

Abanicos aluviales

Sitios

peligrosamente

seguros

Rubén I. Ayala O.
Alejandro A. Delgadillo S.
Gustavo A. Páez S.
Kuay K. Rodríguez R.



Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales
Universidad de Los Andes

Abanicos aluviales

Sitios

peligrosamente

seguros

**formas
procesos
evolución**

Una guía para
comprender
su definición
y dinámica natural

Rubén I. Ayala O.
Alejandro A. Delgadillo S.
Gustavo A. Páez S.
Kuay K. Rodríguez R.



ula
Instituto
de Geografía
y Conservación
de Recursos
Naturales

**Universidad de Los Andes.
Escuela de Geografía.
Instituto de Geografía y Conservación
de Recursos Naturales.**



Autoridades:

Rector

Mario Bonucci Rossini

Vicerrectora Académica

Patricia Rossenweig

Vicerrector Administrativo

Manuel Aranguren

Secretario

José María Andérez

Decano de la Facultad de Ciencias

Forestales y Ambientales

Darío Garay Jerez

Director de la Escuela de Geografía

Julio Quintero

*Director del Instituto de Geografía
y Conservación de Recursos Naturales*

Josué Humberto Araque Méndez



**ABANICOS ALUVIALES:
“SITIOS PELIGROSAMENTE SEGUROS”.
FORMAS, PROCESOS Y EVOLUCIÓN**

Primera edición: enero, 2023

© Rubén Ignacio Ayala Omaña

Publicaciones del Instituto de Geografía
y Conservación de Recursos Naturales

Serie: Cuadernos Geográficos
Mérida, Venezuela

Hecho el depósito de ley
Depósito Legal ME2020000098
ISBN 978-980-11-2009-4

Autores:

Rubén I. Ayala O. <https://orcid.org/0000-0002-2073-3426>

Alejandro A. Delgadillo S. <https://orcid.org/0000-0002-0633-7363>

Gustavo A. Páez S. <https://orcid.org/0000-0001-7882-6433>

Kuay K. Rodríguez R. <https://orcid.org/0000-0003-1234-9237>

Coordinación editorial:

Delfina Trinca Figuera

Producción editorial:

Rubén Ayala y Alejandro Delgadillo

Diseño editorial:

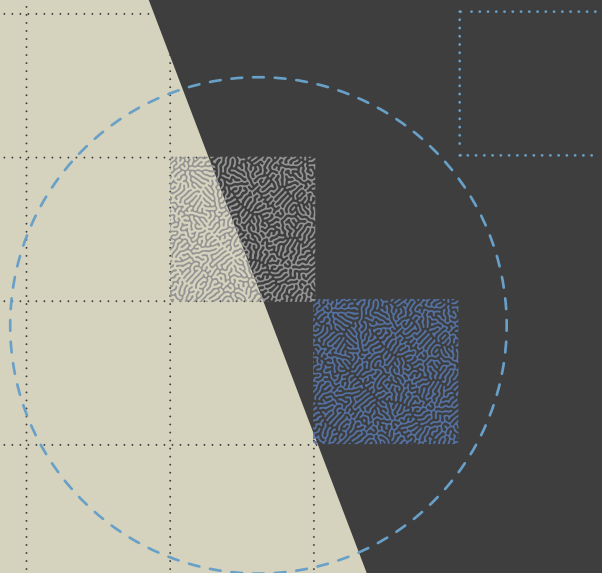
Reinaldo Sánchez Guillén

vandrakor@gmail.com

Prohibida la reproducción total o parcial de esta obra
sin la autorización escrita de los autores o editores.



*Un tributo a la memoria
de nuestros profesores
Carlos Enrique Ferrer Oropeza
y Marbella Dugarte Balza*



con te ni do

Los autores	8
Agradecimiento	10
Prefacio	11

CAPÍTULO 1

Consideraciones generales

Definición de términos

1.1. Aluvial	15
1.2. Cuenca hidrográfica	17
1.3. Abanicos aluviales, historia, definiciones y terminología	18
1.4. Torrente	32
1.5. Entorno climático donde se desarrollan los abanicos aluviales	33

CAPÍTULO 2

Rasgos morfológicos distintivos de los abanicos aluviales

2.1. Morfología de un sistema de torrente	35
2.2. Características geomorfológicas distintivas	37
2.2.1. La forma	37
2.2.2. La pendiente	40
Relación entre la pendiente del abanico y el área de la cuenca de captación	43
2.2.3. El área	44

CAPÍTULO 3

Origen, procesos y evolución de los abanicos aluviales

3.1. Causas de la depositación de los abanicos	47
3.2. Teorías acerca de la formación de los abanicos aluviales	48
3.3. Factores que intervienen en la formación de los abanicos	50
3.3.1. El factor climático	50
3.3.2. El factor tectónico	52
3.3.3. El factor topográfico	55
3.3.4. El factor litológico	55
3.3.5. Otros factores que inciden en la depositación de los abanicos	56
3.4. Procesos que operan en los abanicos aluviales	56
3.4.1. Procesos primarios (de alimentación o formación del abanico)	60
Inundaciones en manto (crecidas laminares)	61
Flujos gravitacionales	62
Crecidas / inundaciones “normales”	63
Flujos hiperconcentrados (crecidas / inundaciones de detritos)	65
Flujos de detritos (<i>debris flows</i>)	65
Torrentes de detritos (<i>debris torrents</i>)	66
Desplazamiento de cauces (deriva lateral y avulsión)	68
3.4.2. Sugerencias para la gestión de abanicos aluviales sensibles a la ocurrencia de flujos de detritos	70
3.4.3. Procesos secundarios o de remodelación	72
3.4.4. Otros procesos: represamientos y aludes sísmicos	73
Represamientos y rupturas de diques naturales	73
Aludes sísmicos	73

CAPÍTULO 4

Algunos casos de estudio localizados en los Andes centrales venezolanos

4.1. Abanico El Palón	78
4.2. Abanico de la quebrada El Barro	95
4.3. Abanico de La Toma	104
4.4. Abanico de La Mucuy	113
4.5. Sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida, Venezuela	120
Nuestra opinión al respecto: discusión	130
4.6. Abanico de Las Delicias	141

Referencias citadas	149
---------------------------	-----



Rubén I.
Ayala O.

Ingeniero Geólogo, Universidad de Los Andes (ULA) Mérida, Venezuela. Máster Universitario en Geología, mención Riesgos Geológicos, Universidad de Barcelona (UB) y Universidad Autónoma de Barcelona (UAB) Barcelona, España. Profesor Asociado, adscrito al Departamento de Geografía Física de la Escuela de Geografía de la ULA; área de conocimientos: Geología, Geomorfología y Riesgos Ambientales. Asignaturas dictadas en pregrado: Geología General, Geomorfología. Profesor de la Maestría en Gestión de Riesgos Socionaturales (Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales, ULA) dictando el módulo de Caracterización de Riesgos de Movimientos de Masa, en la materia Caracterización de Riesgos Geológicos. Jefe del Laboratorio de Geomorfología del Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales de la ULA, desde 2005 hasta 2013. Jefe de la Sala de Geología de la Escuela de Geografía de la ULA desde 2004 a 2009. Ha participado en diversos proyectos relacionados con: amenazas naturales y riesgos. Autor y coautor de varios libros. Colaborador en la realización de varios libros. Ha publicado varios artículos en revistas indexadas.



Alejandro A.
Delgado S.

Geógrafo mención Cum Laude, Universidad de Los Andes (ULA) Mérida, Venezuela. Magíster Scientiae en Manejo de Cuencas (ULA) Mérida, Venezuela. Máster Universitario en Hidrología y Gestión de los Recursos Hídricos de la Universidad de Alcalá (UAH) y Universidad Rey Juan Carlos (URJ) Madrid, España. Profesor Agregado, adscrito al Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales y al Departamento de Geografía Física de la Escuela de Geografía de la ULA; área de conocimiento: Hidroclimatología. Asignaturas dictadas en pre y postgrado: Meteorología, Hidrología, Gestión Integrada de los Recursos Hídricos, Diseño Hidrológico, Manejo del Recurso Agua, Climatología, Gestión de Riesgos Hidroclimáticos, Simulación Paramétrica, Simulación Hidrológica de Cuencas, así como Principios de Hidrología Básica e Hidrología Avanzada. Participación en diversos proyectos relacionados con: amenazas naturales asociadas con crecidas excepcionales y lluvias extremas, geomorfología aplicada, disponibilidad de aguas superficiales, morfometría de cuencas hidrográficas, susceptibilidad a movimientos de ladera, gestión de cuencas hidrográficas y riesgos socionaturales. Ha publicado varios artículos en revistas indexadas.



Gustavo A.
Páez S.

Geógrafo mención Cum Laude, Universidad de Los Andes (ULA) Mérida, Venezuela. Magíster Scientiae en Ordenación del Territorio y Ambiente (ULA-Venezuela) y Especialista en Análisis Demográfico (Centro Centroamericano de Población, Costa Rica). Profesor Asociado, adscrito al Departamento de Geografía Humana de la Escuela de Geografía de la ULA; área de conocimientos: Demografía y Geografía de la Población (pregrado) y de Estructura y Dinámica de la Población (postgrado). Profesor invitado en la asignatura Análisis Demográfico (Maestría en Desarrollo Urbano Local, ULA) y en el Taller en Gestión de Riesgos Socionaturales (Maestría en Gestión de Recursos Naturales, CIDIAT-ULA). Línea de investigación: ordenación del territorio y amenazas naturales, caracterización de vulnerabilidad socio-demográfica. Miembro investigador del Centro en Gestión Integral de Riesgos (CIGIR), de la Fundación para la Prevención del Riesgo Sísmico (FUNDAPRIS) y del Laboratorio de Ciencias Sociales (LACSO-Venezuela). Actual Coordinador de la Comisión de Actividades Académicas del Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales (IGCRN-ULA) y también vigente Coordinador del Observatorio Venezolano de Violencia Mérida (OVV Mérida, Venezuela). Ha sido autor y coautor de libros y diversos artículos publicados en revistas científicas especializadas.

Autores



Kuay K.
Rodríguez R.

Geógrafo mención Cum Laude, Universidad de Los Andes (ULA) Mérida, Venezuela. Magíster Scientiae en Gestión de Riesgos Socionaturales (ULA) Mérida. Profesor Agregado, adscrito al Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales y al Departamento de Geografía Física de la Escuela de Geografía de la ULA; área de conocimiento: Riesgos Ambientales (Geología, Geomorfología, Climatología e Hidrología). Profesor invitado en el módulo Caracterización de Amenazas y Procesos Geológicos de la asignatura Manejo y Evaluación de Riesgos Naturales (Maestría en Gestión de Recursos Naturales Renovables y Ambiente con énfasis en impacto ambiental, CIDIAT-ULA). Jefe de la Sala de Geología de la Escuela de Geografía de la ULA desde el año 2011 hasta la fecha. Participación en diversos proyectos relacionados con: gestión de riesgos socionaturales asociados a escenarios de diversas amenazas naturales. Ha publicado varios artículos en revistas indexadas.

agradecimiento

La evolución de una buena parte de las ideas que constituyen la esencia de este cuaderno geográfico, se debe a innumerables discusiones hechas a lo largo de varios años con el profesor Carlos Ferrer Oropeza (†) y la profesora Marbella Dugarte Balza (†) de nuestro departamento de Geografía Física e Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales (IGCRN) de la Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela, a quienes además les está dedicado este trabajo.

Oportunas observaciones en cuanto a la forma y a la redacción de este texto de carácter divulgativo, fueron realizadas por la profesora Delfina Trinca Figuera, editora de la *Revista Geográfica Venezolana*, quien además apoyó esta investigación desde sus inicios; de allí que le expresamos nuestro más profundo agradecimiento.

Todo el diseño, diagramación y montaje digital de este libro se debe al buen trabajo de Reinaldo Sánchez Guillén, a quien le agradecemos su dedicación, interés y apoyo para la realización de esta obra.

pre fa cio

por
los autores

Los abanicos aluviales (*alluvial fans*) constituyen una de las formas del relieve de mayor importancia en áreas montañosas y de piedemonte de la Tierra. Bien sea por las suaves pendientes que la mayoría de ellos ostentan, como por su cercanía, en algunos casos, a las fuentes de agua superficiales o a la disponibilidad de acuíferos, aunado a la presencia de suelos fértiles y a las facilidades que ofrecen para la explotación de grava y arena como materiales de construcción, estos depósitos son especialmente atractivos para la localización y el desarrollo de actividades humanas (Ferrer y Dugarte, 2009).

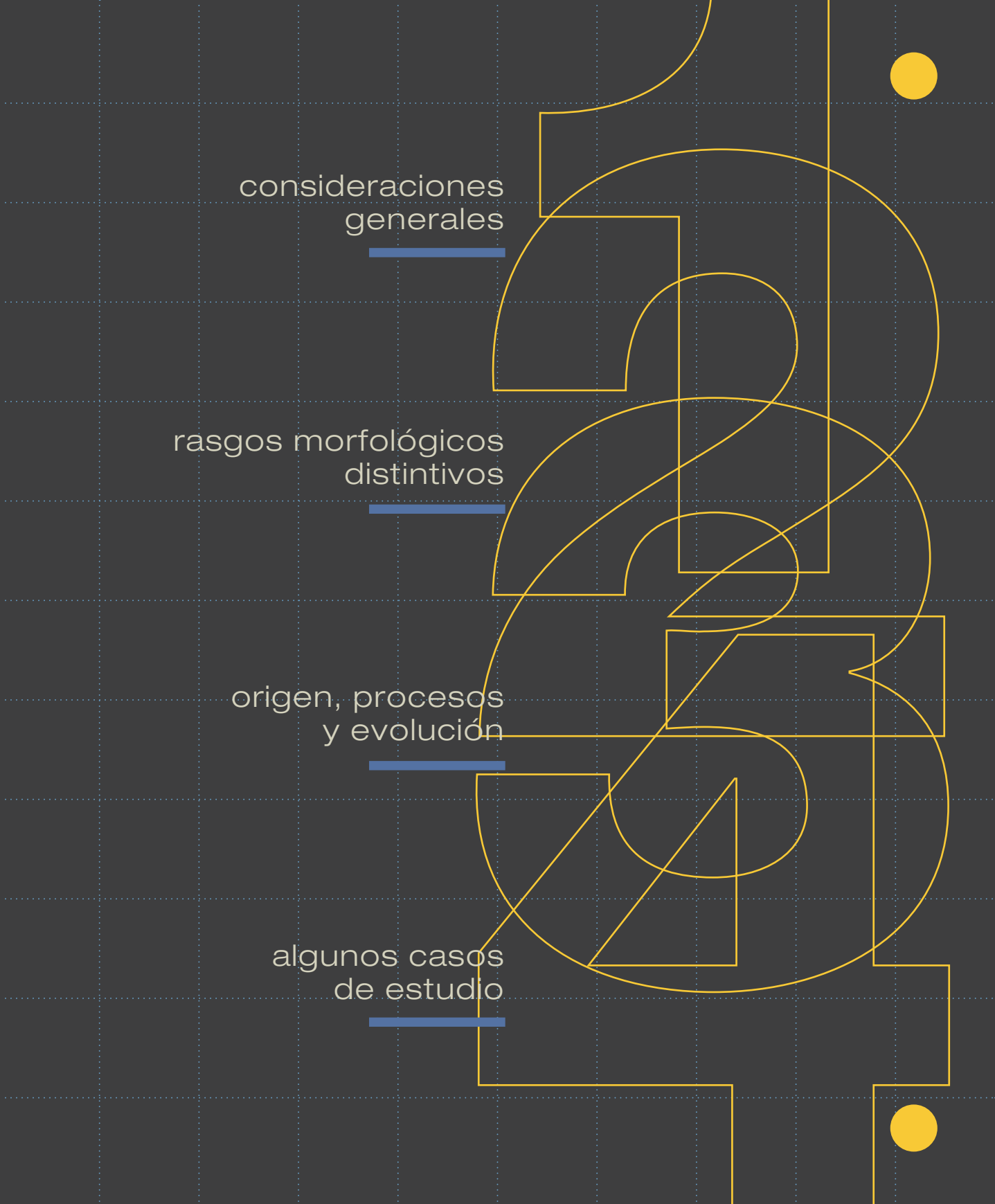
En el caso de Venezuela, la mayor parte de los asentamientos urbanos, tanto en valles intramontanos como en zonas piedemontinas, se emplazan precisamente sobre abanicos aluviales, cuyos mecanismos de origen pueden estar asociados con procesos fluviales o por una mezcla de movimientos de masa, entre los cuales destacan: los flujos hiperconcentrados y flujos de detritos/lodo. Estos últimos procesos geomorfológicos pueden ser altamente destructivos y la lenta dinámica de evolución asociada a los abanicos aluviales, en términos de escala de tiempo humano, hacen de estos elementos del relieve, sitios ‘peligrosamente seguros’ (Ferrer, 2000; 2001).

Como la mayoría de los fenómenos naturales que actúan en la dinámica terrestre, los citados procesos se repiten a lo largo del tiempo y presentan diferentes periodos de recurrencia, pudiendo ocasionar graves daños a la población, actividades económicas e infraestructuras asentadas en los sitios al alcance de ellos. Tal es el caso emblemático de las tragedias ocurridas en el litoral central de Venezuela, estado Vargas (el 15 – 16 de diciembre del año 1999); en Pueblo Llano (el 3 de junio de 2003) y en el valle del río Mocotíes (el 11 de febrero del año 2005 y el 23 de agosto de 2021) en los Andes venezolanos, solo por nombrar algunas.

Dichas tragedias causadas por eventos meteorológicos con efectos hidrogeomorfológicos, han sido ampliamente descritas y analizadas por Grases (2000), Brandes (2000), Ferrer (2000), Basabe *et al.* (2001), Muguerza (2001), Takahashi *et al.* (2001), Andressen y Pulwarty (2000), Audemard y Singer (2002), Aguirre *et al.* (2003); Ferrer (2005), Laffaille *et al.* (2005a-b); Laffaille (2005), López y García (2006), Ferrer *et al.* (2007), Dugarte y Ferrer (2007a-b-c), Ayala *et al.* (2007), Roa (2007), López (2010), Dugarte *et al.* (2015), Delgadillo (2014), Córdova y López (2015), Ayala (2017), entre otros. A partir de la ocurrencia de estos eventos se debe tomar conciencia de lo inestable de sistemas tan complejos como los aquí descritos, sometidos a la presencia de amenazas naturales que en conjunto con la vulnerabilidad pueden configurar escenarios de riesgos fácilmente detectables pero de difícil adaptación.

Los objetivos de esta obra se orientan a definir los conceptos básicos y las principales características geomorfológicas de los abánicos aluviales, así como reseñar los procesos más importantes que controlan los mecanismos de sedimentación y definen los cambios en el comportamiento de los cauces que conforman su red distributiva; todo ello con el fin de contribuir con la formación de los estudiantes que incursionan en este tema y facilitar la comunicación y discusión entre los profesionales del área.

Es por ello que en el capítulo 1 se hacen algunas consideraciones generales relacionadas con los depósitos aluviales y la terminología utilizada, especialmente en lo que respecta a las distintas definiciones de abánicos aluviales, su historia y el entorno climático donde se desarrollan. En el capítulo 2 se exponen sus características geomorfológicas distintivas. El capítulo 3 se dedica a desentrañar su origen (causas de depositación y teorías acerca de su formación), y los factores y procesos que intervienen en ellos; se pretende además proporcionar herramientas para identificar las amenazas que afectan de manera recurrente a los abánicos aluviales, haciendo especial énfasis en el papel que juegan dichos procesos y en la manera cómo éstos pueden convertirse en factores de riesgo. Para finalizar, el capítulo 4 está dedicado a mostrar algunos ejemplos de caso de ‘eventos’ que han dejado su huella en abánicos de la cordillera de Mérida, Venezuela.

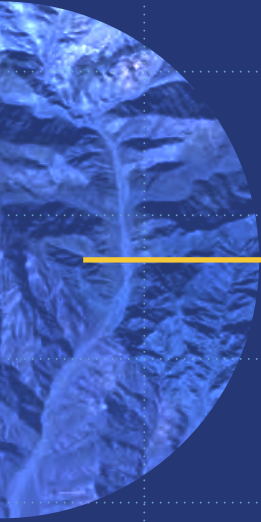


consideraciones
generales

rasgos morfológicos
distintivos

origen, procesos
y evolución

algunos casos
de estudio



consideraciones generales

definición de términos

1.1. Aluvial

Según el *Diccionario Geológico de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica* (INGEMMET) de la Universidad Nacional de Ingeniería de Perú (Dávila, 2011), el término ‘aluvial’ es usado para referirse a todo proceso o material relacionado con los mecanismos fluviales, por ejemplo, depósito aluvial, terraza aluvial, abanico y cono aluvial, entre otros. Otra definición se puede encontrar en el *Diccionario de Geología y Mineralogía* de la McGraw-Hill (Licker *et al.*, 2003) donde dicho término se define como relativo o consistente de aluviones o depositado por una corriente de agua. Así mismo, en dicho diccionario se entiende por ‘aluviación’ a la depositación de sedimentos hecha por un río. Como complemento de lo anterior el Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA: GCA (2007: 124) señala que el concepto de aluvial se refiere a la “*génesis de la forma de un terreno o depósito de material debida a la acción de las corrientes naturales de agua*”.

Sobre la base de estas definiciones se entiende que todo proceso o depósito que lleve el apelativo de ‘aluvial’ es llevado a cabo por corrientes de agua, ya sean de regímenes permanentes o intermitentes.

Los depósitos aluviales representan un importante componente del registro estratigráfico, ya que ellos albergan los más grandes yacimientos de recursos no renovables tales como petróleo, oro de placer y uranio. A manera de ejemplo, se puede señalar que muchos de los grandes yacimientos de crudo, tales como el de la bahía de Prudhoe (Alaska), Brent (Mar del Norte) y Daqing (China), ocurren en reservorios fluviales (Miall, 1992). En la cuenca oriental de Venezuela, la Formación Quiriquire, constituida por depósitos piedemontinos de abanicos aluviales conglomeráticos

(Regan, 1938; Borger, 1952), alberga los yacimientos del gran campo petrolífero de Quiriquire en el estado Monagas; en la misma cuenca oriental, la Formación Mercure, depositada en ambientes fluviales de canales entrelazados asociados con abanicos de rotura rellenando las áreas interfluviales (Gamero *et al.*, 2000), es una de las unidades productoras de petróleo y gas al oeste del “Área Mayor de Oficina” en Campo Guárico 13 (Mendoza, 2005). Un ejemplo de depósitos fluviales que albergan minerales como oro, uranio y diamantes, es el Súper Grupo Witwatersrand (Sur África). Yacimientos de uranio también se encuentran en el Súper Grupo Huronian (Ontario, Canadá) y en la Formación Morrison de la meseta de Colorado (EE. UU.). Además, muchos depósitos importantes de carbón son de origen fluvial, incluyendo parte de los carbones de Pensilvania al oeste de Virginia y Kentucky en Estados Unidos, y algunos carbones Terciarios de la cuenca occidental interior en Alberta (Canadá), Wyoming y Colorado (Miall, 1992). También se pueden citar los abundantes lechos de carbón de la Formación Marcelina de ambientes deltaíco-paludales al occidente de Venezuela, en la sierra de Perijá, que se explotan a cielo abierto en la mina Paso Diablo (Mendoza, 2005).

Los depósitos aluviales se forman cuando se desarrollan sistemas de drenaje fluvial en una cuenca subsidente, tanto en climas húmedos como semiáridos. Para que se forme una red de drenaje fluvial y su correspondiente sedimentación aluvial deben darse las siguientes condiciones: lluvia, una fuente de aporte de sedimentos y un área o cuenca de drenaje lo suficientemente extensa para acumular un caudal importante de agua. Estos depósitos además exhiben una amplia variedad de formas geométricas y de facies, lo cual depende de un conjunto de factores relacionados entre sí, tales como: el marco tectónico, la litología del área fuente de suministro, la pendiente, las tasas de aporte de sedimentos, el clima, el caudal y la morfología del canal. Todos los factores mencionados cobran particular importancia en las adyacencias de zonas con relieve topográfico elevado, a lo largo de fajas tectónicas donde las tasas de subsidencia son altas (Allen, 1999).

Los rellenos sedimentarios aluviales se presentan en todo tipo de marco tectónico y son indicadores sensibles de los tres principales factores o controles alogénicos (controles extracuenca) tales como tectonismo, cambios eustáticos del nivel del mar y los cambios climáticos. De fundamental importancia es la necesidad de reconocer la diferencia entre los controles aguas arriba y aguas abajo. Los controles aguas arriba incluyen el clima y la tectónica, que son los que ejercen mayor influencia en la formación de abanicos aluviales. El principal control aguas abajo es el cambio del nivel del mar, excepto en el caso de las cuencas interiores, donde la mayor influencia aguas abajo la ejerce, bien sea el nivel del borde tectónico sobre el que fluye el río en

el que desemboca o drena el curso hídrico principal de la cuenca, o el nivel de un lago en el que desemboca dicho curso (Miall, 1992); en ambos casos se habla de niveles base locales.

Los depósitos aluviales de gran espesor son comunes en marcos tectónicos activos, tales como cuencas antepaís (por ejemplo Canadá Occidental en Norteamérica, Venezuela en la parte más septentrional de América del Sur, y los Pirineos Meridionales (en Europa), cuencas de retroarco, cuencas de rift (mar del Norte, golfo de Suez) o cuencas transcurrentes (costa de California, EE. UU.). En ciertas cuencas que bordean cinturones orogénicos en proceso de levantamiento y donde la tasa de subsidencia es muy alta, los depósitos fluviales (aluviales) pueden alcanzar espesores de hasta 10 km (Allen, 1999).

1.2. **Cuenca hidrográfica**

Existen varias definiciones de cuenca hidrográfica, todas ellas similares: para Monsalve (2006), una cuenca hidrográfica es un área definida topográficamente, drenada por un curso de agua o sistema conectado de cursos de agua, de manera tal que todo el caudal efluente es descargado a través de una salida simple; mientras que Chow *et al.* (1994) la definen como una superficie que drena hacia una corriente en un lugar dado, donde la divisoria de aguas es una línea que separa la superficie de tierra cuyo drenaje fluye hacia un río determinado, de las superficies del terreno donde los desagües corren hacia otros ríos. Según Guevara y Cartaya (1991), es un área que desagua al punto común del sistema de drenaje y la divisoria es la línea que delimita dicha área.

Si se observa con atención las definiciones anteriores es posible entender que domina en ellas una concepción esencialmente hidrológica, ello se explica en parte por la influencia de los vocablos que dieron origen al concepto y al requerimiento de quienes más hicieron uso de la información: los hidrólogos (Ovalles y Méndez, 2011); de allí que conceptos más amplios de cuenca hidrográfica deben incluir otros elementos del medio físico, además de los ya mencionados, que forman parte de éstas, tales como: aspectos geológicos y geomorfológicos, la cobertura vegetal, la influencia de las precipitaciones regionales-locales y las salidas no solo de los caudales sino de la evaporación, los aspectos morfométricos, ecológicos, entre otros.

Otras definiciones, si bien destacan las nociones hidrológicas, también hacen hincapié en los aspectos geológicos-geomorfológicos, por ejemplo, Allen (1999) señala que una cuenca de drenaje o cuenca hidrográfica consiste en una región de la superficie terrestre que posee una red ramificada de canales fluviales que vierten las aguas

superficiales hacia un mismo punto del cauce principal que la drena, el cual coincide con su desembocadura, bien sea en un río principal, en un lago (nivel base local) o en el mar (nivel base regional), donde finalmente se acumulan los sedimentos en ambientes fluviales, marinos o lacustres. Para Ruiz (2001), las cuencas hidrográficas están delimitadas por zonas de relieve elevado que representan áreas de levantamiento tectónico llamadas divisorias de aguas desde donde inicia la escorrentía superficial hasta el cauce principal. Por el contrario, una cuenca sedimentaria se puede definir como toda depresión de la superficie terrestre apta para la acumulación de sedimentos. Las cuencas de drenaje también pueden actuar como cuencas sedimentarias.

Es importante señalar que aparte de los elementos o características biofísicas (físico-naturales), que prevalecen en los conceptos precedentes de cuenca hidrográfica, también interactúan en estos territorios atributos o aspectos sociales, económicos, culturales, político-institucionales y administrativos (Ovalles y Méndez, 2011) que se integran entre sí y que hacen que estos espacios geográficos sean unidades fundamentales para la planificación y gestión de sus recursos (Global Water Partnership, 2000), sujetas a cambios en la cobertura de la tierra, localización de actividades económicas e infraestructuras, la intervención y utilización de las aguas, los suelos, la vegetación y en general de sus recursos naturales; lo que a su vez puede influir en la inestabilidad de las mismas, debido a: *a*) la ocurrencia de crecidas excepcionales y movimientos de masa, *b*) procesos de disección (erosión), así como *c*) el incremento y disponibilidad de volúmenes de sedimentos que posteriormente pueden ser transportados y depositados en forma de rellenos aluvio-torrenciales como los aquí tratados.

1.3. **Abanicos aluviales, historia, definiciones y terminología**

Mucho se ha escrito sobre los abanicos aluviales (*alluvial fans*); según autores como Miall (2006) y Gutiérrez (2008), ya a finales del siglo XIX el conocimiento sobre la geomorfología de este tipo de depósitos estaba bastante avanzado, como lo sugieren algunas publicaciones relevantes (Drew, 1873; Gilbert, 1875; Geikie, 1882; McGee, 1897, entre otras). Tal como lo refieren Blair y McPherson (2009), fue precisamente Drew (1873: 445-447) quien aportó la primera descripción científica e ilustración sobre los abanicos aluviales en zonas desérticas, al describir las acumulaciones del valle del río Indo en los Himalaya occidentales de la India, de la siguiente manera:

Las acumulaciones a las cuales yo doy el nombre de “abanicos aluviales” son de gran prevalencia en Ladakh, y están entre las más resaltantes formas de depósitos superficiales. Estos son hallados en la boca de los barrancos (cañadas o gargantas) laterales donde ellos desembocan dentro de la planicie de un valle más amplio...el radio de los abanicos es de aproximadamente una milla de longitud; la pendiente del suelo a lo largo de estos radios (los cuales van en dirección de la pendiente mayor) es de cinco o seis grados. El abanico es propiamente un cono plano, teniendo un ápice en la boca de la garganta o barranco...el modo de formación no es difícil de trazar. Otorgando a la corriente del barranco lateral la cantidad de detritos que dé lugar a su acumulación, en lugar de una corriente que los denude, y existiendo tal relación entre el poder de acarreo del agua y el tamaño del material para permitir que este remanente permanezca en una pendiente marcada, tenemos ante nosotros todas las condiciones necesarias.

Miall (2006) y Gutiérrez (2008) señalan, además, que las primeras descripciones fueron posteriormente acompañadas por publicaciones de varios investigadores durante la primera mitad del siglo XX quienes se ocuparon de la génesis de los procesos de sedimentación de los abanicos y de su relación con la tectónica de placas (Tolman, 1909; Trowbridge, 1911; Blackwelder, 1928, 1931; Johnson, 1932). Sin embargo, fue durante la segunda mitad del siglo XX cuando este tipo de investigaciones tomó mayor relevancia con trabajos como los de Blair y McPherson (1994a-b); Blissenbach (1952, 1954); Bull (1963, 1964a-b-c, 1968, 1972, 1977); Colombo (1979, 1989); Denny (1967); Einsele *et al.* (1991); Einsele (1992); McPherson y Blair (1993); Miall (1978); Nilsen (1982, 1985); Rachocki (1981); Rachocki & Church (1990); Rust (1978); Schumm (1977); Yazawa *et al.* (1971); por mencionar algunos.

Entre algunas de las definiciones de “abanico aluvial” (*alluvial fan*) propuestas por diversos investigadores a partir de la segunda mitad del siglo XX y comienzos del siglo XXI se tienen brevemente las siguientes:

- Un abanico aluvial es un cuerpo de depósito de corrientes cuya superficie se aproxima a la forma de un segmento cónico que irradia pendiente abajo desde un punto donde la corriente abandona el área de montaña o de origen (Bull, 1968, 1977) el cual corresponde a su ápice (Fig. 1.1 y 1.2). Según este autor cada abanico es derivado a partir de un área fuente (área de captación o alimentación) que posee una red de drenaje que transporta los productos de la erosión (sedimentos) desde dicha área hasta el ápice del abanico a lo largo del canal de desagüe, denominado también canal de alimentación o

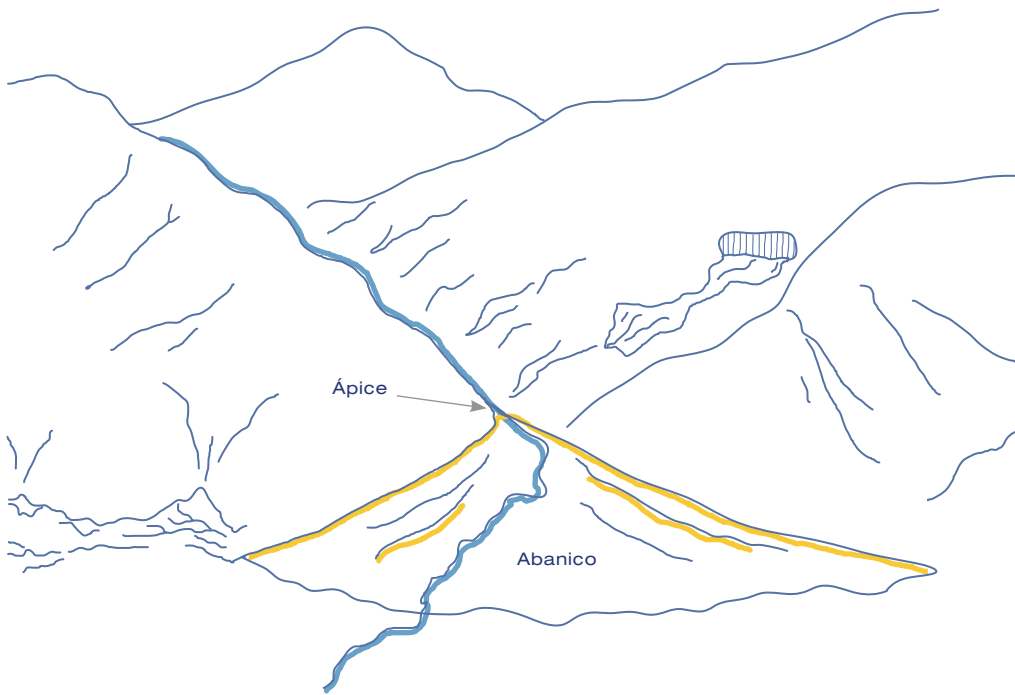


Fig. 1.1.

Abanico aluvial, cuya forma se asemeja al segmento de un cono y que se extiende aguas abajo desde su ápice.

MODIFICADO DE CHARLTON (2008)

corriente principal individual. Estos rasgos morfológicos distintivos de los abanicos serán tratados en detalle en el capítulo 2.

- En el Glosario de Geología (Bates y Jackson, 1987) aparece la siguiente definición de abanico aluvial: una masa, extendida, relativamente plana a ligeramente inclinada de material de roca suelta, con forma de abanico abierto o segmento de cono, depositado por una corriente (especialmente en una región semiárida) en el lugar donde un estrecho valle montañoso desemboca sobre un valle llano o ancho, también donde una corriente tributaria está cerca o en su confluencia con la corriente principal, así mismo, donde cesa bruscamente el estrechamiento de un valle o cuando el gradiente de la corriente disminuye repentinamente. Este depósito de materiales en forma de abanico es más escarpado cerca de la boca del valle donde su ápice apunta hacia aguas arriba, y se inclina suave y convexamente hacia afuera con un gradiente gradualmente decreciente.



Fig. 1.2.

Abanicos aluviales coalescentes (término que se define más adelante) de San Onofre, municipio Campo Elías, estado Mérida, Venezuela. Estos depósitos se ubican a unos 3 km al oeste de la ciudad de Ejido en los Andes centrales venezolanos. Se indican los ápices de los abanicos.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2015

- Según las definiciones de Nilsen (1982); Einsele (1992); Einsele *et al.* (1991) los abanicos aluviales son depósitos clásticos de geometría cónica que se desarrollan en zonas aledañas a los escarpes de los altos geomorfológicos (laderas montañosas), donde el aporte de sedimentos es considerable y las corrientes son confinadas a valles angostos que desembocan dentro de una cuenca adyacente.
- Miall (1992) define un “abanico”, como un sistema fluvial distributivo que se forma donde los ríos emergen de un valle montañoso confinado hacia el fondo de una cuenca, donde los canales ya no están confinados.
- Boggs (2006) señala que los abanicos aluviales son depósitos con formas gruesas cuya geometría se aproxima a un segmento de cono y exhiben un perfil convexo en sección transversal. Muchos de ellos tienen pendientes de depositación bastante pronunciadas.

- Para el PMA: GCA (2007: 121) es un “depósito de sedimentos en forma de abanico que normalmente se forma al pie de una ladera en la zona donde la corriente de agua emerge de un frente montañoso. Esta forma suele obedecer al cambio de pendiente entre la superficie a lo largo de la cual se desplaza el material y la del terreno en la que se deposita, o al cambio donde un valle confinado se ensancha”.
- Según Gutiérrez (2008) los abanicos aluviales resultan de la sedimentación en la zona de desagüe de una cuenca de drenaje con material detrítico procedente de la excavación de la misma, posteriormente los flujos hídricos y de sedimentos se concentran en la zona inferior de la cuenca a través del canal de desagüe del abanico, y más tarde pueden alcanzar el frente montañoso explayándose mediante un proceso de flujo no confinado, depositando su carga debido a la fuerte reducción de la pendiente y la disminución de la velocidad de flujo, permitiendo así construir el abanico aluvial.
- Blair y McPherson (2009) definen los abanicos aluviales como geoformas cónicas resaltantes, comúnmente desarrolladas cuando un canal emerge de una cuenca montañoso a un valle adyacente.
- Según Ferrer y Dugarte (2009) un abanico aluvial puede ser definido como un depósito de materiales que han sido transportados y acumulados, bien sea por procesos fluviales o por una mezcla de movimientos de masa del tipo flujo de detritos/lodo o torrentes de detritos. Morfológicamente se caracteriza por formar un segmento en forma de cono que se distribuye de forma radial desde su salida del macizo montañoso hasta las zonas más planas.

Es evidente, tal como lo menciona Miall (1992), que los abanicos aluviales han sido ampliamente reconocidos por sedimentólogos y geomorfólogos, pero el uso de los términos puede resultar algo confuso. Es por esto que Ferrer y Dugarte (2009), señalan que la precisión conceptual constituye el primer paso para entender los mecanismos de los procesos que dan lugar a este tipo de depósitos sedimentarios.

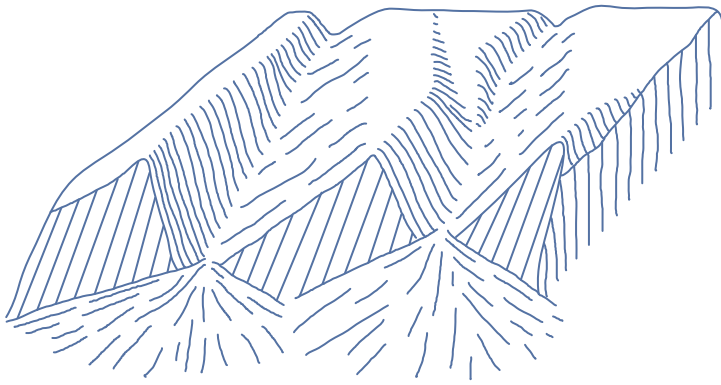
Al respecto, Miall (1990: 345) sugirió que: “el término abanico aluvial se puede usar para cualquier sistema fluvial no marino y no lacustre cuya red de canales sea distributaria (distributiva) en lugar de tributaria”.

Sobre la base de las definiciones anteriores, debería quedar claro que los términos “abanico aluvial” y “abanico fluvial” se incluyen en una misma categoría, “la de abanicos aluviales” ya que son depósitos sedimentarios transportados y acumulados por cursos hídricos, independientemente del perfil longitudinal que presenten estos últimos o de su tipo de régimen (permanente o intermitente).

En contraste con la afirmación anterior, y tal como lo señala Miall (2006), se debe acotar que Weissmann *et al.* (2005) propusieron el uso del término: “abanico fluvial” para referirse a depósitos que están formados en esencia por procesos fluviales perennes, y así diferenciarlos de aquellos que son dominados por procesos de flujos de detritos (*debris flows*) o por procesos de inundaciones en manto (*sheetfloods*), a los que catalogaron simplemente de abanicos aluviales. En este sentido, Stanistreet y McCarthy (1993) denominaron a los abanicos fluviales como abanicos “*losimean*”, término derivado de las abreviaturas en inglés “*low sinuosity meandering*”, (baja sinuosidad meandriforme) para referirse a abanicos de canales trenzados (entrelazados).

En otro orden de ideas, cuando varios abanicos aluviales individuales que se desarrollan a lo largo de un frente de montaña, crecen lateralmente y se unen, se habla de abanicos coalescentes (*alluvial fans coalescing*) (Charlton, 2008). En su estudio sobre los abanicos aluviales, Tolman (1909) introdujo el término “bajada” para referirse a abanicos coalescentes que se encuentran al pie de los frentes de montaña para formar una rampa inclinada de sedimentos (Miall, 2006; Charlton, 2008) tal como se observa en las Fig. 1.2 y 1.3a-b.

Este término fue utilizado posteriormente por otros investigadores, entre los que destaca Eckis (1928). Las bajadas contrastan con los pedimentos o glaciares tallados en la roca. De acuerdo al modelo de evolución del paisaje de King (1972), que representa una amalgama entre los puntos de vista de Davis (1905) y Penck (1953), los levantamientos orogénicos episódicos dan lugar, tanto al desgaste como al retroceso de los frentes de montaña, con la retirada paralela de los taludes, lo que conduce a la formación de pedimentos que se unen para formar superficies de aplanamiento o penillanuras a través del proceso llamado peneplanación (Goudie, 2006; Dávila, 2011). Estas superficies son cubiertas posteriormente por capas de sedimentos ligeramente inclinadas que se encuentran delimitadas en su parte superior por vertientes abruptas y en su parte inferior por sectores planos (Vivas, 1992), razón por la cual Lecce (1990) sostiene que los abanicos coalescentes “bajada” son frecuentemente confundidos con los pedimentos (*glacis*), no obstante, los abanicos son distinguibles por sus características depositacionales, mientras que los pedimentos (*glacis*) son geoformas erosivas. En los Andes venezolanos algunos cultivos se ubican sobre *glacis* (pedimentos) cubiertos por sedimentos, que en todo caso se tratan de formas asociadas con un gran número de cauces intermitentes (*rills*) que drenan a secciones piedemontinas de un frente montañoso, bien sea intermontano o intramontano, de allí que son frecuentes en algunas áreas del páramo andino venezolano (Ferrer, 1999b).



a

b



Fig. 1.3.
a- Abanicos coalescentes. Modificado de Billings (1963). **b-** “Bajada” en el Valle de La Muerte, California, EE. UU. Nótese los canales activos en colores más claros y los interfluvios más oscuros.

FOTOGRAFÍA POR MARLI MILLER; EN HUGGETT (2011)

Por otra parte, existe en la literatura una cierta tendencia a citar el término “cono aluvial” o “cono de deyección” (Ferrer y Dugarte, 2009) para referirse a abanicos aluviales en general, por ejemplo, Knopf y Kirk (1918) usaron el término cono de deyección como sinónimo de “abanico aluvial”; sin embargo, Ferrer y Dugarte (2009) señalan que los términos ‘cono aluvial’, ‘cono de deyección’, ‘cono de detritos’ o ‘abanico de detritos’ (Fig. 1.4a-b), se refieren a una clase específica de abanicos aluviales, más pequeños y más escarpados que el resto de los abanicos, con pendientes mayores a 20° (36,4 %).

Estos autores, agregan además que los conos de deyección son formados conjuntamente por procesos fluviales y gravitacionales (movimientos de masa); siendo estos últimos procesos, típicos de los “conos de talud” o “conos de detritos” (Bull, 1963, 1968, 1977), como también se les llama. Con frecuencia estos depósitos de dimensiones reducidas o modestas pueden ser identificados también como “abanicos de detritos” o simplemente “conos” y suelen estar controlados por procesos relacionados con flujos de detritos.



Fig. 1.4a.

Conos de deyección o abanicos/ conos de detritos coalescentes en la Vega de La González (Bolsón semiárido de Lagunillas de Urao, estado Mérida, Venezuela). Obsérvese los pequeños conos (resaltados en blanco) que se están formando en la parte distal de los conos del centro y la derecha, otorgándoles un patrón telescópico o segmentado.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2016

Fig. 1.4b.

Vista ampliada del cono de deyección/abanico de detritos central de la Fig. 1.4a. Vega de La González (Bolsón semiárido de Lagunillas de Urao, estado Mérida, Venezuela). Se puede observar el perfil transversal convexo (cóncavo hacia abajo) en su parte distal, que ha sido cortada por el río Chama.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: K. RODRIGUEZ, 2017



Cuando los conos de deyección obedecen a la depositación de materiales removidos por gravedad, como en el caso de movimientos de masa del tipo caídas (derrumbes), estos depósitos de pie de talud, reciben los nombres de: abanico coluvial “*colluvial fan*” o cono de detritos “*debris cone*” (PMA: GCA, 2007); llamados también conos de talud (Fig. 1.5 y 1.6).

En algunas ocasiones los abanicos aluviales comienzan a ser depositados antes de abandonar el frente de montaña, en valles confinados por vertientes rocosas que restringen su explayamiento. Una vez depositados estos abanicos, son luego cortados o disectados por la misma corriente que los construyó, y algunos autores (Howard, 1959; Ono, 1990) utilizan el término “abanico-terrace” en inglés “*fan-terrace*” para referirse a ellos.



Fig.1.5.

Abanico coluvial o cono de talud en esquistos de la Asociación Cerro Azul, vía trasandina entre Barinitas y La Mitisús, cerca del sector El Celoso, estado Barinas, Venezuela.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2019

Fig. 1.6.

Abanico coluvial o cono de talud en filitas y esquistos de la Asociación Tostós. Sector Llano El Anís, estado Mérida, Venezuela.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR:
R. AYALA, 2016



De acuerdo a Ono (1990) cuando parte de la superficie de estos abanicos ha sido disectada y se han creado dos o más niveles con formas tabulares cuyos ejes longitudinales son paralelos a la corriente o canal de desagüe, se dice que se encuentran terracedos (Fig. 1.7 y 1.8). La diferencia de elevación entre la superficie del abanico aluvial cortada y el lecho del río puede variar desde pocos a varias decenas de metros.

