 (mm)

b) el segundo parámetro de textura (S_g) es el logaritmo de la desviación estándar geométrica de D_g , y el algoritmo KUERY lo calcula con la siguiente ecuación:

Ecuación 12. Logaritmo de la desviación estándar geométrica (Sg) de Dg, según Shirazi y Boersma (1984) y Shirazi *et al.* (1988) (citados en Borselli *et al.*, 2012).

$$Sg = \sqrt{\sum_i f_i [\log_{10} \sqrt{d_i - d_{i-1}} - Dg]^2}$$

Como en el caso anterior, Borselli *et al.* (2009) propuso una ecuación simplificada de Sg si solo son conocidas las tres componentes texturales principales:

Ecuación 13. Ecuación simplificada para Sg respecto a los principales componentes texturales

$$Sg = \sqrt{\frac{[C(-3.5 - Dg)^2 + L(-2.0 - Dg)^2 + S(-0.5 - Dg)^2]}{100}}$$

La definición del algoritmo demarca que las ecuaciones 10 y 12 permiten hacer cálculos de manera más fácil, sin embargo son aproximaciones menos exactas que las ecuaciones 9 y 11, las cuales fueron usadas para el desarrollo del algoritmo.

- c) el porcentaje de materia orgánica del suelo (MOS)
- d) el porcentaje de contenido de fragmento

Por otra parte Salvador-Sanchis *et al.* (2008) propusieron las variables “explicativas” finales que permitieron implementar la base de datos de erodibilidad de suelo (EDG) en cuatro subgrupos de acuerdo a las características climáticas en el algoritmo KUERY. Este hallazgo permitió incluir a los suelos pedregosos (es decir, suelos con contenido de roca Rk >10%), quedando como se describen a continuación:

- **Grupo 1)** clima frío- suelo fino: Dg, Sg, MOS;
- **Grupo 2)** clima frío- suelo pedregoso: Dg, Rk>10%;

- **Grupo 3)** clima cálido-suelo fino: Dg, Sg, MOS;
- **Grupo 4)** clima cálido- suelo pedregoso: Dg, Rk>10%.

Finalmente el procedimiento de evaluación del conjunto de variables utilizadas en KUERY, permitieron realizar un análisis de los valores de erosionabilidad del suelo (Kusle) a las muestras observadas. La importancia de su aplicación consistió en la obtención de las estadísticas de los valores de Kusle, que en adición al modelo de Torri y Poesen (2014) permitieron asociar un mayor número de componentes a la respuesta erosional local de un ambiente semiárido, como lo es el área de estudio.

4. RESULTADOS

4.1. Resultados de pruebas de laboratorio

4.1.1. Granulometría y textura del suelo

Las muestras tomadas a 10 puntos de incisión de cárcava (Figura 17) fueron analizadas por separado para para la fracción gruesa y fina con el fin de determinar la estructura granulométrica del suelo.

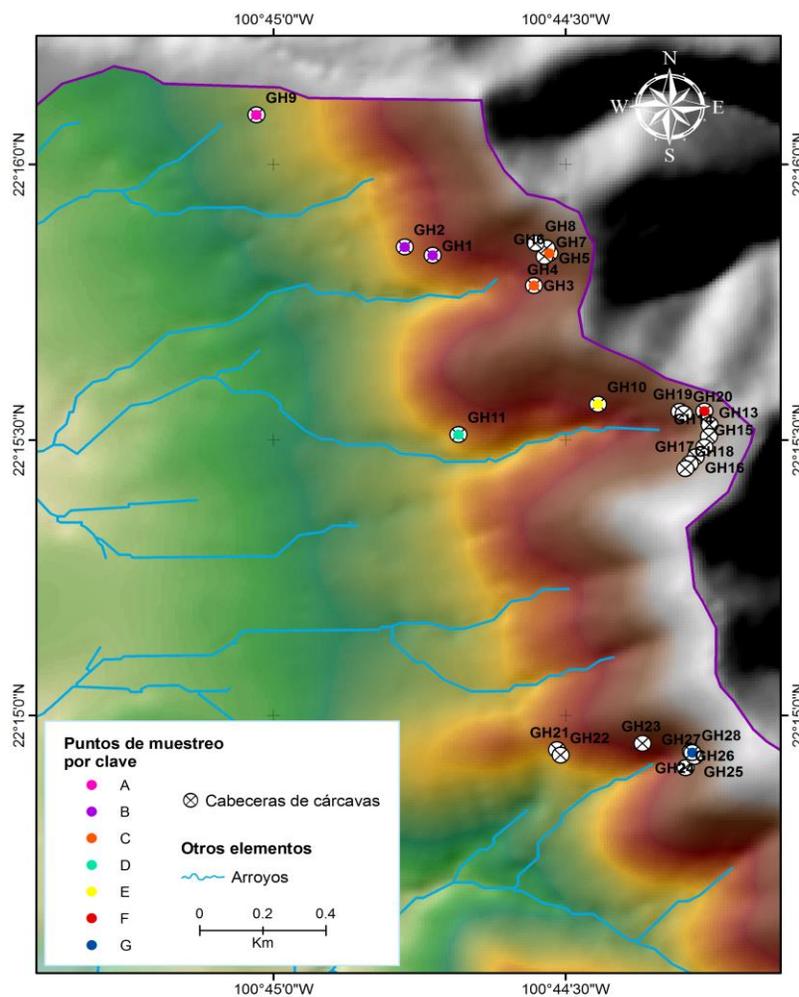


Figura 17. Puntos de muestreo y cabeceras de cárcava examinados

Los resultados obtenidos por el método de tamizado en húmedo y Bouyoucos se unieron en una sola curva, normalizada al 100% a partir del tamaño de grano de 2 mm (gránulos) para el análisis de fracciones finas (arcillas, limos, arenas). A estas gráficas se añadieron los porcentajes pasantes del peso neto de cada muestra. Algunos ejemplos de estos resultados, se presentan en la Figura 18, mientras que las gráficas a detalle de todos las muestras se concentran en el *Anexo 1*.

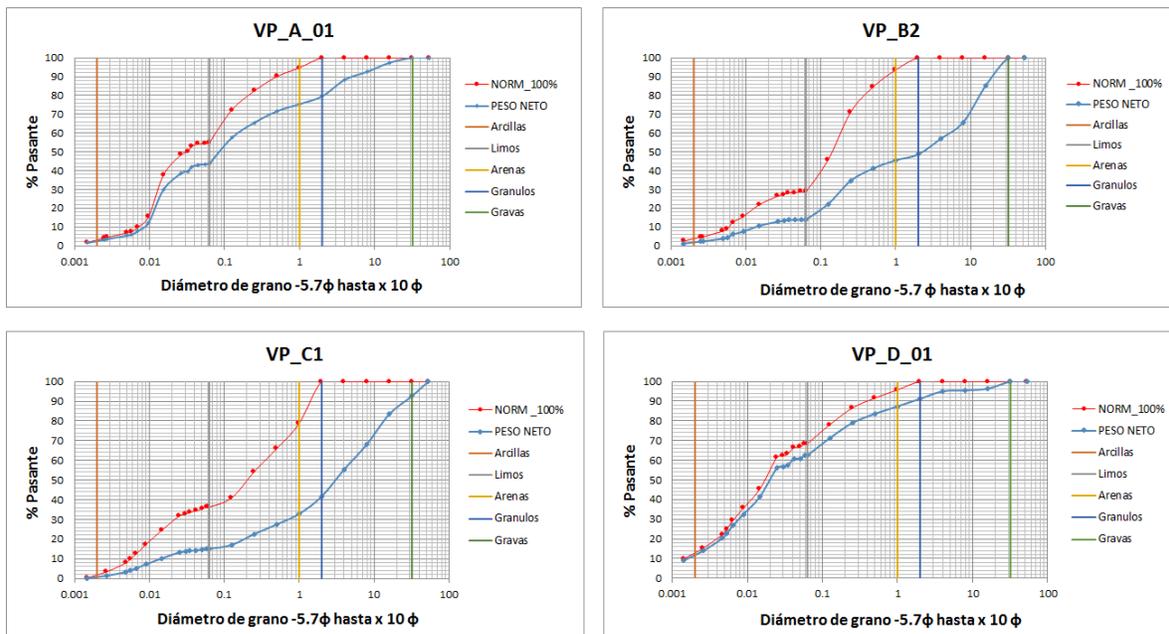


Figura 18. Ejemplos de las curvas granulométricas de -5.7 a 13 φ (Phi)

Los ejemplos granulométricos aquí observados, corresponden a algunos puntos de muestreo representados por zonas en la Figura 17 (clave A,B,C,D) los cuales se caracterizan por presentar capas superficiales conformadas principalmente de limos y arenas, mientras que las arcillas en superficie tienen bajos porcentajes pero tienden a aumentar con poca profundidad. La fracción gruesa (2 a 4 mm) presenta porcentajes de entre el 10 y 20%.

Este contenido de partículas más gruesas en la superficie del suelo está influenciado por encontrarse en zonas escarpadas donde los suelos son poco profundos.

Por otro lado, los resultados del método de Bouyoucos para fracción fina (>2 mm) revelan que la composición textural de los suelos en los puntos muestreados corresponde principalmente a suelos franco-limosos (Tabla 8). Las gráficas El diagrama triangular de texturas del suelo se incluye en el *Anexo 2*.

Tabla 8. Resultados del ensayo del hidrómetro y clases texturales de los puntos muestreados

Cabecera de cárcava	Muestra	%Arcilla	%Limo	%Arena	Textura
GH9	VP_A_01	3	51.94	45.06	Franco limosa
	VP_A_02	22.7	25.91	51.39	Franco arcillo-arenosa
GH2	VP_B1	6.2	50.9	42.9	Franco limosa
GH1	VP_B2	3.6	25.33	71.07	Franco arenosa
GH4	VP_C1	1.85	34.42	63.73	Franco arenosa
GH5	VP_C2	0.68	15.91	83.41	Arenosa franca
GH3	VP_C3	8.6	45.94	45.46	Franca
GH11	VP_D_01	12.55	55.95	31.50	Franco limosa
	VP_D_02	11.72	69.33	18.95	Franco limosa
GH10	VP_E_01	5.83	45.6	48.57	Franco arenosa
	VP_E_02	12.21	51.13	36.66	Franco limosa
GH12	VP_F_01	6.6	33.89	59.51	Franco arenosa
GH28	VP_G_01	11.25	30.22	58.53	Franco arenosa
	VP_G_02	28.41	26.76	44.83	Franco arcillo arenosa

4.1.2. Materia orgánica

Los resultados de contenido de materia orgánica (Tabla 9) obtenidos por el método de pérdida por calcinación en las muestras de suelo analizadas presentan rangos de contenido de medios a altos de acuerdo con la Tabla 10.

Tabla 9. Porcentajes obtenidos de materia orgánica en el suelo

Muestra	%M.O	Muestra	%M.O
VP_A_01	9.13	VP_D_01	2.2
VP_A_02	5.53	VP_D_02	9.56
VP_B1	0.98	VP_E_01	4.33
VP_B2	3.54	VP_E_02	1.44
VP_C1	1.47	VP_F_01	2.24
VP_C2	1.26	VP_G_01	3.04
VP_C3	2.35	VP_G_02	2.89

Tabla 10. Rangos de valores de contenido de M.O en suelos minerales. Fuente: NOM-021-RECNAT-2000

Clase	Materia orgánica (%)
Muy bajo	<0.05
Bajo	0.6 - 1.5
Medio	1.6 - 3.5
Alto	3.6 - 6.0
Muy alto	>6.0

4.1.3. Capacidad de intercambio catiónico

Aplicando el método AS-13 de la Norma Oficial Mexicana NOM-021-SERMANAT se determinó la concentración de cationes (NA, K, Ca y Mg) a través de un ICP de masa óptico para determinar el conjunto de cationes intercambiables y posteriormente calcular el porcentaje de sodio intercambiable (ESP), mediante la Ecuación 14 y los resultados se muestran en la Tabla 11:

Ecuación 14. Porcentaje de sodio intercambiable (ESP)

$$ESP = \frac{[Na^+] * 100}{[Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] + [Na^+] + [K^+]} = cmol(+)/Kg$$

Tabla 11. Porcentaje de sodio intercambiable (ESP)

	Na	K	Ca	Mg	ESP
Muestra	cmol(+)/Kg	cmol(+)/Kg	cmol(+)/Kg	cmol(+)/Kg	%
VP_A_01	0.0044	0.0345	0.4013	0.0538	0.8929
VP_A_02	0.0043	0.0143	0.5474	0.0447	0.7119
VP_B1	0.0185	0.0037	0.027	0.0027	35.7046
VP_B2	0.0059	0.0146	0.1041	0.0112	4.3336
VP_C1	0.0237	0.0037	0.0086	0.0011	63.8958
VP_C2	0.005	0.0041	0.0335	0.0028	11.0538
VP_C3	0.0279	0.004	0.0246	0.0031	46.8171
VP_D_01	0.0044	0.0252	0.3938	0.0519	0.9264
VP_D_02	0.0082	0.0131	0.1083	0.0246	5.3125
VP_E_01	0.0038	0.0144	0.1069	0.0251	2.5602
VP_E_02	0.0034	0.0047	0.016	0.0066	11.0311
VP_F_01	0.0033	0.023	0.1157	0.0343	1.8945
VP_G_01	0.0029	0.0287	0.2977	0.0641	0.7295
VP_G_02	0.0028	0.0205	0.5023	0.0673	0.4787

Los valores de ESP son un indicador de la sodicidad y de problemas en la estructura del suelo y se clasifica como como sódico si supera al 6% y altamente sódico por encima del 15% (Casabella, 2015).

4.1.4. Porcentaje de fragmentos rocosos

El porcentaje de fragmentos rocosos se extrajo de los análisis granulométricos de la fracción total del suelo, obteniendo los datos presentados en la siguiente Tabla 12.

