



*CONOZCAMOS
LOS PELIGROS GEOLÓGICOS
EN LA REGIÓN ANDINA*



PROYECTO MULTINACIONAL ANDINO
GEOCIENCIAS PARA LAS COMUNIDADES ANDINAS

PUBLICACIÓN GEOLOGICA MULTINACIONAL
No. 5

2007

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL No. 5 2007

**CONOZCAMOS LOS PELIGROS GEOLÓGICOS
EN LA REGIÓN ANDINA**

Proyecto Multinacional Andino:
Geociencias para las Comunidades Andinas

Preparado como una iniciativa interinstitucional,
a través del siguiente Grupo de Trabajo:

Argentina	Eduardo O. Zappettini (coordinador general), Omar Lapido, María Alejandra González, Valerie Baumann, Roxana Chávez, Federico Ferpozzi (<i>Servicio Geológico Minero Argentino – SEGEMAR</i>), Carlos Costa (<i>Universidad Nacional de San Luis – UNSL</i>)	Colombia	Gloria Lucía Ruiz Peña, Gloria Patricia Cortés, Yolanda Calderón Larrañaga y Fernando Gil (<i>Instituto Colombiano de Geología y Minería – INGEOMINAS</i>)
Bolivia	Gonzalo Quenta, Dardo Barrientos (<i>Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas de Bolivia – SERGEOTECMIN</i>)	Ecuador	Edwin León (<i>Dirección Nacional de Geología – DINAGE</i>), Patricia Arreaga (<i>Instituto Oceanográfico de la Armada – INOCAR</i>)
Canadá	Robert Cocking (<i>Servicio Geológico de Canadá – GSC</i>)	Perú	Lionel Fidel Smoll (<i>Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú – INGEMMET</i>), Hernán Tavera (<i>Instituto Geofísico del Perú – IGP</i>)
Chile	Luis E. Lara Pulgar (<i>Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile – SERNAGEOMIN</i>)	Venezuela	Jesús Gilberto Núñez, Ninfa C. Montilla, Rigüey Valladares (<i>Instituto Nacional de Geología y Minería de Venezuela – INGEOMIN</i>)

CONOZCAMOS LOS PELIGROS GEOLÓGICOS EN LA REGIÓN ANDINA

Publicación Geológica Multinacional No. 5, 2007.

Inscripción No.

ISSN 0717-3733

© Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA: GCA, 2007

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR. Avda. Julio A. Roca 651, Piso 10, Buenos Aires, Argentina.

Presidente: Jorge Mayoral - Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

Director del Instituto de Geología y Recursos Minerales: Roberto Page

Servicio Nacional de Geología y Minería de Bolivia, SERGEOTECMIN. Calle Federico Zuazo 1673, Casilla 2729, La Paz, Bolivia.

Director Ejecutivo Nacional: Zoilo Moncada

Director Técnico de Geología: Edie Baldellón

Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada. 601 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0E8, Canadá.

Assistant Deputy Minister: Mark Corey

Director International Division: Kenneth Ko

Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN. Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Director Nacional: Patricio Cartagena

Subdirectora Nacional de Geología: Renate Wall

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. Diagonal 53, No. 34-53, Bogotá, Colombia.

Director General: Mario Ballesteros

Director Técnico Servicio Geológico: Alberto Núñez

Dirección Nacional de Geología de Ecuador, DINAGE. Juan León Mera y Orellana, Edificio MOP, 3o piso, Quito, Ecuador.

Director Nacional: Luis Pilatasig

Coordinador Unidad Geología Aplicada: Elías Ibadango

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú, INGEMMET. Avda. Canadá 1470, San Borja, Lima 41, Perú.

Presidente Consejo Ejecutivo: Víctor Lay (hasta Julio 2007); Jaime Chávez-Riva (desde Julio 2007)

Director Ejecutivo: José Macharé

Instituto Nacional de Geología y Minería de Venezuela, INGEOMIN. Torre Oeste, Parque Central, piso 8, Caracas 1010, Venezuela.

Presidente: Avilio Antonio Lavarca

Diseño gráfico y diagramación: Daniel Rastelli

Tiraje: 5.000 ejemplares

Referencia bibliográfica:

Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. 2007. Conozcamos los peligros geológicos en la región andina. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 5, 78 p. y un mapa a escala 1:7.500.000.

Fotografías de la portada (de arriba hacia abajo): Flujo de detritos en Los Corales, Venezuela (Fotografía INGEOMIN), Destrucción de viviendas por el terremoto del 25 de enero de 1999, Colombia (fotografía INGEOMINAS), Erupción del volcán Tungurahua, Ecuador (fotografía DINAGE), Efectos del tsunami del 23 de junio de 2001, Camaná, Perú (fotografía INGEMMET), Deslizamiento en el cerro Pucaloma, Chima, Departamento La Paz, Bolivia (Fotografía SERGEOTECMIN), Avalancha de rocas en Las Cuevas, Argentina (Fotografía SEGEMAR), Daños en viviendas de Valdivia por efectos del terremoto del 21-22 de mayo de 1960.

Imprenta:

Noviembre 2007

ÍNDICE

PRESENTACIÓN	1
I. OBJETIVOS Y ALCANCES	3
II. LOS ANDES EN SU CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	5
1. La Tectónica de Placas y la estructura de los Andes	5
2. Orografía y geología de los Andes	7
3. El clima como factor condicionante y desencadenante de los procesos geológicos	8
4. Los glaciares en los Andes	10
5. Vegetación	11
6. Densidad poblacional	12
III. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DEL MAPA	15
IV. LOS PELIGROS GEOLÓGICOS EN LOS ANDES	17
1. LOS MOVIMIENTOS EN MASA	17
1.1. Qué es un movimiento en masa	17
1.2. Cómo se clasifican y describen	17
1.3. Por qué se generan	17
1.4. Qué características tienen en los Andes	18
1.5.Cuál es la importancia de las geociencias en el estudio, mitigación y prevención de los movimientos en masa	22
1.6. Ejemplos	23
a. Los movimientos en masa en Venezuela. Los flujos de detritos del Estado Vargas, 1999	23
b. Los movimientos en masa en Colombia. El deslizamiento de San Cayetano, Departamento de Cundinamarca, 1999	24
c. Los movimientos en masa en Ecuador. El deslizamiento de La Josefina, provincia de Azuay, 1993	26
d. Los movimientos en masa en Perú. Las avalanchas de rocas y hielo y flujo de detritos del Nevado Huascarán, Ancash, 1970	27
e. Los movimientos en masa en Bolivia. El deslizamiento en el cerro Pucaloma, Chima, Departamento de La Paz, 2003	30
f. Los movimientos en masa en Chile. El flujo de detritos de Antofagasta, 1991	31
g. Los movimientos en masa en la Argentina. La avalancha de rocas del río Barrancas, provincia del Neuquén, 1914	32
2. TERREMOTOS	34
2.1. Qué es un terremoto	34
2.2. De qué depende que sea destructivo	34
2.3. Cómo se mide	35
2.4. Qué significa la magnitud de un terremoto en la escala de Richter ...	35
2.5. Cómo se registran	35
2.6. Qué características tienen en los Andes	37
2.7.Cuál es el rol de las geociencias en el monitoreo sísmico	39

2.8. Ejemplos	41
a. La sismicidad en Venezuela. El terremoto de Cariaco, 1997	41
b. La sismicidad en Colombia. El terremoto del Eje Cafetero, 1999	42
c. La sismicidad en Ecuador. El terremoto de Pelileo, 1949	43
d. La sismicidad en Perú. El terremoto de la Región Sur, 2001	44
e. La sismicidad en Bolivia. El terremoto de Aiquile-Totora, 1998	46
f. La sismicidad en Chile. El terremoto de Valdivia, 1960	47
g. La sismicidad en la Argentina. El terremoto de San Juan, 1944	48
3. TSUNAMIS EN LAS COSTAS DEL OCEANO PACÍFICO Y DEL MAR CARIBE	50
3.1. Qué es un tsunami	50
3.2. Cómo se mide	51
3.3. Qué características tienen en las costas del Océano Pacífico y del Mar Caribe	52
a. Los tsunamis en el Océano Pacífico	52
b. Los tsunamis en el Mar Caribe	52
3.4.Cuál es el rol de las geociencias en el monitoreo de tsunamis: los Sistemas Internacionales de Alarma	53
a. El monitoreo en el Océano Pacífico	53
b. El monitoreo en el Mar Caribe	54
3.5. Ejemplos	53
a. Los tsunamis en las costas de Venezuela	54
b. Los tsunamis en las costas de Colombia	55
c. Los tsunamis en las costas del Ecuador. El tsunami de 1906	56
d. Los tsunamis en las costas de Perú. El tsunami de Camaná, 2001	57
e. Los tsunamis en las costas de Chile. El tsunami de las costas de Chile centro-sur, 1960	58
4. VOLCANISMO	60
4.1. Qué es un volcán y cómo se forma	60
4.2. Qué es un volcán activo o potencialmente activo	60
4.3. Cuáles son los beneficios y amenazas de un volcán	61
4.4. Qué características tiene el volcanismo en los Andes	61
4.5.Cuál es el rol de las geociencias en el estudio y monitoreo de los volcanes	61
4.6. Ejemplos	62
a. El volcanismo en Colombia. Erupción del volcán Nevado del Ruiz, 1985 ..	62
b. El volcanismo en Ecuador. Erupción del volcán Cotopaxi, 1877	64
c. El volcanismo en Perú. Crisis volcánica del volcán Ubinas, Moquegua, 2006	66
d. El volcanismo en Bolivia. El volcán Uturuncu	68
e. El volcanismo en Chile. La erupción del volcán Villarrica, 1948-1949	70
f. El volcanismo en la Argentina. La erupción del Quizapu (Chile) y sus efectos en la Argentina, 1932	71
GLOSARIO DE TÉRMINOS	73
FUENTES DE INFORMACIÓN	77

PRESENTACIÓN

Los Servicios Geológicos y Mineros Sudamericanos, participantes del Proyecto Multinacional Andino Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA-GCA) decidieron la elaboración de un mapa regional de peligros geológicos a escala 1:7.500.000. Participaron en su elaboración los Servicios Geológicos y Mineros de Argentina, Bolivia, Chile, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela, con la coordinación general del Servicio Geológico Mineero Argentino (SEGEMAR). El proyecto fue financiado por los Servicios Geológicos mencionados y por el Proyecto Multinacional Andino Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA-GCA). El Servicio Geológico de Canadá (GSC) fue responsable de la edición cartográfica e impresión del mapa y texto explicativo.

El proyecto fue presentado en Florencia, durante el XXXI Congreso Geológico Internacional (2004) y tuvo el auspicio de la Comisión de la Carta Geológica del Mundo (CCGM / CGMW).

Durante las reuniones del Grupo de Trabajo Geocientífico y del Consejo Ejecutivo del Proyecto Multinacional Andino Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA-GCA) de 2004 se aprobaron los criterios metodológicos de elaboración y se designaron los representantes institucionales para su preparación. En 2005 se generaron las bases de datos y el mapa geológico. Durante una reunión de trabajo celebrada en 2006 en Buenos Aires, con la participación de los Coordinadores Nacionales y la Coordinación General se realizó la compilación preliminar de la Memoria Explicativa y los mapas, los que fueron concluidos en 2007.

Los mapas fueron generados con un sistema de información geográfico (SIG) a partir del Mapa Geológico de América del Sur en formato digital preparado por el Servicio Geológico de Brasil (CPRM), realizándose una actualización de la geo-

logía, en el marco de la realización del Mapa Metalogenético de América del Sur a escala 1:5.000.000. Los polígonos geológicos fueron reclasificados y reagrupados de acuerdo con los objetivos del proyecto.

La versión digital se encuentra también en el sitio www.can.geosemantica.net para facilitar la difusión de los datos y del mapa creado.

La memoria fue elaborada a partir de la información generada por cada uno de los países participantes.

La lista que sigue indica para cada país los nombres de los Coordinadores Nacionales (CN), y los participantes / colaboradores que estuvieron directamente involucrados en la compilación:

Argentina: Omar Lapido (CN), Maria Alejandra González, Valerie Baumann, Roxana Chávez (SEGEMAR), Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis - UNSL).

Bolivia: Gonzalo Quenta (CN), Dardo Barrientos (SERGEOTECMIN).

Chile: Luis E. Lara Pulgar (CN) (SERNAGEOMIN).

Colombia: Gloria Lucía Ruiz Peña (CN), Gloria Patricia Cortés, Yolanda Calderón Larrañaga y Fernando Gil (INGEOMINAS).

Ecuador: Edwin León (CN) (DINAGE), Patricia Arreaga (Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR).

Perú: Lionel Fidel Smoll (CN) (INGEMMET), Hernán Tavera (Instituto Geofísico del Perú - IGP).

Venezuela: Jesús Gilberto Núñez (CN), Ninfa C. Montilla, Rigüey Valladares (INGEOMIN).

La coordinación general del proyecto estuvo a cargo de Eduardo O. Zappettini (SEGEMAR), la elaboración digital de los mapas de Federico Ferpozzi (SEGEMAR) y la producción cartográfica de Robert Cocking (GSC).



I. OBJETIVOS Y ALCANCES

Los objetivos de la publicación son difundir, con fines educativos, la existencia de peligros geológicos en la región andina, en lenguaje accesible, destinado al público no especializado así como destacar la importancia de los estudios científicos respecto de procesos que pueden constituir peligros geológicos y ocasionar daños a los seres vivos y a la infraestructura socioeconómica.

Los procesos geológicos son los que durante la historia del planeta generaron las rocas, el relieve y el paisaje; es decir, fueron aquellos que construyeron la escenografía sobre la cual se desarrolla nuestra civilización. Además, los procesos geológicos han dado lugar a concentraciones de materiales de origen mineral que son la fuente de materias primas utilizadas por el hombre en el transcurso de su historia y que constituyen el principal insumo para la fabricación de objetos que utilizamos a diario. Por otra parte, en la historia de la humanidad, las grandes inundaciones periódicas, también vinculadas con las condiciones naturales del planeta, generaron no sólo desastres, sino que han sido responsables de la formación de las planicies fértiles sobre las que se desarrollan las principales actividades agropecuarias.

Estos procesos ocurrieron desde la formación de la Tierra y siguen actuando en nuestros días. Lo que varía a través del tiempo es la recurrencia y la intensidad de cada uno de esos procesos. Hubo momentos en los que existieron grandes áreas en la Tierra donde era imposible concebir vida ya que estaba cubierta por ríos de lava y en el aire había concentraciones tóxicas de elementos y compuestos químicos naturales; otros en los que se producían terremotos y ascendían grandes masas de rocas; finalmente, hubo épocas en las cuales los mares invadían grandes superficies de actuales continentes. Los procesos se pueden generar en el interior de la tierra (endógenos), como los sismos y los volcanes, o sobre la su-

perficie (exógenos), como los movimientos de masas de roca, suelo y nieve, las inundaciones o la erosión.

Los procesos endógenos están asociados a los bordes de placas tectónicas y fallas activas. Son sectores en los que los movimientos constantes de la Tierra liberan gran cantidad de energía que se traduce en movimiento (sismos y tsunamis) o calor (volcanes) y son bien conocidos por los habitantes de las áreas afectadas. Las erupciones volcánicas se reiteran menos que los sismos, pero aquellas que ocurrieron en tiempos históricos produjeron los suficientes daños como para haber sido registrados por el hombre.

Los procesos exógenos como la erosión, las inundaciones y los movimientos en masa, están condicionados por la presencia de determinados tipos de rocas o suelos, formas de relieves, pendientes, alturas, entre otros, y están desencadenados, a su vez, por otros procesos geológicos, como los sismos o procesos climáticos (por ejemplo lluvias torrenciales) o la actividad del hombre.

La Tierra está en constante movimiento y transformación; sin embargo, los cambios ocurren en periodos muy extensos en comparación con la vida del hombre, o bien de manera casi instantánea.

Las primeras comunidades organizadas se fueron instalando en áreas en general sin riesgos, cercanas a los ríos y lagos, lo que les permitía asegurarse de la provisión de agua y alimento. El aumento de la población dio lugar a la necesidad de ocupar terrenos aledaños que eventualmente pueden no ser aptos para la urbanización desde un punto de vista geológico.

En el pasado ocurrieron sismos que cobraron miles de vidas y que hoy, gracias al conocimiento científico, los avances tecnológicos y la existencia de normas de construcción adecuadas, su reiteración no produciría daños tan considerables, quedando reducidos a pérdidas de infraestructura reparables.

En cambio, en otros lugares, un proceso que hace años sólo hubiera provocado pérdidas imperceptibles, hoy generaría más víctimas debido al aumento de población y la localización de viviendas en áreas inadecuadas.

También puede suceder que en un determinado lugar donde no hay antecedentes históricos de la ocurrencia de un proceso geológico, éste pueda desencadenarse debido a modificaciones de las condiciones actuales, tanto naturales, como un cambio climático, o antrópicas, como la saturación de los suelos por riego o falta

de red sanitaria, o los hundimientos de suelos debido a actividad minera subterránea.

Son entonces todos estos aspectos los que se propone presentar en este trabajo, explicando los procesos geológicos con los que se pueden vincular los desastres naturales, así como los diversos factores que de algún modo contribuyen o condicionan su localización y desarrollo, tales como la constitución geológica del territorio, el clima, la vegetación y finalmente la localización de la población y de la infraestructura que son las directamente afectadas.

En esta publicación se explica la génesis y las características de cada proceso, con ejemplos de desastres acaecidos en los diversos países andinos y se explica el rol de las geociencias en el estudio, control, prevención y mitigación de los desastres naturales de origen geológico.

MITIGACIÓN: Acción de moderar o disminuir las pérdidas y daños mediante el control del proceso (en los casos en que sea posible) y/o la protección de los elementos expuestos, reduciendo su vulnerabilidad.

II. LOS ANDES EN SU CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

1. LA TECTÓNICA DE PLACAS Y LA ESTRUCTURA DE LOS ANDES

Los primeros 100 km hacia el interior de la Tierra constituyen la litosfera, que incluye la corteza y parte del manto superior. La litosfera se comporta como una unidad rígida en contraste con la capa subyacente, la astenosfera, capa dúctil y en estado de semi-fusión que permite que la litosfera se desplace sobre ella a velocidades que varían entre 2-10 cm por año. La litosfera está dividida en una serie de placas que incluyen parte de la corteza continental y oceánica; el área que nos interesa involucra la Placa Sudamericana que comprende el continente sudamericano y el subsuelo del Océano Atlántico sur, la Placa Nazca, que subyace al Océano Pacífico, la Placa Caribe que comprende el extremo norte de Venezuela y las islas y el subsuelo del Mar Caribe y la Placa Antártica que bor-

dea por el sur al Continente sudamericano (figura 1).

Aunque existe una gran variedad de placas, los tipos de contactos o fronteras

ASTENOSFERA: Es la capa del manto superior que se sitúa por debajo de la litosfera, con un espesor de 200 a 300 km. Comprende material rocoso fundido, capaz de moverse lentamente, con la generación de celdas convectivas que producen el arrastre viscoso de la litosfera.

CORTEZA: Parte de la Tierra por encima de la discontinuidad de Mohorovicic. Es menos densa que el manto. La corteza continental de las grandes regiones terrestres presenta mayor espesor, menos densa y más vieja que la corteza oceánica.

MANTO: Es la porción de la Tierra que se ubica por debajo de la corteza y se extiende hasta los 2.900 km de profundidad. Se caracteriza por una gran homogeneidad en los materiales que lo forman, predominantemente silicio y magnesio. Tiene las propiedades de un sólido, salvo en la parte superior donde presenta cierta plasticidad.

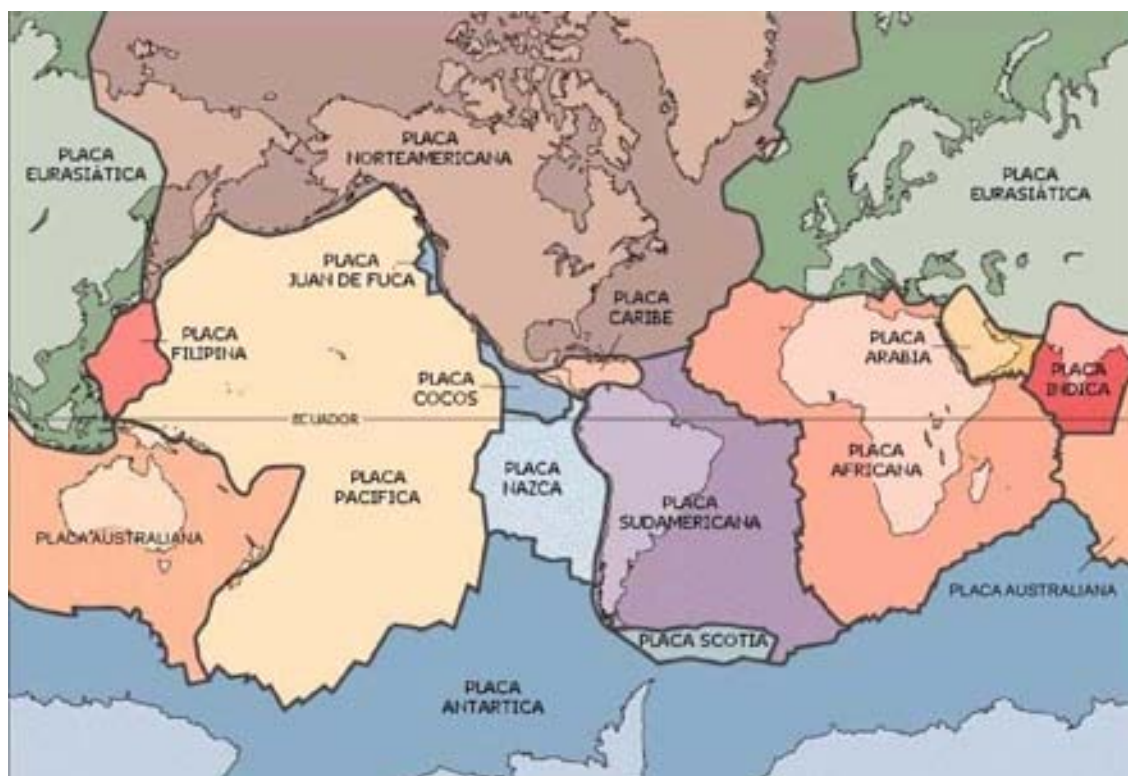


Figura 1. Subdivisión de la litosfera en placas tectónicas.

entre ellas son únicamente tres: márgenes de extensión (divergencia), márgenes de subducción (convergencia) y márgenes de transformación (deslizamiento horizontal).

En los márgenes de extensión, las placas se separan una de la otra. En los márgenes de subducción, una placa se introduce en el manto por debajo de otra, produciéndose la destrucción de una de las placas. La Cordillera Andina es un claro ejemplo de cordillera formada como resultado del proceso de subducción de una placa oceánica bajo la placa continental sudamericana (figura 2).

Los márgenes de transformación son producidos por fallas con movimiento totalmente horizontal y cuyo ejemplo, más común a escala mundial, es la falla de

San Andrés en California (EEUU). En este tipo de contactos el desplazamiento horizontal se termina súbitamente en los dos extremos de la misma, debido a que conectan zonas en extensión y subducción entre sí o unas con otras.

DEFORMACIÓN: Son los cambios habidos en tamaño y forma producidos en rocas y otros materiales por presión o tensión.

como es el caso de la formación de los Andes. En este proceso, como respuesta a fuerzas compresivas horizontales se produce la deformación que da origen a plegamientos y fracturas y en consecuencia a acortamientos y engrosamientos de la corteza.

El proceso de subducción genera, en el transcurso del tiempo, actividad magmática, que se traduce en una serie de fajas en la placa continental, con ascenso de magma desde la placa oceánica que subduce. Este progresivo ascenso del magma produce el engrosamiento de la corteza, dando como resultado una faja ancha de cadenas montañosas con volcanismo activo, paralelas al margen de la placa.

El volcanismo consiste en el afloramiento en la superficie de material fundido, procedente del manto superior o corteza, tanto en los márgenes de extensión como en los de subducción.

FALLA: Define a una fractura geológica a lo largo de la cual se ha producido un desplazamiento de dos bloques adyacentes. El desplazamiento puede ser de milímetros a centenas de kilómetros.

San Andrés en California (EEUU). En este tipo de contactos el desplazamiento horizontal se termina súbitamente en los dos extremos de la misma, debido a que conectan zonas en extensión y subducción entre sí o unas con otras.

La orogénesis o formación de las cadenas montañosas está asociada a los diversos procesos que se producen en los márgenes de placa, en los que las rocas

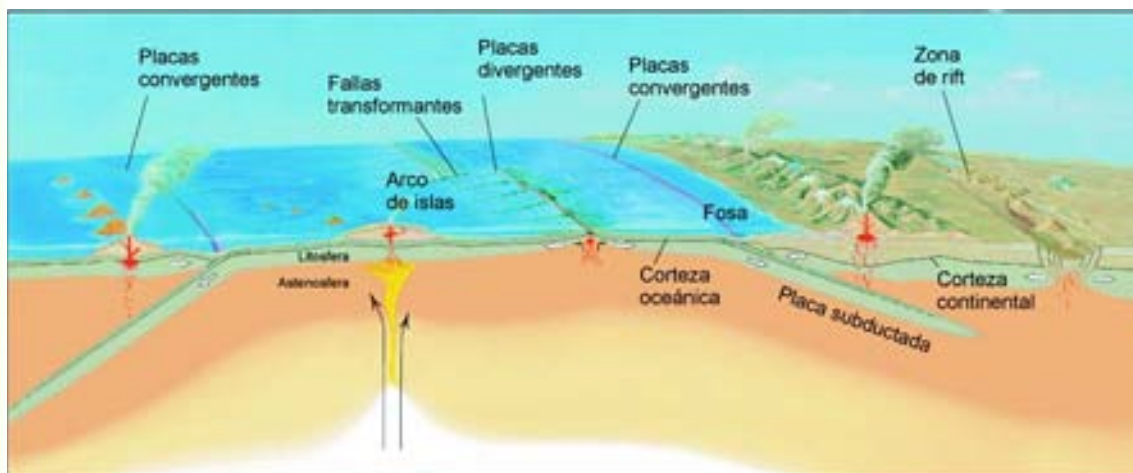


Figura 2. Tipo de contacto entre placas tectónicas.

En los márgenes de extensión, el desplazamiento de las placas tectónicas da origen a las dorsales oceánicas, que constituyen cordilleras submarinas localizadas en el centro de los océanos. Las mismas forman el sistema montañoso más extenso del mundo, abarcando alrededor de 60.000 km. En las dorsales activas, el magma emerge a través de las fisuras del fondo del océano y forma volcanes y porciones de corteza.

FOSA OCEÁNICA: Depresión en el suelo oceánico en una zona de subducción donde la corteza oceánica desciende por debajo de la corteza continental.

En las zonas de subducción, los volcanes se alinean paralelos a su frente, como es el caso en el margen occidental de América del Sur.

El proceso de subducción produce además sismos de magnitud diversa, tanto en el contacto de placas como en el interior del continente, por la liberación de la energía que se acumula debido a las presiones generadas en el contacto entre placas tectónicas.

La actividad sísmica se genera a diversas profundidades, siendo la que se produce superficialmente la que ocasiona mayores daños. Esta actividad se distribuye de Norte a Sur entre la fosa y la línea de costa y de manera dispersa en el interior del continente.

2. OROGRAFÍA Y GEOLOGÍA DE LOS ANDES

Los Andes representan la cadena montañosa más larga del mundo, con más de 7.000 km de longitud y un ancho de hasta 500 km (figura 3). Tiene una altura promedio de 4.000 m sobre el nivel del mar y una orientación general N-S exceptuando la región de Tierra del Fuego, donde presentan una disposición E-O.

Constituyen un sistema geológico joven, que se elevó en los periodos Cretácico y Terciario que presentan cadenas plegadas que se bifurcan y convergen dentro del sistema.

Están compuestos por dos cadenas principales, la Cordillera Oriental y la Cordillera Occidental, separadas por depresiones intermedias, así como por otras cadenas locales, como la Cordillera de la Costa de Chile y la Cordillera Central en Colombia. El nombre de los Andes deriva de la palabra quechua ANDI, que significa «alta cresta».

Alcanzan su mayor altura en la parte central y norte de la Argentina y Chile, siendo el Aconcagua la montaña más alta (6.962 m s.n.m.). Hacia el norte, en Bolivia y Perú, se ensanchan constituyendo múltiples cordones montañosos y una altiplanicie (Altiplano/Puna) así como numerosos valles intermontanos.

Hacia la latitud de Ecuador, los cordones se aproximan nuevamente y comienzan los denominados Andes del Norte, que comprenden dos cordilleras volcánicas y cuencas intermontanas. En Colombia, los Andes vuelven a dividirse en



Figura 3. La Cordillera de los Andes.

tres cordones, de los cuales el oriental alcanza la costa en Venezuela. Continúan hacia el norte también con la cadena montañosa de América Central y Sierra Madre en México.

A este conjunto se agregan, a los fines de este trabajo, los Andes Caribeños, desarrollados con orientación E-O siguiendo la costa del Caribe en Venezuela.

La formación de los Andes comenzó en el Paleozoico, era geológica durante la cual se aglutinaron distintos trozos de corteza que constituyeron el basamento de la actual cadena montañosa. Durante el Mesozoico y el Terciario se sucedieron periodos de acumulación de sedimentos, magmatismo y levantamiento, fallamiento y plegamiento.

Como se explicó anteriormente, su constitución y evolución es explicada por la tectónica de placas. A lo largo de la zona de subducción que se localiza al oeste del continente americano, la Placa Nazca se hunde por debajo de la Placa Sudamericana, produciendo eventos orogénicos que, además de la generación de la Cordillera de los Andes, oca-

sionan los numerosos sismos y erupciones volcánicas que persisten en la actualidad.

3. EL CLIMA COMO FACTOR CONDICIONANTE Y DESENCADENANTE DE LOS PROCESOS GEOLÓGICOS

El clima es el conjunto de las condiciones atmosféricas promedio que caracterizan una región. En la región andina existen diferentes zonas climáticas que van desde tropicales a frías incluyendo templadas. Esto depende de la distancia al Ecuador (latitud), de la altura sobre el nivel del mar y de la distancia a la costa (figura 4).

El clima es un sistema complejo que presenta tendencias a largo plazo debidas, normalmente, a variaciones sistemáticas así como a fluctuaciones caóticas. Una de éstas es la denominada Corriente del Niño, que es un flujo irregular de agua marina cálida proveniente del norte, que se presenta a menudo hacia fines del mes de diciembre de cada año.



Figura 4. Mapa de clasificación de climas de América del Sur.

La Corriente del Niño se caracteriza por tener altas temperaturas, baja salinidad y por ser pobre en nutrientes. Las probables causas de este fenómeno obedecerían a profundas alteraciones de la atmósfera y el océano, que se generarían en la región del Pacífico Tropical. Esto ocasiona anomalías en la circulación general de la atmósfera, repercutiendo con efectos muy variados a escala global. La ocurrencia de este fenómeno trae como consecuencia alteraciones climáticas, acompañadas principalmente de abundantes lluvias, que favorecen los movimientos en masa.

La Niña es la fase negativa del fenómeno El Niño y se caracteriza por un significativo enfriamiento de la temperatura de la superficie del Océano Pacífico ecuatorial y por cambios en la dirección y velocidad del viento en la zona intertropical debido a variaciones de la presión atmosférica.

Durante un episodio de La Niña es común observar condiciones climáticas más secas respecto de lo normal sobre el Océano Pacífico ecuatorial central y un déficit de precipitaciones en las áreas continentales, cambiando así la distribución de recurrencia de los movimientos en masa.

La recurrencia de las condiciones de El Niño (incluyendo el cambio a la fase de La Niña) es de alrededor de cuatro años.

Las precipitaciones, las diferencias de temperatura y los vientos desempeñan un

doble papel condicionando y desencadenando los procesos que se generan en la superficie.

Las rocas están expuestas a la acción del viento, el agua y la variación de temperatura todo lo cual produce su desgaste (erosión) y desintegración (meteorización).

El agua de lluvia o deshielo que penetra por las grietas de las rocas al congelarse aumenta su volumen provocando el quebrantamiento (rotura) del material rocoso. Los fragmentos de rocas se acumulan sobre las laderas o al pie de las mismas y luego pueden moverse simplemente por acción de la gravedad o disparados por precipitación o por terremotos. Además, las lluvias pueden saturar el material y transformar una acumulación de pequeños fragmentos de roca en un flujo de barro (lodo) o flujo de detritos de acuerdo con el tamaño de los fragmentos.

Las diferencias de temperaturas y presión en la atmósfera sobre continentes y océanos generan ciclones y anticiclones que rigen el movimiento de los vientos (figura 5) y la distribución de las precipitaciones (figura 6). Los vientos, por su parte, controlan el recorrido y distribución de las nubes de cenizas y gases emitidos durante las erupciones volcánicas. Según la época del año y la latitud se puede predecir cuáles serán las áreas susceptibles de ser afectadas.