De tal manera, los abanicos-terracea se extienden o continúan corriente arriba hasta mezclarse con las terrazas del río, y también se propagan desde el área del abanico, corriente abajo. En tales casos, según Howard (1959), el nivel más alto, corresponde generalmente a una superficie de relleno de terraza aluvial como lo indica la letra F de la Fig. 1.7.

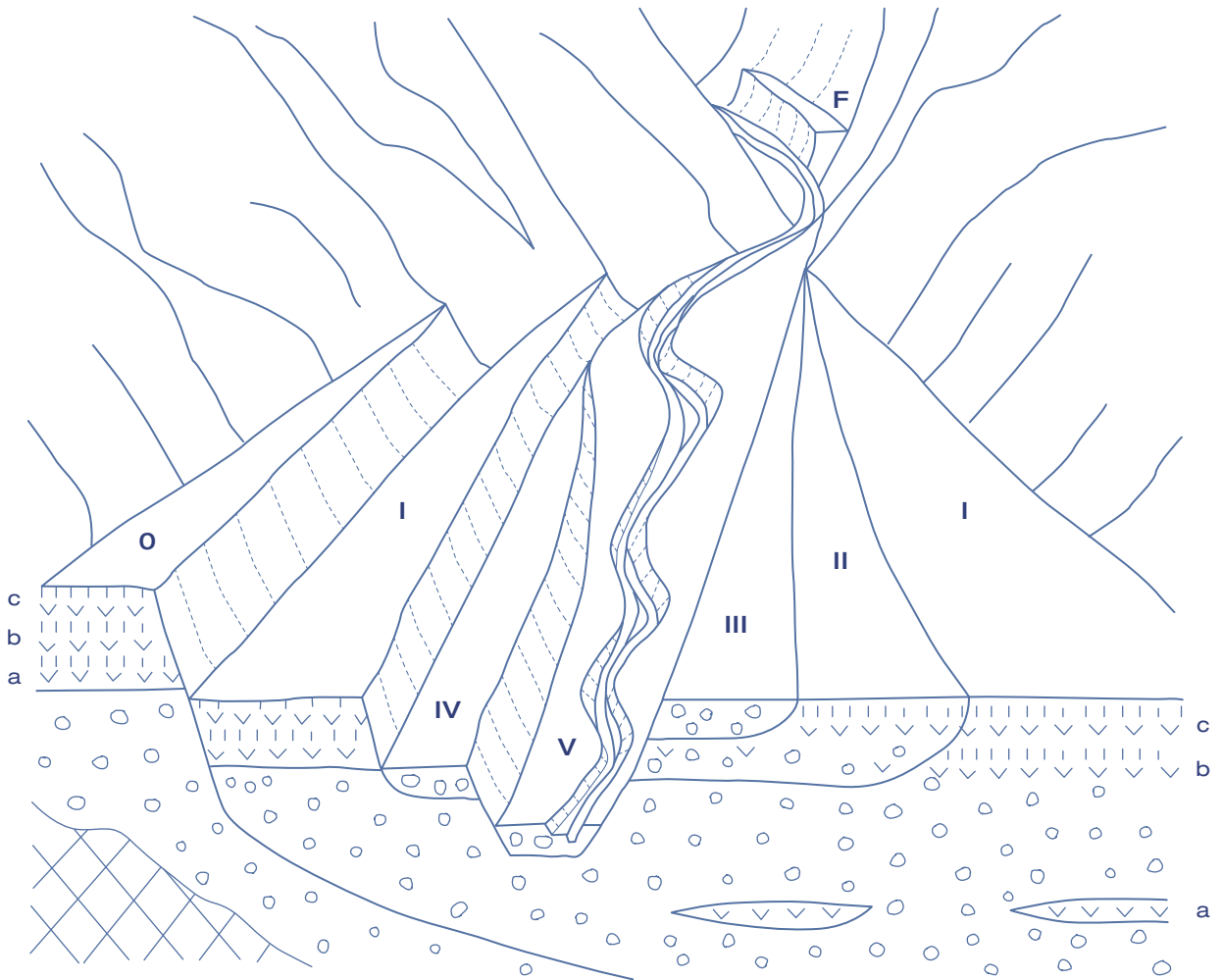


Fig. 1.7.

Diagrama esquemático de un abanico-terracea (*fan-terrace*) en el valle Ina, de la llanura de Tokachi, Japón: **O**- superficie de abanico aluvial más antigua. **I**- superficie de abanico aluvial que corresponde a la máxima extensión del abanico durante la última edad glacial. **II**- superficie de abanico aluvial glacial tardío. **III**- superficie de abanico aluvial glacial-Holoceno tardío. **IV** y **V**- superficies de terrazas aluviales del Holoceno. **F**- relleno de terraza aluvial aguas arriba en el valle. Adicionalmente, las letras **a**, **b** y **c** se refieren a tefras intercaladas con ceniza volcánica y gravas de abanico aluvial.

TOMADO DE: ONO, 1990

En el caso de los Andes venezolanos, existe una estrecha relación entre las fluctuaciones paleoclimáticas del Cuaternario y la conducta hidrológica-hidráulica y geomorfológica de ríos y quebradas, así como la respuesta dinámica de las vertientes en cuanto a aporte de materiales se refiere (Ferrer, 1999b).

De acuerdo al modelo de Garner (1959), durante el retroceso de los glaciares, que a su vez es indicativo de sucesivas tendencias de recalentamiento, aumentan las condiciones de humedad, incrementando los volúmenes de sedimentos (que podrían ser entre 10 y 20 veces mayores al promedio anual de erosión actual); por el contrario durante el avance de los glaciares existe un predominio de climas áridos y semiáridos, con la respectiva disminución del aporte de materiales y el incremento de la incisión, lo cual explicaría la presencia de abanicos-terrazas escalonados en los valles andinos (Ferrer, 1999b), tal es el caso del abanico-terrace del río Pueblo Llano (Fig. 1.8 y 1.9), el abanico-terrace de la quebrada La Toma (Fig. 3.5, Cap. 3; Fig. 4.34 y 4.35 a-b, Cap. 4) y el abanico de la quebrada La Mucuy (Fig. 4.37 y 4.38, Cap. 4).



Fig. 1.8. Abanico-terrace del río Pueblo Llano en su confluencia con el río Santo Domingo, cerca de la represa José Antonio Páez, sector La Mitisús, estado Mérida, Venezuela. Fotografía tomada antes de la tragedia de Pueblo Llano ocurrida el 03-06-2003. Dado que una interpretación precisa requiere de análisis fotogramétrico y trabajo de campo exhaustivos, solo se realizó una interpretación aproximada del orden cronológico de los niveles depositacionales. La nomenclatura utilizada acá para referirse a ellos se basa en la propuesta por Schubert y Vivas (1993) y Ferrer y Laffaille (1998) con algunas modificaciones, que de manera referencial sería la siguiente: Qat1 (superficie de abanico-terrace más antigua; Pleistoceno temprano). Qat2 (superficie de abanico-terrace del Pleistoceno medio). Qat3 y Qat4 (superficies de abanico-terrace del Pleistoceno tardío). Qaa4 (abanico aluvial del Holoceno Temprano). Qar (aluvión reciente). Se debe resaltar que, a los efectos de esta obra, la simbología para referirse a abanicos aluviales: Qaa y Qab, son análogas y se utilizan de manera indistinta.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: C. FERRER, 2002

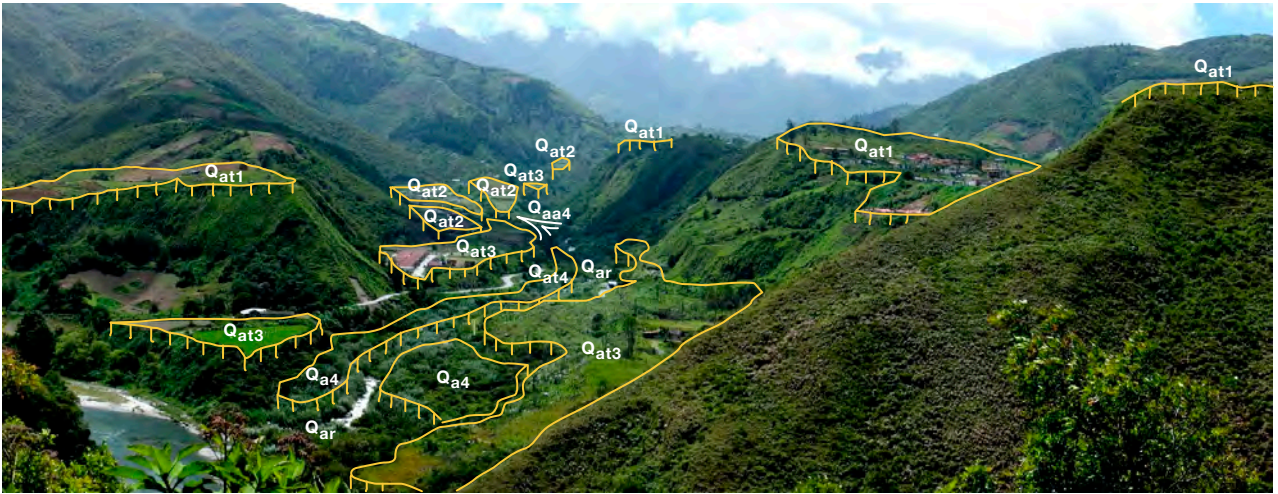


Fig. 1.9.

Abanico-terracea del río Pueblo Llano en su confluencia con el río Santo Domingo, cerca de la represa José Antonio Páez, vista desde otra perspectiva. Sector La Mitisús, estado Mérida, Venezuela. La interpretación y nomenclatura utilizadas son las mismas de la fotografía 1.8.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2019

Estos procesos de relleno y corte son responsables en gran medida de la configuración actual de muchos de los depósitos de los valles intramontanos andinos.

Por otra parte, el término “abanico terminal” ha sido usado por autores como Mukerji (1976), Friend (1978), Parkash *et al.* (1983) entre otros, para referirse a un sistema de abanico de grano fino depositado en ambientes áridos por flujos efímeros que se infiltran y se disipan en el sustrato en sus partes distales.

En otro orden de ideas, vale la pena recalcar que las dos formas de terreno más comunes compuestas por aluviones son los abanicos aluviales y los deltas. Generalmente ambos son de forma similar y se depositan esencialmente por la misma razón: una pérdida abrupta de competencia en una corriente fluvial. La principal distinción entre ellos es que los abanicos aluviales se depositan en tierra mientras que los deltas (Fig. 1.10) se depositan dentro de un cuerpo de agua.

En realidad, un delta o abanico-delta (*fan delta*) como también es llamado en la literatura: se trata de un abanico aluvial que progresa directamente dentro de un cuerpo de agua (Nemec y Steel, 1988). Para la mayoría de los especialistas los términos abanico aluvial (*alluvial fan*) y abanico-delta (*fan delta*) hacen alusión a geoformas compuestas por sedimentos de grano grueso depositados por una red de canales entrelazados. Es por ello que existe una tendencia entre los geólogos a usar dichos



Fig. 1.10.
Delta en forma de “pata de gallina” (forma típica de deltas dominados por corrientes fluviales), depositado por la quebrada Mucubají. Laguna Mucubají, estado Mérida, Venezuela.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2016

términos en un sentido descriptivo para cualquier unidad conglomerática antigua depositada en el margen de una cuenca, de allí la evolución hacia el término fanglomerado (Miall, 1992).

Sin embargo, es conveniente destacar que los abanicos aluviales pueden presentar mayor pendiente, mientras que en los deltas estas son menores y, en muchos casos, relativamente planas, sobresaliendo pocos metros por encima del nivel del mar o lago en el cual se formaron (Tarbuck y Lutgens, 2010).

Buenos ejemplos de aplicación dedicados al análisis y evaluación de los abanicos deltaicos o deltas en forma de abanicos (*fan deltas*), se pueden encontrar en Wescott y Ethrige (1990) y Wescott (1990).

A manera de corolario, y a los efectos de esta obra se establece entonces, que el término “abanico fluvial” se incluye dentro de la categoría de abanicos aluviales, es decir, es un tipo de abanico aluvial depositado por corrientes de régimen perenne o permanente, donde los procesos fluviales dominan por encima de los procesos de flujos de detritos; y que dicho término es utilizado por algunos autores para di-

ferenciarlo de los demás tipos de abanicos aluviales. Queda claro también que un cono de deyección, cono aluvial o cono/abanico de detritos, como también suele nombrarse, es un tipo de abanico aluvial con el mismo significado morfológico, pero cuyo significado genético, a pesar de ser depositado por los mismos procesos (fluviales y gravitacionales) que el resto de los abanicos aluviales, difiere, ya que estos son formados por torrentes cuyas pendientes son mayores y donde los procesos gravitacionales (especialmente los flujos de detritos y las caídas de roca y suelo) dominan sobre los demás.

1.4. **Torrente**

Existen en la literatura múltiples definiciones del término torrente, propuestas por ingenieros forestales, civiles e hidráulicos, geólogos, geomorfólogos, geógrafos e hidrólogos, pero éstas escapan a los alcances de esta obra.

Aclarado lo anterior, se tiene que, un “torrente” es el tipo de canal fluvial responsable de la depositación de un gran número de abanicos, y es definido por Eisbacher y Clague (1984: 14) como... “un curso que atraviesa terrenos montañosos de elevada pendiente, que puede tener un régimen bien sea intermitente o perenne, el cual se caracteriza por presentar caudales esporádicos y violentos que desencadenan en flujos de detritos”.

Martín Vide (2003) afirma que, la pendiente establece la diferencia más importante en lo que se refiere al régimen hidráulico de un canal fluvial. Los ríos torrenciales tienen pendientes mayores al 1,5%, mientras que los “torrentes” exhiben pendientes mayores al 6%. Además, este autor agrega que un torrente se diferencia de un río por su morfología, hidrología y régimen hidráulico.

De acuerdo a su morfología, un sistema de torrente consiste de tres secciones (**Fig. 1.11**) bien diferenciadas: una sección superior (cuenca de recepción, captación o alimentación); una segunda parte o canal de desagüe (torrente); y la sección donde se forma o deposita el abanico. Estas secciones serán descritas a detalle en el Capítulo 2.

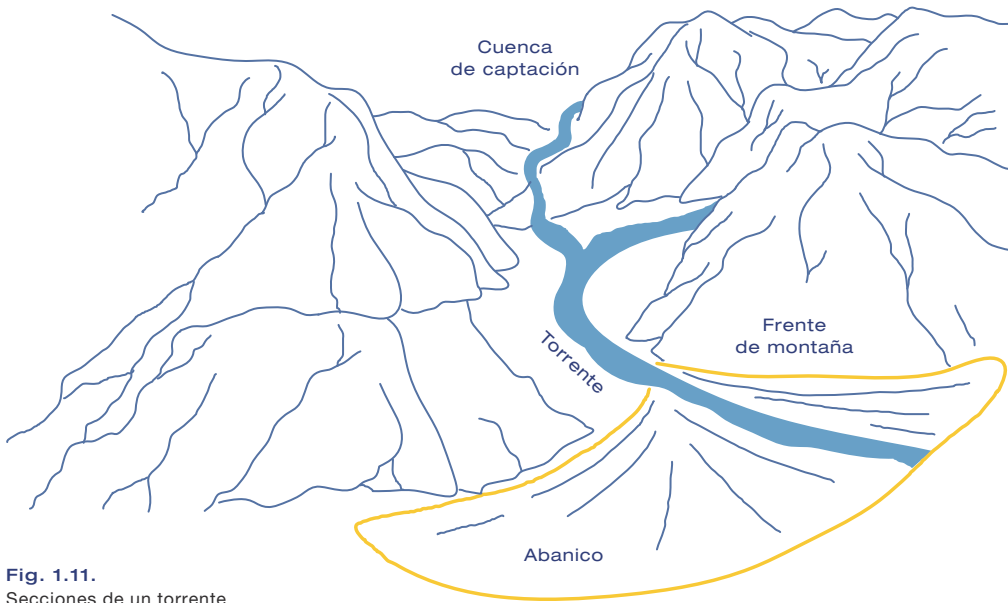


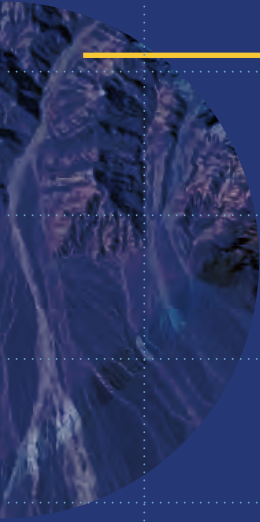
Fig. 1.11.
Secciones de un torrente.
SEGÚN LUSTIG, 1965

1.5. Entorno climático donde se desarrollan los abanicos aluviales

Los abanicos aluviales como elementos distintivos del relieve han sido ampliamente reconocidos como uno de los principales rasgos geomorfológicos en regiones montañosas áridas y semiáridas (Beaty, 1990). No obstante, tal como lo sostiene Lecce (1990), se pueden formar en ambientes húmedos tropicales, subtropicales, árticos y alpinos. Ayala (2006) corrobora esta afirmación al señalar que los abanicos pueden formarse también en regiones montañosas húmedas donde las lluvias caídas a lo largo del año pueden alcanzar importantes láminas, alturas o profundidades; y donde la severidad de las pendientes de las laderas es elevada y el grado de alteración y fracturación de las rocas que las conforman es alto. Asimismo, Boggs (2006) afirma que, en el presente, éstos ocurren en regiones áridas o semiáridas con escasa vegetación, donde el transporte de sedimentos actúa con poca frecuencia, pero con gran violencia durante tormentas repentinas; sin embargo, también pueden formarse en áreas más húmedas donde las lluvias son considerables.

Blair y McPherson (2009) sintetizan lo dicho en los párrafos anteriores al mencionar que, aunque están presentes en quizás todos los climas globales, los abanicos aluviales de los desiertos han sido los más estudiados debido a su excelente exposición y fácil acceso.

págs. 34 — 45



rasgos
morfológicos
distintivos
de los
abanicos
aluviales

CAPÍTULO

2



2.1. Morfología de un sistema de torrente

Algunos autores utilizan el término sistema fluvial para referirse a ríos con régimen permanente que poseen cuencas grandes, y reservan el nombre de “torrente” para un sistema a pequeña escala y de régimen intermitente; sin embargo, no todos los torrentes son intermitentes.

Según autores como Eisbacher y Clague (1984); Martín Vide (2003) y Ferrer y Durgarte (2009), desde el punto de vista morfológico, los sistemas fluviales correspondientes a regiones montañosas, al igual que los sistemas de torrentes, presentan tres sectores bien diferenciados, como se observa en la **Fig. 2.1**: *a*) una sección superior de tipo contributivo que corresponde a la cuenca de captación o cuenca de alimentación; *b*) una sección de transporte que efectúa el traslado de la carga líquida y sólida, representada por el canal de desagüe; y *c*) la zona de recepción donde se deposita el abanico, formada por una red distributiva de canales.

- La cuenca de captación o de alimentación: conformada por la red contributiva, donde los factores litológicos y estructuras geológicas predominantes, junto a la cobertura de la tierra, valores de pendiente, las condiciones climáticas, los procesos de meteorización, y demás procesos geomorfológicos ejercen una gran influencia sobre el valor de los caudales y el aporte de sedimentos.
- El canal (cauce) o garganta: que pone en contacto a la citada cuenca de captación con las áreas inferiores que corresponden a ambientes intermontanos o de piedemonte y donde los procesos erosivos y de escorrentía adquieren especial relevancia en cuanto al transporte de sedimentos se refiere.



Fig. 2.1.

Sectores de un sistema de torrente. Abanico aluvial de superficie reducida y pendiente pronunciada (cono de deyección) en El Vergel, cerca de Mucuchíes, municipio Rangel del estado Mérida, Venezuela. Destaca también en esta foto la localización de cultivos relacionados con horticultura de piso alto sobre la superficie del abanico.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2017

- La zona de recepción de sedimentos: constituida por la red distributiva propiamente dicha de cauces inestables, formada en zonas ideales para la acumulación de materiales que se desplazan o extienden radialmente con pendientes relativamente suaves, depósitos estos que reciben el nombre de abanicos aluviales. Las características geológicas (litología, estructuras predominantes, aguas subterráneas), de pendiente, vegetación y el tipo de procesos geomorfológicos, que predominan en la cuenca de captación o alimentación (llamada “cuenca de recepción” por Guriérrez, 2008), constituyen los elementos que controlan la geometría del abanico o en todo caso del cono (abanico de detritos).

2.2. Características geomorfológicas distintivas de los abanicos aluviales

Gutiérrez (2008) sostiene que el análisis de los abanicos aluviales efectuado a partir de su morfología se basa fundamentalmente en algunas propiedades morfométricas, tales como la forma, el área y la pendiente.

2.2.1. La forma

A partir de las definiciones sobre abanicos aluviales presentadas por distintos investigadores en el capítulo anterior, se deduce como lo indica Miall (2006), que el término “abanico” hace énfasis en la geomorfología superficial de este sistema depositacional.

Es así como los canales distributarios con patrón radial, y la arquitectura del depósito en forma semicónica, son las dos características que constituyen los elementos clave del concepto de “abanico aluvial” propuesto por la mayoría de los especialistas (Gutiérrez, 2008). Ferrer y Dugarte (2009) corroboran esta idea al señalar que, la morfología típica semicónica con patrón radial de los abanicos depositados en la zona de recepción de un sistema fluvial de montaña (sistema de torrente), contrasta notablemente con la forma de los depósitos (terrazas, barras longitudinales, barras de meandro, entre otros) realizados por el resto de los sistemas fluviales, cuya geometría de cauces, bien sea rectilíneos, sinuosos o meandriiformes, se encuentra controlada por la pendiente.

Los sistemas depositacionales distributarios, dentro de los cuales se incluyen a los abanicos aluviales y a los deltas llamados también abanicos-delta (*fan-delta*), se caracterizan por presentar redes de canales que se expanden o irradian desde una fuente puntual: el canal principal (canal alimentador o de desagüe), a partir del ápice (Nemec y Steel, 1988; en Miall, 1992; Miall, 2006) en todas direcciones (Fig. 2.2) hasta formar un arco de 180° (Ferrer y Dugarte, 2009) hacia una serie de canales distributarios, de los cuales puede haber uno o más activos al mismo tiempo junto a varios canales secos que solo son ocupados durante las crecidas normales, flujos hiperconcentrados y flujos de detritos/lodo, como resultado de los procesos que allí ocurren y por lo tanto puede decirse que se forma un sistema distributario similar a un abanico (Nemec y Steel, 1988; en Miall, 1992; Miall, 2006).

En sección transversal los abanicos aluviales exhiben perfiles de geometría convexa (Fig. 1.4b; 2.3 y 4.10) a plano-convexa (Fig. 2.3), con una superficie relativamente plana a ligeramente inclinada (Blair y McPherson, 2009; Bull, 1964c; Gutiérrez, 2008; Lecce, 1990). A pesar de ello, se debe mencionar que Stanistreet y McCarthy

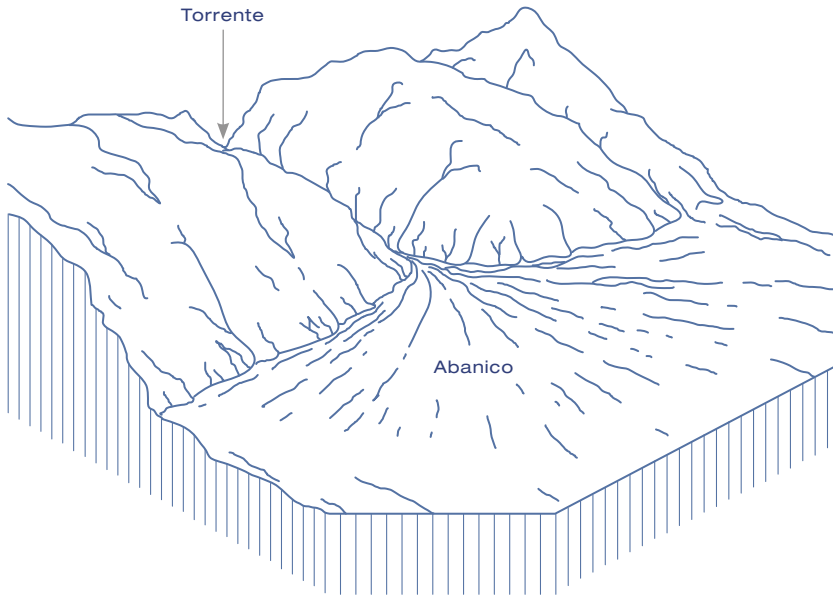


Fig. 2.2.
Patrón radial de los abanicos aluviales.
TOMADO DE BULL (1977)

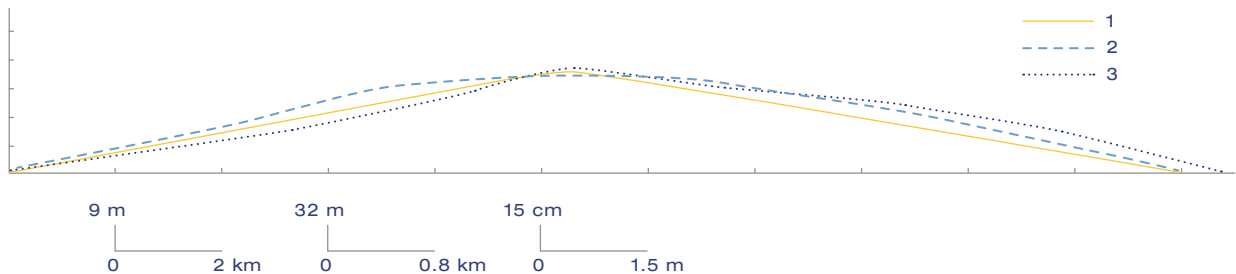


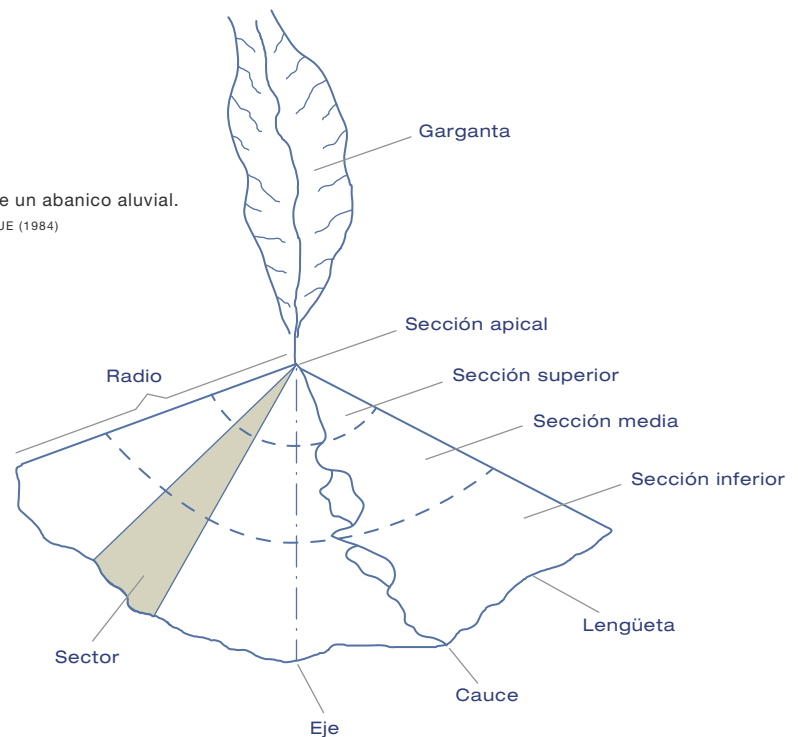
Fig. 2.3.
Comparación de perfiles transversales en abanicos: **1-** abanico ideal;
2- abanico de Cedar Creek; **3-** abanico aluvial experimental.
SEGÚN RACHOCKI (1981)

(1993) sostienen que aunque los sistemas de abanicos se caracterizan por perfiles transversales convexos (cóncavos hacia abajo), que conducen a la ocurrencia de flujos de desborde (*overbank*), inundaciones en manto (*sheetfloods*) y carga de lecho (*bed load*), los abanicos modernos muy grandes como el de Okavango en Botswana (África), presentan típicamente perfiles transversales cóncavos (cóncavos hacia arriba), siendo el canal el punto más bajo. Por otra parte, el perfil radial o longitudinal de los abanicos, desde el origen hasta la porción terminal o distal es generalmente cóncavo hacia arriba (Fig. 2.6b), con pendiente constante (Blair y McPherson, 2009; Gutiérrez, 2008; Lecce, 1990).

De acuerdo a autores como Blissenbach (1954; en Gutiérrez, 2008); Eisbacher y Clague (1984); según su morfología, se pueden distinguir cuatro secciones (Fig. 2.4) dentro de los abanicos aluviales:

- **Sección apical:** coincide con el ápice que es el punto más elevado del abanico, el cual se interpreta como el punto donde el canal de desagüe o garganta emerge o abandona la zona montañosa (frente de montaña).
- **Sección proximal o superior, también llamada cabeza del abanico (fanhead) o abanico interno:** constituye la zona más cercana al ápice, donde en líneas generales, predominan los clastos más gruesos sobre los de menor tamaño.
- **Sección media o abanico medio:** situada entre la zona proximal o superior y la parte más baja del abanico; donde se interdigitan los sedimentos gruesos con sedimentos más finos.
- **Sección inferior o abanico externo, llamada también zona distal o base:** es la sección más alejada del ápice; donde la proporción de clastos de gran tamaño disminuye perceptiblemente. El segmento más bajo se define como “lengüeta” y coincide con la unión del abanico con otro curso fluvial o el límite inferior alcanzado por el abanico, donde predominan los depósitos fluviales.

Fig. 2.4.
Elementos descriptivos de un abanico aluvial.
TOMADO DE EISBACHER Y CLAGUE (1984)



El radio es la distancia horizontal entre la sección apical y la lengüeta, mientras que el eje divide al abanico en dos partes aproximadamente iguales en tamaño.

2.2.2. La pendiente

Gutiérrez (2008) señala que según Harvey (1984), ésta normalmente se interpreta como la inclinación de la superficie a lo largo de la longitud radial o axial (radio del abanico), y depende del tipo de procesos sedimentarios que le dan origen: los abanicos formados predominantemente por flujos de detritos tienen pendientes más acusadas que aquellos abanicos denominados fluviales y abanicos intermedios.

Gutiérrez (2008) además señala que los valores de pendiente más frecuentes en abanicos oscilan entre 2 y 12°; mientras que, McPherson y Blair (1993) y Blair y McPherson (1994a), limitan el término abanico aluvial a sistemas depositacionales que tienen un rango de pendientes entre 1.5 - 2° a 35°, la mayoría de ellos con pendiente entre 2° y 20°; recomendando excluir los sistemas con pendientes menores a 1,5° de la categoría de abanicos aluviales, principalmente sobre la base de un análisis histórico de la evolución del término abanico, tomando en cuenta que los trabajos de investigadores como Drew (1873) y Surell (1841, 1870), que ayudaron a establecer el término “abanico aluvial”, se realizaron sobre depósitos pequeños, con pendiente elevada y de grano grueso (Miall, 2006), lo que corresponde a la descripción de conos de deyección o abanicos de detritos, como también se les denomina, los cuales, como ya se mencionó en el capítulo 1, presentan pendientes más pronunciadas que el resto de los abanicos, superiores a 20° (Bull, 1977).

Miall (2006) agrega que, si bien la propuesta de McPherson y Blair (1993) y Blair y McPherson (1994a), es clara y puede aplicarse con cierta consistencia, también deja a muchos sistemas depositacionales que tradicionalmente han sido denominados como abanicos, fuera de dicha clasificación. Por ejemplo, este enfoque que excluye a los sistemas depositacionales con pendientes menores a 1,5° de la categoría de abanicos aluviales, no permitiría incluir bajo este encabezado o categoría a los depósitos de grano fino en forma radial, como los del río Kosi en la India, descrito por Gole y Chitale (1966), aunque el patrón de deambulación y avulsión del canal de desagüe, documentado en este abanico por autores como Gole y Chitale (1966), Holmes (1965), Singh *et al.* (1993), Wells y Dorr (1987), entre otros, haya sido citado como un ejemplo de “libro de texto” del estilo evolutivo del canal de un abanico aluvial (p. ej., Collinson, 1986).

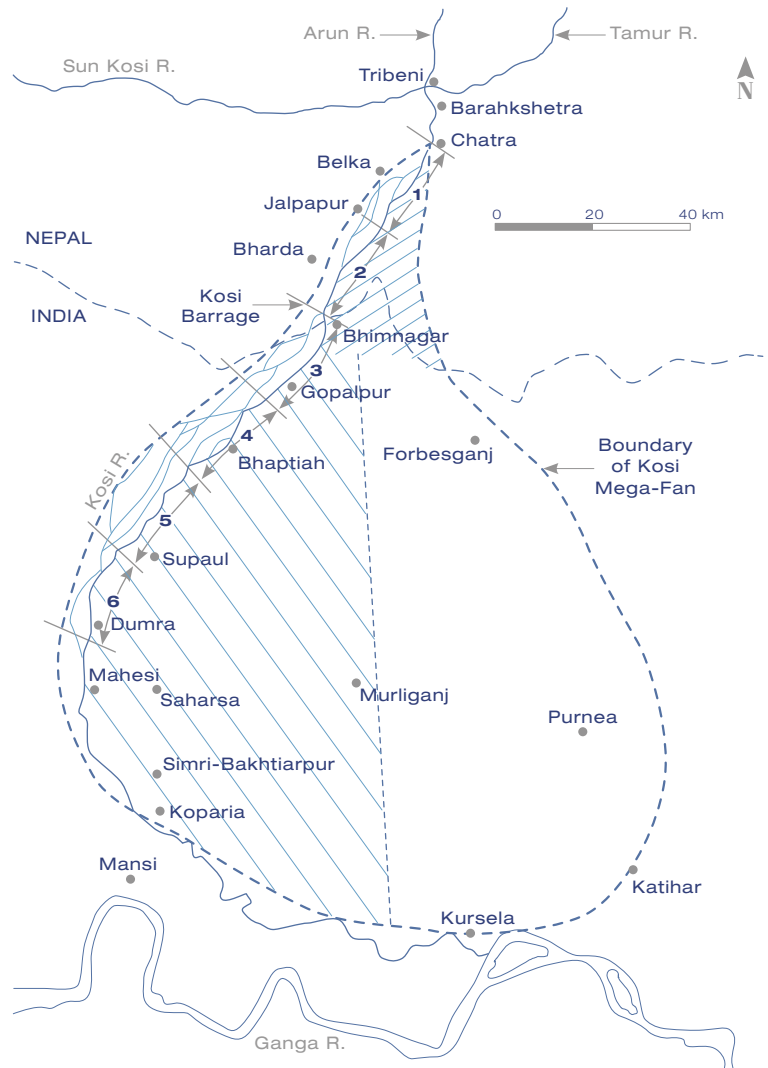
El gran abanico del río Kosi (Fig. 2.5), depositado entre Nepal y la India, exhibe una superficie aproximada de 16.000 km² con una longitud radial que varía entre los 60 a 120 km aproximadamente, lo cual lo convierte, posiblemente en el abanico de mayor tamaño en el planeta Tierra (Holmes, 1964; Gohain y Parkash, 1990). Este depósito contiene facies sedimentarias variables, desde conglomerados de rocas en su sección proximal hasta un sistema de limos y arenas finas hacia la parte distal (Miall, 2006).

Según la definición propuesta por McPherson y Blair (1993) y Blair y McPherson (1994a), tampoco se podría incluir en la categoría de abanicos aluviales a los “abanicos terminales” ni se incluiría a aquellos no asociados con elevaciones montañosas. Por el contrario, estos se denominarían sistemas fluviales distributarios o deltas

Fig. 2.5.

Gran abanico aluvial del río Kosi, en su confluencia con el río Ganges, entre Nepal y la India. En esta figura se aprecian las principales localidades que se emplazan sobre el abanico.

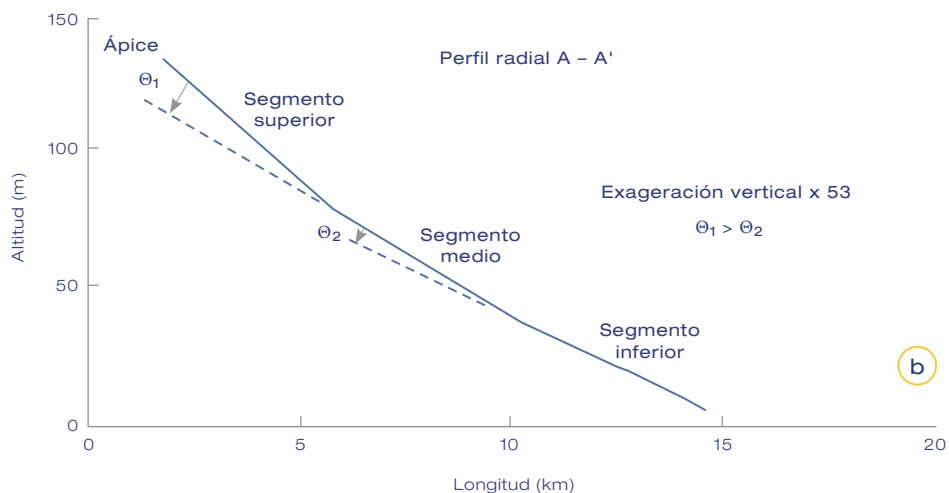
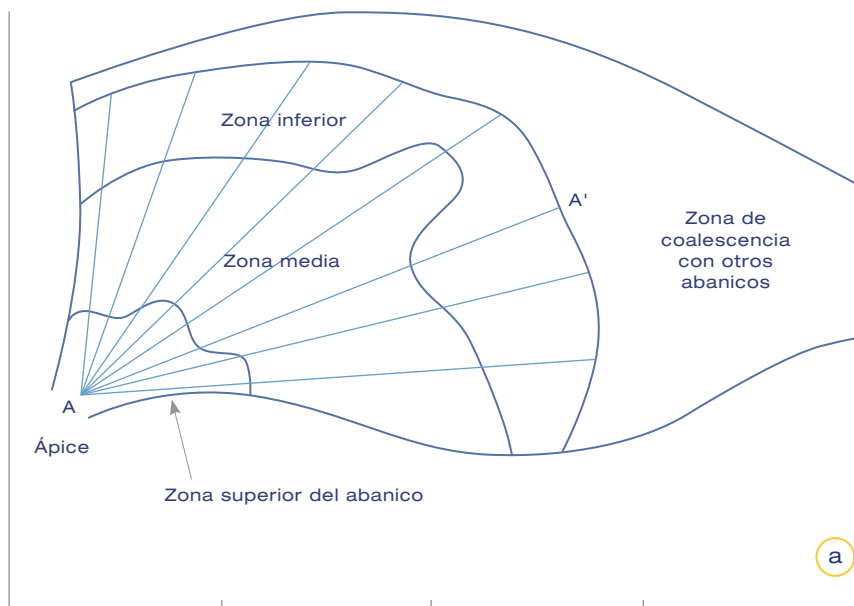
TOMADO DE: GOHAIN Y PARKASH, 1990



trenzados. Sin embargo, tal como lo menciona Miall (2006), desde el punto de vista geomorfológico, todos estos son abanicos aluviales. Además, todos cumplen con lo estipulado en las definiciones de este término proporcionadas por Bates y Jackson (1987) y Miall (1990, 1992).

Bull (1964b, 1964c, 1977) dividió el perfil radial o longitudinal de los abanicos (Fig. 2.6a-b) en segmentos de pendiente constante que pueden abarcar varios kilómetros y son conectados por cambios abruptos de la inclinación, donde el segmento que corresponde a la zona superior o proximal del abanico a partir del ápice es el que

Fig. 2.6.
a- Diferentes zonas de un abanico aluvial.
b- Perfil longitudinal del mismo.
 TOMADO DE BULL (1977)



exhibe mayor pendiente, pero muy rara vez sobrepasa los 10° ; la pendiente de la zona media fluctúa entre 4 y 5° , y la zona inferior o distal puede tener inclinación de 1 a $1,5^\circ$. Es por ello que el perfil longitudinal o radial tiene forma cóncava, tal como se señaló en párrafos anteriores al referirse a la forma de los abanicos.

Rachocki (1981) agrega que, Blissenbach (1954) clasifica a los abanicos de acuerdo a su pendiente radial promedio en: inclinados (con pendientes por encima de 5°); suaves (con pendientes entre 2 y 5°); llanos (con pendientes por debajo de 2°).

Relación entre la pendiente del abanico y el área de la cuenca de captación

Drew (1873) observó que los abanicos con cuencas de captación relativamente grandes tenían rangos de pendiente más bajos que los que poseían cuencas de captación más pequeñas. Al respecto, Blair y McPherson (2009) basados en los datos recopilados por distintos investigadores mostraron que los abanicos con pendientes de 2° se relacionan con cuencas que tienen un área entre $0,5$ y 110 km^2 , y los abanicos con una pendiente de 10° se relacionan con cuencas con un área menor, entre $0,1$ y 80 km^2 . Si bien estos resultados muestran una débil correlación, la tendencia a relacionar cuencas de gran tamaño con abanicos de baja pendiente y cuencas pequeñas con abanicos de pendientes elevadas, podría explicarse mediante el tipo de procesos sedimentarios que predominan en cada uno de estos tipos de cuencas; por ejemplo, Gutiérrez (2008) señala que las cuencas de captación muy grandes, dan lugar a la depositación de abanicos fluviales e intermedios con bajo rango de pendiente (como los abanicos de las Cadenas Costeras de California en EE. UU.), mientras que las cuencas pequeñas depositan abanicos con pendientes más acusadas (abanicos del Valle de La Muerte en California, EE. UU.); los abanicos del sureste de España ocupan una posición intermedia entre ambos (Fig. 2.7). Según Harvey (1984) esto refleja la importancia que tiene el mecanismo de sedimentación.

En este sentido Horowitz (1911) ya había definido los ángulos de pendiente para los abanicos del valle del río Ródano que discurre entre Suiza y Francia, en relación con las características de la corriente que los deposita de la siguiente manera: las corrientes perennes de gran longitud dan lugar a abanicos con pendientes cercanas a los 2° , corrientes perennes más pequeñas permiten la formación de abanicos con pendientes entre 2 y 10° , mientras que los torrentes de lavado efímeros (con régimen intermitente) propensos a generar flujos de detritos (*debris flows*) dan lugar a depósitos con pendientes de hasta 25° relacionadas con conos de deyección o abanicos de detritos. Se debe aclarar que estos autores se refieren a ángulos promedio para toda la superficie del abanico, sin embargo el gradiente longitudinal es variable.

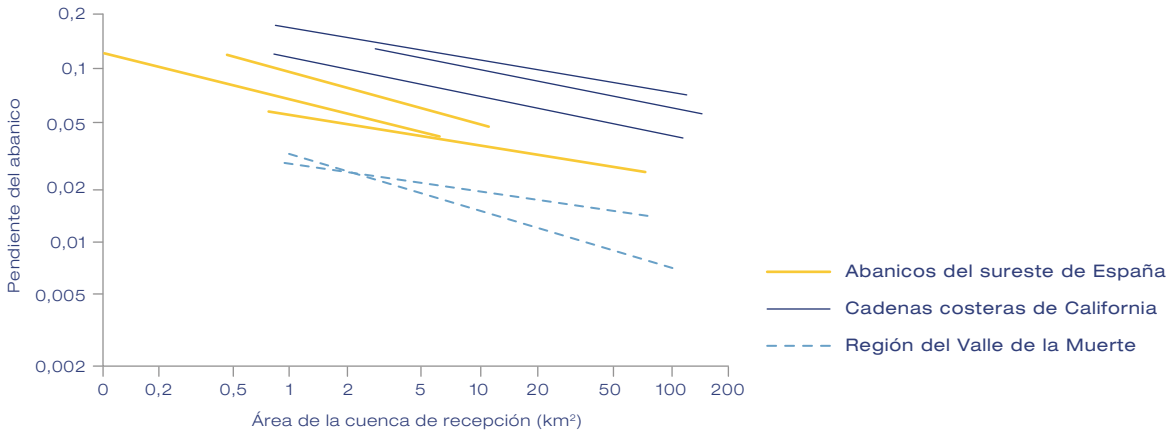


Fig. 2.7. Relación entre el área de la cuenca de captación y la pendiente. Se observa que los abanicos de detritos tienen mayor pendiente que los abanicos fluviales e intermedios.

TOMADO DE HARVEY (1984)

2.2.3. El área

Tal como lo reseñan Blair y McPherson (2009); y Gutiérrez (2008), basados en la opinión de diferentes investigadores se puede decir que uno de los rasgos más ampliamente estudiados es la relación existente entre el área o tamaño del abanico y el de su cuenca de captación o de alimentación. Dicha relación se puede expresar mediante la fórmula: $A_a = p \cdot (A_c)^q$, donde A_a es el área del abanico, y A_c es el área de la cuenca de alimentación, ambas medidas en km^2 , mientras que p y q son un coeficiente y un exponente no constantes, empíricamente determinados. Estudios sobre diferentes grupos de abanicos han arrojado valores semejantes para el exponente q (Gutiérrez, 2008) que oscilan entre 0,7 y 1,1 (Harvey, 1989), sin embargo, los valores del coeficiente p resultaron más dispares, entre 0,1 y 2,1 (Gutiérrez, 2008).

Harvey (1997) opina que dichas variaciones en el coeficiente p y el exponente q se deben a que cada región tiene una historia evolutiva diferente (los procesos que han actuado no son los mismos) y a la desigual resistencia del sustrato rocoso a la erosión en la cuenca de captación o de alimentación. Sin embargo, no solo se debe a lo que este autor señala, sino también al relieve (que incluye las pendientes), la cobertura del suelo, y la tectónica que produce cambios en el nivel base local.

Blair y McPherson (2009) mencionan que Lustig (1965) ya había observado que el problema con esta ecuación es que solo compara áreas de las vistas en planta de objetos tridimensionales, lo cual solo es válido matemáticamente si la dimensión ver-

tical, tanto de los abanicos como de las cuencas fuera constante, una condición que nunca se alcanza. Claramente el relieve de una cuenca no es constante, y en la mayoría de los casos el espesor de un abanico no solo es desconocido, sino altamente variable.