Tabla 12. Resultados del porcentaje de fragmentos rocosos

MUESTRA	%RFC	MUESTRA	%RFC
VP_A_01	20.45	VP_D_01	27.82
VP_A_02	40.71	VP_D_02	8.73
VP_B1	47.4	VP_E_01	45.02
VP_B2	51.34	VP_E_02	25.47
VP_C1	58.3	VP_F_01	80.67
VP_C2	58.76	VP_G_01	38.3
VP_C3	37.57	VP_G_02	79.83

Todos estos resultados de laboratorio fueron calculados en las muestras recogidas en los puntos de incisión de cárcava identificados, con la finalidad de evaluar propiedades de erodibilidad a través del factor Kusle.

4.2. Factor de erodibilidad Kusle

El factor de erodibilidad fue estimado utilizando el programa KUERY v.1.5 de Borselli *et al.* (2012), en el cual introdujeron los valores resultantes del análisis granulométrico y porcentaje de materia orgánica en formato de tabla. Una vez que el algoritmo KUERY arroja los resultados calculados para un determinado tipo de clima y contenido de fragmentos rocosos, se debe hacer una selección del percentil de cálculo de acuerdo a los valores del ESP. En ese sentido se eligieron los valores de erodibilidad Kusle con base a un percentil máximo de cálculo si $ESP > 4$.

Los valores de erodibilidad para los tipos de suelo presentes en el área de estudio son los siguientes (Tabla 13):

Tabla 13. Resultados de la evaluación de erodibilidad Kusle

Muestra	%RFC	%Arcilla	%Limo	%Arena	%M.O	%ESP	Factor K	Percentil de cálculo
VP_A_01	20.45	3	51.94	45.06	9.13	0.8929	0.00706	p50%
VP_A_02	40.71	22.7	25.91	51.39	5.53	0.7119	0.01442	p50%
VP_B1	47.4	6.2	50.9	42.9	0.98	35.7046	0.01691	max K
VP_B2	51.34	3.6	25.33	71.07	3.54	4.3336	0.00725	max K
VP_C1	58.3	1.85	34.42	63.73	1.47	63.8958	0.00754	max K
VP_C2	58.76	0.68	15.91	83.41	1.26	11.0538	0.00672	max K
VP_C3	37.57	8.6	45.94	45.46	2.35	46.8171	0.01531	max K
VP_D_01	27.82	11.72	69.33	18.95	2.2	0.9264	0.00857	p50%
VP_D_02	8.73	12.55	55.95	31.5	9.56	5.3125	0.01646	max K
VP_E_01	45.02	5.83	45.6	48.57	4.33	2.5602	0.00658	p50%
VP_E_02	25.47	12.21	51.13	36.66	1.44	11.0311	0.0219	max K
VP_F_01	80.67	6.6	33.89	59.51	2.24	1.8945	0.00587	p50%
VP_G_01	38.3	11.25	30.22	58.53	3.04	0.7295	0.00698	p50%
VP_G_02	79.83	28.41	26.76	44.83	2.89	0.4787	0.00787	p50%

Estos valores fueron evaluados bajo la siguiente clasificación (Tabla 14):

Tabla 14. Clasificación en rangos del Factor Kusle

Valor	Clase
0 - 0.01	Bajo
0.01 - 0.02	Medio bajo
0.02 - 0.03	Medio
0.03-0.04	Medio Alto
0.04-0.05	Alto
>0.05	Muy altos

Los rangos de Kusle observados para las muestras de suelo analizadas van de medios a bajos, sin embargo estos valores de erodibilidad del suelo aunque en superficie no reflejan una erodibilidad importante estos valores podrían aumentar en horizontes más profundos.

4.3. Valores del Número de Curva (CN)

4.3.1. Mapa de grupos hidrológicos del suelo

Una vez que se estableció la metodología para determinar los grupos hidrológicos del suelo (GHS) presentes en el área de estudio, se delimitaron las áreas correspondientes a cada uno de estos (Figura 19).

Los grupos de suelo A corresponden a aluviones y coluviones que son depósitos prevalentes que se localizan hacia los márgenes de los arroyos donde existe una gran acumulación de detritos de escombros y sedimentos clásticos de tamaño grueso, lo que permite una mayor capacidad de infiltración en el suelo.

El grupo B, fue asignado a los remanentes de la Ignimbrita Santa María, mientras que el grupo C corresponde a los leptosoles por ser suelos poco profundos sobre roca continua, lo que permite el aumento de escorrentía y reduce la capacidad de infiltración.

Además de ello, las texturas superficiales de suelo concentradas en este grupo corresponden principalmente a la clasificación propuesta en la Tabla 4 (pp. 70).

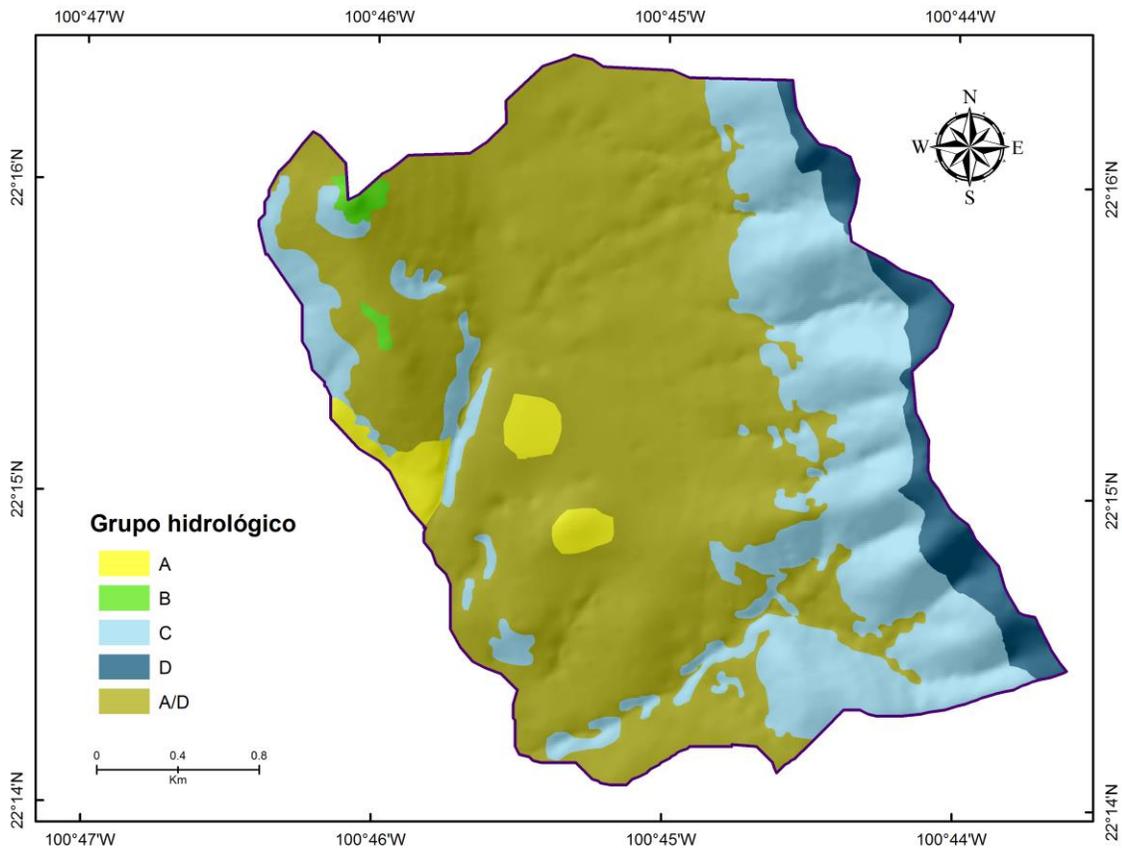


Figura 19. Mapa de grupos hidrológicos del suelo

El grupo D, fue asignado a los afloramientos rocosos, por considerarse áreas impermeables al paquete de hematita de la formación Tamabra. Por último la clasificación A/D se asignó a los vertisoles ya que como lo describe Krasilnikov *et al.* (2013), son suelos arcillosos duros y compactos en estaciones secas, que tienden a formar grietas debido a la contracción y son expandibles en húmedo, logrando alcanzar un corto periodo en la

transición entre la estación húmeda y seca. A este comportamiento dicotómico se le atribuye una doble asignación de GHS (Borselli *et al.*, 2009).

4.3.2. Mapa de usos de suelo

Tal como se mencionó en el capítulo de metodología uno de los insumos principales en la estimación del CN es la caracterización de los usos de suelo presentes en el área de estudio, razón por la cual se encuentran representados en el siguiente mapa (Figura 20).

En términos generales, el área de estudio se encuentra principalmente cubierta por pastizales naturales (69.42%), seguida de algunas áreas de agricultura de temporal (12.15%) localizadas en las partes bajas topográficas. Sobre pendientes escarpadas se encuentran pequeños bosques de vegetación arbustiva sobre suelos de poca profundidad (5.90%), mientras que a la altura de la localidad San Antonio de Eguia sobre la Sierra de Álvarez se llevaron a cabo algunas medidas de reforestación por parte de la Minera San Xavier y la Comisión Nacional Forestal (CONAFOR), aunque no se tiene registro del año (Jiménez-Lira, 2012).

En la Figura 20 puede observarse también los avanzados procesos de erosión en forma de cárcavas que caracterizan a la zona, las cuales ocupan el 7.67% del total de la superficie. Las superficies totales de cobertura de cada uso de suelo y vegetación identificadas pueden apreciarse en la Tabla 7 (pp.72)

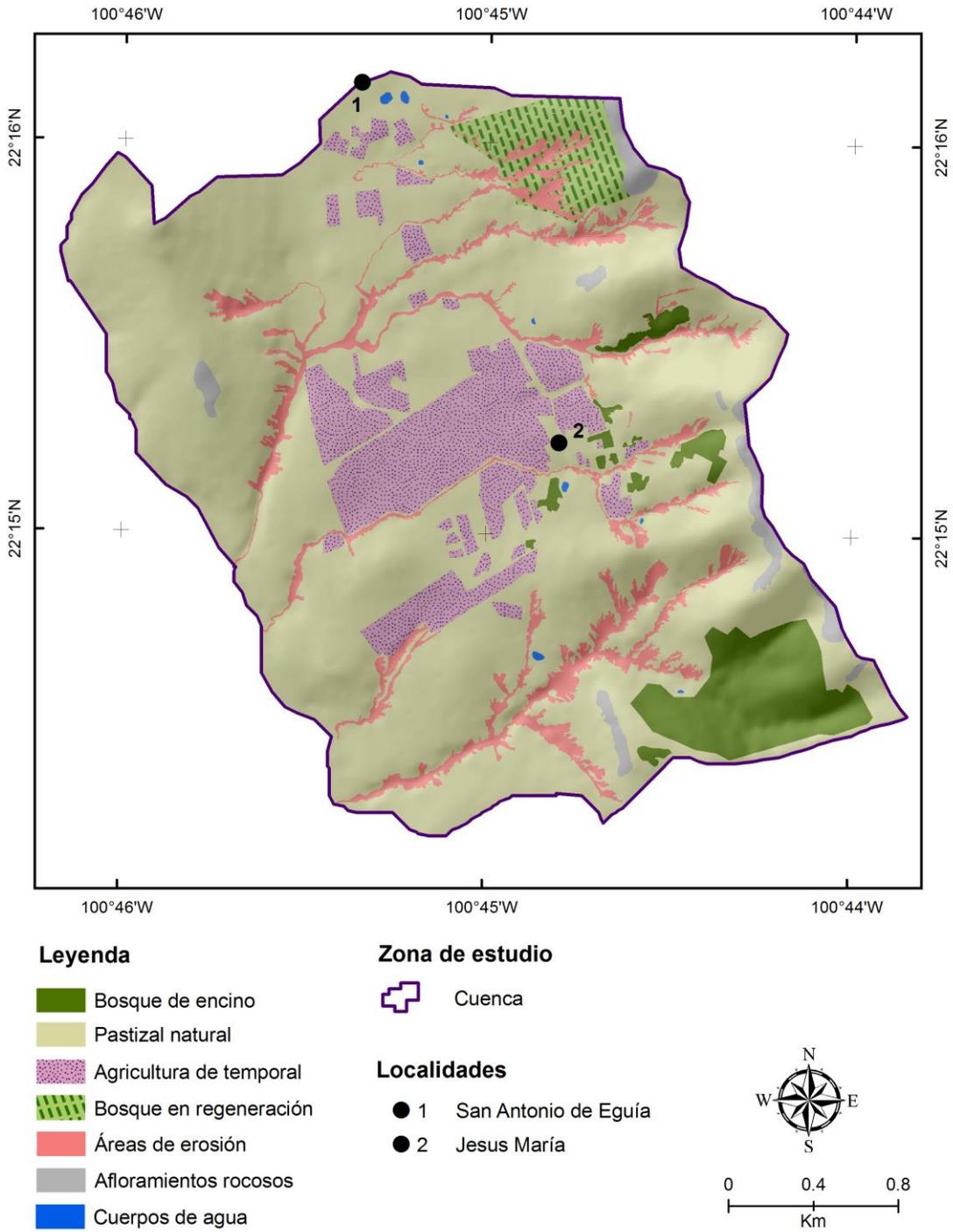


Figura 20. Mapa de usos de suelo y vegetación identificados

4.3.3. Mapa de Número de Curva (CN)

La metodología cartográfica permitió zonificar los diferentes grupos hidrológicos, usos del suelo, vegetación y procesamiento dio como resultado las diferentes condiciones de infiltración-escorrentía representadas por el CN (Figura 21).

Como se puede apreciar en los valores más altos de CN corresponden a las áreas de las cárcavas clasificadas como suelos desnudos, ya que, debido a la ruptura de pendiente en las laderas recogen la mayor parte de las escorrentías, lo cual se potencializa si el canal esta desprotegido de vegetación. También se encuentran valores altos de CN en los afloramientos rocosos ya que son áreas impermeables, mientras que las áreas de cultivo también presentan CN altos.