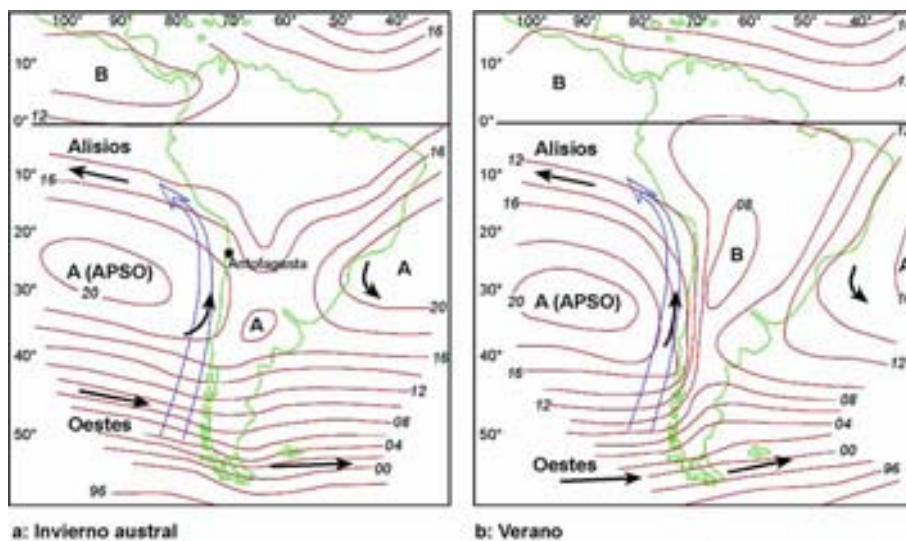


Figura 5. Distribución de vientos en temporada de invierno y verano.

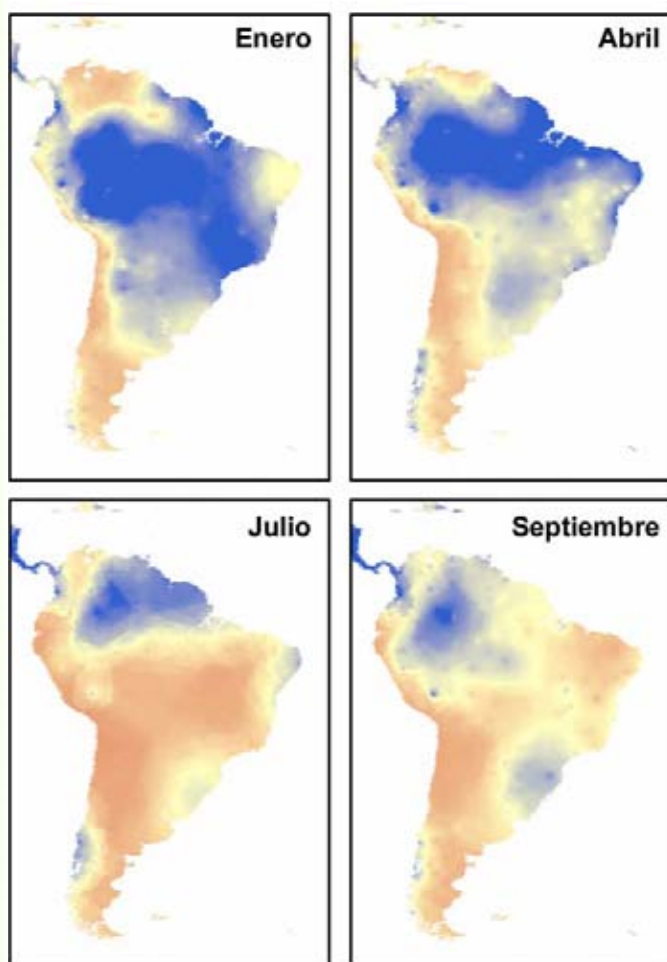


Figura 6. Mapas de precipitaciones en América del Sur.

En los climas desérticos, la gran diferencia de temperatura entre el día y la noche (amplitud térmica) ocasiona la ruptura de las rocas en pequeños fragmentos, debido a los procesos de contracción y dilatación. Los materiales así desintegrados sobre las laderas son propensos a moverse por reptación.

4. LOS GLACIARES EN LOS ANDES

Los glaciares se distribuyen en la región andina (figura 7) cubriendo unos 26.500 km² lo que corresponde a una quinta parte de la superficie cubierta por glaciares en América del Norte y es cinco veces superior a la superficie de los glaciares de Europa.

La distribución de los glaciares depende de diversos factores tales como la al-

tura de las cadenas montañosas, las condiciones térmicas (temperaturas que varían según la latitud) y las hídricas (precipitaciones). Así, en el volcán Llullaillaco, ubicado en el límite argentino-chileno a aproximadamente 24° 30' de latitud sur, el límite inferior de nieve alcanza la mayor altitud del mundo con 6.700 m. En el volcán Cotopaxi (Ecuador) este límite se encuentra a los 4.700 m, en tanto en el sur de la Patagonia y en Tierra del Fuego fluctúa entre 800 y 1.000 m sobre el nivel del mar.

Los glaciares de Venezuela están ubicados en la Sierra Nevada de Mérida y abarcan un área de 2 km², observándose en los últimos cincuenta años una importante reducción de la superficie cubierta por los hielos.

En Colombia existen actualmente seis glaciares o nevados que son: Sierra Nevada de Santa Marta con un límite inferior por encima de los 4.700 m; Sierra Nevada del Cocuy localizada en la Cordillera Oriental, es la masa glaciaria más extensa del país ocupando un área aproximada de 23,7 km²; y cuatro volcanes nevados localizados en la Cordillera Central que son el Volcán Nevado del Ruiz con un límite inferior a los 5.000 m, Volcán Nevado Santa Isabel con un límite inferior por encima de los 4.000 m, Volcán Nevado del Tolima con un límite inferior entre los 4.850 m y los 5.100 m y el Volcán Nevado del Huila con un límite inferior a los 4.200 m. Estos glaciares ocupan un área total de 63,7 km² y se encuentran en un fuerte proceso de retroceso.

En la cordillera de Ecuador hay cerca de 100 pequeños glaciares que cubren 97 km² y que se desarrollan sobre las laderas orientales. Sobre el volcán Cotopaxi (5.911m) existe una capa de hielo formada por 23 glaciares que cubre un área total de 19 km².

En Perú se encuentran dos grandes sistemas glaciarios. Uno se localiza en la Cordillera Blanca, con un área de 723,4 km², y el otro en la Cordillera de Vilcanota, cubriendo 539 km².

En Bolivia, más de 560 km² están cubiertos por glaciares. Sólo unos pocos están sobre volcanes extintos (10 km²) y el

resto lo constituyen capas de hielo y valles glaciarios en la Cordillera Oriental.

En la Argentina y Chile, hasta los 28° de latitud sur, hay pequeños glaciares y casquetes de hielo sobre las cumbres que superan los 6.000 m s.n.m. que en general son volcanes. Al sur de estos, los glaciares se encuentran en la Cordillera Principal que coincide con el límite entre los dos países. Entre los 31 y 35° de latitud sur existen glaciares en las cabeceras de los valles más altos que cubren un área de 2.200 km² aproximadamente. En los Andes húmedos, entre los 35° y 45° 30' de latitud sur, hay más de 35 volcanes que, debido a su altura, tienen glaciares. En los Andes Patagónicos, al sur de los 45° 30' de latitud sur, hay un gran número de glaciares de montaña y extensos campos de hielo (sur, norte y Darwin) que abarcan una superficie de 19.500 km².

En zonas con volcanismo activo o con sismicidad, es posible que las masas de hielo colapsen o se derritan. El agua así generada puede incorporar material suelto en las laderas y transformarse en un flujo, o simplemente aumentar el caudal de los ríos y generar inundaciones y daños aguas abajo.

5. VEGETACIÓN

Los tipos de vegetación en América del Sur están estrechamente relacionados con las regiones climáticas (figura 8).

La región boscosa más grande del mundo, que cubre gran parte de la Sudamérica ecuatorial, se extiende desde la costa brasileña a las faldas de los Andes orientales.

Las regiones de floresta abierta y de maleza se encuentran en las zonas de sequía invernal, principalmente en la costa venezolana, el noreste brasileño y el Gran Chaco.

Entre las regiones secas y las de selva están los campos o sabanas (zonas de hierba alta) y los campos cerrados (de hierba y maleza). Los bosques de árboles de hoja caduca o semicaduca se localizan a lo largo de las laderas de los Andes. En la costa del Pacífico, hacia el norte, la



Figura 7. Mapa de distribución de glaciares en América del Sur.

vegetación de la floresta cambia gradualmente a través de bosques abiertos, dando paso a arbustos y hierbas en la parte central de Chile, y a la maleza y vegetación desértica masiva en el norte de Perú, alcanzando los flancos más elevados de la Cordillera de los Andes.

Las formaciones vegetales de montaña constituyen excepciones dentro de la vegetación natural, debido sobre todo a la altitud y a las condiciones climáticas en que se desarrollan, dando como resultado una vegetación estratificada en forma de pisos.

La vegetación presenta relación con los procesos geológicos exógenos (erosión, movimientos en masa, etc.) en los casos que estén desencadenados por procesos meteorológicos, pero no con los endógenos (sismos, volcanismo). La cobertura vegetal protege el suelo evitando la erosión (desgaste, pérdida de suelo), por lo que las áreas deforestadas son más susceptibles a la erosión. Las laderas

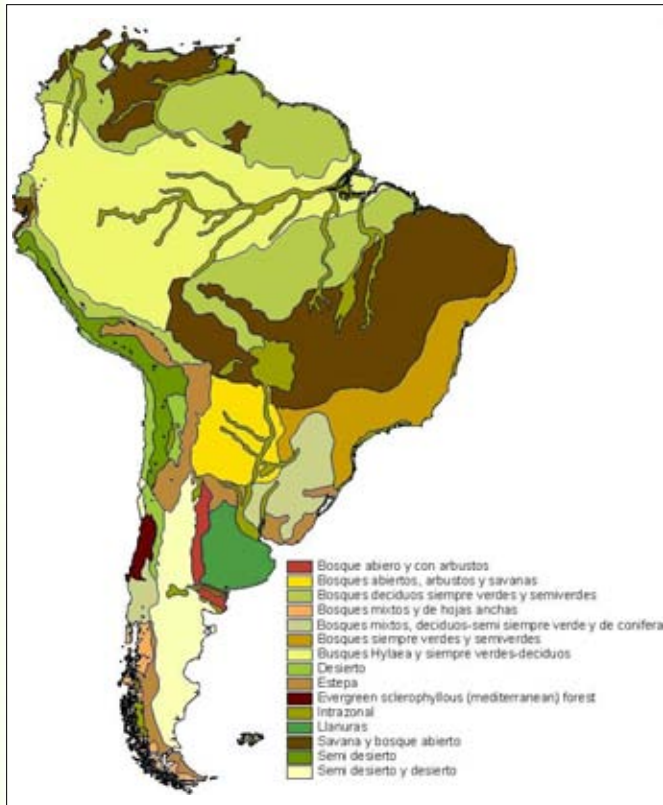


Figura 8. Mapa de vegetación de América del Sur.

con vegetación natural evitan la sobrecarga del suelo que puede constituir uno de los factores desencadenantes de los movimientos en masa. En las áreas donde las precipitaciones son muy abundantes y se concentran en poco tiempo, la vegetación no puede retener tanta agua y suelen generarse flujos y/o deslizamientos. Los movimientos en masa originados en laderas con vegetación de gran porte, además de movilizar rocas y suelo, arrastran ramas y troncos, que, naturalmente, aumentan los daños.

6. DENSIDAD POBLACIONAL

Si observamos el mapa de densidad poblacional de América del Sur (figura 9), vemos que, en general, la población se concentra próxima a las costas, en particular en las áreas costeras del Océano Atlántico.

Otras áreas de alta densidad de población se encuentran en los altiplanos y valles del área andina de Colombia, Ecu-

ador, Perú, Bolivia y en el Valle Central de Chile.

La población de Venezuela, al año 2006, alcanzó los 27 millones de habitantes. Esta población se encuentra distribuida en forma desigual a lo largo y ancho del territorio nacional. Las características geográficas y económicas han sido determinantes en la concentración de la población en la región Costera y Montañosa que se destaca por la presencia de valles y piedemontes de la Cordillera de la Costa y de los Andes.

Esta región, conformada por los estados costaneros, parte de los andinos y los ubicados en la zona centro-norte del país, cubren alrededor del 20% de la superficie nacional y concentran más del 80% de la población total.

El resto del territorio presenta menor densidad de población, lo cual demuestra la desequilibrada distribución espacial de la misma. La región de los Llanos, con un 30% del territorio, concentra sólo el 10,2% de la población total y la región de Guayana, con el 50% del territorio, reúne el 6% de los habitantes del país.

En Colombia hay, aproximadamente, 42 millones de habitantes. Es el tercer país más habitado de Latinoamérica, luego de Brasil y México. Treinta de sus ciudades tienen más de 100.000 habitantes. Se calcula que la densidad media poblacional es de 35 habitantes por km². La gran mayoría de su población es urbana (el 74% en 1994). Los nueve departamentos de los Llanos orientales, que ocupan la mitad de la superficie del país, han sufrido las fatales consecuencias de una masiva migración a las ciudades. Actualmente, cuentan con menos del 3% de la población, lo que supone una densidad de menos de un habitante por km².

La población total de Ecuador, al año 2001, era de 12,65 millones de habitantes según el Instituto Nacional de Estadísticas y Censos. Por regiones, el 49,8% de la población estaba concentrada en la región de la costa, el 44,8% en la sierra, el 4,6% en la Amazonia y el 0,1% en la región insular, mientras que el 0,7% restante corresponde a zonas

no delimitadas todavía geopolíticamente.

Del total de la población, el 38,7% residía en zonas rurales, aunque en la región de la Sierra este porcentaje aumenta hasta el 42,9%. Como ocurre con el resto de los países del continente, Ecuador se encuentra inmerso en un proceso de despoblamiento de las zonas rurales en beneficio de las urbanas; según estudios realizados por el Banco Interamericano de Desarrollo (BID), en el año 2010, más del 70% de la población residirá en zonas urbanas.

La población total del Perú, según el censo realizado en el año 2005, es de aproximadamente 27,22 millones de habitantes. En la costa vive el 52,3% de la población peruana, la región andina alberga el 37,8 % y en el Llano amazónico sólo vive el 9,9% de la población total.

La densidad poblacional media actual es de 21,2 habitantes por km², con una tasa de crecimiento de 1,4% al año. Esta tasa implica que la población peruana aumenta en menos de medio millón de habitantes por año.

Migraciones masivas de las poblaciones rurales a las áreas urbanas (22,3 % de la población censada) han convertido a la mayoría de la población peruana en habitantes urbanos en menos de cuarenta años. Sólo en los tres años previos al 2003 la migración trans-regional incrementó el porcentaje urbano de un 68% al 72,3%, y la población rural al 27,7% del total.

La población de Chile es de 15,12 millones de habitantes de acuerdo a los resultados preliminares del Censo 2002 del Instituto Nacional de Estadísticas (INE). Estos resultados reflejan una disminución del área rural y un consecuente aumento significativo del área urbana en la que se encuentra el 86,7% de la población, mientras que el 13,3% restante lo hace en áreas rurales. Por otra parte, el 40,1% de la población vive en la Región Metropolitana de Santiago. La menor densidad de población corresponde a la Undécima Región de Aisén con 0,8 habitantes por km².

Bolivia cuenta con cerca de 9,43 millones de habitantes y una densidad de población estimada en 8,6 habitantes por

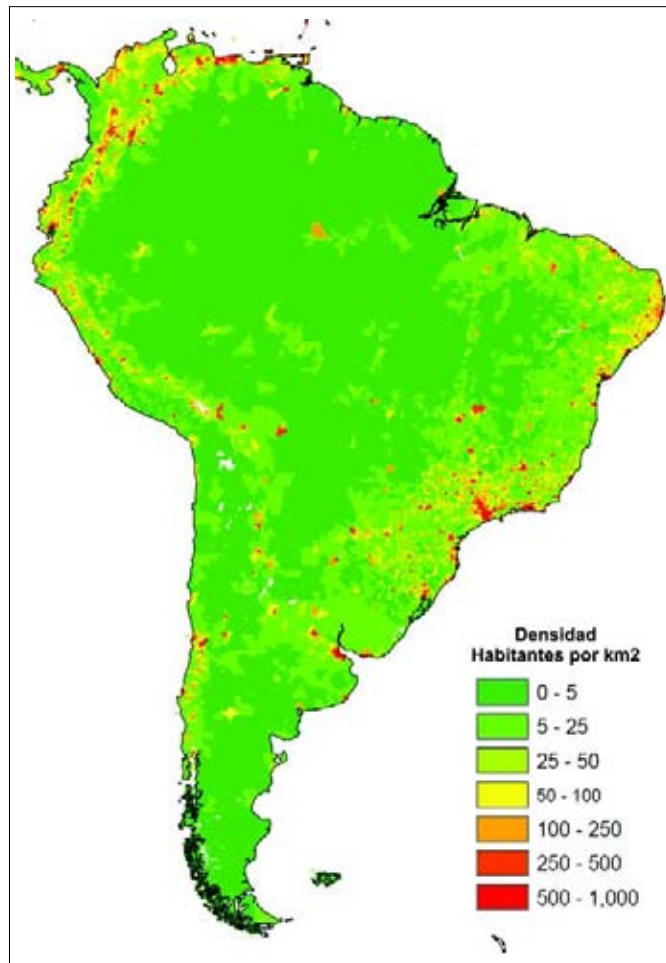


Figura 9. Mapa de densidad poblacional.

km². La mayoría de los bolivianos (el 70%) habita en el llamado «Altiplano», una región situada a aproximadamente 4.000 metros sobre el nivel del mar; el 62,4% lo hace en las áreas urbanas y el 37,6% en la zona rural.

La población de la República Argentina, censada en 2001, ascendía a 36,22 millones de habitantes, siendo la densidad media de población en el conjunto de la República de 13,03 habitantes por km². Esta población se encuentra sin embargo desigualmente repartida en el país, concentrándose en la zona del Gran Buenos Aires (Capital Federal y partidos que la rodean) más del 30%, es decir cerca de 11,5 millones de habitantes. Le siguen el resto de la provincia de Buenos Aires con algo más de 5 millones de habitantes y, al norte, las provincias vecinas de Córdoba y Santa Fe, con poblaciones en torno a los 3 millones de personas. En

total, el 62% de la población vive en tres provincias con una superficie que no alcanza el 22% del total de la República. La población urbana (localidades de más de 2.000 habitantes) alcanza el 89,31% en tanto la población rural agrupada (localidades de menos de 2.000 habitantes) es del 3,40% y la población rural dispersa (vivienda en campo abierto) alcanza el 7,28%.

III. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DEL MAPA

La geología desempeña un papel importante en el control y localización de los procesos que pueden generar desastres naturales. Es por esta razón que en los mapas que acompañan a esta publicación se representan aquellos elementos más significativos a fin de comprender su relación con los eventos registrados.

Debido a la diversidad de información se han generado dos tipos de mapas: uno con las amenazas derivadas de la actividad endógena (terremotos, tsunamis y actividad volcánica) y otro relacionado con la actividad exógena (movimientos en masa). Cada uno de ellos muestra los registros históricos más significativos de peligros geológicos en su contexto geológico.

Con el fin de destacar en los mapas elaborados la morfología de la región andina se incorporó un modelo de elevación digital en escala de grises, en el que se resaltan las cadenas montañosas, los valles intermontanos y las áreas de llanura y altiplanicie.

En un primer mapa se muestra la distribución de los movimientos en masa que están controlados fundamentalmente por la estructura y los diversos tipos de rocas representadas en las cadenas montañosas: rocas sedimentarias, plutónicas, volcánicas y metamórficas y la topografía, teniendo en cuenta que las pendientes son un factor desencadenante decisivo.

En un segundo mapa han sido representados los procesos vinculados con la actividad endógena de la Tierra. En él se presenta la distribución de las rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas ce-

nozoicas (Terciario y Cuaternario) discriminadas de su basamento pre-cenozoico.

Asimismo, en los mapas se indican las principales características tectónicas. En la región continental se señalan con líneas negras las fallas geológicas, destacándose las fallas activas mediante líneas rojas. En las regiones oceánicas se han indicado estructuras vinculadas con la tectónica de placas.

Las fallas activas han sido tomadas del Proyecto Internacional de la Litosfera, Grupo de Trabajo II.2, Principales Fallas activas del Mundo.

Los contenidos del mapa (figura 10), que sigue los lineamientos de los Mapas de Peligros Geológicos regionales elaborados bajo el auspicio de la Comisión de la Carta Geológica del Mundo (CCGM-UNESCO), son los siguientes:

1. **Leyenda tectónica:** Falla, Falla no activa, Límite de zona de subducción.
2. **Leyenda de sismos y tsunamis:** Localización de cada evento. La base de datos asociada incluye coordenadas, número de víctimas y magnitud (sólo se consideran los sismos con intensidad mayor que 5). En cuanto a la profundidad del foco sísmico, sólo se consideran aquellos terremotos generados a profundidades inferiores a 50 kilómetros. En cuanto a los tsunamis,

El modelo de elevación utilizado deriva del GTOPO30 constituido por una grilla de datos de aproximadamente 1 km, producido como resultado de un proyecto desarrollado por el *U.S. Geological Survey's Center for Earth Resources Observation and Science (EROS)* con la participación de la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, *United Nations Environment Programme/Global Resource Information Database (UNEP/GRID)*, *U.S. Agency for International Development (USAID)*, el *Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI)* de México, el *Geographical Survey Institute (GSI)* de Japón, *Manaaki Whenua Landcare Research* de Nueva Zelanda y el *Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR)*.

se indican los puntos de mayor afectación en las costas.

3. Actividad volcánica: Se representan los volcanes activos, diferenciando según tengan o no registro de erupción histórica. Se muestran las principales áreas de dispersión de depósitos de caída de cenizas de menos de 14.000 años, así como la de nubes de gases tóxicos como dióxido de azufre (SO₂).

4. Evolución costera: Se indica el tipo de costa, clasificada en arenosa, rocosa y de manglares.

5. Movimientos en masa: Distribución de depósitos producidos por movimientos en masa significativos, ya sea por su volumen o por los desastres ocasionados.

7. En la capa de planimetría: Se señalan las áreas urbanas.

En la presente memoria, que acompaña al mapa, se describen de manera sucinta los diversos peligros derivados de procesos endógenos y exógenos, con ejemplos de los principales eventos registrados y material gráfico ilustrativo.

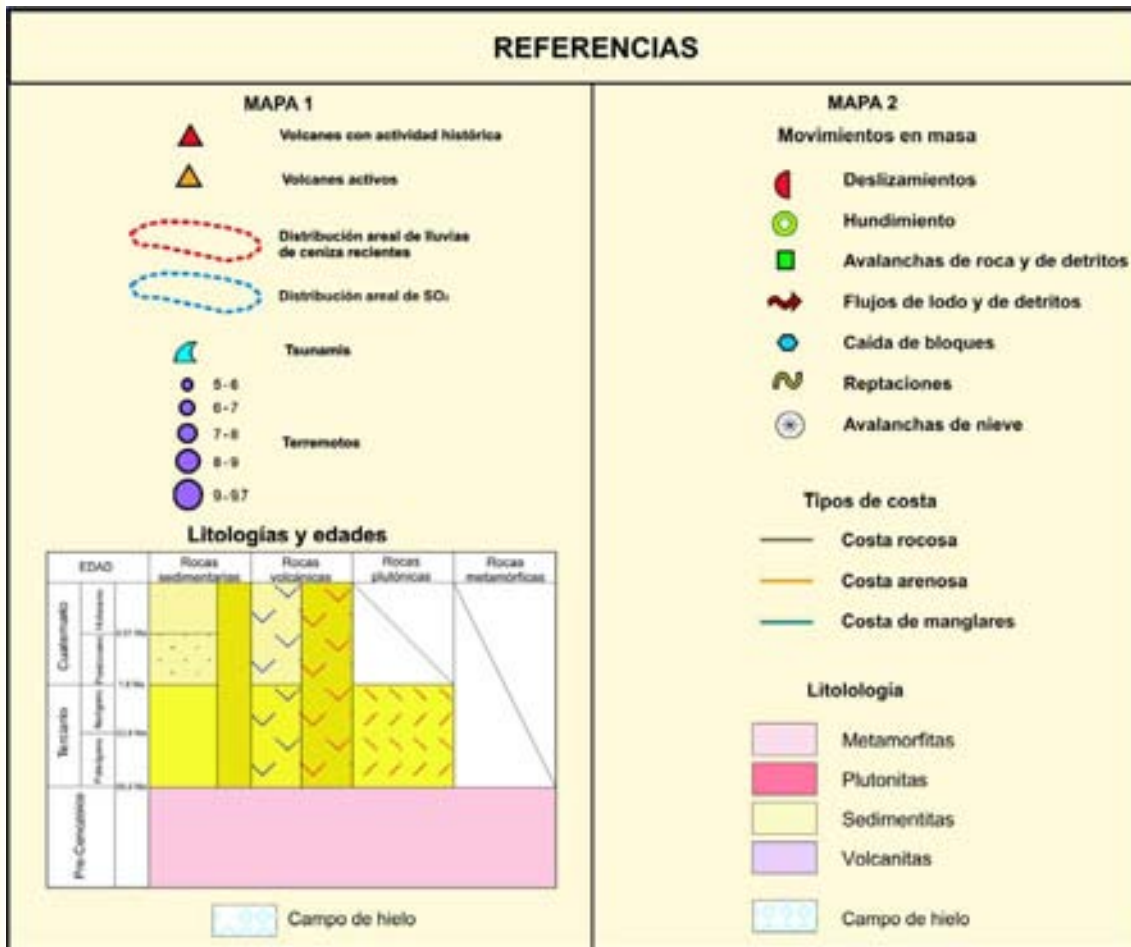


Figura 10. Leyenda del mapa.

IV. LOS PELIGROS GEOLÓGICAS EN LOS ANDES

1. LOS MOVIMIENTOS EN MASA

1.1. Qué es un movimiento en masa

Un movimiento en masa (figura 11) es un proceso geológico por el cual un determinado volumen de roca, suelo o ambos, se moviliza lenta o rápidamente debido a la acción de la gravedad. A este proceso se lo llama también remoción en masa, movimientos sobre ladera o movimientos de pendiente. Otros términos, como deslizamientos, aluviones, avalanchas y desprendimientos, que se utilizan de manera genérica, caracterizan también movimientos específicos.

1.2. Cómo se clasifican y describen

Los movimientos en masa se generan en distintos tipos de rocas y suelo y bajo diferentes condiciones. Estas últimas hacen que la rotura del material, la forma y la velocidad sean diferentes en cada caso. Existen muchas clasificaciones que utilizan distintos parámetros, como el tipo de material (roca, suelo), la velocidad (lenta, rápida), el contenido de agua, el mecanismo de rotura, entre otros.

Los tipos elementales de movimientos en masa son: las caídas, los vuelcos, los deslizamientos, los flujos, las expansiones laterales, las deformaciones gravitacionales profundas y las reptaciones. Estos diferentes tipos de movimiento a su vez presentan subtipos, como flujos de barro o caídas de rocas.

En este trabajo se presentan ejemplos de caídas, deslizamientos, flujos, reptaciones, avalanchas y avalanchas de nieve registrados en los Andes (figuras 12 a 18).

Además de su denominación según se los clasifique, los diferentes tipos de movimientos son descritos también, de acuerdo con su geometría, velocidad y actividad.

Existen movimientos extremadamente rápidos (más de 5 m por segundo), hasta extremadamente lentos (menos de 16 mm por año).

La actividad se describe según el «estado de actividad» (asociado a la temporalidad - activo, inactivo, etc.), la «distribución de la actividad» (dónde se está moviendo - retrogresivo, creciente, etc.) y el «estilo de actividad» (cómo diferentes movimientos contribuyen al movimiento total - múltiple, sucesivo, etc.).

1.3. Por qué se generan

Todos los elementos de la naturaleza buscan estar en equilibrio. Un acantilado o una ladera de montaña no se mueve mientras las fuerzas que actúan sobre la



Figura 11. Avalancha de rocas en Las Cuevas, Argentina

masa estén en equilibrio; pero, si alguna de ellas aumenta o disminuye, se desestabiliza y se mueve.

ESTADO DE ACTIVIDAD: Descripción asociada al tiempo en que se moviliza. De acuerdo con ello, los movimientos en masa se clasifican como activos, reactivados, suspendidos e inactivos.

Para que esto suceda, existen causas internas (factores condicionantes) y causas externas (factores desencadenantes).

Dentro de los factores condicionantes incluimos, entre otros, la estructura geológica (fallas, pliegues, etc.), litología (composición de las rocas, propiedades físicas, resistencia y deformabilidad de los materiales y su comportamiento hidrogeológico), las formas y pendientes del relieve y las condiciones climáticas.

Los factores desencadenantes son, en cambio, procesos geológicos, como los sismos y la erosión, climáticos, como el aumento de las precipitaciones, y la acción del hombre.

1.4. Qué características tienen en los Andes

La Cordillera de los Andes tiene características físicas particulares que la hacen susceptible a los movimientos en masa. En las áreas de ladera los movimientos ocurren por la combinación de una serie de factores tales como altas pendientes, el tipo, origen y calidad de los materiales presentes, el tipo de cobertura del suelo, el régimen de lluvias y en zonas urbanizadas el manejo incontrolado de aguas domiciliarias, generando todos los tipos elementales de movimientos. Las características más relevantes son:

a) Relieve muy irregular

En la región andina hay grandes diferencias de altura y pendientes muy pronunciadas, como así también, superficies planas y altas (Altiplano/Puna).

En el Altiplano/Puna los principales desniveles se vinculan con la presencia de

volcanes, hay gran disponibilidad de material disgregado debido a la meteorización que provoca la rigurosidad del clima, las lluvias son muy escasas y se concentran en el verano. Los movimientos son excepcionales aunque se generan algunos flujos de detritos.

b) Gran variedad litológica

En la región de los Andes se encuentran rocas de variadas edades, orígenes y características, muchas de las cuales están cubiertas por suelos producto de la meteorización de las rocas o depósitos de origen coluvial o aluvial. Por ejemplo se presentan granitos muy resistentes, pero que los procesos tectónicos han fracturado o que la meteorización ha degradado tanto, que es un material muy susceptible a ser desestabilizado. En este ambiente pueden generarse caídas y deslizamientos, entre otros. También existen rocas sedimentarias muy duras, pero los plegamientos han dispuesto sus bancos en una inclinación muy favorable para el deslizamiento o la deformación gravitacional profunda.

Además, en las regiones áridas y semiáridas, existen grandes espesores de material suelto sobre las laderas y en el pie de las montañas, que como consecuencia de una lluvia torrencial pueden convertirse rápidamente en un flujo o lentamente en una reptación (sin lluvias). En los países localizados en la zona tórrida (Ecuador, Colombia y Venezuela), donde las condiciones climáticas predominantes producen grandes espesores de suelos residuales por procesos de meteorización, se generan deslizamientos rotacionales superficiales o profundos; mientras que en el contacto roca-suelo suele presentarse deslizamientos traslacionales. Estos movimientos en presencia de grandes cantidades de agua usualmente se transforman en flujos de tierra, de barro (lodo) o de detritos.

METEORIZACIÓN: Proceso de desintegración física y química de los materiales sólidos en o cerca de la superficie de la Tierra, bajo la acción de los agentes atmosféricos.

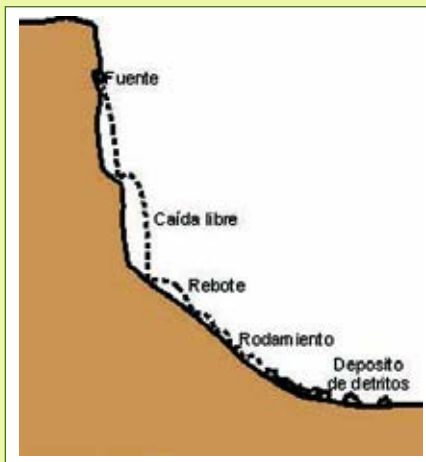


Figura 12. CAÍDAS: Movimientos en los cuales uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de una superficie de una ladera. Una vez desprendido, el material se desplaza en caída libre, pero con algunos golpes, rebotes y rodamiento.

Figura 13. DESLIZAMIENTOS: Movimientos en masa en el cual una porción de suelo o roca se desplaza ladera abajo a lo largo de una superficie de rotura que puede ser curva o plana.