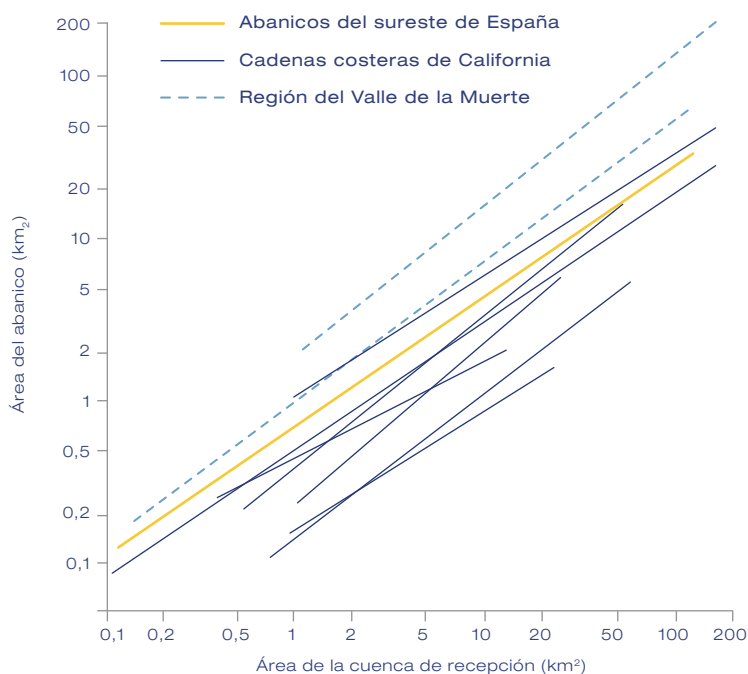
A pesar que la relación entre el área del abanico y el área de la cuenca de captación se complica aún más debido a los problemas elementales matemáticos y de escala cartográfica, y debido a una amplia gama de características tanto del abanico como de la cuenca, que son de naturaleza dinámica o transitoria, incluyendo el relieve, la altitud, el cambio de las corrientes, la decapitación tectónica, los procesos sedimentarios, las variadas discontinuidades geológicas heredadas, la litología del sustrato rocoso, la superposición o coalescencia de los abanicos y la interacción con los entornos que los bordean; se hace intuitivamente obvio asociar abanicos pequeños con cuencas pequeñas y abanicos grandes con cuencas grandes, debido a que el transporte de los sedimentos desde la cuenca hasta el abanico sirve para incrementar el tamaño de ambos (Blair y McPherson, 2009).

Esta última afirmación concuerda con los resultados de Harvey (1984) que muestran que mientras mayor es la superficie de la cuenca, mayor es el área del abanico (Fig. 2.8), aún cuando las condiciones físicas de la cuenca de captación pudieran introducir algunas variaciones en dicha tendencia.

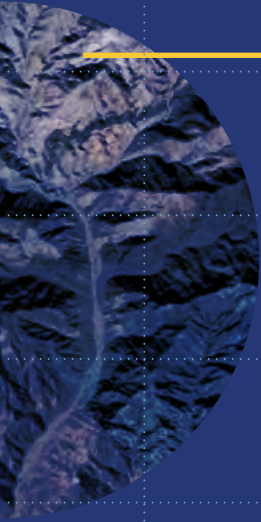
Fig. 2.8.

Relación entre el área de la cuenca de alimentación y el área del abanico.

TOMADO DE HARVEY (1984); EN GUTIÉRREZ (2008)



págs. 46—75



origen,
procesos
y evolución
de los
abanicos
aluviales

CAPÍTULO

3



3.1. Causas de la deposición de los abanicos

Como ya se había discutido en el Capítulo 1 y lo confirma Boggs (2006), los abanicos aluviales modernos se forman generalmente en áreas adyacentes a los altos relieves, en la base de cadenas montañosas donde existe abundante suministro de sedimentos. Rachocki (1981) señala que la teoría más popular acerca del origen de los abanicos sostiene que la reducción drástica de la pendiente entre el valle erosionado (cuenca de captación o de alimentación) y la llanura o planicie que recibe los sedimentos, causa la deposición de la carga; autores como Allen, 1971; Blissenbach, 1954; Cotton, 1952; Kádár, 1957; Louis, 1968; Machatschek, 1934; Morisawa, 1968; Robinson, 1969; Thornbury, 1954; entre otros, respaldan esta teoría. Dicho en otras palabras, los abanicos aluviales se ubican en los piedemontes, donde los procesos de deposición están controlados por el cambio de pendiente abrupto que existe en el contacto entre las vertientes o laderas montañosas y los fondos de valle y planicies.

Sin embargo, Rachocki (1981) señala que algunos investigadores son de la opinión que tal reducción drástica de la pendiente no existe, y cita como ejemplos a: Denny (1967) quien sostiene que el torrente o canal que construye el abanico tiene un perfil suave y pasa sin quiebre en la pendiente desde los terrenos elevados hacia la desembocadura del canal de desagüe, sobre el abanico; y a Patton *et al.* (1970) quienes señalan que el gradiente de pendiente es frecuentemente mayor a través del abanico que dentro del canal confinado aguas arriba.

Como complemento de lo anterior, Vivas (1992) argumenta que la sedimentación que construye un abanico no se produce por un cambio abrupto del perfil longitu-

dinal del curso de agua, como tradicionalmente se afirma, pues la mayoría de los abanicos tiene en las áreas cercanas a sus ápices inclinaciones similares a las de la corriente que los deposita; señalando que en su lugar la depositación ocurre debido a cambios en la sección hidráulica del canal de flujo, después que la corriente deja de estar confinada a un canal más profundo y estrecho y desemboca a una cuenca adyacente.

Por consiguiente, el aumento del ancho del canal así como la drástica disminución de la profundidad y la velocidad de flujo, ocasionan que el curso de agua a la salida de su sección más angosta en el frente de montaña, deposite sus sedimentos explicándolos en forma de abanico. Esta idea se corrobora en la definición de abanico aluvial propuesta por Miall (1992).

Bien sea debido a la disminución drástica y repentina de la pendiente o al cambio abrupto de la sección hidráulica del canal de flujo, o a ambas razones inclusive (Fig. 3.1a-b; y Fig. 3.2), como se deduce de las definiciones de abanico aluvial propuestas por Bates y Jackson (1987), PMA: GCA (2007) y Gutiérrez (2008), su depositación tiene lugar, como lo menciona este último autor, cuando la velocidad de flujo disminuye y el volumen de sedimentos transportados por la corriente supera la capacidad de transporte de la misma, lo cual, tal como lo señalan Tarbuck y Lutgens (2010) conlleva a una pérdida abrupta de la competencia de la corriente fluvial que deposita al abanico. Esto supone la existencia de un umbral geomorfológico definido por Bull (1979) como “umbral de la energía crítica del agua”. En este sentido, la erosividad del agua está relacionada con el volumen de sedimentos que transita por el canal de desagüe.

3.2. Teorías acerca de la formación de los abanicos aluviales

De acuerdo a Lecce (1990) y Rachocki (1981), según Lustig (1965) se pueden identificar tres hipótesis principales acerca del desarrollo de los abanicos aluviales: la Evolucionaria, de Equilibrio y la Climática. Lecce (1990) y Rachocki (1981) señalan que la primera hipótesis “Evolucionaria” fue inicialmente expresada en el trabajo de Eckis (1928) y puede ser explicada mediante el trabajo de Davis (1905) y sus colaboradores; quienes consideraron la creación de los abanicos de manera deductiva ignorando la acción de las fuerzas involucradas y sus variaciones en el tiempo, y haciendo énfasis en la evaluación cualitativa de las etapas del ciclo árido (*stage of arid cycle*) o ciclo Davisiano (Davis, 1905).



Fig. 3.1.

Dos ejemplos de abanicos de detritos (conos) depositados sobre carreteras. Antes de su depositación, la diferencia de pendientes entre las cárcavas y el pavimento era considerable, por lo tanto, hubo una disminución drástica de la misma (un quiebre de pendiente), así como también un cambio abrupto de la sección hidráulica del canal de flujo. **a-** Cono de deyección (abanico de detritos) sobre la Av. Venezuela depositado por cárcavas desarrolladas sobre sedimentos Cuaternarios, Barquisimeto, estado Lara, Venezuela, 2018. **b-** Cono de deyección depositado sobre la carretera trasandina por cárcavas desarrolladas sobre esquistos y gneises de la Asociación Sierra Nevada (Precámbrico), Cacute, estado Mérida, Venezuela, 2019.

FOTOGRAFÍAS TOMADAS POR: R. AYALA

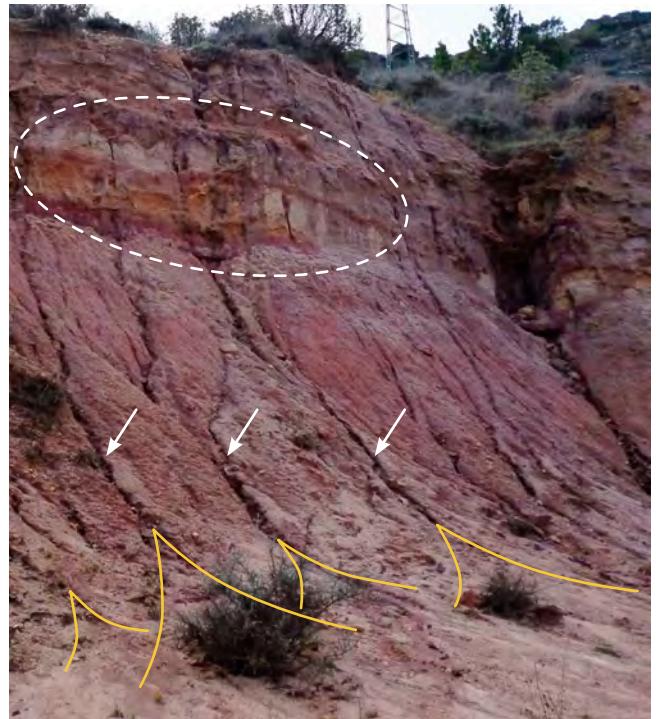


Fig. 3.2.

Ejemplos de abanicos de detritos o conos de deyección (en amarillo), sedimentados por surcos (indicados con flechas blancas) desarrollados sobre depósitos gravitacionales de pie de talud. La elipse demarcada con líneas blancas segmentadas indica la cara libre del escarpe, conformada por estratos de areniscas cuarzosas con coloraciones rojizas debido a la oxidación. Estas cuarzoarenitas pertenecen a la Formación Arenas de Utrillas (Cretácico) en la vía que conduce al sitio de Presa de Alcorlo en la cuenca alta del río Tajo España.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: A. DELGADILLO, 2014

Sin embargo, Beaty (1970) sugirió que los abanicos podrían eventualmente alcanzar alguna clase de condición de estado de equilibrio si se les daba suficiente tiempo. La hipótesis evolucionaria en el estricto sentido Davisiano (orientada a las etapas cíclicas) no aportó las respuestas esperadas por los geomorfólogos respecto al desarrollo de los abanicos; de allí que se necesitaba una nueva aproximación conceptual.

Rachocki (1981) menciona que la segunda hipótesis “de Equilibrio” surge de una idea propuesta primero por Hack (1960) y desarrollada luego por Denny (1967), la cual considera la formación del abanico cuando se está cerca o se alcanza el estado de equilibrio dinámico, donde la tasa de material acarreado hacia el abanico es igual a la tasa con que está siendo removido (erosionado). La suposición de que la tasa de aporte es igual a la tasa de remoción (erosión) de material permanece aún no aceptada del todo.

La tercera hipótesis “Climática”, la cual muchos investigadores apoyan, relaciona el desarrollo y evolución de los abanicos con la variabilidad climática (Rachocki, 1981). En este sentido, Lecce (1990) afirma que las variaciones periódicas o estacionales del clima influyen en la formación y desarrollo de los abanicos aluviales mediante la inducción de cambios en la magnitud y frecuencia de los procesos fluviales que alteran sus características, y agrega que los factores climático y tectónico, complican la hipótesis de Equilibrio, anteriormente mencionada.

3.3. Factores que intervienen en la formación de los abanicos aluviales

Lecce (1990), señala que los dos factores más importantes que causan modificaciones en la energía de erosión a través del tiempo son: el factor climático y los cambios tectónicos. Sin embargo, como lo señala Gutiérrez (2008) además de los controles climático y tectónico, existen otros factores como la topografía (pendiente) y la litología, que también influyen en la depositación de un abanico.

3.3.1. El factor climático

El clima controla en buena medida los procesos de meteorización y las descargas fluviales, además ejerce una gran influencia en el suministro y transporte de sedimentos, e incide en la disponibilidad de agua y en el tipo de cobertura vegetal (Miall, 1992; Gutiérrez, 2008); influyendo de esta forma en el desarrollo de los abanicos, al introducir una variación en la magnitud y frecuencia de los procesos aluviales que alteran sus rasgos (Lecce, 1990). La abundancia de agua combinada con el aumento de temperatura acelera, como es sabido, los procesos de meteorización y contribuye

con los mecanismos de transporte, lo cual se traduce en el incremento del suministro de la carga sólida a la corriente que deposita al abanico. Lecce (1990) menciona que Lustig (1965) concluyó que los abanicos tienden al equilibrio ajustándose a distintas condiciones climáticas (hipótesis de equilibrio). Este autor también consideró que los procesos de agradación en los abanicos aluviales ocurren independientemente del régimen climático: durante los períodos húmedos la agradación toma lugar dentro de la cuenca de drenaje y al pie del frente de montaña (Fig. 3.3a); durante los períodos de sequía ocurre excavación en la parte superior del abanico a medida que los flujos de detritos se convierten en los procesos erosivos dominantes; esto causa el atrincheramiento (excavación) en la sección superior o cabeza del abanico (sección apical) y el desplazamiento de la depositación hacia abajo del mismo, pero el abanico sigue construyéndose desde el frente de montaña (Fig. 3.3b).

Vale destacar la gran influencia que tienen sobre la formación de un abanico, los valores de las alturas, láminas o profundidades (en mm) e intensidades máximas (en mm/h) de precipitación, cuando se presentan tormentas importantes; donde se deben considerar sus frecuencias de ocurrencia o periodos de retorno y su duración. Ello debido, a que los caudales máximos cuando ocurren lluvias excepcionales suelen desplazar y depositar grandes volúmenes de materiales sobre los abanicos.

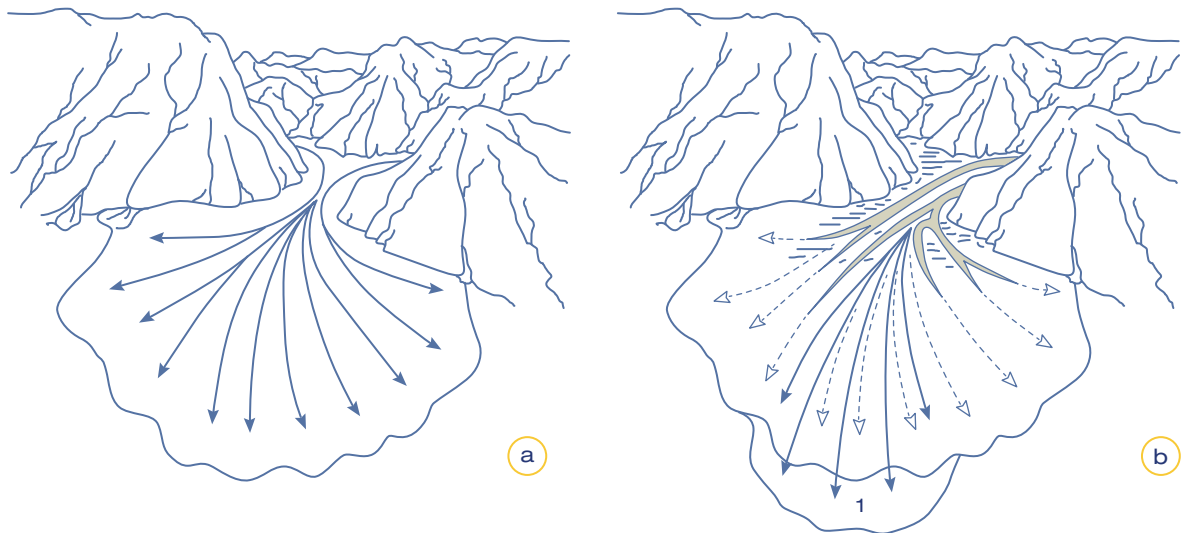


Fig. 3.3. La formación de abanicos aluviales bajo el control climático en la hipótesis de equilibrio: **a-** Agradación durante los períodos más húmedos o lluviosos. **b-** Excavación durante los períodos más secos. El punto de intersección entre la zona de agradación y la zona de excavación se mueve abanico abajo y los flujos gravitacionales transportan los sedimentos hacia las partes más bajas del abanico, construyéndolo hacia afuera del valle (Lustig, 1965).

3.3.2. El factor tectónico

Tal como lo señala Lecce (1990) los abanicos aluviales pueden desarrollarse en cualquier tipo de configuración tectónica, tanto en zonas tectónicamente estables donde el levantamiento orogénico no es un factor importante (Drew, 1873; Carryer, 1966; Church y Ryder, 1972; McPherson y Hirst, 1972; Roed y Wasyluk, 1973; Ryder, 1971a, 1971b) como en regiones tectónicamente activas donde la elevación de cordilleras proporciona un aporte continuo de detritos proveniente de las empinadas cuencas de drenaje (Beaty, 1970) hacia las depresiones o cuencas sedimentarias al pie de los frentes de montaña activos, donde se acumulan importantes espesores de sedimentos en los abanicos aluviales de distintas edades geológicas, cuya ubicación es controlada principalmente por el factor tectónico (Gutiérrez, 2008).

Precisamente este último autor, afirma que muchas secuencias de abanicos aluviales antiguos se interpretan como formas cuya génesis está asociada fundamentalmente a un contexto tectónicamente activo, citando a varios autores: Harvey, 1997; Harvey, 2002, Kirkby *et al.*, 2003; Jain y Sinha, 2004; Silva *et al.*, 1992; Viseras *et al.*, 2003. Esta idea es corroborada por Bull (1977) quien sostiene que en las áreas tectónicamente estables el pedimento (glacis) es la geoforma dominante.

La tectónica afecta la pendiente regional y el relieve en el área fuente, por lo tanto, influye en el desarrollo de los abanicos (Gutiérrez, 2008; Miall, 1992), condicionando de manera importante la cantidad y el tamaño de la carga de sedimentos (Miall, 1992); también influye en los cambios del nivel base de las corrientes, lo que a su vez modifica la conducta hidráulica de éstas, genera excavación, transporte de sedimentos y la formación de este tipo de depósitos.

Aunque la mayoría de los abanicos se caracterizan por descensos constantes en el gradiente de pendiente, algunos de estos parecen estar segmentados (Bull, 1964a). Cuando el levantamiento del frente de montaña es mayor que la incisión del canal del abanico, la pendiente aumenta y la sedimentación tiene lugar al pie del bloque elevado. Por el contrario, si la incisión o encajamiento del canal es mayor que el levantamiento, el área de sedimentación se desplaza hacia las secciones medias y distales del mismo (Gutiérrez, 2008). En este caso señala este autor, que la sedimentación cesa en el sector proximal o superior del abanico y se crea un nuevo ápice y nuevos segmentos de edades más recientes en posiciones topográficas inferiores, dando lugar a un abanico con forma segmentada o telescópica (Bull, 1964a-b; Bull, 1977; Harvey, 2002) como los que se muestran en la Fig. 3.4.

El origen de estos abanicos es controvertido y puede explicarse tanto a través de cambios tectónicos como climáticos (Gutiérrez, 2008), ya que dicha segmentación



Fig. 3.4. Dos abanicos aluviales segmentados o telescópicos en el sector El Paraíso, La González, bolsón semiárido de Lagunillas, estado Mérida, Venezuela. Los segmentos superiores más antiguos están siendo degradados por procesos de erosión en cárcavas y a su vez han experimentado la socavación lateral del río Chama.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2016

también puede resultar del desplazamiento del límite entre la depositación y la erosión hacia arriba o hacia abajo de aquellos (Bull, 1964a-b), o debido a alteraciones del clima como lo menciona Lustig (1965) al referirse al factor climático. Eckis en 1928 ya había sugerido tres posibles causas del atrincheramiento del ápice del abanico: la elevación tectónica, la reducción normal de la pendiente del torrente y las variaciones climáticas (Rachocki, 1981).

La actividad neotectónica también puede generar deformaciones frágiles, diaclasas y fallas recientes en los abanicos aluviales, produciendo dislocaciones y desniveles importantes en estos depósitos y afectando la red de canales (Gutiérrez, 2008). Ejemplos ilustrativos de escarpes de falla que generan desniveles de este tipo, debido a la afectación que han experimentado por la actividad reciente de la falla de Boco-nó, pueden observarse en los abanicos de la quebrada La Toma cerca de Mucuchíes (Fig. 3.5) y de Apartaderos (Fig. 3.6), ambos localizados en el municipio Rangel del estado Mérida, Venezuela.



Fig. 3.5.

Escarpe de falla en los sedimentos del abanico La Toma, cerca de Mucuchíes, municipio Rangel, estado Mérida, Venezuela. Obsérvese el desnivel (escarpe) causado por el corte del abanico, producto del movimiento de la falla. El desplazamiento rumbodeslizante dextral de la falla de Boconó en este sitio ha sido igual al desplazamiento vertical (aprox. 20 m). Éste además, es un abanico-terracea, pues está restringido por vertientes montañosas y presenta dos niveles de depositación. El nivel superior (en la margen izquierda del abanico) corresponde a la zona de cultivo.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2012



Fig. 3.6.

Escarpe de falla en los sedimentos del abanico de Apartaderos, municipio Rangel, estado Mérida, Venezuela. Obsérvese el desnivel (escarpe) causado por el movimiento de la falla. Además del desplazamiento rumbodeslizante dextral, la falla de Boconó también ha experimentado desplazamiento vertical.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2016

3.3.3. El factor topográfico

Existe una estrecha relación entre la pendiente y la erosión, y por ende entre la pendiente y el aporte de sedimentos, mientras más severa sea la inclinación de un terreno mayor será el nivel de erosión, lo que se traduce en un mayor suministro de sedimentos. De la misma manera, se necesitan elevadas pendientes para que se originen los flujos de detritos (*debris flows*). Estos procesos son más frecuentes en abanicos alimentados por pequeñas cuencas con pendientes abruptas. Por el contrario, en los abanicos que derivan de grandes cuencas de captación o de alimentación con pendientes menores, predominan los procesos fluviales propiamente dichos (Gutiérrez, 2008). En síntesis, mientras más altos sean los valores de las pendientes existirá una mayor propensión a incrementar la velocidad de las corrientes y la capacidad de arrastre de los sedimentos, que luego serán depositados en los abanicos.

3.3.4. El factor litológico

La litología de la cuenca de alimentación ejerce gran influencia en el desarrollo de los abanicos aluviales. Los procesos de meteorización actúan condicionados por la resistencia de la roca a la alteración química y física, que dependen del tipo de roca, y del espaciado entre fracturas y el número de familias de diaclasas, por consiguiente, los sedimentos que se forman son diferentes (Gutiérrez, 2008). Este autor señala como ejemplo que, el tamaño de los sedimentos producidos por las rocas sedimentarias clásticas depende en esencia de su granulometría, del espaciado de las fracturas y del número de éstas por unidad de volumen (densidad de fracturación). Las partículas del tamaño del limo y la arcilla se originan a partir de procesos de meteorización química y su cantidad aumenta cuando las rocas que se meteorizan son de grano fino. Según Harvey (1984; 1987) estas partículas finas son necesarias para que se formen los flujos de detritos (*debris flows*) en la cuenca de captación, en el sentido de que dichas partículas finas aumentan la viscosidad del flujo y facilitan el transporte de clastos con un amplio rango de tamaños que incluye grandes bloques.

Se puede decir entonces que, la resistencia del sustrato rocoso a la erosión en la cuenca de alimentación depende, por una parte, de la litología, y por otra parte, del grado de fracturación, la pendiente y el grado de meteorización, los cuales son influenciados directamente por la tectónica regional y el clima respectivamente.

3.3.5. **Otros factores que inciden en la depositación de los abanicos**

En el suministro de sedimentos, y por ende en la formación y desarrollo de estas geoformas de acumulación, también influye la cobertura vegetal: una buena cubierta protectora puede amortiguar el impacto de la lluvia y favorecer los procesos de infiltración, retrasando la erosión superficial; por el contrario, una escasa cobertura vegetal al dejar al descubierto grandes porciones de la superficie del suelo, puede incrementar la susceptibilidad de los materiales a ser desplazados y depositados. Otro factor que puede llevar a profundas modificaciones del paisaje y constituirse en un elemento fundamental en el aumento de los niveles de sedimentación al alterar el delicado balance entre los procesos de degradación y de acumulación, es el cambio en el uso de la tierra (Ferrer, 1999b). Los aspectos referidos a la morfometría de las cuencas hidrográficas en cuanto a: sus áreas de captación, la forma de los sistemas hidrológicos, pendientes medias de los cauces principales y de las cuencas, incluidas las características de las redes de drenaje, también inciden en la génesis y evolución de los abanicos aluviales.

No se trata de que alguno de los factores mencionados actúe de manera individual, antes bien, es la suma de ellos lo que, desde el punto de vista genético, incide en su formación y evolución. La litología, sus niveles de meteorización y fracturación, la tectónica regional, el área de la cuenca de captación, los suelos, el clima, el relieve, la geomorfología, la cobertura vegetal, y actividades antrópicas, todas en conjunto ejercen influencia en la morfogénesis y desarrollo de estas importantes formas de relieve.

3.4. **Procesos que operan en los abanicos aluviales**

Se han suscitado grandes discusiones tratando de diferenciar los procesos que tienen lugar en la formación y posterior evolución de los abanicos aluviales; se trata de un problema donde el esfuerzo debe estar orientado a definir el papel jugado por el agua y por los procesos de flujos gravitacionales que se desencadenan al incrementar el contenido de sólidos en el caudal líquido, fenómenos muy comunes en los lugares donde se forman los abanicos. El asunto es más complicado que querer reducir el problema al ámbito de ecuaciones hidrológicas-hidráulicas basadas en el principio newtoniano para diferenciar el tipo de fluido/flujo (Ferrer y Dugarte, 2009). Según estos autores, se debe hacer especial hincapié en las diferencias que existen entre los mecanismos o procesos que tienen lugar en la formación de los abanicos y los que intervienen en el resto de sistemas de acumulación fluvial. Blair y McPherson (1994a) reseñan algunos de estos procesos que se pueden observar en la **Tabla 3.1**.

Tabla 3.1.
Procesos sedimentarios
activos en los abanicos
aluviales.

MODIFICADO DE BLAIR Y
MCPHERSON (1994a)

Procesos Primarios	Procesos Secundarios
<p>A) Generados a partir del colapso de taludes rocosos:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos desplazados por procesos gravitacionales: <ul style="list-style-type: none"> - Derrumbes o caídas de roca - Deslizamientos de roca - Aludes de roca <p>B) Generados por el colapso de taludes coluviales y perfiles de meteorización (regolito, suelo residual):</p> <ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos desplazados por flujos de gravedad (flujos gravitacionales): <ul style="list-style-type: none"> - Deslizamientos en coluviones y perfiles de meteorización - Flujos de detritos en material coherente - Flujos de detritos en material no coherente • Fluidos-Flujos de gravedad (crecidas normales, flujos hiperconcentrados): <ul style="list-style-type: none"> - Láminas de explayamiento e inundaciones en manto, también llamados crecidas laminares (sheetfloods) - Incisión de cauces por crecidas 	<ul style="list-style-type: none"> • Remoción por escurrimiento superficial • Surcos y carcavamientos • Erosión por gotas de lluvia • Erosión/acumulación por el viento • Horadaciones por animales • Raíces de plantas • Meteorización en sedimentos • Desarrollo de suelos • Flujos de aguas subterráneas y fluctuaciones del nivel freático • Formación de pátinas • Cementación subsuperficial • Erosión lateral • Fallamientos y plegamientos tectónicos

Los procesos primarios a los que se refieren Blair y McPherson (1994a), son los denominados procesos de alimentación por Gutiérrez (2008), que según dicho autor transportan los sedimentos desde la cuenca de captación o alimentación hasta el frente montañoso; mientras que los secundarios son los llamados procesos de remodelación de los abanicos.

Las posibles fuentes de aporte de sedimentos, es decir aquellos materiales que por sus características poseen un alto potencial de ser removidos (incluyendo a los perfiles de meteorización), deben ser evaluadas cuidadosamente (Ferrer y Dugarte, 2009) ya que los procesos primarios, aunque posean periodos de retorno muy extensos, pueden volver a ocurrir en repetidas ocasiones, causando que el abanico aumente su tamaño y prograda hacia el área de sedimentación o área de explayamiento.

Tal como lo señala Nichols (2009) se pueden reconocer tres tipos de abanicos aluviales (Fig. 3.7a-b-c) de acuerdo a los procesos predominantes en la construcción de éstos:

- abanicos dominados por procesos de flujos de detritos (*debris flows*) (Fig. 3.7a);
- abanicos dominados por inundaciones en manto (*sheetfloods*) llamadas también crecidas laminares (Fig. 3.7b);

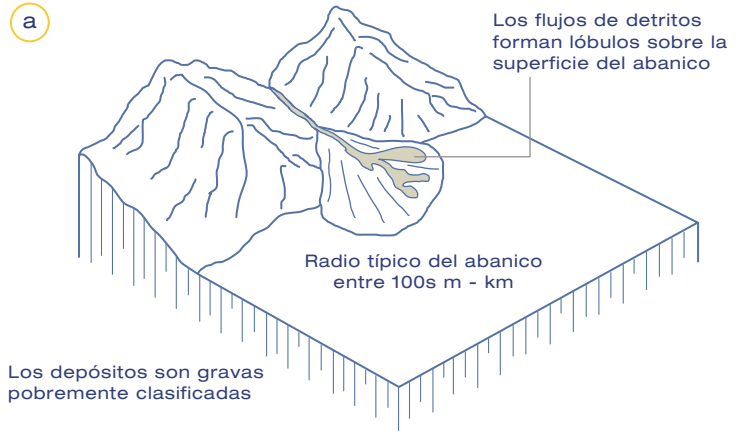
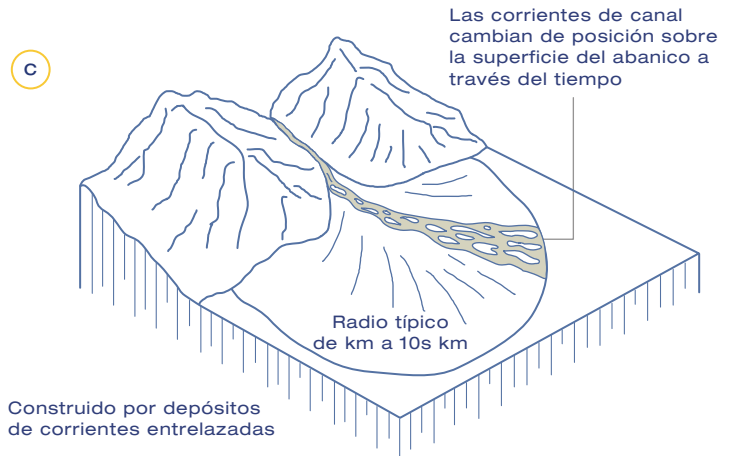
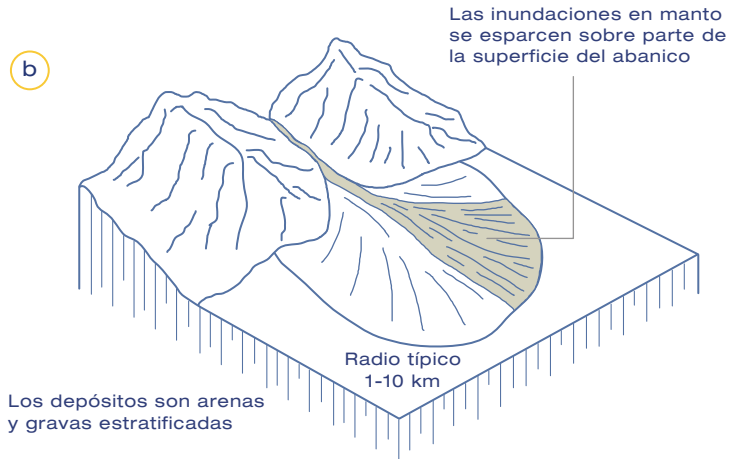


Fig. 3.7.

Tipos de abanicos aluviales según el tipo de proceso que operan en ellos: **a-** Abanico de flujo de detritos. **b-** Abanico de inundaciones en manto (*sheetfloods*). **c-** Abanico de corrientes de canales entrelazados (*stream-channell*).

TOMADO DE NICHOLS (2009)



- abanicos dominados por corrientes de canales (**Fig. 3.7c**) que son construidos por depósitos de corrientes de canales entrelazados. Sin embargo, una mezcla de estos procesos puede ocurrir en un mismo abanico.

Es así como Stanistreet y McCarthy (1993) sectorizan los procesos predominantes en cada una de las partes de un abanico aluvial dominado por flujos de detritos, que son la mayoría de ellos, de la siguiente manera:

- flujos de detritos proximales canalizados en el abanico interno, zona proximal o apical;
- flujos de detritos e inundaciones en manto (*sheetfloods*) en el abanico medio o zona media;
- crecidas laminares o inundaciones en manto (*sheetfloods*) y corrientes entrelazadas someras (*braided streams*), en el abanico externo o zona distal (**Fig. 3.8**).

Por su parte, Gutiérrez (2008) refiere que una sectorización similar en cuatro etapas (**Fig. 3.9**) fue hecha por Blair y McPherson (1994a-b) donde la etapa precursora se inicia con procesos de caídas (derrumbes) de rocas y acumulación de conos de detritos o depósitos de pie de talud (abanicos/conos de talud).

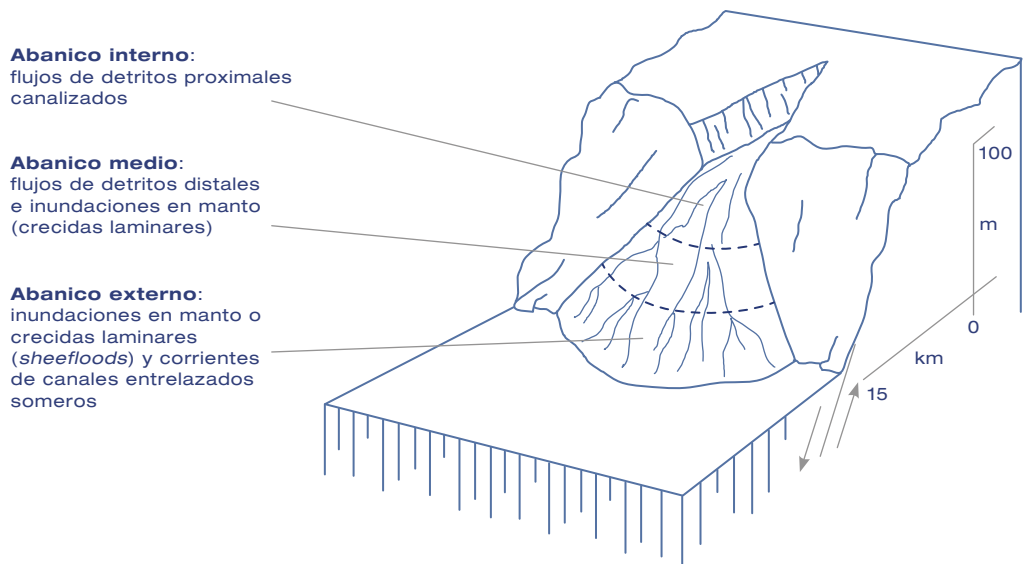


Fig. 3.8. Procesos predominantes en las diferentes zonas de un abanico de detritos, dominado por flujos de detritos (*debris flows*).

ADAPTADO DE STANISTREET Y MCCARTHY (1993)

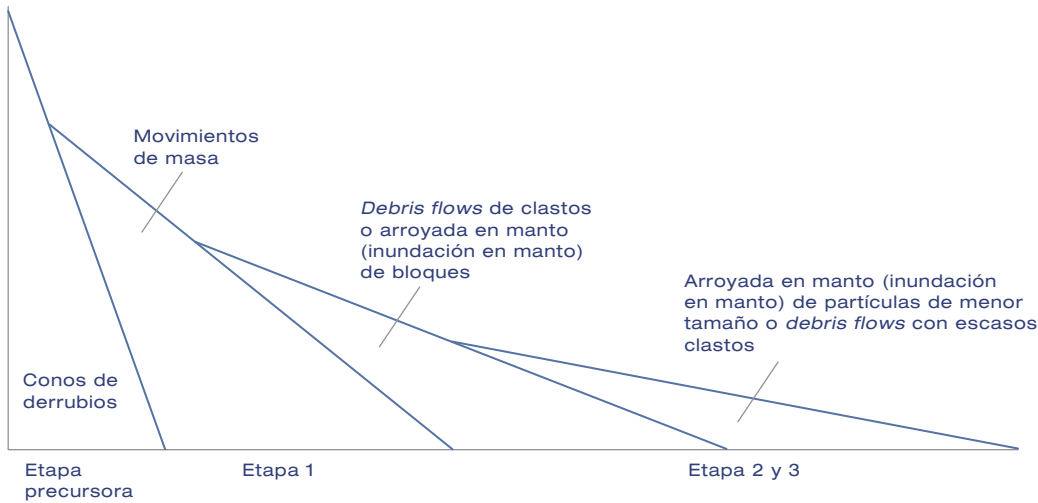


Fig. 3.9. Diagrama esquemático de las pendientes y procesos de alimentación dominantes en las etapas de evolución de un abanico aluvial.

SEGÚN BLAIR Y MCPHERSON (1994A,B)

La etapa 1 se caracteriza por la actividad de movimientos de masa del tipo deslizamientos y flujos de detritos. En la etapa 2, se amplía la cuenca de captación o alimentación a la vez que se incrementa el área del abanico y la movilización de estos depósitos construye la superficie de dicho abanico. En la etapa 3 continúa la expansión de todo el sistema de abanico y siguen produciéndose movimientos de masa en la cuenca de alimentación o captación y el material se deposita en el abanico mediante flujos de detritos e inundaciones en manto.

De esta manera se observa, como ya lo había reseñado Hooke (1967, 1987), que los flujos de detritos (*debris flows*) predominan en las partes proximales del abanico; en la parte media se mezclan los procesos de flujos de detritos y los procesos fluviales de tipo inundación en manto (*sheetflood*) y en las partes distales dominan los depósitos fluviales de corrientes entrelazadas.

3.4.1. Procesos primarios (de alimentación y formación del abanico)

Pueden englobarse en dos tipos: *a*) los movimientos de masa del tipo caídas (derrumbes), volcamientos (vuelcos), deslizamientos y flujos de detritos, que movilizan los materiales del sustrato rocoso desde las laderas hasta el ápice del abanico, a través del canal de desagüe o garganta; estos ocurren generalmente en la cuenca

de captación o alimentación que conforma la red contributiva del sistema de abanico aluvial, y corresponde a la sección superior del torrente; y *b*) aquellos en los que el transporte se produce por procesos fluviales canalizados (Blair y McPherson, 1994a-b) dentro del canal de desagüe hasta la zona de salida en el frente de montaña (ápice), sitio a partir del cual se construye el abanico en el valle o planicie de acumulación adyacente.

Como ya se mencionó en párrafos anteriores, es a partir del ápice donde se desarrolla la red distributiva o distributaria responsable de la sedimentación del abanico, y cuyos procesos predominantes son los flujos de detritos (*debris flows*) en la zona proximal, los flujos no canalizados o inundaciones en manto (*sheetfloods*) en la parte media, y los flujos en canales entrelazados someros de la red distributaria hacia la zona distal.

McPherson y Blair (1993) y Blair y McPherson (1994a-b) corroboran el papel protagonista que ejercen los flujos gravitacionales como procesos responsables de la sedimentación de los abanicos, al señalar que, las geoformas de este tipo que exhiben rangos de pendientes longitudinales (radiales) entre 1,5 y 25° (incluidos acá los conos de deyección o abanicos de detritos), se caracterizan por la presencia de depósitos de sedimentos de flujos no canalizados, es decir inundaciones en manto (*sheetfloods*); y flujos gravitacionales canalizados y no canalizados, especialmente flujos de detritos (*debris flows*), flujos hiperconcentrados (*hyperconcentrated flows*) y crecidas / inundaciones (*water floods*) denominadas así por Costa (1984); Wilford *et al.* (2004) y traducidas al castellano como “crecidas normales” por Ferrer y Dugarte (2009) y Dugarte *et al.* (2015) o simplemente “inundaciones de agua” lo cual puede parecer redundante desde el punto de vista hidrológico, pero no desde una perspectiva geomorfológica.

Inundaciones en manto (crecidas laminares)

Cuando los flujos desbordan los diques o albardones naturales de los canales o se liberan de su confinamiento, se producen las inundaciones en manto o crecidas laminares (*sheetfloods*) que transportan y depositan sedimentos, contribuyendo a la construcción del abanico. Gutiérrez (2008) señala que constituyen el tipo de proceso más frecuente en el aporte de sedimentos a los abanicos aluviales. Se trata de flujos no confinados (no canalizados) que se expanden en el piedemonte al liberarse del confinamiento de las paredes del canal de desagüe. Este autor señala que, Blair (1987) al analizar el abanico del río Roaring en el parque nacional de las montañas Rocosas en EE.UU., a partir de fotografías aéreas, describe a la inundación en manto

como una lámina continua de agua de 0,5 m de espesor que se esparce por el lóbulo depositacional activo del abanico. En este tipo de procesos los sedimentos son distribuidos de manera más o menos uniforme en láminas y la ruta que seguirán estos flujos es incierta, se mueven al azar. Sus depósitos se ubican preferentemente en la parte distal de los abanicos (Ferrer y Dugarte, 2009). Las inundaciones en manto (crecidas laminares) se dan cuando ocurren grandes tormentas de baja frecuencia de ocurrencia (Gutiérrez, 2008).

Flujos gravitacionales

Sobre la base del concepto de flujos elaborado por Varnes (1978) y Suárez (1998) se puede decir que éstos procesos son un tipo de movimiento de masa que durante su desplazamiento exhiben un comportamiento semejante al de un fluido, y se originan debido al desprendimiento y transporte de partículas gruesas y finas, en muchos casos provenientes de otro tipo de movimiento de masa, ya sea un deslizamiento o una caída, que se mueven en una matriz de agua y granos en el caso de flujos saturados, o en una matriz de aire y granos si se trata de flujos secos.

Los flujos incluyen una variación considerable de fenómenos relacionados, dependiendo de la concentración y distribución de tamaño del material sólido incluido (Jakob y Hungr, 2005), en este sentido, se tiene que los flujos que contienen principalmente finos cohesivos (limo y arcilla) son referidos normalmente como flujos de tierra y flujos de lodo (*earth flows and mud flows*), y se definen como movimientos de masa, de material fino, que varían desde flujos de tierra lentos según la clasificación de Varnes (1958, 1978) (denominados deslizamientos de lodo en la clasificación de Hutchinson 1968), comunes en suelos plásticos de grano fino, hasta flujos de lodo rápidos a muy rápidos y con mayor contenido de agua, formados en depósitos de arcillas altamente sensitivas (Sharpe, 1938; Varnes, 1978; Cruden y Varnes, 1996). Los flujos de detritos (*debris flows*), que serán explicados con mayor detalle más adelante, son generalmente flujos mixtos que contienen un rango mucho más amplio de tamaños de grano, que pueden alcanzar incluso el tamaño de bloques. Estos flujos consisten en una mezcla de agua y sedimentos con posible adición de detritos orgánicos que se mueven como un fluido viscoso, y descienden en forma de avalancha pendiente abajo por una ladera o de manera confinada a través de un canal o torrente empinado (Eisbacher y Clague, 1984). Los flujos de detritos contienen tan alto porcentaje de sólidos que sus mecanismos difieren grandemente de los flujos de agua turbulentos “normales” en canales abiertos (Kellerhals y Church, 1990).

Los flujos de agua y sedimentos varían a lo largo de un amplio espectro continuo de concentración de sedimentos y distribución del tamaño de partículas (Jakob y Hungr, 2005). Diferentes autores han propuesto criterios para establecer los límites que diferencian a los flujos en tres categorías principales de acuerdo al porcentaje de sólidos en el caudal (crecidas/inundaciones “normales”, flujos hiperconcentrados y flujos de detritos). Al respecto, Costa (1984) realiza un interesante intento por diferenciar los tres principales tipos de flujos de acuerdo al porcentaje de sólidos en relación al peso total (Tabla 3.2); mientras que Wilford *et al.* (2004) establecen otros límites de clase basados en el porcentaje de sólidos en el volumen total de flujo (Tabla 3.3).

Crecidas / inundaciones “normales”

El término *water floods* fue utilizado por Costa (1984) y puede ser traducido al castellano como inundaciones de agua o crecidas normales, para referirse al aumento del caudal de las corrientes que transitan en canales abiertos, y que conducen al desborde de los cauces. Las crecidas “constituyen un caso extraordinario de escorrentía caracterizado por una gran cantidad de flujo que se genera y evacúa con relativa rapidez” (Camarasa, 2002: 859). Su característica esencial es el aumento repentino de los volúmenes de escorrentía en un sistema fluvial y se presenta cuando los caudales máximos superan la capacidad de evacuación de los cauces. En muchos países no se establecen diferencias entre los conceptos de crecida e inundación, de hecho, el término en inglés “*flood*” aplica para ambos casos; por ejemplo, la definición de Chow (1956) indica que la crecida o la inundación es un flujo relativamente alto que sobrepasa el canal natural por el que discurre la escorrentía. Normalmente suelen diferenciarse ambos términos, empleando la palabra inundaciones repentinas (*flash floods*) como sinónimo de avenidas, riadas, inundaciones de cabecera, o simplemente crecidas, para referirse a las que ocurren en la parte alta de las cuencas fluviales de zonas montañosas; y el término inundación de llanura aluvial (*floodplain flooding*) en el caso de aquellas que ocurren en llanuras aluviales de desborde propiamente dichas.