De manera general, en la Figura 21-A, se pueden observar un primer escenario de CN atribuido a los suelos vertisoles los cuales se encuentran principalmente en las partes más de la cuenca de estudio, aunque también se localizan en forma de parches en algunas depresiones de los terrenos accidentados (15%). Este tipo de suelos en el escenario uno, tiene un CN de 79, mientras que en el escenario dos (Figura 21-B) es de 84, considerando que son suelos con propiedades que limitan la percolación, debido a la presencia de arcillas.

También se puede observar que los valores de CN 79, se presentan en las zonas montañosas del área de estudio donde se localizan los leptosoles, con suelos de texturas superficiales principalmente franco limosas, de drenaje lento. Los valores más bajos de CN (45 y 49) se localizan sobre suelos clasificados con el grupo hidrológico A y B puesto que presentan mayor eficiencia de drenaje natural.

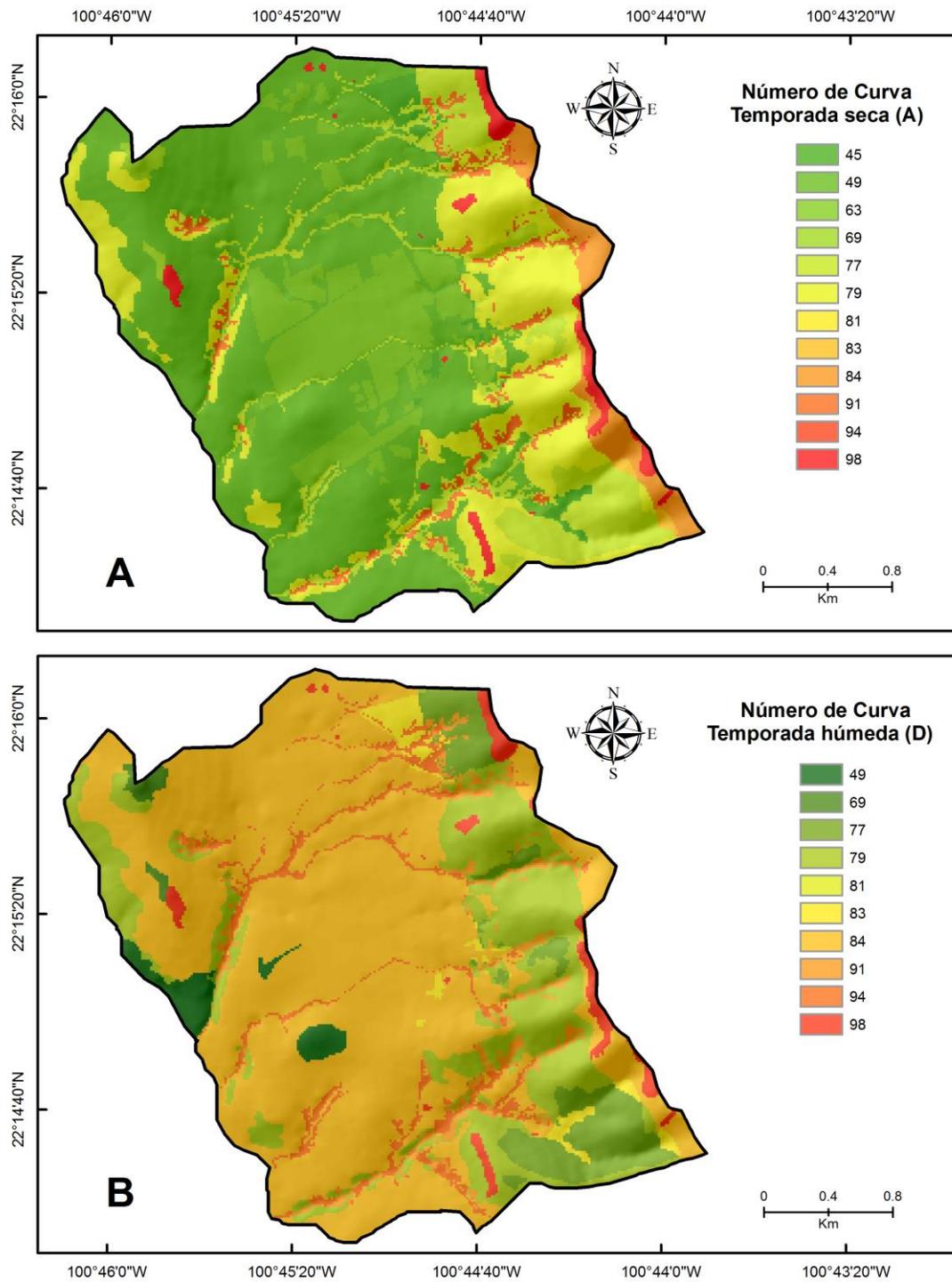


Figura 21. Números de Curva estimados considerando dos grupos hidrológicos del suelo (A/D)

Los mapas muestran las diferentes distribuciones de CN en **A)** aplicado a condiciones de temporada seca (noviembre-abril) y **B)** en condiciones de humedad (mayo-octubre).

4.4. Resultados del modelo de Torri y Poesen (2014)

4.4.1. Análisis de la relación área-pendiente

Un total de 28 puntos activos de excavación o inicio de cárcavas fueron identificados en la zona de estudio de manera continua a lo largo de la ladera oriental de la Sierra de Álvarez. Todos los puntos identificados se encontraron en el canal de corriente de drenaje con pendientes escarpadas, localizadas en los puntos de inicio de los arroyos tributarios sobre laderas ya erosionadas (Figura 22).



Figura 22. Aspecto de uno de los puntos de cabecera de cárcava identificados

La coordenada UTM corresponde al punto con la clave GH12

Posición: UTM: X- 320941

Y- 2462546

Las cárcavas se examinaron en primer lugar por sus características pendiente- área ($s-A$) que representan cuanto es el gradiente topográfico local en función de área de drenaje, proporcionando los siguientes resultados (Tabla 15).

Tabla 15. Estadísticas de las propiedades de las cárcavas

CVE	X	Y	Acumulación de flujo (m ²)	Acumulación de flujo (ha)	Pendiente (grados)	Pendiente (m/m)
GH1	320148	2463077	1600	0.16	11.64	0.20
GH2	320066	2463106	300	0.03	11.94	0.21
GH3	320445	2462972	4700	0.47	11.54	0.20
GH4	320491	2463080	800	0.08	18.03	0.31
GH5	320491	2463080	800	0.08	18.04	0.31
GH6	320476	2463069	1000	0.1	17.68	0.31
GH7	320483	2463097	800	0.08	18.70	0.33
GH8	320451	2463114	1100	0.11	17.84	0.31
GH9	319635	2463554	24900	2.49	8.17	0.14
GH10	320628	2462573	1800	0.18	15.61	0.27
GH11	320217	2462476	700	0.07	13.29	0.23
GH12	320941	2462546	400	0.04	13.85	0.24
GH13	320956	2462499	900	0.09	17.76	0.31
GH14	320954	2462462	1600	0.16	20.41	0.36
GH15	320940	2462425	800	0.08	22.75	0.40
GH16	320914	2462393	1200	0.12	24.03	0.42
GH17	320896	2462370	700	0.07	23.30	0.41
GH18	320882	2462354	1200	0.12	23.50	0.41
GH19	320868	2462546	500	0.05	18.32	0.32
GH20	320880	2462538	600	0.06	18.15	0.32
GH21	320494	2461417	700	0.07	17.64	0.31
GH22	320505	2461398	1200	0.12	17.42	0.30
GH23	320747	2461434	1700	0.17	22.90	0.40
GH24	320887	2461405	1300	0.13	26.00	0.45
GH25	320898	2461388	1900	0.19	25.66	0.45
GH26	320872	2461352	1700	0.17	26.52	0.46
GH27	320898	2461389	1900	0.19	25.66	0.45
GH28	320892	2461403	18800	1.88	25.88	0.45

CVE Clave de punto

Con los resultados de acumulación de flujo (ha) y ángulo de pendiente local (m/m) fue posible construir una aproximación teórica del modelo para conocer las condiciones límite en las que un canal permanente (0.1 m²) de acuerdo al CN podría generarse (Figura 23).

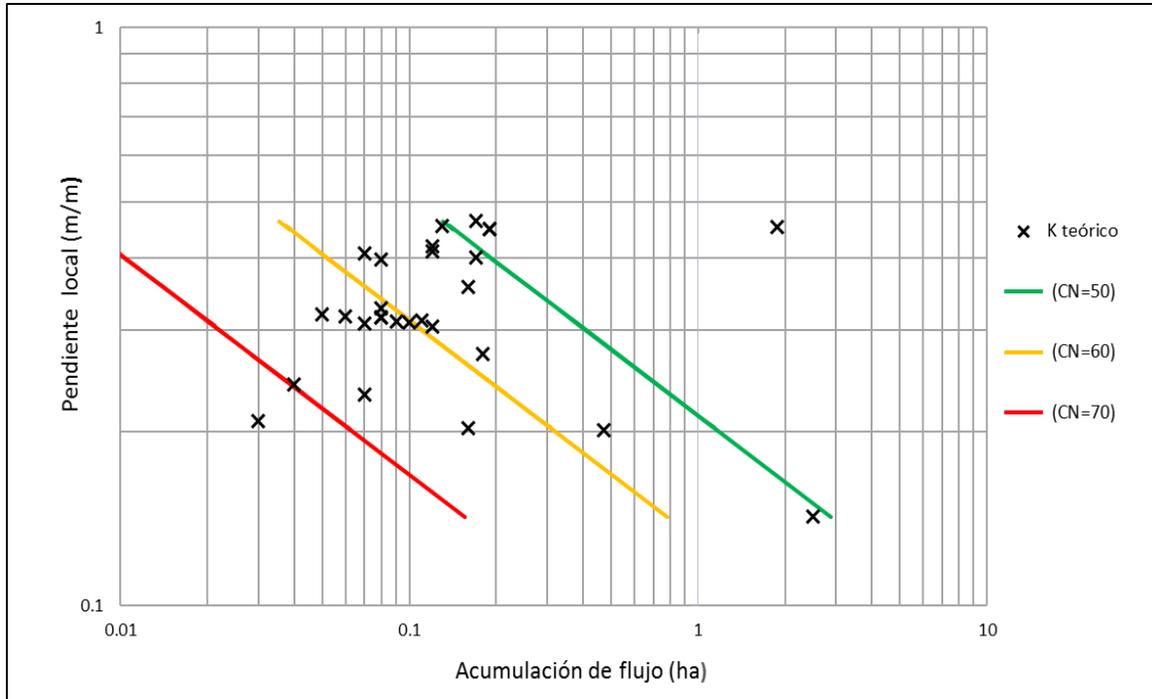


Figura 23. Escategrama de los valores teóricos de umbral k con la relación área-pendiente en función del CN promedio

En el gráfico se muestra el trazado de la Ecuación 2 (pp.28) sin considerar el RFC para diferentes CN promedio y diferentes valores de gradiente de pendiente, lo cual permite de manera preliminar identificar las áreas de acumulación críticas necesarias para generar la suficiente esorrentía y formar un canal permanente en función del CN, que en este caso indican el efecto del uso del suelo y vegetación en valores promedio de CN entre 50 y 70 sobre los valores de k preliminares.

Por otro lado, la dispersión de los datos no puede establecerse un proceso dominante erosivo en función de la relación inversa entre la pendiente local y el área contribuyente ($s-A$), pero si se existe una relación con la función asociada al CN promedio y por lo tanto, con las propiedades de los usos del suelo.

4.4.2. Valores umbral k de Torri y Poesen (2014)

La aplicación del modelo de Torri y Poesen (2014) implica interceptar los valores de k y exponente constante (b) a la Ecuación 1 (pp.26) . Cuando estos datos son conjugados, los valores de umbral resultantes permiten medir en una primera aproximación el potencial desarrollo o extensión que podría alcanzar las cárcavas y conocer que zonas son las más susceptibles a este tipo de erosión.

Como se mencionó en el capítulo de metodología, en primer lugar cada valor de CN tiene un $S_{0.05}$ asociado. Estos valores se obtuvieron aplicando la Ecuación 8 (pp.67) y se extrajeron a cada uno de los puntos de inicio de cárcavas, los cuales se presentan en la siguiente tabla (Tabla 16).

Tabla 16. Números de Curva de los puntos identificados y su valor $S_{0.05}$ asociado

CVE	CN	$S_{0.05}$ (mm)	CVE	CN	$S_{0.05}$ (mm)
GH1	77	113.919	GH15	84	68.187
GH2	77	113.919	GH16	84	68.187
GH3	86	62.396	GH17	84	68.187
GH4	84	68.187	GH18	84	68.187
GH5	84	68.187	GH19	84	68.187
GH6	84	68.187	GH20	84	68.187
GH7	84	68.187	GH21	81	87.511
GH8	85	62.814	GH22	80	93.482
GH9	84	68.187	GH23	79	100.060
GH10	79	100.060	GH24	80	93.465
GH11	79	98.440	GH25	79	100.060
GH12	84	68.187	GH26	79	100.060
GH13	84	68.187	GH27	79	100.060
GH14	84	68.187	GH28	79	100.060

La Tabla 16 muestra los valores de CN asociados a los diferentes usos de suelo y vegetación en cada uno de los puntos de cabecera de cárcava identificados, los cuales se

extrajeron del valor contenido en el *pixel* donde cada punto se encontraba. Estos valores son los resultados obtenidos del mapa de GHS clasificado como D (Figura 21-B) del grupo dicotómico A/D, puesto que el mapa de CN de temporada seca (Figura 21-A) presenta solo una variación en el punto con la clave GH9 donde el valor de CN es menor (49) y tiene un valor de $S_{0.05}$ igual a 484.307 mm.

Con los resultados de la Tabla 16, se puede observar que los valores de CN más altos presenta valores de $S_{0.05}$ menores, lo que significa que los puntos con CN más altos tendrán menor capacidad de infiltración y mayor capacidad de escurrimiento, durante un evento de precipitación diario y por tanto habrá mayor eficiencia en éste durante la excavación de un canal. Sin embargo, se debe considerar que en estos valores de $S_{0.05}$ las áreas de acumulación más grandes deben poseer una intensidad de precipitación de la duración correcta para que se pueda generar la conectividad total del área contribuyente hacía una cabeza de cárcava (Rossi *et al.*, 2015). Un ejemplo de ello, es el punto GH9 (Figura 24) que presentan valores de CN de 84 al igual que otros puntos de localización, los cuales son los sitios de mayor área de acumulación.