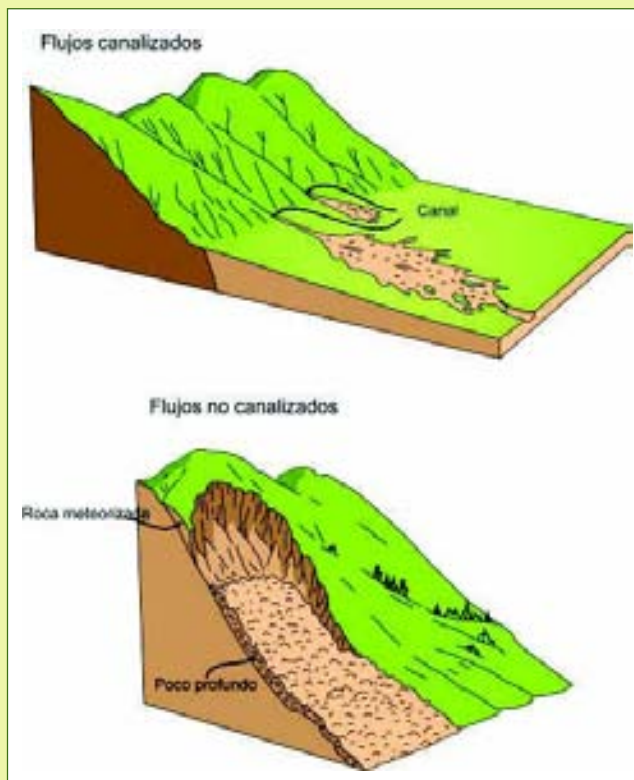
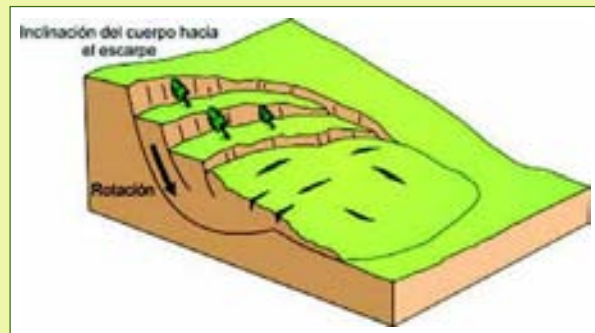


Figura 14. FLUJOS: Movimiento de masas generalmente rápidos característicos de materiales sin cohesión. Este material actúa como un fluido, sufriendo una deformación continua.

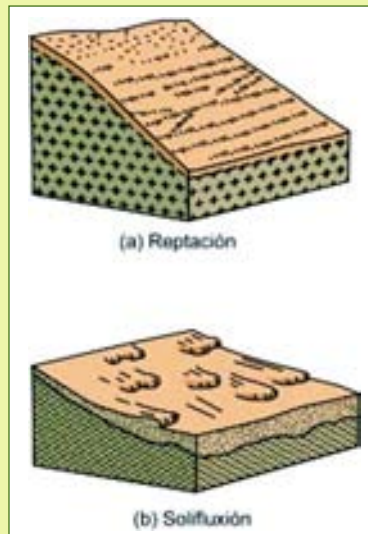


Figura 15.

a) REPTACIÓN: Movimiento lento, cuesta abajo, de suelo y de detritos rocosos. Por lo general el movimiento no es perceptible (salvo mediante reiteradas observaciones), pero genera formas típicas.

b) SOLIFLUXIÓN: Movimiento que se produce en el período de deshielo. Cuando el agua se derrite de arriba hacia abajo quedando en el fondo una superficie que impide la percolación, la masa de tierra saturada fluye. Otra forma de solifluxión, no periglacial, es la que se da en las zonas tropicales húmedas, cuando en las laderas de los montes, embebidas de aguas, el suelo fluye por debajo de las raíces.

Figura 16. HUNDIMIENTOS: Movimiento rápido netamente vertical de una porción puntual de terreno.

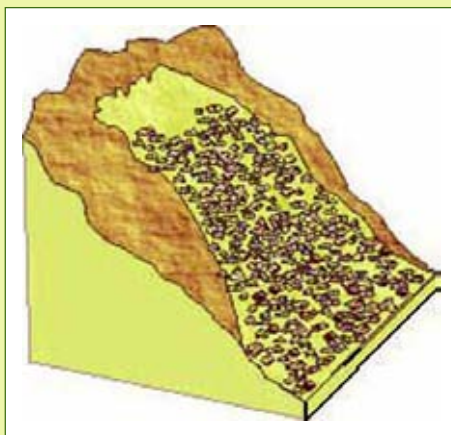
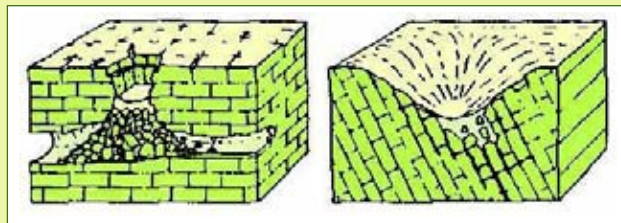
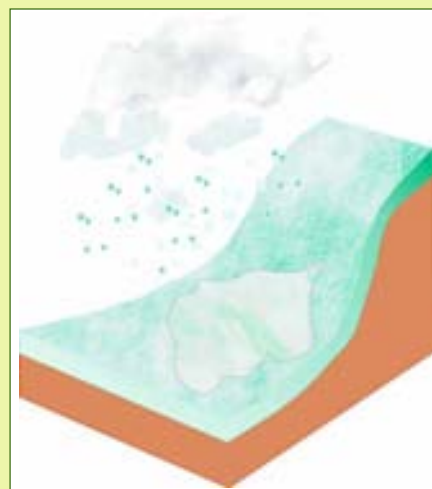


Figura 17. AVALANCHAS DE ROCAS: Flujos rápidos de roca fracturada proveniente de un deslizamiento de rocas de gran volumen.

Figura 18. AVALANCHAS DE NIEVE: Movimiento de masas de nieve que caen y que contienen rocas, tierra o hielo.



c) Zonas climáticas muy diferentes

La gran extensión latitudinal del área cordillerana así como la diferencia de altitud, pone a esta región en condiciones muy variadas de clima. Sobre el mismo relieve tenemos climas desde tropicales a desérticos. Las precipitaciones varían entre menos de 15 mm por año en el Desierto de Atacama (Chile) a más de 13.300 mm por año en Lloro-Chocó (Colombia).

Algo semejante ocurre con las temperaturas. Existen sitios con grandes amplitudes térmicas entre el día y la noche. En las áreas con mayores precipitaciones son más frecuentes los flujos y los deslizamientos; en las desérticas las reptaciones, caídas, vuelcos y deslizamientos.

d) Área tectónicamente activa

La formación de los Andes estuvo ligada a grandes esfuerzos internos de la tierra. Estos esfuerzos generaron fallas, pliegues y deformación en general, lo que dejó a los estratos rocosos en posiciones a veces inestables; o bien los fracturó en pequeños bloques que a partir de un factor desencadenante (lluvias, sismos, etc.) pueden caer; o generó grietas que se rellenan de materiales más inestables o de agua que luego se congela (aumenta su volumen y por ende el de las grietas que ocupa) favoreciendo la inestabilidad. Todos estos hechos facilitan las caídas, vuelcos y deslizamientos.

Esta situación se observa en la actualidad, debido a que la zona se encuentra en una región tectónicamente activa y es afectada por sismos que pueden desencadenar movimientos en masa u otros efectos como la licuefacción.

e) Actividad del hombre

Tanto los asentamientos poblacionales como las actividades económicas provocan generalmente un desequilibrio.

Las poblaciones comúnmente se instalan al pie de las laderas, sobre los depósitos de flujos antiguos u otras áreas muy susceptibles a los movimientos en masa. Además, estos asentamientos aumentan los factores que desencadenan el

movimiento como las modificaciones de las laderas (cortes para caminos o la instalación de viviendas), el aumento de la humedad (riego, pozos ciegos, etc.) y el peso que soporta el sustrato (construcciones).

LICUEFACCIÓN (DEL SUELO): Proceso en el que la tierra y la arena, durante un terremoto, se comportan más como un fluido denso que como un sólido húmedo.

Es muy frecuente el trazado de caminos o ferrocarriles a media ladera que deben cortar un talud, la localización de cañerías o el establecimiento de áreas para cultivo que aumentan la humedad del material y a veces favorecen la erosión. También la actividad minera y petrolera construye caminos y moviliza gran cantidad de roca y suelo.

Algunas de estas acciones generan principalmente, hundimientos, caídas, deslizamientos y flujos (figuras 19 y 20).



Figura 19. Ejemplo de movimiento en masa (hundimiento) desencadenado por la actividad minera subterránea.



Figura 20. Ejemplos de movimiento en masa desencadenados por la construcción de una ruta.

1.5. Cuál es la importancia de las geociencias en el estudio, mitigación y prevención de los movimientos en masa

Los movimientos en masa son procesos geológicos, por lo cual es imprescindible su estudio para poder entenderlos, mitigarlos o prevenirlos. Si no sabemos los motivos de su generación o por qué ocurren en un lugar y no en otro, es más difícil tomar una decisión a la hora de planificar obras o planes de contingencia. Es muy probable que sobredimensionemos las obras u omitamos alguna variable a tener en cuenta.

Los estudios que se realizan son a diferentes escalas y con distintos enfoques. Los trabajos de detalle se ocupan de un movimiento solo o de un grupo de movimientos en un valle o cordón montañoso. Los estudios regionales, en cambio, abarcan áreas de miles de km², generan un

GEOMORFOLOGÍA: La ciencia que estudia y describe las formas del relieve y su relación con la geología.

conocimiento básico de las regiones involucradas y permiten orientar los estudios de detalle.

Los informes incluyen diversos tipos de mapas; los más comúnmente generados en América del Sur son:

Mapas de inventario: En ellos se ubican los movimientos en masa a partir de mapas existentes, fotointerpretación, antecedentes históricos y control en el terreno. Generalmente están asociados a una base de datos.

Mapas de susceptibilidad: Representan zonas que de acuerdo a los factores condicionantes son favorables para que se generen movimientos en masa. Pueden ser individuales (susceptibilidad litológica a los movimientos, susceptibilidad geomorfológica, susceptibilidad tectónica, etc.) o generales (susceptibilidad geológica a los movimientos en masa).

Mapas de peligrosidad o mapas de amenaza: Presentan zonas de acuerdo con la combinación del nivel de susceptibilidad y los factores desencadenantes; incorporan, entre otros, la recurrencia de los movimientos.

FOTOINTERPRETACIÓN: Técnica que permite examinar fotografías aéreas del terreno con el propósito de identificar los diferentes componentes del paisaje y suministrar información de interés para distintos profesionales como: ingenieros civiles, agrónomos y geólogos. Normalmente, se utilizan fotografías tomadas por una cámara especial situada en un avión o en un satélite.

En los estudios de susceptibilidad y peligrosidad pueden utilizarse metodologías directas o indirectas. En todas ellas deben modelarse las condiciones reales en las que se genera el proceso utilizando métodos probabilísticos o estadísticos de acuerdo con el tipo y cantidad de información disponible para su evaluación. Finalmente deben realizarse «validaciones» para conocer cuán real fue la modelización.

Algunos movimientos son imperceptibles; por lo tanto, para su monitoreo, se utilizan instrumentos tales como inclinómetros o extensómetros (figura 21) que indican el desplazamiento que está sufriendo el material y además pueden formar parte de un sistema de alarma.

En los casos en que los movimientos son detonados por lluvias es importante implementar un sistema de alarma constituido por una red de pluviómetros y determinar umbrales a partir de los cuales se prevé que se desencadenen movimientos. Esto permite alertar a las poblaciones que están en el pie de la montaña sobre la posibilidad de que se produzca el proceso. El conocimiento es indispensable para que las autoridades puedan tomar decisiones pertinentes e implementar un adecuado plan de emergencia.

Para la prevención es importante realizar un estudio previo a la planificación



Figura 21. Colocación de un inclinómetro dentro de una perforación para medir movimientos horizontales a lo largo de la perforación y detectar la localización en profundidad de la superficie de rotura sobre la cual el material se moviliza.

urbana que permita evitar la ocupación y/o modificación de áreas vulnerables.

1.6. Ejemplos

a. Los movimientos en masa en Venezuela

Durante la última década, en Venezuela, los movimientos en masa de mayor peligrosidad han sido, entre otros, los deslizamientos, avalanchas de rocas y flujo de detritos que afectan áreas de asentamientos humanos. Estos sectores, que involucran zonas planas ideales para el cultivo y construcción constituyen áreas vulnerables que requieren estudios de ordenamiento. En Venezuela, estos peligros geológicos se han incrementado como consecuencia de los procesos hidrometeorológicos y geológicos, lo que obliga a definir estrategias para su estudio y divulgación de los resultados.

Los flujos de detritos del Estado Vargas, 1999

El Estado Vargas está situado en la región Centro Norte costera de la República Bolivariana de Venezuela, al sur del Mar Caribe. Forma parte de la serranía del litoral de la Cordillera de la Costa, que se extiende en sentido E-O paralela a la costa. Ocupa una superficie de 1496,5 km², que en 1999 albergaba una población de 346.780 habitantes. Los últimos datos estadísticos (año 2006), tomados con posterioridad al evento excepcional de Vargas, indican la presencia de 298.000 habitantes, cuya principal actividad económica tradicionalmente, ha girado en torno a la actividad portuaria y aeroportuaria.

Durante los meses de noviembre y diciembre del año 1999, el Estado Vargas fue afectado por un evento excepcional, caracterizado por continuas y concentradas precipitaciones que registraron un promedio de 1.910 mm. Las mismas ocasionaron una sobresaturación del suelo que originó la activación de deslizamientos y grandes caídas de rocas.

La escasa vegetación permitió que gran parte del agua precipitada fuera absorbida por el suelo, perdiendo así cohesión y facilitando su deslizamiento.



ABANICO: Depósito de sedimentos en forma de abanico que normalmente se forma al pie de una ladera o frente montañoso. Esta forma suele obedecer al cambio de pendiente del valle por el que discurre el río que transporta los sedimentos y la superficie abierta en donde se depositan. Cuando esta geoforma obedece a la depositación de detritos se denomina **ABANICO DETRÍTICO**, **ABANICO COLUVIAL** o **CONO** y cuando corresponde a la depositación de material transportado por una corriente fluvial **ABANICO ALUVIAL**.

Gran cantidad de material sedimentario fue transportado desde las laderas montañosas de la Serranía del Ávila causando el relleno de los drenajes de otras cuencas entre las que se mencionan Caraballeda, San Julián, Tanaguareñas y Uria, produciendo represamientos temporales, cuyas rupturas generaron flujos de detritos, que posteriormente afectaron las zonas urbanas ubicadas al pie de la serranía.

Las subcuencas de Uria y Caraballeda aumentaron excesivamente sus caudales provocando la pérdida de cohesión mecánica de los suelos, trayendo como consecuencia una serie de movimientos de masa tales como caídas, deslizamiento y flujos de detritos. Los volúmenes de detritos depositados durante el evento en las cuencas del Litoral Central superaron los 20 millones de metros cúbicos. El sec-

tor conocido como Los Corales, por encontrarse en la parte distal de un abanico aluvial, sirvió de lugar de recepción a una serie de sedimentos constituidos por partículas de tamaño arena a bloques de varios metros cúbicos que causaron graves daños a la población (figura 22).

Este fenómeno, con características excepcionales en el Estado Vargas, causó severos daños: pérdidas materiales, que se calcula superaron los 4.000 millones de dólares y un saldo de 15.000 a 30.000 fallecidos, 94.000 damnificados, 130.000 evacuados.

b. Los movimientos en masa en Colombia

Colombia se localiza en la región circumpacífica donde se concentra la mayor actividad sismotectónica y volcánica del globo. Asimismo, se encuentra en la zona intertropical donde las lluvias son muy abundantes (1.000 a 4.000 mm anuales). Estas condiciones componen un escenario propicio para la ocurrencia de movimientos en masa. La situación desfavorable se acentúa como consecuencia de impactos adversos, originados por el asentamiento de la población y el desarrollo del país en la zona más vulnerable: la montañosa.

De acuerdo con el Mapa Nacional de



Figura 22. Flujo de detritos en Los Corales.

Amenaza por movimientos en masa, en Colombia se tienen nueve grandes zonas en concordancia con la litología presente, sus características climáticas y el tipo de procesos más frecuente en cada una de ellas. Los movimientos en masa más frecuentes son los flujos, deslizamientos, caídas y reptaciones.

Estos movimientos producen una afectación que va desde el cierre temporal de las vías de acceso en los diferentes niveles (municipal, departamental o nacional), hasta la reubicación de poblaciones completas, como es el caso del municipio de San Cayetano en el Departamento de Cundinamarca, el cual se describe a continuación.

El deslizamiento de San Cayetano, Departamento de Cundinamarca, 1999

El municipio de San Cayetano se ubica al nor-occidente del departamento de Cundinamarca, en la zona central de Colombia, departamento en el cual se localiza su capital: Bogotá. El movimiento en masa se sitúa al nor-orientado del casco urbano de San Cayetano en una zona que cubre alrededor de 2 km², en una topografía de laderas con pendientes de hasta del 10%, en las riberas del río Negro, el cual presenta una red hidrográfica de tipo torrencial.

El movimiento incluyó diferentes deslizamientos dentro de la misma masa. El material desplazado se transformó en flujo de tierra que avanzó centenas de metros pendiente abajo. Las laderas naturales por causas naturales y antrópicas y debido al empuje causado por el avance mismo del deslizamiento, se vieron afectadas por diferentes tipos de movimientos: deslizamientos rotacionales, traslacionales, volcamiento y flujo de tierras, entre otros.

El detonante principal que produjo la saturación de los horizontes inferiores del suelo y su posterior pérdida de resistencia fueron las lluvias intensas y prolongadas (219 días de precipitaciones continuas), a lo que se sumó un alto grado de meteorización y fracturación de rocas, así como estructuras heredadas y discontinuidades. La mayor parte del área está cubierta por suelos depositados, en su gran

mayoría, sobre rocas sedimentarias constituidas por capas de lutitas con intercalaciones de limolitas. Los suelos contienen principalmente arcillas de baja plasticidad y arenas limosas y arcillosas. Asimismo, la zona había sido afectada por prácticas agrícolas no adecuadas lo cual, junto con la deforestación, produjo la desprotección de los materiales superficiales y un incremento de percolación de agua a los estratos inferiores de suelo.

El movimiento más generalizado fue el de flujo de tierras (figura 23). En un número importante de corrientes pertenecientes a la vertiente del río Negro, tales como en las quebradas La Chorrera, La Virgen y Alcaparral, entre muchas otras, también se presentaron deslizamientos de laderas y taludes por efecto de la erosión de las márgenes de los valles por acción del agua de los ríos.

El primer deslizamiento en el área ocurrió en 1949 y a mediados de enero de 1999 se reactivó severamente, de tal manera que, en el transcurso de menos de tres meses las estructuras del casco urbano del pueblo se agrietaron a tal grado que fue necesario evacuar a 180 familias que ocupaban la localidad (figura 24). El área de la masa en movimiento se estima en unas 200 hectáreas y su volumen entre 15 y 20 millones de metros cúbicos. Sin embargo, el área total de suelo inestable es mucho mayor, pudiendo ocupar

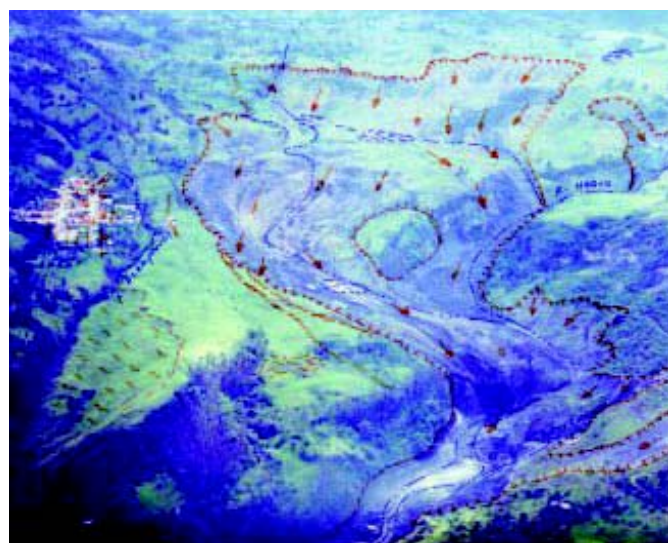


Figura 23. Vista aérea del deslizamiento de San Cayetano, con indicación de la dirección del movimiento.



Figura 24. Agrietamientos en pisos y muros en San Cayetano, Colombia.

una extensión de 10 km². Se presentaron tasas de movimiento de varios centímetros a metros por día.

Este movimiento produjo la destrucción total de las viviendas del casco urbano y el traslado final y reubicación de la población, con más de 5.000 personas afectadas. El costo de la reubicación de la totalidad del casco urbano ascendió a la suma de 10 millones de dólares.

c. Los movimientos en masa en Ecuador

El Ecuador, al igual que el resto de los países sudamericanos, está sujeto a



Figura 25. Vista de cerro Tamuga y talud actual del deslizamiento.

que ocurran diferentes tipos de movimientos en masa, que en el pasado han dañado fuertemente las economías de los pueblos donde se produjeron. Algunas zonas del país fueron afectadas principalmente por deslizamientos que causaron daños socio-económicos y ambientales irreparables.

El deslizamiento de La Josefina, provincia de Azuay, 1993

El movimiento en masa, de tipo traslacional-rotacional de La Josefina, se produjo el 29 de marzo de 1993 en la región centro-sur del Ecuador, a 20 km al noreste de la ciudad de Cuenca, capital de la provincia de Azuay y tercera ciudad más importante del país. Constituye uno de los más grandes ocurridos en el país y mide aproximadamente 1.500 metros de largo, 600 de ancho y 80 de espesor (figura 25).

Los depósitos del deslizamiento comprenden principalmente bloques de roca masiva con tamaños que oscilan entre los 10 cm hasta los 3 m de diámetro, en una matriz de suelo y cobertura vegetal en porcentajes variables. El movimiento fue la reactivación de un antiguo deslizamiento que presentaba un estado marginalmente estable. Varias causas preparatorias y una combinación de factores desencadenantes, como la elevación del nivel freático por causa de las lluvias y en menor medida el corte al pie de la ladera por explotación de canteras, produjeron el deslizamiento.

El 29 de marzo de 1993, aproximadamente a las 20:30 horas, ocurrió el deslizamiento de cerca de 20 millones de m³ que causó la muerte de al menos 100 personas y ocasionó el represamiento de los ríos Paute y Jadán, formando un embalse de 191 millones de m³ y 10 km de largo que inundó tierras agrícolas, viviendas, una central termoeléctrica, la carretera panamericana y la línea férrea (figura 26).

El alto riesgo por rotura de la presa formada hizo necesario realizar varios estudios. Se utilizaron diversos métodos para estimar el arrastre de los materiales de la presa y conocer si ésta iba a permanecer estable o sería erosionada. Se imple-

mentaron modelos físicos a escala reducida y se usaron modelos matemáticos para simular el rompimiento y determinar la magnitud de la crecida y sus efectos. También se emplearon métodos empíricos basados en experiencias de rotura de otras presas para estimar los caudales de crecida

Para mitigar los efectos de la inundación y de la rotura de la presa natural se excavó en su corona un canal de desagüe de 18 m de profundidad y 417 m de longitud. A los 26 días el agua rebosó por el canal y a los 33 días la presa se rompió por erosión causando una crecida con un caudal máximo de 9.500 m³ por segundo. Esto produjo, aguas abajo, la destrucción de canales de riego, puentes, vías, instalaciones agroindustriales, casas y sembradíos, y puso en riesgo la Central Hidroeléctrica Paute, que generaba cerca del 70% de la energía eléctrica que el país consumía. La ciudad de Paute, ubicada a 20 km aguas abajo del deslizamiento, fue la más afectada, con más de la tercera parte de su casco urbano destruido, incluyendo edificios públicos, red eléctrica y telefónica y alcantarillado, entre otros. La crecida provocó destrozos a lo largo de 100 km aguas abajo. Sin embargo, las acciones ejecutadas durante la respuesta redujeron los impactos económicos y evitaron la pérdida de vidas humanas.

Las pérdidas económicas directas alcanzaron 146,7 millones de dólares, equivalente al 1% del Producto Interno Bruto de 1993. Aunque los costos indirectos no fueron cuantificados y el monto por pérdidas directas no fue muy alto, alcanzaron para afectar la tasa de crecimiento de la economía nacional.

Los impactos ambientales ocasionados por el desastre incluyeron pérdida de tierras agrícolas, vegetación y cultivos, erosión de márgenes, sedimentación del lecho del río y orillas del valle y alteración del ecosistema en su conjunto.

Los impactos a la salud y la respuesta sanitaria no se hicieron esperar, se elaboró un plan emergente a través de un comité interinstitucional compuesto por organismos públicos, regionales, educacionales, gremiales y no gubernamentales.



Figura 26. Represamiento de los ríos Paute y Jadán.

Debido a las acciones de prevención no hubo epidemias sino un incremento de patologías comunes como diarrea, gripe y dermatitis en los niños.

La crisis y recuperación emocional en la población, fue uno de los aspectos que mereció atención. Toda tragedia genera una crisis emocional por efecto del trauma vivido o la angustiada situación por la que se atravesó.

La reconstrucción y la ejecución de proyectos y acciones del gobierno en la región, fueron afrontadas por intermedio de un consejo de Programación de Obras de Emergencia creado mediante decreto legislativo. La ley asignó recursos por un monto equivalente a 17,5 millones de dólares. La propuesta contempló la superación de la crisis tendiente a forjar una nueva región y proponía cuatro áreas de acción: reordenamiento territorial, consolidación ambiental, actualización de servicios y reactivación de la producción.



d. Los movimientos en masa en Perú

La variedad de peligros geológicos que permanentemente ocurren en el territorio peruano ha jugado un papel preponderante en la creación y evolución del paisaje pero muchos de ellos son potencialmente peligrosos para la vida y la propiedad.

Los movimientos en masa, como deslizamientos, caídas, avalanchas y flujos, son más comunes en los flancos de las cordilleras y valles interandinos y están relacionados a la litología, pendientes de las



Figura 27. El Huascarán y la campiña de Yungay, tal como se apreciaba después del evento del 31 de mayo de 1970.

laderas, fuertes precipitaciones, mal uso de las tierras de cultivo y a la ocurrencia de sismos.

Los continuos flujos (huaycos, en Perú), con mayor incidencia en épocas de fuertes precipitaciones, afectan centros poblados, carreteras y obras de infraestructura.

Las avalanchas de rocas y hielo y flujo de detritos del Nevado Huascarán, Ancash, 1970

El 31 de mayo de 1970, un movimiento en masa de gran escala y altamente complejo ocurrió en el valle del río Santa, Cordillera Blanca, Ancash, Perú. El evento, que fue desencadenado por un

MORENA: Depósito glaciario compuesto por sedimentos sueltos constituidos por partículas de diferentes tamaño (arcilla, grava y bloques angulosos) sin estratificación ni clasificación.

terremoto oceánico (magnitud 7,9) y cuyo epicentro se localizó a 130 km de distancia, produjo caída de rocas y hielo en las vertientes empinadas de la cara occidental del pico norte del Nevado Huascarán (6.654 m s.n.m.), que se desplazaron a gran velocidad vertiente abajo, incorporando un volumen considerable de nieve y material morénico. Durante el evento, el movimiento en masa original se transformó en un flujo rápido de detritos que se movilizó corriente abajo hacia el valle del río Sacas. Parte de los detritos se esparcieron sobre los costados del valle y cubrieron la población de Yungay enterrando al pueblo y a sus habitantes (figura 27).

La parte principal del flujo de detritos se desplazó sobre el abanico de Ranrahirca donde se depositó la mayor parte del material. Una porción de los detritos continuó su desplazamiento, ingresando luego al valle del río Santa (2.400 m s.n.m.), girando al norte y desplazándose corriente abajo hasta alcanzar el Océano Pacífico, a una distancia aproximada de 160 kilómetros.

Un episodio similar, pero más pequeño, ocurrió en 1962 y destruyó la población de Ranrahirca y varios caseríos, ocasionando la muerte de 4.000 personas. Este flujo de detritos se detuvo en el valle del río Santa (figura 28a).

El primer antecedente de movimientos en masa en la región es una avalancha masiva de rocas en la época precolombina, que relleno el valle del río Santa abajo del Huascarán, originando una pendiente sub-vertical inestable en la cara occidental del pico norte del macizo, que fue escenario de los desprendimientos de roca y hielo de 1962 y 1970.

La cara occidental se volvió más inestable con el evento de 1962, pudiendo considerarse el de 1970 como una segunda fase tardía del anterior.

La presencia de fracturas en el macizo rocoso favoreció su inestabilidad, contribuyendo no sólo a los desprendimientos iniciales de 1962 y 1970, sino que pudieron haber sido una razón importante de los desprendimientos precolombinos.

Otros factores importantes que transformaron la caída inicial (avalancha de

hielo / rocas) en un flujo de detritos altamente fluido y de largo alcance fueron, en primer lugar, la nieve incorporada sobre el glaciar localizado al pie del Nevado y dejada por la acumulación en la época de lluvias y, en segundo lugar, la presencia de depósitos sedimentarios de grano fino que cubrían las vertientes aguas abajo del glaciar.

El desencadenante del evento de 1970 fue, indiscutiblemente, el terremoto oceánico. Es importante mencionar además, que el desprendimiento de enero de 1962 no tuvo un disparador específico, aparte del hecho que ocurrió durante un mes de verano. El pico norte ha resistido varias sacudidas severas durante numerosos terremotos históricos incluyendo el sismo de 1725.

El impacto socio-económico del movimiento en masa del pico norte del Huascarán fue inmenso. La pérdida de vidas se estimó en 18.000 personas. Este número incluye las víctimas ubicadas sobre las vertientes arriba de Yungay, la totalidad de la población de Yungay y aquellas personas que se encontraban en

VULNERABILIDAD: Define la probabilidad de que una estructura sufra daños cuando se somete a un movimiento fuerte de cierta intensidad (ejemplo, terremoto).

ese momento sobre el abanico de Ranrahirca que afectó también a la localidad de Mancos (figura 28b). Si esta cifra de muertos es correcta, el evento del Huascarán de 1970 sería uno de los cinco peores movimientos en masa, originado de un único desprendimiento, en la historia mundial y el segundo más grande en la historia de América del Sur en tiempos históricos. El flujo de detritos en su recorrido hacia el Océano Pacífico causó considerables daños a la infraestructura vial y férrea (incluyendo la destrucción del puente Chaquecocha, 25 km aguas abajo) a lo largo del río Santa, la destrucción del embalse de derivación en la hidroeléctrica del Cañón del Pato (45 km aguas abajo), el derrumbe de las casas al río Santa cuando sus orillas fueron socavadas en Huallanca. Cabe destacar, que el aeropuerto de Caraz también fue cubierto por detritos. El valor monetario de los daños no fue estimado.



Figura 28. Los flujos de detritos antes (A) y después (B) del evento del 31 de mayo de 1970.

CORONA (DE UN DESLIZAMIENTO): Superficie adyacente al escarpe principal de un deslizamiento que prácticamente no ha sufrido desplazamiento ladera abajo. Sobre ella suelen presentarse algunas grietas paralelas o semi-paralelas conocidas como grietas de tensión o de tracción.

e. Los movimientos en masa en Bolivia

En el territorio boliviano estos procesos geológicos generalmente son estacionarios, ya que ocurren normalmente en verano y durante la época de lluvias, en zonas de topografía abrupta, teniendo mayor consecuencia en áreas urbanas. Frecuentemente los movimientos en masa amenazan las redes de servicios básicos, las viviendas y la población. En varios sectores del país, los deslizamientos han ocasionado la interrupción de vías de comu-



Figura 29. La localidad de Chima antes (A) y después (B) del deslizamiento del 31 de marzo de 2003.

nicación, del suministro de agua potable y la pérdida de vidas humanas.

Entre 1989 y 2003 los peligros geológicos han ocupado el segundo lugar después de las amenazas hidro-meteorológicas. Los factores que influyeron en el incremento de la vulnerabilidad son la deforestación, el cambio climático y la pobreza.

Los desastres en varias áreas del país han estancado el desarrollo socio-económico, afectado el medio ambiente y producido daños a la infraestructura y pérdida de vidas humanas. Ejemplo de lo anterior son los casos de Cotahuma en 1996 (11 personas fallecidas) y de Chima (en 2003). En los últimos cincuenta años hubo más de 250 personas fallecidas como consecuencia de estos procesos.