Las inundaciones de agua (*water floods*) o crecidas normales se encuentran en el extremo inferior del espectro de los flujos, y según Waananen *et al.* (1970); Jakob y Hungr (2005) transportan mayoritariamente sedimentos finos en cantidades relativamente pequeñas en relación al volumen total de flujo, con sedimentos suspendidos que tienen poco efecto sobre el comportamiento del flujo, y concentraciones generalmente menores al 4% del volumen total (vol%) o del 10% del peso total (wt%).

Tabla 3.2.

Clasificación de los flujos gravitacionales en cauces.

FUENTE: COSTA (1984)

Tipo de flujo	Carga de sedimento (por peso)*	Densidad aparente g/cm ³	Resistencia dinas/cm ²	Tipo de fluido	Características de los depósitos y formas de relieve resultantes
Crecidas "normales" (<i>water floods</i>)	1 – 40%	1,01 – 1,3	< 100	Newtoniano	Bien seleccionado; láminas estratificadas y bancos
Flujos hiperconcentrados o inundaciones de detritos (<i>hyperconcentrated flows / debris floods</i>)	40 – 70%	1,3 – 1,8	100 – 200	Aprox. Newtoniano (?)	Pobremente seleccionado; estratificación débil, contactos poco definidos
Flujos de detritos (<i>debris flows</i>)	70 – 90%	1,8 – 2,6	> 200	Visco-plástico	Diques y lóbulos constituidos por detritos muy pobremente seleccionados

* Se asume que el contenido de arcilla < 10%

Tabla 3.3.

Límites de clase de los distintos tipos de flujos.

FUENTE: WILFORD *et al.* (2004)

Tipos de flujo	Concentración de sedimentos (% en volumen)
Crecidas "normales" (<i>water floods</i>)	<20
Flujos hiperconcentrados o inundaciones de detritos (<i>hyperconcentrated flows / debris floods</i>)	20 a 47
Flujos de detritos (<i>debris flows</i>)	>47

Por su parte, Wilford *et al.* (2004) sostienen que los flujos con concentraciones de sedimentos menores al 20% del volumen total entran en la categoría de crecidas "normales". Por otro lado, Costa (1984) sostiene que los flujos con concentraciones de sedimentos entre 1 y 40% del peso total se incluyen en esta categoría.

Flujos hiperconcentrados (crecidas/inundaciones de detritos)

Se encuentran en la categoría intermedia del espectro; son flujos muy rápidos de agua con detritos que se desplazan a lo largo de un canal empinado (Jakob y Hungr, 2005).

Costa (1988) y Wilford *et al.* (2004) señalan que cuando los materiales provenientes de las laderas comienzan a incorporarse al cauce y se incrementa el porcentaje de sólidos aproximadamente entre 20 y 47% en volumen, ya se considera un flujo hiperconcentrado (*hyperconcentrated flows*). Según Costa (1984) el porcentaje del peso total (wt%) de concentración de sedimentos para esta categoría varía entre el 40 y 70%. Por otra parte, el PMA (2007:23) considera que las crecidas de detritos (*debris floods*) también llamadas flujos hiperconcentrados, se caracterizan por caudales pico 2 ó 3 veces mayores que los de una inundación de agua o crecida normal.

Flujos de detritos (*debris flows*)

Al otro extremo del espectro, especialmente en condiciones geológicas o geomorfológicas favorables a su ocurrencia, se encuentran los flujos de detritos (*debris flows*) y flujos de lodo (*mud flows*) de alta descarga, los cuales pueden transportar más sedimentos que agua (Jakob y Hungr, 2005). Dicha afirmación es corroborada por Corominas *et al.* (1996) cuando mencionan que se trata de movimientos de masa complejos, conformados por una mezcla de materiales gruesos tales como gravas, bloques y fragmentos rocosos en una matriz de arena, limo y arcilla. Para el Proyecto Multinacional Andino (PMA, 2007: 19) son procesos rápidos a extremadamente rápidos de detritos saturados que transcurren “principalmente confinados a lo largo de un canal o cauce con pendiente pronunciada”. Sin embargo, como ya se había mencionado, no necesariamente tienen que ser saturados y tampoco confinados en canales.

Por otra parte, vale señalar que las descargas pico que presentan los flujos de detritos pueden ser hasta 40 veces mayor que aquellas vinculadas a una inundación de agua/crecida normal (PMA, 2007), y se constituyen en procesos geomorfológicos altamente destructivos que pueden causar pérdidas de vidas humanas e importantes daños socioeconómicos.

Eisbacher y Clague (1984) establecieron que los flujos de detritos están formados por un 70% de sólidos granulares y un 30% de agua y aire, comportándose como fluidos viscosos donde los movimientos intergranulares predominan sobre los de corte. De acuerdo a las definiciones de Costa (1984, 1988) y Pierson y Costa (1987), la concentración de sedimentos en los flujos de detritos está frecuentemente por

encima del 60% del volumen total, y los sedimentos juegan un papel integral en el comportamiento y la mecánica del flujo (Wan y Wang, 1994; Coussot y Piau, 1994; Coussot, 1995; Iverson, 1997; en Jakob y Hungr, 2005). Costa (1984) señala que el porcentaje del peso total (wt%) para esta categoría de flujo varía entre el 70 y 90%. Por su parte Wilford *et al.* (2004) consideran que los flujos de detritos tienen concentraciones de sedimentos mayores al 47% del volumen total.

Es importante señalar que la mayor catástrofe, de origen natural, sufrida en Venezuela al cierre del siglo XX, está precisamente relacionada con la ocurrencia de flujos de detritos y flujos de lodo sobre abanicos aluviales, causados a partir de un fenómeno de origen hidrometeorológico, en la denominada tragedia del estado Vargas (Ferrer *et al.*, 2014), en el litoral central de Venezuela en diciembre del año 1999, la cual ha sido ampliamente descrita en la literatura. La magnitud de este evento, en número de afectados y consecuencias socioeconómicas, superaron: *a*) el fenómeno natural ocurrido el 31 de mayo de 1970, cuyo detonante fue de origen sísmico y que destruyó la ciudades de Yungay y Ranrahirca (Perú), cubriéndolas bajo 5 metros de detritos y lodo y causando la muerte de más de 18.000 personas aproximadamente, y *b*) a la catástrofe acaecida el 13 de noviembre de 1985 en la ciudad de Armero (Colombia), donde la reactivación de la actividad volcánica del Nevado del Ruíz interactuó con las masas de hielo que coronaban dicho volcán, desencadenando una serie de flujos de detritos y lodo (lahares) que descendieron por sus laderas y arrojaron rápidamente a esta ciudad y en la que fallecieron la mayoría de sus habitantes, con un estimado de 21.000 a 22.000 decesos (Ferrer, 2000; Ferrer y Delgadillo, 2014).

En la clasificación de los movimientos de masa (Fig. 3.10) propuesta por Coussot y Meunier (1996) se establece una relación entre el contenido de agua y sólidos y los procesos descritos.

Torrentes de detritos (debris torrents)

Este término es usado en la Columbia Británica para referirse a un tipo de flujo con muy poco contenido de material sólido por debajo del tamaño de la arena, que consiste principalmente de grava y bloques, frecuentemente con alto porcentaje de detritos orgánicos desde ramas y raíces hasta grandes árboles (Kellerhals y Church, 1990).

Según la clasificación de Coussot y Meunier, un “torrente de detritos” (*debris torrent*), posee mayor contenido de agua y menor contenido de sólidos que un flujo de detritos, pero la proporción de grava y bloques es elevada y el transporte del material se realiza mayormente por carga o tracción de fondo, lo cual explica su alto poder

Cuando un sistema fluvial con las características de un torrente pasa de estado latente a activo, debido a la ocurrencia de mecanismos desencadenantes tan efectivos como una tormenta de origen meteorológico o un sismo de magnitud variable, los procesos sedimentarios mencionados con anterioridad pueden tener lugar. Esta dinámica cambiante de los sistemas de torrentes nos refiere a la noción de “periodos de retorno” (Ferrer y Dugarte, 2009) y de la “frecuencia” con que ocurren dichos mecanismos detonantes de los procesos responsables de la construcción de los abanicos aluviales, principalmente los flujos gravitacionales de sedimentos, los cuales constituyen una categoría de movimientos de masa que se mueven a muy altas velocidades y tienen un alto poder destructivo. Como lo mencionan Ferrer y Dugarte (2009) el período transcurrido entre un evento y otro puede variar de cientos a miles de años, lo cual permite un extenso e intenso desarrollo urbanístico sobre este tipo de depósitos sedimentarios o la evolución de otros tipos de ocupación; a estos le siguen períodos caracterizados por cortas pulsaciones durante las cuales se suelen generar violentos procesos de transporte de detritos, lo que hace de los abanicos aluviales “**sitios peligrosamente seguros**” (Ferrer, 2000, 2001; Ferrer y Dugarte, 2009).

La frecuencia de los flujos de detritos y otros flujos sedimentarios-gravitacionales depende principalmente de la geología y el clima del área fuente (Miall, 2006). Los flujos de detritos subacuáticos aportan muchos sedimentos gruesos y mal clasificados a las superficies de los abanicos aluviales, como se documentó por primera vez en detalle por Blackwelder (1928).

Desplazamiento de cauces (deriva lateral y avulsión)

Los abanicos aluviales son formas agradacionales de los paisajes y, como en el caso de los deltas, que son rasgos asociados a ellos, las corrientes sobre los abanicos están sujetas a avulsión, que consiste en cambios repentinos, y a menudo drásticos de la posición del canal. Los abanicos aluviales activos se acumulan gradualmente a través de la depositación de las partes gruesas de la carga de sedimentos de una corriente (Kellerhals y Church, 1990) y su patrón geométrico radial está determinado por la ocurrencia de procesos de acreción lateral versus acreción vertical (Ferrer y Dugarte, 2009), la acreción lateral se produce por **deriva lateral (deambulaci3n)** de los canales distributarios debido principalmente a procesos de **avulsión** y la acreción vertical tiene lugar por sedimentaci3n vertical (agradaci3n), debida a la depositaci3n de partculas en suspensi3n (Guti3rrez, 2008) y de aquellas que viajan por saltaci3n y tracci3n o carga de fondo, lo que depende del comportamiento del flujo en condiciones de estiaje (aguas bajas) o bajo condiciones de lluvia durante los procesos de desborde (Ferrer y Dugarte, 2009). Por lo general, la depositaci3n dentro de

un cinturón de canales estrechos de la red distributaria, construye la superficie del abanico en un sector y reduce la pendiente, de allí que eventualmente pueda ocurrir un proceso de avulsión, que consiste en el cambio repentino del canal durante un evento de alta descarga, cuando los flujos de agua y sedimentos sobrepasan los diques o albardones naturales del canal y dicha descarga cambia hacia una región del abanico que tiene una pendiente más pronunciada en dirección de una posición topográfica más baja. De esta forma, el agua y los sedimentos se desplazan gradualmente a través de todo el abanico, formando su típico lóbulo depositacional. En el caso de los ambientes áridos la descarga fluvial puede darse en forma de crecidas laminares o inundaciones en manto (*sheetfloods*) y de otros flujos gravitacionales de sedimentos que no están confinados a canales (Nemec y Steel, 1988; Miall, 1992).

A diferencia de las inundaciones en manto (*sheetfloods*) que ocupan gran extensión lateral, los flujos someros ocurren principalmente en las partes distales de los abanicos aluviales en las zonas desérticas, donde el agua de escurrimiento proveniente de las lluvias altamente torrenciales, fluye hacia las superficies con poca o ninguna vegetación y con un relieve muy atenuado. Incluso aquí, la dirección de los flujos cambia impredeciblemente (Kellerhals y Church, 1990).

En la mayoría de los casos los cambios más representativos en la conducta de los canales se incrementan con la distancia. Es muy frecuente que el relleno de estos genere un abandono episódico y de esta forma se desarrolle un nuevo canal (Ferrer y Dugarte, 2009). La ruta exacta del nuevo cauce o canal de corriente es frecuentemente muy impredecible. Esta puede ser determinada por una serie de eventos aleatorios tales como represamientos de detritos que causan la obturación de sumideros, alcantarillas y puentes. Una depresión muy pequeña en la superficie del abanico, como una zanja en la carretera, puede convertirse repentinamente en el nuevo curso de la corriente principal (Kellerhals y Church, 1990). Estas condiciones de inestabilidad generan una de las mayores amenazas en abanicos aluviales (Ferrer y Dugarte, 2009). Las avulsiones no constituyen “desbordes” en el sentido clásico de la palabra y las amenazas asociadas con la exposición a ellas no son fácilmente determinadas con el mapeo o cartografiado de los procesos que inciden sobre el abanico.

Muchos de los mapas hechos sobre abanicos dan una impresión errada de una amenaza de desborde cuando de hecho, la amenaza real está relacionada a potenciales avulsiones, las cuales se encuentran normalmente asociadas a altas velocidades de la corriente, erosión y depositación de sedimentos incluyendo detritos muy gruesos. En casi todas las instancias los procesos de avulsión son amenazas mucho más severas que un ‘desborde/inundación normal’ (Kellerhals y Church, 1990).

3.4.2. Sugerencias para la gestión de abanicos aluviales sensibles a la ocurrencia de flujos de detritos

En el libro *Alluvial Fans. A field Approach*⁽¹⁾ se presenta un interesante ejemplo de aplicación con su expresión cartográfica relacionado, en esencia, con la zonificación de la propensión a la ocurrencia de flujos de detritos en abanicos aluviales; trabajo sintetizado por Kellerhals y Church (1990), en el que se describe de forma detallada, el enfoque de la Empresa Thurber Consultants (1983a,b), a partir del manejo de una serie de abanicos aluviales (26 en total) propensos a ser afectados por amenazas de crecidas y “flujos de detritos” (*debris flows*), localizados en la Columbia Británica, al oeste de Canadá, donde ambos autores tienen además una amplia experiencia.

(1)

El libro *Alluvial Fans. A field Approach*, editado por Rachocki y Church (1990) se encuentra dedicado por completo al estudio de la génesis, características geomorfológicas, así como las ventajas y restricciones de uso de los abanicos aluviales y donde se sintetizan las experiencias de un número apreciable de investigadores (en su mayoría geógrafos-geomorfólogos) a partir de múltiples trabajos y estudios de caso llevados a cabo tanto en ambientes recientes: naturales y antrópicos, como en función de aspectos paleogeomorfológicos. También se incluye en esta obra el manejo de las principales amenazas a las que pueden ser sometidos los abanicos, lo cual puede resultar especialmente útil cuando se presentan procesos geográficos de localización, ocupación y uso de la tierra sobre estas importantes formas del relieve.

Este sistema de zonificación puede ser aplicable a los Andes venezolanos, así como al litoral central de Venezuela, adaptando lógicamente la metodología a las condiciones de sitio.

El citado enfoque se orientó a realizar, como primer paso, una evaluación detallada de las cuencas de cada uno de los abanicos estudiados. La investigación abarcó el registro histórico, y la identificación y datación de cada uno de estos depósitos.

En este contexto, se definieron cinco categorías de probabilidad de ocurrencia de flujos de detritos: muy alta, alta, moderadamente alta, baja y áreas no propensas. En el segundo paso, teniendo la información anterior disponible, y en especial una estimación de los periodos de retorno, elaboraron planos con indicación de los niveles de amenaza.

Así se codificaron tres tipos ‘T’ para flujos de detritos (zonas de impacto directo, zonas de impacto indirecto y zonas susceptibles de ser inundadas por flujos de detritos (Fig. 3.11, Tabla 3.4) y tres definidos como ‘F’ relacionados con procesos de avulsión y desbordes (zonas con amenazas por crecidas: alta, moderada y baja). Así mismo, se delinearón áreas con potencial de ser afectados por depositación de detritos y delimitación de aquellos sectores que sufrieron los efectos de eventos previos (basados en registros históricos).

Fig. 3.11.

Ejemplo de caso de zonas de amenazas sobre el abanico Alberta Creek (muy cerca de Vancouver en la Columbia Británica: en Canadá) definidas por Thurber Consultants (1983b) y modificado por Kellerhals y Church (1990). De los 26 abanicos aluviales estudiados por la citada empresa: (i) 24 presentaban zonas de amenaza o peligro por flujos de detritos (codificados con la letra 'T') y se correspondían con las cuencas más pequeñas. (ii) Los otros dos abanicos restantes, con cuencas de captación de mayor tamaño, estaban libres de peligro ante la ocurrencia de flujos de detritos, pero expuestos a los embates de las crecidas y procesos de avulsión, y fueron denominados o definidos con la letra 'F' (este no es el caso de la Fig. 1).

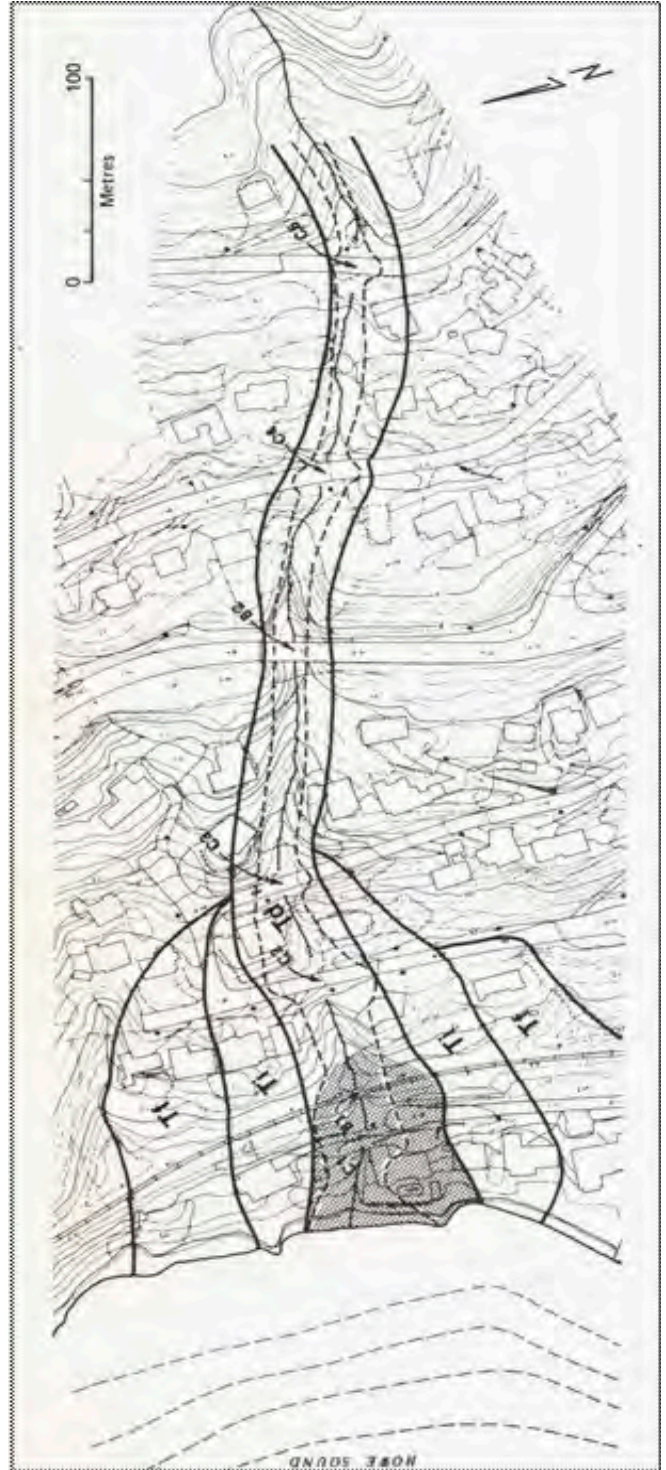


Tabla 3.4.

“*Fan hazard zone classification*” ó clasificación de las zonas de amenazas en un abanico.

SEGÚN THURBER CONSULTANTS (1983b). TRADUCIDO DE: KELLERHALS Y CHURCH (1990)

Categoría	Descripción
Td	Zona de impacto directo de los flujos de detritos: zona a través de la cual “puede transitar la oleada de detritos” (o simplemente por donde los flujos de detritos pueden trasladarse). El riesgo de impacto es por lo tanto alto. El material transportado a través de esta zona podría contener bloques de hasta varios metros de diámetro y troncos e árboles, e incluso, con más de 30 metros de largo.
Ti	Zona de impacto indirecto de los flujos: zonas a través de la cual se pueden desviar las oleadas de detritos y/o por donde los flujos pueden viajar o pasar. El riesgo de daño por impacto es menor. El material aquí presente podría incluir rocas grandes y restos de troncos de árboles, pero es más probable que contenga rocas de menos de 1 metro, con material de grano fino y suelo orgánico o capa de materia orgánica.
Tf	Zona de desbordes debido a los flujos de detritos: zona expuesta a desbordes o inundaciones como resultado de la obturación del canal principal por los flujos de detritos. El riesgo de daño por impacto de los detritos es bajo. El material fino y la cobertura orgánica pudieran estar contenidos en la inundación. Área de potencial deposición de detritos: Superficie dentro de la cual los materiales de los flujos de detritos pueden depositarse. Idea general o esbozo del área directamente afectada por eventos previos conocidos: se refiere a eventos históricos registrados, más que a eventos conocidos por su morfología o estratigrafía y de fecha incierta.
Fh	Zona de alta amenaza por crecidas: zona que tiene una alta probabilidad de ser afectada por crecientes. En esta zona los procesos de avulsión son posibles.
Fm	Zona de moderada amenazas por crecidas: zona que tiene una moderada a alta probabilidad de ser afectada por crecidas y donde los procesos de avulsión pueden ocurrir, pero son poco probables.
Fm (Fl)	Zona de baja amenazas por crecidas: zona que posee una moderada a baja probabilidad de ocurrencia de crecidas, pero donde los procesos de avulsión son poco probables.

3.4.3. Procesos secundarios o de remodelación

Los abanicos se construyen en buena medida debido a la ocurrencia de fuertes precipitaciones, las cuales tienen periodos de retorno variables, y como consecuencia la superficie del abanico está sometida durante un largo intervalo de tiempo a la actuación de procesos secundarios que alteran o modifican la morfología derivada de la acción de los procesos primarios o de alimentación. Estos procesos son muy variados y han sido analizados por varios autores (Gutiérrez, 2008) entre los cuales destacan Blair y McPherson (1994b), quienes mencionan los siguientes procesos de remodelación (Tabla 3.1): remoción por escurrimiento superficial como proceso principal, surcos y cárcavamiento, erosión por gotas de lluvia, erosión/acumulación eólica, horadaciones por animales, acción de las raíces de plantas, meteorización en sedimentos, desarrollo de suelos, flujos de aguas subterráneas y fluctuaciones del nivel freático, formación de pátinas de alteración, cementación subsuperficial, erosión lateral, plegamiento y fallamiento producto de la actividad tectónica Cuaternaria.

3.4.4. **Otros procesos: represamientos y aludes sísmicos**

Represamientos y rupturas de diques naturales

La obturación de cauces o drenajes, formación de lagunas y su posterior ruptura en forma de olas de descarga constituyen procesos importantes del modelado del relieve en zonas montañosas. Este tipo de procesos se relaciona con los movimientos de masa y sus mecanismos desencadenantes, sean estos de origen sísmico o hidrometeorológico. El aspecto que relaciona el desarrollo de abanicos con el problema de la formación/ruptura de diques naturales es que muchos de estos depósitos, al represar (obturar) cauces, contribuyen a la formación de lagunas de obturación y a la consecuente ocurrencia de olas de descarga, lo cual influye en la morfología de dichos canales y en la conducta hidráulica de los sistemas fluviales (Ferrer, 1999a; Ferrer y Dugarte, 2009). Más de 30 casos históricos de represamientos y rupturas en Venezuela, con especial énfasis en los Andes merideños, se encuentran reseñados en Ferrer (1999a); y uno de los ejemplos más emblemáticos se refiere a la obturación del río Mocotíes como consecuencia del alud producido por el sismo de 1610 en el sector La Playa de Bailadores, estado Mérida, Venezuela (Ferrer y Laffaille, 1998; Singer, 1998), el cual será tratado más adelante, en el capítulo 4.

Otros ejemplos los constituyen el caso de obturación del río Chama en 1947 y que afectó particularmente el poblado de Ejido en las adyacencias y el propio cauce de la quebrada Montalbán y en el abanico recién formado (Ferrer y Laffaille, 2002; Ferrer *et al.*, 2006) en las cercanías de la urbanización Don Luis, específicamente en el sector la Vega de Ejido, donde hoy en día se encuentra la planta procesadora de materiales de construcción llamada La Picadora, todos estos sitios ubicados en el estado Mérida, Venezuela. Los mismos autores analizan los casos de represamiento y ruptura en el sector Chichuy y evalúan el potencial y la grave amenaza sobre el caserío La González y la urbanización Chama-Mérida o Villa Libertad, también localizados en el estado Mérida, Venezuela (Delgadillo *et al.*, 2004; Ferrer *et al.*, 2005; Ferrer y Laffaille, 2005; Delgadillo *et al.*, 2009).

Este fenómeno adquiere especial relevancia y constituye un factor de primordial importancia en el estudio evolutivo de los abanicos aluviales; caso especial del abanico El Palón, en el río Chama en el sector de la Capea, San Rafael de Tabay, que causó un profundo impacto en la población de Tabay, estado Mérida, Venezuela, el cual ocurrió como consecuencia de un movimiento sísmico (Ferrer, 1998; Ferrer y Laffaille, 1999; Ayala *et al.*, 2004; Ayala, 2006).

Aludes sísmicos

Los eventos de tipo catastrófico ocasionados por la ocurrencia de movimientos sísmicos, juegan un papel importante en el desarrollo de abanicos aluviales. Entre los

movimientos de masa que deben ser analizados en detalle relacionados con este tipo de eventos cuentan: las caídas (derrumbes), deslizamientos, y avalanchas tanto de rocas como de detritos (Ferrer y Dugarte, 2009).

El colapso de estos materiales está relacionado con la disminución progresiva o violenta, tanto de su ángulo de fricción interna como de su resistencia al corte, y constituye uno de los principales efectos cosísmicos (Keefer, 1984; Cotecchia, 1987).

Ferrer y Dugarte (2009) destacan que es importante resaltar dos aspectos: 1) el agua no juega un rol fundamental durante las etapas iniciales de estos movimientos, y 2) a mayor tamaño de la masa desplazada se incrementa el grado de desintegración y pulverización (caso de las avalanchas de roca/detritos).

Un magnífico ejemplo de ello lo constituye la discusión planteada por Ferrer y Laffaille (1998) para el caso del alud sísmico de La Playa (municipio Rivas Dávila, estado Mérida), uno de los eventos históricos más emblemáticos de los Andes venezolanos relacionado con el terremoto de Bailadores en 1610, donde los depósitos consisten de megabrechas con pobre a rica matriz granular, la misma clase de materiales reportados por Blair y McPherson (1994b: Fig. 14/p. 647) como depósitos resultantes de este tipo de eventos. Elementos que contribuyen a identificar en el análisis de litofacies, la incidencia de estos procesos en el registro estratigráfico de los abanicos (Ferrer y Laffaille, 1998).

Los derrumbes (caídas) de roca constituyen la forma más simple de colapso en los macizos rocosos de pendientes elevadas y los deslizamientos de rocas generan el desplazamiento de grandes bloques.

Un ejemplo muy interesante lo constituye el deslizamiento del cerro Chorote (**Fig. 3.12 y 3.13**), muy cerca de Lagunillas de Urao, municipio Sucre del estado Mérida, que inició en la margen izquierda del río Chama, donde un gran bloque de rocas del Precámbrico (Asociación Sierra Nevada, perteneciente al Complejo Iglesias) se deslizó y ahora yace sobre la parte distal de un abanico aluvial muy joven en la margen derecha del río. La sección del cerro Chorote orientado al suroeste y en contacto con el río muestra una corona semicircular. Este bloque de rocas posee un espesor de 10-15 m, una longitud de 720 m y un ancho máximo de 230 m (Ferrer, 1993).

En contraste con el deslizamiento de grandes bloques de roca como el cerro El Chorote, los aludes o avalanchas de rocas/detritos presentan un mecanismo más complejo de transporte, además de diferir en el tamaño de la masa. Sin duda, un proceso de estas características representa una de las mayores amenazas para los centros

urbanos ubicados en áreas montañosas. Los aludes o avalanchas, considerados la mayoría como efectos secundarios de los sismos (cosísmicos), movilizan los mayores volúmenes de material, se desplazan a muy altas velocidades y alcanzan las más largas distancias de todos los tipos de movimientos de masa; de allí su alto poder destructivo.

Fig. 3.12.

Deslizamiento del cerro Chorote, cerca de Lagunillas de Urao, estado Mérida, Venezuela. Nótese la masa deslizada (cerro Chorote) de rocas precámbricas pertenecientes al Complejo Iglesias (Peis) sobre la parte distal de un abanico muy joven (Qab6).

FOTOGRAFÍA TOMADA POR:
R. AYALA, 2014

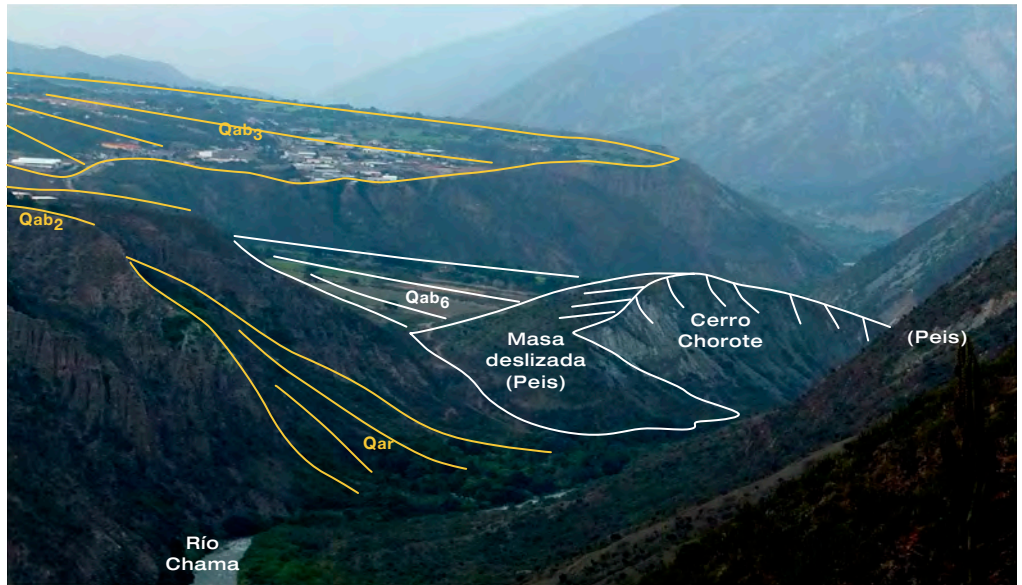
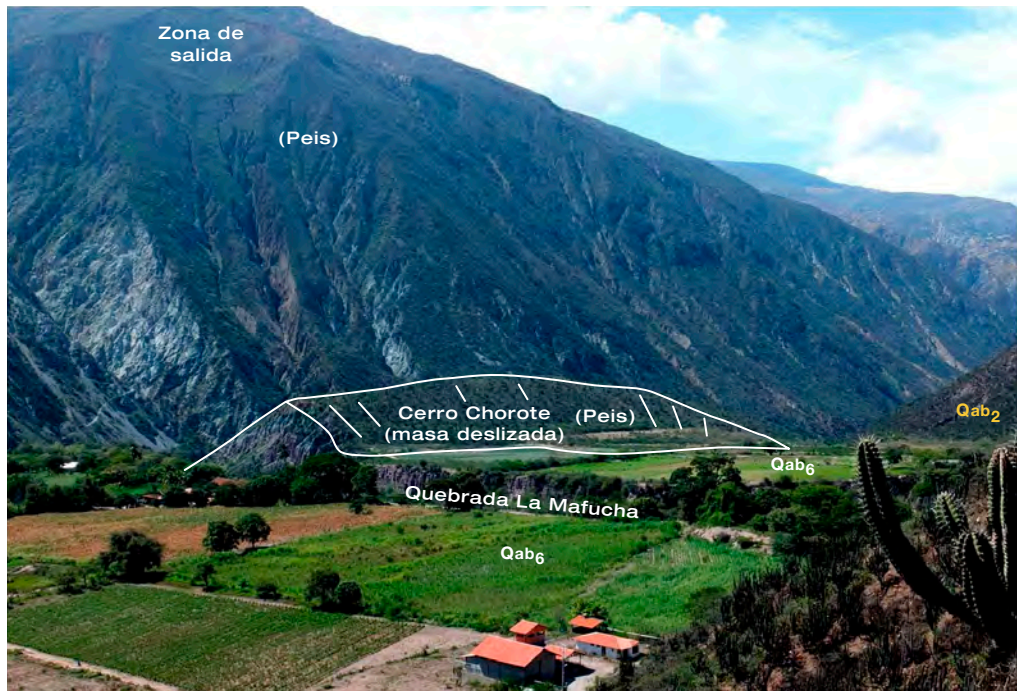


Fig. 3.13.

Obsérvese la masa deslizada (Cerro Chorote) adosado a la parte distal del abanico (Qab6) en su flanco derecho. Se puede observar también la zona de despegue de las rocas del Complejo Iglesias (Peis).

FOTOGRAFÍA TOMADA POR:
R. AYALA, 2015



págs. 76—148



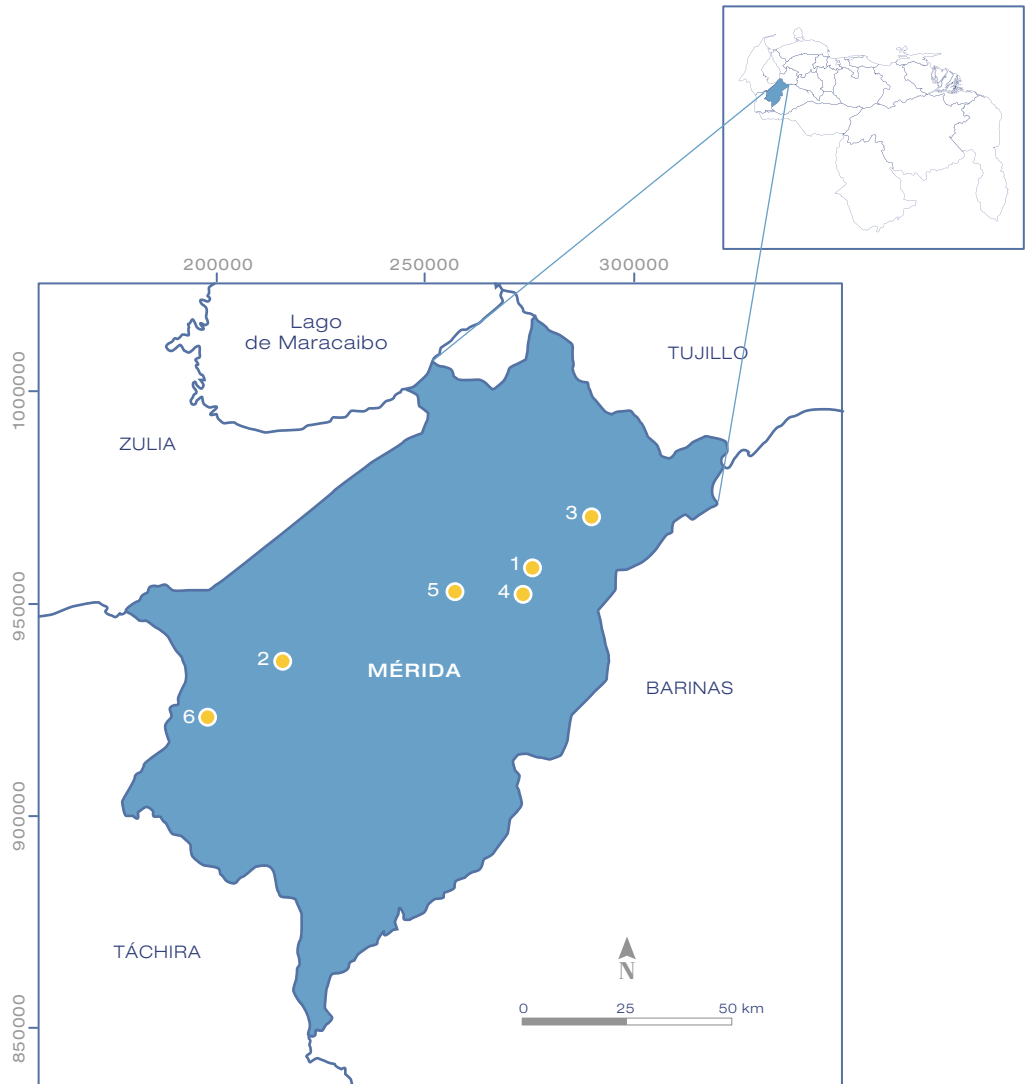
algunos
casos
de estudio
localizados
en los
Andes
centrales
venezolanos

CAPÍTULO

4

En este capítulo se tratan algunos casos de estudio ubicados en el estado Mérida, Andes centrales venezolanos.

Localización relativa: 1, 2, 3, 4, 5 y 6.





4.1. Abanico El Palón

Un ejemplo típico de abanicos aluviales formados por flujos de detritos, lo constituye el del abanico El Palón (Fig. 4.1), cuya dinámica de formación y evolución pudo ser documentada en un corto período. Como lo afirma Beaty (1990), basado en observaciones por más de 30 años de los abanicos aluviales de las Montañas Blancas de California y Nevada en EE.UU., estos son los principales procesos que intervienen en la formación de este tipo de depósitos sedimentarios.

Este sistema de abanico aluvial se encuentra en la vertiente izquierda del río Chama (Fig. 4.2), enmarcado entre las coordenadas UTM: E= 274.500 m; 275.500 m, y N= 955.000 m; 966.000 m, Huso 19, en el denominado sector Raíz de Agua, sitio conocido como El Palón, a unos 2,5 km al noreste del poblado de Tabay, estado Mérida, Venezuela.

Tal como lo señala Ayala (2006), en ese lugar la estructura geológica está controlada principalmente por la traza maestra de la zona de fallas de Boconó, la cual en este sector presenta un rumbo aproximado N 35° E y puede alcanzar los 2,5 km de ancho. La litología predominante (Fig. 4.3) consiste principalmente de gneises bandedados cuarzo-feldespáticos, gneises anfibolíticos y algunos gneises migmatíticos de la Asociación Sierra Nevada, perteneciente al Complejo Iglesias (Peis) de edad Precámbrico, que exhiben hasta cuatro familias de discontinuidades: tres familias de diaclasas con espaciado de pocos centímetros a varios metros, y los planos de foliación, que allí se disponen con rumbo aproximadamente paralelo al del fallamiento regional, variando desde N 35° E hasta N 71° E, con buzamientos que van desde 34° SE hasta 43° SE.



Fig. 4.1. Abanico El Palón, al noreste de Tabay, estado Mérida, Venezuela. Obsérvese las coronas de deslizamientos rotacionales y zonas de caídas de rocas que aportan materiales que promueven la formación de flujos de detritos.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/ULA/FUNDACIÓN PROBIODIVERSA, 2013

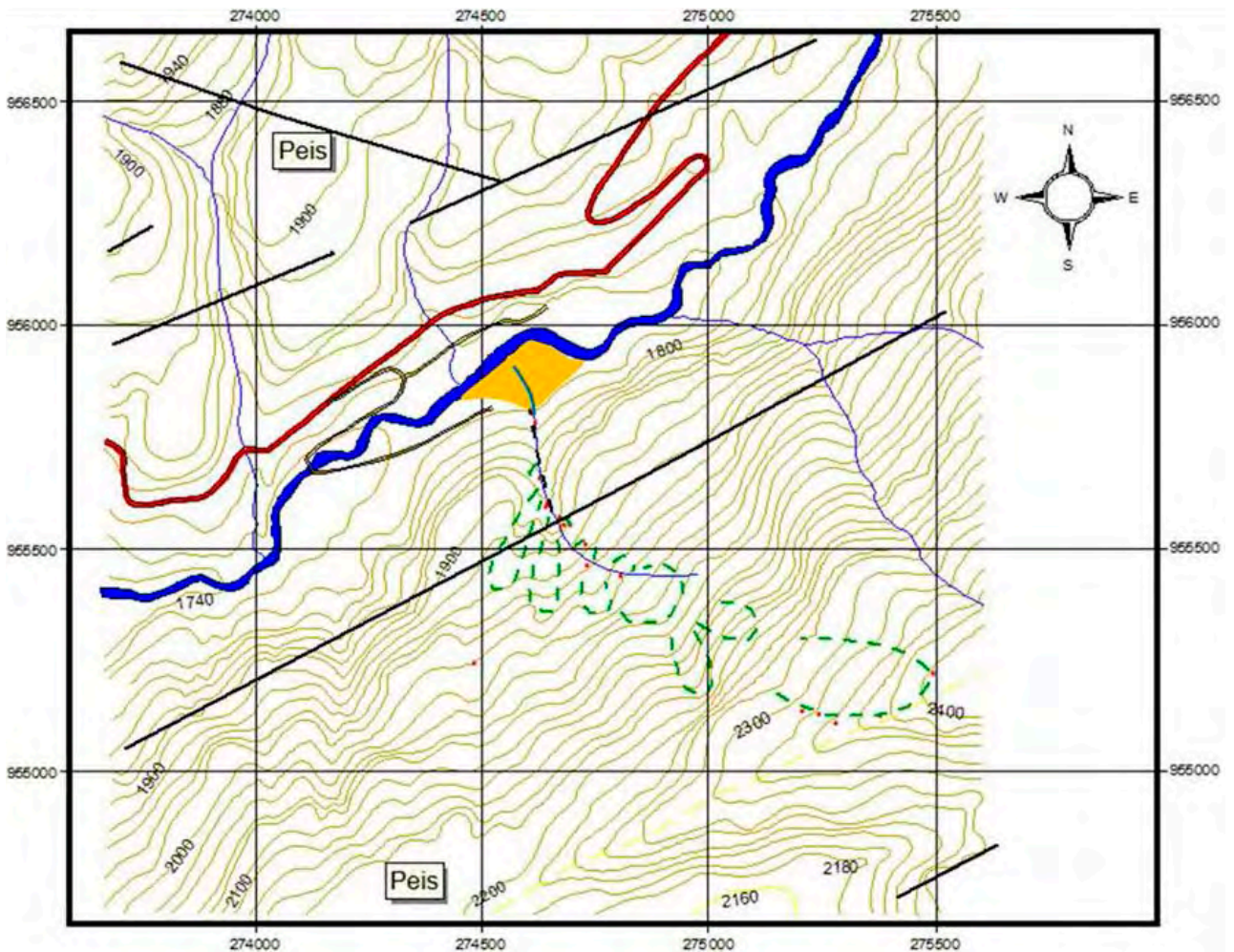


Fig. 4.2.
Aspectos Geológicos-Geomorfológicos de la microcuenca del torrente San Jaime.

FUENTE: AYALA, 2012. DATUM HORIZONTAL: W GS 84.
COORDENADAS UTM PROYECTADAS EN HUSO HORARIO 19

Legenda

-  Drenajes transversales
-  Curvas de nivel
-  Vía Panamericana
-  Río Chama
-  Trazas de la Falla de Boconó
-  Falla inferida
-  Coronas de deslizamientos
-  Precámbrico Complejo Iglesias
-  Puntos levantados con GPS
-  Abanico aluvial



Fig. 4.3.
Gneises en las vertientes del torrente San Jaime exhibiendo cuatro familias de discontinuidades con espaciado de pocos centímetros.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2008

El torrente San Jaime es el responsable de la depositación del abanico El Palón, y su canal principal o canal de desagüe se encuentra confinado a un valle estrecho de pendiente elevada que desemboca dentro del valle adyacente del río Chama. Este recibe un considerable aporte de sedimentos proveniente de la cuenca de captación o alimentación donde existe una serie de deslizamientos y zonas de caídas de roca y suelo que permanecen activos desde la fecha de su formación en diciembre de 1998 (Fig. 4.1 y 4.4).

Antes de la activación (que al parecer fue una reactivación) de los movimientos de masa mencionados, el macizo rocoso había sido previamente predisposto por un conjunto de factores preparadores o condicionantes, entre los cuales Ayala (2006) menciona los siguientes: *a*) altos niveles de meteorización de las rocas del sustrato, lo que dio lugar a la presencia de espesos perfiles de meteorización, que actualmente en algunos de los escarpes de la vertiente izquierda han sido casi totalmente removidos, dejando expuestas las rocas de la Asociación Sierra Nevada; *b*) elevado grado



Fig. 4.4. Cauce del torrente San Jaime. Nótese algunos de los deslizamientos rotacionales y zonas de caídas de rocas que han aportado el material para la formación y crecimiento del abanico a lo largo del tiempo.
FOTOGRAFÍA TOMADA POR: L. BRICEÑO, 2008

de fracturación de las rocas, c) vertientes con pendientes elevadas, que en algunos sitios superan los 30°.

Se estima que el factor desencadenante, fue la ocurrencia de un sismo de 4.2 grados en la escala de Richter, con epicentro a unos 35 km al este de la ciudad de Mérida (cercañas del páramo de Gavídea) que fue registrado en el Laboratorio de Sismología de la Universidad de Los Andes, el cual ocurrió el 17 de noviembre de 1998 (Ferrer, 1998). El factor sísmico, al parecer, se complementó con niveles excesivos de agua proveniente de las precipitaciones y del riego de las parcelas de cultivo situadas en la cima de las vertientes, que se ha venido infiltrando y percolando a través de las fracturas (Fig. 4.5), provocando el aumento de las presiones de poro y propiciando la erosión subterránea, que en algunos casos ha terminado en la ocurrencia de procesos de tubificación.

En este sentido, el agua proveniente del riego y de las precipitaciones, parece haber actuado como factor condicionante y también como factor desencadenante.



Fig. 4.5.
Obsérvese como el agua infiltrada aflora a través de las fracturas en la vertiente izquierda del torrente San Jaime.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR:
R. AYALA, MAYO 2004

Para el momento en que se formó el abanico, todos los materiales aportados por los deslizamientos y las caídas de rocas, confluyeron en el torrente; una vez allí continuaron desplazándose debido a la inercia inducida por la gravedad y las aguas que fluían dentro del cauce, dando lugar a procesos del tipo flujos de detritos que fueron los responsables de su depositación. En el perfil expuesto en la incisión realizada por el canal distributivo principal, se pudo identificar hasta tres depósitos superpuestos de dichos flujos (Fig. 4.6).