Figura 24. Fotografías de uno de los puntos de cabecera de cárcava con mayor área de acumulación (GH9), en A) se observan las cabeceras de la cárcava y en B) se apreciar el suelo poco profundo en contacto con la caliza en disolución

Posición: UTM: X- 319635
Y- 2463554

Una vez que se obtuvieron los valores de $S_{0.05}$ se aplicó la Ecuación 2 (pp.28) para calcular los valores del k en cada uno de los puntos localizados, obteniendo los resultados contenidos en la Tabla 17.

Tabla 17. Valores del coeficiente k calculados en los puntos de inicio de cárcava

CVE	USV	k	CVE	USV	k
GH1	Bosque en regeneración	0.104	GH15	Pastizal natural	0.048
GH2	Bosque en regeneración	0.104	GH16	Pastizal natural	0.048
GH3	Pastizal natural	0.040	GH17	Pastizal natural	0.048
GH4	Pastizal natural	0.048	GH18	Pastizal natural	0.048
GH5	Pastizal natural	0.048	GH19	Pastizal natural	0.048
GH6	Pastizal natural	0.048	GH20	Pastizal natural	0.048
GH7	Pastizal natural	0.048	GH21	Pastizal natural	0.087
GH8	Pastizal natural	0.048	GH22	Pastizal natural	0.070
GH9	Pastizal natural	0.048	GH23	Pastizal natural	0.087
GH10	Pastizal natural	0.087	GH24	Pastizal natural	0.087
GH11	Pastizal natural	0.085	GH25	Pastizal natural	0.087
GH12	Pastizal natural	0.048	GH26	Pastizal natural	0.087
GH13	Pastizal natural	0.048	GH27	Pastizal natural	0.087
GH14	Pastizal natural	0.048	GH28	Pastizal natural	0.087

USV Uso del suelo y vegetación

Los valores obtenidos de k para cada punto de localización de cabecera se encuentran uniformemente distribuidos a lo largo de pastizales naturales, que de acuerdo a la clasificación de INEGI (2016) presentan un desarrollo vegetativo secundario, lo cual significa que existen indicios de que ha sido eliminada o ha sufrido algún grado de perturbación que modificó sustancialmente a la vegetación. Por el contrario, en los puntos localizados dentro de la zona donde se han llevado a cabo algunas medidas de conservación (reforestación) los valores de k reflejan un incremento sustancial para que estos suelos puedan mantenerse con menor susceptibilidad a la erosión.

Los valores de k más críticos (bajos) se localizan en los puntos GH3 hasta GH9, así como también en los puntos GH12 hasta GH20, seguidos por GH23 a GH28 siendo los puntos GH (14, 15, 16, 17, 18, 23, 24, 25, 26, 27, 28) los que se encuentran sobre las pendientes más escarpadas ($>20^\circ$) dentro del área de estudio.

Cabe mencionar que los valores de k presentados en la Tabla 17 son el resultado de la aplicación de la Ecuación 2 (pp.28) sin considerar a la cubierta superficial de fragmentos de roca (RFC), la cual es una característica del suelo que no se evalúa en el método CN.

Con la finalidad de incluir dicho parámetro en el análisis del k Torri y Poesen (2014), incluyeron la función exponencial en la Ecuación 2 (pp.28) al RFC, con el objetivo de investigar la influencia que tiene en superficie el fragmento de roca en los valores de umbral k y con ello tener más elementos para evaluar la erosión del suelo. Fue por esto, que en el presente trabajo se calcularon los valores de k con el parámetro RFC en los 10 puntos de muestreo correspondientes a las cabeceras de cárcava. Dicho análisis se realizó solo en los horizontes más superficiales del suelo y los resultados se presentan en la siguiente tabla (Tabla 18).

Tabla 18. Relación entre los valores del k calculados con base a su contenido de fragmentos de roca

CVE	Muestra de suelo	%RFC	Fracción RFC	k_1 calculado	k_2 calculado
GH1	VP_B2	51	0.51	0.104	0.148
GH2	VP_B1	47	0.47	0.104	0.141
GH3	VP_C3	38	0.38	0.040	0.048
GH4	VP_C1	58	0.58	0.048	0.074
GH5	VP_C2	59	0.59	0.048	0.075
GH9	VP_A_01	20	0.20	0.048	0.045
GH10	VP_E_01	45	0.45	0.087	0.114
GH11	VP_D_01	28	0.28	0.085	0.089
GH12	VP_F_01	81	0.81	0.048	0.099
GH28	VP_G_01	80	0.38	0.087	0.105

k_1 Valor umbral considerando solo $S_{0.05}$

k_2 Valor umbral considerando $S_{0.05}$ y RFC

Los resultados obtenidos, muestran incremento variable en los valores de k si se incluye en la Ecuación 2 (pp.28) el análisis de RFC, a excepción de GH9 el cual tuvo un valor menor al calculado en el primer análisis. Los puntos con mayor contenido de roca (>51) se encontraban sobre las laderas de sedimentación en las pendientes más elevadas, a lo que se le atribuye su alto contenido de roca (Vandekerckhove *et al.*, 2000). Estos resultados pueden apreciarse de manera gráfica en la siguiente Figura (Figura 23).

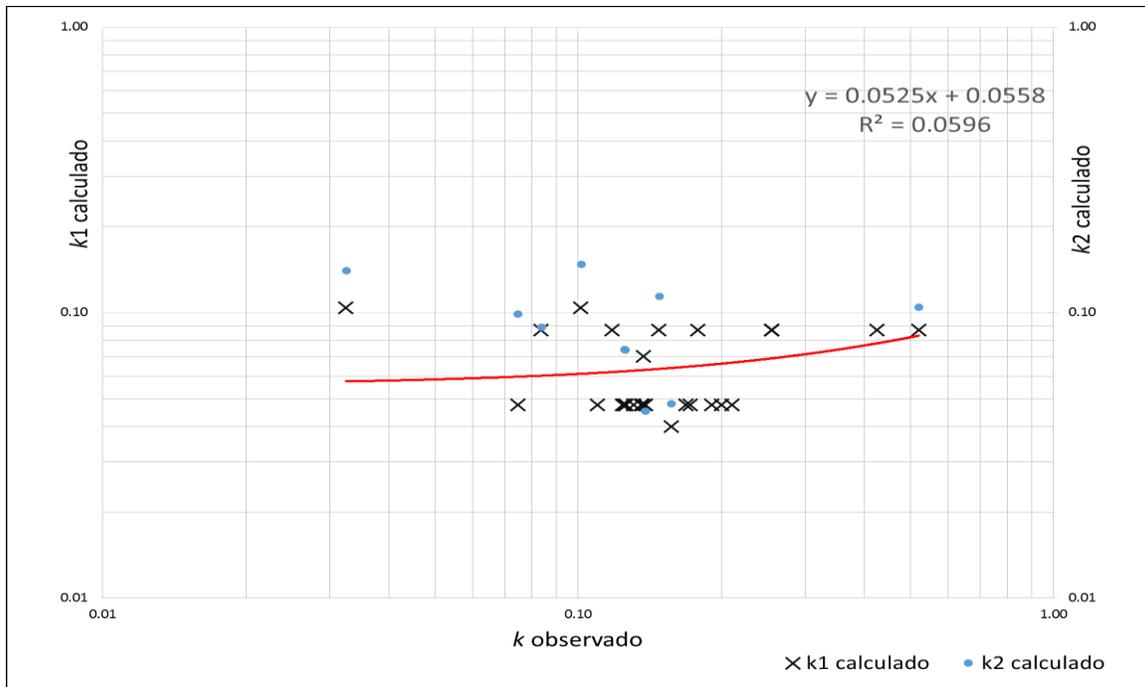


Figura 25. Umbral del coeficiente k observado contra calculado, en exponente constante b (0.38) para el conjunto de datos identificados

En este gráfico se pueden apreciar los valores de k observado siguiendo la relación sA^b en la Ecuación 1 (pp.26), mientras que los valores de $k1$ calculado corresponden a la integración en la Ecuación 2 (pp.28) del parámetro $S_{0.05}$, al igual que el $k2$ calculado pero con la unión del RFC. Estos resultados gráficos demuestran una relación no significativa entre los valores del k calculados, ya que se encuentran poco dinámicos con respecto de los valores observados, lo cual puede deberse al hecho de tener una evaluación diferente en los valores de CN, como se comprobó en la Figura 23 con los valores teóricos. Esto sugiere un ajuste a la inserción del método del CN en el modelo de Torri y Poesen (2014), ya que como se apreció en los valores teóricos, estos se encuentran en un promedio de CN de 60, mientras que los valores de CN encontrados en este estudio superaban CN de 70.

Por otro lado, los valores de RFC podrían afectar al CN o su transformación $S_{0.05}$ en los cálculos de umbral, ya que los valores de CN aumentarían y por lo tanto podría no existir un umbral que explique las condiciones críticas necesarias que permitan generar la suficiente escorrentía en las que una cárcava permanente pudiera formarse.

4.5. Áreas críticas para el desarrollo de la erosión en cárcava

Los valores de umbral k para la zona de estudio presentan un rango de valores de 0.563541 (máximo ascendente) hasta 0.002932. Estos valores de k más bajos se encuentran localizados en áreas de cultivo ($k=0.047$) seguido por valores de pastizales ($k= 0.087$ a 0.047) y bosques ($k= 0.104$), mientras que la zona reforestada presenta valores de k equivalentes a bosques en las partes más altas de la cuenca reduciendo a medida que desciende la pendiente y existe una mayor acumulación de flujo ($k= 0.055$). Esta variación en los valores de umbral k con el cambio de uso del suelo, fue reportada por Torri y Poesen (2014) después de analizar el comportamiento del exponente b así como del coeficiente umbral k en un conjunto de datos de diversas partes del mundo.

Los resultados fueron examinados utilizando un valor de exponente $b=0.38$ introducido por Torri y Poesen (2014) como un valor constante. Finalmente, uno de los objetivos de la aplicación del modelo *Gully Threshold* fue representar el efecto de los usos del suelo y vegetación sobre los valores de k , el cual se puede observar en el siguiente mapa (Figura 26):

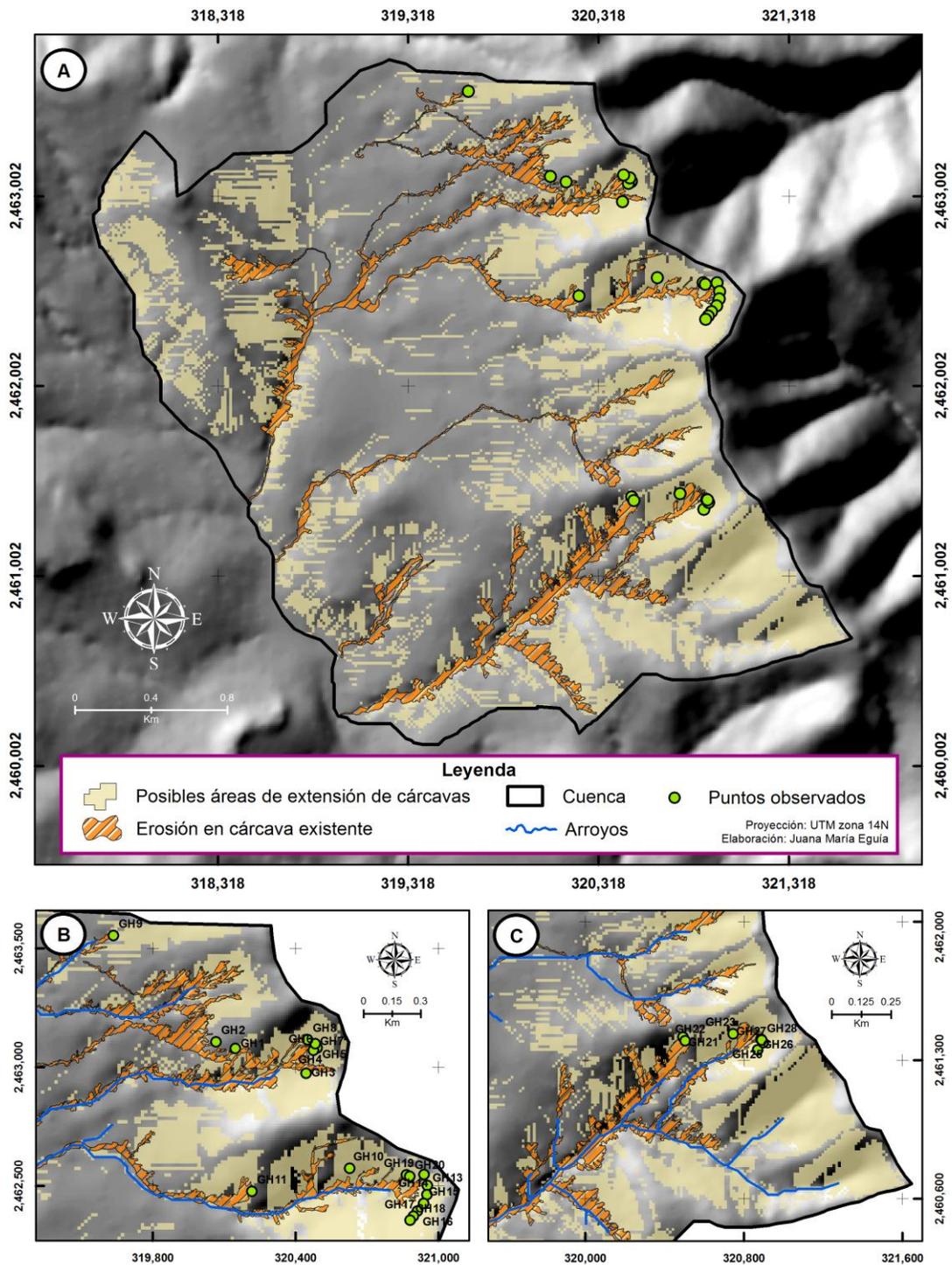


Figura 26. Mapa de las áreas pronosticadas propensas al desarrollo de erosión en cárcava, A) Resultado del modelo de Torri y Poesen (2014); B) y C) muestran un acercamiento a la ubicación de las cabeceras de cárcava observadas por clave

En la Figura 26 se pudo observar que la relación $sA^b \geq k$ es capaz de capturar 25 de las 28 posiciones de cárcava identificadas en campo (89%), en otras palabras a partir de la aplicación del modelo de *Gully Threshold* aproximadamente 34% del área de estudio fue pronosticada para ser propensa al desarrollo de erosión en cárcava. El mapa también ilustra que las áreas propensas a la erosión en cárcava se distribuyen en toda la cuenca, pero las partes superiores son más susceptibles al desarrollo de la erosión hídrica, dada su naturaleza y debido a las pobres condiciones de uso del suelo y la falta de vegetación.