El deslizamiento en el cerro Pucaloma, Chima, Departamento de La Paz, 2003

En la localidad de Chima, ubicada en la Provincia Larecaja del Departamento de La Paz, ocurrió, el día 31 de marzo del año 2003, un movimiento en masa en las faldas del cerro Puca Loma, con un volumen aproximado de masa rocosa de 400.000 m³. La masa removida se desplazó sobre una distancia de aproximadamente 600 m, la mayor cantidad de material deslizado se detuvo a unos 350 m del origen o «corona» del deslizamiento (figura 29). Como consecuencia de este lamentable desastre, un total de 69 personas perecieron.

El evento fue causado por la conjunción de factores naturales y antrópicos. Entre los factores naturales podemos mencionar la topografía, geología, geomorfología y las intensas precipitaciones pluviales. Estos factores, combinados con la acción antrópica, representada por las labores mineras ejecutadas por la Cooperativa Minera Chima Ltda. (uso de explosivos), debilitaron el talud del macizo rocoso y causaron el movimiento.

Según los relatos de quienes se encontraban presentes al momento de ocurrir los hechos, el fenómeno se habría iniciado la noche del día 30 de marzo con un incremento de los desprendimientos de rocas, lo que permitió prevenir a la población. Ante esta advertencia, una pe-

queña parte de los pobladores logró evacuar la zona amenazada. Sin embargo, muchos pobladores que consideraron que esta actividad era usual y casi cotidiana fueron sepultados por la masa.

Por la mañana del 31 de marzo, la población sintió un «soplo» o un «suave terremoto», considerado el inicio del movimiento en masa, que destruyó aproximadamente el 30% del área urbanizada de la población.

El movimiento de Pucaloma es interpretado como un movimiento complejo, dado que, inicialmente se trató de un deslizamiento de tipo traslacional convirtiéndose luego en una avalancha detrítica.

f. Los movimientos en masa en Chile

En Chile, los movimientos en masa más frecuentes corresponden a flujos y se asocian a factores de tipo climático, tales como tormentas caracterizadas por importantes precipitaciones en pocas horas, o aquellas de intensidad media pero con una duración de varios días. Por ejemplo, el evento climático ocurrido en la zona central de Chile durante el mes de septiembre de 1999, causó numerosos deslizamientos de caminos y flujos de barro y detritos. La generación de estos movimientos se asocia a un aumento de la saturación de los materiales y su presión de poros.

Durante las dos últimas décadas, los mayores eventos registrados corresponden a los aluviones de Antofagasta y Santiago, a causa de los cuales se ha tenido que lamentar la muerte de alrededor de 130 personas.

Otros factores desencadenantes de grandes movimientos en masa son los sismos, que pueden ocasionar desliza-

mientos y caída de rocas. Asimismo, cuando el material es un suelo saturado, no cohesivo, la vibración puede causar remociones en masa debido a su licuefacción. Los deslizamientos ocurridos en el flanco norte del valle del río San Pedro, en la Región de los Ríos, son los mayores eventos de este tipo registrados en la historia. Los violentos temblores que el día 22 de mayo de 1960 afectaron al sur del Chile, causaron la licuefacción de uno de los estratos de la secuencia sedimentaria existente en el valle provocando los deslizamientos. El volumen total involucrado fue de alrededor de 38 millones de m³.

Las erupciones volcánicas, por su parte, pueden ocasionar flujos detríticos al derretir la nieve o el hielo acumulados en las laderas de los volcanes. En efecto, el material suelto depositado en ellas puede mobilizarse dando origen a flujos de importante magnitud, denominados lahares. El ejemplo más reciente de esto último lo constituye el flujo asociado a la erupción del volcán Hudson, ocurrido en 1991 y que movilizó entre 40 y 45 millones de m³ de material.

PLATAFORMA DE ABRASIÓN: Superficie plana desarrollada en material rocoso costero por acción erosiva del oleaje.

El flujo de detritos de Antofagasta, 1991

La ciudad de Antofagasta, capital de la región homónima, se encuentra en la costa del norte de Chile ocupando una plataforma de abrasión al oeste de la Cordillera de la Costa. El 18 de junio de 1991,



Figura 30. Vista de una zona de Antofagasta antes (A) y después (B) del flujo de detritos

FACTOR DETONANTE: Acción, o evento natural o antrópico, que es la causa directa e inmediata de un proceso geológico, por ejemplo, los terremotos, la lluvia, la excavación del pie de una ladera y la sobrecarga de una ladera.

esta ciudad y el área vecina fueron afectadas por una serie de flujos de detritos (aluviones) que descendieron por las principales quebradas hasta descargar en la zona litoral. Cerca de un centenar de personas perdió la vida y los daños materiales fueron cuantiosos.

En la madrugada del 18 de junio, extensos sectores de la ciudad de Antofagasta fueron arrasados por una sucesión de flujos detríticos que descendieron desde la Cordillera de la Costa hasta la zona urbana (figuras 30a y b) alcanzando el litoral. Las pérdidas fueron 91 víctimas fatales, 19 desaparecidos, 700 viviendas totalmente destruidas, otras 4.000 con daño severo y daños por cerca de 71 millones de dólares.

Las intensas precipitaciones fueron nuevamente el factor detonante. Las quebradas cercanas a la ciudad recibieron hasta 42 mm en un día, valor que superó con creces el promedio de 3 mm diarios registrado históricamente para el período 1969-1991. El estudio de los depósitos sedimentarios antiguos muestra la recurrencia de estos procesos y su relación con eventos El Niño. Las quebradas, normalmente secas, contienen depósitos aluviales que forman grandes abanicos que aportan material removido durante los eventos de alta pluviosidad.

El registro de precipitaciones, sumado al análisis de los factores críticos, sugiere un período de retorno de 50 años para este tipo de remociones en masa en la zona.

Una primera etapa de construcción de obras de mitigación se realizó en los años siguientes al desastre. Sin embargo, en el entorno de Antofagasta, el crecimiento urbano y la intervención antrópica irregular aumentan nuevamente el riesgo de eventos similares.

h. Los movimientos en masa en la Argentina

El conocimiento de los movimientos en masa en la región andina argentina es

muy restringido. Está asociado a las áreas que son estudiadas por distintos programas y/o proyectos, a las zonas pobladas, o las ocupadas por infraestructura. Las áreas pobladas en los Andes son muy reducidas por lo que no es un proceso geológico que provoque grandes pérdidas de vidas, pero sí de infraestructura, lo que genera graves consecuencias económicas. Esto se refleja, por ejemplo, en el corte de los caminos por movimientos en masa, que deja frecuentemente aisladas a las poblaciones. Otro ejemplo muy común es el corte de rutas internacionales a través de las cuales transitan gran cantidad de productos del MERCOSUR, desde el Atlántico al Pacífico.

La avalancha de rocas del río Barrancas, provincia del Neuquén, 1914

La avalancha de rocas del río Barrancas se localiza en el tramo medio del río Barrancas (límite provincial entre Neuquén y Mendoza) a unos 90 km al norte de la población neuquina de Barrancas.

En tiempos geológicos aún no determinados, una avalancha de rocas cerró el valle y represó las aguas del río Barrancas frente a las bardas de Yonqui-Ehue (figura 31). El espesor máximo de la avalancha en la obstrucción se calculó en algo más de 100 metros. Su zona de arranque se localizó sobre el faldeo este del cerro Pelán, situado algo al norte del arroyo Huingangco. Se generó así un cuerpo de agua de gran amplitud (laguna Carrilauquen), que tuvo



Figura 31. Esquema de la avalancha de rocas del Cerro Pelán que endicó el río Barrancas.

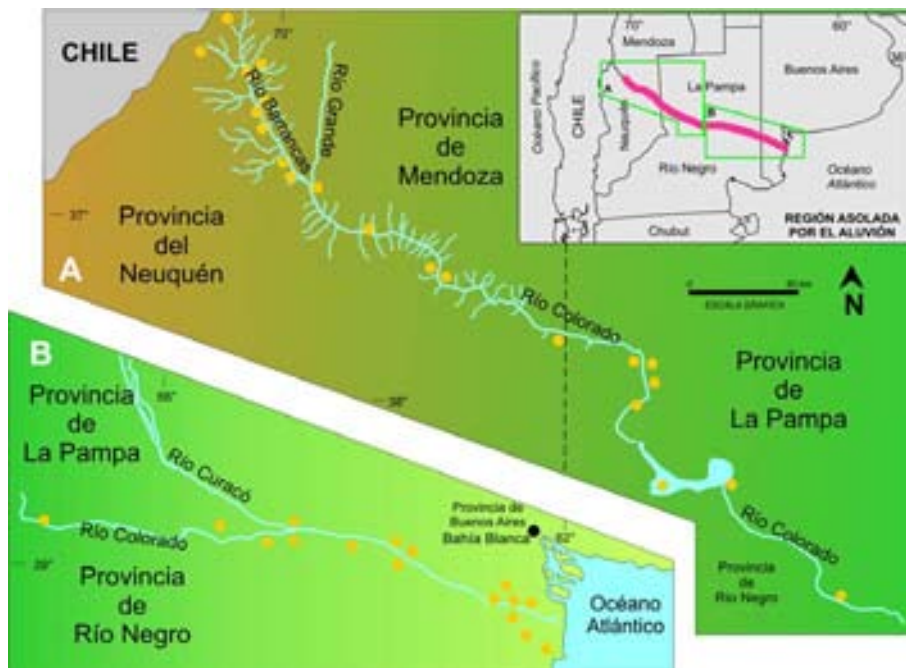


Figura 32. Zona afectada por el aluvión causado por el colapso del endicamiento generado por los depósitos de la avalancha de rocas del cerro Pelán. En cada punto existe un registro histórico (diario La Nación, año 1915). Es de notar que el efecto llegó al Océano Atlántico..

22 km de longitud, 100 m de profundidad y hasta 4-5 km de ancho.

En el cerro Pelán, las rocas volcánicas se disponen inclinando las capas en el mismo sentido hacia el valle, condición estructural favorable para los movimientos sobre la ladera. Se interpreta que un terremoto desencadenó este movimiento, que primero se desplazó como un deslizamiento a favor de planos de estratificación de las volcanitas y luego como un flujo. Su gran volumen permite considerarla una avalancha de rocas. Su velocidad ha sido estimada en alrededor de 270 km por hora.

El invierno de 1914 se caracterizó por copiosas nevadas que, en el período primavera-verano, provocaron por su derre-

timiento un gran incremento de los aportes de agua a la laguna, lo que elevó su nivel y permitió que las aguas embalsadas sobrepasaran el muro natural, con la consiguiente y profunda disección del mismo. Ello, sumado a un aumento de las filtraciones preexistentes y de la presión hidrostática del cuerpo de la laguna, condujo al debilitamiento de la obstrucción, posterior colapso y generación de una amplia rotura, que sirvió de vía de escape para un gigantesco aluvión que arrasó el valle inferior del río Barrancas y se proyectó con desastrosas consecuencias por el del río Colorado (figura 32).

Actualmente, se puede observar en la falda este, inmediatamente debajo de la cumbre del cerro Pelán, el resalto es-



Figura 33. Cicatriz y remanentes de los depósitos de la avalancha de rocas del cerro Pelán.

carpado que indica la zona de arranque del deslizamiento, que conserva su morfología áspera primaria controlada por mantos resistentes de lavas. Su configuración en planta es similar a una V abierta; su corona es continua y tiene una longitud de 3.250 m (figura 33).

2. TERREMOTOS

2.1. Qué es un terremoto

Se define como terremoto a la liberación súbita de la energía producida por la Tierra en forma de ondas elásticas, que agitan la superficie originando daños en ella o en las construcciones realizadas por el hombre. Las ondas P (primarias) son ondas longitudinales o de compresión, lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. Las ondas S (secundarias) son ondas transversales o de cizalla que producen un desplazamiento del suelo perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro (figura 34). Finalmente, las ondas superficiales, análogas a las ondas que se observan en los cuerpos de agua y que viajan sobre la superficie de la Tierra, se desplazan a menor velocidad que las ondas antes descritas y debido a su baja frecuencia provocan con mayor facilidad resonancia en edificios. Estas últimas constituyen las ondas sísmicas más destructivas.

En el lenguaje popular, se llama temblor al movimiento sísmico que frecuentemente genera movimientos suaves en las viviendas y otros espacios y construcciones.

El movimiento sísmico que produce sacudidas fuertes de la superficie y por ende destrucción y muerte, es denominado terremoto. Sin embargo, es importante señalar que el grado de destrucción que puede provocar un sismo en superficie, depende de la profundidad del foco que emite la energía y de la distancia a la cual se encuentra localizada una ciudad o población del epicentro.

EPICENTRO: Define el punto sobre la superficie de la tierra, directamente por encima del foco de un terremoto.

FOCO O HIPOCENTRO: Punto en el interior de la Tierra en donde se produce el terremoto o desde el cual se produce la liberación de energía.

2.2. De qué depende que sea destructivo

Para que un terremoto sea destructivo, en primer lugar se debe considerar, como ya se dijo antes, su tamaño (magnitud), la profundidad del foco (superficial o intermedio) y su cercanía con relación a la ciudad más próxima que pueda ser afectada.

Sin embargo, un terremoto en sí no es destructivo ya que esta característica dependerá, únicamente, de los factores que van a normar su potencial.



Figura 34. Tipos de ondas y efectos sobre las construcciones.

Estos factores son: a) Tipo de suelo sobre el cual se han levantado la ciudad o las construcciones, b) Tipo de construcción, c) Normas de expansión urbana, d) Edad de las construcciones y e) Señalización de seguridad en las viviendas y edificaciones.

2.3. Cómo se mide

Para cuantificar o estimar el tamaño de un terremoto se utilizan las escalas de magnitud e intensidad. Las escalas de magnitud miden la cantidad de energía que se libera durante el terremoto y sus resultados se obtienen de manera numérica a partir del registro de los terremotos obtenidos de los sismógrafos. La escala más frecuente para tal fin es la de Richter. La magnitud es una medida cuantitativa del terremoto.

Las escalas de intensidad miden el daño o efectos causados al hombre y a las construcciones en un determinado punto o lugar. La escala más frecuente para tal fin es la de Mercalli Modificada. La intensidad es una medida cualitativa del terremoto.

2.4. Qué significa la magnitud de un terremoto en la escala de Richter

Una manera sencilla de explicar el significado de la magnitud de un terremoto consiste en compararlo con la energía liberada por una materia conocida, por ejemplo, la dinamita o trinitrotolueno (TNT).

Una explosión en una mina produce, por lo general, un terremoto local de magnitud 3 a 3,5 en la escala de Richter, equivalente a 500 kg de TNT.

El terremoto de Lima, del 3 de octubre de 1974 (magnitud 7,5), liberó tanta energía como la que podrían liberar 1 millón de toneladas de TNT.

SISMOLOGÍA: Ciencia que estudia los terremotos, fuentes sísmicas y propagación de ondas sísmicas a través de la Tierra.

El terremoto de Chile de 1960 (magnitud 9,5), liberó tanta energía como podrían liberar 200 millones de toneladas de TNT.

2.5. Cómo se registran

No existe ningún instrumento para predecir terremotos. La predicción de terremotos es una rama de la ciencia de la sismología; por lo tanto, es un tema de investigación cuyos resultados permiten a los científicos estimar valores de manera física o estadística de la posible ocurrencia de un futuro terremoto en alguna región.

Únicamente existen instrumentos para registrar los terremotos; son los llamados sismógrafos, que capturan y grafican el movimiento del suelo causado por el paso de las ondas sísmicas. El gráfico de la actividad sísmica se denomina sismograma (figura 35). Los sismógrafos fueron desarrollados a fines del siglo XIX y perfeccionados durante este siglo hasta alcanzar un alto grado de perfeccionamiento electrónico; sin embargo, su principio básico no ha cambiado.

En realidad, el instrumento más antiguo para detectar un sismo fue inventado por Chang Heng en China en el siglo II. Este tipo de sismógrafo, que fue ampliamente utilizado, consistía básicamente en una figura de dragón de ocho cabezas en cuyas bocas se colocaban esferas metálicas en equilibrio inesta-

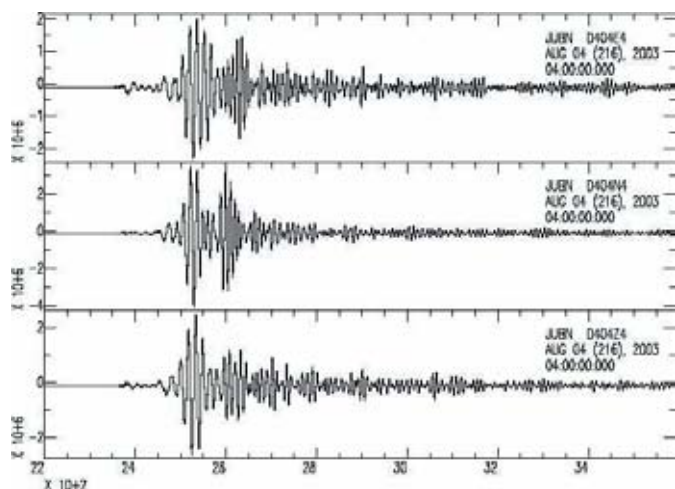


Figura 35. Ejemplo de sismograma con registro de un sismo.



Figura 36. Instrumento chino para detectar terremotos, antecesor del sismógrafo.

ble (figura 36). Al producirse un sismo y la llegada de las ondas sísmicas, la esfera correspondiente a la dirección de llegada caía, indicando así la ocurrencia del sismo y la dirección de la cual procedía.

A mitad del siglo XIX, se inició la construcción de los primeros sismógrafos basados en el principio simple de oscilación de un péndulo. Estos péndulos eran, en general, de oscilación vertical (figura 37), consistían en una masa pendiente de un muelle que registraba su movimiento usando un estilete adosado a la masa y una huella sobre una placa de cristal ahumado. A este tipo de instrumentos se les llamó sismoscopios debido a que no contaban con control de tiempo.

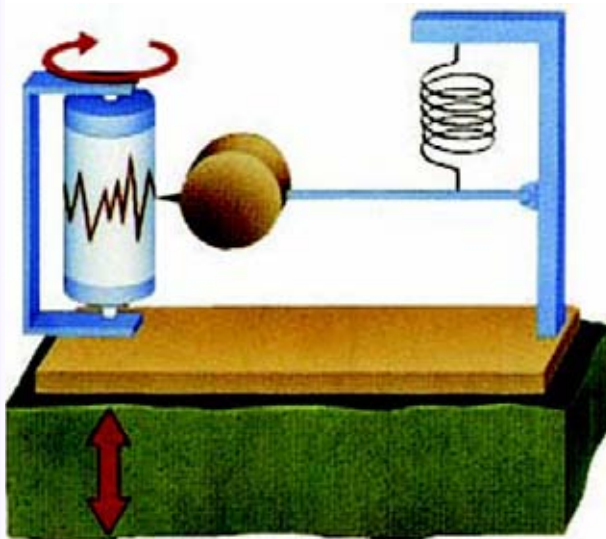


Figura 37. Sismógrafo de péndulo vertical.

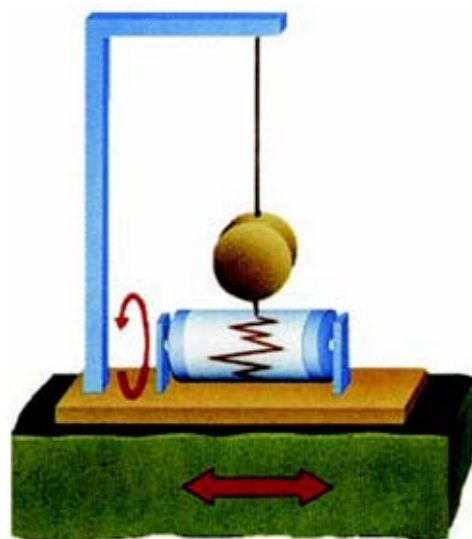


Figura 38. Sismógrafo de péndulo horizontal.

A fines del siglo XIX se introdujo en estos aparatos el control del tiempo, siendo entonces sus registros continuos sobre un papel ahumado adosado sobre un tambor. En 1890, John Milne introdujo el concepto de péndulo inclinado en el cual los periodos de oscilación se incrementaban considerablemente para longitudes de péndulo reducidos. En 1915, J. Shaw y J. Milne construyeron un sismógrafo cuya masa de 0,5 kg permitía obtener periodos de 18 segundos y amplificaciones del orden de 200. Un modelo similar, que tuvo gran aceptación en Europa, fue desarrollado por F. Omori.

Hacia el año 1900, E. Wiechert desarrolló un sismógrafo de respuesta horizontal (figura 38) con un péndulo invertido que registraba las dos componentes con una sola masa de 1kg y 1,5kg, permitiendo alcanzar amplificaciones de 200 veces para un periodo de 12 segundos. En 1922, J. Anderson construyó un sismógrafo de menores dimensiones con una masa que oscilaba por torsión de una fibra metálica y un registro fotográfico que alcanzaba amplificaciones de 2.800 veces para un periodo de 0,8 segundos.

Estos modelos de sismógrafos eran puramente mecánicos y su amplificación se lograba mediante un sistema de palancas o por deflexión de un haz de luz. En 1906, B. Galitzin desarrolló el sismógrafo electromagnético, añadiendo a la masa una bobina que se movía en el campo magné-

tico creado por un imán. La corriente generada por esta bobina pasaba a un galvanómetro para registrarse en papel fotográfico mediante un haz de luz, llegándose a obtener ampliaciones de 1.000 para periodos de 12 segundos.

En los años 30, Hugo Benioff construyó un sismógrafo basado en la variación de la reluctancia del sistema; es decir, midiendo la variación de la separación entre un imán permanente y una armadura metálica provista de una bobina que rodeaba al imán. Este tipo de sismógrafo alcanzaba un periodo de 1 segundo y una amplificación de 100.000. Finalmente, para periodos largos, F. Press y M. Ewing desarrollaron en 1953 un sismógrafo de 15-30 segundos de periodo para el sismómetro y de 100 segundos para el galvanómetro. El sistema de amplificación resultante fue de 750 y 6.000 para periodos entre 10-20 segundos. Estos dos últimos tipos de sismógrafos constituyeron la Red Sísmica Mundial y el registro e interpretación de su información permitieron la realización de los primeros mapas de sismicidad mundial, así como las primeras hipótesis sobre la constitución interna de la Tierra.

En sismometría, es importante considerar el control del tiempo lo más exactamente posible. Hasta el año de 1950 en promedio, los observatorios sismológicos utilizaban relojes de péndulo con contactos eléctricos para registrar señales de minuto sobre los sismogramas. A fin de evitar derivas horarias, estos relojes se ajustaban periódicamente al tiempo universal del servicio horario de los observatorios astronómicos. Desde el año 1953 aproximadamente, se generalizó el uso de relojes controlados por cristal de cuarzo alcanzándose en sus inicios derivas en el tiempo del orden de una diezmilésima de segundo por día.

A partir de los años 1980, con el avance de la electrónica, se desarrollaron sismógrafos más modernos que utilizan un sensor (sismómetro) y un aparato de registro con sistema de amplificación electrónica. Desde entonces, los sismógrafos contaron con convertidores analógico-digitales previos a la amplificación de la señal, permitiendo aumentar el rango de

sensibilidad (amplificación) y disponer de la información en formato digital para su análisis posterior. Actualmente, los sensores tienen respuesta plana para un determinado rango de frecuencias y de este modo, aplicando filtros sobre la señal, es posible disponer de aquella que se requiere para cada tipo de investigación. Este tipo de sismógrafo se llama de Banda Ancha y es en la actualidad el adelanto más importante logrado por la instrumentación sismológica. Estos instrumentos son parte de las más de 2.500 estaciones que conforman la actual red sísmica mundial. Además de estos sistemas, hay una amplia gama de sismógrafos portátiles de alta ganancia que son utilizados para estudios de sismicidad local o temporal.

2.6. Qué características tienen en los Andes

Los terremotos son producidos o tienen su origen en dos fuentes: 1) la colisión o choque de placas tectónicas, como por ejemplo, la Placa Nazca que choca contra la Placa Sudamericana; y 2) la deformación de la corteza en el interior del continente que da origen a las fallas o fisuras, como las fallas de Tambomachay en Perú, Aiquile en Bolivia, La Cal en la Argentina, El Pilar en Venezuela, Pujili en Ecuador y Cauca-Almaguer en Colombia.

Los países andinos forman parte de una de las regiones de mayor sismicidad en el mundo denominada Cinturón de Fuego del Océano Pacífico (figura 39) que comprende toda la región que bordea al Océano Pacífico, empezando en el Sur de Chile pasando por el Perú, Ecuador, Colombia, Panamá, El Salvador, México, EEUU, Alaska, Japón, Taiwan, para concluir en el borde Este de Australia. En toda esta región, la Tierra libera el 80-85% de su energía en forma de terremotos y erupciones volcánicas.

El área andina contribuye aproximadamente con un 15% de la energía total liberada anualmente por los terremotos, siendo frecuentes los destructivos, es decir aquellos que producen cuantiosas pérdidas materiales y económicas y numerosas víctimas. Basta con recordar algunos eventos sísmicos recientes como los de

TUGURIZACIÓN: Proceso por el cual un edificio ocupado por una población cada vez mayor, se deteriora y sus instalaciones (electricidad y agua) se saturan paulatinamente.

Chile, 1939; Perú, 1942; Chile, 1943; Argentina, 1944; Ecuador, 1949; Chile, 1960; Perú, 1966; Venezuela, 1967; Perú, 1970 y 1974; Argentina, 1977; Colombia, 1979 y 1983. Muchos de ellos tuvieron una magnitud superior a 7,5 y en algunos casos las pérdidas económicas fueron equivalentes en valor al total del presupuesto anual de la nación afectada, además de la pérdida de miles de vidas. Los efectos sociales y económicos, después de un gran terremoto, tienen profundo efecto sobre el desarrollo de la región.

Si bien los movimientos orogénicos en esta región han ocurrido hace millones de años, el peligro (amenaza) sísmico actual está asociado, principalmente, con la zona de subducción que da cara al Océano Pacífico y a la presencia de fallas activas continentales. Así, el peligro sísmico, es decir, el fenómeno sísmico relacionado con la ocurrencia de terremotos que causan pérdida económica, heridos y muertos, no ha de desaparecer.

En la región andina, las ciudades se hacen más vulnerables a los terremotos debido a:

1. **Rápido crecimiento de la población:** Hoy en día, como las ciudades no pueden hacer frente al rápido crecimiento de la población, los grupos de habitantes más pobres se instalan ilegalmente en zonas peligrosas (las zonas menos peligrosas ya están ocupadas) donde muchas veces carecen incluso de los servicios más esenciales. La administración local y los nuevos habitantes tienen demasiados problemas como para preocuparse de la prevención de los desastres que pueden producirse años más tarde.
2. **Densidad de la población:** El desastre natural causará mayor impacto sobre la población si ésta se encuentra concentrada en una zona limitada, en lugar de estar dispersa. La densidad o turgurización de la población en las grandes ciudades es muy alta y mucho más en las zonas más viejas de la ciudad o en los asentamientos humanos.
3. **Dependencia de los servicios:** Los habitantes de las grandes ciudades dependen de la infraestructura y servicios públicos. Resulta difícil para la población vivir sin corriente eléctrica, sin teléfono, sin agua o sin puentes. Algu-

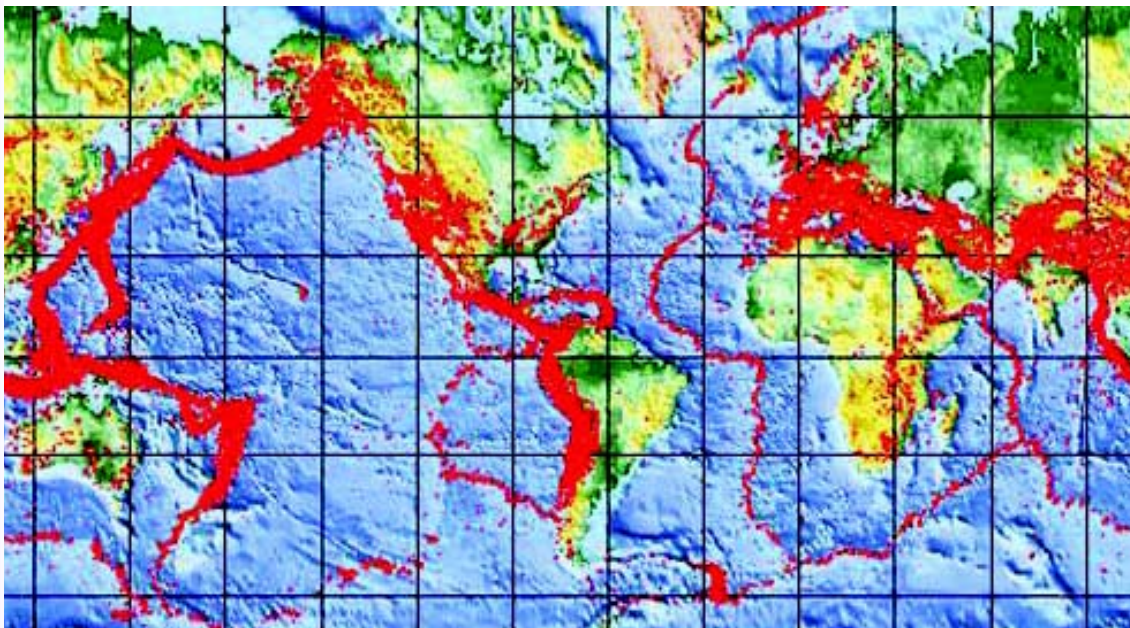


Figura 39. Distribución de las grandes zonas sísmicas del mundo.

nos servicios básicos, como el de bomberos y hospitales son importantes ante un desastre. En el caso del terremoto de México de 1985, el derrumbe de algunos hospitales causó la muerte de médicos, enfermeras y pacientes.

4. **Concentración de edificios públicos:** La concentración masiva de edificios públicos, industriales y financieros en una zona limitada, puede dar lugar, en caso de su destrucción, a repercusiones económicas regionales, nacionales y hasta internacionales.
5. **Construcción inapropiada:** Durante un terremoto el número de muertos sepultados por los edificios es grande. Casi el 80% de las víctimas de un terremoto se debe a este hecho. Los edificios de ladrillo o adobe sin ninguna estructura de concreto reforzado resultan ser los más peligrosos. Mejorar los métodos de construcción puede ser muy eficaz para reducir el número de víctimas, como también, respetar las normas de construcción sismo-resistentes de los países propensos a soportar desastres naturales de cualquier tipo.
6. **Tipo de suelo:** Muchas de las grandes ciudades fueron construidas sobre depósitos aluviales y suelos debido a la proximidad de las fuentes de agua vitales para la supervivencia del hombre. Sin embargo, esto es muy perjudicial porque se levantan sobre suelos blandos no consolidados y poco compactos que pueden amplificar las ondas sísmicas y generar más daños en superficie.
7. **Antigüedad de las construcciones:** Las ciudades más importantes del mundo, tienen mucha antigüedad y por esto en casi todas ellas pueden hallarse construcciones de siglos anteriores aún en funcionamiento. Este tipo de viviendas, dañadas por el paso de los años, no es recomendable para protegerse ante la ocurrencia de un terremoto dado que tienen mayor probabilidad de sufrir colapsos o incendios; debe propenderse a tener un programa de actualización urbana y de revisión del cumplimiento de las normas de sismo-resistencia vigentes en cada país.

2.7. Cuál es el rol de las geociencias en el monitoreo sísmico

A pesar de los estudios e investigaciones que se realizan a nivel mundial, hasta el presente no se cuenta con elementos suficientemente seguros que permitan predecir la magnitud, localización y momento en el que ocurrirá un sismo destructivo.

No obstante, aunque dicho objetivo se alcanzara, sólo podría reducirse considerablemente el número de víctimas, pero no podría garantizarse la integridad de las construcciones, sobre todo en aquellas regiones desprovistas de una estructura adecuada para soportar las acciones sísmicas. Es decir, que recurriendo únicamente a la predicción no se lograría disminuir satisfactoriamente el riesgo sísmico, debido al alto grado de vulnerabilidad que poseerían las construcciones.

Es por eso necesario adoptar medidas preventivas, tendientes a proteger de la acción sísmica tanto la vida humana como todo lo que el hombre construye. Así, el ambiente creado por el hombre debe poseer un diseño adecuado, tanto en las edificaciones como en la urbanización, así como una construcción segura. Esto se logrará únicamente mediante la aplicación efectiva de normas para construcciones sismorresistentes, de acuerdo con los estudios regionales de amenaza sísmica y a estudios locales de microzonificación sísmica.

Considerando estos paradigmas, científicos e ingenieros buscan activamente la manera de comprender y mitigar las consecuencias de los terremotos: los científicos focalizan sus estudios en el entendimiento de la fuente y de la naturaleza de los grandes movimientos, definiendo la peligrosidad en áreas urbanas; los ingenieros trabajan en la determinación de los mejores medios para mitigar los daños mediante el diseño de estructuras adecuadas; los economistas y analistas políticos establecen los marcos de referencia para evaluar la relación costo-beneficio de implementar medidas de mitigación.