Tal como lo menciona Ayala (2006) la distribución granulométrica de los materiales en el abanico (que consiste en una mezcla con muy pobre escogimiento de bloques de gran tamaño y clastos menores [angulosos a sub-angulosos] soportados por una matriz de limo y arcilla), con un irregular pero perceptible decrecimiento del tamaño de grano hacia la parte distal del abanico (Fig. 4.7a-b), junto a la presencia de lóbulos (Fig. 4.8 y 4.9) sobre la superficie del abanico, indican que la depositación por corrientes de canal fue de menor importancia que la realizada por los flujos de detritos.

En el lapso comprendido entre el 07 de mayo y el 15 de septiembre de 2004, se pudo documentar la deriva lateral de los canales distributivos causado por el relleno u obstrucción de los mismos, lo que generó el abandono temporal de algunos de ellos y el desarrollo de nuevos canales (Fig. 4.8 y 4.9).

Fig. 4.6.
Perfil del abanico en el canal distributivo principal hacia la parte media del mismo. Las líneas punteadas delimitan distintos eventos de flujos de detritos.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, SEPTIEMBRE 2004.
FUENTE: AYALA, 2006

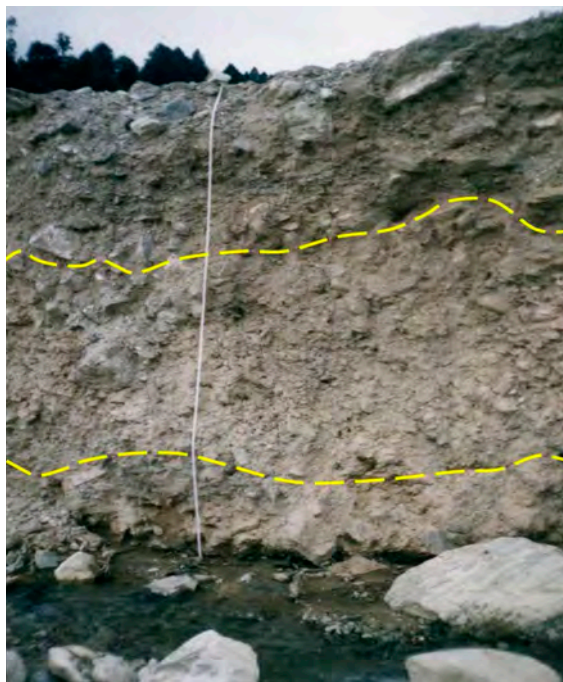


Fig. 4.7.
a- Vista del abanico El Palón desde su parte distal, mayo 2004. Obsérvese el decremento en la proporción de grandes bloques hacia la parte distal del abanico.
b- Detalle del área cercana a la sección apical del abanico en mayo de 2004. Obsérvese el aumento en la proporción de grandes bloques hacia el ápice del mismo.

FUENTE: AYALA, 2006



Fig. 4.8.
 Vista del abanico El Palón desde su ápice, mayo 2004. Destaca el canal principal bloqueado y uno de los canales secundarios activo. Se pueden observar los lóbulos formados por los flujos de detritos sobre la superficie del abanico.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 07 DE MAYO 2004

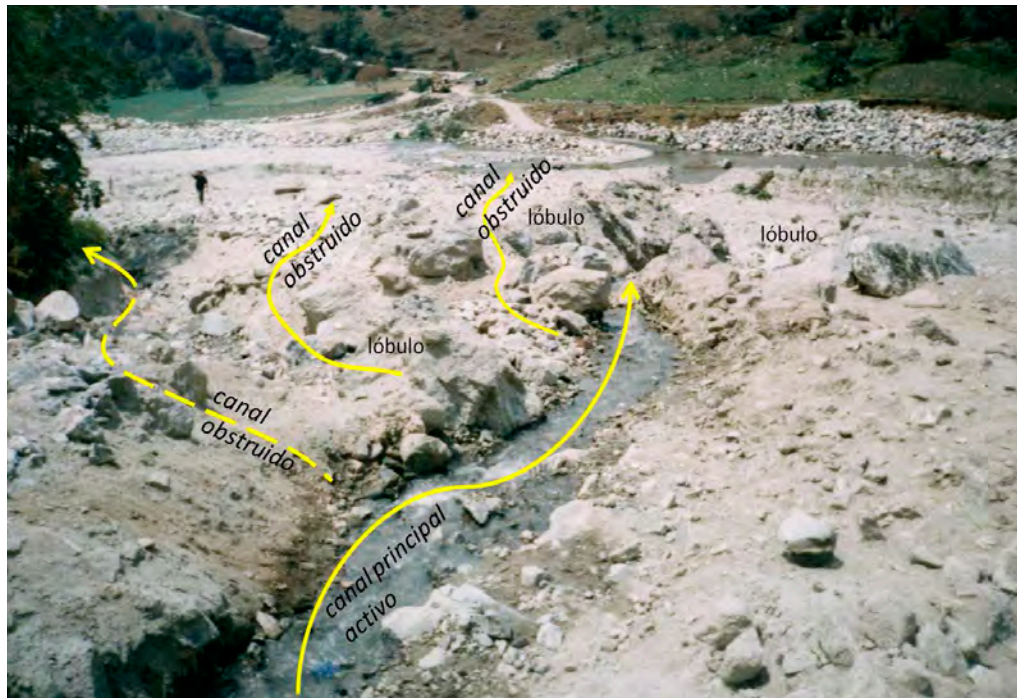


Fig. 4.9.
 Vista del abanico El Palón desde su ápice. Destaca el canal principal activo y los canales secundarios bloqueados. Se pueden observar los lóbulos formados por los flujos de detritos sobre la superficie del abanico.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 15 DE SEPTIEMBRE 2004

Dicho cambio en la posición de los canales ocurrió de manera periódica, y en algunas oportunidades pudo haber sido drástico y repentino durante los eventos en que las crecidas laminares sobrepasaron los diques o albardones naturales de los canales y la descarga cambió en dirección de la pendiente hacia la zona del abanico con una posición topográfica más baja (que en este caso corresponde al flanco izquierdo del abanico), constituyendo lo que se conoce como avulsión.

En la Fig. 4.10 se pueden identificar varios canales secundarios obstruidos en dicha zona del abanico. Los flujos de detritos se fueron repitiendo con frecuencia, causando el aumento de sus dimensiones debido a la deriva de los canales, lo cual generó procesos de agradación y progradación.



Fig. 4.10.

El abanico El Palón desvía el curso del río Chama hacia su margen derecha. Nótese los tres canales distributarios secundarios obstruidos para ese momento, hacia el flanco izquierdo del abanico. Destaca además la forma de este cuerpo sedimentario segmentado o telescópico que adoptaba el abanico para esa fecha.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2004

Ayala (2006) señala que, en el año 2002, su superficie era 30,5 ha, y para marzo del 2004 ya había alcanzado 34,5 ha, con un espesor que variaba desde 2,8 m en la sección distal del flanco izquierdo, aumentando hasta 7,5 m aprox. en su eje central, para luego disminuir a unos 3,20 m hacia la parte distal del flanco derecho. Sin embargo, hacia la parte apical el espesor pudo haber superado los 16 m. En la **Fig. 4.10**, se resalta además el patrón segmentado o telescópico que adquirió el abanico en un corto período después de su formación (5,5 años aprox.), lo cual corrobora que la segmentación no solo es producida por el factor tectónico, sino que también puede resultar de las variaciones del clima como lo mencionan Eckis (1928) y Lustig (1965). Sin embargo, en este caso, también pudo haber influenciado el corte de los sedimentos del abanico en su parte distal, por el río Chama, así como por el aprovechamiento del material para la construcción, causando el encajamiento o atrincheramiento de los canales del abanico.

En sus momentos iniciales, en la sección del río Chama donde se formó el abanico existían pocas infraestructuras que pudieran ser afectadas por el impacto directo de los materiales transportados por los flujos de detritos; el verdadero peligro que representaban los procesos que dieron lugar a su depositación era la probabilidad de ocurrencia de un represamiento del río, con la consecuente formación de una laguna de obturación y la posterior generación de una ola de descarga, en el caso de que la presa (dique) llegase a romper violentamente, lo que afectaría a las comunidades de los centros poblados asentados aguas abajo en el lecho del río o inmediatamente adyacentes al cauce; razón por la cual una de las recomendaciones hechas como medida de prevención, era y aún lo es, mantener despejado el cauce para evitar la acumulación de sedimentos que pudieran contribuir a una eventual obturación del mismo. Es por ello que en agosto de 2006 ya se encontraba en marcha la remoción de los sedimentos del primer abanico (**Fig. 4.11**), Para el año 2008 ya estaba despejado, durante el año 2009 el cauce del río Chama se mantuvo así y se removieron los materiales de un abanico incipiente que ya había comenzado a formarse nuevamente. El despeje del cauce permitió advertir que hacia su parte apical el abanico El Palón pudo haber superado los 16 m de espesor, tal como se deduce de la **Fig. 4.12**, tomando como escala la pequeña vivienda situada en el ápice.

El volumen de los materiales adosados a las superficies de deslizamientos todavía activos en las vertientes del torrente (**Fig. 4.13**), garantizó el aporte continuo de materiales para un segundo abanico, que en el año 2011 ya se había formado (**Fig. 4.14**). Resalta también el calibre de los materiales que se encontraban para ese momento y todavía se encuentran en tránsito dentro del cauce (**Fig. 4.4** y **4.15**).



Fig. 4.11.
En 2006 se comenzó a remover los sedimentos del cauce.
FOTOGRAFÍA TOMADA POR: L. BRICEÑO, 2006



Fig. 4.12.
Durante el año 2009 el cauce del río Chama se mantuvo despejado. Las superficies de deslizamientos permanecían activas. El espesor del primer abanico en su región apical era aproximadamente igual a 6 veces la altura de la pequeña vivienda que se encuentra en el ápice del antiguo abanico, es decir, entre 16 y 20 m, aprox.
FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2009



Fig. 4.13.

Materiales en tránsito dentro del torrente San Jaime y adosados a las superficies de deslizamientos. Muchos de estos materiales han sido desplazados para dar lugar al abanico que se formó posteriormente al año 2008.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2008



Fig. 4.14.

Un segundo abanico ya se había formado en el año 2011, y para abril de 2012 sus dimensiones estaban aumentando.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2012



Fig. 4.15.

Nótese el tamaño (calibre) de los mega-clastos que para el año 2008 continuaban en tránsito dentro del torrente, luego de la remoción del primer abanico. Algunos de ellos actualmente permanecen dentro del canal, lo cual garantiza el aporte de materiales para la formación de flujos de detritos.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: L. BRICEÑO, 2008

Todo ello ha encendido nuevamente las alarmas sobre la posibilidad de un resaca, más aún cuando en el año 2008 se confirmó la existencia de un deslizamiento rotacional en la parte superior de la vertiente izquierda del río Chama, en el sitio denominado Filo de la Loma (Fig. 4.1, 4.2 y 4.16) de mayores dimensiones que los deslizamientos que fueron identificados previamente, y que no había sido advertido en los estudios previos de los años 2004 y 2006.

Este gran deslizamiento se encuentra en la parte superior de la vertiente y no se logra ver desde la carretera. Su corona llega hasta las inmediaciones de la divisoria de aguas alcanzando una longitud aproximada de 850 m (Fig. 4.1, 4.2, 4.16 y 4.17).



Fig. 4.16.

Más arriba de lo que desde la carretera parece ser la corona del deslizamiento principal, se encuentran varias coronas más, una de las cuales corresponde al deslizamiento mayor, donde el material basculado y suelto se encuentra en equilibrio inestable.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/ULA/FUNDACIÓN PROBIODIVERSA, 2013

Desde una vista aérea, no se puede apreciar bien el área del deslizamiento, la cual se encuentra todavía cubierta por vegetación boscosa (Fig. 4.16 y 4.17). La parte visible de su escarpe principal alcanza aproximadamente unos 15 m de altura (Fig. 4.18 y 4.19), lo cual hace pensar que el espesor de los materiales ya despegados podría alcanzar unos 20 m en promedio. Si multiplicamos dicho espesor por el área que ocupa (aproximadamente 54.000 m²) se obtiene un volumen aproximado de materiales disponibles para ser movilizado de al menos 1.080.000 m³. A esto hay que sumar el hecho de que ya existe otro abanico cuyos materiales ocupan espacio dentro del cauce del río, lo que aumenta la probabilidad de ocurrencia de un posible represamiento (Fig. 4.20).



Fig. 4.17.

En esta imagen de satélite la corona del deslizamiento mayor, que llega hasta las inmediaciones de la divisoria de aguas del Filo de La Loma, se encuentra demarcada con una línea segmentada amarilla en la parte superior de la imagen. El material basculado aún se encuentra cubierto de vegetación. Se puede observar además varias de las superficies de los deslizamientos que se encuentran activos.

IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH, 2018

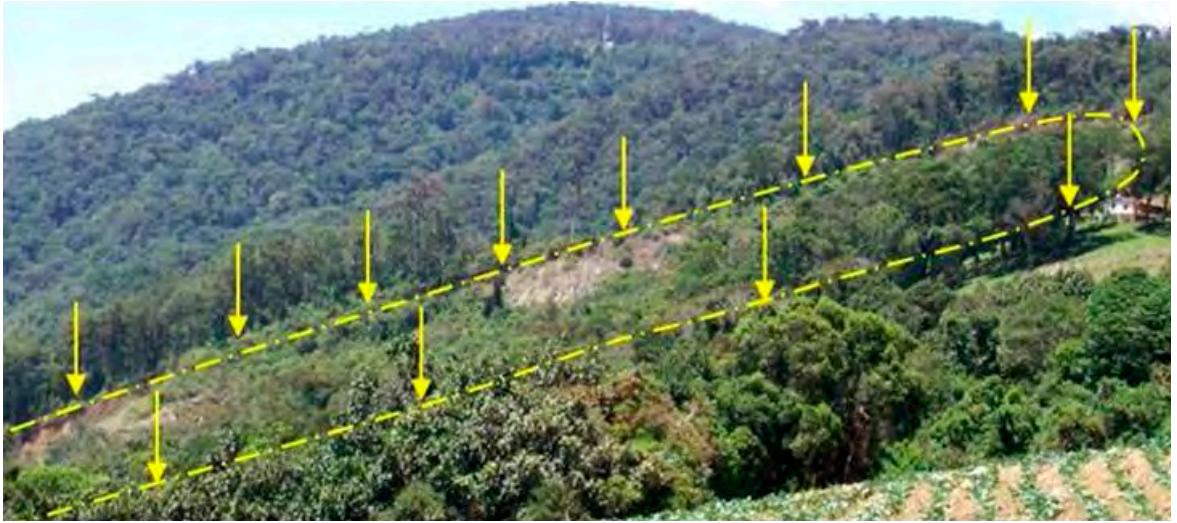


Fig. 4.18.
 Corona del deslizamiento principal cerca de la divisoria de aguas. Destaca el escarpe principal y la casa (en la parte derecha de la imagen) al borde de la corona.
 FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2008



Fig. 4.19.
 Corona y escarpe principal del deslizamiento rotacional. Se observan los árboles inclinados, indicando que el material fue asentado (basculado), sin deformación importante.
 FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2008



Fig. 4.20.

En la fotografía se aprecia como el nuevo abanico El Palón poco a poco va incrementando su tamaño y ya comienza a obstruir parcialmente el cauce del río Chama. También se observan algunas de las superficies de deslizamiento todavía activas, a través de las cuales mana el agua de infiltración (manchas grises) proveniente de las lluvias y del riego en la cima de la vertiente.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, 2019

Aunque los materiales de este último deslizamiento no se han desplazado, la ruptura ya ocurrió y los mismos ya bascularon, como se puede deducir a partir de la inclinación de los árboles que se encuentran en el cuerpo del deslizamiento (Fig. 4.19), lo cual corrobora su carácter rotacional.

Tal como lo menciona Ayala (2006), tomando en cuenta el escenario sismo-tectónico del área, no se descarta la posibilidad que ante la ocurrencia de un sismo de magnitud mayor a seis en la escala de Richter, este enorme volumen de materiales pueda ser movilizado causando un eventual represamiento del río Chama, lo cual, en el caso de una posterior ruptura violenta de la presa, podría generar una ola de descarga con graves consecuencias aguas abajo, aumentando el nivel de amenaza sobre las comunidades asentadas en sitios localizados dentro y en las adyacencias al lecho del río Chama, como lo son: La Capea y parte de La Mucuy baja, pero también podría afectar a Los Llanitos de Tabay, y la urbanización Don Perucho, por mencionar solo algunas (Fig. 4.21).



Fig. 4.21.
 Imagen de satélite en la que se observan algunas comunidades asentadas aguas abajo del abanico El Palón. Resaltado en amarillo se encuentran los sectores más susceptibles de ser impactados por una ola de descarga.
 IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH, 2018

4.2. Abanico de la quebrada El Barro

El abanico aluvial formado por la quebrada El Barro, se ubica en la sección baja de la vertiente izquierda de la cuenca del río Mocotíes, estado Mérida, en los Andes centrales venezolanos (Fig. 4.22), a unos 2 km al Este del centro poblado de Santa Cruz de Mora (capital del municipio Antonio Pinto Salinas) y a 58 km al Suroeste de la ciudad de Mérida (capital del estado). La microcuenca El Barro, unidad que cuenta tan solo con 4,2 km² de superficie, presenta un conjunto de características morfométricas que la hacen susceptible a generar “picos” de crecidas violentos ante la presencia de eventos hidrometeorológicos extraordinarios, como el ocurrido el 11 de febrero de 2005 en la cuenca del río Mocotíes, estado Mérida, Venezuela.



Fig. 4.22.
Panorámica del abanico formado por la quebrada
El Barro, sección baja de la microcuenca.
FOTOGRAFÍA TOMADA POR: G. PÁEZ, 2008

En ese sentido, puede mencionarse que, a pesar de poseer una Relación de forma de Horton (R_f) de 0,32; indicador que refleja una morfología ligeramente alargada y por ende en teoría ese rasgo físico atenúa la probabilidad de ocurrencia de crecidas violentas, también es cierto que otro conjunto de parámetros la hacen ser “peligrosa” y susceptible a aquellas, entre estos se tienen: densidad de drenaje alta (2 a 3 km/km²), densidad de cauces elevada (3 cauces/km²), pendiente media del cauce principal 26,5% (torrencial), pendiente media de la cuenca 54,5% (escarpada a muy escarpada) (Páez, 2010), así como la capacidad de generar un caudal máximo importante para un periodo de retorno de 100 años ($Q_{100} = 33,50 \text{ m}^3/\text{s}$), con un número de curva de escorrentía (CN) entre los más elevados de todos los subsistemas hidrológicos dentro de la cuenca del Mocotíes (83,08), y un predominio de suelos que poseen un alto potencial de escorrentía, con baja capacidad de infiltración, y que favorecen la generación de crecidas (Delgado y Páez, 2008).

Es así, como esas características topográficas e hidrológicas, llevaron a Páez (2010) a clasificar a la microcuenca El Barro como un área con un elevado potencial a generar crecidas violentas (susceptibilidad muy alta), mientras que, Delgado y Páez (2008), además de concordar con lo anterior, la clasifican como un área de muy alto

riesgo por crecidas, al considerar adicionalmente, otras características relacionadas con los niveles de vulnerabilidad.

Por otra parte, es importante mencionar que, en cuanto a los aspectos geológico-geomorfológicos de la microcuenca, afloran distintas unidades litológicas (Fig. 4.23) con una muy baja calidad de la roca, lo que contribuye en gran medida, con la generación de movimientos de masa, tales como: derrumbes (caídas), deslizamientos, flujos de detritos y de barro (Páez, 2005; Páez, 2010; Ferrer y Dugarte, 2008), que a su vez generan aportes significativos de materiales (rocas, suelos y sedimentos) a la red de drenaje de la mencionada microcuenca.

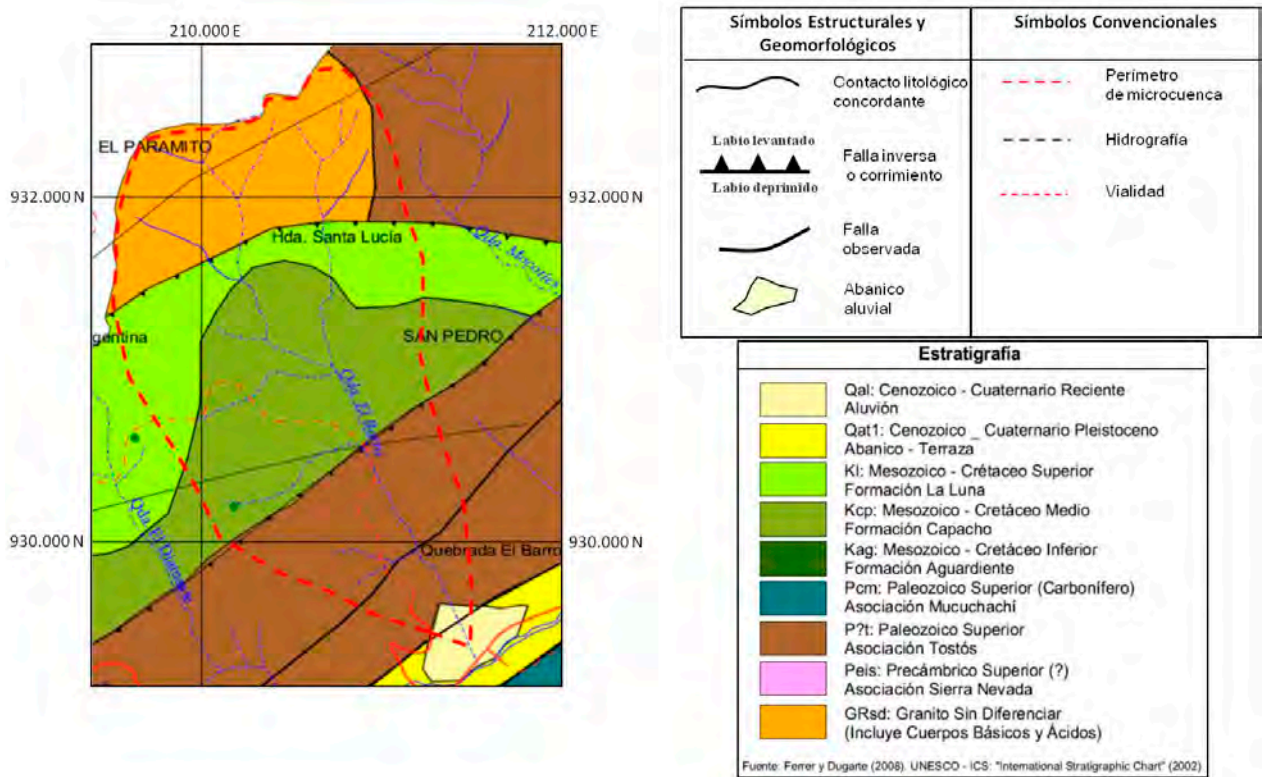


Fig. 4.23. Geología del área de estudio. Distribución espacial de las unidades litológicas que afloran en la microcuenca El Barro.

EXTRACTO TOMADO DEL MAPA GEOLÓGICO DIGITALIZADO POR PÁEZ, 2010

En la sección alta de este sistema de drenaje aflora parte de una intrusión ígnea de granitos sin diferenciar y la Formación La Luna (Mesozoico-Cretácico Superior). En el primer caso, los granitos se encuentran muy alterados por los procesos de meteorización, y en el segundo, las calizas y lutitas calcáreas de la citada formación, en general, presentan una baja calidad geotécnica debido a las condiciones de sitio donde afloran, representada por una alta actividad tectónica (presencia de 3 fallas activas) que ha coadyuvado al alto nivel de fracturación de las rocas y a acentuar los procesos de meteorización.

Hacia la sección media aflora la Formación Capacho (calizas duras, lutitas y limolitas del Mesozoico-Cretácico Medio), con rocas que exhiben niveles de meteorización moderados a altos, que además presentan problemas de disolución bajo condiciones de humedad; mientras que en la sección media-inferior y baja se encuentra la Asociación Tostós (esquistos y filitas principalmente, del Paleozoico Superior), con una litología que se encuentra bastante fracturada por la actividad tectónica de la zona y con el agravante de que estas rocas en su mayoría (los esquistos) presentan niveles de meteorización elevados que las hacen poco competentes.

De igual modo, es pertinente acotar que, Ferrer *et al.* (1970), consideran que en general las unidades litológicas que afloran en el área se encuentran altamente fracturadas como consecuencia de la actividad tectónica, favoreciendo que la roca tenga un comportamiento, desde el punto de vista geotécnico, altamente inestable.

Aunado a lo anterior, es ineludible mencionar que el área se encuentra bajo la influencia de la Zona de Fallas de Boconó y un conjunto de fallas secundarias, lo que ha permitido que gran parte de la litología presente en la microcuenca se encuentre altamente diaclasada, tal y como se ha mencionado con anterioridad, lo que contribuye con los procesos de infiltración y por ende a una mayor penetración del agua a profundidad, así como mayor desarrollo de los perfiles de meteorización. Igualmente, las precipitaciones en el área, son de moderadas a altas con temperaturas que, a pesar de verse afectadas por la altitud, son favorables para que, en conjunto con la precipitación, los procesos de disolución química se lleven a cabo y en consecuencia se genere un escenario propicio para la ocurrencia de movimientos de masa.

Por lo tanto, una morfología alargada pero con pendientes de cauce y promedio de la microcuenca muy pronunciadas, densidades de drenaje y cauce altas, más una litología heterogénea pero que comparte en general una baja calidad geotécnica, hacen que esta unidad hidrológica (microcuenca El Barro) no solo sea propensa a generar eventos de crecidas, sino que también posea una alta susceptibilidad a desencadenar violentos flujos de detritos y de barro que pueden traer graves consecuencias para la población asentada en las partes bajas (Fig. 4.24).



Fig. 4.24.

Abanico de la quebrada El Barro. Nótese en la figura las áreas de desborde por donde transitó la quebrada conteniendo los flujos de detritos y flujos de lodo o de barro como consecuencia del evento de febrero de 2005 en la cuenca del río Mocoties.

FUENTE: PÁEZ, 2010

Efectivamente en el evento de febrero de 2005, en esta microcuenca se generó un espeso flujo de lodo/detritos que afectó de manera importante la población asentada en el abanico, así como infraestructura, líneas vitales y actividades económicas emplazadas en el depósito.

En ese sentido, Rondón (2013), estudió los impactos demográficos y socioeconómicos acontecidos, luego de la tragedia del 11/02/2005, tanto en el contexto de la microcuenca El Barro (sección alta y media, denominado Sector A) como en el abanico propiamente dicho (sección baja, Sector B). En la **Tabla 4.1** se muestra una síntesis de los resultados obtenidos por Rondón (2013) y, en la **Fig. 4.25**, los patrones espaciales de esos impactos sobre la población, viviendas e infraestructuras emplazadas en el abanico.

Tabla 4.1.

Síntesis de los impactos directos e indirectos ocasionados en el abanico de la quebrada El Barro (2005).

FUENTE: MODIFICADO DE RONDÓN (2013)

Población afectada	Viviendas	Infraestructura y servicios
47 personas afectadas de forma directa, 31 damnificados y 23 individuos presentaron enfermedades, 10 refugiados en la Hacienda La Victoria, 15 en la Hacienda El Vija-gual y 6 en Mesa de Las Palmas. El 27,3% de la población perdió negocio propio, 61 personas mi-graron y, de esas, 53 regresaron.	73,9% de las viviendas tuvo afec-tación directa, 11 con afectación total y 28 con afectación parcial. Los daños se concentraron en cuartos, paredes, crecados, ba-ños, muebles y equipos del hogar en general. El 99,5% de las viviendas recu-peraron las pérdidas en buena proporción.	Fuertes daños a la vialidad prin-cipal, puente, aceras y pérdida total de una pasarela peatonal y batea vial. Suspensión del servicio eléctrico, caída de 3 postes. Colapso de un acueducto, daños a cloacas y sistemas de alcanta-rillado. Suspensión de los servicios de red (agua, teléfono, internet, TV por cable) y del transporte público.

En definitiva, es posible definir al depósito de la quebrada El Barro como un abanico aluvial, originado y modelado a través de los años, por la dinámica torrencial del drenaje, combinada con eventos extraordinarios (de diferentes dimensiones) de flujos de detritos y flujos de lodo históricos, cuya fuente principal de suministro, se ubica en la sección superior y media de la microcuenca donde aflora, como ya se mencionó, un Granito sin diferenciar muy meteorizado y formaciones geológicas del Cretácico compuestas por rocas sedimentarias (lutitas, limolitas y calizas), también muy alteradas.

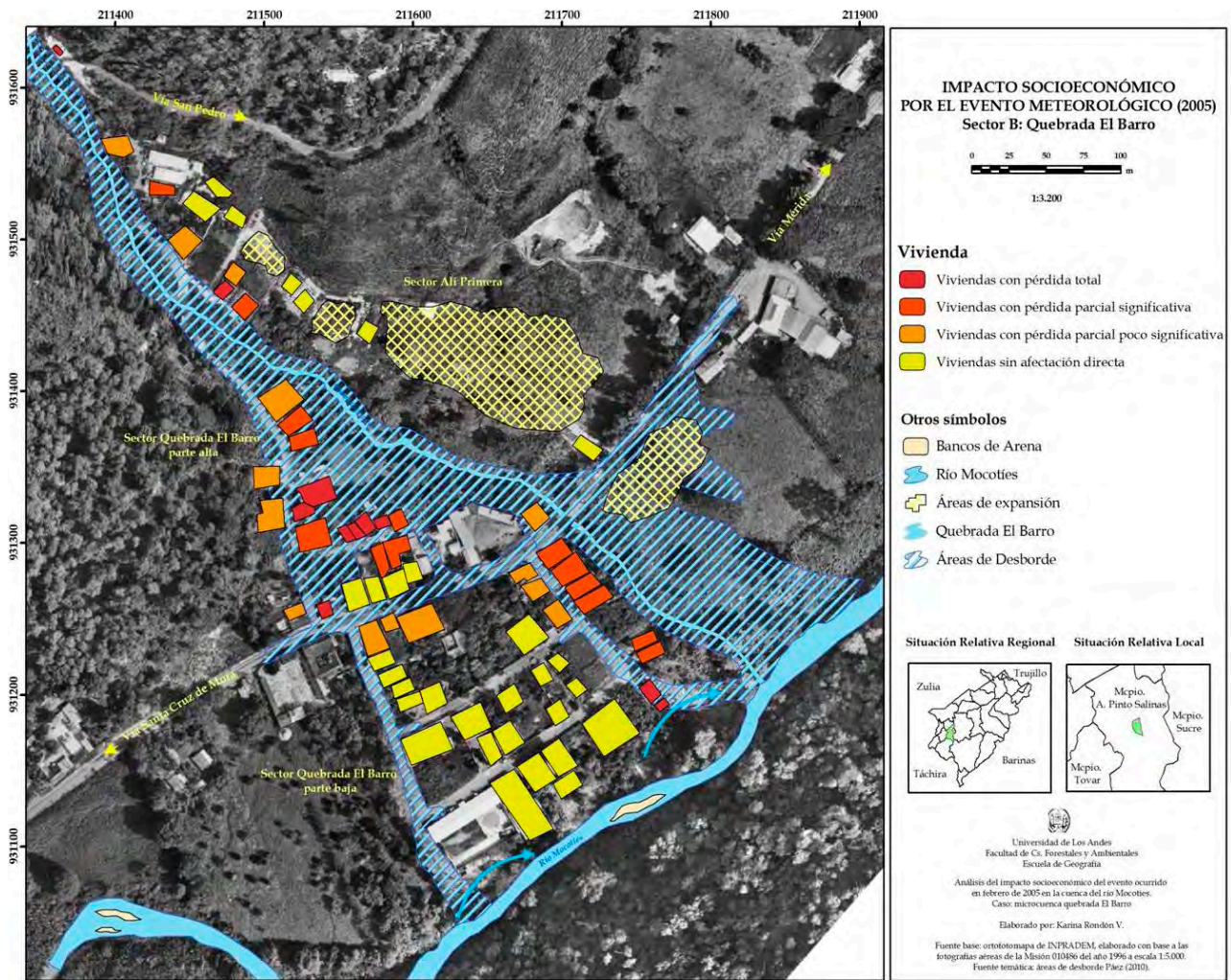


Fig. 4.25. Patrones espaciales de impactos socioeconómicos en la superficie del abanico como consecuencia de los flujos de detritos y flujos de lodo, ocurridos el 11/02/2005.

FUENTE: RONDÓN, 2013

No cabe duda que las características topográficas, hidrológicas y geológico-geomorfológicas de esta área analizada son las que han dado origen al nombre de esta microcuenca y, además, aquellas conjugadas con los elementos expuestos y vulnerables asentados en su relativa poca extensión ($\approx 18-20$ ha), permiten decir que el abanico formado por la quebrada El Barro, representa un buen ejemplo de un “sitio peligrosamente seguro” (Fig. 4.26 y 4.27).



a

Fig. 4.26.

Impacto del flujo de detritos sobre viviendas (a, c y d) y vialidad (b). En ausencia de fotografías tomadas en campo, estas imágenes fueron extraídas de una captura de cuadro de video tomado el 12 de febrero. Un día después de la tragedia del Mocotíes en 2005.

FUENTE: RONDÓN, 2013



b



c



d



Fig. 4.27. Impacto del flujo o lodo sobre viviendas y comercios (a, b, c), vialidad (a, b, c), y áreas de cultivos (d, e, f). En ausencia de fotografías tomadas en campo, estas imágenes fueron extraídas de una captura de cuadro de video tomado el 12 de febrero. Un día después de la tragedia del Mocotíes en 2005.

FUENTE: RONDÓN, 2013

4.3. Abanico de La Toma

El centro poblado La Toma se ubica en el municipio Rangel del estado Mérida, Venezuela, aproximadamente a 2,3 km de Mucuchíes y 5,9 km de Apartaderos (ambos centros poblados pertenecientes al municipio Rangel) y se emplaza sobre un abanico aluvial que es producto de la geodinámica asociada al sistema fluvial del mismo nombre.

Desde sus nacientes, hasta el punto donde la quebrada La Toma abandona el frente de montaña (zona de alimentación), la subcuenca La Toma, perteneciente a la cuenca alta del río Chama, posee un área aproximada de 53,0 km² y puede ser considerada como una cuenca pequeña según Campos (1998). La misma está conformada por dos microcuencas principales (Fig. 4.28), que son las de mayor extensión, además de otras de menor tamaño, cuyo aporte de sedimentos es inferior al de las principales. Todas estas microcuencas de tipo contributivo han aportado materiales para la for-

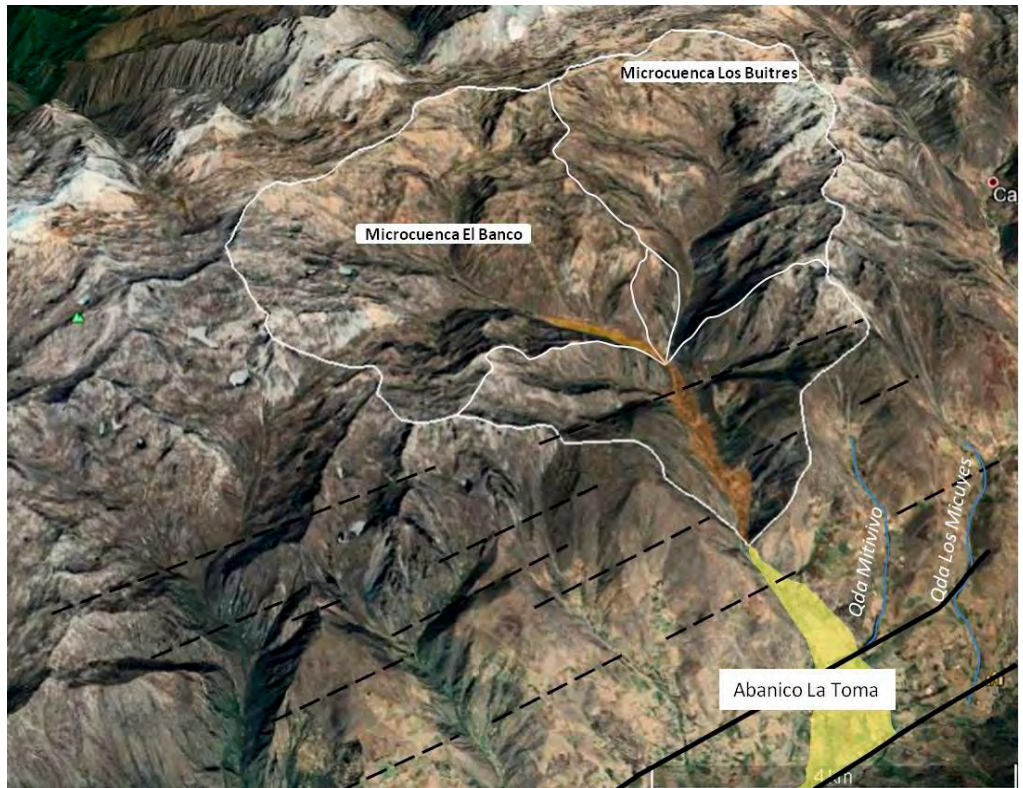


Fig. 4.28.

Sistema fluvial del abanico aluvial de La Toma. En él se puede apreciar la cuenca de captación con sus microcuencas principales, el torrente o canal de desagüe, el abanico resaltado en amarillo y la sección receptora de sedimentos donde se exhibe el abanico; además se observa una serie de trazas de la zona de fallas de Boconó entre las que destacan las dos principales (líneas continuas) que han afectado a esta geoforma. También se observan una serie de facetas triangulares formadas por la evolución por erosión de los planos de las fallas inferidas (líneas segmentadas).

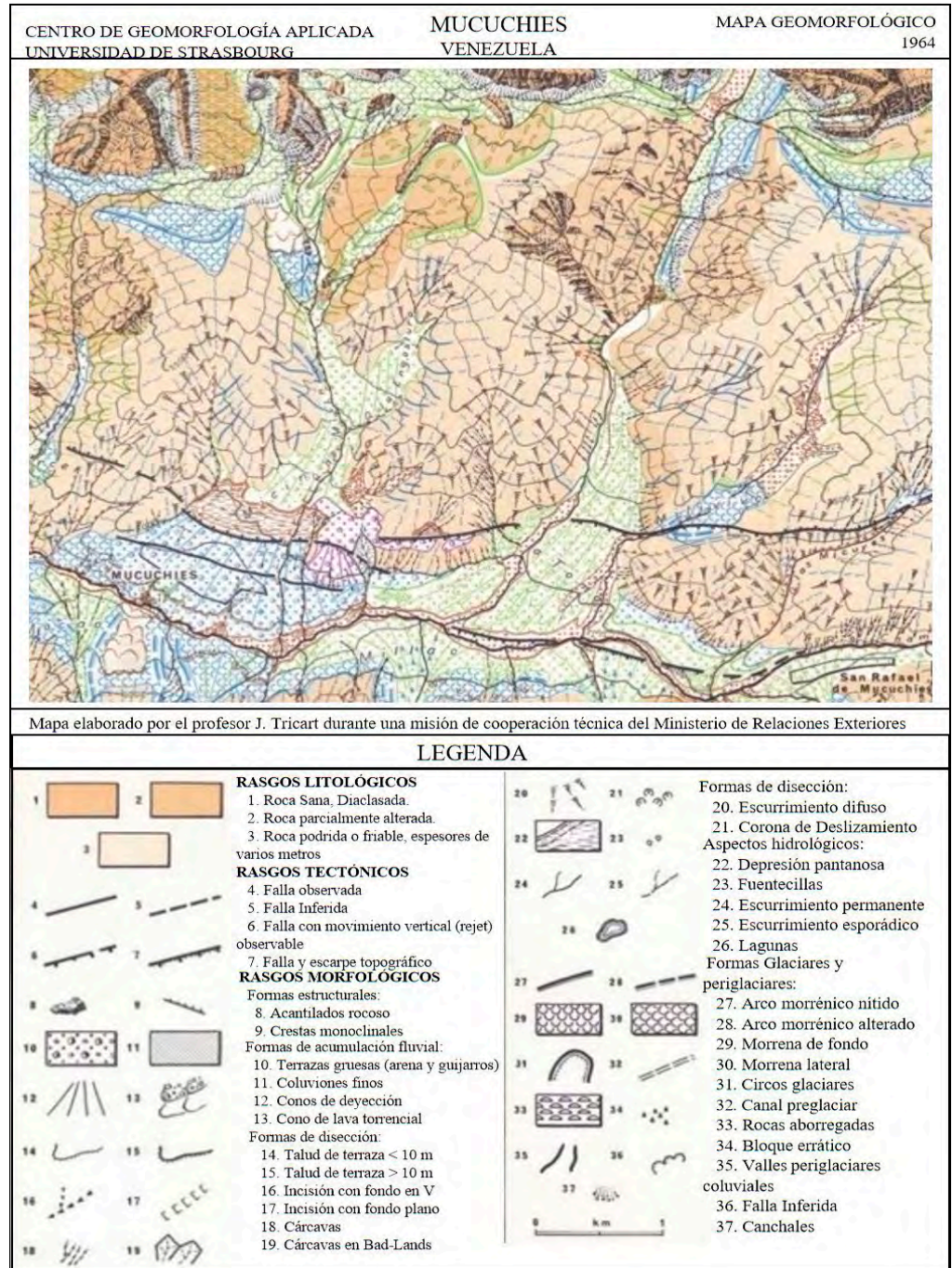
IMAGEN MODIFICADA DE GOOGLE EARTH, 2020

mación del abanico, y algunas de ellas han sido afectadas por glaciaciones que han dejado su huella, tanto erosional (circos glaciares, *horns*, aristas, valles en forma de “U”, entre otros rasgos) como de acumulación (“*till*” morrénico). Algunos de estos rasgos se exhiben en el mapa geomorfológico de la Fig. 4.29.

Fig. 4.29.
Mapa Geomorfológico de Mucuchíes.

FUENTE: TRICART 1966.

Nota: El término de origen francés ‘lava torrencial’ (*lave torrentielle*) que se observa en la leyenda del mapa, se recomienda sustituir en la actualidad por el de flujo de detritos (*debris flows*).



De las dos microcuencas de mayor tamaño, la situada al noroeste y drenada por la quebrada El Banco, posee un área aproximada de 21,0 km², mientras que la ubicada al noreste y drenada por la quebrada Los Buitres, exhibe un área aproximada de 18,0 km² (Fig. 4.28). Ambas se pueden catalogar como cuencas muy pequeñas según la clasificación de Campos (1998), ostentando áreas menores a 25 km², con relaciones de forma ligeramente ensanchadas. Estas morfologías, teóricamente, se asocian con una disminución en el tiempo de concentración de las aguas y con ello aumentarían los picos de crecida, condición ésta que se corrobora al analizarlas mediante las relaciones de Melton vs Longitud, y Melton vs Relación de Relieve (Wilford *et al.*, 2004), según las cuales ambas son propensas a generar crecidas; mientras que, por la Relación de Relieve vs Longitud (Wilford *et al.*, 2004), éstas se muestran susceptibles a generar flujos hiperconcentrados o crecidas de detritos. Los mismos resultados se obtienen para toda la subcuenca La Toma, de la cual forman parte, y que además posee otras características asociadas a sistemas hidrológicos torrenciales, tales como: morfología ensanchada, densidad de drenaje alta (2,12 km/km²), pendiente promedio de la subcuenca de 48,0% y pendiente media del cauce principal de 10,7%.

Tales características morfométricas de la cuenca de captación del sistema fluvial de La Toma se suman a las deficientes condiciones de su litología; donde abundan las rocas del Complejo Iglesias (Peis), predominantemente gneises bandeados, gneises anfibolíticos, y esquistos cuarzo feldespáticos moscovíticos de la Asociación Sierra Nevada, además de la Granodiorita de El Carmen (un batolito ígneo intrusivo de composición granodiorítica) dentro de esta unidad, que exhiben un alto grado de diaclasamiento, y alto grado de alteración (Fig. 4.29), al punto de haber desarrollado, según Tricart (1966), perfiles de meteorización de al menos 100 m de espesor.

Las condiciones mencionadas garantizan el aporte de sedimentos, que posteriormente son transportados y depositados a lo largo del canal de desagüe, por procesos de tipo glaciar, fluvial y gravitacional (movimientos de masa). Aparentemente, esta dinámica ha causado que el abanico de La Toma haya comenzado a formarse en ese estrecho valle restringido por vertientes rocosas, aproximadamente unos 3,5 kilómetros antes de abandonar el frente de montaña (Fig. 4.28). Es así como se pueden identificar depósitos de “till” morrénico, algunos depósitos aluviales escalonados y algunos depósitos de origen gravitacional a lo largo del fondo de valle del citado canal de desagüe (Fig. 4.29), que alimentan a las crecidas, las cuales eventualmente pueden transformarse en flujos hiperconcentrados y transportar los materiales de manera violenta aguas abajo.

Luego de abandonar el frente de montaña, estos sedimentos se explayan en forma radial donde la cuenca de recepción (deposición) se hace más amplia, adoptando la típica morfología de abanico aluvial, que en este caso se encuentra cortada o disectada por la misma corriente que lo depositó, dando lugar a la ocurrencia de dos niveles de deposición con formas tabulares cuyos ejes longitudinales son paralelos a la misma. Estas características, además del hecho de que este cuerpo sedimentario comenzó a formarse antes de abandonar el frente de montaña, en un valle confinado por vertientes rocosas que restringen su explayamiento, permite catalogar al abanico de La Toma como un “abanico-terrace”.

Al analizar los sedimentos de los dos niveles depositacionales, se puede percibir claramente que cada uno posee características particulares que sugieren procesos morfogenéticos diferentes (Fig. 4.30). En este sentido, *grosso modo*, el primer nivel de sedimentos (Qat1) exhibe mayor proporción de finos que el segundo nivel (Qat2). Esto podría indicar que el nivel Qat1 se formó como resultado de la ocurrencia de “crecidas normales”; mientras que en el nivel Qat2, las características de los sedimentos (Fig. 4.31), en cuanto a su granulometría (fragmentos heterométricos), al grado de redondez (clastos sub-angulosos a sub-redondeados) y matriz con menor contenido de fragmentos de tamaño inferior al de la arena, permiten señalar a los torrentes de detritos y flujos hiperconcentrados, como los posibles responsables de su formación, o en todo caso a la ocurrencia de aludes sísmicos.

En este contexto, se cree poco probable que los materiales que conforman el nivel Qat2 sean el resultado de “crecidas normales”; por lo caótico y heterogéneo de los sedimentos que conforman el depósito. Más bien, podrían ser el resultado de crecidas de detritos (flujos hiperconcentrados) o también torrentes de detritos, aunque la poca altura del escarpe (Fig. 4.32) refleje bajo poder erosivo del evento que transportó y depositó los materiales del nivel Qat2.