Por otro lado, se pudo observar que los procesos erosivos pueden presentarse en todas sus formas, por ejemplo, la erosión difusa o laminar se presenta en los puntos GH-13 a 18, mientras que los puntos de incisión de cárcava marcados con la clave GH- 3, 4, 5, 11, 17, 18, 20, 21 y 22 se ven afectados por procesos de derrumbe y filtración (Figura 26). Sin embargo, en condiciones naturales es difícil identificar incisiones de cárcava iniciadas por un solo mecanismo, ya que por lo general un complejo de éstos son los responsables de la erosión en cárcava en el área de estudio. Algunas fotografías sobre los diferentes efectos de erosión encontrados se incluyen en el *Anexo 3*.



Figura 27. Fotografías de cárcavas asociadas a deslizamiento, en A) se puede observar el montículo de suelo colapsado en la cabeza de cárcava con clave GH21, en B) colapso masivo del suelo en la pared de una cárcava (indicado por el suelo con la misma cubierta vegetal)

4.6. Análisis geomorfológico

El estudio de las formas de la Tierra constituye una parte vital en la apreciación y en la caracterización ambiental para que pueda existir una planificación y desarrollo adecuados de técnicas de conservación. En este trabajo los diversos accidentes geográficos junto con los usos del suelo y potencial de escurrimiento han sido examinados con la finalidad de evaluar de una forma más adecuada el origen y los procesos que han desarrollado la intensa erosión en cárcava en la zona de estudio.

Uno de los resultados de este análisis fue la generación de un mapa geomorfológico (Figura 28) en el que se presentan los distintos rasgos topográficos, geológicos y de erosión que caracterizan al área de estudio.

Los procesos endógenos que tuvieron lugar en el área de estudio están relacionados a un evento de acortamiento tectónico que se desarrolló entre el Cretácico Tardío- Terciario Temprano, originando la imbricación de sedimentos de cuenca sobre sedimentos de talud en el límite tectónico marcado por la falla del Río Colorado de rumbo NW-SE.

Los sedimentos de plataforma que conforman al área pertenecen a la Formación Tamabra de edad del Cretácico Medio, sobre los cuales se ha desarrollado un gran sistema de cárcavas. Gran parte del área se encuentra cubierta por depósitos Neógenos? de gravas y arcillas residuales provenientes de la misma formación. Los procesos exógenos que han actuado modificando el relieve de la Sierra de Álvarez desde su formación son fluviales, de erosión, intemperismo, transporte y sedimentación.

El fuerte desarrollo intenso de los procesos de erosión se encuentra asociado a la meteorización que ha sufrido la roca madre, formando carpetas gruesas de suelos residuales rojizos. En los altos topográficos los sedimentos pueden alcanzar hasta más de 15 m,

formando escarpes totalmente verticales. Los procesos de erosión que se presentan en este tipo de pendientes ocurren de forma difusa, hasta formar *rills* y un gran sistema de cárcavas, que ocupan aproximadamente más del 7% del área. Otros procesos como filtración y deslizamiento ocurren también en los puntos del ápice de las cárcavas, generando el colapso de grandes masas del suelo. Los rangos de pendiente en el área van del 3% en las partes más bajas hasta 50% en las partes más elevadas.

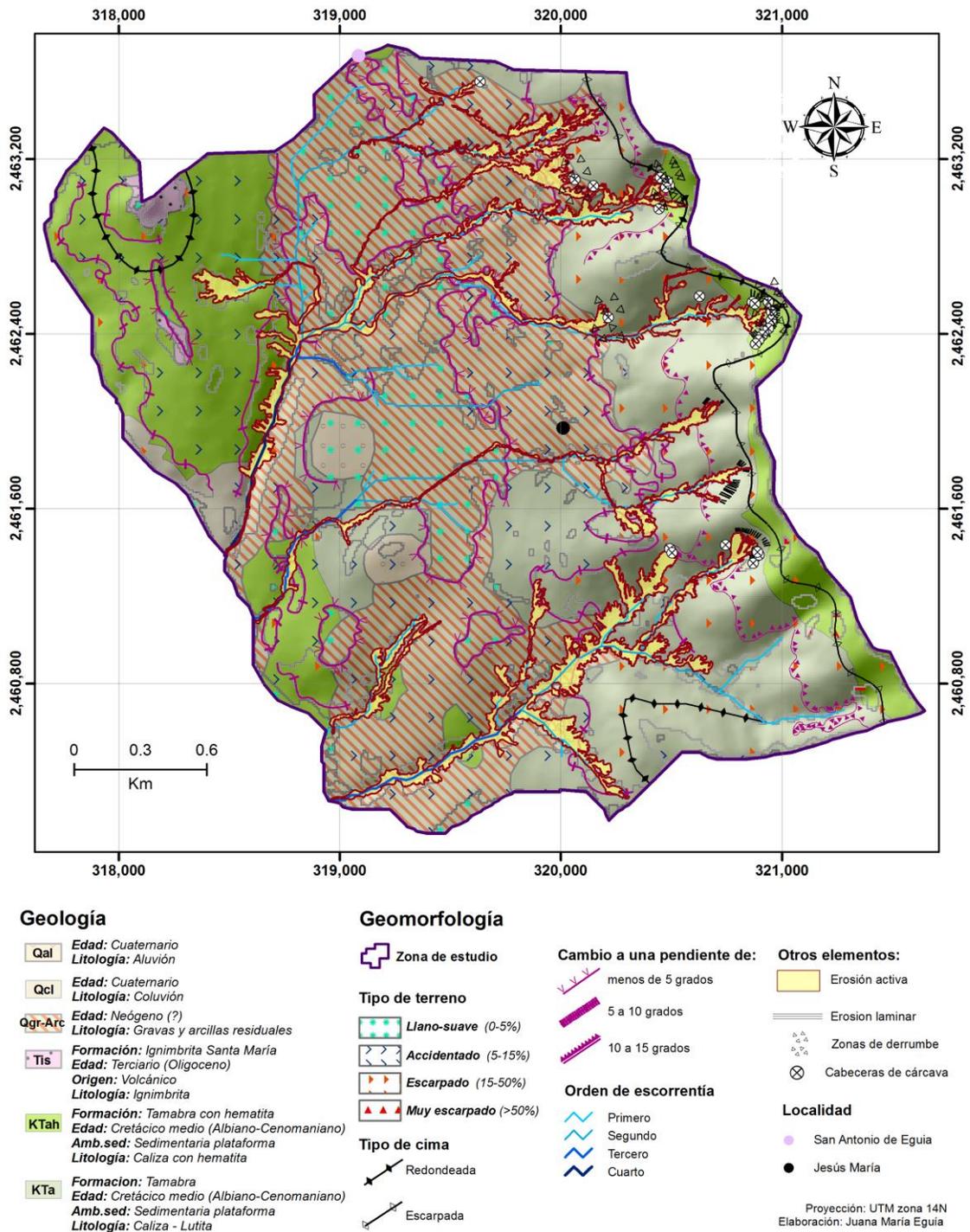


Figura 28. Mapa geomorfológico de área de estudio

5. DISCUSIÓN

La evaluación de la erodibilidad (Factor *kusle*) en los horizontes superficiales de suelo aquí analizados no plantearon una importante susceptibilidad de estos suelos a la erosión, sin embargo, las características salinas altas de algunas muestras y las pendientes pronunciadas en las que se encontraban interfieren en el crecimiento de las plantas y la estructura del suelo, lo que permite que el flujo se acumule fácilmente provocando la formación de cárcavas. Por otro lado, algunos suelos aquí examinados presentaban altos contenidos de materia orgánica lo que podría permitir que tuvieran una mejor estructura y mayor capacidad de infiltración, sin embargo los intensos procesos de erosión hídrica en el área de estudio tenderían a reducir su contenido, por ejemplo, al ocurrir los deslizamiento del suelo se eliminan capas de suelo fértil, que posteriormente es arrastrada por las corrientes de agua.

Las propiedades de los suelos del área de estudio están conformadas principalmente por texturas franco limosas y franco arenosas, con colores marrón a amarillento hacia las crestas montañosas, con estructura no cohesiva, por lo que son fácilmente desagregados y transportados. El área de estudio se encuentra compuesta también por suelos residuales arcillosos y oxidados, que tienden a formar agregados en húmedo y que cubren las paredes de las cárcavas en las que se forman continuamente agrietamientos por tracción ocasionando el desprendimiento de las paredes verticales.

Por otro lado, los resultados en la evaluación de la erodibilidad se ven influenciados por el importante contenido de fragmentos de roca (>10%) ya que las muestras de suelo recogidas se encontraban en los altos topográficos a lo que se le atribuye sus altos contenidos, sin embargo, de acuerdo con Vandekerckhove, *et al.* (2000) los parámetros de erodibilidad

no están sistemáticamente relacionados con el análisis de la posición de las líneas umbral en la relación entre pendiente y área ($s-A$).

La integración del conjunto de puntos identificados en el área de estudio en la aplicación del modelo *Gully Threshold* de Torri y Poesen (2014), da lugar a un grupo de datos considerablemente disperso al intersectar los valores de k observados y los valores k calculados ya que muestran una tendencia poco dinámica y significativa para establecer un límite umbral en el que las cabezas de cárcava podrían desarrollarse. Sin embargo estos resultados están relacionados con otros estudios en regiones semiáridas y áridas (e.g. Nazari *et al.*, 2009; Vandekerckhove, *et al.*, 2000) que indican que las regiones con estas características pueden ser más propensas a la erosión en cárcava, debido a la variabilidad de las precipitaciones y a la escasa cobertura vegetal.

Por otra parte, los valores teóricos encontrados en la relación $s-A$ indican que existe un efecto del uso del suelo y vegetación en los valores representados de CN, por lo que es necesario utilizar valores promedio entre 50 y 70 en regiones semiáridas, para poder obtener mejores resultados en el cálculo de k . La asignación de diferentes CN para los usos del suelo y condiciones hidrológicas en el presente estudio, afectó los resultados para el cálculo de k , sin embargo, aunque apegados a la metodología del TR-55 dadas las pobres condiciones del uso del suelo y vegetación en el área de estudio, todos los valores de *pixel* en cada cabecera de cárcava identificados presentaron valores sobre 77 CN, encontrándose de manera uniforme sobre pastizales, lo cual también es comparable con las líneas de tendencia presentada en los trabajos de regiones semiáridas antes citados.

Además de esto, la adición del parámetro RFC en el modelo solo mostro aumentos representativos en porcentajes de fragmento de roca mayor a 45, ya que los que se

encontraban por debajo de este porcentaje no presentaron resultados significativos, no obstante el parámetro RFC si puede afectar los valores de CN y por lo tanto los de $S_{0.05}$.

El hallazgo del modelo, fue que se permitió caracterizar la zona de estudio desde dos puntos de vista: evaluar la influencia que los usos del suelo y vegetación tienen sobre los procesos erosivos en el área y calcular un índice de almacenamiento ($S_{0.05}$) como medida de la respuesta hidrológica de la cuenca. La influencia de estos factores, se representó en el mapa de la Figura 26, que aunque muestra solo una aproximación al conocimiento de las áreas propensas a la extensión de este sistema de cárcavas, puede servir como referencia para promover medidas de conservación y planeación en el área de estudio.

Finalmente, se puede decir que la problemática de erosión en el área de estudio, es consecuencia de un gran número de factores tanto endógenos como exógenos, así como por los cambios de uso del suelo que el área sufrió durante la época colonial, debido a una fuerte deforestación dejando desprovistas de vegetación a estas zonas donde se desarrollan las cárcavas originando en conjunto su comportamiento en los diferentes procesos erosivos.

CONCLUSIONES

- El mapa geomorfológico del área de estudio permite identificar las cárcavas permanentes que se han formado por la erosión hídrica y algunos procesos de erosión activos, asociados a sus rasgos topográficos y geológicos.
- Los valores del factor K_{usle} de erodibilidad del suelo para los horizontes superficiales de analizados presentaron rangos de medios a bajos de erodibilidad. Sin embargo se encontró que 5 de los 10 puntos de incisión de cárcavas presentaban alta sodicidad, por lo que se puede intensificar su erosión, debido a la pérdida de estructura en el suelo
- En este trabajo se predijeron (de forma no afinada) las áreas propensas donde pueden extenderse los sistemas de erosión en cárcava dentro de la zona de estudio y se estimó de manera preliminar que el 34% del área de estudio podría estar en riesgo de desertificación.
- Se comprobó que el ajuste en la metodología propuesta por Torri y Poesen (2014) en la relación entre el área contribuyente y la pendiente local ($s-A$), puede dar previsiones razonables, no obstante, necesita se necesitan mejores ajustes en el modelado de erosión en cárcava, principalmente asociados a los diferentes usos del suelo determinados por el método CN y a la comprensión de los mecanismos que desarrollan este tipo de erosión en regiones semiáridas.
- Con los ajustes necesarios el modelo podría ser una herramienta prometedora e innovadora para predecir los puntos de disparo de la erosión en cárcava y conocer las áreas más susceptibles a su desarrollo.