Las investigaciones realizadas para alcanzar una mejor comprensión y control de la actividad sísmica, incluyen:

- Monitoreo sísmico mediante redes de sismógrafos, que proveen información sobre terremotos y otras perturbaciones sísmicas
- Estudios de flujo de calor, estrés y presión de fluidos en perforaciones en zonas de falla en profundidades sismogénicas, con el fin de generar modelos del ciclo sísmico.
- Medida de la deformación de la superficie de la Tierra debida al movimiento de las placas tectónicas
- Estudio de fallas activas

El asesoramiento del peligro sísmico desde una perspectiva geológica, se basa en el conocimiento del registro paleosísmico de fallas consideradas sismogénicas, es decir vinculadas con la generación de sismos, para intentar predecir su comportamiento futuro. Se considera que una falla que ha tenido desplazamientos recientes (cuaternarios en términos generales), puede volver a experimentar nuevas deformaciones superficiales. Este tipo de fallas se conoce como «falla activa» y son el punto de partida para obtener información sobre la localización, recurrencia y tamaño o magnitud de los terremotos que ocurrieron en el pasado en una determinada zona de deformación o estructura.

Los catálogos de sismicidad histórica e instrumental proveen información sobre la ubicación, magnitud e intensidad de los terremotos. Sin embargo, la identificación de deformaciones generadas por sismos y preservadas en la estratigrafía cuaternaria, es la única forma de reconocer episodios anteriores al registro histórico. Estos estudios constituyen el campo de la paleosismología y la incorporación de esta información en el análisis del peligro sísmico es muchas veces determinante para robustecer sus alcances.

PELIGROSIDAD SISMICA: Define la probabilidad de que haya un movimiento fuerte, de cierta intensidad, en un lugar y dentro de un periodo de tiempo especificado.

Los terremotos importantes (magnitud superior a 6,5) que ocurren a profundidades menores de 30 km casi siempre producen deformaciones en la superficie terrestre y son los que constituyen las mayores amenazas para la sociedad. Los rasgos morfológicos resultantes de muchos terremotos históricos e incluso prehistóricos han sido tradicionalmente descriptos y analizados. Pero, hasta antes del último cuarto de siglo, poco se conocía respecto al registro estratigráfico asociado a las rupturas superficiales. Desde el punto de vista geológico, es necesario conocer la localización y características de las fuentes sismogénicas potenciales (fallas y pliegues con actividad reciente), debido a los efectos primarios y secundarios que pueden asociarse a las mismas en oportunidad de un sismo.

Entre los efectos primarios, se destacan las rupturas y deformaciones del terreno que generalmente se concentran en las inmediaciones de un epicentro sísmico y que por el sacudimiento pueden comprometer severamente las estructuras localizadas en las inmediaciones.

Los efectos secundarios se refieren a los fenómenos eventualmente inducidos por un sismo, tales como, inestabilidad de laderas, licuefacción, efectos topográficos y amplificaciones sísmicas.

Es claro que los terremotos son un fenómeno complejo, cada uno posee características propias dependiendo de su ubicación, condiciones del suelo, tipo de fallas geológicas con las que se asocia y magnitud. El monitoreo sísmico es clave, en este contexto, para comprender la peligrosidad sísmica y para el desarrollo de estrategias adecuadas de manejo del riesgo.

La comprensión de la naturaleza de la peligrosidad sísmica se basa entonces, en el conocimiento de terremotos pasados así como, en el registro continuo de la sismicidad actual. Los sistemas de monitoreo proveen las bases para una mejor caracterización de la sismicidad, permitiendo establecer modelos para el diseño de normativas de construcción.

La estimación de los daños que pueden producirse y de las consecuencias

socioeconómicas a partir de un terremoto se basa en modelos de estimación de pérdidas, que combinan peligrosidad sísmica y modelos de vulnerabilidad con inventarios de las construcciones de las áreas analizadas.

Complementariamente, la población debe tomar conciencia de que la prevención sísmica es responsabilidad de todos, motivo por el cual y, con el propósito de reducir su riesgo, debe prepararse para actuar ante un sismo, mediante planes de emergencia sísmica que contengan la información básica necesaria para que cada persona sepa cuál es la mejor manera de actuar durante y después de un terremoto.

2.8. Ejemplos

a. La sismicidad en Venezuela

El norte de Venezuela comprende el límite entre las placas del Caribe y América del Sur, definido por los sistemas montañosos de los Andes Venezolanos, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, conocido como sistema de fallas Oca-Ancón-Boconó-San Sebastián-El Pilar.

Históricamente, este sistema de fallas ha sido el causante de los sismos más catastróficos que ocurrieron en territorio de este país, como los de los años 1812, 1900, 1967 y 1997.

El mayor terremoto (magnitud 8) registrado en Venezuela, sucedió el 26 de Marzo de 1812. Este evento destruyó las ciudades más importantes situadas a lo

largo de la Zona de Fallas de Boconó, desde Mérida hasta Caracas, cubriendo una distancia de aproximadamente 600 km. Alrededor de 26.000 personas murieron, lo que representaba por entonces, entre el 5% y el 10% de la población total del país. La concentración de los daños a lo largo de un corredor paralelo al eje de los Andes Venezolanos y su prolongación por la costa del Caribe, claramente sugiere que este terremoto ocurrió en un segmento de la zona de fallas de Boconó.

El terremoto de Cariaco, 1997

El terremoto de Cariaco se relaciona con un sismo de magnitud 6,8. Los daños se concentraron en la población de Cariaco, ubicada en la zona occidental de la Cuenca de Cariaco, afectando también los territorios de Casanay, donde se produjeron daños menores.

La falla de El Pilar se ubica paralelamente al borde sur de la fosa y pasa por las poblaciones Cariaco y Casanay. Estudios geológicos realizados en estas poblaciones, condujeron a identificar sedimentos cuaternarios de 1 km de espesor caracterizados por permitir que las ondas sísmicas se transmitan con velocidades entre 1,9 y 2,1 km por segundo y un basamento en el que las ondas se desplazan a más de 4 km por segundo, en el área de la población de Cariaco.

Se considera que, durante el evento sísmico de Cariaco, el mayor espesor de los sedimentos cuaternarios saturados de agua y sin consolidar, junto con



Foto 40. Liceo Reinaldo Martínez C. Daño parcial, 35 víctimas fallecidas.



Foto 41. Escuela de Pedagogía. Daño casi total, 33 víctimas fallecidas.

la alta vulnerabilidad física representada por la baja calidad de materiales sismorresistentes de las obras de infraestructura, originaron las zonas de mayores daños materiales y pérdidas de vidas humanas.

Cuantificando el número de daños se reportaron 81 personas muertas, 522 heridos y 3.000 personas damnificadas, además de cuantiosos daños de infraestructuras (figuras 40 y 41). Los efectos del sismo se extendieron hasta la ciudad de Maracaibo al occidente de Venezuela, además de Trinidad y Tobago hacia el oriente.

b. La sismicidad en Colombia

La sismicidad de Colombia tiene distintos orígenes según su ocurrencia; sismicidad asociada a la zona de subducción a lo largo del Océano Pacífico, eventos desde superficiales hasta profundos; sismicidad de carácter profundo e intermedio atribuido a una posible zona de subducción antigua, con sismicidad notoria desde los departamentos de Boyacá hasta Norte de Santander.

Gran parte de la sismicidad superficial es producto del proceso de deformación actual de la corteza, enmarcada geográficamente dentro de la Zona Andina, contigua a los principales sistemas de fallas que controlan los piedemontes cordilleranos.

También es notable la sismicidad al noroccidente del país (Chocó y límite con

PIEDEMONTE: Terreno de pendiente suave situado al pie de una cadena montañosa formado por materiales originados por erosión.

Panamá), donde se observa una sismicidad importante cerca de la zona de Murindó, con la presencia de fallas catalogadas como activas.

La sismicidad al norte de Colombia aparece muy difusa, dada la baja tasa de convergencia entre la Placa Caribe y la Placa Sudamericana donde la deformación no ha alcanzado un estado alto como para generar dicha actividad sísmica.

La sismicidad del cratón es baja, pero no inexistente. Se han presentado sismos importantes, pero con un periodo de recurrencia muy largo, tal como el sismo de Puerto Rondón en 1993, cuya magnitud fue 5,9.

CRATÓN: Masa continental llegada a tal estado de rigidez en un lejano pasado geológico que, desde entonces, no ha sufrido fragmentaciones o deformaciones, al no haber sido afectada por los movimientos orogénicos. Por tal motivo, los cratones tienden a ser llanos o a presentar relieves bajos con formas redondeadas. Están constituidos por rocas muy antiguas proterozoicas.



Figura 42. Vista aérea de la destrucción originada por el terremoto del 25 de enero de 1999.

El terremoto del Eje Cafetero, 1999

El 25 de enero de 1999 a las 13:19 (hora local) ocurrió un terremoto de magnitud 6,2 que afectó la zona centro-occidental de Colombia. El epicentro del sismo fue localizado entre los municipios de Córdoba y Barcelona (Quindío) con una profundidad aproximada de 10 km. La réplica mayor alcanzó una magnitud de 5,8 y tuvo lugar a las 17:40 (hora local). Las réplicas tuvieron una concentración mayor en las horas siguientes al sismo, dispersándose luego en el tiempo. En los cinco meses posteriores al evento principal la Red Sismológica Nacional de Colombia registró alrededor de 300 réplicas, distribuidas en un área de 120 km²

RÉPLICA: Sismo que ocurre después de un terremoto, generado por un reajuste de los esfuerzos actuantes en las rocas alrededor de la zona donde se generó el mencionado terremoto. Si bien es menos violento, puede ocasionar derrumbes en las construcciones dañadas por el terremoto principal.

(aproximadamente 15 km de largo en dirección N-S, por 8 km de ancho en dirección E-O). La zona ocupada por el sismo principal y las réplicas coincide con la zona entre las fallas Silvia-Pijao, Pijao y Córdoba.

En la ciudad de Armenia y en buena parte de los municipios quindianos, el efecto del sismo se vio agravado por condiciones locales, como el tipo y el espesor de los suelos. Debido a esto y al origen cercano y superficial del evento, se afectaron más seriamente las construcciones bajas, causando enormes daños en la arquitectura tradicional.

El terremoto causó graves problemas en la ciudad de Armenia (270.000 habitantes), capital del Departamento de Quindío; en la ciudad de Pereira (380.000 habitantes), capital del Departamento de Risaralda, en las ciudades de Manizales, Cali y en numerosas poblaciones de la zona cafetera. Las pérdidas económicas ascendieron a un 4% del PIB; 1.230 personas perdieron la vida y se atendieron 5.300 heridos en los hospitales, el número de afectados se calcula en 200.000 (perdieron vivienda y espacios de trabajo), con un número de daños aproximadamente



Figura 43. Destrucción de viviendas por el terremoto del 25 de enero de 1999.

sobre 50.000 edificaciones en la zona cafetera.

Los daños se concentraron en edificaciones antiguas, de mampostería no reforzada ni confinada con elementos de concreto reforzado y en edificios diseñados y construidos antes de la expedición del primer código nacional de construcciones sismorresistentes (figuras 42 y 43). Asimismo, el terremoto causó un número significativo de deslizamientos en las vías que conectan a Armenia con el resto del país.

c. La sismicidad en Ecuador

Ecuador está continuamente expuesto a sufrir sismos y terremotos de gran magnitud, es así que en los últimos 80 años algunos grandes terremotos han ocurrido en la zona de subducción del Ecuador, siendo varios los mecanismos de ruptura. Estos terremotos, en algunos casos se relacionan con episodios de intraplaca

SISMO DE INTRAPLACA: Su origen se da dentro de las placas tectónicas, en las denominadas fallas locales. Se caracteriza por tener magnitudes pequeñas o moderadas y porque su hipocentro es más superficial (inferior a 20km).

SISMO DE INTERPLACA: Si el sismo ocurre por movimiento de placas o interacción en las zonas de contacto de las placas tectónicas, se le denomina Sismo de Interplaca. Suele producirse en zonas donde la concentración de fuerzas generadas por los límites de las placas tectónicas da lugar a movimientos de reajuste en el interior y en la superficie de la Tierra. Su influencia puede alcanzar desde pequeñas hasta grandes regiones, pero su hipocentro suele encontrarse localizado a profundidades mayores de 20 km, a veces de hasta 70 kilómetros. Se caracteriza por tener una alta magnitud (mayor que 7), y una gran liberación de energía.

de poca profundidad que ocurren en los Andes, distantes de la zona activa de subducción. Los terremotos crean serios problemas socioeconómicos para el país y provocan cientos de riesgos geológicos asociados.

El terremoto de Pelileo, 1949

El 5 de agosto de 1949 ocurrió, en territorio ecuatoriano, uno de los terremotos más grandes que asoló, principalmente, la provincia del Tungurahua, además de amplias zonas de las vecinas provincias de Cotopaxi, Chimborazo y Bolívar.

El área macrosísmica se localizó dentro de los siguientes límites: Pillaro por el norte, Guano por el sur, Baños por el este y el Igualata por el oeste. Con intensidad decreciente afectó a las provincias nombradas y sus ondas fueron sentidas hasta el sur de Colombia y el norte del



Figura 44. Destrucción total de las viviendas en la ciudad de Pelileo afectada por el terremoto de 1949.



Figura 45. Situación de la ciudad de Ambato afectada por el terremoto de 1949.

Perú.

El impacto de la catástrofe, en lo social y económico, fue incalculable, tanto para el Estado como para una gran cantidad de familias que habitaban la zona en referencia, que es una de las más ricas y productivas de la región central del Valle Interandino (figuras 44 y 45). Junto con la destrucción, el terremoto se llevó una cantidad indeterminada de vidas, que en aquella época se estimó en aproximadamente 6.000 personas.

A este terremoto se le dio el nombre de Pelileo, ya que aquel floreciente y laborioso cantón de Tungurahua prácticamente desapareció quedando de todas sus edificaciones únicamente, un amasijo informe de escombros, sin el menor vestigio de lo que fue una plaza o una calle, razón por la cual, fue reconstruido en un lugar cercano al original y se lo conoce con el nombre de Pelileo Nuevo, aunque con el pasar de los años, hubo quienes retornaron a su querencia e iniciaron el resurgimiento de la antigua población, a la que en la actualidad se llama Pelileo Viejo.

El sismo fue registrado prácticamente en todo el mundo, a pesar del relativo desarrollo de los instrumentos, en cuanto a su sensibilidad. La magnitud del terremoto de Pelileo fue inicialmente calculada por las siguientes agencias internacionales: 7,0 (Pasadena y Tucson) y 6,75 (Estrasburgo).

d. La sismicidad en Perú

Perú, por su ubicación geográfica, es uno de los países de América Latina que es amenazado de manera continua con la ocurrencia de terremotos de diversas magnitudes. En general, estos terremotos son más frecuentes en su borde occidental en razón de que tienen su origen en el proceso de subducción.

De acuerdo con la distribución espacial de los grandes terremotos (magnitud mayor que 7) que se producen en esta fuente, la región central del Perú resulta ser la de mayor peligro en razón de que ocurren un mayor número de terremotos que no muestran un patrón temporal. Por ejemplo, en los últimos 70 años (1940, 1942, 1966, 1970, 1974, 1996) se han

producido hasta seis terremotos que ocasionaron destrucción y daños en departamentos como Ancash, Lima e Ica. En la región sur de Perú, los terremotos de 1868 y 2001 con magnitudes mayores que 8, se constituyen como los más grandes y sugieren periodos de retorno del orden de 110 ± 30 años. Ambos terremotos produjeron destrucción en los departamentos de Arequipa, Moquegua, Tacna y Arica e Iquique en Chile. Contrariamente, en la región norte parece no haber amenaza sísmica debido a que no existe información histórica e instrumental sobre la ocurrencia de grandes terremotos, pero la explicación es que estos deberían producirse con posibles periodos de recurrencia superiores a los 500 años y quizás, con magnitudes superiores a 9.

El terremoto de la Región Sur, 2001

El día sábado 23 de junio de 2001, a las 15:33 (hora local), un terremoto de magnitud 6,9 en la escala de Richter afectó a los departamentos de Arequipa, Ayacucho, Moquegua y Tacna; además de las ciudades de Arica e Iquique en Chile y La Paz en Bolivia. El epicentro del terremoto fue localizado a 82 km al noroeste del departamento de Arequipa y cerca de la línea de costa. Este terremoto tuvo características importantes entre las que se pueden mencionar: su gran duración debido a la complejidad de su registro que inicialmente podría evidenciar un proceso de ruptura muy heterogéneo; el modo de propagación de la energía que produjo la ondulación de la superficie y la generación de un tsunami de carácter netamente local. Este terremoto, de carácter superficial, dio lugar en las primeras 24 horas a un total de 134 réplicas de magnitud superior o igual a 3, todas localizadas al sureste del epicentro del terremoto principal y sugiriendo la propagación de la ruptura en esa dirección.

El terremoto ocurrió a una distancia de 70 km aproximadamente al sureste del acaecido el 12 de noviembre de 1996 (Terremoto de Nazca) y, al igual que éste, tuvo su origen en el proceso de colisión y fricción de placas. En la región sur de Perú son notables los terremotos ocurridos en 1868 (magnitud 8,6)

y 1913 (magnitud 7,7).

En general, las localidades más afectadas por el terremoto del 23 de junio fueron las de Ocoña, Camaná, Mollendo, Arequipa, Moquegua y Tacna. Asimismo, se produjeron daños materiales de importancia en casi todas las localidades distribuidas cerca de la costa, desde Nazca en Perú hasta Iquique en Chile y hacia el interior del continente, hasta La Paz, en Bolivia. De acuerdo con la información obtenida sobre los daños materiales, humanos y otros efectos, la intensidad máxima se estimó en VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada en las localidades de Ocoña, Camaná y Mollendo; de VII en las ciudades de Arequipa, Moquegua y Tacna, siendo en estas últimas donde se produjo el mayor rango de destrucción y muerte.

Según informes de Defensa Civil y de los medios de comunicación, en las primeras 48 horas de ocurrido el terremoto se contabilizó un total de 35 personas muertas. Es importante resaltar que la mayor parte de las viviendas afectadas estaban construidas de adobe y quincha (figura 46) a excepción de la ciudad de Arequipa, en donde las viviendas de material noble sufrieron también daños importantes.



QUINCHA: Sistema de cerramiento constructivo antisísmico compuesto por una especie de telar de madera y cañas recubierto con barro.

El terremoto de Arequipa produjo en la ciudad de Arica intensidades, en la escala de Mercalli Modificada, del



Figura 46. Destrucción de viviendas en Tacna.

orden de VII, en Iquique de VI y en Calama de IV-V.

Entre los efectos secundarios generados por el terremoto del 23 de junio se destacan deslizamientos, derrumbes de tierra y piedras sobre la Panamericana Sur y en algunas vías de penetración a las zonas andinas, entre las localidades de Ocoña y Camaná. Ocurrieron también, fenómenos de licuación de suelos en las localidades de Yauca, Ocoña, Camaná, Tambo, Locumba y en la franja costera entre Mejía y Punta de Bombón. En la Panamericana Sur, entre Ático y Pescadores, a la altura del km 727, así como en Ilo (Moquegua) y la Yarada (Tacna) se produjeron agrietamientos en el suelo.

Otro efecto importante fue el tsunami, de carácter netamente local, que ocurrió 15 minutos después de ocurrido el terremoto de Arequipa. Las localidades más afectadas fueron Camaná, Ocoña, Quilca y Matarani. En Camaná, las olas alcanzaron alturas de hasta 7 m llegando a ingresar por el valle hasta 1,5 km de distancia causando muerte y destrucción, al igual que en el circuito de playas.

Pobladores cercanos a los volcanes Misti y Sara Sara informaron que estos incrementaron su actividad fumarólica, con emisión de gases y vapores.

El sismo produjo 219.420 damnificados, 82 víctimas fatales, 66 desaparecidos, 2.812 heridos, 37.576 viviendas afectadas y 22.052 viviendas destruidas. El tsunami asociado causó, por su parte, 25

muerres, 60 desaparecidos y la destrucción de más de 2.000 viviendas. El costo para la reconstrucción fue estimado en 500 millones de dólares.

e. La sismicidad en Bolivia

La sismicidad en Bolivia está relacionada al proceso de subducción que la Placa Nazca experimenta en su avance hacia el continente sudamericano. Los focos sísmicos por debajo del altiplano se encuentran entre los 70 y 300 km de profundidad (sismos de profundidad intermedia), focos sísmicos muy profundos se originan en el extremo de la placa que se hunde a más de 300 km de profundidad, por debajo del sur del departamento de Santa Cruz y norte de la Argentina. Un caso inusual se presentó en ocasión del gran terremoto profundo ocurrido a unos 300 km al norte de La Paz, a las 20:00 horas del 8 de junio de 1994 cuando, debido a la gran magnitud del sismo, éste fue sentido en casi todo el territorio nacional. Se trató de un sismo con foco a la profundidad de 636 km que alcanzó intensidad V en la zona epicentral y que se sintió incluso en Canadá y en las antípodas (Manila, Bangkok y Hong Kong).

El terremoto de Aiquile-Totora, 1998

Las poblaciones de Aiquile, Totora y Mizque se localizan a una altura de 2.250 m s.n.m., 217 km al sudeste de la Ciudad de Cochabamba, en la Provincia Campero.

Tectónicamente, la región de Aiquile-Mizque se encuentra emplazada en una zona de triple fractura o «zona de interacción de placas intracontinentales», que es considerada una de las regiones de mayor actividad sismotectónica en Bolivia y cuya cronología de eventos sismológicos detectados se remonta al siglo XVI.

Históricamente, Bolivia no era un país considerado de alto riesgo de terremotos. Sin embargo, se registraron movimientos el 25 de octubre de 1925, el 1° de septiembre de 1958 y el 22 de febrero de 1976, con intensidades superiores a V en la población de Aiquile, que causaron el colapso y rajaduras de construcciones antiguas. La estadística demuestra que las poblaciones de Aiquile y Totora se encuentran en



Figura 47. Casas destruidas en Aiquile.

una zona de alto riesgo sísmico.

El último terremoto de consecuencias desastrosas ocurrió el viernes 22 de mayo de 1998 a las 0:15 hora local, con una magnitud 6,8 según escala de Richter. Posteriormente, a la 01:45 horas se produjo otra réplica con la misma intensidad. El Observatorio San Calixto ubicó el epicentro a 18° latitud sur y 65° longitud oeste y a 35 km de profundidad y según informó, se registraron más de 2.600 réplicas, después del evento principal.

Las propiedades físico-mecánicas del suelo y roca, la topografía y la profundidad del nivel freático, contribuyen al incremento de la amplitud de las ondas sísmicas. Temblores intensos del suelo originaron daños severos a la población de Aiquile y sus alrededores.

La población de Aiquile sufrió daños, especialmente cerca del río Aiquile, mientras que las viviendas alejadas de él y situadas en zonas altas registraron inconvenientes menores. Por otra parte, en la población de Totora las viviendas se mantuvieron en pie, sólo sufrieron deformaciones y un sinnúmero de fracturas de dimensiones variables.

El terremoto dejó un saldo de más de 100 muertos, destrucción de construcciones (figura 47) y servicios de los poblados principales y de otras comunidades menores de la zona. Las familias afectadas por el terremoto se elevaron a 1.300 en las poblaciones de Aiquile y Totora.

f. La sismicidad en Chile

La sismicidad en Chile, como en gran parte de la costa del Pacífico, ocurre principalmente asociada a la zona de subducción. En ese sector han ocurrido los sismos históricos más devastadores entre los destacan los de los años 1575, 1730, 1939 y 1960.

El terremoto de Valdivia, 1960

El sismo de 1960 es el mayor evento instrumentalmente observado en el mundo (magnitud Mw: 9,5). La zona de ruptura en el fondo oceánico se estimó en aproximadamente 1.000 km y los efectos fueron de escala mundial. Por ejemplo, algunos autores describieron la variación

VOLCÁN DE BARRO: Cono de barro y arcilla con forma de volcán y altura por lo general inferior a 2 m, que se origina por la emisión de agua caliente y sedimentos finos mezclados que fluyen a partir de un conducto en la tierra, por efectos de terremotos en áreas con licuefacción. Por lo general, los volcanes de barro están alineados según fracturas del terreno.

del eje de rotación terrestre causado por el terremoto y otros reportaron los devastadores efectos de los tsunamis en la cuenca del Pacífico.

La secuencia de sismos empezó el día 21 de mayo (10:03 GMT) con un evento localizado en el extremo norte de la zona de ruptura para continuar el día 22 de mayo (19:11 GMT) con un nuevo evento localizado 140 km al suroeste del anterior.

Los efectos sobre el continente fueron significativos, registrándose un levantamiento cosísmico de zonas costeras de hasta 5,7 m y una subsidencia de hasta 2,7 m en otros sectores. En los depósitos de relleno cuaternario se observó emanación espontánea de agua subterránea, grandes grietas en el terreno y volcanes de barro. Deslizamientos y caída de rocas ocurrieron sobre los macizos rocosos, especialmente a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, casi 200 km al interior del continente. Un hecho curioso es que, 38 horas después del gran terremoto, en el Cordón Caulle, ocurrió una erupción de lava riodacítica.

La zona afectada por este sismo abarcó un área que se extiende entre las ciudades de Talca y Castro, donde produjo severos daños en las viviendas (figura 48). Los efectos mayores se registraron en las áreas costeras donde el sismo fue seguido de un violento tsunami. Las víctimas fatales superaron las 2.000 personas y los daños totales alcanzaron cerca de 550 millones de dólares. Las ciudades cercanas al epicentro resultaron con daños de hasta un 40% de su infraestructura. La reconstrucción tardó años y algunas industrias y actividades económicas nunca se recuperaron.

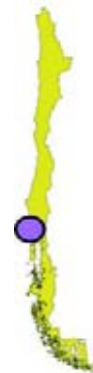




Figura 48. Daños en viviendas de Valdivia.

g. La sismicidad en la Argentina

La mayor actividad sísmica en la Argentina se concentra en la región centro-oeste y noroeste del país. Si bien la región noroeste ha soportado terremotos destructivos en los últimos 400 años, éstos no han afectado mayormente a las zonas más densamente pobladas y, en consecuencia, no se le ha dado al problema sísmico la importancia que realmente tiene en función del elevado nivel de peligro sísmico potencial. El terremoto del 25 de agosto de 1948, con epicentro en la zona este de la provincia de Salta, que produjo pocas víctimas, fue quizás el de mayor trascendencia de la región por los daños que ocasionó en varias poblaciones de esa provincia y en la de Jujuy.

En la zona centro-oeste del país los terremotos se han constituido en verdaderos desastres regionales. El terremoto del 20 de marzo de 1861 marcó el inicio de una serie de eventos sísmicos que afectaron a las provincias de San Juan y Mendoza. Este terremoto puede considerarse uno de los más desastrosos del siglo pasado en todo el mundo. Según informes de la época, destruyó totalmente a la ciudad de Mendoza, dejando un saldo de muertos equivalente a la tercera parte de la población. Por otra parte, el terremoto del 15 de enero de 1944 que asoló la ciudad de San Juan, representa la mayor catástrofe de toda la historia argentina.

El sur argentino, por debajo de los 35° de latitud sur, ha sufrido, en muchos casos, las consecuencias de los grandes terremotos chilenos que alcanzaron a producir daños de menor cuantía en las poblaciones limítrofes, siendo reducida la cantidad de sismos con epicentro en territorio argentino.

El terremoto de San Juan, 1944

El terremoto del 15 de enero de 1944, conocido como Terremoto de San Juan, fue el que ocasionó mayor cantidad de víctimas fatales en la Argentina y produjo la destrucción de casi la totalidad de la ciudad (figura 49 y 50). En su momento, la urbe pudo ser reconstruida con un sistema sismorresistente; sin embargo, no todos los ciudadanos accedieron a este tipo de viviendas y aún hoy, existe un porcentaje relativamente alto expuesto al riesgo sísmico de la zona.

Fue uno de los cuatro grandes terremotos corticales (profundidad focal de 11 km.) acaecidos en la región en los últimos 111 años. Su epicentro se ubicó a unos 20 km al norte de la ciudad de San Juan, en las proximidades de la localidad La Laja, departamento de Albardón. Alcanzó una magnitud de 7,8 en la escala Richter y dejó evidencias superficiales de su ocurrencia como los desplazamientos verticales que sufrió la falla geológica de La Laja, que promediaron



Figura 49. Daños en edificios de la ciudad de San Juan por efectos del terremoto de 1944.

40 cm. en una longitud de aproximadamente 10 km. El ejemplo más notable se observó en el camino que conduce a localidad de La Laja, que quedó cortado por el escalón que se formó como consecuencia de este movimiento vertical. Además se registraron fenómenos de licuefacción y agrietamiento en Albardón y de remoción en masa en el camino que unía las localidades Zonda y Calingasta.

El área de mayor destrucción se localizó en la ciudad de San Juan, especialmente en el sector norte (Concepción) y en los departamentos de Albardón, Angaco, Ullum, Chimbás, San Martín y Caucete. Es importante destacar, que en toda el área afectada predominaban construcciones de adobe o de ladrillo cerámico macizo, generalmente de mucha antigüedad y, lógicamente, sin ningún tipo de refuerzo para prevenir los efectos de los terremotos.

Por las contradictorias informaciones que aparecen en los documentos de la época, es difícil estimar el número total de muertos que se produjeron como consecuencia de este terremoto. Sin embargo, el 19 de enero de 1944 fueron incinerados 3.000 cadáveres, para evitar epidemias debido a lo avanzado del verano. Se puede inferir que el número total de muertos superó ampliamente los 5.000 y puede haber estado próximo a los 10.000, como lo han estimado los sobrevivientes de aquella catástrofe. Las pérdidas eco-

nómicas también fueron importantes, un informe preparado por la Secretaría de Obras Públicas, pocos días después de ocurrida la catástrofe, indicaba un total de 100 millones de dólares en daños materiales y pérdidas en el comercio y la industria.

Por otra parte, la presencia de un desplazamiento en superficie de la falla de La Laja constituyó una clara evidencia de la poca profundidad del foco de este terremoto, lo que fue ratificado por la gran cantidad de replicas que siguieron al sismo principal, algunas de ellas de tal magnitud, que produjeron nuevos daños o terminaron de derrumbar las construcciones.



Figura 50. Daños de casas de la ciudad de San Juan por efectos del terremoto de 1944.

3. TSUNAMIS EN LAS COSTAS DEL OCEANO PACÍFICO Y DEL MAR CARIBE

3.1. Qué es un tsunami

Un tsunami (palabra japonesa que literalmente significa 'gran ola en el puerto') es una serie de ondas de marea que se generan en el mar y que pueden desplazarse a grandes distancias con velocidades de hasta 900 km por hora (figura 51).

Los tsunamis son producidos por perturbaciones asociadas, principalmente, con sismos que ocurren bajo el fondo oceánico pero también, pueden ser causados por erupciones volcánicas o derrumbes submarinos. Se ha calculado que el 75% de los tsunamis se generan en relación con terremotos, el 8% con movimientos en masa, el 5% con actividad volcánica, el 2% con fenómenos meteorológicos y el 10% por causas aún desconocidas.

Ciertamente, no todos los sismos generan tsunamis. Para que esto ocurra, la falla o dislocación cortical donde ocu-

rre el sismo debe estar bajo el océano y su desplazamiento debe tener un componente vertical sobre una superficie extensa de varios kilómetros. Por esta razón, los sismos de foco superficial a lo largo de zonas de subducción son los responsables de la mayor parte de los tsunamis destructores.

Forman parte del mecanismo de generación de tsunamis: la cantidad de movimiento vertical del piso oceánico, el área sobre la cual ocurre y la eficiencia con la que la energía es transferida desde la corteza terrestre al agua oceánica.

La magnitud del sismo generador, su distancia a la costa y la topografía de ésta determinarán las características del tsunami y su potencial destructivo. La topografía submarina mar adentro y especialmente aquella de las zonas costeras puede determinar el tamaño e impacto de las ondas de tsunami y su variabilidad a lo largo de la zona afectada. La presencia de arrecifes, bahías, acantilados, estuarios y, localmente, la pendiente de las playas contribuyen a modificar el tsunami a medida que éste avanza sobre la línea de costa.

Cuando el tsunami alcanza la costa y se desplaza tierra adentro, el nivel del mar puede elevarse varios metros. En casos extremos, el nivel del mar se elevó a más de 15 m para tsunamis de origen lejano y sobre 30 m para los detonados por fuentes cercanas. Dependiendo de la topografía local, el área inundada puede alcanzar centenas de metros provocando enormes daños en las zonas pobladas (figura 52).

Los tsunamis ocurridos en tiempos prehistóricos, denominados paleotsunamis, pueden conocerse mediante el estudio de los sedimentos en las áreas bajas como estuarios y bahías abiertas. En esos lugares, una excavación o trinchera expone normalmente, capas de arena que cubren restos de vegetación que pueden interpretarse como el único vestigio de un paleotsunami. El fechado mediante ^{14}C de restos orgánicos permite establecer la recurrencia de estos eventos y su alcance sobre las costas.