De allí que, no se descarte relacionar el origen de este depósito, con la ocurrencia de un alud sísmico; debido a la configuración tectono-estructural del área de estudio y a la sismicidad asociada a la zona de fallas de Boconó (Fig. 4.28, 4.29 y 4.30).

No obstante lo dicho en párrafos anteriores, en la zona proximal del abanico, puede observarse una franja erosionada que ocupa la posición topográfica más baja (Fig. 4.33), adyacente al cauce de la quebrada La Toma (Fig. 4.30), y aunque el escarpe erosivo tampoco evidencia un gran poder de corte, los rasgos de los sedimentos del nivel Qat2 apuntan a la idea del posible protagonismo de los torrentes de detritos (*debris torrents*) o incluso, como lo señalan Rodríguez y Páez (2015) de los flujos de detritos (*debris flows*), entre los procesos de formación del abanico.



Fig. 4.30.

Imagen de satélite del abanico de La Toma en su sección proximal y media. Se puede observar los dos niveles de depositación, que corresponden a los flancos izquierdo y derecho (Qat1), y al flanco central (Qat2) del abanico. Obsérvese la franja erosionada en la parte superior del flanco central Qat2, ocupando una posición topográfica más baja adyacente al cauce de la quebrada La Toma. En líneas rojas se señalan los escarpes erosivos. El círculo de color rojo indica el lugar aproximado donde se realizó el corte mostrado en la Fig. 4.31.

IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH, 2019

A pesar de que, según las relaciones morfométricas propuestas por Wilford *et al.*, (2004) se puede catalogar a la subcuenca La Toma como no propensa a generar este tipo de movimiento de masa, los flujos de detritos, pueden ser generados por la formación y ruptura catastrófica de una presa natural. En este sentido, Ferrer (1999a) señala que, dichos flujos se encuentran asociados a la ruptura de diques naturales que han sido formados por la ocurrencia, en las zonas de captación, de deslizamientos rotacionales y flujos deslizamientos; procesos estos, que muy probablemente han formado parte de la génesis y evolución del abanico La Toma.

En otro orden de ideas, desde el punto de vista de la neotectónica, el abanico de La Toma en su parte media-alta, está cortado y desplazado por la llamada traza norte de la falla de Boconó, con rumbo similar al del valle principal del río Chama, del cual



Fig. 4.31.

Corte realizado para la construcción de infraestructuras en la zona media-proximal del abanico de La Toma (sitio demarcado con el círculo rojo en la Fig. 4.30). Se observa la gran proporción de clastos gruesos (cantos rodados y bloques). Aunque en la fotografía no se aprecia, este depósito presenta una matriz con escaso contenido de fragmentos de tamaño inferior al de la arena.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, 2019

Fig. 4.32.

Escarpe erosivo (de dos metros aproximadamente) entre el abanico-terracea 1 (Qat1) y el abanico-terracea 2 (Qat2) de La Toma.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR K. RODRÍGUEZ, 2019





Fig. 4.33.
Surco y escarpe erosivo en la zona proximal del abanico.
FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, 2019

es afluente su curso de agua. Una serie de rasgos evidencian la influencia de esta falla en los depósitos recientes, lo que permite inferir la actividad Holocena que ha tenido la mencionada estructura geológica. En este sentido, se evidencian:

- Un escarpe de falla de aproximadamente unos 20 a 25 m de altura.
- Corte y desplazamiento hacia la derecha de los depósitos, producto de la falla. Este desplazamiento transcurrente dextral se estima sea de aproximadamente 25 m (Audemard *et al.*, 2008).

Las evidencias estratigráficas permiten inferir que los eventos más importantes sucedidos (Fig. 4.30 y 4.34) de más antiguo a más reciente son: *a*) depósito del primer nivel (Qat1) del abanico, *b*) corte de (Qat1) y depósito de los sedimentos más gruesos (Qat2) en un nivel topográfico más bajo, y *c*) corte y desplazamiento del abanico debido al movimiento de la falla.

De las Fig. 4.34 y 4.35a-b, se infiere que el factor tectónico no ha sido considerado en los procesos de ocupación del territorio. En este sentido, se observan viviendas emplazadas al borde del escarpe de falla, en las cercanías del ápice del abanico y en las áreas adyacentes a las vertientes.

Asimismo, se puede observar un crecimiento acelerado en el desarrollo de infraestructuras sobre los depósitos más recientes (Fig. 4.35) generados por flujos gravitacionales.

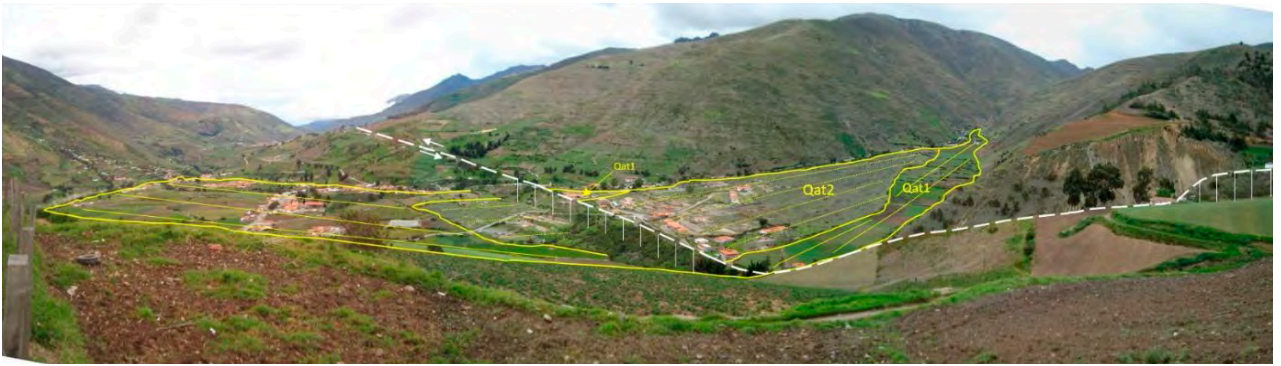


Fig. 4.34.
 Abanico aluvial de La Toma en toda su extensión, cortado y desplazado por la traza norte de la zona de fallas de Boconó. Se observa la distinción entre el uso de la tierra otorgado a los dos niveles depositacionales.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR K. RODRÍGUEZ, 2011



Fig. 4.35.
 En este par de fotografías con mayor detalle que el de la imagen anterior, correspondientes a los años 2011 y 2019, respectivamente, se observa el aumento de las construcciones de infraestructura sobre los depósitos correspondientes al abanico-terracea 2 (Qat2).

FOTOGRAFÍAS TOMADAS POR K. RODRÍGUEZ, 2011 Y R. AYALA, 2019

Además, se aprecia que los usos de la tierra se han visto condicionados por las facies sedimentarias en el abanico de La Toma. Los depósitos asociados a eventos de “crecidas normales” son destinados mayoritariamente al uso agrícola. Esto puede observarse en el nivel de abanico-terracea 1 (Qat₁), tanto en los flancos del abanico, como en la parte distal del mismo (Fig. 4.30 y 4.34).

A diferencia de los anteriores, los depósitos sedimentarios asociados a los flujos gravitacionales, que le confieren al suelo una alta pedregosidad (facies detríticas donde predominan grandes bloques subangulosos a sub redondeados, sin selección granulométrica aparente) se han destinado al desarrollo de infraestructura (Fig. 4.30 y 4.35).

Según Ferrer (1999b), los eventos relacionados con represamientos y rupturas de presas naturales y otros eventos excepcionales, fomentan el incremento de la pedregosidad de la superficie de los abanicos, tal y como ocurre en la sección apical del abanico de La Toma, lo que posteriormente se traduce en una limitante para el uso de la tierra debido a los altos costos que implica el “proceso de despiedre”.

Como ya se mencionó, en el abanico aluvial de La Toma, se pueden observar depósitos con facies pedregosas en una posición topográfica baja, cercanos a la quebrada homónima. Y, en la actualidad, existe un desarrollo importante de infraestructuras sobre ellos. Se debe tener en cuenta que la dirección de la pendiente en este sector del abanico desde el punto por donde transita la quebrada La Toma, en caso de desborde, podría facilitar el flujo hacia estos depósitos si hubiese un cambio repentino del cauce (avulsión).

Adicionalmente y como es de esperarse, los procesos sedimentarios secundarios (de remodelación) han tenido lugar en el abanico luego de su formación: erosión por escurrecimiento superficial difuso, meteorización de los sedimentos y desarrollo de suelos.

Los procesos sedimentarios primarios (de formación del abanico) suelen ser menos recurrentes que los secundarios, pero de magnitudes importantes y modifican en gran medida su configuración, cuando tienen lugar.

En este sentido, si se consideran los perfiles de meteorización identificados por Tri-cart (1966) en la cuenca de captación de la quebrada La Toma, aunados a un sismo de magnitud superior a 6 en la escala de Richter como detonante de procesos de ladera, no se puede descartar la potencial ocurrencia de un alud sísmico (avalancha de roca) o la formación de diques naturales sobre los cauces principales y su posterior ruptura; con su consecuente ola de descarga, posiblemente en forma de flujo de detritos, eventos éstos cuya probable contribución ya ha sido considerada en la formación del abanico, y que en caso de producirse de nuevo, pudieran afectar considerablemente

a las estructuras y demás elementos antrópicos que se encuentren en los lugares más expuestos a su impacto. Esto, sin dejar a un lado la posible ocurrencia en el futuro, de los demás procesos peligrosos catalogados como responsables de su formación (flujos hiperconcentrados y torrentes de detritos).

Por último, es importante señalar que el abanico de La Toma posee una superficie considerable (aprox. 1,6 km²), lo que significa que, a partir de una evaluación adecuada, podrían identificarse los escenarios de riesgo asociados a múltiples amenazas y con ello definir los sitios más aptos para el desarrollo de los distintos usos de la tierra (ordenación del territorio). Ejemplos de este tipo de estudios se pueden encontrar en Rachocki y Church (1990); Basabe *et al.* (2001); PMA (2007); Delgadillo *et al.* (2009); López (2010); Córdova y López (2015); Ródriguez (2019), entre otros.

4.4. **Abanico de La Mucuy**

El “abanico de La Mucuy” y el centro poblado del mismo nombre asentado en gran parte sobre éste, se encuentran ubicados dentro de la jurisdicción del municipio Santos Marquina del estado Mérida, Venezuela. El origen del mencionado depósito se asocia a la geodinámica de dos quebradas (Ño León y La Mucuy), siendo la primera quebrada afluente de la segunda, y esta última del río Chama, drenaje principal que corta la parte distal del abanico. En este sentido, el depósito conocido como abanico de La Mucuy, es realmente una geoforma compuesta principalmente por dos abanicos coalescentes (Fig. 4.36, 4.37 y 4.38), en la que el relleno realizado por la quebrada la Mucuy, posee las características de un abanico-terracea (Fig. 4.37 y 4.38).

Este cuerpo sedimentario se ubica a unos 8 km al noreste de la ciudad de Mérida (capital del estado) y con acceso a ésta a través de la carretera trasandina, de allí que haya sido aprovechado para el establecimiento de diferentes asentamientos humanos, como La Mucuy (alta y baja), además de formar parte de la poligonal urbana del centro poblado de Tabay, capital del municipio Santos Marquina.

Dicha geoforma se encuentra enmarcada dentro de un relieve predominantemente andino montañoso, y limita al norte con la población de Tabay y la serranía de El Escorial, al sur con el Parque Nacional Sierra Nevada, al este con La Mucuy Alta y el Parque Nacional Sierra Nevada y al oeste con la población de Mucunután.

Los materiales que afloran en el área están conformados por gneises bandeados y esquistos cuarzo-feldespáticos moscovíticos de la Asociación Sierra Nevada, de edad Precámbrica. Por otra parte, destaca la presencia de varias trazas de la zona de fallas de Boconó, que exhibe rasgos conspicuos de corte y desplazamiento del

Fig. 4.36.

Abanicos coalescentes de las quebradas La Mucuy (izquierda de la imagen) y Ño León (al fondo). Nótese el carácter más torrencial de esta última. Se puede apreciar que además coalescen dos conos de deyección (derecha de la imagen).

FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/ULA/FUNDACIÓN PROBIODIVERSA, 2013



Fig. 4.37.

Abanicos coalescentes de las quebradas La Mucuy y Ño León. Obsérvese que el depósito construido por la primera, antes de su confluencia se encuentra disectado, dando lugar a la ocurrencia de al menos tres niveles de depositación con formas tabulares cuyos ejes longitudinales son paralelos al mencionado curso de agua; además dicho depósito se encuentra confinado por vertientes rocosas; ltodo lo cual permite clasificarlo como un abanico-terracea (Qat).

FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/ULA/FUNDACIÓN PROBIODIVERSA, 2013



Fig. 4.38.

Abanicos coalescentes de las quebradas La Mucuy y Ño León, delimitados con líneas amarillas. Se puede observar, al menos tres niveles de depósitos de abanico terraza en el valle del río La Mucuy antes de su confluencia con la quebrada Ño León. Las líneas negras segmentadas demarcan fallas geológicas asumidas. La nomenclatura utilizada acá para referirnos a los niveles depositacionales, de manera referencial es la siguiente: Qaa1: superficie de abanico aluvial del Pleistoceno temprano. Qaa2: superficie de abanico aluvial del Pleistoceno medio. Qat2 y Qat3: superficies de abanico-terracea del Pleistoceno medio. Qaa3: superficie de abanico aluvial del Pleistoceno tardío. Qaa4: superficie de abanico aluvial del Holoceno. Qar: aluvión reciente del Holoceno.

IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH, 2020

abanico de La Mucuy, especialmente en su sección distal, como es típico a lo largo de este segmento de la citada estructura geológica; la más importante del occidente de Venezuela (Fig. 4.38).

Desde el punto de vista hidrológico, la cuenca de la quebrada La Mucuy es una subcuenca del río Chama, que según Mogollón (2016) posee un área aproximada de 96,17 km² y está conformada por varias microcuencas, entre las que destacan en orden de importancia: La Coromoto, del Oro, Ño León y Desbarrancadero. Según este autor, dicha subcuenca posee una morfología ligeramente ensanchada (relación de forma de Horton de 0,42); este valor sugiere una moderada a alta propensión a la ocurrencia de picos de crecida. Adicionalmente, la densidad de drenaje (2,8 km/km²), la pendiente media del cauce principal (13,2%) y la pendiente media de la subcuenca (45,1%) permiten inferir que en caso de lluvias concentradas podrían generarse crecidas violentas.

Su principal drenaje, quebrada La Mucuy, surge de la unión entre los cursos de agua La Coromoto y del Oro, drenando una superficie, que hasta la confluencia con la que-

brada Ño León posee un área aproximada de 74 km² (Delgadillo y Moreno, 2017). Por su parte, la quebrada Ño León, segundo drenaje en importancia y afluente de La Mucuy, luego de colectar las aguas de la quebrada Desbarrancadero y antes de su desembocadura, drena un área aproximada de 18 km². Estos sistemas fluviales, son los responsables del aporte de los materiales involucrados en la formación y desarrollo de los abanicos coalescentes de La Mucuy y Ño León, conocidos como abanico de La Mucuy.

A partir del análisis geomorfológico de la cuenca de captación de la quebrada Ño León, se desprende que, a pesar de su relación de forma ligeramente alargada, se trata de una subcuenca muy pequeña según la clasificación de Campos (1998) (menor de 25 km²), con un desnivel altitudinal importante (2.700 m), y una densidad de drenaje muy alta (3,23 km/km²), todo ello aunado a una pendiente media del cauce principal de 36,4% y una pendiente media de la subcuenca de 60% según Delgadillo y Moreno (2017), características éstas relacionadas con terrenos muy escarpados, materiales bastante fracturados y subsistemas hidrológicos de alta torrencialidad que pueden favorecer la ocurrencia de picos de crecidas en caso de lluvias concentradas.

En el mismo orden de ideas, los mecanismos asociados con el desarrollo de los abanicos de La Mucuy y Ño León, de acuerdo a las características sedimentológicas de la parte más antigua del depósito, parecen estar asociadas en mayor proporción con eventos hidrológicos (crecidas). A partir del análisis morfométrico de las subcuencas de La Mucuy y Ño León hasta su sitio de unión, se infiere que la primera posee una respuesta hidrológica mayor en comparación con la segunda, rasgo que se corrobora a partir de las mediciones de caudales medios realizadas por el Duque *et al.* (2007), en ambos sistemas fluviales. Sin embargo, la subcuenca Ño León posee atributos que le confieren un carácter más torrencial (Fig. 4.36, 4.39 y 4.40).

Es importante tener en cuenta que las características de relieve montañoso que ostentan estas unidades hidrológicas normalmente se relacionan, en mayor o menor medida, con escenarios de torrencialidad, los cuales dependen tanto de las características propias de cada cuenca de captación: geología, pendiente, morfometría, cobertura de la tierra; como del clima y también del componente antrópico. En este sentido, si solo se consideran las características morfométricas y los parámetros propuestos por Wilford *et al.* (2004); la subcuenca de captación La Mucuy, hasta la zona proximal de su abanico es propensa a generar crecidas en función de la relación de Melton vs Longitud, y Melton vs Relación de Relieve, mientras que, por la Relación de Relieve vs Longitud, ésta sería susceptible a generar flujos hiperconcentrados o crecidas de detritos. Por su parte, la microcuenca de la quebrada Ño León, se muestra propensa a generar flujos hiperconcentrados o crecidas de detritos bajo las tres



Fig. 4.39.

Movimientos de masa (derrumbes o caídas) en la cuenca de captación de la quebrada Desbarrancadero. En la parte baja se observa los asentamientos sobre los abanicos coalescentes de las quebradas La Mucuy y Ño León (resaltados en amarillo).

FOTOGRAFÍA TOMADA POR K. RODRÍGUEZ, 2014

relaciones mencionadas. Si a lo anterior se le suma un material muy fracturado y meteorizado, movimientos de ladera activos en las zonas de captación, ocurrencia de lluvias máximas de profundidades considerables y la amenaza sísmica, estos dos últimos como factores desencadenantes, es posible inferir escenarios asociados a la ocurrencia de flujos de detritos en el área.

En cuanto a las precipitaciones medias anuales, en la antigua estación Tabay (serial 3038, altitud 1.720 msnm) se registraron valores de 1.557,3 mm durante el período comprendido entre 1950 y 1994. Estos registros se distribuyen de manera desigual a lo largo del año, es decir, se observa un régimen pluviométrico bimodal, con dos máximos: octubre-noviembre y abril-mayo; y dos mínimos: enero-febrero y julio-agosto, lo que permite asociar, lógicamente, la ocurrencia de eventos de crecidas torrenciales con los meses más húmedos. Por otra parte, no se descartan mecanismos asociados a eventos cosísmicos en las cuencas de captación de las quebradas La Mucuy y Ño León que pudiesen haber contribuido en el desarrollo y evolución de los abanicos homónimos, conocidos en conjunto, como el abanico de La Mucuy.

Los movimientos de masa que se generan aguas arriba de la red distributiva (Fig. 4.39), en las zonas de captación (red contributiva) de ambos abanicos, pueden generar obturaciones de los cauces que los alimentan. Posteriormente, los diques naturales que generan dichas obturaciones terminan por ceder y ocasionan las llamadas “olas de descarga”, que en algunos momentos pueden igualar o superar crecidas excepcionales y contribuir a la evolución de las geoformas de acumulación a través del aporte de volúmenes adicionales de materiales. Relictos de obturaciones detectados en la sección media de la quebrada La Mucuy, fueron reportados por Ferrer y Liñayo (2009).

La Fig. 4.39, muestra una serie de movimientos de masa en la cuenca de captación de la quebrada Desbarrancadero, tributaria de la quebrada Ño León, clasificados por Varnes (1978) como caídas de roca (*rock falls*) que podrían evolucionar a aludes o avalanchas de roca (*rock avalanches*), y que en cualquiera de los casos representan una fuente importante de suministro de sedimentos que posteriormente son desplazados por la quebrada Ño León aguas abajo durante la ocurrencia de diferentes flujos de descarga (crecidas, crecidas de detritos o flujos hiperconcentrados, flujos de detritos) y contribuyen con el desarrollo y evolución de estos abanicos.

En vista de lo anterior, en el sector La Mucuy Baja, en las cercanías de la confluencia entre las quebradas La Mucuy y Ño León se construyeron unas plazoletas de decantación o albercas de sedimentación (Fig. 4.40 y 4.41) con la finalidad de regular el caudal de estas quebradas y atenuar la amenaza por crecidas que pudiesen afectar a los asentamientos ubicados aguas abajo.

Sin embargo, esta medida tuvo un resultado contraproducente, al modificar las condiciones hidráulicas de la quebrada y propiciar la acumulación de volúmenes importantes de sedimentos; lo que obligó a la extracción excesiva de áridos (1). Esta práctica debe analizarse detenidamente, pues al igual que en otras actividades humanas se pueden derivar aspectos positivos y negativos, como consecuencia de éstas. Es decir, los sedimentos que se acumulan en estas obras representan un material en tránsito disponible que, en caso de la ocurrencia de un evento extraordinario de crecidas, pueden contribuir con un posible represamiento del río Chama, trasladando el problema a las comunidades asentadas aguas abajo (Los Llanitos de Tabay, Don Perucho, El Arenal). Por lo tanto, una extracción del material, con fines preventivos, es necesaria y recomendada. Pero si se realiza de manera indiscriminada, excesiva y sin planificación, podría generar consecuencias negativas producto del cambio en el perfil de equilibrio del drenaje, al modificar la geometría y profundidad del mismo.

(1)
Los áridos son materiales granulares (arenas y gravas) formados por fragmentos de roca, utilizados ampliamente en la construcción.

Todo lo anterior sugiere realizar un estudio adecuado de impacto ambiental y un análisis detallado de procesos hidrogeomorfológicos e hidráulicos, con el fin de aprovechar de manera adecuada los áridos en este lugar.

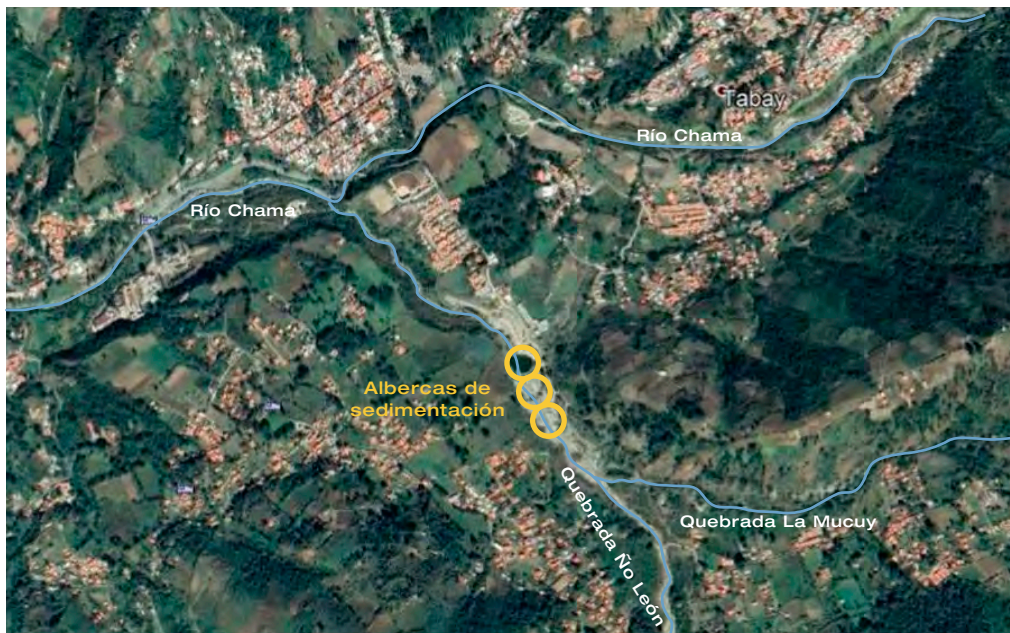


Fig. 4.40. Sitios de ubicación de las albercas de sedimentación, demarcados en color amarillo. Se observa además la alta torrencialidad de la quebrada No León desde el frente montañoso hasta las albercas de sedimentación y posterior a éstas.

IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH, 2020



Fig. 4.41. Albercas de sedimentación localizadas luego de la confluencia de las quebradas de La Mucuy y Ño León.

FUENTE: AYALA *et al.*, 2013

4.5. Sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida, Venezuela

“De las ciudades andinas venezolanas, Mérida pareciera ser la más representativa. Su posición geográfica, altitud, clima e identidad urbana permiten pensarlo así” (Amaya, 2013: 23). Además de ser la ciudad turística y universitaria por excelencia de Venezuela (con una población de 217.537 habitantes, según el censo de 2011), es la capital del estado Mérida, ubicada en los Andes centrales venezolanos y destaca por sus actividades comerciales y de servicios en respuesta a sus propios requerimientos y a los centros poblados de su entorno.

En lo que respecta al sitio o espacio físico sobre el cual se emplaza la ciudad de Mérida, el mismo ha sido objeto de interés para diferentes investigadores con definiciones que pueden coincidir, hasta aquellas disímiles y contrastantes. La controversia se basa en las posturas de los autores que asocian dicho sitio con una terraza ⁽²⁾ versus aquellos que relacionan el lugar que ocupa la ciudad de Mérida con un abanico aluvial o una mezcla de ambas formas del relieve.

A continuación se incluyen algunas citas, varias de ellas textuales para no modificar la idea original de los autores, a fin de que en una primera parte de este estudio de caso, sea el lector quien obtenga sus propias conclusiones a partir de los argumentos planteados.

Para Cabello (1966), la ciudad de Mérida está situada sobre una terraza Q_2 (depósito del Pleistoceno Medio) mientras que Schubert y Vivas (1993: 165) señalan que “entre el pueblo de Las González y la confluencia de los ríos Mucujún y Chama, y ligeramente aguas arriba de Mérida, la dinámica deposicional ⁽³⁾ que predominó durante este mismo periodo fue de carácter longitudinal y menos torrencial, expresada por la construcción de terrazas aluviales potentes y típicas, a veces de más de 100 metros de espesor como la de Mérida”.

(2)

Terraza: Desde el punto de vista geomorfológico se trata de una superficie plana dispuesta longitudinalmente a lo largo del curso de agua que le dio origen y constituida por un frente de talud o escarpe abrupto con un reverso plano. Las terrazas se asemejan, en su morfología original, a una especie de amplios bancos alargados o mesas (Vivas, 1992) que quedan expuestas-elevadas conforme a un dren que las construye y posteriormente erosiona, en sentido descendente. En relación con las características sedimentológicas, los depósitos de terrazas se distinguen por la redondez, buena selección y estratificación de sus materiales. El tamaño “de los elementos es muy variable y va desde bloques hasta arcillas. Con cierta frecuencia, los elementos más grandes constituyen la base del depósito y disminuyen en dimensión hacia el tope” (Vivas, 1992: 132).

(3)

En la actualidad se ha recomendado sustituir el uso de los términos: dinámica deposicional y deposición, por el de dinámica depositacional y depositación de sedimentos, respectivamente.

En este contexto, Cárdenas *et al.* (2000: 71) señalan que el lugar sobre el cual se encuentra la ciudad de Mérida se trata de una terraza alargada en cuya parte más baja se localiza el sitio denominado La Punta. Adicionalmente, estos autores explican que “las terrazas son superficies planas de poca inclinación, formadas por materiales aluviales que dominan el cauce de los ríos [y en su formación] es necesario que haya un periodo de acumulación de sedimentos en que se rellene el fondo del valle, seguido de otro periodo de erosión o excavación que corte esos materiales y deje suspendido el antiguo lecho fluvial” como es el caso, según lo describen estos autores, de lo ocurrido con el sitio que sirve de soporte físico para la ciudad de Mérida.

La dinámica sedimentaria descrita en el párrafo anterior recibe el nombre de proceso de relleno y corte.

En investigaciones más recientes, Méndez (2007: 191) explica que “la ciudad de Mérida se asienta sobre una ‘meseta’ o terraza plana al pie de la Sierra Nevada de unos 14,4 km de largo y 2,4 km de ancho promedio, cuyo origen se remonta a los depósitos de sedimentos aportados por los ríos Chama, Albarregas y Mucujún”.

En relación a la cita anterior se debe acotar que, para muchos geomorfológicos una meseta es una geoforma tabular, plana, esculpida en roca dura, no en sedimentos.

Para Valvuela (2007: 534) en los Andes centrales venezolanos, específicamente en la parte media del río Chama “los asentamientos de población ocupan la terraza de Mérida, el fondo del valle y los depósitos aluviales formados en sus márgenes por un buen número de afluentes, particularmente en los que a su margen derecha se refiere. Estas condiciones topográficas e hidrográficas favorecieron la conformación de un eje de poblamiento sobre sitios planos o de pendientes suaves, pero con amenazas naturales que condicionan su crecimiento y expansión urbana”.

Vivas (2007) señala que la ciudad de Mérida está edificada sobre una terraza Q₂, al igual que La Punta; mientras que, en tiempos más recientes, Vivas (2012: 130-131) en su obra “Geotemas” realiza la siguiente descripción:

Mérida, emblemática y acogedora ciudad andina venezolana, capital del estado de su mismo nombre, [la cual] se asienta en pleno corazón cordillerano sobre una alargada, hermosa y estrecha meseta, a la orilla derecha del río Chama, cuyo profundo valle separa al vigoroso macizo montañoso llamado La Sierra Nevada, al sur, de esa otra mole orográfica denominada La Sierra de la Culata o del Norte. De manera que la ciudad está enclavada, justo a los pies de ambas altas y masivas sierras.

Si el río Chama, en su incesante y multimilenario trabajo, no hubiera construido esa conspicua terraza o meseta, como mejor se le conoce, situada a unos 1.660 metros sobre el nivel del mar, Mérida no existiría (...). La meseta de Mérida se alarga estrecha por unos 12 km, desde sus cabeceras en la denominada Vuelta de Lola, hasta su terminación en La Punta. Se levanta con rebordes inclinados a la vertical en un centenar o más de metros sobre el lecho de su progenitor. Se trata, ciertamente, de una verdadera terraza de origen aluvial, tal como su dinámica formacional lo atestigua.

Por supuesto, también contribuyeron a su formación, pero en marcada menor proporción, dos ríos tributarios del Chama: el Mucujún y el Albarregas (...). La construcción de la terraza meridiana consistió en un larguísimo proceso de trabajo fluvial de acarreo, acumulación y remodelado de sus sedimentos. Tan dinámico, complejo y largo ha sido el trabajo aluvial que se cuenta en miles y miles de años, tiempo durante el cual ocurrieron cambios climáticos en la Cordillera de mucha envergadura, los cuales determinaron, a su vez, en mayor o menor grado, la intensidad del proceso sedimentario de transporte, sedimentación y remodelado de la terraza. La construcción de la meseta, tal como la vemos hoy, no pudo durar menos de 150.000 a 200.000 años de incesante labor fluvial (...). Ya formada en lo esencial la terraza, la recubrieron en parte a su margen derecha nuevos depósitos aluviales venidos de los contrafuertes de La Sierra de La Culata traídos por numerosos torrentes. Dichos depósitos fueron construidos, ya no en forma de terraza, sino de abanicos torrenciales.

En relación con el crecimiento de la ciudad y la capacidad de soporte de su emplazamiento, Amaya (2013) destaca que fueron precisamente las difíciles condiciones naturales del sitio de Mérida, propias de la parte central de la terraza, las que limitaron el crecimiento lateral, de allí que prevaleciera una tendencia al crecimiento vertical, especialmente en las afueras de la terraza central y el desbordamiento de terrenos adyacentes a ésta, hecho que contribuyó y ha contribuido con la sobreexplotación del sitio original y a la ocupación de áreas de riesgos socionaturales.

Paralelamente, la disponibilidad de tierras urbanizables hacia La Parroquia y Ejido, a finales de 1960, favorecieron la expansión horizontal de la ciudad de Mérida en sentido longitudinal. El resultado: se desarrolló más tarde la conurbación urbana Mérida-Ejido.

En contraste con las citas anteriores, el trabajo de Vila (1967: 102) llama particularmente la atención por ser el primero que relaciona el sitio que ocupa el núcleo original de la ciudad de Mérida, con la forma de un cono de deyección como antiguamente solían llamar a los abanicos aluviales, la mayoría de geomorfólogos venezolanos:

El ángulo agudo que forman el Mucujún y el Chama explica el por qué se formó una terraza fluvial de tal magnitud que permitió que se extendiera por ella la capital del estado: Mérida. Más parece, no obstante que esta terraza fue en su origen un cono de deyección del Mucujún que el Chama seccionó dando lugar a la terraza fluvial. No dejamos de aceptar que los materiales aportados por el Chama contribuyeron a la formación del cono de deyección en el sentido que mezclaron dicho material con el aportado por El Mucujún; dando lugar a un cono de confluencia. No se puede olvidar que la potencia en aguas del Chama es mayor que la del Mucujún; por consiguiente, el Chama tenía que arrastrar parte del material del cono de deyección creado por el Mucujún. A través de los milenios, la lucha entre ambos ríos fue constante; terminando con el gran corte realizado en el cono de deyección por parte del Chama. Un proceso de elevamiento de la cordillera debió ayudar al Chama en su acción cortante. Este mismo elevamiento facilitó al Mucujún seccionar su propio cono de deyección para buscar su salida hacia el Chama. Este cono de deyección, convertido en terraza fluvial, obligó al río Albarregas a trazar su cauce paralelo al del Chama por una longitud no menor de 10 kilómetros. El Albarregas corre adosado a la montaña por un valle poco profundo que ha labrado en los estratos relativamente blandos de la terraza fluvial. Es muy posible que en otras épocas el Albarregas afluyera al Mucujún poco antes de que éste afluyera al Chama. Las aportaciones de material por parte del Mucujún desviaron el Albarregas dando lugar a que se formaran los suelos que ocupa la parte urbana del municipio El Llano [En el sector conocido como La Otra Banda]. Este proceso tendría que haberse culminado en una época relativamente reciente, lo cual explicaría la escasa profundidad del valle del Albarregas en las cercanías de Mérida.

Los trabajos de Ferrer (1991b, 1995 y 2006) poseen la particularidad de que asocian, desde el punto de vista geológico-geomorfológico, el sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida con un abanico aluvial (Fig. 4.42); en este sentido Ferrer (1991a: 156-159) señala:

Este centro urbano capital del estado se encuentra sobre un relieve de suave pendiente pero cortado por profundos valles,

debido a la incisión de los ríos Chama, Mucujún y Albarregas. Mérida se encuentra literalmente ‘encajonada’ al norte por La Sierra de La Culata y al sur por La Sierra Nevada. El sitio de ubicación de la ciudad al igual que toda la cuenca del río Chama se encuentra controlado por la Zona de Fallas de Boconó (...). Esta estructura geológica posee un recorrido superior a los 500 km y se extiende desde la depresión del Táchira (alrededores de la ciudad de San Cristóbal) hasta las cercanías de Morón (Puerto Cabello) en el estado Carabobo (...). El origen de la fosa geológica (cuenca geológica) donde se ubica la ciudad de Mérida no ha sido completamente explicado, [pero es posible] que la misma haya aparecido como consecuencia de un proceso de rotación de bloques a lo largo de este segmento de la Falla de Boconó (...). En el fondo de esta ‘fosa’ afloran varias unidades estratigráficas: la Formación Palmarito (Pérmico), se extiende al norte de la ciudad y en dirección este-oeste. Predominan en esta unidad rocas metamórficas de bajo grado, en especial filitas y filitas pizarrosas, calizas en menos proporción. La filita es la litología predominante, estas al meteorizar generan arcillas, su alto grado de fracturamiento y disposición favorable de los planos de foliación al corte incide para considerar todo este sector norte (cerro Las Flores) como un área de graves problemas geotécnicos. Al extremo norte, en dirección al río Mucujún, se pueden observar las abruptas laderas típicas de la Formación Mucujún (Mio-Plioceno) [en] una secuencia interestratificada de areniscas y limolitas, propensa a generar derrumbes y caídas de bloques. Al noreste (...) afloran rocas correspondientes a la Granodiorita de El Carmen; unidad esta intrusiva dentro de la Asociación Sierra Nevada. Muy probablemente una gran parte del subsuelo que constituye el ‘basamento’ sobre el cual está colocada la ciudad, está constituido por rocas de la Asociación Sierra Nevada y la Granodiorita de El Carmen, tal y como puede ser observado en los cortes realizados en el talud que conduce desde la Urbanización Santa Juana hasta Las Tien-ditas del Chama (Urbanización Carabobo).

Esta ‘fosa’ ha sido sucesivamente rellena por grandes volúmenes de sedimentos provenientes de los ríos Chama, Mucujún, Albarregas y las quebradas La Pedregosa, Los Curos [Carvajal] y Montalbán. Dentro de esta cobertura de sedimentos del Cuaternario, destaca por su importancia y extensión la llamada ‘meseta’ (4) de Mérida. La así denominada ‘meseta’, constituye realmente un gran abanico aluvial: **el abanico aluvial de Mérida**. Este de-

(4)

“El término ‘meseta’ constituye una denominación local utilizada para reconocer el sector plano de los grandes sistemas depositacionales (en su gran mayoría abanicos aluviales) ubicados en los Andes venezolanos” (Ferrer, 1991b: 158).

pósito se extiende desde el río Mucujún hasta el poblado de La González, en un recorrido de aproximadamente 30 km, y su superficie original puede ser fácilmente reconstruida. Sobre estos materiales se asienta gran parte de la ciudad de Mérida. La dirección principal del eje de acumulación es la misma del valle, lo que coincide con el rumbo general del fallamiento regional, y que a su vez contrasta con los depósitos formados posteriormente, los cuales se sitúan en sentido perpendicular a la dirección del valle. Los depósitos predominantes en el **abanico aluvial de Mérida** son del tipo granular, bien gradados, con una mezcla de bloques, grava y gránulos, que varían de subangulares a subredondeados. Es posible observar algunas facies constituidas de grava (...) las cuales comprenden unidades masivas y a veces crudamente estratificadas, conjuntamente con una matriz de arena gruesa, la cual frecuentemente predomina sobre los clastos (*matrix supported*). Estas facies se localizan en una secuencia de unidades las cuales son separadas por una estratificación incipiente. En algunas secciones se puede observar estructuras del tipo corte y relleno (cercañas del río Nuestra Señora), así como una cierta imbricación con el eje (mayor) de los clastos situados paralelamente al flujo y buzando aguas arriba. Una interpretación inicial de esta litofacies sugiere depósitos del tipo **flujo de detritos**, asociados con crecidas episódicas, separado por intervalos de una dinámica más fluvial, posiblemente en cursos anastomosados. En una evolución típica de abanico aluvial (...). Sin duda, al tratar de establecer las relaciones entre el área de la cuenca versus el área del **abanico de Mérida**, el factor más importante deberá estar necesariamente más relacionado con influencias tectónicas en el desarrollo y magnitud de este valle que rodea la ciudad de Mérida. Desde el punto de vista geotécnico, los materiales que constituyen el subsuelo de la ciudad, pueden ser considerados adecuados para fundaciones, desmejorándose la calidad de los mismos en los bordes de la ‘meseta’.

Una interpretación muy preliminar de este gran **abanico de Mérida**, posiblemente el de mayor tamaño en los valles intercordilleranos de los Andes venezolanos, tiende a sugerir una mayor importancia a la cuenca del río Mucujún, como fuente original de los materiales que dieron origen a esta acumulación.

Como complemento de lo anterior, Ferrer (1995, 2006) señala que el casco antiguo de la ciudad de Mérida, en lo que hoy en día es la plaza Bolívar y, en general, el sector que abarca desde el río Albarregas hasta el río Chama, ocupa la zona plana de este abanico, cuyo eje de sedimentación era paralelo a la dirección del valle. Esta



Fig. 4.42.

En esta fotografía aérea, número 170 de la misión 010493 (año 1998 a escala 1:65.000) cedida por el Instituto de Protección Civil y Administración de Desastres del Estado Mérida (Inpradem); se observa a la ciudad de Mérida y su sitio de emplazamiento, constituido fundamentalmente por depósitos de origen aluvial, con un profundo control tectónico-estructural sobre el valle donde se asienta este centro urbano. Según Ferrer (1991a, 1995, 2006), en una primera etapa estos sedimentos del Cuaternario, acumulados y disectados esencialmente por los ríos Mucujún y Chama, ocuparon la zona más plana de esta acumulación: el “gran abanico aluvial de Mérida” como lo denominó Ferrer (1991a, 1995), cuyo eje de sedimentación era paralelo a la dirección del valle y se extiende desde los sectores de El Vallecito y la Vuelta de Lola (señalados con flechas amarillas) hasta el sitio de La Punta (señalado con la flecha de color verde), donde este conjunto sedimentario se interrumpe, para luego continuar aguas abajo desde el lugar conocido como el cementerio de Ejido hasta las cercanías del centro poblado La González (Ferrer, 2006).

unidad o conjunto sedimentario, constituido fundamentalmente por depósitos de origen aluvial que fueron acumulados por el río Chama, pero principalmente por el río Mucujún en una primera etapa, se extiende desde El Vallecito (Fig. 4.42, 4.43 y 4.44) en las cercanías del mencionado dren y luego se extiende “hasta lo que se denomina La Punta (Fig. 4.45 a-b), allí se interrumpe y sigue hacia Ejido donde está ubicado el cementerio” (Ferrer, 2001: 9) llegando a explayarse “incluso en las cercanías del caserío La González” (Ferrer, 1995: 6) todo lo cual sugiere que el nivel de



Fig. 4.43.

Vista aérea del área cercana a la confluencia de los ríos Mucujún y Chama, donde inicia el depósito sobre el cual está edificada una parte de la ciudad de Mérida. Hacia la margen derecha del río Mucujún se aprecian los sectores, La Vuelta de Lola, La Hoyada de Milla, Milla y Belén; en la margen izquierda se aprecian los sectores, El Vallecito y Capilla El Carmen. Todos estos conforman la misma unidad sedimentaria, que corresponde al abanico aluvial depositado por el río Mucujún (demarcado en líneas azules). Dicho abanico fue posteriormente entallado por el mismo río.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/ FUNDACIÓN PROBIO DIVERSA/ ULA ULA (JUNIO, 2013)



Fig. 4.44.

Detalle de la confluencia entre los ríos Mucujún y Chama, donde se puede apreciar el espesor del depósito sedimentario sobre el que se asienta parte de la ciudad de Mérida. La fotografía ofrece una vista panorámica del antiguo casco histórico de Mérida, donde se localiza hoy en día el sector de Belén y el centro de la ciudad. Toda esta zona ocupa las menores pendientes de este abanico y se puede considerar como la parte más antigua de dicho cuerpo sedimentario (Ferrer 1991a, 1995 y 2006). Los escarpes que bordean la ciudad son considerados como sitios críticos debido a las altas densidades de población y severas amenazas asociadas con sismicidad, carcavamientos, deslizamientos, derrumbes (caídas) por efectos de socavación, erosión, tubificación, erosión en tunel y otros vicios del suelo.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/
FUNDACIÓN PROBIODIVERSA/ ULA (JUNIO, 2013)



Fig. 4.45.

a- Aquí las dos flechas de color amarillo muestran otro tramo (zona sur de la ciudad) del denominado abanico aluvial de Mérida (Ferrer 1991a, 1995 y 2006) cortado, en el caso de esta imagen, por los ríos Chama y Albarregas respectivamente (indicados con líneas segmentadas de color azul), y con la dirección principal del eje de acumulación en sentido longitudinal a la del valle. **b-** El sitio conocido como la Punta, muy cerca del sector Zumba (señalado con flechas blancas segmentadas) donde se interrumpe parcialmente el citado relleno aluvio-torrencial (Ferrer 1995, 2006). Adicionalmente se puede ver la confluencia del río Albarregas con el río Chama (flechas de color rojo).

FUENTE: VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/FUNDACIÓN PROBIODIVERSA/ ULA (JUNIO, 2013)

acumulación en esta etapa pudo ser de unos cien a ciento cincuenta mil años. Este gran cuerpo sedimentario cortado principalmente tanto por el río Chama como por el Mucujún, desarrolló posteriormente una serie de abanicos aluviales más jóvenes que se corresponden con diversos cursos como: El Albarregas, El Rincón, La Pedregosa y Carvajal, los cuales se orientan en dirección perpendicular al eje del valle.

Por último y no por ello menos importante, vale la pena señalar que Ferrer *et al.* (2009: 58) utilizan el término “Complejo Aluvial de los Abanicos de Mérida” (término informal) para referirse en un sentido amplio, al sitio ocupado por la ciudad de Mérida; mientras que al hacer alusión a los diferentes niveles depositacionales escalonados y como consecuencia de procesos de relleno de materiales con su posterior disección, aguas arriba del centro poblado La González, Delgadillo *et al.* (2009) emplearon el término abanico-terrace, dejando el término terraza fluvial para llanuras aluviales de desborde no funcionales, y no para ser empleado en valles intramontanos o intercordilleranos.

Nuestra opinión al respecto: discusión

Luego de revisar las posturas de los distintos investigadores que asocian al sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida, bien sea con una terraza o con un abanico aluvial, incluso con una mezcla de ambas formas de relieve, sobre la base de sus características geomorfológicas y sedimentológicas, y para efectos de esta obra, se adoptará el término informal “Complejo Aluvial de los Abanicos de Mérida” propuesto por Ferrer *et al.* (2009), para referirse a dicho lugar (Fig. 4.42).

Esto obedece al hecho de que el mencionado cuerpo sedimentado está conformado por una amalgama de depósitos, entre los que resalta el abanico aluvial del río Mucujún en su confluencia con el río Chama, además de otros aportes realizados por cursos transversales en forma de abanicos coalescentes que se adosan a dicho conjunto sedimentario, junto con los rellenos de canal longitudinales realizados por el río Chama; para formar un depósito aluvial complejo.

Si se observa el cauce del río Chama en el tramo que abarca desde antes de su confluencia con el río Mucujún hasta las cercanías de La Punta, se puede notar que éste desarrolla, en diferentes secciones del mismo, un patrón de canales entrelazados (Fig. 4.46) de baja sinuosidad con predominio de grava y cantos rodados.

Vale la pena mencionar que, en un sistema de ríos entrelazados, el cauce principal se divide en varias corrientes individuales separadas por barras de sedimentos depositados por el mismo río (Alfonsi, 1997). Este tipo de ríos posee carga de fondo domi-



Fig. 4.46.