- Este trabajo de investigación es el primero en México en aplicar el modelado de Torri y Poesen (2014), por lo que se necesitan más estudios en el país para entender los procesos de erosión en cárcava y los posibles riesgos en las zonas más vulnerables.
- Debido a las condiciones semiáridas del área de estudio y a la evidente falta de vegetación se propone emprender un plan de monitoreo de erosión en la zona de estudio, así como medidas de conservación que permitan mitigar la erosión en cárcava.

REFERENCIAS

- Bartolini, D., Borselli, L., 2009, Evaluation of the Hydrologic Soil Group (HSG) with the Procedure SCS Curve Number, *in* Costantini, E.A.C. (ed.), *Manual of Methods for Soil and Land Evaluation*: Florencia, Science Publisher Inc., p. 118-123.
- Bazzoffi, P., 2007, *Erosione del suolo e sviluppo rurale - Fondamenti e manualistica per la valutazione agroambientale*: Bologna, Edagricole, 250 pp.
- Bolaños-González, M.A., Paz-Pellat, F., Cruz-Gaistardo, C.O., Argumedo-Espinoza, J.A., Romero-Benítez, V.M., De la Cruz-Cabrera, J.C., 2016, Mapa de erosión de los suelos de México y posibles implicaciones en el almacenamiento de carbono orgánico del suelo: *Terra Latinoamericana*, 34(3), p. 271-288.
- Bork, H.R., 2004, Soil erosion during the 20th century. Examples from South Africa, the Americas, China and Europe, *in* Li, Y., Poesen, J., Valentin, C. (eds.), *Gully Erosion Under Global Change*. Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, China, p. 3-10.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008, Prolegomena to sediment and flows connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment: *Catena*, 75(3), p. 268-277.
- Borselli, L., Cassi, P., Sanchis, P.S., 2009, Soil erodibility assessment for applications at watershed scale, *in* Costantini, E.A.C. (ed.), *Manual of Methods for Soil and Land Evaluation*: Florencia, Science Publisher Inc., p. 98-117.
- Borselli, L., Torri, D., Poesen, J., Laquinta, P., 2012, A robust algorithm for estimating soil erodibility in different climates: *Catena*, 97, p. 85-94.
- Bryan, R.B., 2000, Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope: *Geomorphology*, 32 (3-4), p. 385-415.
- Camarasa, A.M., López-García, M. J., Pascual, J.A., 2006, Análisis mediante SIG de los parámetros de producción de escorrentía, *en* Camacho, M.T., Cañete, J.A., Lara, J.J. (eds.), *El Acceso a la Información Espacial y las Nuevas Tecnologías Geográficas*, Universidad de Granada, España, p. 46-63.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23(1-6), p. 1-102.
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34(1), p. 21-46.

- Casabella, M., 2015, Estudio de erosión hídrica en varias localizaciones de la Sierra de San Miguelito, SLP, México: Evaluación de erodibilidad de los suelos y modelado del proceso: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Tesis de Maestría en Ciencias, 218 pp.
- Chaplot, V., Coadou le Brozec, E., Silvera, N., Valentin, C., 2005, Spatial and temporal assessment of linear erosion in catchments under sloping lands of northern Laos: *Catena*, 63 (2-3), p.167-184.
- Cruz-Márquez, J., 2005, Mapeo Geológico y Estudio Sedimentológico de la Secuencia calcáreo-arcillosa del Cretácico Superior de la Sierra "El Meco", Villa de Arista, S. L. P.: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 55 pp.
- Dackombe, R.V. y Gardiner, V., 1983, *Geomorphological field manual*: George Allen and Unwin (Publishers) Ltd., 254 pp.
- Dietrich, W.E., Dunne, T., 1993, The channel head, *in* Beven, K., Kirkby M.J. (eds.), *Channel network hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, U.K, p. 177-219.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, p. 1-26.
- FAO, 2015, *El suelo es un recurso no renovable. Su conservación es esencial para la seguridad alimentaria y nuestro futuro sostenible* (en línea), Roma, Italia, 03 de marzo del 2015, <http://www.fao.org/resources/infographics/infographics-details/es/c/278964/>, consulta: 10 de mayo de 2016.
- Ferrer-Juliá, M., 2003, Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro Número de Curva: perfiles de suelos y teledetección. Madrid: CEDEX, (España), CEDEX.
- Flügel, E., 1978, *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*: Berlin, Springer, p. 456.
- Gómez-Gutiérrez, A., Schnabel, S., Lavado-Contador, F., 2009, Gully erosion, land use and topographical thresholds during the last 60 years in a small rangeland catchment in SW Spain: *Land Degradation and Development*, 20(5), p. 535-550.
- Gómez-Gutiérrez, A., Schnabel, S., Lavado-Contador, F., 2011, Processes, factors and consequences of gully erosion; investigations in the Iberian Peninsula: *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 55, p. 385-387.
- Hauge, C., 1977, Soil erosion definitions, *California Geology*, 30, p. 202-203.

- Hancock, G.R., Evans, K.G., 2006, Gully position, characteristics and geomorphic thresholds in an undisturbed catchment in northern Australia. *Hydrological Processes* 20, p. 2935–2951.
- Hawkins, R. H., Jiang, R., Woodward, D. E., Hjelmfelt, A. T., VanMullen, J. E., 2002, Runoff curve number method: Examination of the initial abstraction ratio, *Proceedings of the Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference*, Las Vegas, Nevada.
- Hawkins, R.H., Ward, T.J., Woodward, D.E., Van-Mullem, J.A., 2009, *Curve Number Hydrology - State of practice*: Reston, VA, ASCE publication, p. 106.
- Heim, A., 1940, the front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, From Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Ecologiae Geological Helvetiae*, 33 (2), p. 313-352.
- Hernández-Jimenez, F., 2014, Obtención del Número de Curva (NC) para la República Mexicana mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica, aplicando la metodología del TR-55: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Grado, 98 pp.
- Horton, R.E., 1945, Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bulletin of Geological Society of America*, 56, p. 370–375.
- Ice, R.G., 1979, Geology of the northernmost Sierra de Catorce and stratigraphy and biostratigraphy of the Cuesta del Cura Formation in northeastern and northcentral Mexico: Arlington, Texas, EUA, University of Texas at Arlington, Tesis de Maestría, p.162.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, México; part 4, Geology of the Western part of the Sierra de Parras: *Bulletin of Geological Society of America*, 47, p. 1091-1152.
- INEGI, 2002, Síntesis de información geográfica del estado de San Luis Potosí, Aguascalientes, México, p.11.
- INEGI, 2009, “Diccionario de datos edafológicos Serie III, escala 1:250 000”.
- INEGI, 2016, “Diccionario de datos de Uso de suelo y Vegetación, Serie VI, escala 1:250 000”.
- Jacobs, H., Srinivasan, R., 2005, Effects of curve number modification on runoff estimation using WSR-88D rainfall data in Texas watersheds: *Journal of Soil and Water Conservation*, 60, 274-279.

- Jiménez- Lira, M., 2012, Acciones y estrategias para un plan de manejo de la microcuenca de Monte Caldera, San Luis Potosí: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de Maestría en Ciencias Ambientales, 64 pp.
- Kasai, M., 2006, Channel processes following land use changes in a degrading steep headwater stream in North Island, New Zealand: *Geomorphology*, 81(3-4), p. 421–439.
- Kelly, W.A., 1936, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Bulletin of Geological Society of America*, 47, p. 1009-1038.
- Kemper, W.D., 1966, Aggregate stability of soils from western United States and Canada. USDA-ARS. Technol. Bull. 1355. US Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Kemper, W.D., Rosenau, R.C., 1986, Aggregate stability and size distribution. *in* Klute, A., Campbell, G.S., Jacson, R.D., Mortland, M.M., Nielsen, D.R. (eds.), *Methods of Soil Analysis, Part I*, ASA and SSSA, Madison, WI, USA, p. 425–442.
- Krasilnikov, P., Gutiérrez-Castorena, M.C., Ahrens, R.J., Cruz-Gaistardo, C.O., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., 2013, *The Soil of Mexico: Netherlands*, Springer, p. 167.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1978, Cartografía Geológica Hoja San Luis Potosí: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 59, p. 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: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, p. 208.
- López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), p. 1-19.
- Martínez-Bravo, R., 2011, Descripción Geológica-Ambiental de una microcuenca impactada por actividades Metalúrgicas Históricas: Caso Monte Caldera, Cerro de San Pedro, S. L. P.: San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Trabajo Recepcional, p. 67.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Antón-Fernández, C., Ramos, M.C., 2003, Sediment production in large gullies of the Mediterranean area (NE Spain) from high-resolution digital elevation models and geographical information systems analysis: *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (5), p. 443-456.

- Menéndez-Duarte, R., Marquínez, J., Fernández-Menéndez, S., Santos, R., 2007, Incised channels and gully erosion in Northern Iberian Peninsula: controls and geomorphic setting: *Catena*, 71(2), p. 267–278.
- Middleton, H.E., 1930, Properties of soils which influence soil erosion, U.S. Dep. Agric. Tech., 178 pp.
- Mitasova, H., Mitas, L., Brown, W.M., 2001, Multiscale simulation of land use impact on soil erosion and deposition patterns (resumen), *in* Stott, D.E., Mohtar, R.H., Stainhardt, G.C. (eds.), *Sustaining the Global Farm - Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting held May 24-29, 1999*, Purdue University, the USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN, p. 1163–1169.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1988, Where do channels begin?: *Nature*, 336 (6196), p. 232-234.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1994, Landscape dissection and drainage area-slope thresholds, *in* Kirkby M.J. (ed.), *Process models and theoretical geomorphology*: New York, John Wiley & Sons Ltd, p. 221–246.
- Morgan, R.P.C., 1995, *Soil erosion and conservation*, Second Edition: Longman, London, U.K.
- Morgan, R.P.C., 2005, *Soil erosion and conservation*, Third Edition: Oxford, Blackwell Publishing Ltd, p. 304.
- Nachtergaele, J., Poesen, J., Steegen, A., Takken, I., Beuselinck, L., Vandekerckhove, L., Govers, G., 2001, The value of a physically based model versus an empirical approach in the prediction of ephemeral gully erosion for loess-derived soils: *Geomorphology*, 40 (3-4), p. 237–252.
- Naimah, Y., Roslan, Z.A., 2015, Forecasting river bank erosion with regards to rainfall erosivity and soil erodibility, *in* Sener, S.M., Brebbia, C.A., Özcevik, Ö. (eds.), *Disaster management and human health risk IV*: Ashurts, WIT Press, p. 67-77.
- Nazari-Samani, A., Ahmadi, H., Mohammad, J., Boggs, G., Ghoddousi, J., Malekian, A., 2009, Geomorphic threshold conditions for gully erosion in Southwestern Iran (Boushehr–Samal watershed): *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(2), p. 180–189.
- Natural Resources Conservation Service (NRCS), 1986, *Urban hydrology for small watersheds*, Technical Release 55 (TR-55), 164 pp.

- Natural Resources Conservation Service (NRCS), 2009, *National Engineering Handbook, Part 630, Hydrology*, Chapter 7, Hydrologic Soil Groups (en línea): <https://directives.sc.egov.usda.gov/OpenNonWebContent.aspx?content=22526.wba>, consulta: 20 de octubre de 2015.
- NOM-021-RECNAT (Norma Oficial Mexicana - Recursos Naturales) 2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. Diario Oficial, 31 de diciembre de 2002.
- Nyssen, J., Veyret Picot, M., Poesen, J., Moeyersons, J., Mitiku, H., Deckers, J., Govers, G., 2004, The effectiveness of loose rock check dams for gully control in Tigray, northern Ethiopia. *Soil Use and Management* 20 (1), p. 55–64.
- Oldeman, L.R., 1994, The Global Extent of Soil Degradation, in Greenland D.J., Szabolcs, I. (eds.), *Soil Resilience and Sustainable Landuse*, CAB International, Wallingford, p. 99-119.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: Texas, University of Texas at Austin, Tesis Doctoral, p. 217.
- Patton, P.C., Schumm, S.A., 1975, Gully erosion, Northwestern Colorado: a threshold phenomenon: *Geology*, 3(2), p. 88-90.
- Pavlopoulos K., Evelpidou, K., Vassilopoulos, A., 2009, Mapping geomorphological environments: Springer-Verlag, N. 2009927029, p. 236.
- Poesen, J., Vandaele, K., van Wesemael, B., 1998, Gully erosion: importance and model implications, in Boardman, J., Favis-Mortlock, D. (eds.), *Modelling Soil Erosion by Water*: Berlin, Springer, p. 285–311.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003, Gully erosion and environmental change: importance and research needs: *Catena*, 50 (2-4), p. 91-133.
- Poesen, J., Torri, D., Vanwalleghem, T., 2011, Gully erosion: procedures to adopt when modelling soil erosion in landscapes affected by gullying, in Morgan, R.P.C., Nearing, M.A. (eds.), *Handbook of Erosion Modelling*: Chichester, Blackwell, p. 360–386.
- Rodríguez-Hernández, E., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño, J.R., Cruz-Márquez, J., 2009, Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma-cuenca en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), p. 687-708.
- Rossi, M., Torri, D., Santi, E., 2015, Bias in topographic thresholds for gully heads: *Natural Hazards*, 79 (1), p. 51-69.