Actualmente, a partir de datos topográficos de alta resolución y modelos numéricos, pueden hacerse pronósticos confiables sobre las probables alturas de

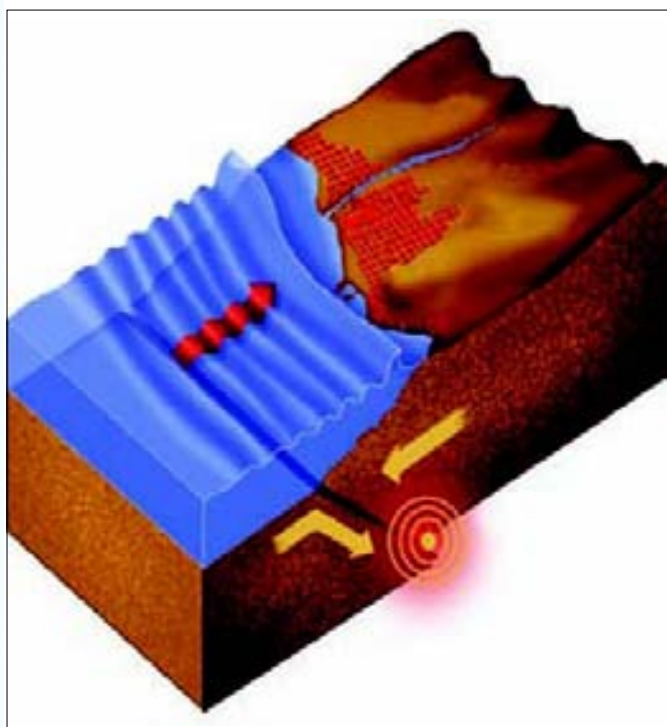


Figura 51. Mecanismo de formación de tsunamis: generación de una onda de agua a partir de un sismo submarino.

la onda de marea y la eventual área inundada por un tsunami utilizando parámetros fijos del sismo detonante. Estos modelos permiten establecer una zonificación de áreas críticas y tomar las medidas pertinentes de ordenamiento del territorio costero así como de emergencia frente a un tsunami en curso. Para este último caso, las medidas de emergencia preestablecidas operan sobre la base de un sistema de alerta global conocido como Sistema Internacional de Alarma de Tsunamis del Pacífico.

3.2. Cómo se mide

La magnitud de los efectos de un tsunami en áreas costeras, depende de una serie de factores físicos y de la existencia o no de emplazamientos humanos. Las escalas de intensidad de los tsunamis tienen por finalidad medir su poder destructor, sus efectos en la costa y los daños ocasionados.

Para expresar la magnitud de un tsunami, diversos autores han creado escalas de grados de intensidad. Inamura, en 1949, propuso una escala en función de la altura de la ola y de los daños que éstas producen en las áreas costeras.

Por su parte, Iida propuso en 1963, una escala de grados de tsunami, relacionando la máxima altura de subida que alcanza en tierra la ola (*runup* = R), medida sobre el nivel medio del mar; y la energía de los tsunamis correspondiente a diferentes grados de intensidad.

Posteriormente, Wiegel, en 1970, combinó las escalas propuestas por Inamura y Iida, adicionando a la escala

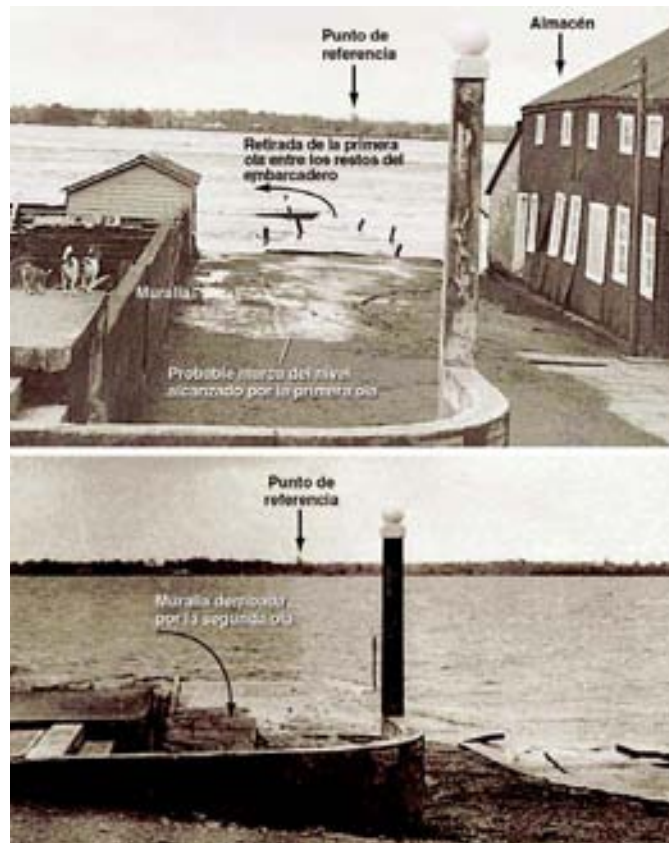


Figura 52. Desplazamiento de un tsunami tierra adentro, cuyo alcance depende de la topografía local.

de Inamura la cota máxima de inundación R, definida por Iida (cuadro 1).

La altura de la ola H corresponde a la diferencia de nivel entre cresta y valle. Por otra parte, la cota máxima de inundación R, es el lugar de la costa donde los efectos del tsunami son máximos (figura 53).

Con la escala de grados de tsunami descrita, se puede identificar y diferen-

Grado tsunami m	Altura de la ola H (metros)	Cota máxima de inundación R (metros)	Descripción de los daños
0	1 - 2	1 - 1.5	No produce daños.
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 - 10	4 - 6	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400 km. de la costa.
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km. a lo largo de la línea costera.

Cuadro1 . Escala de grados de tsunami según Inamura y Iida, transcrita por Wiegel.

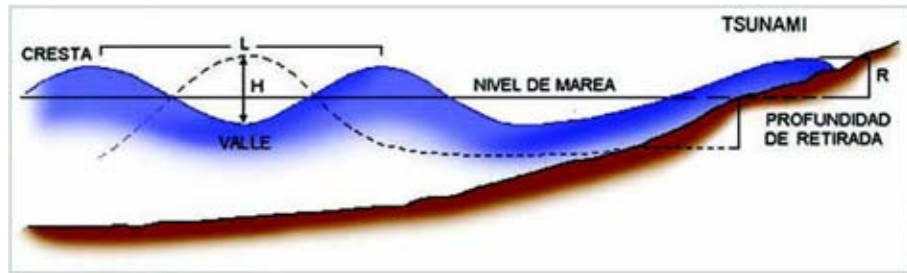


Figura 53. Cómo se mide un tsunami.

ciar la magnitud de un evento. De este modo, al señalar que la costa de una determinada región ha sido afectada por 10 tsunamis en 400 años, se puede precisar que de los diez tsunamis acontecidos sólo uno fue de magnitud 2 ($m = 2$) y nueve fueron de magnitud 0 ($m = 0$). Además, esta escala permite calificar los tsunamis basándose en documentos y descripciones históricas que hacen referencia a la magnitud de los daños y a la cota máxima de inundación.

Los mareógrafos obtienen registros de las ondas y permiten calcular el período de las ondas en caso de ocurrencia de un tsunami (figura 54).

3.3. Qué características tienen en las costas del Océano Pacífico y del Mar Caribe

a. Los tsunamis en el Océano Pacífico

Si bien cualquier océano puede experimentar un tsunami, es más frecuen-

te que ocurran en el Océano Pacífico, cuyas márgenes están limitadas por zonas de convergencia de placas litosféricas que generan gran cantidad de focos sísmicos superficiales y cercanos al borde continental, siendo más comúnmente asiento de terremotos de magnitudes considerables (especialmente a lo largo de las costas de Chile, Perú y Japón). Del total de tsunamis registrados en los océanos del mundo, en el periodo 1900-2000, el 76% ocurrió en el Océano Pacífico, el 9% en el Océano Atlántico, el 5% en el Océano Índico y el 10% en el Mar Mediterráneo.

Los tsunamis pueden propagarse por todo el océano y como ejemplo de los ocurridos en el Océano Pacífico, está el asociado al terremoto del 22 de mayo de 1960 en Valdivia (Chile), que destruyó las poblaciones de Corral, Ancud, Queule y Puerto Saavedra, se propagó por el Océano Pacífico derribando varios moais en la Isla de Pascua y dejando gran devastación en Hawaii y Japón. Este tsunami también fue percibido en Canadá y Australia. De igual modo, el 4 de noviembre de 1952, un terremoto y tsunami se generaron en la península de Kamchatka, en Siberia y el fenómeno se manifestó en las costas chilenas al día siguiente con mayor intensidad en la zona de Talcahuano.

Si se consideran las diversas costas afectadas por tsunamis en la cuenca del Océano Pacífico, en el periodo 1900-2001, el 15% de ellos afectó a la costa sudamericana.

b. Los tsunamis en el Mar Caribe

Existen registros históricos a partir de 1530 hasta el presente, que indican un total de 51 tsunamis en las costas del Mar Caribe. A éstos deben agregarse otros menores, no registrados por la crónica, que afectaron zonas probablemente no

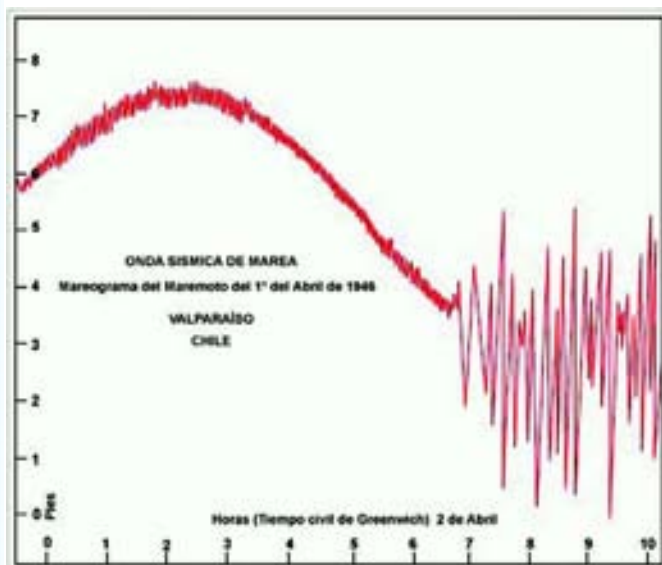


Figura 54. Registro de un tsunami.

MOAI: Término que en lengua rapanui significa «escultura». Son estatuas de piedra monolíticas de la Isla de Pascua, Chile. Los más de 600 moais conocidos están distribuidos por toda la isla y algunas fueron desplazadas por efecto de tsunamis.

pobladas. Diecisiete tsunamis fueron identificados en las costas de Venezuela.

Una característica de los maremotos, de los cuales existe evidencia en el Caribe, con una sola excepción, es que han sido maremotos locales, es decir, que los efectos de los mismos tuvieron lugar cerca (a pocos minutos) del lugar donde se generaron. La excepción lo constituye el maremoto generado por el terremoto de Lisboa, capital de Portugal, en 1755. El mismo cruzó el Atlántico Norte y sus efectos se sintieron muchas horas más tarde en el Caribe oriental.

En el Caribe existe el potencial de generación de tsunamis desencadenados por terremotos, deslizamientos, explosiones submarinas y caída de meteoritos. De hecho, el llamado cráter de Chicxulub, cuya mayor parte se encuentra justo mar afuera en la península de Yucatán, fue producido por el impacto de un meteorito hace unos 65 millones de años y debió originar un maremoto de gran magnitud.

Cabe mencionar que en el Caribe, los volcanes existentes no sólo son de preocupación debido a maremotos que pueden ser producidos por explosiones submarinas, sino que también, existe el potencial de que el colapso del edificio del volcán pueda originar una avalancha que llegue al mar y desencadene un tsunami. Este es el caso del volcán Soufrière Hills en la isla de Montserrat.

3.4. Cuál es el rol de las geociencias en el monitoreo de tsunamis: Los Sistemas Internacionales de Alarma

a. El monitoreo en el Océano Pacífico

Debido a que es virtualmente imposible predecir la ocurrencia de un sismo, también lo es hacer un pronóstico

sobre la generación de un tsunami. La información aportada por los registros históricos y prehistóricos permiten anticipar la probabilidad de ocurrencia y las magnitudes o áreas afectadas por tsunamis en una región. Así se sabe que han habido entre 3-4 tsunamis importantes en cada uno de los últimos 5 siglos y al menos otros 5 eventos de gran magnitud en los pasados 2000 años, gran parte de ellos generados en las costas chilenas.

Como se trata de un fenómeno global que puede tener efectos remotos, en 1965, la Comisión Oceanográfica Intergubernamental de UNESCO, estableció el Sistema Internacional de Alarma de Tsunamis del Pacífico (PTWS) con base en Hawai que consiste en una red de información mantenida en conjunto por los países del área (figura 55). El sistema de monitoreo opera las 24 horas y está conformado por una red de estaciones distribuidas en la cuenca del Pacífico que transmiten continuamente información a la estación central. Al ocurrir un sismo en el Océano Pacífico de magnitud mayor que 6,5, el PTWS determina: la ubicación de su epicentro, la potencialidad de que genere un tsunami, los posibles tiempos de arribo de éste a localidades costeras vecinas y emite un boletín de información. Las estaciones mareográficas locales confirman la ocurrencia de la onda de tsunami y el PTWS envía un mensaje de alerta indicando las alturas máximas de olas detectadas y los tiempos de arribo estimados a otras localidades. Esta información se actualiza periódicamente con nuevos mensajes de alerta a medida que las estaciones registran y envían nuevos datos.

Actualmente integran el Grupo Internacional de Coordinación para el Sistema de Alarma de Tsunami en el Pacífico los siguientes países: Australia, Canadá, Chile, China, Colombia, Costa Rica, Ecuador, Estados Unidos, Federación Rusa, Fiji, Filipinas, Francia, Guatemala, Reino Unido, Indonesia, Islas Cook, Japón, México, Nicaragua, Nueva Zelanda, Perú, República de Corea, República Democrática Popular de Corea, Samoa Occidental, Singapur y Tailandia. Algunos de ellos,



Figura 55. Estaciones de información del Sistema Internacional de Alarma de Tsunami del Pacífico y los tiempos de propagación de un tsunami desde Honolulu.

poseen su propio sistema de alerta que complementa el sistema internacional al cual se integran. Estos sistemas son alimentados permanentemente por las redes de vigilancia sísmica que detectan tempranamente los sismos potencialmente generadores de tsunamis y desencadenan el protocolo de alerta.

b. El monitoreo en el Mar Caribe

La necesidad de monitoreo y creación de un sistema de alerta en el Caribe ha dado lugar a análisis por parte de diversas agencias gubernamentales, entre ellas, la Agencia Estatal para el Manejo de Emergencias de Puerto Rico que ha subvencionado estudios relacionados con maremotos directamente producidos por terremotos y también debido a deslizamientos submarinos.

Asimismo, en Bridgetown, Barbados, se realizó la Primera Sesión del Grupo Coordinador del Sistema de Alerta de Tsunamis y Otros Riesgos Costeros del Caribe y regiones adyacentes. La reunión, organizada por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC, por sus siglas en inglés) entidad de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la

Ciencia y la Cultura, mejor conocida como UNESCO- tuvo como fin principal comenzar los trabajos para establecer un centro alerta de tsunamis y de peligros en las costas para todo el Caribe.

El Centro Caribeño de Aviso de Tsunami, con funcionamiento en el ámbito de la Universidad de Puerto Rico, en Mayagüez, preparará un banco de datos que permitirá, junto a la instalación de boyas, predecir a corto plazo las áreas que podrían ser impactadas y la magnitud de las inundaciones. Se localizarán para ello, cinco boyas al norte de Venezuela, al noreste de República Dominicana y al noreste de Puerto Rico.

3.5. Ejemplos

a. Los tsunamis en las costas de Venezuela

El primer registro que se tiene en la historia sísmica de la región data del 1° de septiembre 1530, cuando un terremoto de intensidad IX ocurrido en las costas de Venezuela ocasionó un importante tsunami que afectó a la localidad de Cumaná, Estado de Sucre. Este evento, que se considera el primero registrado

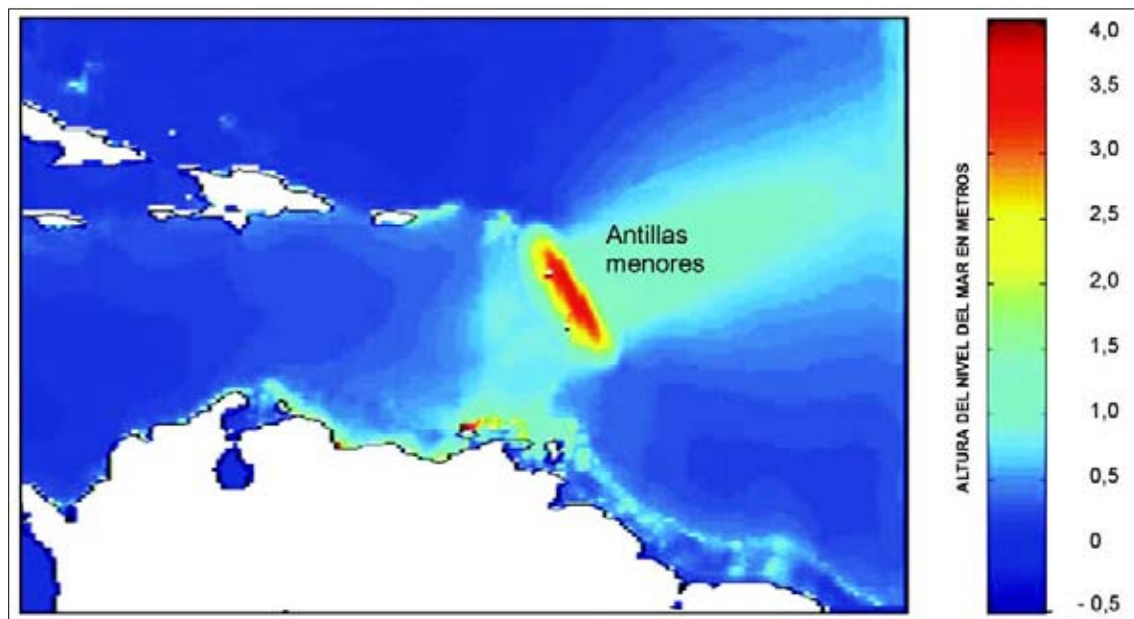


Figura 56. Áreas de la costa venezolana susceptibles de verse afectadas por un tsunami originado en las Antillas menores.

en costas americanas, produjo ondas de hasta 7,3 m de altura; en tanto en Cumaná y en la isla de Cubagua alcanzaron 6 metros.

Se ha reportado que esta región fue afectada por terremotos y tsunamis: 1541 y 1543 en Cumaná e la isla de Cubagua; 1726 en la península de Araya; 1812 con destrucción de construcciones en la costa cerca de La Guaira; 1868 en Isla Margarita, Juangriego y Río Caribe; 1900 en Puerto Tuy, donde se registró una onda de 10 m de altura que destruyó varias ciudades; 1916 en Ocumare de la Costa.

El 17 de enero de 1929, un terremoto destruyó la ciudad de Cumaná que luego fue afectada por un tsunami también registrado en Manicuare, El Dique, El Salado y Puerto Sucre.

En 1955 un tsunami asociado a un sismo afectó la localidad de La Vela con destrucción de edificios a lo largo de la costa. Finalmente, una onda asociada a un terremoto con epicentro en Panamá destruyó el muelle de Puerto Cumarebo en 1979.

La evaluación de datos de sensores remotos ha permitido precisar a lo largo de la costa de Venezuela las áreas susceptibles de verse afectadas por tsunamis originados en las Antillas menores (figura 56). Se ha calculado, por ejemplo, que las on-

das originadas por una erupción volcánica en esta región podrían alcanzar un metro en las costas venezolanas. Por otra parte, en el área de Cumaná, entre el norte de San Luis y El Peñón, existe riesgo elevado hasta 70 m tierra adentro desde la costa.

b. Los tsunamis en las costas de Colombia

La costa Pacífica de Colombia está expuesta a fuentes de tsunamis próximas, como la zona de subducción Colombo-Ecuatoriana y a fuentes lejanas, relacionadas con los contactos de placas en otras áreas del Océano Pacífico. Las tragedias relacionadas con tsunamis en esta área han estado siempre vinculadas a fuentes próximas. El tsunami más importante del que se tiene registro en el país ocurrió el 31 de enero de 1906 y afectó tanto a la costa colombiana como a la ecuatoriana. En Tumaco, las olas llegaron a 5 m, en tanto en Guapí una ola avanzó con una altura que alcanzó los árboles más elevados y dejó sólo tres casas en pie de las 400 existentes. En época más reciente, el 12 de diciembre de 1979, un terremoto de magnitud 8,1 ocurrió 80 km al sudoeste de Tumaco, generando olas de 2,5 m que afectaron las costas colombianas causando la muerte de más de 200 personas, la mayoría niños. Durante este sis-

mo, la costa se hundió 1,6 m, causando innumerables inundaciones.

En cuanto a la costa Atlántica de Colombia, los catálogos históricos indican que este fenómeno no es común en la región, siendo la amenaza por tsunami no tan significativa como en la costa del Pacífico. La ausencia de testimonios de impacto de tsunamis en las costas colombianas del Caribe puede deberse a que los tsunamis ocurridos en la región no tuvieron efecto notable en las poblaciones debido a la localización de la fuente o, a que las pequeñas olas generadas fueron percibidas como una manifestación mucho más frecuente en la región, denominada «mar de leva» de origen meteorológico. El análisis de las posibles fuentes generadoras de tsunamis en esta región, son el cinturón deformado del norte de Panamá y la parte norte de las Antillas menores, y su evaluación indica que las costas colombianas no muestran evidencias significativas de amenaza; las alturas máximas de ola calculadas para episodios en esta región fueron calculadas en 0,38 m en Cartagena y 0,15 m en las islas San Andrés.

c. Los tsunamis en las costas del Ecuador

En las costas de Ecuador se han originado al menos cinco tsunamis a partir del año 1906. La región fronteriza de Ecuador-Colombia (costa esmeraldeña) es el lugar donde se ha registrado la mayor cantidad de tsunamis, ocurridos en los años 1906, 1956 y 1979. Otras regiones en el Ecuador afectadas por tsunamis son Santa Elena en 1933 y la frontera de Ecuador-Perú en 1953. De estas tres zonas, la



SEICHE: Palabra en alemán proveniente de Suiza que designa el oleaje inducido por la vibración del sismo en un lago o recipientes de agua (como piscinas), y a grandes distancias del epicentro, aunque, particularmente, no representa amenaza o destrucción. Históricamente, ha sido un fenómeno identificado en lagos de Finlandia y Suiza originados a partir de grandes terremotos en el Atlántico o el Mediterráneo. La detección de este fenómeno tampoco indica generación de un maremoto. Es un acontecimiento sobre líquidos aislados, bastante distantes del radio de percepción de la intensidad sísmica Mercalli, en la superficie de la tierra.

de Esmeraldas es donde se produjeron los sismos más fuertes; el primero de ellos ocurrió el 31 de enero de 1906 (Mw 8,8); luego ocurrieron los sismos del 14 de mayo de 1942 (Mw >7) y del 19 de enero de 1958 (Mw 7,7) y por último el del 12 de diciembre de 1979 (Mw 8,2).

El tsunami de la costa esmeraldeña, 1906

El 31 de enero de 1906 a las 15:36 hora local, ocurrió un fuerte sismo en las coordenadas 1° de latitud norte y 81,5° de longitud oeste, con magnitud Ms 8,6, a una profundidad de 25 km. El epicentro del mismo estuvo ubicado frente a las costas de Ecuador-Colombia y fue sentido en una gran área, debido a la amplia extensión de sus efectos y a su magnitud.

La región sacudida verticalmente comprendió desde Bahía de Caráquez, al sur, hasta Guaipi y la desembocadura del Río Timbiquí en el norte, es decir, una extensión de por lo menos 450 km; mientras que para otros el sismo tuvo una longitud de ruptura de aproximadamente 500 km, desde Manta hasta Buenaventura. Hacia el interior del continente indicaron que en Quito el movimiento fue completamente horizontal, deduciendo como hecho importante que la región más estremecida tenía una extensión marcadamente longitudinal comprendida entre el océano y la Cordillera Occidental de Ecuador y Colombia.

No obstante que el tsunami llegó con la marea baja, arrasó con todas las viviendas asentadas cerca de la playa en la Bahía de Tumaco. Se cree que murieron entre 500 a 1.500 personas por su causa. En La Tola, más de 23 viviendas fueron destruidas. En Esmeraldas el río salió de su cauce inundando las zonas bajas de la población. El tsunami fue observado en Bahía de Caráquez donde el mar se elevó de 60 a 100 cm en 20 minutos. Los fondeaderos desde Manta a Buenaventura perdieron por lo menos 2 m de profundidad; algunos cambios se reportaron en el canal del río Esmeraldas. El tsunami fue registrado en otros lugares del Pacífico y algunos autores indican que fuertes oscilaciones, tipo seiches, se registraron en las costas atlánticas de Colombia.

Los efectos del sismo-tsunami en el mar se observaron durante períodos que tuvieron diferentes tiempos de duración según el sitio. En Tumaco hubo cambios en el comportamiento normal de las mareas durante 14 días; en Esmeraldas se presentó una pleamar cada dos horas; en Bahía de Caráquez la pleamar duró hasta las 21:00 horas del día 31 de enero, mientras que en Manta no se reportó ninguna marejada. En cuanto al número de olas que se presentaron, en Tumaco sólo se registraron dos olas de las cuales, la segunda llegó 20 minutos más tarde que la primera, mientras que en Esmeraldas se reportaron seis olas. Debe destacarse que para la época, pudo haber confusión en la identificación de las olas grandes generadas por el sismo y aquellas alteraciones en el nivel del mar que persistieron por algún tiempo a lo largo de toda la costa afectada por el evento.

Después del sismo del 31 de enero, se sucedieron algunas réplicas, aunque en pequeño número, que se percibieron todos los días en Tumaco hasta seis semanas después de la sacudida principal; posteriormente la intensidad fue mermando. En Esmeraldas se contaron 25 sacudidas hasta el 8 de febrero; luego la actividad fue disminuyendo hasta el 18 de marzo en que se sintió una sacudida intensa y finalmente, la última el 23 de marzo. La estación sismográfica de Quito registró actividad sísmica hasta el 1° de abril. De todas las réplicas, la del 2 de febrero de aquel año a las 16:55 hora local, fue la más fuerte y extensa, asemejándose al sismo principal.

d. Los tsunamis en las costas del Perú

Las costas bajas del Perú siempre han sido afectadas por grandes terremotos acompañados de importantes tsunamis, como el terremoto de 1868, que destruyó la faja costera y parte de la sierra de los departamentos de Tacna, Moquegua y Arequipa. Arica fue arrasada por un tsunami y el barco de guerra norteamericano Wateree, anclado frente a sus costas, fue varado 300 m tierra adentro.

El litoral peruano ha sufrido los efectos destructivos de los tsunamis en el pa-

sado, destacándose los registrados en los años: 1589 en Lima, 1644 en Pisco, 1678 y 1687 en el Callao, 1705 en la costa sur desde Arequipa hasta Arica, 1716 en Pisco, 1746 y 1806 en el Callao, 1828 en toda la costa peruana, 1868 desde Trujillo hasta Concepción en Chile, 1877 en Pisco, 1878 desde Arequipa hasta Iquique, 1942 en Pisco, 1946 en la costa peruana, afectando también a las de Chile, Ecuador y Colombia, 1952 que, además de las costas de Perú, involucró las de Chile y Ecuador, 1960 en el Callao, 1964 en las costas de Perú y Chile, 1974 en las localidades costeras al norte de Lima y 2001 en Camaná.

El tsunami de Camaná, 2001

El sismo de magnitud 8,4 Mw, que ocurrió en el sur de Perú, frente a las costas peruanas, entre las localidades de Ocoña e Ilo, el 23 de junio del 2001, produjo una zona de ruptura cosísmica de aproximadamente 100 km de ancho por 200-300 km de largo y ocasionó daños materiales en las edificaciones e infraestructura en el sur de Perú, y un gran maremoto que asoló las costas peruanas, desde Chala hasta el sur de Ilo. Los efectos más severos del maremoto ocurrieron en las playas y Delta de Camaná (figura 57).

Las investigaciones de campo, post terremoto, mostraron que los efectos del maremoto fueron mitigados, en parte, por la barrera marina natural que protege la base del Delta, la desembocadura del río y parte de las playas y explanadas de Pucchun. La barrera evitó que se formase una pared de agua río arriba al impacto de las olas del maremoto, y la consiguiente erosión violenta de terrenos de cultivo al reflujó de agua hacia el mar, como sucedió en el maremoto de Chimbote en el delta del río Santa en 1996. Asimismo, la barrera marina evitó que la ciudad de Camaná se inundara. El agua llegó hasta el sector La Barranca, a 200 m de la ciudad. En cambio, en las zonas donde no hubo barrera marina, el impacto del flujo y la fuerza del reflujó produjeron la destrucción de edificaciones, infraestructura y erosión de terrenos. Estos efectos fueron particularmente evidentes y notables en las playas del Balneario de





Figura 57. Efectos del tsunami del 23 de junio de 2001: destrucción de casas de veraneo al sur de Camaná, sector La Punta.

Camaná (playas al sur este del delta de Camaná). La máxima distancia de inundación que se determinó es de aproximadamente 2.300 m en el delta de Camaná, a lo largo del eje de los que fueran terrenos cubiertos por la laguna Tilimaco. La inundación se produjo río arriba en un tramo de unos 1.430 m, de manera lenta. La altura máxima de inundación fue de 8,2 m s.n.m. en la zona de Jahuay-La Chira. Este resultado es coherente con las estimaciones internacionales.

La fuerza del flujo y la del refluo del agua de inundación del maremoto produjeron derrumbes de muros de protección de viviendas. Algunos muros tuvieron columnas de concreto armado y bloques huecos de cemento como material de albañilería. Al colapsar los muros, las columnas quedaron orientadas en la dirección del flujo del agua, tanto durante la invasión, como en el retiro. Se ha documentado un total de 7 puntos de la dirección del flujo del agua de inundación y 7 puntos de refluo. La dirección promedio del flujo es de N 27° E y N 156° O para el refluo.

Otra consecuencia importante la pérdida de más de 100 m de playa en el balneario de Camaná, donde, según lugareños, el restaurante «El Panamito» y la zona de las «Chozas» quedaron bajo el mar. Esta observación, el hundimiento de 15 cm del mareógrafo de Matarani (re-

portado por el Grupo Internacional de Estudio de Maremotos), y el hundimiento del punto GPS en la Plaza de Armas de Camaná (84 cm) y el de Ilo (16 cm), confirman el hundimiento cósmico de la costa sur de Perú el 23 de junio del 2001.

e. Los tsunamis en las costas de Chile

En las costas chilenas, sobre las localidades costeras, se han registrado hasta 102 tsunamis históricos de origen cercano, de diferente intensidad y efecto. Entre los más devastadores se cuentan los de 1575, 1730, 1868, 1877 y 1960.

El tsunami de las costas de Chile centro-sur, 1960

Este tsunami corresponde a uno de los más destructivos eventos registrados en el planeta en los últimos años y sus efectos se sintieron en todo el Océano Pacífico. Se produjo aproximadamente a las 15:10 horas del 22 de mayo de 1960. Originado por un terremoto de magnitud Mw: 9,5 frente a la provincia de Valdivia (39,5°S), el tsunami generado fue de magnitud 4, lo que indica que sus efectos fueron devastadores. Las primeras informaciones vinieron de la localidad de Lebu y se referían a sucesivas olas de tres a cuatro metros de altura que estaban produciendo daños en el puerto. Poco después comenzaron a llegar noticias acerca de la



Figura 58. Efectos destructivos del tsunami en Valdivia.

presencia de sucesivas ondas marinas de efectos destructivos en las costas de Puerto Saavedra, Valdivia, Corral, Bahía Mansa, Puerto Montt y Ancud, entre otras.

No se pudo precisar con exactitud el daño y la cantidad de muertos atribuibles al tsunami a lo largo de la costa de Chile. Sin embargo, todos los pueblos costeros entre los 36° y 44° de latitud sur fueron destruidos o dañados fuertemente por la acción de las ondas del tsunami y el sismo (figura 58 y 59). La combinación del tsunami y el terremoto produjo en Chile 2.000 muertos; 3.000 heridos; dos millones de damnificados y 550 millones de dólares en daños.