Obsérvese el patrón de canales entrelazados que presenta el río Chama a lo largo del sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida. Destaca el depósito en forma de terraza alargada, estrecha y de gran espesor hacia la margen derecha del río Chama comparado con los depósitos transversales adosados a éste (abanicos aluviales de las quebradas Carvajal y las quebradas La Pedregosa-La Resbalosa). También llama la atención el reducido tamaño y espesor de los depósitos provenientes de La Sierra Nevada (margen derecho del río Chama), por ejemplo, los abanicos coalescentes de las quebradas La Fria y La Astillera.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO ULA/FUNDACIÓN PROBIODIVERSA/CIGIR, MARZO, 2011. CIGIR/FUNDACIÓN PROBIODIVERSA/ ULA (JUNIO, 2013)

nante caracterizada por una alta relación (arena + grava) / lodo y se pueden formar en zonas de pendientes altas condicionadas por el marco tectónico, o en llanuras aluviales donde la tasa del flujo se ha incrementado debido a una caída relativa del nivel del mar (Allen, 1999). Esta idea ya había sido esgrimida por Alfonsi (1997) quien sostiene que la formación de un patrón de canales entrelazados se ve favorecida por una pendiente moderada a relativamente alta, así como por fluctuaciones rápidas en el régimen de flujo y una disponibilidad abundante de material grueso.

Estos ríos tienden a migrar lateralmente a través de su planicie aluvial arenosa gravosa (dentro del lecho del río), formando extensos mantos de relleno de canal entrelazados, conformados por sedimentos gruesos (Allen, 1999) tales como grava, cantos y bloques.

En el sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida, el río Chama presenta una pendiente promedio aproximada entre 3% (1,72°) (Silva, 1999) y 4% (2,29°) para este tramo, lo cual se corresponde con un río torrencial, que además cuenta con abundante suministro de material grueso, y está sujeto al control estructural de la zona de fallas de Boconó.

Es decir, que las condiciones se prestan para que se forme un río de canales entrelazados; razón ésta por la que no se descarta la posibilidad de que este río haya migrado lateralmente a través de su estrecha llanura aluvial formando un espeso manto de relleno de canales conectados, que pudo haberse adosado a los depósitos aluviales del río Mucujún; para luego ser cortado por el propio Chama, a medida que su nivel base cambió durante la fase Pleistocena de la orogénesis andina.

En buena medida, los materiales depositados por el Chama consisten de cantos rodados, guijarros y grava, caracterizados por ser redondeados a subredondeados, presentar buena selección, y estar soportados por una matriz de sedimentos más finos (arena, limo y arcilla), además de poseer estratificación; características sedimentológicas éstas que concuerdan con las descritas por Vivas (1992), para los depósitos de terrazas aluviales. Además, como lo sostienen Schubert y Vivas (1993) las terrazas depositadas por los cursos de agua de recorrido longitudinal, y entalladas por ellos mismos, en general son mucho más alargadas y estrechas que los abanicos, con valores de pendientes longitudinales y transversales menores a los de éstos.

Es así como, por sus características, una parte del sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida (**Fig. 4.46**) es comparable al de un depósito de terraza tal como lo propuso Cabello (1966), producto del relleno y corte de un río entrelazado (el Chama), cuyos canales han divagado (migrado) a través de su estrecha llanura aluvial. De esta manera cobraría sentido lo referido por Cabello (1966), Schubert y Vivas (1993), Cárdenas *et al.* (2000), quienes señalan que el lugar sobre el cual se encuentra la ciudad de Mérida se trata de una terraza alargada en cuya parte más baja se localiza el sitio denominado La Punta.

En este sentido, la forma alargada que es parte del relleno sedimentario sobre el que se asienta la ciudad de Mérida entre la margen izquierda del río Albarregas y la margen derecha del río Chama, podría corresponder con una terraza aluvial, pero esto no explica su inclinación, que es mayor a la de un depósito de este tipo; tampoco explica el enorme espesor de éste (Oliveros, 1976 menciona tramos con escarpes casi verticales de alturas entre 80 y 100 m, mientras que Ferrer *et al.*, 2009, señalan que estos espesores pueden alcanzar hasta 180 m), por el contrario, en la cuenca superior



Fig. 4.47. Terraza derecha (zona de cultivo) de reducido tamaño depositada por el río Chama, aguas arriba de La Cruz de Mucurubá. Obsérvese la forma tabular y lo estrecho de esta terraza.
FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA (2016)

y media del río Chama solo se han identificado tímidos depósitos de terrazas fluviales de pocos metros de espesor (Fig. 4.47); lo cual puede generar dudas acerca del origen de dicho relleno sedimentario.

Sin embargo, Schubert y Vivas (1993) señalan que, al parecer el factor tectónico fue preponderante durante el paroxismo orogénico del Plio-Pleistoceno y en el Pleistoceno temprano, cuando los cursos de agua, favorecidos por este hecho, exacerbaban su poder de erosión y transporte, acarreando y depositando grandes volúmenes de sedimentos a lo largo de sus recorridos longitudinales, para formar las características terrazas aluviales.

Estos autores también señalan que, durante las épocas más frías del Pleistoceno, si bien la precipitación total era mucho menor, se produjeron lluvias intensas y esporádicas. Estas condiciones de mayor sequedad dieron paso a una cobertura vegetal escasa, especialmente en las laderas montañosas, determinando un enorme poder erosivo y de transporte de las corrientes, especialmente en los cursos transversales afluentes a los ríos principales, rellenando los fondos de los valles y piedemontes andinos con volúmenes considerables de sedimentos heterogéneos de grano grueso, en forma de abanicos aluviales torrenciales.

Afirmación ésta última con la que concordamos y que nos conduce a pensar en la posibilidad de que el relleno inicial del sitio donde se emplaza el casco histórico de la ciudad de Mérida, corresponda primeramente a un abanico aluvial de gran espesor depositado por el río Mucujún en su confluencia con el río Chama, en lugar de una terraza.

También se debe destacar el hecho de que, en el lugar de emplazamiento de la ciudad de Mérida, los depósitos aluviales, aportados por cursos transversales provenientes, de La Culata son de mayores dimensiones (tanto en extensión como en espesor), entre los que resalta el abanico del río Mucujún. En contraste, los depósitos provenientes de la margen izquierda (la Sierra Nevada), exhiben dimensiones más reducidas, tanto en área como en espesor (Fig. 4.46) y ocupan posiciones topográficas más bajas, lo que indica que se formaron en edades más recientes.

En otro orden de ideas, al observar desde un enfoque geomorfológico el valle del Chama, es evidente que este se hace más amplio y ofrece mayor espacio para la acomodación de sedimentos, en el trayecto comprendido entre Tabay y Estanques; y que aguas arriba (desde Tabay hasta Mucuchíes) el valle se vuelve más estrecho, al igual que aguas abajo de Estanques. Este comportamiento obedece a la presencia de una depresión tectónica, formada entre Tabay y Estanques.

Dicha fosa tectónica presenta un espeso relleno aluvial y parece haberse formado dentro de una curvatura de alivio (*releasing bend*) a lo largo de la zona de falla de Bococonó, cuyas fallas maestras en algunos sitios, han experimentado desplazamientos normales (gravitacionales) considerables, evidenciados por la presencia de facetas triangulares y valles colgados. Rasgos estos que según Schubert (1980a), son característicos de las cuencas de tracción (*pull apart basins*).

En su descripción de la cuenca de tracción (*pull apart basin*) de La González, Schubert (1980a) menciona que ésta posee una longitud de 50 km y una anchura máxima de 4,5 km, con una profundidad de varios cientos de metros (basado en el espesor de aluviones cuaternarios que contiene) y un desnivel entre las sierras que la bordean al noroeste y sureste, que sobrepasa los 2 km.

Hay que destacar que la distancia que separa a Tabay de Estanques es de aproximadamente 50 km. Todo lo cual da pie para pensar en la posibilidad de que la depresión donde se encuentra el depósito sedimentario que sirve de asiento a la ciudad de Mérida, sea parte de una cuenca de tracción mayor dentro de la cual se encuentra la de 'La González' (Fig. 4.48), que se extiende entre esta localidad y Estanques, lugares donde tal cual lo señala Schubert (1980a,b; 1982), se hallan las dos inflexiones más

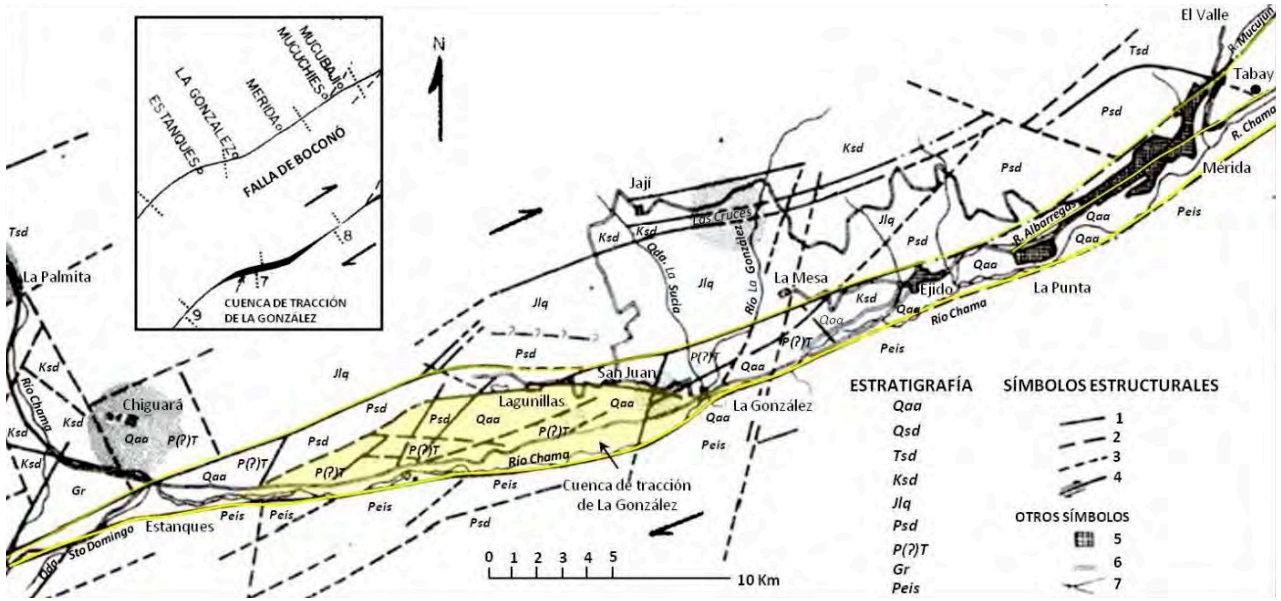


Fig. 4.48.

Esquema Geológico-Estructural del área que Schubert (1980) describió como la cuenca de tracción (*pull apart basin*) de La González (resaltada en amarillo). En amarillo resaltan las dos trazas de falla principales que engloban dicha área. Nótese que su geometría es la de una curvatura de alivio que se extiende desde Estanques hasta las cercanías de Tabay. Adaptado de Schubert (1980) y Ferrer (1991b).

Estratigrafía: Qaa: Cuaternario Holoceno. Qsd: Cuaternario sin diferenciar. Tsd: Terciario sin diferenciar. Ksd: Cretácico sin diferenciar.

Jjq: Jurásico, Formación La Quinta. Psd: Paleozóico sin diferenciar. P(?)T: Paleozóico Ordovícico Asociación Tostós. Gr: Granito intrusivo.

Peis: Precámbrico, Complejo Iglesias, Asociación Sierra Nevada.

Símbolos Estructurales. 1: Trazas de Falla. 2: Falla aproximada. 3: Falla inferida. 4: Falla mostrando desplazamiento relativo.

Otros símbolos. 5: Centros poblados. 6: Carreteras. 7: Ríos y quebradas.

importantes, o como lo refiriera Ferrer (1991b) abruptas, de la curvatura de alivio que se extiende hasta las cercanías de Tabay, donde al parecer hay otra inflexión no tan abrupta. Si este fuera el caso, se trataría de la misma fosa tectónica a la que Giegengack (1977), Murphy y Graubard (1977), se refirieron como, el graben de Tabay-Estanques.

En este sentido, tal como lo afirman Ferrer (1991a, 1995 y 2006) y Vivas (2012), dicha fosa tectónica fue sucesivamente rellena por otros cursos fluviales además del Chama y el Mucujún, a saber: el río Albarregas, las quebradas Milla, La Pedregosa, La Resbalosa y Carvajal o Pozo Azul, venidos de los contrafuertes de la sierra de La Culata; además de las quebradas El Rincón y Gavidia, que junto a otros torrentes que drenan desde el cerro Las Flores, aportaron sedimentos en forma de abanicos de detritos / conos de deyección, incluyendo pequeños abanicos coluvio-aluviales (Fig. 4.49, 4.50 y 4.51).



Fig. 4.50.

En la imagen se puede observar cómo los abanicos del río Albarregas y la quebrada Milla (resaltados en líneas amarillas) son obligados a replegarse hacia su margen derecha por los sedimentos del abanico del río Mucujún (zona más urbanizada).

FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/FUNDACIÓN PROBIO DIVERSA/ ULA (JUNIO, 2013)



Fig. 4.51.

En esta fotografía se aprecian dos de los abanicos aluviales más jóvenes, localizados en la margen derecha de los ríos Albarregas y Chama, depositados en este caso por las quebradas: (a) La Pedregosa-Resbalosa y (b) Carvajal o Pozo Azul (en el sector Los Curos). Otros abanicos aluviales densamente poblados y también de edad reciente, depositados por los ríos Albarregas (abanico aluvial de La Hechicera), así como por las quebradas Milla, Gavidia y El Rincón, también forman parte de los materiales donde se asienta la ciudad de Mérida.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR: R. AYALA (2013)

Es así como el flanco izquierdo de dicho depósito tabular, está constituido por los sedimentos del abanico del río Mucujún (y quizás hacia su borde externo, algunos sedimentos de terraza aluvial depositada por el Chama), mientras que su flanco derecho en su sección superior y media, está compuesto por los sedimentos del río Albarregas y la quebrada Milla (Fig. 4.49 y 4.50); y su sección inferior se corresponde con los sedimentos de los abanicos de las quebradas La Pedregosa, La Resbalosa (conjuntamente), y de la quebrada Carvajal principalmente (Fig. 4.46; 4.49 y 4.51), además de otros depósitos menores como los abanicos de las quebradas El Rincón y Gavidia.

Este complejo aluvial se extiende desde El Vallecito “hasta lo que se denomina La Punta, donde se interrumpe” (Ferrer, 2006: 9) por efecto del abanico de la quebrada Montalban y los depósitos más recientes asociados a ésta: abanicos aluviales ocupados por la urbanización Don Luis y el sector La Vega (Fig. 4.45b y 4.52), para luego continuar hasta el sector Mesa Seca, donde se encuentra el cementerio de Ejido (Fig. 4.53 y 4.54).

Adicionalmente, como lo afirma este mismo autor (2006: 6) el lapso de tiempo que duró esta acumulación pudo ser de “ciento veinte mil a ciento cincuenta mil años”, o en todo caso, como lo menciona Vivas (2012) de 150.000 a 200.000 años de incesante labor fluvial.

Sobre la base de lo expuesto en párrafos anteriores referente a lo propuesto por Vila (1967) y Ferrer (2006), quienes coinciden al señalar que, inicialmente el conjunto sedimentario aluvial de Mérida fue formado principalmente por el abanico aluvial del río Mucujún y por los sedimentos del río Chama, se puede inferir que dichos materiales impidieron que el río Albarregas desembocara directamente en el río Chama, obligándolo a trazar su cauce paralelo al eje longitudinal de éste. Dicha desviación del Albarregas también pudo verse favorecida por el control estructural ejercido por la falla del Albarregas sobre el mencionado dren. Algo similar debió haber ocurrido con la quebrada Milla; razón por la cual estos dos abanicos más jóvenes fueron replegados hacia las vertientes de la sierra de La Culata (Fig. 4.50).

Para finalizar, podemos afirmar que el sitio de emplazamiento de la ciudad de Mérida no se puede asociar únicamente con un abanico aluvial o exclusivamente con un depósito de terraza, por el contrario, en una primera etapa estuvo conformado por el abanico aluvial del río Mucujún, al cual se le adosaron en su borde izquierdo los depósitos del río Chama, además de una serie de abanicos coalescentes de menor tamaño, provenientes de la sierra de La Culata; de allí que, recomendamos utilizar el término informal “Complejo Aluvial de los Abanicos de Mérida” o incluso “Complejo Aluvial Mérida” propuesto por Ferrer *et al.* (2009: 58-59), para referirse a él.



Fig. 4.52.

Hacia la parte izquierda de la imagen destaca el sector conocido como La Punta lugar donde se terminó de emplazar la ciudad de Mérida. Se observa como el complejo aluvial donde se asienta la ciudad de Mérida es cortado e interrumpido parcialmente por los abanicos más recientes de la quebrada Montalbán.

FOTOGRAFÍA OBTENIDA DE: VUELO EN HELICÓPTERO ULA/
FUNDACIÓN PROBIODIVERSA/ CIGIR. MARZO, 2011. CIGIR/FUNDACIÓN
PROBIODIVERSA/ ULA (JUNIO, 2013)



Fig. 4.53.
 El conjunto aluvial donde se asienta la ciudad de Mérida es cortado en el sector La Punta, para luego continuar hasta el sector Mesa Seca.
 FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/FUNDACIÓN PROBIO-DIVERSA/ ULA (JUNIO, 2013)



Fig. 4.54.
 Detalle del sector Mesa Seca.
 FOTOGRAFÍA TOMADA POR R. AYALA, DURANTE EL VUELO EN HELICÓPTERO CIGIR/FUNDACIÓN PROBIO-DIVERSA/ ULA (JUNIO, 2013)

4.6. Abanico de Las Delicias

El abanico aluvial de Las Delicias (Fig. 4.55), depositado en buena medida por los aportes de la quebrada homónima, se localiza en la sección media-alta de la cuenca del río Mocotíes, en el sector conocido como La Playa, dentro del municipio Rivas Dávila del estado Mérida, Venezuela, a unos 4 km aproximadamente al suroeste del centro poblado de Tovar.

En la zona superior o de captación de la microcuenca de la quebrada Las Delicias, afloran los gneises graníticos y bandeados de la Asociación Sierra Nevada (Precámbrico) los cuales desarrollan en esta área profundos perfiles de meteorización (suelos residuales) que se encuentran bastante fracturados a consecuencia de la tectónica, de allí que el comportamiento de estos materiales sea muy frágil y con una alta susceptibilidad a generar procesos erosivos y movimientos de masa en esta zona (Ferrer y Laffaille, 1998; Dugarte, 2002; Dugarte *et al.*, 2015).

De hecho, en el mapa geomorfológico de la cuenca del Mocotíes elaborado por el PNUD (Ferrer y Dugarte, 2008), se puede apreciar la existencia de cárcavas activas, coronas de deslizamientos y derrumbes (caídas) en las laderas del área.

El fuerte control estructural, asociado con la presencia en esta sección de la traza norte de la falla de Boconó, considerada activa, y de la falla secundaria de La Playa, además de una serie de microfallas y fallas inferidas (Ferrer y Laffaille, 1998; 2000), hacen que la amenaza sísmica esté latente y plantean la necesidad de evaluar sus posibles impactos a futuro, sobre este sector del Mocotíes.

No deja de tener importancia el análisis de los aspectos morfométricos y su estrecha relación con la ocurrencia de crecidas excepcionales o bien con la propensión a generar movimientos de masa en la zona. En este sentido, del trabajo realizado por Delgadillo y Páez (2008) se tiene un área de tan solo 3,32 km² para la microcuenca de Las Delicias, con una relación de forma de Horton igual a 0,27 propio de una morfología alargada que en teoría no debería favorecer la ocurrencia de crecidas súbitas o violentas sino más tenues o graduales (esto si se considera este índice por separado).

Sin embargo, los valores de densidad de drenaje de aproximadamente 1,8 km/km², con una pendiente media del cauce principal de 18,04 % (propio de una quebrada torrencial), obtenidos por los citados autores, deben estar asociados con características morfométricas que reflejan una moderada a alta propensión a generar picos de crecidas considerables, cuando se presenten lluvias altamente concentradas (torrenciales). El mencionado valor de pendiente cercano al 20 % para el cauce principal de la quebrada Las Delicias, es clave a la hora de comprender el transporte rápido



Fig. 4.55.

En primer plano el abanico aluvial de Las Delicias, ubicado en la margen izquierda del río Mocotíes y cuyo eje de acumulación se presenta en sentido perpendicular al valle del mencionado sistema fluvial. Este relleno aluvio-torrencial fue clasificado por Ferrer y Laffaille (1998) como un Qab3 (Cuaternario, abanico aluvial, tercer nivel. Pleistoceno Tardío). Los bajos valores de pendiente y suelos bien drenados, hacen que esta geoforma se constituya en un sitio atractivo para el desarrollo de las actividades agrícolas, asociadas en este caso con un sistema de horticultura de piso alto, típico de los Andes venezolanos. Se aprecian adicionalmente: 1) una parte del centro poblado de La Playa a la izquierda de la imagen (señalado con flechas blancas), y 2) las fuertes pendientes y algunos afloramientos rocosos de la zona media y superior de la microcuenca Las Delicias, señalados con las flechas de color anaranjado.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR C. FERRER, 2004

de los materiales a ser desplazados, lo que depende también de otros factores, tales como: *a)* las características litológicas de las fuentes de suministro, *b)* la hipsometría de la microcuenca y sus valores de pendiente media, *c)* los cambios en los usos de la tierra y con ello la posible reducción de la cobertura vegetal e incremento tanto de las tasas de erosión como de los procesos de escurrimiento y escorrentía, *d)* la magnitud de los factores desencadenantes bien sea de tipo sísmico o hidrometeorológico, y *e)* los tiempos de concentración ⁽⁵⁾, estimados en este caso en tan solo 30 minutos, lo que le puede conferir a la quebrada Las Delicias una mayor rapidez en el traslado de los caudales líquidos y sólidos.

Desde el punto de vista hidroclimático e hidrológico, Delgado y Páez (2008) calcularon adicionalmente: las profundidades máximas de precipitación para duraciones menores e iguales a 1 hora y con diferentes frecuencias, a partir de los datos de la estación climática Tovar (serial 3141) por ser la más cercana al sector de La Playa.

(5)

El tiempo de concentración (t_c) es el intervalo de duración o tiempo de viaje del agua desde el sitio más alejado de la cuenca hasta su desagüe.

De esta información se desprende que aquellas láminas de precipitación estimadas en 70,3 mm; 77,8 mm; 85,3 mm y 92,8 mm para periodos de retorno de 25, 50, 100 y 200 años, y caídas en 60 minutos de duración, se pueden catalogar como lluvias muy fuertes e incluso torrenciales, y pudieran desencadenar además procesos erosivos en las vertientes del área. Este análisis de frecuencias de lluvias extremas, en conjunto con la estimación del número de curva de escorrentía ($CN = 77,4$) y de la aplicación

del hidrograma unitario triangular del Servicio de Conservación de Recursos Naturales de los Estados Unidos (NRCS), antiguo Servicio de Conservación de Suelos (SCS), les permitió obtener unos caudales máximos de $Q_{25} = 95,0 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_{50} = 102,9 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_{100} = 108,7 \text{ m}^3/\text{s}$ y $Q_{200} = 121,8 \text{ m}^3/\text{s}$; valores estos considerables, sobre todo si se tiene en cuenta el tamaño reducido en kilómetros cuadrados de la microcuenca objeto de análisis y el tipo de suelos presentes en el área, los cuales se asocian en su mayoría con un moderado a bajo potencial de escorrentía o “suelos B” en cuanto a su clasificación hidrológica.

Por otra parte y como ejemplo emblemático de un evento extraordinario en Venezuela, ocurrido el 03 de febrero de 1610, en este sector de la cuenca del río Mocotíes, destaca el caso del “Alud Sísmico de La Playa” donde las evidencias históricas: crónicas escritas por el “padre Franciscano y cronista Fray Pedro Simón en septiembre de 1612 y 1613, cuyos testimonios invaluablemente quedaron plasmados en sus célebres noticias historiales editadas en 1627” (Singer, 1998: 289) se enlazan con investigaciones posteriores (Singer y Lugo, 1982; Singer *et al.*, 1983; Singer, 1998; Ferrer y Laffaille, 1998, 2000; Laffaille *et al.*, 2010); lo que facilita la descripción y análisis de este gran movimiento de masa. Al detonante sísmico de dicho evento: de magnitud estimada macrosísmicamente entre 7,2 y 7,3 M_L ; profundidad promedio 10 km con epicentro ubicado a unos 3 kilómetros al suroeste de Bailadores (Ferrer y Laffaille, 1998; 2000) y con una posible ruptura de la traza norte de la falla de Boconó en esta sección del valle, le siguió como efecto cosísmico un alud (avalancha de detritos y rocas) que represó al río Mocotíes y generó una extensa laguna de obturación, cuyo dique posteriormente colapsó, generando una ola de descarga.

El Alud como fenómeno cosísmico producido por el terremoto 1610, que a su vez causó muy graves daños a la ciudad de La Grita en los Andes meridionales venezolanos, se originó en el flanco sur del Páramo de Mariño en la sección superior de la microcuenca Las Delicias, sobre “materiales residuales de rocas altamente saprolitizadas” (Singer, 1998: 289), llegando a desplazar grandes volúmenes de sedimentos altamente heterométricos, estimados en: 14×10^6 y $21 \times 10^6 \text{ m}^3$; a partir de una masa previamente deslizada y que afectaron solo superficialmente el abanico aluvial de Las Delicias (Ferrer y Laffaille, 1998).

La citada masa cayó como un bloque para desintegrarse posteriormente, desplazándose unos 2,5 km en dirección al valle a altísimas velocidades, llegando a obturar el río Mocotíes para generar un embalse que pudo alcanzar volúmenes estimados entre 29 y $38,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ y una superficie de 193,8 ha (Ferrer y Laffaille, 1998; 2000). Los aspectos geomorfológicos de este importante evento se pueden ver en la Fig. 4.56 y 4.57.

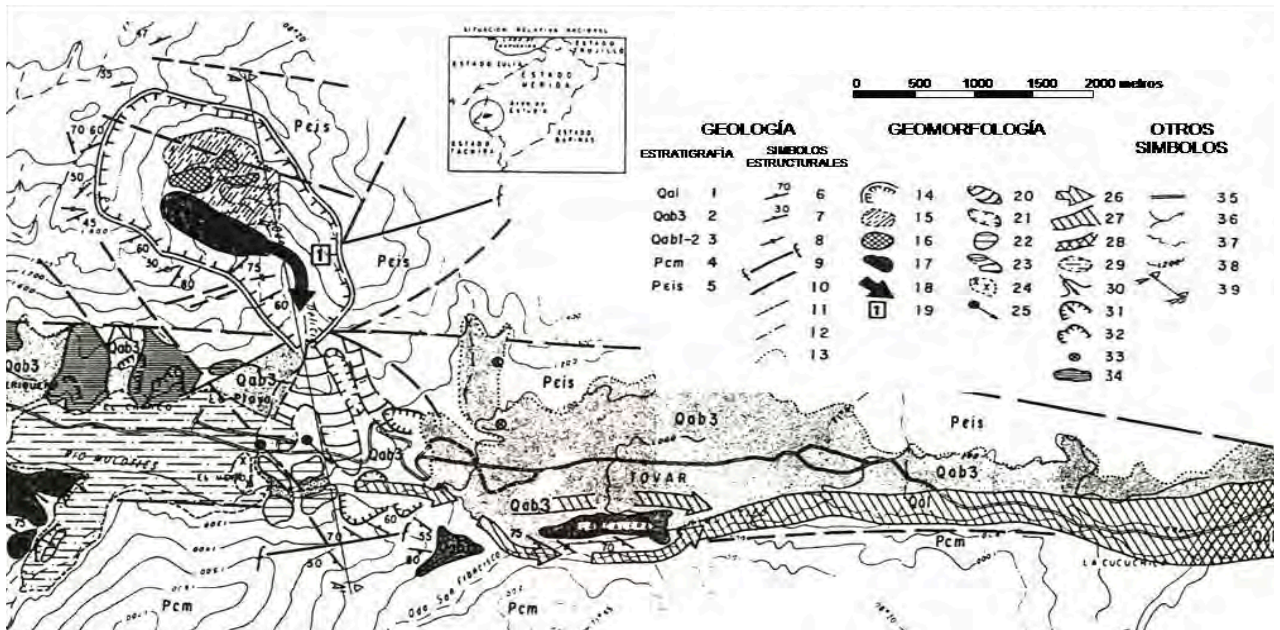


Fig. 4.56.

Aspectos geomorfológicos del Alud Sísmico de la Playa (1610). Detalles: 1. Holoceno. 2. Cuaternario (¿Pleistoceno Tardío?), abanicos aluviales, tercer nivel. 3. Cuaternario, abanicos aluviales, primer y segundo nivel. 4. Paleozoico-Carbonífero; Asociación Mucuchachí. 5. Precámbrico; Asociación Sierra Nevada. 6. Rumbo y buzamiento de la foliación. 7. Rumbo y buzamiento de las diaclasas. 8. Diaclasa vertical. 9. Falla observada. 10. Falla inferida. 11. Lineaciones. 12. Contacto unidades. 13. Contacto roca/aluvión. 14. Límite de la microcuenca de la quebrada Las Delicias. 15. Masa deslizada. 16. Bloques individuales. 17. Área aproximada del material desplazado por el Alud sísmico de 1610. 18. Dirección aproximada de la ruta seguida por la masa desprendida. 19. Esta ladera contribuyó con grandes bloques de "roca sana" las cuales se desprendieron después de haber sido impactadas por el Alud Sísmico. 20. Montículos situados a manera de "flows track". 21. Depresión inter-montículos. 22. Colinas de obturación. 23. Colinas de obturación con topografía reconstruida. 24. Amontonamiento marginal de grandes bloques de gneises. 25. Aliviaderos. 26. Posible dirección tomada por la "ola descarga". 27. Área directamente afectada por la "ola descarga", 28. Sector de disipación de la energía. 29. Superficie original ocupada por el embalse natural. 30. Cárcava con indicios de erosión regresiva. 31. Deslizamiento inducido por variaciones en el nivel del embalse. 32. Corona (deslizamientos/derrumbes). 33. Erosión en túnel. 34. Material tectonizado/colina de falla. 35. Vías asfaltadas. 36. Río Mocotíes. 37. Quebradas. 38. Curvas de nivel. 39. Perfil geológico.

FUENTE: FERRER Y LAFFAILLE (1998)

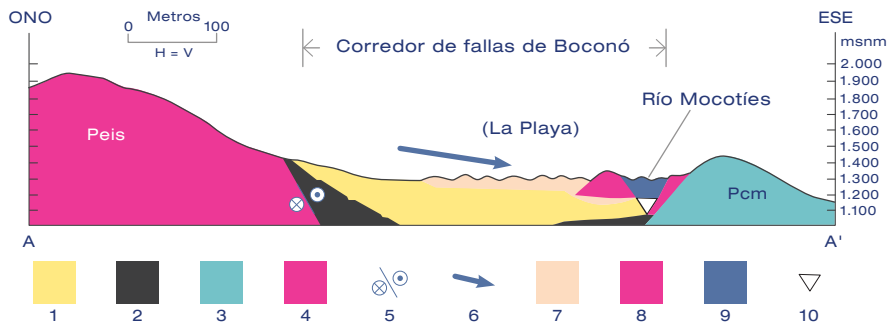


Fig. 4.57.

Perfil geológico del Alud Sísmico de la Playa (1610). Detalles: 1. Cuaternario (sin diferenciar). 2. Roca tectonizada. 3. Filitas y pizarras de la Asociación Mucuchachí (Paleozoico/Carbonífero). 4. Gneises graníticos y bandeados de la Asociación Sierra Nevada (Precámbrico). 5. Plano de falla de dirección relativa de movimiento. 6. Dirección predominante del Alud a partir de su fuente de suministro. 7. Montículos alargados. 8. Bloque deslizado de la Asociación Sierra Nevada. 9. Sección erosionada a partir del sitio de obturación del río Mocotíes. 10. Cauce actual del río.

FUENTE: FERRER Y LAFFAILLE (1998)

Así las aguas represadas del río Mocotíes desde el día 03/02/1610, y debido a la gran presión del agua almacenada y un intenso proceso retrogresivo, debido a la acción de la tubificación y erosión en túnel sobre los materiales sueltos y dispuestos desordenadamente (Ferrer y Laffaille, 2000); rompen el dique natural el día de San Juan del mismo año, a unos 5 meses de la ocurrencia del Alud Sísmico, específicamente el 29/06/1610 dejando unos 4 muertos y la pérdida de 500 cabezas de ganado (Singer *et al.*, 1983; Singer, 1998; 2010), a partir de la generación de una ola descarga que a gran velocidad causó impactos aguas abajo, con una distancia de recorrido de unos 7 km hasta el sector La Cucuchica aproximadamente, para ir perdiendo energía luego de este sitio; de allí que gran parte de la creciente generada debió canalizarse por el sitio ocupado hoy en día por la avenida perimetral de Tovar (Ferrer y Laffaille, 1998).

Según Singer (1998), luego de la ruptura del dique natural, la ola destructora a su vez generó represamientos secundarios de los afluentes de la margen derecha del río Mocotíes, en los sitios de bifurcación de dicho sistema fluvial con las quebradas San Francisco y La Cucuchica, así como violentos procesos de socavación lateral en los márgenes del valle, tal y como sucedió aguas abajo del sector El Peñoncito.

En la actualidad se presentan evidencias en campo que facilitan la interpretación de este importante evento, por ejemplo destacan: *a*) una colina de obturación desplazada por el alud, que aún se preserva actualmente y se localiza en una posición anómala sobre el abanico de Las Delicias (Fig. 4.58), *b*) el sitio de ruptura de la presa natural (Fig. 4.59), *c*) la existencia de un campo de bloques de gneises dentro del centro poblado de La Playa muy bien preservados y que sólo afloran en la cuenca de captación de la quebrada Las Delicias, *d*) los topónimos locales como un posible reflejo de lo ocurrido, así por ejemplo, destacan los conocidos sectores de: El Rincón de la Laguna, El Pantano, El Dique, El Charco y La Playa como principal centro poblado de este sector del valle del Mocotíes, así como *e*) la presencia de grandes bloques de gneises fácilmente reconocibles por sus colores claros sobre la vertiente opuesta (vertiente sur) y localizados a una altura considerable sobre esta ladera, los cuales marcan un verdadero contraste con las filitas negras y cuarcitas de la Asociación Mucuchachí (Carbonífero) que se extienden en toda la vertiente sur, o en la margen derecha del río Mocotíes (ver perfil geológico de la Fig. 4.57).

Como se había señalado en párrafos precedentes todo el sector ocupado en la actualidad por la avenida perimetral de Tovar parece haber acomodado la mayor parte del caudal generado como consecuencia de la ruptura del embalse natural. Así vale señalar, que estimaciones realizadas por Delgadillo (2014) a partir de: *a*) la transposición de una tormenta modelo ocurrida en el año 2005 en la cuenca de San José



Fig. 4.58.

Las evidencias de campo indican que el bloque desplazado por el Alud sísmico se partió en tres partes (por lo menos) o tres colinas de obturación luego de chocar de forma violenta con la vertiente opuesta (Ferrer y Laffaille, 1998). El ancho máximo y otras medidas del largo y el alto de estas colinas, fueron estimadas por los citados autores en: 400-600 m, con una longitud de 1.100 m y una altura de aproximadamente 90-105 m. Una de las mencionadas partes del bloque original, es la colina de obturación que se observa en esta imagen (delimitada con líneas segmentadas de color amarillo) y que se encuentra ubicada en la sección distal del abanico de Las Delicias.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR A. DELGADILLO, 2010

de Galipán, en el Litoral Central de Venezuela (estado Vargas), hacia la cuenca del Mocotíes (debido a la falta de información) y de *b*) la aplicación del modelo de simulación hidrológica HEC-HMS 3.5, en conjunto con el programa HEC - RAS 4.1; muestran unos gastos máximos para el río Mocotíes de $Q_{200} = 1.051,8 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal líquido (y de $1.472,5 \text{ m}^3/\text{s}$ considerando un incremento del 40 % en cuanto al aporte de sedimentos).

Estos cálculos preliminares fueron hechos para el Mocotíes hasta Tovar en el sector La Vega, en un área de $234,2 \text{ km}^2$ (al inicio de la avenida perimetral, en sentido Tovar-Santa Cruz de Mora) y al ser modeladas hidráulicamente ocupan las áreas de desborde de prácticamente todo el fondo del valle del mencionado sector, ello permite tener una idea aproximada en orden de magnitud, de los caudales picos que pueden ocupar esta importante sección del río Mocotíes.

Por último y no por ello menos importante, surgen algunas reflexiones sobre el caso del Alud Sísmico de la Playa (1610); en este sentido se debe llamar la atención de planificadores y proyectistas acostumbrados a trabajar en escalas de tiempo cortas y traducir los eventos con periodos de retorno menores a la centuria y de mag-



Fig. 4.59.

Sitio de ruptura del embalse natural generado por el Alud Sísmico de la Playa (1610). Es a partir de este lugar donde se inicia la ola descarga que a gran velocidad se movilizó hasta unos 7 km aprox. aguas abajo. Al fondo y señalado con flechas amarillas, se observa el depósito aluvial conocido como “La Galera” al sur de Tovar. Según Ferrer y Lafaiile (1998) gran parte de la crecida derivada del colapso de la presa natural, bordeó el flanco izquierdo de La Galera, mientras que por el flanco derecho pudo haber transitado entre el 30% y 40% del flujo total.

FOTOGRAFÍA TOMADA POR C. FERRER, 2004

nitud moderada, a los cuales les puede parecer muy difícil comprender y emplear el concepto de eventos catastróficos (Ferrer y Dugarte, 2009), se trata entonces de fenómenos naturales extremos de muy baja frecuencia de ocurrencia y gran magnitud, bien sea de origen sísmico (como es el caso del Alud sísmico aquí tratado) o hidrometeorológico, con efectos geomorfológicos, hidrológicos-hidráulicos, o una mezcla de estos; que ciertamente pueden ocurrir sobre abanicos aluviales y causar desastres en una zona determinada, en función de producir pérdidas de vidas humanas y daños materiales.

Estas consecuencias se ven magnificadas por el incremento de los niveles de vulnerabilidad y la consolidación de escenarios de exposición por parte del hombre y sus actividades.

El caso aquí explicado es una clara demostración, que en este tipo de eventos cosísmicos ocurridos en paisajes montañosos como los Andes venezolanos, los sistemas de drenaje pueden producir grandes crecidas independientemente de la ocurrencia de precipitaciones máximas o extremas, cuyos periodos de retorno, son mucho más cortos que los correspondientes a los sismos. Todo lo anterior, sin dejar de tener muy presentes a los eventos causados por fenómenos hidrometeorológicos, con sus efectos hídricos y geomórficos, como las principales amenazas que han generado los mas importantes desastres ocurridos en Venezuela sobre abanicos aluviales, durante el pasado reciente: en el río Limón en Maracay, el 6 de septiembre de 1987; en el estado Vargas, el 15-16 de diciembre de 1999 y la recordada tragedia del Mocotíes del 11 de febrero del año 2005, en el estado Mérida, Venezuela (6).

(6)

Los detalles de los efectos de las lluvias del 11/02/2005 sobre toda la cuenca del río Mocotíes se pueden encontrar en Ferrer (2005), Laffaille *et al.* (2005), Dugarte *et al.* (2015).

referencias citadas

- AGUIRRE PE, J.; BONGIORNO, F.; MONCADA, A.; ODREMAN, O.; OLIVERO, M. y M. RAMIREZ. 2003. *Desastres causados por aluviones de barro y escombros en los sectores Santo Domingo y Pueblo Llano, el 3 de junio de 2003*. Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela, Informe Técnico (Inédito).
- ALFONSI, P. 1997. *Ambientes sedimentarios*. CORPOVEN. Filial de Petróleos de Venezuela, S.A. Puerto La Cruz, Venezuela.
- ALLEN, G. P. 1999. *Sedimentology and stratigraphy of alluvial and deltaic deposits*. Queensland University of Technology. Brisbane, Australia.
- ALLEN, J. R. L. 1971. *Physical Processes of Sedimentation*. Allen and Unwin. London, England.
- AMAYA, C. 2013. *La organización del espacio en el área metropolitana de Mérida*. Consejo de Publicaciones de la Universidad de Los Andes (ULA). Mérida, Venezuela.
- ANDRESSEN, R. y R. PULWARTY 2000. Análisis de las lluvias excepcionales causantes de la tragedia del estado Vargas, Venezuela, en diciembre de 1999. *Memorias del IV Simposio Internacional de Desarrollo Sustentable en los Andes*. pp. 148-157. Mérida, Venezuela (25 de noviembre al 02 de diciembre).
- AUDEMARD, F. y A. SINGER. 2002. “El alud torrencial del 6 de septiembre de 1987 en la cuenca del río Limón, el norte de Maracay, Venezuela septentrional”. En: J. HUBP y M. INBAR. (comp.), *Desastres naturales en América Latina*. pp. 385-408. Fondo de Cultura Económica. México, D.F.
- AUDEMARD, F. 2009. “Falla de Boconó”. En: Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA: GCA). 2009. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. pp. 259-271. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 7. Ottawa, Canadá.
- AYALA, R. 2006. “Abanico El Palón: evidencia cosísmica del alto grado de vulnerabilidad de la cuenca del río Chama, estado Mérida-Venezuela”. *Revista Geográfica Venezolana*, 47(1): 85-102.
- AYALA, R. 2012. Análisis comparativo del estado de actividad de los deslizamientos en las vertientes del Torrente San Jaime que dieron origen al abanico El Palón entre 2004 y 2008. *VII Congreso Iberoamericano de Ingeniería Civil*. pp. 1-19. Fundación Académica Venezolana de Ingeniería Civil (FUNDAVIC). Mérida, Venezuela (22-24 de noviembre). (Inédito).
- AYALA, R. 2017. La gestión urbana y la ocupación del territorio: La comprensión de las implicaciones que tiene para el desarrollo del país los riesgos ambientales de sus ciudades. En: PÉREZ, M.A.; CHACÓN, R.M.; GIRAUD, L.; BENITEZ, J.; y J. PUJAICO. (eds.), *Segundo Foro de Gestión Ambiental Urbana Mérida 2016. La Gestión de Riesgos Ambientales en la Ciudad Venezolana*. pp. 21-25. CI-DIAT-ULA; URBIS-FADULA; CIGIR/MinCTI; Academia Nacional de Ingeniería y Hábitat; Konrad

Adenauer Stiftung; Grupo Orinoco de la Universidad Católica Andrés Bello (UCAB) y Grupo de Investigación Vida Urbana y Ambiente de la Universidad Simón Bolívar (USB).

- AYALA, R.; FERRER, C. y J. LAFFAILLE. 2004. Deslizamiento El Palón: Evidencias cosísmicas del alto grado de vulnerabilidad de la cuenca del río Chama. *Memorias del V Congreso Venezolano de Geografía*. pp. 1-13. Mérida, Venezuela (29 noviembre al 03 diciembre). (CD-ROM; Trabajo n°8; Tema III: Geomorfología, amenazas naturales y riesgos ambientales).
- AYALA, R.; PÁEZ, G. y ARAQUE, F. 2007. Análisis geomorfológico de la microcuenca El Guayabal, a propósito de la ocurrencia de las lluvias excepcionales de febrero de 2005. Cuenca del río Mocotíes, estado Mérida-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana*, 48(1): 59-82.
- AYALA, R.; FERRER, C.; RIVERO, J.; MORENO, A.; y A. DELGADILLO. 2013. *Informe preliminar sobre los procesos hidrogeomorfológicos localizados en la quebrada Ño León, sector La Mucuy baja*. Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales (IGCRN). Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Informe técnico. (Inédito).
- BASABE, P.; NEUMANN, A. y A. SINGER. 2001. *Proyecto PREVENE (aporte a la prevención de desastres "naturales" en Venezuela)*. Cooperación: Venezuela-Suiza-Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). Proyecto VEN/00/005. Caracas, Venezuela. Informe final.
- BATES, R. L. & J. A. JACKSON (eds.). 1987. *Glossary of geology*. 3rd Ed. American Geological Institute. Alexandria, United States of America.
- BEATY, Ch. B. 1970. "Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan. White Mountains, California, USA". *American Journal of Science*, 268: 50-77.
- BEATY, Ch. B. 1990. "Anatomy of a White Mountains Debris Flow-The Making of an Alluvial Fan". En: A.H. RACHOCKI & M. CHURCH (eds.), *Alluvial Fans: a field approach*. pp. 69-89. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England.
- BILLINGS, M. P. 1963. *Geología estructural*. Eudeba. Buenos Aires, Argentina.
- BLACKWELDER, E. 1928. "Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 39: 465-484.
- BLACKWELDER, E. 1931. "Desert Plains". *Journal of Geology*, 39: 133-140.
- BLAIR, T. C. 1987. "Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park". *Journal of Sediment Petrology*, 57: 1-18.
- BLAIR, T. C. & J. G. McPHERSON, 1994a. "Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages". *Journal of Sedimentary Research*, A64: 451-490.
- BLAIR, T. C. & J. G. McPHERSON, 1994b. "Alluvial fan processes and forms". En: A. ABRAHAMS y A. PARSONS (eds.), *Geomorphology of desert environments*. pp. 354-402. Chapman and Hall, London, England.
- BLAIR, T. C. & J. G. McPHERSON. 2009. "Processes and Forms of Alluvial Fans". En: A.J. PARSONS, and A.D. ABRAHAMS, (eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. 2nd Ed. pp. 413-467. Springer Science. London, England.
- BLISSENBACH, E. 1952. "Relation of surface angle distribution of particle size distribution on alluvial fans". *Journal of Sedimentary Petrology*, 22: 25-28.
- BLISSENBACH, E. 1954. "Geology of alluvial fans in semiarid regions". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 65: 175-190.
- BOGGS, S. Jr. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 4th Ed. University of Oregon. Pearson Prentice Hall, Pearson Education, Inc. Corvallis, United States of America.
- BORGER, H. D. 1952. "Case history of Quiriquire field, Venezuela". *AAPG. Bull*, 36(12): 2291-2330.