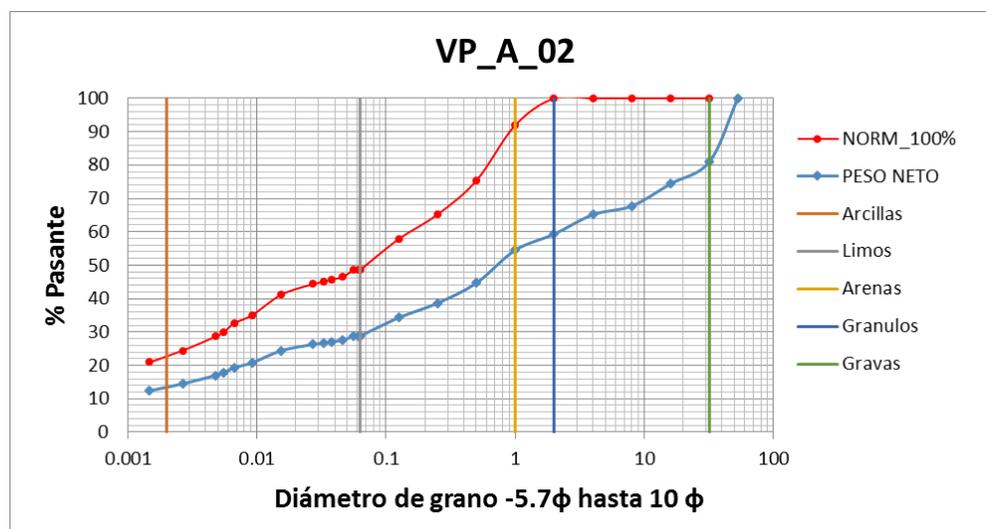
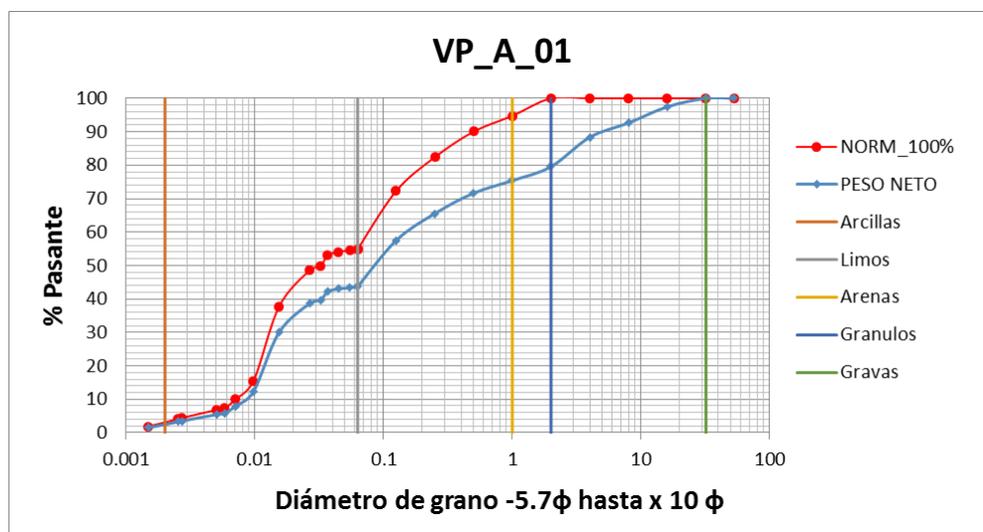
- Salvador-Sanchis, M.P., Torri, D., Borselli, L., Poesen, J., 2008. Climate Effects on Soil Erodibility. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33 (7), p. 1082–1097, doi:10.1002/esp.1604.
- Sarreón-Villanueva, M., 2013, Estilo de deformación laramídico en el límite de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles- San Luis Potosí: un análisis entre las Sierras de San Pedro y Álvarez, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 106 pp.
- Shirazi, M.A., Boersma, L., 1984, A unifying quantitative analysis of soil texture, *Soil Science Society of America Journal* 48, 142–147.
- Shirazi, M.A., Boersma, L., Hart, W., 1988, A unifying analysis of soil texture: improvement of precision and extension of scale, *Soil Science Society of America Journal* 52, 181–190.
- Selby, M.J., 1993, *Hillslope materials and processes*, 2nd edition, Oxford: Oxford University Press, 480 pp.
- Torri, D., Sfalanga, M., Chisci, G., 1987, Threshold conditions for incipient rilling, *Catena Supplement*, 8, p. 97–105.
- Torri, D., Poesen, J., Borselli, L., 1997, Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset: *Catena*, 31(1-2), p. 1–22.
- Torri, D., Borselli, L., 2003, Equation for high-rate gully erosion: *Catena*, 50(2-4), p. 449–467.
- Torri, D., Borselli, L., 2011, Water erosion, *in* Huang, P.M., Li, Y., Sumner, M.E. (eds.), *Handbook of Soil Sciences - Resource Management and Environmental Impacts*, Second edition, CRC Press, Boca Ratón, FL, p. 1-19 .
- Torri, D., Poesen, J., 2014, A review of topographic threshold conditions for gully head development in different environments: *Earth Science Reviews*, 130, p. 73–85.
- Toy, T.J., Foster, G.R., Renard, K.G., 2002, *Soil Erosion: Processes, Prediction, Measurement, and Control*: New York, John Wiley & Sons, p. 338.
- Tristán-González, M., 2008, Evolución Tectono-Volcánica durante el Paleógeno en la Porción Sur-Oriental de la Mesa Central: Juriquilla, Querétaro, México, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral, p. 207.

- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Barboza-Gudiño, J.R., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, R., López-Doncel, R.A., Rodríguez-Ríos, R., 2009, Geocronología y distribución espacial de los centros eruptivos del Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 61, No. 3.
- United States Department of Agriculture (USDA), 2001, Rangeland Soil Quality-Water Erosion, Soil Quality Technical Notes No. 1, p. 9.
- Valentin, C., Poesen, J., Li, Y., 2005, Gully erosion: impacts, factors and control: *Catena*, 63(2-3), p. 132-153.
- Vandaele, K., Poesen, J., Govers, G., van Wesemael, B., 1996, Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision: *Geomorphology*, 16(2), p. 161-173.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud-Wijdenes, D., Nachtergaele, J., Kosmas, C., Roxo, M.J., De Figueiredo, T., 2000, Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe: *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(11), p. 1201-1220.
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., López-Doncel, R., 2009, Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), p. 466-481.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*: Berlin, Springer-Verlag, p. 471.
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991, A physical explanation of an observed link area-slope relationship: *Water Resources Research*, 27 (7), p. 1697-1702.
- Yoder, R.E., 1936, A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses, *J. Am. Soc. Agric.* (28), p. 337-351.
- Zavala-Arriaga, M.M., 2013, Análisis microfacial de una secuencia margosa-calcárea de una zona de transición plataforma-cuenca del Cretácico Tardío en la porción central de San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, p.119.
- Zucca, C., Canu, A., Della-Peruta, R., 2006, Effects of land use and landscape on spatial distribution and morphological features of gullies in an agropastoral area in Sardinia (Italy): *Catena*, 68 (2-3), p. 87-95.

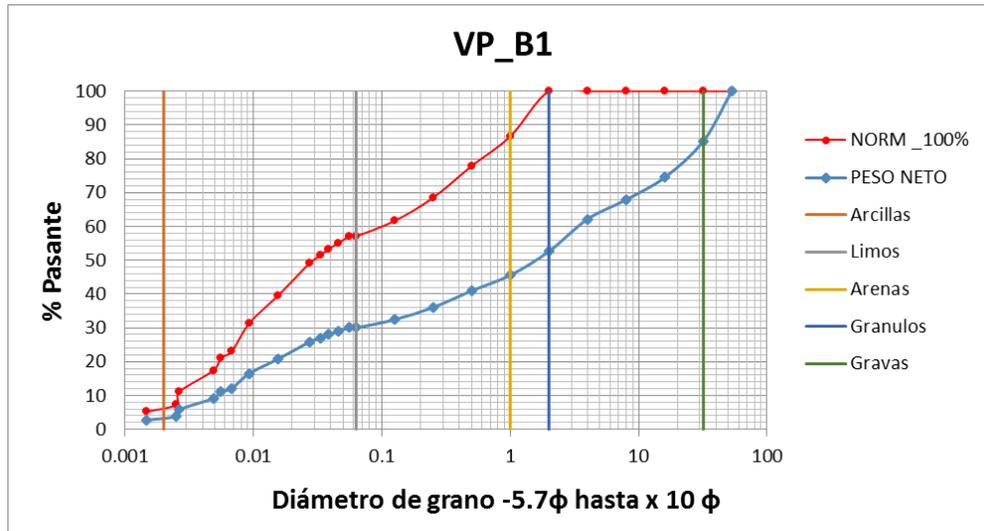
ANEXOS

ANEXO 1: Resultados granulométricos de los puntos de muestreo (Fracción fina y gruesa)