El tsunami también afectó diversas localidades costeras del Océano Pacífico, repercutiendo en Hawai, las costas de Japón, Rusia, Nueva Zelanda y Australia. Las alturas de las olas variaron entre 13 m en las Islas Pitcairn, 12 m en Hilo, Hawai; 7 m en varios lugares de Japón y oscilaciones leves en otras áreas. De este modo, Japón, que está a más de 17.000 km del área de generación del tsunami, sufrió la pérdida de 200 vidas y los daños estimados fueron de 50 millones de dólares. Por otra parte, cuantiosa fue también la destrucción a lo largo de la costa de los EE.UU., donde los daños ascendieron a 25 millones de dólares.



Figura 59. Efectos destructivos del tsunami en Maullín (Chiloé).

4. VOLCANISMO

4.1. Qué es un volcán y cómo se forma

Un volcán es un componente importante de la naturaleza y uno de las mejores señales de que la Tierra es un planeta vivo. Corresponde a un lugar de la corteza terrestre donde el magma ha ascendido a la superficie y construido, mediante erupciones, sucesivas un edificio volcánico (figura 60).

El magma es un material fundido constituido principalmente por silicatos de calcio, aluminio, magnesio, potasio y sodio que contiene, además, gases. Al llegar cerca de la superficie, el magma empieza a enfriarse, libera gases y se cristaliza formando minerales. Si el enfriamiento es rápido solidifica como vidrio volcánico (obsidiana). El magma cuando sale a la superficie terrestre lo hace como un líquido viscoso denominado lava. Hay ocasiones en que los gases retenidos a alta presión favorecen la fragmentación del magma y su expul-

sión en forma de partículas de diverso tamaño. De este modo, se tiene volcanismo 'efusivo' dominado por la emisión de coladas de lava y volcanismo 'explosivo', caracterizado por la emisión de magma fragmentado en partículas llamadas 'piroclastos', que según su tamaño se clasifican en bombas, lapillis y cenizas. El magma fragmentado puede a su vez, dispersarse a gran velocidad como violentas corrientes incandescentes o bien como partículas desagregadas transportadas por el viento. Ambos estilos eruptivos pueden alternar en la historia evolutiva de un volcán y aun durante un mismo ciclo eruptivo aunque, en general, cada volcán posee un estilo predominante. Desde el punto de vista de la amenaza, las erupciones explosivas son considerablemente más peligrosas.

Los volcanes, entonces, se forman por acumulación sucesiva del material emitido en las erupciones volcánicas y su edificio puede crecer y modificarse en cada periodo eruptivo y aun destruirse en las erupciones más violentas o por erosión durante largos periodos de reposo.

4.2. Qué es un volcán activo o potencialmente activo

En este trabajo se ha considerado la siguiente definición: un volcán es activo si ha experimentado actividad volcánica durante el Holoceno (últimos 10.000 años) o bien si exhibe manifestación evidente de actividad actual (gases, actividad sísmica). A este conjunto de volcanes se lo ha subdividido en volcanes activos en tiempos históricos (en América, desde el siglo XV en adelante) y aquellos para los cuales no existe evidencia de actividad en ese periodo pero sin embargo han sido edificados principalmente durante el Holoceno. El registro considera preferentemente los grandes estratovolcanes andinos pero también algunos conjuntos de pequeños conos volcánicos o fisuras eruptivas. En este último caso, estos conjuntos han sido considerados como grupos equivalentes a un centro volcánico mayor.

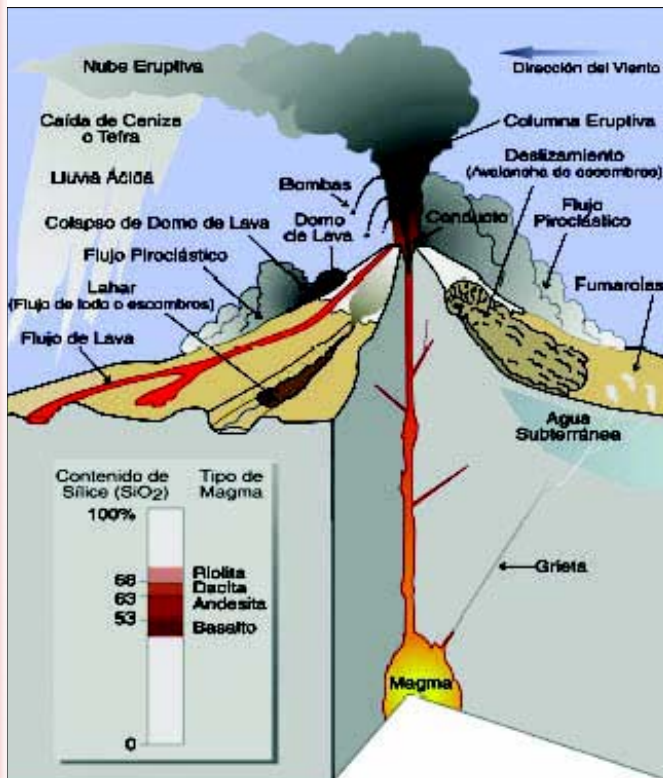


Figura 60. Esquema de un volcán y los productos de su actividad.

4.3. Cuáles son los beneficios y amenazas de un volcán

Ciertamente una erupción volcánica es un evento catastrófico que puede ocasionar severos impactos en las áreas afectadas. Sin embargo, también puede producir beneficios de largo plazo a las sociedades.

Por ejemplo, en los periodos de reposo un volcán se puede constituir en un centro turístico tanto por su atractivo paisajístico como por las fuentes termales que suelen existir en sus alrededores. Además, con el paso del tiempo el material fragmentado emitido durante las erupciones contribuye a la formación de suelos de gran riqueza para la agricultura por su alto contenido de nutrientes. Igualmente, las rocas y material fino (arena) que forman los depósitos volcánicos han sido utilizados como materiales para la construcción.

Sin embargo, cuando un volcán inicia un periodo eruptivo, los efectos pueden ser devastadores dependiendo de los mecanismos eruptivos que operen. Así, durante erupciones efusivas o explosivas pueden emitirse grandes cantidades de magma líquido o fragmentado, así como un importante volumen de gases. El material piroclástico puede alcanzar tamaños que van desde grandes 'bombas' o bloques acumulados en torno del centro eruptivo a pequeñas partículas (ceniza) acumuladas a gran distancia del volcán. Estas últimas son dispersadas por los vientos de altura desde la columna eruptiva que nace desde el cráter. En el peor escenario, una columna eruptiva puede perder sustento y colapsar transportando material piroclástico como corrientes incandescentes denominadas 'flujos piroclásticos' que viajan a velocidades de hasta unos 400-500 km por hora y altas temperaturas. Estos flujos se canalizan en los valles pero son capaces de remontar el relieve y extenderse a grandes áreas.

Por otra parte, cuando el material piroclástico y otros fragmentos disponibles en la ladera de un volcán se mezclan con agua proveniente de la fusión de casquetes glaciares, lagos cratéricos o de las precipitaciones líquidas, se pueden trans-

formar en los denominados flujos de lodo o 'lahares', que pueden alcanzar zonas muy alejadas del edificio volcánico destruyendo lo que encuentran a su paso, como sucedió con el flujo de lodo que sepultó la ciudad de Armero (Colombia).

4.4. Qué características tiene el volcanismo en los Andes

Sudamérica posee una de las regiones volcánicas más activas del planeta. La presencia de volcanes responde a la cercanía del margen sudamericano con la zona de subducción de la Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana. Tres grandes segmentos volcánicos pueden reconocerse en la región: norte (Colombia a Ecuador entre 1° N y 1° S); central (Perú, Bolivia, Argentina y Chile entre 16° S y 26° S) y sur (Argentina y Chile entre 33° S y 46° S). La mayor parte de los volcanes se encuentra en la Cordillera de los Andes aunque hay grandes campos volcánicos en la Patagonia argentina y en las islas oceánicas del Pacífico como las Islas Galápagos. En la región andina se han registrado alrededor de 50 volcanes activos en tiempos históricos y hasta 200 con actividad reconocida en el Holoceno (últimos 10.000 años) que pueden considerarse potencialmente activos.

4.5.Cuál es el rol de las Geociencias en el estudio y monitoreo de los volcanes

Los vulcanólogos, profesionales de las ciencias de la Tierra que investigan y reconstruyen la historia eruptiva de los volcanes, determinan su estilo eruptivo, la distribución y características de los productos volcánicos, el rango temporal de sus periodos de actividad y reposo y recomiendan los estudios adicionales y el seguimiento que debe realizarse en ellos.

Un complemento necesario de la geología son las investigaciones históricas sobre erupciones observadas y registradas por cronistas o insertas en leyendas. En muchos volcanes, el registro de erupciones históricas constituye una fuente importante de información sobre las características de erupciones pasadas, su

edad, las áreas impactadas y los efectos sobre la población. Algunos volcanes tienen un amplio registro histórico, mientras que en otros no se han observado erupciones o los registros cubren un tiempo que no excede un siglo.

Para la evaluación general de la amenaza volcánica, los vulcanólogos requieren conocer muy bien los fenómenos que tienen lugar cuando un volcán hace erupción, las particularidades de las erupciones ocurridas en los últimos 10.000 años, su actividad actual, la forma de su edificio volcánico, así como las condiciones climáticas en el mismo y en su zona de influencia.

Los mapas resultantes de la evaluación de la amenaza volcánica deben ser dinámicos y, en la medida en que se conozca más sobre el comportamiento de volcán mejorarán considerablemente.

Es importante que las comunidades estén informadas acerca de la existencia de los volcanes, de sus aspectos positivos y negativos, para lograr una convivencia armónica aprovechando al máximo las oportunidades que el volcán ofrece en sus periodos de reposo y considerando los mapas de amenazas como herramienta de prevención a largo plazo ante una posible actividad eruptiva en el futuro.

Además de los estudios referidos a la historia eruptiva pasada de un volcán, es indispensable hacer un seguimiento continuo de las manifestaciones de un volcán activo, lo cual se realiza mediante el monitoreo o vigilancia de su actividad por medio de mediciones sismológicas, geodésicas o geoquímicas.

Con frecuencia, es útil para la comunidad que los geocientíficos informen y den recomendaciones en códigos que permitan simplificar sus interpretaciones sobre las condiciones de reactivación volcánica traducidas en un código de niveles de alerta numérico, de letras o colores. El concepto básico es definir un número pequeño de estados del volcán, desde el nivel base hasta el nivel más alto de actividad. Las categorías pueden ser definidas por tasas de energía sísmica liberada, deformación del suelo y liberación de gas o por la naturaleza de una erupción en

progreso. Por lo tanto, un esquema puede indicar que evento se espera dentro de una ventana de tiempo específica.

Los desastres pueden ocurrir cuando un grupo social falla en la respuesta a una situación amenazante resultante de actividad volcánica o cualquier otra manifestación natural. La sociedad puede reaccionar a una amenaza y reducir la posibilidad de desastre. El manejo de crisis volcánicas requiere desarrollar un grado de organización social y un conjunto de medidas de respuestas enfocadas hacia la mitigación de los efectos de una erupción. Las acciones de manejo envuelven a los sectores vulnerables de sociedad, los científicos encargados de la evaluación de la amenaza volcánica y el gobierno, a través de las organizaciones de protección civil. Estas acciones están dirigidas hacia la prevención y reducción de desastres cuando se desarrolla una actividad volcánica o cuando existe evidencia suficiente de que una erupción puede ocurrir.

4.6. Ejemplos

a. El volcanismo en Colombia

El volcanismo ha desempeñado un papel muy importante en la constitución y evolución del territorio colombiano. Las primeras manifestaciones volcánicas en el territorio que actualmente ocupa Colombia se remontan al Precámbrico y al Paleozoico inferior. Desde el Neógeno hasta la actualidad, se ha desarrollado un nuevo proceso de actividad volcánica de tipo continental.

El volcanismo activo en Colombia, está localizado en el oeste del país en la Cordillera Central y el extremo sur de la Cordillera Occidental, pertenece al «Cinturón de Fuego Circumpacífico», es el resultado de la convergencia destructiva que ocurre entre las placas litosféricas de Nazca y Suramericana. Este volcanismo es fundamentalmente explosivo, de composición andesítica, a veces, dacítica o riolítica (figura 60), con predominio de productos piroclásticos de flujo y caída, flujos de lodo o lahares asociados y flujos de lava.

La Cordillera Central y el extremo más meridional de la Occidental, están sepa-

radas por áreas en donde no se registra actividad volcánica; esta repartición obedece, muy posiblemente, a variaciones en el ángulo de inclinación de la superficie de subducción. Los límites de estas zonas con o sin volcanismo son grandes fallas de dirección noroeste.

Los volcanes activos en Colombia se distribuyen en tres segmentos. cada uno de ellos monitoreado: el Norte, por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, corresponde al Complejo Cerro Bravo-Cerro Machín; el intermedio, por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán y el Sur, por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto.

Erupción del volcán Nevado del Ruiz, 1985

El volcán Nevado del Ruiz pertenece al complejo volcánico Cerro Bravo - Cerro Machín, se encuentra dentro del Parque Natural de los Nevados, 31 km al sureste de Manizales, en los departamentos de Caldas y Tolima. La cima es de 5.321 m y es considerado como un estrato-volcán activo acompañado de dos conos adventicios: la Olleta y la Piraña, ubicados aproximadamente a 4 km del cráter activo. El cráter presenta una forma elipsooidal, con sus dos diámetros de 870 y 830 m respectivamente, una profundidad de 250 m y con un área de cráter en la parte inferior de 99.800 m². La cima está cubierta por un casquete glaciar. El volcán se presenta como un cono truncado que, a diferencia de los otros volcanes de Colombia, se recuerda por la tra-

CONO ADVENTICIO: *Ciertos volcanes pueden tener, además del cono principal, otros más pequeños a su alrededor, a los que se denomina conos adventicios o satélites.*

gedia y se destaca por su gran atractivo turístico (figura 61).

El Ruiz, en la época precolombina, se lo llamó Cumanday - Montaña Blanca - o Tabú-chía que significa candela o fuego. Se formó a lo largo de los últimos 1,8 millones de años, identificándose tres períodos eruptivos: Ruiz Ancestral, Ruiz Viejo y Ruiz Actual, los cuales incluyen episodios alternos de construcción (erupciones efusivas) y destrucción (erupciones explosivas) del edificio volcánico. El Ruiz Actual está formado por un conjunto de domos y su actividad es principalmente explosiva. Durante los últimos 10.000 años ha presentado varias etapas eruptivas mayores, las tres más recientes en 1595, 1805 a 1845 y la actual, iniciada en 1984, que abarca la trágica erupción del 13 de noviembre de 1985, la erupción del 1° de septiembre de 1989, y las múltiples emisiones de cenizas y crisis sísmicas como las registradas en 1995 y 2002.

Una de las principales características asociada con las erupciones del volcán es la generación de flujos de lodo o lahares desastrosos que han cobrado víctimas en varias ocasiones. Así, en 1595, murieron alrededor de 60 personas; en 1845, 1.000 víctimas; y en 1985, con la destrucción de Armero y parte de



Figura 61. Vista del volcán Nevado del Ruiz y aspecto de la columna de vapor el 20 de Septiembre de 1985.



Figura 62. Vista aérea y de detalle de Armero después del lahar del 13 de noviembre de 1985. Se observa la boca del cañón del río Lagunillas, el ápice del Abanico de Armero y la distribución del depósito del brazo principal del lahar que arrasó la población.



Figura 63. Vista de detalle de Armero luego del paso del lahar.

Chinchiná, alrededor de 25.000 personas y pérdidas materiales por cerca de 215 millones de dólares. Las erupciones del 11 de septiembre de 1985 y 1° de septiembre de 1989 generaron pequeños lahares, pero sin víctimas.

La secuencia compleja de flujos y oleadas piroclásticas, generadas por la erupción del 13 de noviembre de 1985, interactuó con la nieve y el hielo del casquete glaciar de la cima del volcán, desencadenando la secuencia de lahares más mortíferos de la historia de la humanidad. Los lahares fluyeron hacia el occidente, norte y oriente del volcán, siguiendo los tres principales sistemas de drenaje que nacen en él, como son las cuencas de los ríos Chinchiná, Gualí y Lagunilla. Dentro de las cuatro horas siguientes al inicio de la erupción, los lahares descendieron 5.100 m y viajaron

hasta 104 km de distancia, dejando a su paso una estela de destrucción catastrófica. Los lahares asolaron prácticamente, la totalidad de la población de Armero, en el norte del Departamento del Tolima, localizada en la boca del cañón del río Lagunilla (figuras 62 y 63), 74 km al este de la cima del volcán y la muerte a la mayoría de sus habitantes, así como la de habitantes de otras áreas de influencia del volcán en el Departamento de Caldas. El lahar que afectó Armero resultó de la conjunción de dos flujos casi simultáneos que se desarrollaron en los cauces de los ríos Lagunilla y Azufrado, que confluyen 23 km al oeste de Armero. La geometría del flujo experimentó un cambio dramático al abandonar el cañón del Lagunilla y encontrar una topografía relativamente plana (abanico de escombros construido por lahares e inundaciones anteriores), el cual se tradujo en desaceleración del flujo, expansión superficial sobre amplias áreas y depositación rápida. Se ha calculado para los lahares una velocidad de 17 m por segundo, una descarga de 48.000 m³ por segundo y un volumen total de 90 millones de m³. El lahar inundó un área de 34 km², ocurrió en forma de pulsos sucesivos, cuyo efecto fue mayor sobre el sector central del casco urbano de Armero, el cual fue arrasado por sus bases.

Otra erupción del mismo tipo pero mucho menor en volumen e intensidad, ocurrida el 1° de septiembre de 1989, ya casi olvidada y no reconocida por muchos, mostró una faceta diferente a lo ocurrido en 1985. Con una organización creada sobre la tragedia volcánica, con pilares como el Sistema Nacional para la Atención y Prevención de Desastres y el entonces Observatorio Vulcanológico de Colombia, fue posible reconocer patrones en la actividad sísmica, que permitieron alertar con 15 días de anticipación la ocurrencia del fenómeno y desarrollar acciones tendientes a evitar una nueva tragedia, lo que se puede considerar motivo de orgullo científico.

b. El volcanismo en Ecuador

El arco volcánico ecuatoriano forma parte de la Zona Volcánica Norte de los

Andes, que se extiende desde los 5° N (Volcán Cerro Bravo, Colombia) hasta los 2° S (Volcán Sangay, Ecuador). Al sur de esta latitud no existe volcanismo activo hasta la región de Arequipa, en Perú. Este arco es el resultado de la subducción de la placa oceánica Nazca bajo la placa continental de América del Sur. La corteza oceánica subducida, de edad entre 12 y 20 millones de años, es portadora de la Cordillera submarina de Carnegie, la cual constituye los productos volcánicos de la actividad del punto caliente de Galápagos sobre la placa Nazca y que está siendo subducida desde hace, al menos, 6 millones de años.

En los Andes del Ecuador se han podido identificar más de 50 complejos volcánicos, entre los cuales se cuentan ocho considerados activos, con al menos una erupción en tiempos históricos, es decir desde la llegada de los españoles en 1532 y diez volcanes más considerados potencialmente activos, con erupciones ocurridas en los últimos 10.000 años.

Erupción del Volcán Cotopaxi, 1877

El Cotopaxi es un gran estrato-volcán joven ubicado en la Cordillera Real de los Andes Ecuatorianos a 60 km SE de Quito. A lo largo de su historia produjo dos tipos de erupciones (ver figura 60): las andesíticas (erupciones de tamaño leve a moderado) y las riolíticas (erupciones muy grandes, cuyos productos tienen una amplia distribución). Por esta razón se dice que es un volcán con carácter bimodal. Durante los últimos 4.000 años los magmas expulsados durante sus erupciones han sido de composición andesítica. Se pueden identificar 19 ciclos eruptivos que empezaron con caídas plinianas y que produjeron flujos piroclásticos y flujos de lava. Cada ciclo terminó con períodos de calma, durante los cuales se formaron capas de suelo que representan períodos de pausa en la actividad eruptiva.

El Cotopaxi tiene un diámetro en su base de 16 x 19 km, alcanza los 5.897 m s.n.m. y está cubierto desde los 5.000 m s.n.m. por glaciares que tienen un volumen estimado de 0,5 km³. La actividad fumarólica en el cráter y en los flancos superiores del volcán, así como las re-



Figura 64. Fotografía del cráter y de la cumbre del volcán Cotopaxi en junio de 2002. Se observa actividad fumarólica.

cientes erupciones históricas, ratifican su estado activo (figura 64).

Desde 1534, el Cotopaxi ha presentado varias erupciones importantes, debiendo destacarse los eventos de 1742, 1744, 1768 y 1877. En la última gran erupción, el 26 de junio de 1877, el Cotopaxi había incrementado notablemente su actividad, tanto así que el día 26 se produjo una fase eruptiva de magnitud suficiente para formar flujos piroclásticos.

Lo que es importante resaltar son los lahares que fueron tan caudalosos



ERUPCIÓN ESTROMBOLIANA: Erupción más explosiva que la hawaiana, con emisión de bombas y lapillis. La actividad puede ser rítmica o continua. Producen conos de escoria de tamaño pequeño a regular.

ERUPCIÓN HAWAIANA: Erupción fisural a central, con emisiones no explosivas de medianos a grandes volúmenes de lava basáltica. Producen extensos campos de lava y pequeños conos de salpicaduras de escoria

ERUPCIÓN PLINIANA: Emisión volcánica violenta caracterizada por la presencia de nubes ardientes formadas por gases, vapor de agua y cenizas a muy alta temperatura. Pueden producir colapso del edificio volcánico y formación de calderas.

ERUPCIÓN VULCANIANA: Erupción caracterizada por la presencia de lavas viscosas que obstruyen el conducto volcánico formando un tapón de lavas solidificadas, tapón que, con el incremento de la presión interna del magma en el conducto volcánico, puede provocar su estallido y pulverización, formando una gran nube volcánica, que ocasiona la caída de cenizas y bombas volcánicas.



Figura 65. Fotografía del volcán desde la planicie de Limpiopungo. Nótese los grandes bloques en el primer plano, acarreados por los flujos de lodo de las erupciones pasadas.

que rebosaron fácilmente los cauces naturales de los ríos, provocando extensas inundaciones de lodo (figura 65) y destrucción en las zonas aledañas. Los lahares tuvieron velocidades tales, que tardaron algo más de media hora en llegar a Latacunga, menos de 1 hora en llegar al valle de los Chilllos, cerca de 3 horas en llegar a la zona de Baños y 18 horas en alcanzar la desembocadura del río Esmeraldas en el Océano Pacífico. Como en todas sus erupciones, el Cotopaxi también produjo una importante lluvia de ceniza. Este fenómeno ocurrió principalmente en las zonas que se encuentran al occidente del volcán, debido a la dirección predominante de los vientos. Una de las poblaciones afectadas por la lluvia de ceniza ese día fue Machachi, donde se depositó una capa de casi 2 cm de espesor. En Quito la acumulación llegó a los 6 mm, siendo menor en Latacunga.

Más hacia el occidente, en las estribaciones de la cordillera Occidental y en la costa ecuatoriana, la caída de ceniza parece haber sido muy extensa y haber durado por varios días. Se reportaron lluvias de cenizas en las provincias de Manabí y Esmeraldas y en Guayaquil comenzaron el 26 de junio en la mañana y duraron, con breves interrupciones, hasta el 1° de julio. Asimismo, se estima que, seguramente, las acumulaciones de ceniza no superaron unos pocos milímetros de espesor sobre la zona costera del Ecuador.

La erupción del 26 de junio de 1877 puede ser considerada como la «erupción típica» del Cotopaxi, sin embargo, los estudios geológicos y volcanológicos del Cotopaxi indican muy claramente que este volcán es capaz de dar lugar a eventos de mayor tamaño.

c. El volcanismo en Perú

El volcanismo cuaternario en Perú, es reconocido en el Sur del país y está relacionado a cámaras magmáticas del Holoceno de una etapa post-glaciar. Los centros volcánicos están relacionados a un control estructural en profundidad, a lo largo de fracturas de dirección NO-SE (andino) y SO-NE, que determinan el alineamiento de los aparatos volcánicos.

Actualmente la actividad volcánica en Perú se encuentra restringida a pocos centros, además se nota la concentración de aparatos volcánicos activos en el pasado geológico reciente (Cuaternario) en la zona de la Región Arequipa, delimitando una subprovincia volcánica potencialmente activa. En contraste, se observa la amplia distribución de aparatos volcánicos en estado «durmiendo» o extinto del Plioceno (entre 5,3 a 1,8 millones de años), indicando la reducción paulatina de la actividad magmática en los últimos millones de años. Hoy en día se puede observar actividad volcánica que se manifiesta como erupciones freatomagmáticas, fumarolas, emisión de cenizas y lapillis, así como numerosas manifestacio-

ERUPCIÓN FREATOMAGMÁTICA: Se produce cuando el magma ascendente por el conducto volcánico entra en contacto con el agua contenida en los acuíferos subterráneos ubicados en los depósitos de los productos emitidos por el volcán en sus erupciones anteriores.

FUMAROLA: Emanación gaseosa, bastante tranquila y regular, que emerge por fisuras o agujeros, generalmente agrupados en campos en las zonas volcánicas.

nes de sistemas geotermales activas como manantiales calientes y géiseres. La actividad histórica registrada no ha afectado áreas habitadas.

Crisis volcánica del volcán Ubinas, Moquegua, 2006

El día 27 de marzo del 2006, se reportaron las primeras caídas de cenizas emitidas por el volcán Ubinas (16° 22' de latitud sur, 70° 54' de longitud oeste; 5.672 m s.n.m.), considerado el más activo del Perú por sus 23 episodios de alta actividad fumarólica y emisiones de cenizas registradas desde el siglo XVI hasta la actualidad. Las cenizas en mención cayeron sobre el pueblo de Querapi, localizado a solo 4 km al sureste del volcán y formaron una capa de menos de 1 mm de espesor. Del 28 de marzo hasta el 12 de abril, se registraron esporádicas emisiones de cenizas, que alcanzaban alturas entre 400

y 500 m por encima de la caldera. Entre los días 13 y 16 de abril, las emisiones se incrementaron y la columna de gases y cenizas alcanzó hasta 1.000 m de altura y las cenizas llegaron a una distancia de 7 km alrededor del cráter. El día 19 de abril se avistó por primera vez un cuerpo de lava incandescente en el fondo del cráter del volcán. El lago de lava tenía aproximadamente 60 m de diámetro. Los días 20 y 22 de abril, se incrementó considerablemente la emisión de cenizas, durante estos días la columna eruptiva alcanzó entre 2.800 y 3.000 m de altura. El 22 de abril la emisión de ceniza se mantuvo constante desde las 07:15 hasta las 16:00 horas local, siendo una de las más prolongadas registradas hasta ese día (figura 66). El 27 de abril a las 18:30 horas, se registró una explosión, con emisión de proyectiles balísticos, correspondientes a la fragmentación de la lava. En las semanas siguientes, incluso hasta la fecha, la actividad está caracterizada por esporádicas emisiones de cenizas, que alcanzan eventualmente entre 1.500 y 3.500 m de altura, y por la ocurrencia de explosiones que arrojan proyectiles balísticos. Estas explosiones comenzaron a producirse a partir del 12 de abril (23:00 horas), pero la magnitud de ellas ha ido incrementándose gradualmente, a la fecha las más importantes ocurrieron los días 7 de mayo (20:55 horas), 24 de mayo (4:16 horas) y 02 de junio (18:08 horas). Todas arrojaron proyectiles balísticos hasta una dis-



Figura 66. Vista de la erupción del volcán Ubinas desde la localidad del mismo nombre.

tancia de entre 1.500 y 1.800 m del cráter. Las más fuertes fueron audibles hasta un radio de 8 km (ejemplo pueblos de Querapi, Sacoaya, Anascapa y Ubinas), ocurren debido a la descompresión de los gases atrapados debajo del «tapón de lava» del conducto volcánico. Es muy probable que hasta el momento, las explosiones hayan abierto parcial y temporalmente dicho conducto, pero que aun no se haya producido una apertura completa del mismo.

La actual crisis eruptiva la podemos dividir en una primera etapa, entre julio del 2005 y 27 de marzo del 2006, que consistió básicamente, en emisión de gases, que se elevaban entre 100 y 300 m por encima de la caldera; una segunda etapa, del 27 de marzo al 18 de abril, con emisión de cenizas y gases, originada por actividad predominantemente freática; y una tercera etapa, a partir del 19 de abril hasta la actualidad, caracterizada por un régimen magmático. Es importante indicar que las explosiones que se vienen dando desde el 12 de abril, acompañadas por emisión de proyectiles balísticos (bombas) y cenizas, así como la composición andesítica basáltica del magma actual, sugieren un comportamiento eruptivo con características vulcanianas.

Los trabajos que ha implementado el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), en algunos casos asociado con otros organismos nacionales y extranjeros, son:

- a) vigilancia diaria desde un Campamento Base ubicado a 4,5 km al oeste del cráter, a una altura de 4.660 m s.n.m;
- b) vigilancia geoquímica, que incluye monitoreo de la temperatura y composición química de las fuentes termales, así como esporádicas estimaciones de la concentración y volumen del gas dióxido de azufre;
- c) vigilancia de la deformación con imágenes de satélite, y vigilancia de la deformación del flanco sur con ayuda de un distanciómetro láser y 3 prismas estratégicamente ubicados en dicho flanco;
- d) estudios de la composición de las cenizas y proyectiles balísticos emitidos, así como control de la dispersión de

dichos productos, que incluye medidas de su diámetro y espesor;

- e) registro de direcciones de vientos, estimados a partir de la dirección de dispersión de las fumarolas y cenizas, así como por el lanzamiento de globos de hidrógeno;
- f) elaboración de un mapa de peligros actualizado, con un lenguaje accesible a la población en general;
- g) elaboración de un «mapa administrativo», conjuntamente con las autoridades, donde se muestran zonas de refugio, rutas de evacuación y áreas con distinto grado de peligrosidad. Finalmente, uno de los principales trabajos efectuados, ha sido el continuo y oportuno asesoramiento a las autoridades del Sistema Regional de Defensa Civil de Moquega, para la toma de decisiones, así como las innumerables charlas informativas y de capacitación brindada a los pobladores del valle de Ubinas.

d. El volcanismo en Bolivia

La región de la cordillera occidental es conocida como zona volcánica y está situada en la parte oeste del territorio boliviano. Sus características morfológicas son producto de una intensa actividad magmática. Esta actividad se ha iniciado en el Oligoceno superior, con un desarrollo máximo en el Mioceno y extendiéndose en forma episódica hasta el Holoceno, esto último evidenciado por la presencia de algunos centros volcánicos con actividad fumarólica o solfatárica. Por estas características, se han considerado 8 centros volcánicos, objeto de cierta atención, tanto de parte de los investigadores como de las autoridades civiles.

Entre los volcanes identificados están el Uturuncu, Llicancahur, Putana, Ollague, Olca - Paruma, Irruputuncu, Tata Sabaya y Parinacota.

Actualmente, los estudios de volcanes se orientan a estudios geológicos e

SOLFATARA: Manifestación volcánica caracterizada por la emisión de gases, en general ricos en azufre, a una temperatura entre 90 y 300° C.

investigaciones sobre procesos magmáticos asociados al campo de la prospección y exploración minera de yacimientos metálicos y no metálicos, no existiendo estudios acerca de riesgo volcánico debido, principalmente, a que no existen registros de catástrofes relacionadas a este proceso. Sin embargo, hay conciencia de que es una tarea pendiente.

El volcán Uturuncu

Este edificio volcánico se encuentra en la « Reserva Nacional de Fauna Andina Eduardo Avaroa », con aproximadamente 1.000 habitantes (Quetena Grande y Quetena Chico). Se ubica al suroeste de Bolivia (22.27° LS, 67.22° LO), está clasificado como un estratovolcán dormido de composición predominantemente dacítica (ver figura 60) y abarca una superficie aproximada de 690 km² (figura 67).

El registro de su actividad volcánica es de edad holocena; registrándose en últimos estudios manifestación de actividad fumarólica, anomalías termales y deformación del edificio volcánico.

Los estudios realizados desde el 2 de mayo de 1992 al 24 de diciembre de 2004 han determinado una deformación de 1 a 2 cm anuales. El trabajo de investigación de campo detectó actividad sísmica en abril del 2003, interpretando su origen en una fuente poco profunda de persistente sismicidad ubicada al noroeste de la cima del Uturuncu (cerca del centro de la deformación) a unos 3 o 4 km de profundidad, pudiendo estar relacionados

ESTRATOVOLCÁN: Edificio volcánico construido por la superposición de materiales expulsados por el volcán. En cada erupción el volcán va formando su propio edificio cónico, superponiendo una capa sobre otra y creando estratos, que pueden ser lavas solidificadas, lapilli, tefras, bombas volcánicas o lahares solidificados.

estos sismos con actividad hidrotermal o hidrológica poco profunda.