- BRANDES, H. 2000. "The Venezuela flash floods and debris flows of 15-16 december 1999". *Landslides News*, 13: 5-7.
- BULL, W. B. 1963. "Alluvial-fan deposits in western Fresno County, California". *Journal of Geology*, 71: 243-251.
- BULL, W. B. 1964a. "Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California". *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 352-E: 89-129.
- BULL, W. B. 1964b. "History and causes of channel trenching in Western Fresno County, California". *American Journal of Science*, 222: 249-258.
- BULL, W. B. 1964c. *Alluvial fans and near-surface subsidence in Western Fresno County, California. Studies of Land Subsidence*. U.S. Department of The Interior - U.S. Geological Survey. Government Printing Office. Washington D.C., United States of America. Professional Paper 437-A.
- BULL, W. B. 1968. "Alluvial fans" En: R. FAIRBRIDGE (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*, pp. 7-10. New York, United States of America.
- BULL, W. B. 1972. "Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record". En: J. RIGBY & W. HAMBLIN. (eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Special Publication 6. pp. 63-83. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, United States of America.
- BULL, W. B. 1977. "The alluvial-fan environment". *Progress in Physical Geography*, 1(2): 222-270.
- BULL, W. B. 1979. "Threshold of Critical Stream Power". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90: 453-464.
- CABELLO, O. 1966. *Estudio geomorfológico del área de Mérida y sus alrededores. Escuela de Geografía*. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Trabajo Especial de Grado. (Inédito).
- CAMARASA, A. 2002. "Crecidas e Inundaciones". En: F. AYALA y J. OLCINA, (eds.). *Riesgos naturales*. pp. 859-877. Ediciones Ariel Ciencia. Barcelona, España.
- CAMPOS, D. 1998. *Procesos del ciclo hidrológico*. Facultad de Ingeniería. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Editorial Universitaria Potosina. San Luis Potosí, México.
- CARDENAS, A.; CARPIO, R. y F. ESCAMILLA. 2000. *Geografía Física de Venezuela*. Fondo Editorial de la Universidad Pedagógica Experimental Libertador y La Fundación Programa de Formación Docente. Caracas, Venezuela.
- CARRYER, S. J. 1966. "A note on the formation of alluvial fans, New Zealand". *Journal of Geology and Geophysics*, 9: 91-94.
- CHARLTON, R. 2008. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge-Taylor & Francis Group. New York, United States of America.
- CHOW, V. T. 1956. "Hydrologic studies of flood in the United States". *International Association Science Hydrological*, 42: 134-170.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. y L. MAYS. 1994. *Hidrología aplicada*. Mc-Graw Hill. Santa Fé de Bogotá, Colombia.
- CHURCH, M. & J. M. RYDER. 1972. "Paraglacial Sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciations". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 3059-3072.
- COLOMBO, F. 1979. Introducció a l' Estudi Sedimentologic dels Cons de Deyecció (Alluvial Fans) i dels Sediments Associats. *Seminaris d'Estudis Universitaris* 5. 163 p. Barcelona, España.
- COLOMBO, F. 1989. "Abanicos Aluviales". EN: A. ARCHE (ed.), *Sedimentología*. Vol. 1. pp. 143-218. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España.
- COLLINSON, J. 1986. "Alluvial sediments". En: H. READING (ed.), *Sedimentary environments and facies*. pp. 20-62. Blackwell Scientific, Oxford, England.

- CÓRDOVA, J. y J. LÓPEZ. 2015. "Eventos extremos: inundaciones, deslaves y sequías". En: A. GABALDÓN; A. ROSALES; E. BUROZ; J. CÓRDOVA; G. UZCÁTEGUI y L. ISKANDAR (eds.), *El Agua en Venezuela: una riqueza escasa*. pp. 286-358. Fundación Empresas Polar. Caracas, Venezuela.
- COROMINAS, J.; REMONDO, J.; FARIAS, P.; ESTEVAO, M.; ZÉZERE, J.; DÍAZ, J.; DIKAU, R.; SCHROTT, L.; MOYA, J. & A. GONZÁLEZ. 1996. "Debris flow". En: R. DIKAU; D. BRUNDSSEN; L. SCHROTT & M. IBSEN. (eds.), *Landslide recognition. Identification, movement and causes*. pp. 161-180. John Wiley & Sons. Chichester, England.
- COSTA, J. E. 1984. "Physical geomorphology of debris flows". En: J. COSTA, & P. FLEISHER (eds.), *Developments and Applications of Geomorphology*. pp. 268-317. Springer Verlag. Berlin, Germany.
- COSTA, J. E. 1988. "Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows". En: V. R. BAKER; R. C. KOCHER & P. C. PATTON (eds.), *Flood Geomorphology*. pp. 113-122. Wiley-Interscience. New York, United States of America.
- COTECCHIA, J. 1987. "Earthquake-prone environment". En: M. ANDERSON & K. RICHARDS (eds.), *Slope Stability*. pp. 287-330. John Wiley & Sons. Chichester, England.
- COTTON, C. A. 1952. *Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. Whitcombe and Tombs Limited. Whitcombe, United Kingdom.
- COUSSOT, P. & J. M. PIAU. 1994. "On the behavior of fine mud suspensions". *Rheologica Acta*, 33: 175-184.
- COUSSOT, P. 1995. "Structural similarity and transition from Newtonian to non-Newtonian behavior for clay-water suspensions". *Physical Review Letters*, 74: 3971-3974.
- COUSSOT, P. & M. MEUNIER. 1996. "Recognition, classification and mechanical description of debris flows". *Earth-Science Reviews*, 40: 209-227.
- CRUDEN, D. & D. VARNES. 1996. "Landslides types and processes". En: A. K. TURNER & R. L. SCHUSTER (eds.), *Landslides*. pp. 36-75. Investigation and Mitigation Transportation Research Board, National Research Council. Washington, D.C., United States of America.
- DÁVILA, B. J. 2011. *Diccionario Geológico*. Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica. Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). Lima, Perú.
- DAVIS, W. M. 1905. "The geographical cycle in arid climate". *Journal of Geology*, 13: 381-407.
- DELGADILLO, A. 2014. *Evaluación de las amenazas por crecidas del río Mocotíes en Tovar y Santa Cruz de Mora, con especial énfasis en el evento hidrometeorológico de febrero de 2005*. Centro de Estudios Forestales y Ambientales de Postgrado (CEFAP). Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Tesis de Magister Scientiae en Manejo de Cuencas Hidrográficas. (Inédito).
- DELGADILLO, A.; FERRER, C. y J. LAFFAILLE. 2004. Caserío La González-Urb. Villa Libertad: Un estudio de amenazas múltiples y vulnerabilidad en la cuenca media del río Chama (Andes venezolanos). *Memorias del V Congreso Venezolano de Geografía*. pp. 1-13. Mérida Venezuela (29 noviembre al 03 diciembre). (CD-ROM; Trabajo n°17; Tema III: Geomorfología, amenazas naturales y riesgos ambientales).
- DELGADILLO, A. y G. PAEZ. 2008. "Aspectos hidrológicos, subcuencas susceptibles a crecidas, escenarios de riesgo por crecidas". En: C. FERRER, y M. DUGARTE, (eds.), *Plan de desarrollo urbano del municipio Antonio Pinto Salinas bajo el enfoque de gestión de riesgo. Caracterización de la cuenca del valle del Mocotíes*. Mérida. pp. 1-80. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD)-Fundación para la Prevención de los Riesgos del Estado Mérida (FUNDAPRIS). Mérida, Venezuela.
- DELGADILLO, A.; FERRER, C. y M. DUGARTE. 2009. "Aspectos hidrogeomorfológicos de un sector de los Andes merideños: Un intento de zonificación por crecidas y flujos de detritos". *Revista Geográfica Venezolana*, 50(1): 59-85.

- DELGADILLO, A. y A. MORENO. 2017. *Aspectos morfológicos de la subcuenca de la quebrada La Mucuy y sus demás subsistemas hidrológicos*. Instituto de Geografía Y Conservación de Recursos Naturales (IGCRN). Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Informe técnico. (Inédito).
- DENNY, Ch. S. 1967. "Fans and Pediments". *American Journal of Science*, 265: 81-105.
- DREW, F. 1873. "Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus basin". *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 29: 441-471.
- DUGARTE, M. 2002. *Evaluación de áreas susceptibles a la ocurrencia de movimientos de masa en la cuenca del río Mocotíes, estado Mérida*. Centro de Estudios Forestales y Ambientales de Postgrado (CEFAP). Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Tesis de Magister Scientiae en Manejo de Cuencas Hidrográficas. (Inédito).
- DUGARTE, M. y C. FERRER. 2007a. Tormenta de febrero 2005 en la cuenca del río Mocotíes (Andes merideños). Escenario de contrastes: El antes, durante y después. *Memorias del XI Encuentro de Geógrafos de América Latina*. pp. 1-21. Bogotá, Colombia. (26-30 de marzo) (CD-ROM; Mesa 3. Los Retos Ambientales Hemisféricos, el Desarrollo Económico y la Sostenibilidad Ambiental).
- DUGARTE, M. y C. FERRER, 2007b. La geomorfología y su potencial como herramienta prospectiva ante los desastres naturales: Caso de la tormenta de febrero de 2005 en la cuenca del río Mocotíes. *IX Congreso Geológico Venezolano*, Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. pp. 1-8. Caracas, Venezuela (21-25 de octubre) (CD-ROM).
- DUGARTE, M.; FERRER, C. y A. DELGADILLO. 2015. "Respuesta Hidrogeomórfica de una cuenca altamente asimétrica. La tormenta del 11 de febrero del 2005 y su impacto en el río Mocotíes. Mérida-Venezuela". *Revista Geográfica Venezolana*, 56(1): 11-40.
- DUQUE, R.; MORA, L.; ZURBARÁN, A.; GUILLÉN J.; y J. MEJÍAS. 2007. *Estudio de medición de caudales de las quebradas: Ño León, La Coromoto, Mucunután y El Loro en el municipio Santos Marquina del estado Mérida*. Universidad de Los Andes. Centro Interamericano de Desarrollo e Investigación Ambiental y Territorial (CIDIAT). Mérida, Venezuela. (Informe técnico Inédito).
- ECKIS, R. 1928. "Alluvial fans in the Cucamonga district, southern California". *Journal of Geology*, 36: 111-141.
- EINSELE, G.; RICKEN, W. & A. SEILACHER (eds.). 1991. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag. Berlin, Germany.
- EINSELE, G. 1992. *Sedimentary basins. Evolution, facies and sedimentary budget*. Springer Verlag. Berlin, Germany.
- EISBACHER, G. H. & J. J. CLAGUE, 1984. *Destructive Mass Movements in High Mountains: Hazard and Management*. Geological Survey of Canada. Ottawa, Canada. Paper No. 84-16.
- FERRER, C. 1991a. "Algunas características físico-geográficas del trayecto Mérida-Pico Espejo, estado Mérida, Venezuela". *Revista Geográfica Venezolana*, 32(1): 149-164.
- FERRER, C. 1991b. "Posibles relaciones entre movimientos de masa y fallamiento activo en un segmento de la falla de Boconó, Venezuela". *Revista Geográfica Venezolana*, 32(2): 49-88.
- FERRER C. 1993. Cerro Chorote: Ejemplo de un bloque deslizado en una falla activa de Los Andes venezolanos. *IV Encuentro de Geógrafos de América Latina*. pp. 441-453. Mérida, Venezuela (29 noviembre al 03 diciembre).
- FERRER, C. 1995. *Condiciones geomorfológicas y neotectónicas de un segmento de la falla de Boconó ubicado entre la ciudad de Mérida-Lagunillas de Urao y La Palmita, estado Mérida*. Guía de Excursión. Departamento de Geografía Física. Escuela de Geografía. Universidad de los Andes. Mérida, Venezuela.
- FERRER C. 1998. *Evaluación preliminar del deslizamiento "El Palón" noreste de Tabay, estado Mérida (16 de diciembre de 1998)*. Fundación para el Manejo de Emergencias, Desastres Naturales y Defensa

Civil (FUNDEM)-Fundación para la Prevención de los Riesgos Sísmicos del Estado Mérida (FUN-DAPRIS). Mérida, Venezuela. Informe Técnico. (Inédito).

- FERRER, C. 1999a. “Represamientos y rupturas de embalses naturales (lagunas de obturación) como efectos cosísmicos: algunos ejemplos en los Andes venezolanos”. *Revista Geográfica Venezolana*, 40(1): 109-121.
- FERRER, C. 1999b. La región de los Andes y su espacio geográfico. El Hombre Venezolano y el Siglo XXI: *Memoria de las Jornadas Geográficas*. pp. 393-408. Fundación V Centenario. Caracas, Venezuela.
- FERRER, C. 2000. Un Enfoque Geomorfológico de la tragedia de Vargas (Diciembre 1999). *Segundas Jornadas de Sismicidad Histórica*. pp. 11-12. Mérida, Venezuela (4-6 de mayo). Resumen.
- FERRER, C. 2001 Amenazas naturales en los Andes venezolanos. *I Jornadas Técnicas de Geociencias*. Asociación de Estudiantes de Ingeniería Geológica (ASEINGEO). pp. 1-16. Mérida, Venezuela (Enero de 2001).
- FERRER, C. 2005. Impacto geomorfológico del evento ocurrido el 11 de febrero en el valle del Mocotíes y en la vía Mérida-Panamericana. *Foro: Tragedia en el Valle del Mocotíes, Causas y Medidas para una Gestión de Riesgos*. pp. 9-16. Corporación de los Andes (CORPOANDES). Mérida, Venezuela. (4 de marzo).
- FERRER, C. 2006. “Condiciones naturales y acción del hombre en relación con los riesgos en el área metropolitana de Mérida”. En: Academia de Mérida-E. Hernández. (eds.), *Vulnerabilidad de la ciudad Mérida*. pp. 7-18. Fondo Editorial “El Cobijo”. Mérida, Venezuela.
- FERRER, C.; ARISMENDI, V.; MENDEZ, O.; CARRERO, J.; GUITIERREZ, C. y P. SULBARAN. 1970. *Geomorfología de la cuenca del Mocotíes*. Escuela de Geografía. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Informe final de la asignatura Seminario de Geomorfoloía.
- FERRER, C., DUGARTE, M., ROA, G. y N. MONTILLA. 2006. Aspectos Geomorfológicos de la subcuenca del río Montalban-La Ceibita (Andes centrales venezolanos) en el marco del Proyecto Multinacional Andino (PMA: GCA). Guía de Excursión. *Encuentro Binacional Colombo-Venezolano*. pp 1-20. Mérida, Venezuela. (21-25 de noviembre).
- FERRER, C.; DUGARTE, M. y G. ROA. 2007. “Fenómeno hidrometeorológico e impacto geomorfológico dejado por la tormenta del siete al trece de febrero de dos mil cinco, en la cuenca del río Mocotíes, Andes venezolanos”. En: J. Muñoz (ed.), *Experiencias andinas en mitigación de riesgos geológicos*. Publicación Geológica Multinacional, Nº 5. pp. 83-87. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA: GCA). Santiago de Chile, Chile.
- FERRER, C. y M. DUGARTE (eds.). 2008. *Plan de desarrollo urbano del municipio Antonio Pinto Salinas bajo el enfoque de gestión de riesgo. Caracterización de la cuenca del valle del Mocotíes. Mérida*. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) Fundación para la Prevención de los Riesgos del Estado Mérida (FUN-DAPRIS). Mérida, Venezuela. Informe técnico (Inédito).
- FERRER C. y M. DUGARTE. 2009. *Abanicos aluviales y conos de deyección, desde el punto de vista geomorfológico. Flujos de detritos. Represamientos y aludes sísmicos*. (Material de Enseñanza) Curso de actualización: “Zonificación de Riesgos de Inundación por Crecidas en Abanicos y Conos de Deyección de Depositación de Torrentes”. Programa de Postgrado de Manejo de Cuencas Hidrográficas. Centro de Estudios Forestales y Ambientales de Postgrado (CEFAP). Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela.
- FERRER, C.; DUGARTE, M. y J. LAFFAILLE. 2009. Represamientos y rupturas como mecanismos de modelo del relieve: caso de un segmento del Chama, Andes centrales venezolanos. *V Jornadas Venezolanas de Sismología Histórica y VI Simposio Venezolano de Historia de las Geociencias*. pp. 56-62. Mérida, Venezuela. (25-26 Junio).

- FERRER C. y J. LAFFAILLE. 1998. "El alud sísmico de La Playa. Causas y efectos. El terremoto de Bailadores (1610)". *Revista Geográfica Venezolana*, 39(1 y 2): 23-86.
- FERRER, C. y J. LAFFAILLE. 1999. *Evaluación del deslizamiento "El Palón"; Noreste de Tabay, Estado Mérida, 16 de Diciembre de 1998*. Fundación para la Prevención de los Riesgos Sísmicos del Estado Mérida (FUNDAPRIS). Mérida, Venezuela. Segundo informe técnico. (07 de febrero). (Inédito).
- FERRER, C. y J. LAFFAILLE. 2000. El alud sísmico de La Playa (1610): Guía de Excursión. *Segundas Jornadas de Sismicidad Histórica*. pp. 37-42. Mérida, Venezuela (4-6 de mayo).
- FERRER, C. y J. LAFFAILLE. 2002. Ejido 1947: un interesante ejemplo de formación y ruptura de laguna de obturación en la cuenca media del río Chama (Mérida, Venezuela). *III Jornadas Venezolanas de Sismología Histórica*. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). Serie Técnica N° 1. pp. 200-202. Caracas, Venezuela. (18-20 de julio).
- FERRER C. y J. LAFFAILLE. 2005. "Un estudio de amenazas múltiples en la cuenca media del río Chama (Andes centrales venezolanos): caso Zanjón El Paraíso". *Revista Geográfica Venezolana*, Número especial: 93-117.
- FERRER C.; LAFFAILLE, J. y J. RINCÓN. 2005. "Evidencias de la formación y ruptura de una presa natural en la cuenca media del río Chama (Andes centrales venezolanos): Limitaciones de los catálogos históricos". *Revista Geográfica Venezolana*, Número Especial: 69-92.
- FERRER, C. y A. LIÑAYO. 2009. "Mérida: ciudad segura". En: W. LOBO. (ed.), *El Paradigma de Mérida*. pp. 473-504. Universidad de Los Andes Ediciones del Rectorado - Centro de Investigación en Gestión Integral de Riesgos (CIGIR) - Academia de Mérida. Mérida, Venezuela.
- FERRER, C.; DELGADILLO, A. y A. MORENO. 2014. "Comentarios a: Lecciones aprendidas del desastre de Vargas. Aportes científico-tecnológicos y experiencias nacionales en el campo de la prevención y mitigación de riesgos. J. L. LÓPEZ (Editor, 2010)". Notas y Documentos. *Revista Geográfica Venezolana*, 55(2): 307-320.
- FERRER, C.; y A. DELGADILLO. 2014 "Movimientos en masa en la región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. 2007. Atlas de deformaciones cuaternarias de Los Andes. 2009". Bibliografía Crítica. *Revista Geográfica Venezolana*, 55(2): 333-337.
- FRIEND, P. F. 1978. "Distinctive features of some ancient river systems". En: A. D. MIAL, (ed.), *Fluvial sedimentology*. Memoir No. 5. pp. 531-542. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary, Alberta, Canada.
- GAMERO, H., CONTRERAS, C., PESTMAN, P. & A. MIZOBE. 2000. Borehole electrical images as a reservoir characterization tool in the Merecure Formation, Guárico 13 field, eastern Venezuela. *VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolífera de Cuenclas Subandinas*. pp. 620-641. Caracas, Venezuela. (10-13 de Septiembre).
- GARNER, H. F. 1959. "Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes mountains". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70: 1327-1368.
- GEIKIE, A. 1882. *Text Book of Geology*. Macmillan & Co. London, England.
- GIEGENGACK, R. 1977. Late-Cenozoic tectonics of the Tabay-Estanques graben, Venezuelan Andes. *Memorias del V Congreso Geológico Venezolano*. Volumen 2. pp. 721-737. Ministerio de Energía y Minas. Editorial Espejo Caracas, Venezuela.
- GILBERT, G. K. 1875. "Report on the geology of portions of Nevada, Utah, California and Arizona, 1871-1872". En: U.S. Army Engineer Department (eds.), Report upon geographical and geological explorations and surveys west of the one hundredth meridian. *Geology*, Volume 3. pp. 17-187. Government Printing Office. Washington D.C., United States of America.

- GLOBAL WATER PARTHERSHIP, 2000. *Agua para el siglo XXI: de la visión a la acción*. Editorial Módulo 3 Comunicaciones Integrales. La Plata, Buenos Aires, Argentina.
- GOHAIN, K., & B. PARKASH. 1990. "Morphology of the Kosi Megafan". En: A. H. RACHOCKI & M. CHURCH (eds.), *Alluvial fans: a field approach*. pp. 151-178. John & Wiley Sons Ltd., Chichester, England.
- GOLE, C. V. & S. V. CHITALE. 1966. "Inland delta building activity of Kosi River". *Journal of Hydraulic Engineering*, 92: 111-126.
- GOUDIE, A.S. (ed.). 2006. *Encyclopedia of Geomorphology*. Taylor & Francis e-Library. London, United Kingdom.
- GRASES, J. (coord.) 2000. *Emergencia 99. Efectos de las lluvias caídas en Venezuela en diciembre de 1999*. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) y Corporación Andina de Fomento (CAF). CDB Publicaciones. Caracas, Venezuela.
- GUEVARA, E., y H. CARTAYA. 1991. *Hidrología: una introducción a la ciencia hidrológica aplicada*. Universidad de Carabobo (UC). Valencia, Venezuela.
- GUTIÉRREZ, M. 2008. *Geomorfología*. Prentice Hall, Pearson Educación S.A. Madrid, España.
- HACK, G.T. 1960. "Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions". *American Journal of Science*, 252: 80-97.
- HARVEY, A. M. 1984. "Debris flows and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: implications for fan geomorphology." En: E. H. KOSTER & R. J. STEEL (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Volume 10. pp. 123-132. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary, Alberta, Canadá.
- HARVEY, A. M. 1987. "Patterns of Quaternary aggradational and dissectional landform development in the Almería region, southeast Spain: a dry region, tectonically active landscape." *Die Erde*, 118: 193-215.
- HARVEY, A. M. 1989. "The occurrence and role of arid-zone alluvial fans". En: D.S.G. THOMAS (ed.), *Arid Zone Geomorphology*. pp. 136-158. Belhaven Press. London, England.
- HARVEY, A. M. 1997. "The role of alluvial fans in arid-zone fluvial systems. En: D.S.G. THOMAS (ed.), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. pp. 231-259. 2nd Ed. John Wiley & Sons. Chichester, England.
- HARVEY, A. M. 2002. "Factors influencing the geomorphology of dry-regions alluvial fans". En A. PÉREZ-GONZÁLES; J. VEGAS y M. J. MACHADO (eds.), *Aportaciones a la Geomorfología Española en el inicio del Tercer Milenio*. pp. 59-75. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, España.
- HOLMES, A. y D. HOLMES. 1964. *Geología física*. 3rd Ed. Ediciones Omega, S.A. Barcelona, España.
- HOLMES, A. 1965. *Principles of Physical Geology*. Nelson. London, England.
- HOOKE, R. LeB. 1967. "Processes on arid-region alluvial fans". *Journal of Geology*, 75: 438-460.
- HOOKE, R. LeB. 1987. "Mass movement in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans". En: M. G. ANDERSON & K. S. RICHARDS (eds.), *Slope stability*. pp. 505-529. Wiley, Chichester, England.
- HOROWITZ, L. 1911. "Contribution á l'étude des cones de déjections dans la Vallée du Rhône". *Bull. Soc. Vaud.*, 173: 215-330.
- HOWARD A. D. 1959. "Numerical systems of terrace nomenclature: a critique". *Journal of Geology*, 67: 239-243.
- HUGGETT, R.J. 2011. *Fundamentals of Geomorphology*. 3rd Ed. Routledge of Taylor & Francis. New York, USA.

- INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA (INE). 2011. *Censo general de población y vivienda*. Caracas, Venezuela. Disponible en: <https://bit.ly/3jKwrRu>
- IVERSON, R. M. 1997. "The physics of debris flows". *Reviews of Geophysics*, 35: 245-296.
- JAIN, V. & R. SINHA. 2004. "Fluvial dynamics of anabranching river system in Himalaya foreland basin, Bagmati river north, Viras plains, India". *Geomorphology*, 60: 147-170.
- JAKOB, M. & O. HUNGR. 2005. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer - Praxis Publishing Ltd. Berlin, Germany.
- JOHNSON, D. W. 1932. "Rock fans of arid regions". *American Journal of Science*, 23: 389-416.
- KÁDÁR, L. 1957. "Die Entwicklung der Schwemmkegel". *Peterm Geogr. Mitt.*, 101: 241-244.
- KEEFER, D. K. 1984. "Landslides caused by earthquakes". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95:406-421.
- KING, L. C. 1972. *The Natal Monocline: explaining the origin and scenery of Natal, South Africa*. Geology Department. University of Natal. Durban, South Africa.
- KELLERHALS, R. & M. CHURCH. 1990. Hazard Management on Fans, with Examples from British Columbia. En: A. H. RACHOCKI and M. CHURCH (eds), *Alluvial Fans: A field approach*. pp. 335-354. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England.
- KIRKBY, E.; WHIPPLE, K. X.; TANG, W. Q. & Z. L. CHENG. 2003. "Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plate: interference from bedrock channel longitudinal profiles". *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, Vol. 108, No. B4, 2217: 1-24.
- KNOFF, A. & E. KIRK. 1918. *A geologic reconnaissance of the Inyo Range and the eastern slope of the Sierra Nevada, California*. U.S. Department of The Interior - U.S. Geological Survey. Government Printing Office. Washington D.C., United States of America. Professional Paper 110.
- LAFFAILLE, J. 2005. Vulnerabilidad de los asentamientos humanos en el valle del Mocotíes y la importancia de la zonificación. *Foro: Tragedia en el Valle del Mocotíes, Causas y Medidas para una Gestión de Riesgos*. pp. 17-21. Corporación de los Andes (CORPOANDES). Mérida, Venezuela. (4 de marzo).
- LAFFAILLE, J.; FERRER, C. y M. DUGARTE. 2005a. Evaluación de campo del sector La Victoria-Santa Cruz de Mora-Tovar-San Francisco. Estudio preliminar de algunos de los efectos geomorfológicos del evento meteorológico observado el día 11 de febrero del año 2005. *Boletín de la Historia de las Geociencias en Venezuela*, 97: 28-36.
- LAFFAILLE, J.; FERRER, C. y M. DUGARTE. 2005b. Efectos geomorfológicos del evento de febrero 2005 en la cuenca del río Mocotíes. En: V. JIMÉNEZ (ed.), *Gestión Integral de Riesgos*. pp. 41-46. Ministerio de Ciencia y Tecnología, Serie: Conocimiento para el Desarrollo Sustentable. Caracas, Venezuela.
- LAFFAILLE, J.; FERRER, C. y J. RINCÓN. 2005 "Antecedentes históricos de eventos meteorológicos ocurridos en el valle del río Mocotíes y su impacto geomorfológico". *Revista Geográfica Venezolana*. Número Especial: 297-311.
- LAFFAILLE, J.; FERRER, C. y K. LAFFAILLE, 2010. "Venezuela: The construction of vulnerability and its relation to the High Seismic Risk". En: E. LATRUBESSE (ed.), *Natural hazards and human-exacerbated disaster in Latin America. Special Volumes of Geomorphology*. Developments in earth surface processes, 13. pp. 99-114. Elsevier. Oxford, England.
- LECCE, S. A. 1990. "The Alluvial Fan Problem" En: A. H. RACHOCKI & M. CHURCH (eds.), *Alluvial fans: a field approach*. pp. 03-24. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England.
- LICKER, M. D.; GELLER, E.; WELL, J.; BLUMEL, D., RAPPAPORT, A.; WAGNER, CH., TAYLOR, R. KASUNIC, R.; FAULK, J.; & F. KOTOWSKI (eds). 2003. *Dictionary of Geology and Mineralogy*. 2nd Ed. Mc Graw-Hill. New York, United States of America.

- LÓPEZ, J. L. (ed.). 2010. *Lecciones aprendidas del desastre de Vargas. Aportes científico-tecnológicos y experiencias nacionales en el campo de la prevención y mitigación de riesgos*. Instituto de Mecánica de Fluidos. Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela (UCV). Editorial Gráficas Lauki. Caracas, Venezuela.
- LÓPEZ, J. L. y R. GARCÍA (eds.). 2006. Los aludes torrenciales de diciembre 1999 en Venezuela. *Memorias del Seminario Internacional: Los aludes torrenciales de diciembre de 1999 en Venezuela*. Instituto de Mecánica de Fluidos. Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela. Editorial Gráficas Lauki. Caracas, Venezuela. (27 de noviembre al 02 de diciembre).
- LOUIS, H. 1968. *Allgemeine Geomorphologie*. Walter De Gruyten. Berlin, Germany.
- LUSTIG, L. K. 1965. "Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California". En: U.S. Department of The Interior - U.S. Geological Survey (eds.), *Erosion and sedimentation in a semiarid environment*. pp. 131-192. US Geological Survey Professional Paper 352-F. Government Printing Office. Washington D.C., United States of America.
- MACHATSCHKE, F. 1934. *Geomorphologie*. Teubner. Berlin, Germany.
- MARTÍN VIDE, J. 2003. *Ingeniería de ríos*. Ediciones Universitat Politècnica de Catalunya UPC, S.L., y Alfaomega Grupo Editor. Ciudad de México, México.
- McGEE, W. J. 1897. "Sheetflood erosion". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 8: 87-112.
- McPHERSON, H. J. & F. HIRST. 1972. "Sediment changes on two alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains". En: H. O. SLAYMAKER & H. J. McPHERSON (eds.), *Mountain Geomorphology*. pp. 161-176. Tantalus Research. Vancouver, British Columbia, Canadá.
- McPHERSON, J. G. & T. C. BLAIR. 1993. Alluvial fans: fluvial or not? Keynote address. *5th International Conference on Fluvial Sedimentology*. pp. K33-K41. Brisbane, Australia. (July 1993). Keynote addresses and abstracts.
- MÉNDEZ, E. 2007. "El Área Metropolitana de Mérida en la perspectiva de la ordenación de su territorio". En: W. LOBO (ed.), *Mérida sostenible, una ciudad para la gente*. pp. 183-205. Publicaciones Vicerrectorado Académico de la Universidad de Los Andes (ULA). Mérida, Venezuela.
- MENDOZA, S. V. 2005. *Geología de Venezuela. Tomo II. Cretácico, Terciario y Reciente Sedimentario de Venezuela*. Universidad de Oriente. Facultad de Ciencias de La Tierra. Ciudad Bolívar, Venezuela. (Inédito).
- MIALL, A. D. 1978. "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary". En: A.D. Miall (ed.) *Fluvial sedimentology*. Mem. 5. pp 597-604. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary, Alberta, Canadá.
- MIALL, A. D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. 2nd Ed. Springer. Berlin, Germany.
- MIALL, A. D. 1992. "Alluvial deposits". En: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.), *Facies models: response to sea level change*. pp. 119-142. Geological Association of Canada. St. John's, Newfoundland, Canadá.
- MIALL, A. D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. University of Toronto. Fourth corrected printing. Springer. Berlin, Germany.
- MOGOLLÓN, F. 2016. *Zonificación de áreas susceptibles ante flujo de detritos y crecidas en el abanico aluvial La Mucuy, municipio Santos Marquina del estado Mérida*. Escuela de Geografía. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Trabajo Especial de Grado. (Inédito).
- MONSALVE, G. 2006. *Hidrología en la Ingeniería*. 2^{da} Ed. Alfaomega - Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería. Bogotá, Colombia.
- MORISAWA, M. 1968. *Streams their Dynamics and Morphology*. McGraw-Hill, New York, United States of America.

- MURPHY, D. & C. GRAUBARD. 1977. "Structural relations of the northeastern termination of the Ta-bay-Estanques graben, central Venezuelan Andes". En: Ministerio de Energía y Minas. *Memorias del V Congreso Geológico Venezolano*. Tomo 2. pp. 715-720. Editorial Espejo. Caracas, Venezuela.
- MUGUERZA, A. 2001. *Agua arriba del flujo torrencial. Un análisis geotécnico-meteorológico de la tragedia de Vargas*. Fundación Empresas Polar. Caracas, Venezuela.
- MUKERJI, A. B. 1976. "Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna Plain, India". *Z Geomorphology*, 20: 190-204.
- NEMEC, W. & R. J. STEEL. (eds.) 1988. *Fan deltas: sedimentology and tectonic setting*. Blackie. Glasgow, United Kingdom.
- NICHOLS, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd Ed. Blackwell-John Wiley & Sons. Chichester, England.
- NILSEN, T. H. 1982. "Alluvial fan deposits". En: P. A. SCHOLLE & D. SPEARING (eds.), *Sandstone depositional environments*. Memoir 31. pp. 49-86. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, United States of America.
- NILSEN, T. H. 1985. *Modern and ancient alluvial fan deposits*. Van Nostrand Reinhold, New York, United States of America.
- OLIVEROS, O. 1974. "Mapa Geomorfológico de La Terraza de Mérida y sus Alrededores". Escala: 1:22.730". En: H. LAVIE (Dir.), *Estudio Geotécnico de La Terraza de Mérida y sus Alrededores*. Hoja N° 2. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Dirección de Geología. División de Geotecnia. Mérida, Venezuela.
- OLIVEROS, O. 1976. "Estudio geotécnico de la meseta de Mérida". En: Ministerio de Obras Públicas (ed.), *Microzonificación sísmica de la meseta de Mérida*. pp. 31-48. Dirección General de Desarrollo Urbanístico, Secretaría Técnica, Publicaciones Técnicas. Tomo I (11). Capítulo 2. Primera parte. Caracas, Venezuela.
- ONO, Y. 1990. "Alluvial fans in Japan and South Korea". En: A. H. RACHOCKI & M. CHURCH (eds.), *Alluvial fans: a field approach*. pp 91-107. Wiley. Chichester, England.
- OVALLES, Y. y E. MÉNDEZ. 2011. *Ordenación y desarrollo de cuencas hidrográficas*. Talleres gráficos universitarios. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela.
- PÁEZ, G. 2005. *Análisis de la tragedia del 11 de febrero de 2005 en la cuenca del río Mocotíes*. Escuela de Geografía. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Monografía. (Inédito).
- PÁEZ, G. 2010. *Zonificación de amenazas naturales con fines de ordenamiento territorial. Caso: Parroquia Santa Cruz de Mora, Municipio Antonio Pinto Salinas, estado Mérida*. Postgrado en Ordenación del Territorio y Ambiente (POTA). Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. Tesis de Magister Scientiae en Ordenación del Territorio y Ambiente. (Inédito).
- PARKASH, B.; AWASTHI, A. K. & K. GOHAIN. 1983. "Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India". En: J. D. COLLINSON & J. LEWIN (eds.), *Modern and ancient fluvial systems*. pp. 337-344. International Association of Sedimentology. Special Publication 6. Blackwell Science. Oxford, England.
- PATTON, C. P.; ALEXANDER, Ch. S. & F. L. KRAMER. 1970. *Physical Geography*. Wadsworth Publishing Co. Inc. Belmont, California, United States of America.
- PENCK, W. 1953. *Morphological Analysis of Landforms*. St. Martin's Press. New York, United States of America.
- PIERSON, T. C. & J. E. COSTA. 1987. "A rheologic classification of subaerial sediment-water flows". *Geological Society of America Reviews on Engineering Geologic*, 7: 1-12.

- PROYECTO MULTINACIONAL ANDINO: GEOCIENCIAS PARA LAS COMUNIDADES ANDINAS (PMA: GCA). 2007. *Movimientos en masa en la región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional No. 4. Ottawa, Canadá.
- RACHOCKI, A. H. 1981. *Alluvial Fans: An attempt at an empirical an approach*. John Wiley & Sons - Institute of Geography. University of Gdańsk. New York, United States of America.
- RACHOCKI, A. H. & M. CHURCH (eds.) 1990. *Alluvial fans: a field approach*. Wiley. New York, United States of America.
- REGAN, J. H. 1938. "Notas geológicas sobre el campo petrolero de Quiriquire, distrito Piar, estado Monagas". *Bol. Geol. Min.*, 2(2-4): 185-200.
- ROA, J. 2007. "Estimaciones de áreas susceptibles a deslizamientos mediante datos e imágenes satelitales: Cuenca del río Mocotíes, estado Mérida-Venezuela". *Revista Geográfica Venezolana*, 48(2): 183-219.
- ROBINSON, H. 1969. *Morphology and Landscape*. University Tutorial Press Ltd. London, England.
- RODRÍGUEZ, K. 2019. "Gestión local de riesgo socionatural. Caso: centros poblados La González y La Vega de La González, Mérida, Venezuela". *Revista Geográfica Venezolana*, 60(2): 328-345.
- RODRÍGUEZ, K. y G. PÁEZ. 2015. "Rasgos neotectónicos-geomorfológicos y la distribución espacial de la población entre Mucuchíes y Mucubají, Andes centrales, Mérida-Venezuela". *Revista Geográfica Venezolana*, 56(1): 73-85.
- ROED, M.A. & D.G. WASYLYK. 1973. "Age of inactive alluvial fans—Bow, River Valley, Alberta". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10: 1834-1840.
- RONDÓN, K. 2013. *Análisis del impacto socioeconómico del evento ocurrido en febrero de 2005 en la cuenca del río Mocotíes. Caso: microcuenca quebrada El Barro*. Escuela de Geografía. Universidad de Los Andes Trabajo Especial de Grado. (Inédito).
- RUIZ, J. D. 2001. *Hidrología; evolución y visión sistémica, la morfometría de cuencas como aplicación*. UNE-LLEZ. Barinas, Venezuela.
- RUST, B. R. 1978. "Depositional models for braided alluvium". En: A. D. Miall (ed.), *Fluvial sedimentology*. Mem 5. pp. 605-625. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary, Alberta, Canadá.
- RYDER, J. M. 1971a. "The stratigraphy and morphology of paraglacial fans in south-central British Columbia". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 279-298.
- RYDER, J. M. 1971b. "Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 1252-1264.
- SCHUBERT, C. 1980a. "Late Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes". *Journal of Structural Geology*, 2(4): 463-468.
- SCHUBERT, C. 1980b. "Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la Falla de Boconó". *Acta Científica Venezolana*, 31: 98-111.
- SCHUBERT, C. 1982. "Cuencas de tracción en Los Andes merideños y en las montañas del Caribe, Venezuela". *Acta Científica Venezolana*, 33: 369-395.
- SCHUBERT, C. y L. VIVAS. 1993. *El Cuaternario de la cordillera de Mérida. Andes venezolanos*. Universidad de Los Andes - Fundación Polar. Mérida, Venezuela.
- SCHUMM, S. A. 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons. New York, United States of America.
- SHARPE, C. F. S. 1938. *Landslides and related phenomena-A study of mass-movements of soil and rock*. Columbia University Press. New York, United States of America.
- SILVA, G. 1999. "Análisis hidrográfico e hipsométrico de la cuenca alta y media del río Chama, estado Mérida, Venezuela". *Revista Geográfica Venezolana*, 40(1): 9-42.

- SILVA, P.; GOY, J.M.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. & C. J. DABRIO. 1992. Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *Actas del III Congreso Geológico de España*. Volumen 2. pp. 96-100. Salamanca, España. (21-26 junio).
- SINGER, A. 1998. "Evaluación retrospectiva de los efectos geológicos destructores del terremoto de 1610 en los Andes venezolanos por medio de la confrontación de testimonios del siglo 17 y de observaciones de campo actuales". *Revista Geográfica Venezolana*, 39(1 y 2): 289-296.
- SINGER, A. 2010. "Los aludes torrenciales en Venezuela: Antecedentes". En: J. LÓPEZ (ed.), *Lecciones aprendidas del desastre de Vargas. Aportes Científico - tecnológicos y experiencias nacionales en el campo de la prevención y mitigación de riesgos*. pp. 65-80. Instituto de Mecánica de Fluidos. Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela (UCV). Editorial Gráficas Lauki. Caracas, Venezuela.
- SINGER, A. y M. LUGO. 1982. "El alud sísmico del 03-02-1610 en el valle del Mocotíes (Andes venezolanos). Confrontación con los testimonios del siglo XVII y de las evidencias de campo actuales". *Acta Científica Venezolana*, 33: 214. (Resumen).
- SINGER, A., ROJAS, C. y M. LUGO. 1983. *Inventario Nacional de Riesgos Geológicos. Estado Preliminar*. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). Caracas, Venezuela.
- SINGH H., PARKASH, B. & K. GOHAIN. 1993. "Facies analysis of the Kosi megafan deposits". *Sedimentary Geology*, 85: 87-113.
- STANISTREET, I. G. & T. S. MCCARTHY. 1993. "The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems". *Sedimentary Geology*, 85: 115-133.
- SUÁREZ, J. 1998. *Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales*. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos. Bogotá, Colombia.
- SURELL, A. 1841. *Etude sur les torrents des Hautes-Alpes*. 1^{re} Édn. Dunod. Paris, France.
- SURELL, A. 1870. *Etude sur les torrents des Hautes-Alpes*. 2^{ème} Édn. Dunod. Paris, France.
- SWANSTON, D. N. & F. J. SWANSON. 1976. "Timber harvesting mass erosion and steepland forest geomorphology in the Pacific Northwest". En: D. R. COATES (ed.), *Geomorphology and Engineering*. pp. 199-221. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania.
- TAKAHASHI, T.; NAKAGAWA, H.; MAKI, N.; JÁUREGUI, E.; CHIGIRA, M.; ONDA, Y. & J. AGUIRRE PE. 2001. *Flood and sediment disaster caused by the heavy rainfall in Venezuela. Research Report on Natural Disaster*. Ministry of Education, Science, Sports and Culture. Kyoto, Japan.
- TARBUCK, E & F. LUTGENS. 2010. *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Volumen II. 8^{va}. Ed. Prentice Hall-Pearson. Madrid, España.
- THORNBURY, W. B. 1954. *Principles of Geomorphology*. John Wiley. New York, United States of America.
- THURBER CONSULTANTS, 1983a. *Floodplain management on alluvial fans*. Report to British Columbia Ministry of Environment, Water Management Branch. Victoria, Canada. Informe técnico. (Inédito).
- THURBER CONSULTANTS, 1983b. *Debris torrent and flooding hazards, highway 99, howe sound*. Report to British Columbia, Ministry of Transportation and Highways. Victoria, Canada. Informe técnico. (Inédito).
- TOLMAN, C. F. 1909. "Erosion and deposition in the southern Arizona bolson region". *Journal of Geology*, 17: 136-163.
- TRICART, J. 1964. *Mapa Geomorfológico de Mucuchíes*. Centro de Geografía Aplicada de la Universidad de Estrasburgo - Misión de cooperación técnica del Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia.
- TRICART, J. 1966. "Geomorfología del área de Mucuchíes". *Revista Geográfica Venezolana*, 12(16-17): 31-42.

- TROWBRIDGE, A. C. 1911. "The terrestrial deposits of Owens Valley, California". *Journal of Geology*, 19: 706-747.
- VALBUENA, J. 2009. "Estado Mérida". En: P. CUNILL GRAU (Coord.), *Geografía de la división político-territorial del país*. GeoVenezuela. Tomo 6, Capítulo 49. pp. 484-561. Fundación Empresas Polar. Caracas, Venezuela.
- VARNES, D. J. 1978. "Slope movement types and processes". En: R. L. SCHUSTER & R. J. KRIZEK (eds.), *Landslides - Analysis and Control*. pp. 12-33. National Academy of Sciences, Transportation Research Board Special Report 176. Washington, D.C., United States of America.
- VILA, M. A. 1967. *Aspectos geográficos del estado Mérida*. Corporación Venezolana de Fomento. Caracas, Venezuela.
- VISERAS, C., CALVACHE, M. L., SORIA, J. M. & J. FERNÁNDEZ, 2003. "Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain". *Geomorphology*, 50: 181-202.
- VIVAS, L. 1992. *El Cuaternario*. Consejo de Publicaciones de la Universidad de Los Andes (ULA). Mérida, Venezuela.
- VIVAS, L. 2007. "El Cuaternario en Venezuela". En: P. CUNILL GRAU (Coord.), *Medio Físico y Recursos Ambientales*. GeoVenezuela. Tomo 2, Capítulo 10. pp. 74-126. Fundación Empresas Polar. Caracas, Venezuela.
- VIVAS, L. 2012. *Geotemas*. Fundación Fondo Editorial Simón Rodríguez de la Lotería del Táchira - Gráficas El Portatítulo. Mérida, Venezuela.
- WAN, Z. & Z. WANG. 1994. *Hyperconcentrated Flow*. A.A. Balkema, Rotterdam, Holland.
- WAANANEN, A.O.; HARRIS, D.D. & R.C. WILLIAMS. 1970. *Floods of December 1964 and January 1965 in the Far Western States. Part 2: Streamflow and Sediment Data*. U.S. Department of The Interior-U.S. Geological Survey. Government Printing Office. Washington D.C., United States of America. USGS Water-Supply Paper 1866-B.
- WELLS, N. A. & J. A Jr. DORR. 1987. "Shifting of the Kosi River, northern India". *Geology*, 15: 204-207.
- WEISSMANN, G. S.; BENNETT, G. L. & A. L. LANSDALE. 2005. "Factors controlling sequence development on Quaternary fluvial fans, San Joaquin Basin, California, USA". En: A. M. HARVEY, A. E. MATHER & M. STOKES (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. pp. 169-186. Geological Society of London, Special Publication. London, England.
- WESCOTT, W. 1990. "The Yallahs fan delta: A coastal fan in humid tropical climate". En: A. H. RACHOCKI & M. CHURCH (eds.), *Alluvial fans: a field approach*. pp. 213-225. John & Wiley Sons Ltd. Chichester, England.
- WESCOTT, W. & F. ETHRIDGE. 1990. "Fan Deltas - Alluvial Fans in Coastal Settings". En: A. H. RACHOCKI & M. CHURCH (eds.), *Alluvial fans: a field approach*. pp. 195-211. John & Wiley Sons Ltd. Chichester, England.
- WILFORD, D. J.; SAKALS, M. E.; INNES, J. L.; SIDLE, R. C. & W. A. BERGERUD. 2004. "Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics". *Landslides*, 1: 61-66.
- YAZAWA, D.; TOYA, H. & S. KAIZUKA. 1971. *Alluvial Fans*. Kokon Shoin. Tokio, Japan.