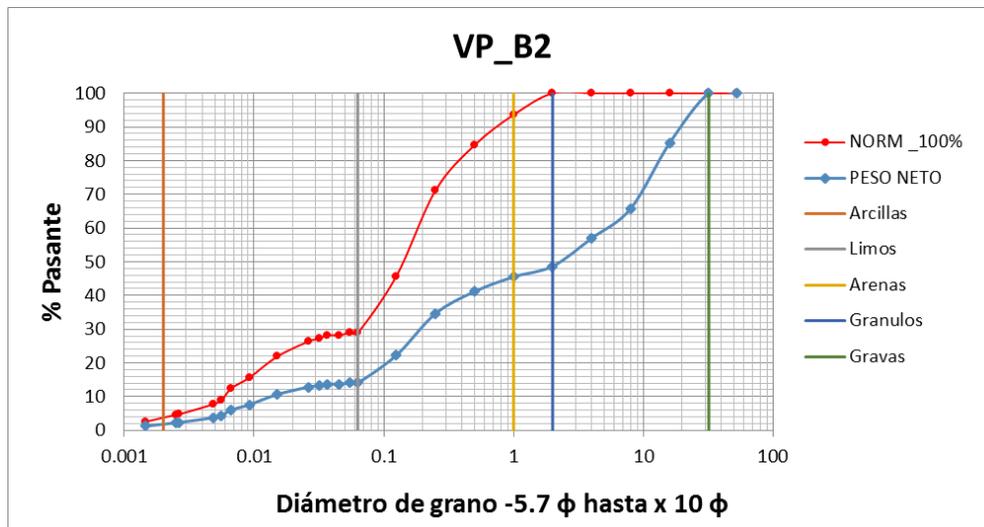
GH9



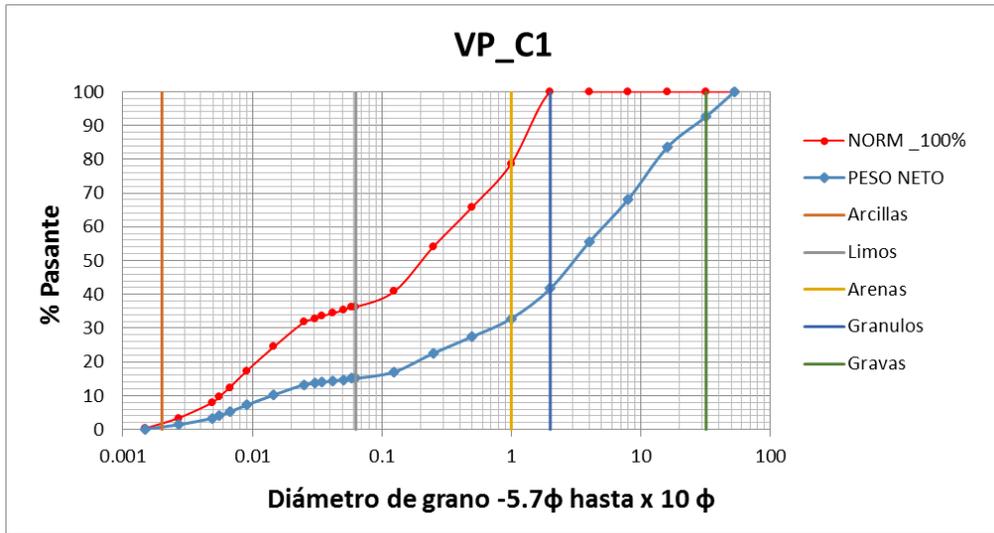
GH2



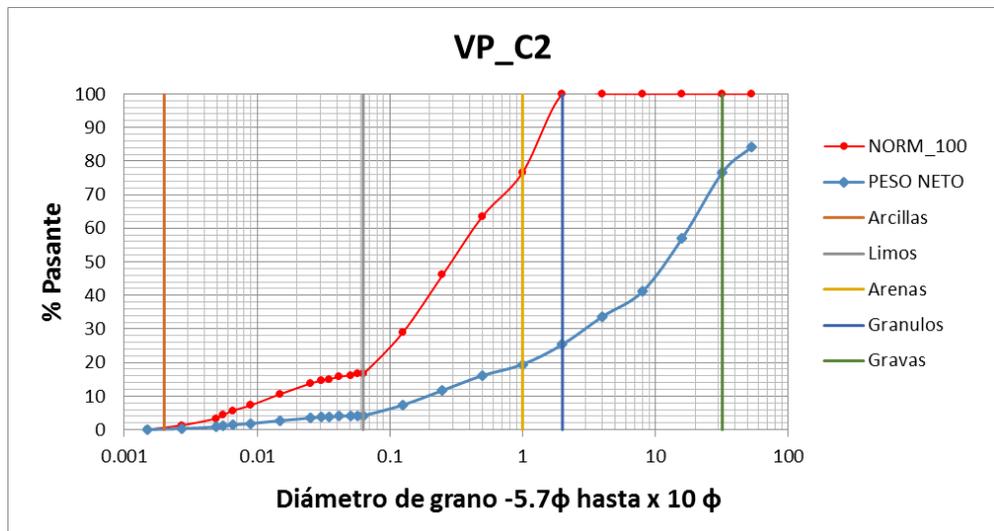
GH1



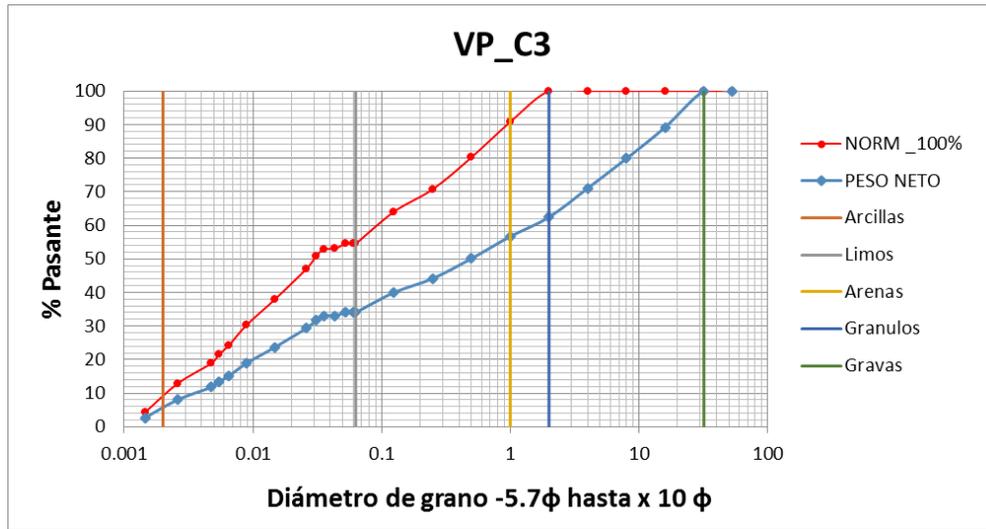
G4



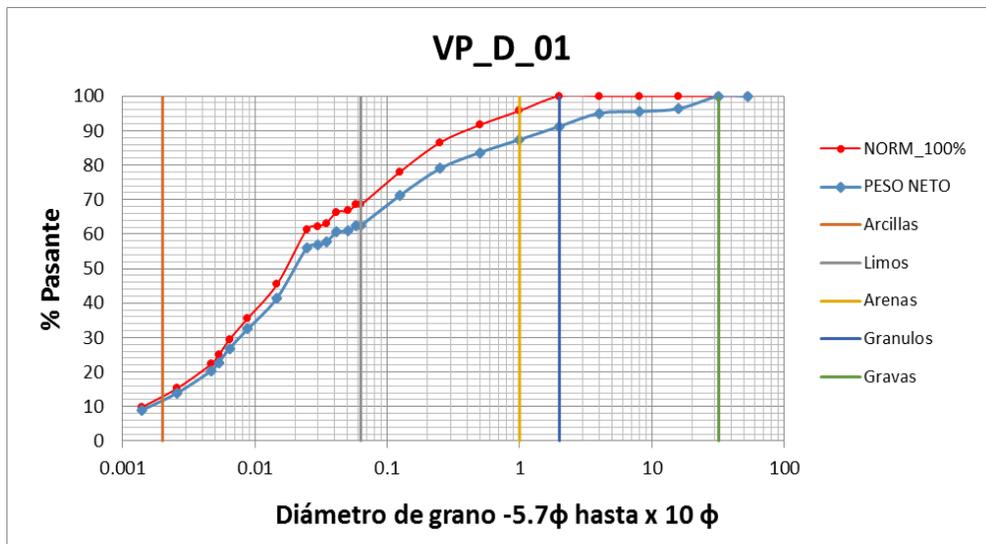
G5

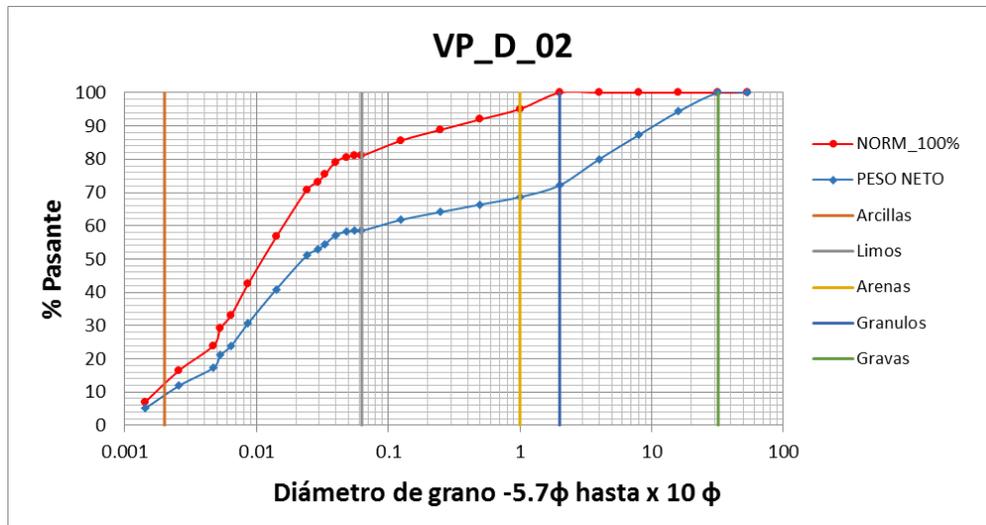


GH3

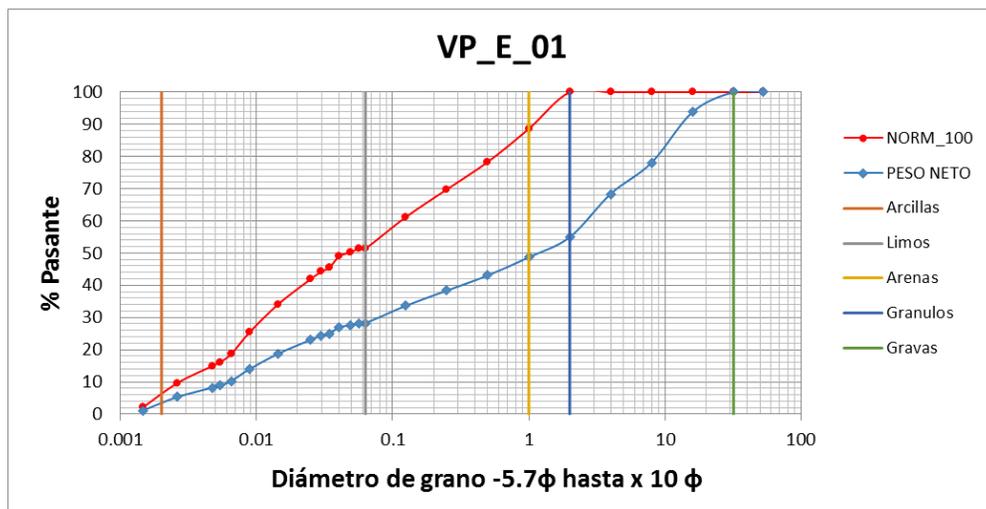


GH11

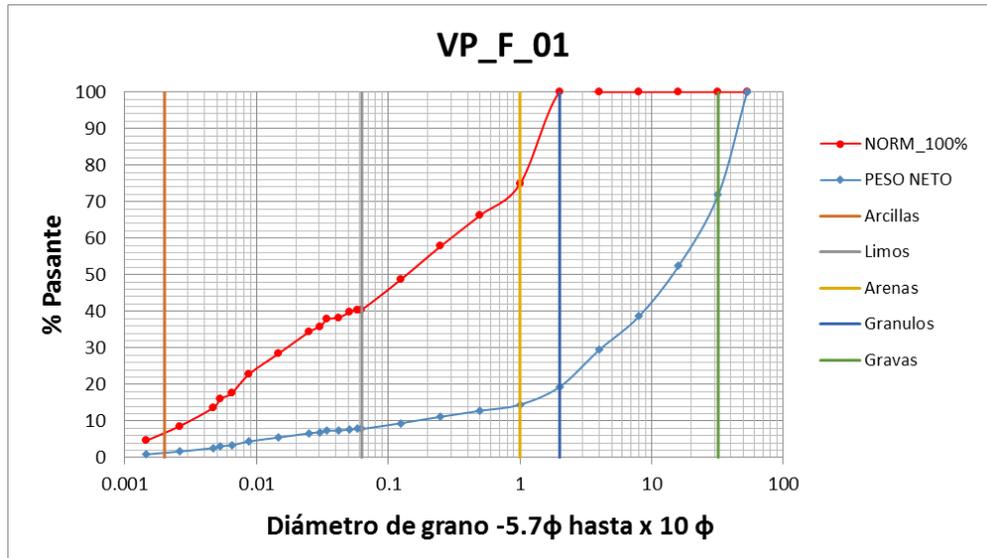




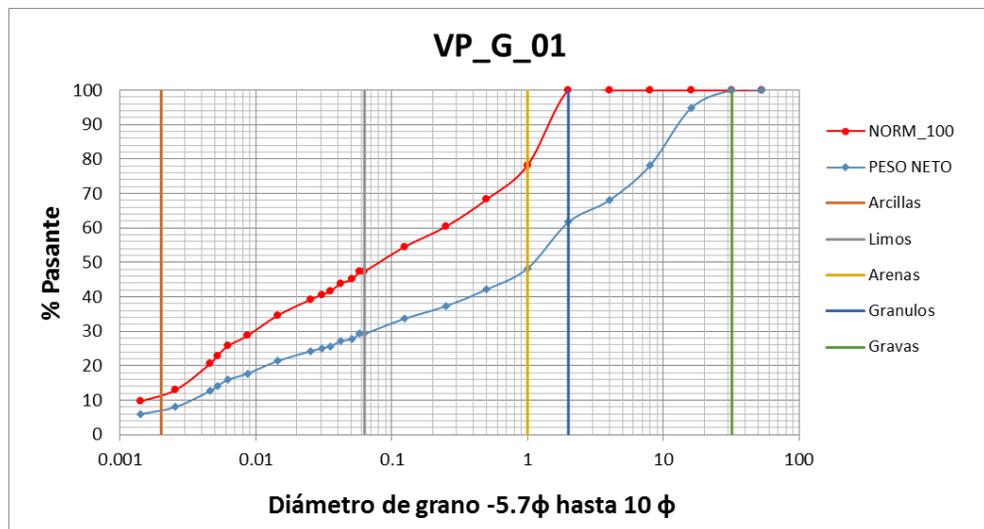
GH10

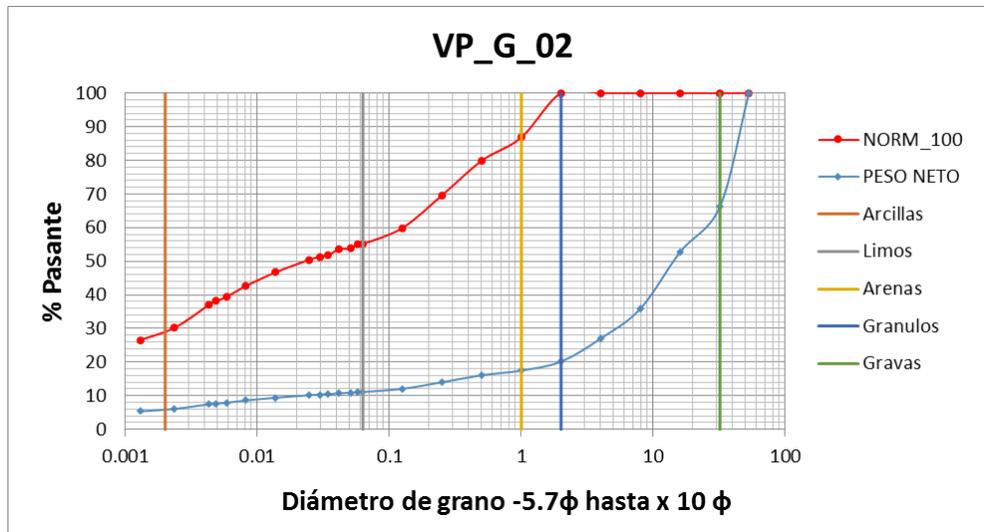


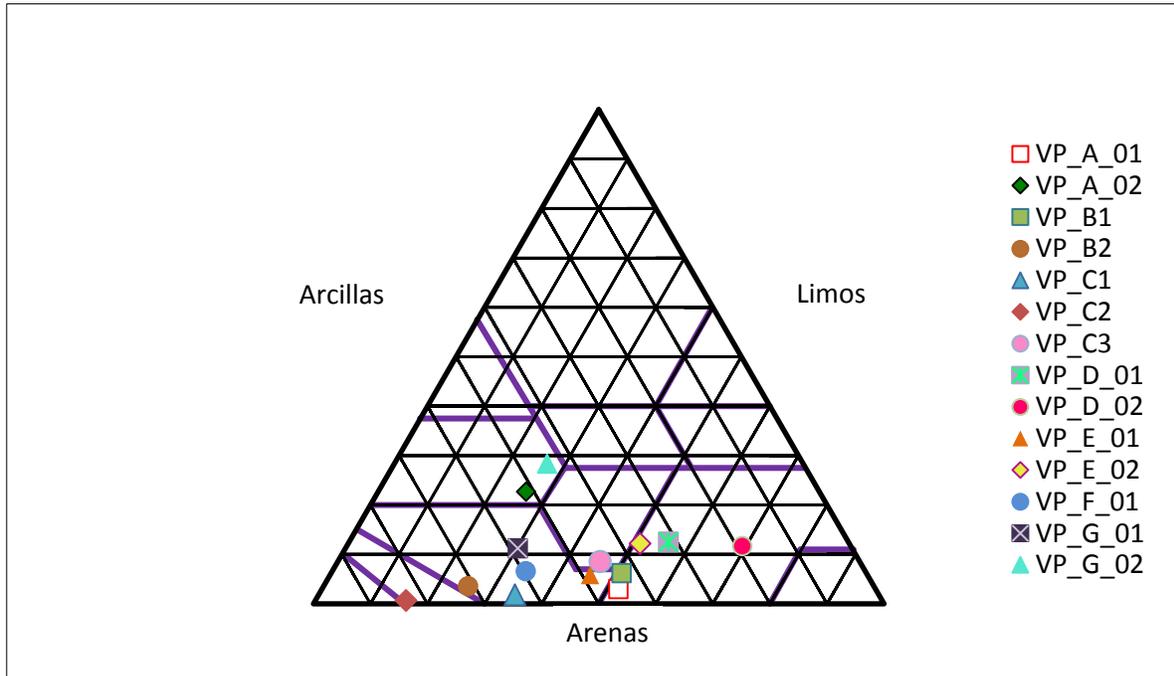
GHI2



GHI28





ANEXO 2: Diagrama triangular de texturas del suelo

ANEXO 3: Fotografías de los efectos de erosión hídrica en el área de estudio

Cabeceras de cárcava



Cárcavas





Deslizamientos de suelo



Testigos de erosión del suelo