También se identificaron en la cima del Uturuncu (6.008 m s.n.m.) actividad fumarólica asociada a la producción de azufre y áreas de silicificación. Las temperaturas medidas de estas fumarolas son variables entre 79° C y 80° C, se identificó, además, un *hot spring* en el flanco noroeste con una temperatura de 20° C.

La relación alta de sismicidad del Uturuncu sorprende, considerando la baja relación de sismicidad en volcanes dormidos. Características como la presencia de fumarolas, *hot springs*, persistente sismicidad, más la deformación del edificio, son variables temporales que sugieren un monitoreo permanente de la actividad magmática presente del Volcán Uturuncu.

HOT SPRING: Fuente termal cuya agua tiene una temperatura superior a los 36,6° C.



Figura 67. Volcán Uturuncu, Bolivia.

e. El volcanismo en Chile

El territorio chileno está localizado íntegramente en lo que se conoce como «Cinturón de Fuego del Pacífico», región del planeta que se caracteriza por su intensa actividad sísmica y volcánica. Este último es, probablemente, el rasgo más común que se observa en la historia geológica del país en los últimos 130 millones de años. En la Cordillera de los Andes chilenos existen varios miles de volcanes, desde pequeños conos de ceniza, hasta enormes calderas de varias decenas de kilómetros de diámetro. Muchos de ellos, especialmente donde las condiciones climáticas son áridas, se han preservado intactos por millones de años, estando actualmente inactivos. Sin embargo, a lo largo de Chile, existen numerosos volcanes potencialmente activos. Datos actualizados señalan que, desde comienzos del siglo XIX ha habido cerca de 300 erupciones en 36 volcanes chilenos, las que han provocado daños en las personas, bienes y el ambiente.

Los procesos volcánicos eventualmente peligrosos que, en diversos grados, pueden ocurrir en volcanes andinos, incluyen erupciones de lava, caída de ceniza, flujos laháricos y crecidas, emisión de gases y generación de lluvia ácida, flujos y/u oleadas piroclásticas, avalanchas volcánicas, además de la actividad sísmica local y la alteración físico-química de las aguas.

La erupción del volcán Villarrica, 1948-1949

El volcán Villarrica (38°S; 2.847 m s.n.m.), situado en los Andes del Sur, es el más activo de Chile y uno de los principales en Sudamérica (figura 68). Registra al menos 49 erupciones históricas siendo la mayor aquella de 1948-1949.

Durante el mes de abril de 1948 hubo una intensificación de la actividad volcánica en el volcán Villarrica con emisión de gases y material piroclástico. En octubre del mismo año, la actividad del lago cratérico se incrementó hasta producirse una explosión que generó una columna eruptiva y vació completamente el conducto emisor. La lava basáltica que escurrió por la ladera fundió la cubierta de hielo y nieve, originando lahares que alcanzaron rápidamente la parte baja del volcán.

La actividad volcánica se mantuvo cíclicamente hasta el 1° de enero de 1949, fecha en que una nueva explosión generó una columna eruptiva de 8 km de altura, una nueva emisión de lava y formación de lahares en diferentes direcciones (figura 69). La crisis volcánica declinó recién en febrero de 1949.

Los daños asociados a esta erupción fueron cuantiosos y especialmente relacionados con el paso de los lahares en los tramos distales donde se encuentran los sectores poblados. Alrededor de 23 personas perdieron la vida y otras 30 des-



Figura 68. Volcán Villarrica, Chile.



Figura 69. El volcán Villarrica el 1º de enero de 1949. Se alza una columna eruptiva con proyección hacia el E. Sobre el flanco este (izq.) una mancha oscura corresponde a una intensa precipitación de piroclastos desde la columna eruptiva. La nube sobre el flanco oeste(der.) correspondería a un flujo piroclástico.

aparecieron durante este ciclo eruptivo que causó también la pérdida de más de 300 hectáreas cultivadas con cereales, 60 de huertos campesinos y otras 700 de praderas ganaderas, además de una superficie no determinada cubierta con bosque nativo.

f. El volcanismo en la Argentina

El volcanismo en la Argentina está asociado a la subducción de la Placa Nazca debajo de la Placa Sudamericana, dando lugar a un arco volcánico discontinuo. Este se halla interrumpido entre los 28° y 33°15' de latitud sur debido a la horizontalización de la placa. El norte está vinculado con la zona volcánica central de los Andes.

También existe afectación directa sobre ciudades, ya que los volcanes del límite argentino-chileno tienen variado grado de ocupación antrópica. Por ejemplo, en Neuquén en la vertiente oriental del volcán Copahue, se encuentran las localidades de Copahue y Caviahue, en tanto la población de Junín de los Andes está cercana al volcán Lanín. Ambos volcanes son objeto de estudio por parte del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

A partir del Tupungatito vuelve a inclinarse aproximadamente 30° y el arco conforma la zona volcánica del sur de los Andes. Los mayores daños ocurridos se deben a lluvias de cenizas de volcanes

chilenos que afectan el tráfico aéreo, traen perjuicios en cultivos y ganado y contaminación de las aguas superficiales.

La erupción del Quizapu (Chile) y sus efectos en la Argentina, 1932

El volcán Quizapu pertenece al campo volcánico Descabezado Grande-Azul-Quizapu, ubicado en los Andes chilenos, a 30 km aproximadamente del límite internacional. El volcán Quizapu se originó en 1846 como un conducto lateral del cerro Azul (figura 70). Entre 1907 y 1932 registró actividad hidromagmática y estromboliana hasta el 10 de Abril de 1932, fecha en que se produjo una erupción explosiva de gran magnitud, considerada una de las erupciones plinianas más grande de la historia.

La erupción duró entre 18 y 25 horas y generó una columna de entre 28 y 32

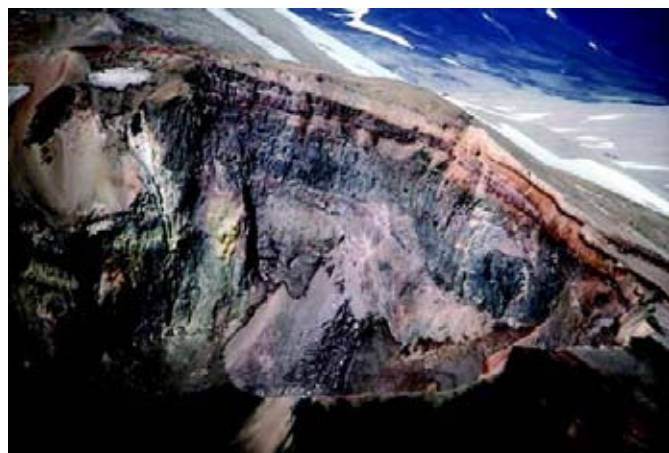


Figura 70. Volcán Quizapu (Chile) y cráter abierto durante la erupción pliniana de 1932.

ACTIVIDAD HIDROMAGMÁTICA:
Actividad volcánica explosiva originada por la interacción del magma y agua superficial o subterránea.

km de altura. La columna de tefra penetró en la atmósfera entre 15 y 20 mil metros, desarrollando un hongo de más de 50 km de diámetro. Tardó tres semanas en alcanzar la estratosfera y dispersarse en ella lo que generó una caída en el registro de la energía solar recibida. Estos efectos se prolongaron por casi dos años.

Inicialmente la nube de cenizas se movió rápidamente sobre la Argentina, con una velocidad de propagación de 71 km por hora y un ángulo de dispersión de 15° aproximadamente. El volumen de tefra eyectado fue calculado en 9,5 km³. Comparable con el volumen de cenizas arrojado por el volcán Pinatubo (Filipinas) en 1991 (10 km³) y 2,5 veces mayor a la del Vesubio (Italia) (4,5 km³).

El espesor del depósito de cenizas hacia el este del volcán fue de 5 metros hasta 12 km; de 1 m hasta 40 km; y de 10 cm a más de 130 kilómetros. El área afectada por la caída de cenizas superó los dos millones de km², desde Valparaíso hasta Buenos Aires (donde alcanzó 0,5 cm de espesor), llegando incluso hasta la ciudad de Río de Janeiro y las costas de África. En 1980, la actividad de este campo volcánico se halla reducida a esporádicas nubes de vapor y fumarolas ácidas.

Los mayores daños producidos por

efecto de la erupción en 1932 fueron: disminución de la temperatura (en San Rafael se registró -8° C); oscuridad total inmediata producto de la lluvia de cenizas, gran turbidez en los ríos y dispersión y muerte del ganado. Algunos consideran que este hecho fue el principio del fin de la actividad ganadera de la provincia de Mendoza (se perdió la segunda esquila de ovinos, aumentaron los cánones para el pastaje, etc.). Asimismo, se suspendió la vendimia, se cayeron los techos de las viviendas por no soportar el peso de las cenizas y se extendió una epidemia de difteria en Malargüe. Además, se sintieron temblores y

TEFRA: *Cenizas y otros productos piroclásticos eyectados por un volcán en actividad.*

ruidos subterráneos a lo largo de toda la Cordillera.

Cabe destacar también, que se obtuvieron beneficios posteriores debido a que se eliminaron insectos como la conchilla y el pulgón perjudiciales para la agricultura y la ceniza fue utilizada como fertilizante sobre todo de la alfalfa. Se buscó también, la utilización como abrasivo, para la fabricación de cemento, pastas y jabones para el pulido de metales, entre otros usos.

Se produjeron acumulaciones de cenizas de hasta 64.000 kg por hectárea, como las del departamento General Alvear (figura 71). La empresa de ferrocarriles embolsó 50 t de ceniza especulando con su posible futura comercialización.



Figura 71. Pobladores recojen las cenizas que cubren las calles de San Rafael, Mendoza, provenientes de la erupción del volcán Quizapu.

GLOSARIO DE TÉRMINOS

- ABANICO.** Depósito de sedimentos en forma de abanico que normalmente se forma al pie de una ladera o frente montañoso. Esta forma suele obedecer al cambio de pendiente del valle por el que discurre el río que transporta los sedimentos y la superficie abierta en donde se depositan. Cuando esta geoforma obedece a la depositación de detritos se denomina **ABANICO DETRÍTICO**, **ABANICO COLUVIAL** o **CONO** y cuando corresponde a la depositación de material transportado por una corriente fluvial **ABANICO ALUVIAL**.
- ACANTILADO:** Tipo de costa que presenta pendiente de muy empinada a vertical. Se genera por erosión o fallamiento. Se aplica también a laderas verticales
- ACELERACIÓN:** Aumento de la velocidad del movimiento del suelo en función del tiempo.
- ACELERÓGRAFO:** En las proximidades del hipocentro de un sismo, el paso de las ondas sísmicas produce desplazamientos, velocidades y aceleraciones elevadas dependiendo de la magnitud del sismo y de su distancia epicentral. Esta zona llamada «campo cercano» es de interés para ingeniería sísmica ya que aquí se producen los mayores daños en las estructuras. Debido a las altas frecuencias que se generan (0.05-0.10 segundos) sólo pueden ser registrados correctamente con los acelerógrafos. Este sistema no registra en continuo, como los sismógrafos, sino que se activa al ser excitado por una onda sísmica que se registra a alta velocidad en película, cinta magnética o disco digital. Durante el registro de la aceleración de un sismo, se realiza el del tiempo.
- ACTIVIDAD:** La actividad de un movimiento en masa se refiere al *estado*, *distribución* y *estilo* del desplazamiento de la masa de material involucrado. El *estado* da idea de la regularidad temporal del movimiento (activo, reactivado, latente, etc.). La *distribución* describe la parte o sector que se encuentra en movimiento. El *estilo* indica la manera cómo los diferentes movimientos dentro de la masa, contribuyen al movimiento total.
- ACTIVIDAD HIDROMAGMÁTICA:** Actividad volcánica explosiva originada por la interacción del magma y agua superficial o subterránea.
- ASTENOSFERA:** Es la capa del manto superior que se sitúa por debajo de la litosfera, con un espesor de 200 a 300 km Comprende material rocoso fundido, capaz de moverse lentamente, con la generación de celdas convectivas que producen el arrastre viscoso de la litosfera.
- CAÍDA:** Desprendimiento. Tipo de movimiento en masa en el cual uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de la superficie de un talud. Una vez desprendido, el material cae desplazándose por el aire pero con algunos golpes rebotes o rodamientos.
- CONO ADVENTICIO:** Ciertos volcanes pueden tener, además del cono principal, otros más pequeños a su alrededor, a los que se denomina conos adventicios o satélites.
- CORONA (DE UN DESLIZAMIENTO):** Superficie adyacente al escarpe principal de un deslizamiento que prácticamente no ha sufrido desplazamiento ladera abajo. Sobre ella suelen presentarse algunas grietas paralelas o semi-paralelas conocidas como grietas de tensión o de tracción.
- CORTEZA:** Parte de la Tierra por encima de la discontinuidad de Mohorovicic. Es menos densa que el manto. La corteza continental de las grandes regiones terrestres presenta mayor espesor y es menos densa y más antigua que la corteza oceánica.
- CRATÓN:** Masa continental llegada a tal estado de rigidez en un lejano pasado geológico que, desde entonces, no ha sufrido fragmentaciones o deformaciones, al no haber sido afectadas por los movimientos orogénicos. Por tal motivo, los cratones tienden a ser llanos o a presentar relieves bajos con formas redondeadas. Están constituidos por rocas muy antiguas proterozoicas.
- DEFORMACIÓN:** Son los cambios en tamaño y forma producidos por presión o tensión en rocas y otros materiales.
- DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL PROFUNDA:** Deformaciones a gran escala de laderas con ruptura y desplazamiento de crestas. Esta crestas forman escarpes paralelos. En la base puede haber evidencia de abombamientos.
- DESLIZAMIENTO:** Movimiento ladera abajo de una masa de suelo o roca cuyo despla-

- miento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla.
- EPICENTRO:** Define el punto sobre la superficie de la tierra, directamente por encima del foco de un terremoto.
- ERUPCIÓN ESTROMBOLIANA:** Erupción más explosiva que la hawaiana, con emisión de bombas y lapillis. La actividad puede ser rítmica o continua. Producen conos de escoria de tamaño pequeño a regular.
- ERUPCIÓN HAWAIANA:** Erupción fisural a central, con emisiones no explosivas de medianos a grandes volúmenes de lava basáltica. Producen extensos campos de lava y pequeños conos de salpicaduras de escoria
- ERUPCIÓN PLINIANA:** Emisión volcánica violenta caracterizada por la presencia de nubes ardientes formadas por gases, vapor de agua y cenizas a muy alta temperatura. Pueden producir colapso del edificio volcánico y formación de calderas.
- ERUPCIÓN VULCANIANA:** Erupción caracterizada por la presencia de lavas viscosas que obstruyen el conducto volcánico formando un tapón de lavas solidificadas, tapón que, con el incremento de la presión interna del magma en el conducto volcánico, puede provocar su estallido y pulverización, formando una gran nube volcánica, que ocasiona la caída de cenizas y bombas volcánicas.
- ESCARPE:** Superficie vertical o semi-vertical que se forma en macizos rocosos o de depósitos de suelo debido a procesos denudativos o a la actividad tectónica.
- ESFUERZOS DE CIZALLA:** Esfuerzo con dirección paralela al plano sobre el que actúa.
- ESTADO DE ACTIVIDAD:** Descripción asociada al tiempo en que se moviliza. De acuerdo con ello, los movimientos en masa se clasifican como activos, reactivados, suspendidos e inactivos.
- ESTRATOVOLCÁN:** Los estratovolcanes son edificios volcánicos contruidos por la superposición de materiales expulsados por el volcán. Esto significa que el volcán, en cada erupción, va formando su propio edificio cónico, superponiendo una capa sobre otra y creando estratos distintos, que pueden ser lavas solidificadas, lapilli, tefras, bombas volcánicas o lahares solidificados.
- FACTOR CONDICIONANTE:** Características internas de los materiales que favorecen la generación de los procesos geológicos.
- FACTOR DETONANTE:** Acción, o evento natural o antrópico, que es la causa directa e inmediata de un proceso geológico, por ejemplo, los terremotos, la lluvia, la excavación del pie de una ladera y la sobrecarga de una ladera.
- FALLA:** Define a una fractura geológica a lo largo de la cual se ha producido un desplazamiento de dos bloques adyacentes en tiempos históricos o donde se han localizado focos de terremotos. El desplazamiento puede ser de milímetros a centenas de kilómetros.
- FLUJO DE DETRITOS:** Movimiento en masa de detritos saturados que transcurre a lo largo de un canal o cauce empinado y que, durante su desplazamiento, exhibe un comportamiento semejante al de un fluido, cuyo movimiento puede ser rápido o muy rápido.
- FOCO O HIPOCENTRO:** Punto en el interior de la Tierra en donde se produce el terremoto o desde el cual se produce la liberación de energía.
- FOSA OCEANICA:** Trinchera en el suelo oceánico, en una zona de subducción, donde la corteza oceánica desciende por debajo de la corteza continental.
- FOTOINTERPRETACIÓN:** Técnica que permite examinar fotografías aéreas del terreno con el propósito de identificar los diferentes componentes del paisaje y suministrar información de interés para distintos profesionales como: ingenieros civiles, agrónomos y geólogos. Normalmente, se utilizan fotografías tomadas por una cámara especial situada en un avión o en un satélite.
- FREATO-MAGMÁTICA (ERUPCIÓN):** Una erupción freatomagmática se da cuando el magma ascendente por el conducto volcánico entra en contacto con el agua contenida en los acuíferos subterráneos ubicados en los depósitos de los productos emitidos por el volcán en sus erupciones anteriores.
- FUMAROLA:** Emanación gaseosa, bastante tranquila y regular, que emerge por fisuras o agujeros, generalmente agrupados en campos en las zonas volcánicas.
- GEOMORFOLOGÍA:** La ciencia que estudia y describe las formas del relieve y su relación con la geología.
- HOT PRING:** Fuente termal cuya agua tiene una temperatura superior a los 36,6° C.

- INTENSIDAD:** Es una medida de los efectos producidos por un terremoto. La escala tiene carácter subjetivo y varía de acuerdo con la severidad de las sacudidas producidas en un determinado lugar. Tiene en cuenta los daños causados en las edificaciones, los efectos en el terreno, en los objetos y en las personas. La más utilizada es la escala Mercalli modificada (MM) que contiene doce grados (I al XII).
- LICUEFACCIÓN (DEL SUELO):** Proceso en el que la tierra y la arena, durante un terremoto, se comportan más como un fluido denso que como un sólido húmedo.
- LITOSFERA:** Es la capa formada por la corteza y la parte superior del manto, que es la porción más rígida de éste. Su espesor varía entre 80 y 150 km.
- MAGNITUD:** Es un valor instrumental relacionado con la energía liberada durante un terremoto y propagada como ondas sísmicas en el interior y en la superficie de la Tierra. Es independiente de la distancia entre el hipocentro y la estación sismológica y se obtiene del análisis de los sismogramas. Existen diferentes escalas para medir la magnitud, siendo la más difundida la de Richter, que es una escala abierta, es decir sin límite superior. Sin embargo, los terremotos más grandes registrados, no han excedido la magnitud 8,6 en esta escala, tal como el caso del terremoto de Chile de 1960.
- MANTO:** Es la porción de la Tierra que se ubica por debajo de la corteza y se extiende hasta los 2.900 km de profundidad. Se caracteriza por una gran homogeneidad en los materiales que lo forman, predominantemente silicio y magnesio. Tiene las propiedades de un sólido, salvo en la parte superior donde presenta cierta plasticidad.
- MATERIAL MORÉNICO:** Ver morena.
- METEORIZACIÓN:** Proceso de desintegración física y química de los materiales sólidos en o cerca de la superficie de la Tierra, bajo la acción de los agentes atmosféricos.
- MITIGACIÓN:** Acción de moderar o disminuir las pérdidas y daños mediante el control del proceso (en los casos en que sea posible) y/o la protección de los elementos expuestos, reduciendo su vulnerabilidad.
- MOAI:** Término que en lengua rapanui significa «escultura». Se aplica a estatuas de piedra monolíticas de la Isla de Pascua, Chile, a 3.600 km al oeste de su costa continental. Los más de 600 moais conocidos están distribuidos por toda la isla.
- MORENA:** Depósito glaciario compuesto por sedimentos sueltos constituidos por partículas de diferentes tamaño (arcilla, grava y bloques angulosos) sin estratificación ni clasificación.
- ONDAS SISMICAS:** Ondas elásticas que se propagan dentro de la tierra, generadas por un terremoto o explosión.
- ONDAS SUPERFICIALES:** Ondas sísmicas que solo se propagan en la superficie de la Tierra.
- OROGÉNESIS:** Formación o rejuvenecimiento de montañas y cordilleras que se produce por la deformación compresiva de regiones más o menos extensas de litosfera continental. Los materiales sufren diversas deformaciones tectónicas de carácter compresivo, incluido plegamiento, fallamiento y también el corrimiento de mantos.
- PELIGROSIDAD SISMICA:** Define la probabilidad de que haya un movimiento fuerte, de cierta intensidad, en un lugar y dentro de un periodo de tiempo especificado.
- PIEDEMONTES:** Terreno de pendiente suave situado al pie de una cadena montañosa formado por materiales originados por erosión.
- PLACA:** Parte de la superficie terrestre que se comporta como una unidad rígida simple. Las placas tienen de 100 a 150 km de espesor. Están formadas por la corteza continental o corteza oceánica o por ambas, encima del manto superior. Las placas se mueven con relación al eje de la Tierra y de unas a otras. Existen 7 grandes placas (Africana, Euroasiática, Indo-Australiana, Pacífica, Norteamericana, Sudamericana y Antártica) y varias más pequeñas.
- PLATAFORMA DE ABRASIÓN:** Superficie plana desarrollada en material rocoso costero por acción erosiva del oleaje.
- QUINCHA:** Sistema de cerramiento constructivo antisísmico compuesto por una especie de telar de madera y cañas recubierto con barro.
- RÉPLICA:** Sismo que ocurre después de un terremoto, generado por un reajuste de los esfuerzos actuantes en las rocas alrededor de la zona donde se generó el mencionado terremoto. Si bien es menos violento, puede ocasionar derrumbes en las construcciones dañadas por el terremoto principal.
- REPTACIÓN:** Movimiento lento del terreno en donde no se distingue una superficie de

- falla. La reptación puede ser de tipo estacional, cuando se asocia a cambios climáticos o de humedad del terreno y verdadera cuando hay un desplazamiento relativamente continuo en el tiempo.
- SEICHE:** Palabra en alemán proveniente de Suiza que designa el oleaje inducido por la vibración del sismo en un lago o recipientes de agua (como piscinas), y a grandes distancias del epicentro, aunque, particularmente, no representa amenaza o destrucción. Históricamente, ha sido un fenómeno identificado en lagos de Finlandia y Suiza originados a partir de grandes terremotos en el Atlántico o el Mediterráneo. La detección de este fenómeno tampoco indica generación de un maremoto. Es un acontecimiento sobre líquidos aislados, bastante distantes del radio de percepción de la intensidad sísmica Mercalli, en la superficie de la tierra.
- SISMICIDAD:** Nivel de ocurrencia o concentración de sismos en el espacio y en el tiempo, para una región determinada.
- SISMO DE INTRAPLACA:** Su origen se da dentro de las placas tectónicas, en las denominadas fallas locales. Se caracteriza por tener magnitudes pequeñas o moderadas y porque su hipocentro es más superficial (inferior a 20km).
- SISMO DE INTERPLACA:** Si el sismo ocurre por movimiento de placas o interacción en las zonas de contacto de las placas tectónicas, se le denomina Sismo de Interplaca. Suele producirse en zonas donde la concentración de fuerzas generadas por los límites de las placas tectónicas da lugar a movimientos de reajuste en el interior y en la superficie de la Tierra. Su influencia puede alcanzar desde pequeñas hasta grandes regiones, pero su hipocentro suele encontrarse localizado a profundidades mayores de 20 km, a veces de hasta 70 kilómetros. Se caracteriza por tener una alta magnitud (mayor que 7), y una gran liberación de energía.
- SISMÓGRAFO:** Instrumento que registra los movimientos de la superficie de la Tierra en función del tiempo y que son causados por ondas sísmicas (terremotos).
- SISMOGRAMA:** Registro o gráfico de los sismos captados por un sismógrafo.
- SISMOLOGÍA:** Ciencia que estudia los terremotos, fuentes sísmicas y propagación de ondas sísmicas a través de la Tierra.
- SOLFATARA:** Manifestación volcánica caracterizada por la emisión de gases, en general ricos en azufre, a una temperatura entre 90 y 300° C.
- TECTÓNICA:** Adjetivo para referirse a la estructura de la superficie de la Tierra y a las fuerzas y deformaciones de la misma.
- TEFRA:** Cenizas y otros productos piroclásticos eyectados por un volcán en actividad.
- TERREMOTO:** Movimiento repentino de parte de la corteza terrestre o sacudida producida en la corteza terrestre o manto superior. Un terremoto puede ser causado por el movimiento a lo largo de una falla o por actividad volcánica.
- TERREMOTO CORTICAL:** Es un terremoto superficial, ocurrido a una profundidad de hasta 65 km.
- TUGURIZACIÓN:** Proceso por el cual un edificio ocupado por una población cada vez mayor se va deteriorando, y sus instalaciones (electricidad y agua) se saturan paulatinamente.
- VOLCÁN DE BARRO:** Cono de barro y arcilla con forma de volcán y altura por lo general inferior a 2 m, que se origina por la emisión de agua caliente y sedimentos finos mezclados que fluyen a partir de un conducto en la tierra, por efectos de terremotos en áreas con licuefacción. Por lo general, los volcanes de barro están alineados según fracturas del terreno.
- VUELCO:** Tipo de movimiento en masa en el cual hay una rotación hacia delante de uno o varios bloques de roca o suelo, alrededor de un punto o pivote de giro en su parte inferior.
- VULNERABILIDAD:** Define la probabilidad de que una estructura sufra daños cuando se somete a un movimiento fuerte de cierta intensidad (ejemplo, terremoto).
- ZONIFICACIÓN SÍSMICA:** Mapa de una región que indica áreas (zonas) donde el nivel de peligrosidad sísmica es casi constante o donde los criterios para el diseño sismorresistente son iguales.

FUENTES DE INFORMACIÓN

- Albarado P. y Beck S., 2005. Seismic Study of the 1944 San Juan, Argentina Earthquake. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 517-524. La Plata.
- Andrade D., Hall M., Mothes P., Troncoso L., Eissen J., Samananiego P., Egred J., Ramón P., Rivero D., Yepes H., 2005. Los Peligros Volcánicos asociados con el Cotopaxi. Corporación Editora Nacional, 147 p., Serie Los Peligros Volcánicos en el Ecuador, 3.
- Apolo M. (compilación y edición), 2000. Historia de los Terremotos y las Erupciones volcánicas en el Ecuador siglos XVI - XX, crónicas y relaciones de Kolberg, Martínez, Whympfer, Wolf, Iturralde y otros. (<http://www.municipiodepelileo.gov.ec/>)
- Calvache M.L., 2005. Volcán Nevado del Ruiz: Reactivación y Erupción 1985. Conferencia Armero 20 Años 1985 - 2005, Compromiso de Vida. Ibagué.
- Castellanos A., 1945. El terremoto de San Juan. En: Cuatro lecciones sobre terremotos, p. 79-242. Asociación Cultural de Conferencias de Rosario, Argentina
- Cevallos O., Fernández M., Plaza G., Klinkicht S. 1996. Sin Plazo Para La Esperanza, Reporte sobre el desastre de la Josefina-Ecuador, 1993
- Cortes G.P., 2005. Generalidades sobre el lahar o flujo de lodo de Armero 1985 y su depósito asociado. Conferencia Armero 20 Años 1985 - 2005, Compromiso de Vida. Ibagué.
- Estrada Roldán B. E. y Farbiarz J., 2005. El terremoto y posterior tsunami del 26 de diciembre de 2004 en Indonesia. Dyna, marzo, año/vol. 76 (145): 85-90. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Ghiglino Antunez L., 1970. Alud de Yungay y Ranrahirca del 31 de Mayo de 1970. Revista Peruana de Andinismo y Glaciología, 9:84-88.
- Gil F., 2006. Volcano and Seismological Observatories National Network of Colombia. Abstracts Fourth Conference Cities on Volcanoes - IAVCEI. p. 93. Quito
- González Diaz E. F., Giaccardi, A.D. y Costa, C. H., 2001. La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (4): 466-480.
- Grases J., Malaver A., Montes L., González M., Herrera C., Acosta L., Lugo M., Madriz J., Hernández J. y Vargas R., 2004. Amenazas naturales y vulnerabilidad en Cumaná. IMME vol. 42(3): 57-80. ISSN 0376-723X
- Hildreth W. y Drake R. E., 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. Bulletin of Volcanology. 54:93-125.
- Historia de los Terremotos y las Erupciones volcánicas en el Ecuador siglos XVI - XX, crónicas y relaciones de Kolberg, Martínez, Whympfer, Wolf, Iturralde y otros
<http://www.igepn.edu.ec/vulcanologia/volcanes.htm>
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), 1977. El terremoto de San Juan del 23 de noviembre de 1977. Informe preliminar, San Juan, República Argentina, 103 p.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), 1999. Manual de prevención sísmica.
- INPRES. Listado de sismos históricos de Argentina. Catálogo on-line.
- Instituto Nacional de Defensa Civil, 2001. Compendio Estadístico de Emergencias.
- Lander J., Whiteside L. y Lockridge P., 2002. A brief history of tsunamis in the Caribbean Sea. The International Journal of the Tsunami Society, Vol. 20 (2): 57-94.
- Macdonald, G.A. 1972. Volcanoes. 510 p. Prentice-Hill, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey U.S.A.
- Meyer H. y Caicedo J., 1998. Evaluation of tsunami source scenarios in the caribbean sea and simulation of wave height, a TIME project activity. Okushiri Tsunami / UJNR Workshop, Japón.

- Mojica J., Colmenares F., Villaroel C., Macia C. y Moreno M., 1985. Características del flujo de lodo ocurrido el 13 de noviembre de 1985 en el valle de Armero (Tolima-Colombia). Historia y comentarios de los flujos de 1595 y 1845. Revista Geología Colombiana, No 14 Separata especial, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Parra E., 2005. Cronología de Actividades técnico-científicas antes y después de la erupción del volcán Nevado del Ruiz, el 13 de Noviembre de 1985. Conferencia Armero 20 Años 1985 - 2005, Compromiso de Vida. Ibagué.
- Pierson T. C., Janda R. J., Thouret J. C. y Borrero C. A., 1990. Perturbation and Melting of Snow and Ice by the 13 November 1985 Eruption of Nevado del Ruiz, Colombia and Consequent Mobilization, Flow and Deposition of lahars. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 41, p 17-66, 1990. 31 fig, 6 tab, 58 ref, append.
- Plafker, G. y Ericksen, G. E. 1978. Nevados Huascaran avalanches, Peru. In Rockslides Avalanches, Vol. 1 Natural Phenomenon. Edited by B. Voigth, Elsevier, pp. 277-314.
- Simkim, T. y Siebert, K. 1994. Volcanoes of the World, Second Edition. 349p. Geoscience Press (Tucson, AZ), U.S.A.
- Sruoga, P., P. Guerstein, P. y A. Bermúdez, 1993. Riesgos Geológicos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino. Editor: Victor Ramos:659-668.
- Tavera, H. et al., 2002. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG, p 19-30
- Theilen-Willige, B., 2006. Tsunami hazard in northern Venezuela. Science of Tsunami Hazards, Vol. 25 (3): 144-159.
- Zevallos O., Fernández M., Plaza G., Klinkicht S. 1996. Sin Plazo Para La Esperanza, Reporte sobre el desastre de la Josefina-Ecuador, 1993.



Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas

El Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA: GCA, es un proyecto de cooperación internacional (2002-2008) entre Argentina, Bolivia, Canadá, Chile, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela, cofinanciado por los Servicios Geológicos participantes y la Agencia Canadiense de Cooperación Internacional, ACIDI. Se estableció con el objetivo de contribuir a mejorar la calidad de vida de los pobladores de la región andina, a través de la reducción del impacto negativo de las amenazas naturales como terremotos, movimientos en masa y erupciones volcánicas. Mediante el Proyecto se generó información geoespacial actualizada e integrada sobre amenazas geológicas en el formato adecuado para los fines de prevención y mitigación, así como para una adecuada planificación del uso del territorio.

En el marco de las actividades del Proyecto se decidió la elaboración de un mapa regional de peligros geológicos a escala 1:7.500.000 y un texto explicativo. El objetivo de la publicación, destinada al público no especializado, es destacar, con fines educativos, la existencia de amenazas geológicas así como promover la importancia de la realización de estudios científicos respecto de procesos geológicos con los que se vinculan los peligros con el fin de prevenir y/o mitigar sus efectos.



Con el auspicio de:

