



FORO INTERNACIONAL **PELIGROS GEOLÓGICOS**

“volcanes, sismos y movimientos en masa”

Arequipa, 14, 15 y 16 de octubre de 2013
Comité Editor: Marco Rivera / Bilberto Zavala
Patricio Valderrama / Edu Taipe

LIBRO DE RESÚMENES

**RESÚMENES EXTENDIDOS DEL “FORO INTERNACIONAL,
PELIGROS GEOLÓGICOS - VOLCANES, SISMOS Y
MOVIMIENTOS EN MASA”**

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO, INGEMMET
Av. Canadá 1470 San Borja, Lima 41, Perú
Presidente: Ing. Susana Vilca Achata.

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RIESGOS GEOLÓGICOS
DEL INGEMMET
Director: Lionel Fidel Smoll

OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO DEL INGEMMET (OVI)
Jersy Mariño, Marco Rivera, Luisa Macedo, Domingo Ramos

MUNICIPALIDAD PROVINCIAL DE AREQUIPA.
Alcalde: Alfredo Zegarra Tejada

INDECI SUR AREQUIPA
Gral. Carlos Nacarino Rodríguez

GOBIERNO REGIONAL DE MOQUEGUA
Ing. Nelson Condori Huacho
Lic. José Luis Peralta Rivera
Gerencia de Defensa Civil

MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE YANAHUARA
Ing. Norma Flores Infantes
Secretaría Técnica de Defensa Civil

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO DE PUNO
Ing. Sofía Benavente Fernández

MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE ILO
Jesús Mamani Surco

COLABORADORES

Griselda Luque
Jessica Vela
José Cardenas
Jersy Mariño
José Ubeda
Manuel Vilchez
Pablo Samaniego
Vicentina Cruz

DISEÑO Y DIAGRAMACIÓN:

Enrique Isarra

TIRAJE:

1000 ejemplares
Impreso en Perú
Octubre 2013

COMITÉ ORGANIZADOR

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO –
INGEMMET

Ing. Lionel Fidel Smoll

Ing. Luisa Macedo Franco

GOBIERNO REGIONAL DE AREQUIPA

Dr. Miguel Alayza Angles

MUNICIPALIDAD PROVINCIAL DE AREQUIPA

Ing. José Vásquez Allasi

INDECI SUR AREQUIPA

Gral. Carlos Nacarino Rodríguez

Lic. Anita Arguedas Ayala

GOBIERNO REGIONAL DE MOQUEGUA

Ing. Nelson Condori Huacho

Lic. Jose Luis Peralta Rivero

UNIVERSIDAD CATÓLICA SANTA MARÍA

Dr. Carmelo Rodríguez Salinas

MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE YANAHUARA

Ing. Norma Flores Infantes

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO DE PUNO

Ing. Sofía Benavente Fernandez

MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE ILO

Jesús Mamani Surco

PRÓLOGO:

El Perú se encuentra en el cinturón de fuego del Pacífico, zona de alta actividad sísmica y volcánica que convierte a nuestras ciudades en espacios vulnerables. Del año 2007 a la actualidad, tres grandes desastres originados por sismos asolaron Perú (sentidos en los departamentos de Ica, Lima y Ayacucho en agosto de 2007), Chile (2010) y Haití (2010). El sismo de Haití provocó más de 310,000 víctimas mortales, el de Chile menos de 500, aunque pérdidas económicas por encima de los US\$ 20,000 millones. Según estimaciones del BID, la pérdida que podría tenerse en el Perú, ante un sismo similar al de Chile, sería cercano a US\$ 32,000 millones.

Por otro lado, la nube de ceniza generada durante la reciente erupción del volcán Eijafjalla en Islandia, originó la suspensión de más de 100,000 vuelos en el continente europeo, solo entre el 15 y 21 de abril del año 2010. Según cifras de la consultora Oxford Economics, las pérdidas generadas ascendieron a US\$ 5,000 millones. Este tipo de fenómenos no son ajenos al Perú, en nuestro país tenemos siete volcanes activos, los cuales han generado por lo menos 36 erupciones en los últimos 600 años. Podemos resaltar la erupción del volcán Huaynaputina, ocurrido en Febrero del año 1600 D.C., que ocasionó la muerte de más de 1500 personas en los valles de Omate y Tambo, y cuyas cenizas generaron un grave impacto ambiental en todo el sur del Perú. Recientemente, ocurrieron la reactivación de los volcanes Sabancaya (1987-1998) y posteriormente el Ubinas (2006-2009). La reactivación del Ubinas obligó evacuar al menos 2000 pobladores del valle de Ubinas a la zona de Chacchagen, durante el cual el Estado Peruano invirtió más e 10,000 millones de soles en el manejo de crisis. En el 2013, nuevamente estos dos últimos volcanes muestran indicios de reactivación.

La devastación y muerte en Haití fue mucho mayor que en Chile, a pesar de que el terremoto de Chile fue de mayor magnitud e intensidad. La conclusión es que el desarrollo económico y el grado de preparación y respuestas (resiliencia) de una sociedad, puede causar que un mismo fenómeno, tenga, contextos diferentes, efectos radicalmente distintos. El Gobierno durante los últimos meses viene implementando un programa de prevención ante posibles sismos y otros fenómenos naturales destructivos, principalmente en las zonas urbanas. Esta política de estado estaría incompleta si no involucra una tarea educativa para inculcar en el país una cultura preventiva.

El objetivo del Foro sobre Peligros Geológicos es de intercambiar experiencias en la implementación de acciones de mitigación de riesgos, el manejo de emergencias y los procesos de reconstrucción de las poblaciones devastadas por procesos de remoción en masa (deslizamientos, huaycos, derrumbes) sismos y erupciones volcánicas. Así, mismo, se conocerán avances sobre trabajos de evaluación y zonificación de los peligros por procesos de remoción en masa, peligro sísmico y volcánico, sobre sistemas de monitoreo y de alerta temprana. Este evento pretende ser un espacio de encuentro entre los geocientíficos que estudian y monitorean estos fenómenos, y los usuarios de este conocimiento.

RELACIÓN DE EXPOSITORES

- 01 Dr. Robert Palomera
Consultora Internacional HQA

- 02 Dr. Miguel Llorente Isidro
Instituto Geológico y Minero de España - IGME

- 03 Dr. José Ubeda Palenque
Universidad Complutense de Madrid España

- 04 Dr. Alberto Tomas Caselli
Universidad Nacional de Rio Negro

- 05 Dr. Marco Rivera
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

- 06 Ing. Bilberto Zavala
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

- 07 Dr. Benjamin Van Wyk de Vries
Observatorio de Física del Globo de Clermont-Ferrand
Laboratorio Magmas de Volcanes

- 08 Dr. Pablo Samaniego
Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia - IRD

- 09 M.Sc. Sandra Villacorta
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

- 10 Ing. Domingo Ramos
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

- 11 M.Sc. Newton Víctor Machaca Cusilayme
Universidad Nacional del Altiplano

- 12 Dr. Hugo Moreno
Servicio de Geología y Minería de Chile - SERNAGEOMIN

- 13 Dr. Hugo Delgado Granados
Universidad Nacional Autónoma de México

- 14 Dr. Hernando Tavera
Instituto Geofísico del Perú - IGP

- 15 Dra. Elena Martinez
INCLAM

- 16 Dr. Nicanor Prendes Rubiera
CEDEX



- 17 Dr. Pablo Forte
Universidad de Buenos Aires - UBA
-
- 18 M.Sc. Martha Navarro Collado
Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales - INETER
-
- 19 M.Sc. Eliecer Duarte
Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica - OVSICORI
-
- 20 Ing. Lionel Fidel
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET
-
- 21 Ing. Luisa Macedo
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET
-
- 22 Arq. Guadalupe Mazana García
Dirección de Gestión de Procesos del CENEPRED
-
- 23 Ing. Adrián Fernando Neyra Palomino
Ministerio del Ambiente - MINAM
-
- 24 Arq. Eliana Ricalde Rios
Centro Guaman Poma de Ayala
-
- 25 Dra. Pascale Metzger
Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia - IRD
-
- 26 Susana Chalabe
Universidad Nacional de Jujuy, Argentina
-
- 27 Dr. Jordi Pastor
Consultora WATER IDEA
-
- 28 Msc. Jersy Mariño
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET
-
- 29 Ing. Alberto Bisbal Sanz
Instituto Nacional de Defensa Civil - IINDECI
-
- 30 PhD. Adriana Marquez
Sistema de Información Geográfica Aplicados a la Prevención de
Riesgos Hidrometeorológicos y Geomorfológicos SIGAPRHIGE
-
- 31 Prof. Jaime Valencia Ampuero
Municipalidad Provincial de Ilo
-
- 32 M.Sc. Virginia Tenorio
Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales - INETER



RELACIÓN DE EXPOSITORES

33 C.F. Atilio Aste
Marina de Guerra del Perú

34 Ing. Victor Laban Elera
Gobierno Regional Piura

35 Ing. Walter Choquevilca
CARE Perú, Universidad de Zúrich

36 Dr. Randy White
United States Geological Survey (USGS)

37 Dr. Jorge Civis Llovera
Instituto Geológico y Minero de España - IGME

38 Arq. Guadalupe Mazana Garcia
Dirección de Gestión de Procesos del CENEPRED

40 M.Sc. Patricio Valderrama
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

41 Ing. Briant García Fernandez
Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco

42 Ing. José Cárdenas
Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco

43 Ing. Manuel Vilchez
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

44 Arq. Alcibiades Pinto Melendez
Gobierno Regional Apurímac

45 Ing. Enrique Guadalupe
Universidad Nacional Mayor de San Marcos

46 Dra. Lucile Tatard
Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia - IRD

47 Ing. Christian Obregon
Universidad Nacional Mayor de San Marcos - E.A.P. Ing. Geológica

48 Dr. Dirk Kuhn
Departamento Evaluación de Amenazas, Sensores Remotos
Fachbereich Gefährdungsanalysen, Fernerkundung



49 Dr. Edwin Pino Vargas
Universidad Nacional Jorge Basadre Grohman de Tacna

50 Dr. David Huamán Rodrigo
Universidad Nacional de Abancay

51 Ing. Lourdes Cacya
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET

52 Lic. Pablo Masias
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

53 Dr. Orlando Macedo
Instituto Geofísico del Perú

54 Lic. Martí Bonshoms
Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología - SENAMHI





PROGRAMA DEL FORO INTERNACIONAL DE PELIGROS GEOLÓGICOS: VOLCANES, SISMOS Y MOVIMIENTOS EN MASA

“Geociencias y Sociedad Impulsando la Reducción del Riesgo de Desastres”

El programa técnico del Foro Internacional de Peligros Geológicos está dividido en tres sesiones:

- a) investigaciones geo-científicas;
- b) prevención y reducción del riesgo;
- c) preparación respuesta y rehabilitación.



14 DE OCTUBRE

08:00 h. INSCRIPCIONES Y REGISTRO DE ASISTENCIA

09:30 h. CEREMONIA DE INAUGURACIÓN

Himno Nacional

Himno de Arequipa

Palabras de bienvenida, por el Dr. Abel Tapia Fernández, Rector de la Universidad Católica de Santa María de Arequipa

Palabras del Dr. Alfredo Zegarra Tejada, Alcalde de la Municipalidad Provincial de Arequipa

Palabras del Dr. Juan Manuel Guillen, Presidente del Gobierno Regional de Arequipa

Inauguración del Foro Internacional de Peligros Geológicos, a cargo de la Ing. Susana Vilca Achata, Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET

10:00 h. **SESIÓN I: INVESTIGACIONES GEOCIENTÍFICAS**

Moderador: Ing. Lionel Fidel - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET

10:00 h. MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD POR MOVIMIENTOS EN MASA EN LAS CUENCAS CAMANÁ-MAJES-COLCA Y CHILI-VITOR-QUILCA, AREQUIPA

B. Zavala, M. Vilchez y M. Rosado - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET

10:25 h. LA INVESTIGACIÓN DEL REGISTRO GLACIAL DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA (AREQUIPA, PERÚ)

J. Úbeda - Universidad Complutense de Madrid, España

10:50 h. MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CUENCA DEL RÍO INAMBARÍ PUNO, PERÚ

N. Machaca - Universidad Nacional del Altiplano, Puno-Perú

11.15 h. RECESO - REFRIGERIO

- 11:30 h. **SESIÓN I: INVESTIGACIONES GEOCIÉNTÍFICAS**
Moderador: Dr. Alberto Caselli - Universidad Nacional de Río Negro, Argentina
- 11:30 h. **MAPA DE PELIGROS GEOLÓGICOS DE LA CUENCA DEL CUSCO**
J. Cárdenas, R. Concha, B. García, I. Astete, D. Arriola, E. Ricalde, T. Flores, V. Carlotto - Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET
- 11:55 h. **CARTOGRAFÍA HIDROGEOMORFOLÓGICA, HERRAMIENTA PARA INTERVENCIÓN DE CUENCAS ANTE AMENAZAS HÍDRICAS**
R. Richardson - Universidad de Playa Ancha, Chile
- 12:20 h. **EL CONTINUO MEJORAMIENTO DE LOS MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS COMO HERRAMIENTA PARA LA MITIGACIÓN DE LA AMENAZA VOLCÁNICA**
P. Samaniego, M. Hall, J.-L. Le Penec, P. Mothes, C. Robin, H. Yepes, K. Kelfoun - Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Ecuador
- 12:50 h. **CONFERENCIA MAGISTRAL: EVALUACIÓN DEL ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO DE PLACAS EN LA REGIÓN CENTRO-SUR DEL PERÚ Y PROPUESTA DE ESCENARIO SÍSMICO**
H. Tavera, M. Chlieh, N. Pulido - Instituto Geofísico del Perú, IGP
- 13:20 h. **ALMUERZO**
- 15:30 h. **SESIÓN I: INVESTIGACIONES GEOCIÉNTÍFICAS**
Moderadora: M.Sc. Sandra Villacorta - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET
- 15:30 h. **MODELAMIENTO HIDRODINÁMICO PARA DETERMINAR ZONAS VULNERABLES EN EL CAUCE DEL RÍO SECO, ZONA URBANA DE TACNA**
E. Pino, C. Tisnado - Universidad Nacional Jorge Basadre Grohman de Tacna
- 15:55 h. **UNA GRAN ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TUTUPACA (TACNA) OCURRIDA HACE APROXIMADAMENTE 200 AÑOS AP: IMPLICACIONES PARA LA EVALUACIÓN DE LA AMENAZA**
P. Valderrama, P. Samaniego, J. Mariño, N. Manrique, B. Van Wyk de Vries, L. Fidel - Observatorio Vulcanológico del INGEMMET - OVI Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET - Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD
- 16:20 h. **MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA**
M. Rivera, J. Mariño, P. Samaniego, N. Bellot, N. Manrique, L. Macedo, P. Valderrama, R. Delgado - Observatorio Vulcanológico del INGEMMET - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET - Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD
- 16:45 h. **GEOMEPE: MODELO DE EVALUACIÓN DE PÉRDIDAS POR PELIGROS GEOLÓGICOS**
M. Lorente - Instituto Geológico y Minero de España, IGME
- 17:10 h. **RECESO REFRIGERIO**
- 17:30 h. **SESIÓN I: INVESTIGACIONES GEOCIÉNTÍFICAS**
Moderador: Dr. Pablo Samaniego - Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD





- 17:30 h. PELIGROS GEOLÓGICOS EN LIMA METROPOLITANA Y EL CALLAO
S. Villacorta, L. Tatard, J. Ubeda - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET - Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD - Universidad Complutense de Madrid, España
- 17:55 h. PELIGROS Y RIESGOS ASOCIADOS A FLUJOS HIPERCONCENTRADOS Y DEBRIS FLOW
R. Palomera - Consultora Internacional HQA, España
- 18:20 h. LOS FACTORES QUE CONTROLAN LA INESTABILIDAD VOLCÁNICA Y EL DESARROLLO DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS VOLCÁNICAS
B. Van Wyk de Vries - Observatorio de Física del Globo de Clermont-Ferrand/Laboratorio de Magmas y Volcanes, Francia
- 18:50 h. CONFERENCIA MAGISTRAL: MAPAS DE PELIGROS/AMENAZAS VOLCÁNICAS: MÉTODOS DE ELABORACIÓN, TIPOS, CARACTERÍSTICAS Y TENDENCIAS
H. Delgado - Universidad Nacional Autónoma de México



15 DE OCTUBRE

- 08:00 h. REGISTRO DE ASISTENCIA
- 09:00 h. **SESIÓN II: PREVENCIÓN Y REDACCIÓN DEL RIESGO**
Moderadora: Ing. Luisa Macedo - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET
- 09:00 h. ATENCIÓN DE LA EMERGENCIA DE CHOQUEPUQUIO-APURIMAC POR EL DESLIZAMIENTO DE MARZO 2012
A. Pinto, M. Madueño - Gobierno Regional de Apurímac
- 09:25 h. VULNERABILIDAD Y RIESGOS EN JUJUY, ARGENTINA
S. Chalabe - Universidad Nacional de Jujuy, Argentina
- 09:50 h. MECANISMOS DE INTERVENCIÓN PARA LA DISMINUCIÓN DE LA VULNERABILIDAD EN COMUNIDADES VINCULADAS A VOLCANES ACTIVOS: CASO VILLA CAVIAHUE, ARGENTINA
P. Forte, A. Caselli, J. Muriel - Universidad de Buenos Aires, UBA, Argentina - Universidad Nacional de Río Negro, Argentina
- 10:15 h. ERUPCIÓN DEL VOLCÁN COPAHUE (ARGENTINA): EVOLUCIÓN, PRODUCTOS E IMPACTO SOCIAL Y AMBIENTAL
A. Caselli, M. Vélez, M. Agosto, P. Forte, J. Albite, R. Daga - Universidad Nacional de Río Negro, Argentina - Universidad de Buenos Aires, UBA, Argentina
- 10:45 h. RECESO - REFRIGERIO
- 11:00 h. **SESIÓN II: PREVENCIÓN Y REDUCCIÓN DEL RIESGO**
Moderador: Dr. Hugo Moreno - Servicio de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN
- 11:00 h. GEOLOGÍA Y SOCIEDAD: AVANCES EN LA REGIÓN SUR DEL PERÚ
L. Macedo, J. Mariño, M. Rivera, I. Lazarte - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET



11:25 h. PELIGROS GEOLÓGICOS: IMPORTANTE ELEMENTO DE ANALISIS EN LOS PROCESOS DE ZONIFICACIÓN ECOLÓGICA ECONÓMICA Y ORDENAMIENTO TERRITORIAL
A. Neyra - Ministerio del Ambiente, MINAM

11:50 h. MONITOREO DE LOS VOLCANES SABANCAYA Y UBINAS, Y LOS TRABAJOS DESPLEGADOS PARA ATENDER LAS CRISIS VOLCÁNICAS DEL 2013
D. Ramos, O. Macedo, P. Masias, E. Taipe, F. Apaza, R. Paxi, I. Lazarte, W. Chilo - Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, OVI - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET

12:20 h. ANÁLISIS DE LA VULNERABILIDAD DE LIMA Y CALLAO PARA MEJORAR SU PREPARACIÓN ANTE UN SISMO DE GRAN MAGNITUD
P. Metzger - Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD

12:50 h. ALMUERZO

15:00 h. SESIÓN II: PREVENCIÓN Y REDUCCIÓN DEL RIESGO
Moderador: A. Urrutia - Consultora Internacional INCLAM, España

15:00 h. AMENAZA VOLCÁNICA EN NICARAGUA Y EL TRABAJO CON LAS COMUNIDADES
M. Navarro - Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales, INETER

15:25 h. UNA EXPERIENCIA PARTICIPATIVA PARA REDUCIR LOS RIESGOS DE DESASTRE EN LA CIUDAD DE CUSCO
E. Ricalde - Centro Guamán Poma de Ayala

15:50 h. MONITOREO DE PELIGROS GEOLÓGICOS EN EL DISTRITO DE MACA, Y RECOMENDACIONES DE PROPUESTAS DE INTERVENCIÓN PARA REDUCIR EL RIESGO DE DESASTRES
L. Fidel, B. Zavala, J. Mariño, P. Lacroix, E. Taipe, L. Tatar, C. Benavente, W. Pari, L. Macedo, F. Peña, R. Paxi, F. Delgado, M. Vilchez, S. Villacorta, M. Ochoa, G. Luque, M. Rosado, Y. Antayhua, S. Nuñez, S. Vasquez, M. Wathelet, B. Guillier, F. Bondoux, E. Norabuena, J. Gómez - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET - Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD - Instituto Geofísico del Perú, IGP

16:15 h. ERUPCIONES FREÁTICAS DEL VOLCÁN TURRIALBA (COSTA RICA) ENTRE EL 2010 Y 2013: SIMULACRO NATURAL Y PREPARATORIO
E. Duarte - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, OVSICORI

16:45 h. RECESO REFRIGERIO

17:00 h. SESIÓN II: PREVENCIÓN Y REDUCCIÓN DEL RIESGO
Moderadora: Arq. Eliana Ricalde - Centro Guamán Poma de Ayala

17:00 h. TSUNAMIS: MITIGACIÓN DE SUS EFECTOS POR FRACTALIZACIÓN COSTERA
N. Prendes, T. Echegoyen y A. Lechuga - Centro de Experimentación de Obras Públicas-CEDEX, España

17:25 h. LEY 29869, DE REASENTAMIENTO POBLACIONAL PARA ZONAS DE MUY ALTO RIESGO NO MITIGABLE
A. Basauri, G. Masana - Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres, CENEPRED





- 17:50 h. ANÁLISIS Y GESTIÓN DE RIESGO DE INUNDACIÓN
A. Urrutia, E. Martínez - Consultora Internacional INCLAM, España
- 18:20 h. CONFERENCIA MAGISTRAL: PRECURSORES DE LA ERUPCIÓN DE JUNIO DE 2011 EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO CORDÓN CAULLE: CLAVES PARA LA PREPARACIÓN DE LA POBLACIÓN Y DE UNA ASISTENCIA TÉCNICA EXITOSA
H. Moreno, J. Muñoz - Servicio de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN

16 DE OCTUBRE

- 08:00 h. REGISTRO DE ASISTENCIA
- 09:00 h. **SESIÓN III: PREPARACIÓN, RESPUESTA Y REHABILITACIÓN**
Moderador: Dr. Jordi Pastor - Consultora WATER IDEA, España
- 09:00 h. IMPLEMENTACIÓN DE LA GESTIÓN DEL RIESGO DE DESASTRES ANTE PELIGROS GEOLÓGICOS EN LA CIUDAD DE HUANCABAMBA
V. Laban - Gobierno Regional de Piura
- 09:25 h. SISTEMA DE GESTIÓN DE RIESGOS ANTE EVENTOS ASOCIADOS A GLACIARES EN SANTA TERESA (CUSCO): COMPONENTES PRINCIPALES Y RESPONSABILIDADES POLITICAS ASOCIADAS
W. Choquevilca, C. Giraldez, C. Huggel, J. García, F. Fernández, H. Frey, W. Haeberli y K. Price - CARE Perú, Universidad de Zúrich
- 09:50 h. ATENCIÓN DEL SISMO DE HAITÍ, 2010: EXPERIENCIAS Y APORTES DE BUSF
E. Salomón - Bomberos Unidos Sin Fronteras, BUSF
- 10:15 h. SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA FRENTE A TSUNAMIS EN LA CIUDAD DE ILO - PERÚ
J. Valencia - Municipalidad Provincial de Ilo
- 10:40 h. RECESO-REFRIGERIO
- 11:00 h. SESIÓN III: PREPARACIÓN, RESPUESTA Y REHABILITACIÓN
Moderadora: M.Sc. Martha Navarro - Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales, INITER
- 11:00 h. EL SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA FRENTE A TSUNAMIS EN EL PERÚ
C. Rodriguez - Marina de Guerra del Perú
- 11:25 h. PRESENTACIÓN DE LA RED SIGAPRHIGE APLICADA A LA PREVENCIÓN DE DESASTRES EN IBEROAMÉRICA
A. Márquez - Red Sistema de Información Geográfica Aplicados a la Prevención de Riesgos Hidrometeorológicos y Geomorfológicos (SIGAPRHIGE), Venezuela
- 11:50 h. INNOVACIONES EN SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA PARA LA GESTIÓN DE EMERGENCIAS ANTE INUNDACIONES
J. Pastor - Consultora WATER IDEA, España



- 12:15 h. EL PROCESO DE PREPARACIÓN EN LA GESTIÓN DEL RIESGO DE DESASTRES EN EL PERÚ
A. Bisbal - Instituto Nacional de Defensa Civil-INDECI
- 12:45 h. ALMUERZO
- 15:00 h. **SESIÓN III: PREPARACIÓN, RESPUESTA Y REHABILITACIÓN**
Moderador: Ing. Alberto Bisbal - Instituto Nacional de Defensa Civil-INDECI
- 15:00 h. HISTORIA DEL OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO DE LOS ANDES CENTRALES-CHILE, OVDAS
H. Moreno - Servicio de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN
- 15:25 h. OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO DEL INGEMMET (OVI): HERRAMIENTA PARA LA REDUCCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN EL SUR DEL PERÚ
J. Mariño, M. Rivera, L. Macedo, D. Ramos, P. Masias, E. Taipe, P. Samaniego, N. Manrique, F. Apaza, R. Paxi, P. Valderrama, I. Lazarte, W. Chilo, J. Díaz, J. Vela, J. Calderón - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET
Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, IRD
- 15:50 h. CONFERENCIA MAGISTRAL: APORTES DEL “VOLCANO DISASTER ASSISTANCE PROGRAM (VDAP)” EN LA REDUCCIÓN DEL RIESGO DE DESASTRES VOLCÁNICOS EN EL MUNDO
R. White - United States Geological Survey, USA
- 16:10 h. RECESO REFRIGERIO
- 16:30 h. MESA REDONDA: “LA GESTION DE RIESGO DE DESASTRES”
MODERADOR: M.Sc. Jersy Mariño - Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET
PANELISTAS:
Gral. Alfredo Murgueytio Espinoza, Jefe Nacional del Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI)
Ing. Susana Vilca Achata, Presidente del Consejo Directivo del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Sr. Rafael Campos Cruzado, Secretario General del Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres (CENEPRED)
Srta. Blanca Arostegui, Secretaría de Gestión de Riesgo de Desastres de la Presidencia del Consejo de Ministros (PCM)
Dr. Jorge Civis Llovera, Director del Instituto Geológico y Minero de España (IGME)
Ing. Juvenal Medina, Welt Hunger Hilfe (Agro Acción Alemana)
- 18:00 H. CEREMONIA DE CLAUSURA
Palabras de agradecimiento del Gral. Alfredo Murgueytio Espinoza, Jefe Nacional del Instituto Nacional de Defensa Civil, INDECI
Palabras del Ing. Martín Vizcarra, Presidente del Gobierno Regional de Moquegua
Invitación a la Noche Cultural, a cargo del Sr. Elvis Delgado Gacigalupi, Alcalde del Distrito de Yanahuara
Clausura del evento, a cargo de la Ing. Susana Vilca Achata, Presidente del Consejo Directivo del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
Pisco de honor





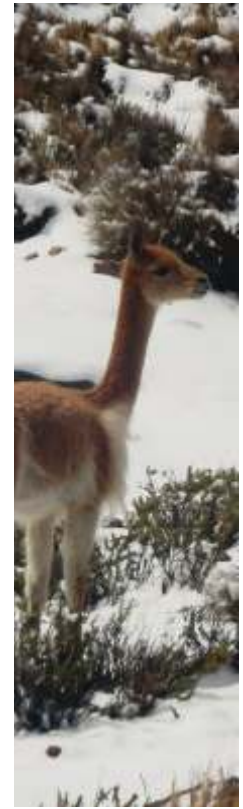
CONTENIDOS:

Sesión 1: Investigaciones Geocientíficas

- 24** **La investigación del registro glacial del cambio climático en el complejo volcánico nevado Coropuna (Arequipa, Perú)**
J. Ubeda
- 29** **Movimientos en Masa en la Cuenca del Río Inambari (Puno-Perú)**
Newton Machaca, Una Puno
- 33** **Susceptibilidad a Movimientos en Masa en la Cuenca Camaná-Majes-Colca, Arequipa**
B. Zavala
- 40** **Mapa de peligros geológicos de la cuenca del Cusco**
J. Cárdenas, R. Concha, B. García, I. Astete, D. Arriola, E. Ricalde, T. Flores, V. Carlotto
- 46** **Monitoreo de los volcanes Sabancaya y Ubinas, y los trabajos desplegados para atender las crisis volcánicas del 2013**
D. Ramos, O. Macedo, P. Masias, E. Taipe, F. Apaza, R. Paxi
- 50** **El continuo mejoramiento de los mapas de peligros volcánicos como herramienta para la mitigación de la amenaza volcánica**
P. Samaniego, M. Hall, Jean-Luc Le Pennec, P. Mothes, C. Robin, H. Yepes, K. Kelfoun
- 54** **Evaluación del acoplamiento intersísmico de placas en la región centro-sur del Perú y propuesta de escenario sísmico**
H.Tavera, Mohamed Chlieh, N. Pulido



- 55** **Modelamiento hidrodinámico para determinar zonas vulnerables en el cauce del río seco, zona urbana de Tacna**
E. Pino, C. Tisnado
- 61** **Una gran erupción del volcán Tutupaca (Tacna) ocurrida hace aproximadamente 200 años AP: implicaciones para la evaluación de la amenaza**
P. Valderrama, P. Samaniego, J. Mariño, N. Manrique, B. Van Wyk de Vries, L. Fidel
- 65** **Mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya**
M. Rivera, J. Mariño, P. Samaniego, N. Bellot, N. Manrique, L. Macedo, P. Valderrama, R. Delgado
- 70** **GEOMEPE: Modelo de evaluación de pérdidas por peligros geológicos**
M. Llorente
- 75** **Peligros geológicos en Lima metropolitana y el Callao**
S. Villacorta, L. Tatard, J. Ubeda
- 81** **Peligros y riesgos asociados a flujos hiperconcentrados y debris flow**
R. Palomera
- 86** **Los factores que controlan la inestabilidad volcánica y el desarrollo de las avalanchas de escombros volcánicas**
B. Van Wyk de Vries



CONTENIDOS:

Sesión 2: Prevención y Reducción del Riesgo

- 94** **Emergencia por deslizamiento afecta la comunidad de Choquepuquio (distrito de Ocobamba, provincia de Chincheros, Región Apurímac)**
A. Pinto, M. Madueño
- 98** **Mecanismos de intervención para la disminución de la vulnerabilidad en comunidades vinculadas a volcanes activos: Caso villa Caviahue, Argentina**
P. Forte, A. Caselli, J. Muriel
- 104** **Erupción del volcán Copahue (Argentina): Evolución, productos e impacto social y ambiental**
A. Caselli, M. Vélez, M. Agosto, P. Forte, J. Albite, R. Daga
- 110** **Geología y sociedad: avances en la región sur del Perú**
L. Macedo, J. Mariño, M. Rivera, I. Lazarte
- 115** **Peligros geológicos: importante elemento de análisis en los procesos de zonificación ecológica, económica y ordenamiento territorial**
A. Neyra
- 121** **Erupciones freáticas del volcán Turrialba (Costa Rica) entre el 2010 y 2013: Simulacro natural y preparatorio**
E. Duarte



128

Evaluación y monitoreo de peligros geológicos en el distrito de Maca, y recomendaciones de propuestas de intervención para reducir el riesgo de desastres

L. Fidel, B. Zavala, J. Mariño, P. Lacroix, E. Taipe, L. Tatard, C. Benavente, W. Pari, L. Macedo, F. Peña, R. Paxi, F. Delgado, M. Vilchez, S. Villacorta, M. Ochoa, G. Luque, M. Rosado, Y. Antayhua, S. Nuñez, S. Vasquez, M. Wathelet, B. Guillier, F. Bondoux, E. Norabuena, J. Gómez

124

Tsunamis. Mitigación de sus efectos por fractalización costera

N. Prendes, T. Echevoyen y A. Lechuga

134

Precursores de la erupción de Junio de 2011 en el complejo volcánico cordón Caulle: claves para la preparación de la población y de una asistencia técnica exitosa

H. Moreno, J. Muñoz Bravo

138

Vulnerabilidad y Riesgos en Jujuy, Argentina

S. Chalabe



CONTENIDOS:

Sesión 3: Preparación, Respuesta y Rehabilitación

- 144** **Implementación de la gestión de riesgos de desastres ante peligros geológicos en la ciudad de Huancabamba**
Victor Laban Elera
- 149** **Sistema de gestión de riesgos ante eventos asociados a glaciares en Santa Teresa (Cusco): componentes principales y responsabilidades políticas asociadas**
W. Choquevilca, C. Giraldez, C. Huggel, J. García, F. Fernández, H. Frey, W. Haeberli y K. Price
- 154** **Innovaciones en sistemas de alerta temprana para la gestión de emergencias ante inundaciones**
J. Pastor
- 160** **Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI): Herramienta para la Reducción del Riesgo Volcánico en el Sur del Perú**
J. Mariño
- 165** **Monitoring Volcanoes and Forecasting Eruptions**
R. White



SESIÓN DE POSTERS:



- 168** PELIGROS DE DESLIZAMIENTO EN EL NEVADO AMPAY, EL CASO DE INESTABILIDAD DE MASA EN LA QUEBRADA DE SAHUANAY (ABANCAYA-APURIMAC)
D. Huamán

- 172** REDIMENSIONAMIENTO Y EVALUACIÓN DEL DESLIZAMIENTO TRANSLACIONAL - FLUJO DETRITOS DE MAYUMMARCA Y ALREDEDORES (ANDABAMBA, HUANCAVELICA)
M. Vilchez

- 177** PROCESOS DE GEODINÁMICA SUPERFICIAL EN LA QDA. ALTA "EL PARAISO" – VILLA MARIA DEL TRIUNFO (LIMA)
C. Obregon & J. Lara

- 182** CARACTERIZACIÓN ESTADÍSTICA DE LAS CAÍDAS DE ROCA EN LIMA METROPOLITANA Y EL CALLAO ENFOCADO AL ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD POR ESTOS PROCESOS
L. Tatard

- 187** CARTOGRAFÍA HIDROGEOMORFOLÓGICA, HERRAMIENTA PARA INTERVENCIÓN DE CUENCAS ANTE AMENAZAS HÍDRICAS
R. Richardson



191 **EVALUACIÓN DEL MODELO ETA/SENAMHI DURANTE EL EVENTO DE LLUVIAS DE ENERO DEL 2010, EN LA CUENCA DEL RÍO VILCANOTA (CUSCO)**

M. Bonshoms, G. Jacome

195 **ALUVIÓN DEL 8 DE FEBRERO DEL 2013 EN LA CIUDAD DE AREQUIPA**

L. Cacya, P. Meza, V. Carlotto y L. Mamani



201 **GEOLOGÍA Y GEODINÁMICA EN LA QUEBRADA QENQO: ALUVIONES QUE AFECTARON ZURITE-CUSCO (2010)**

Cárdenas, J. ; Concha, R.; García, B.; Astete, I.; Santos, B.; Ccallo, G.; Araujo, G.; Carlotto, V. & Flores, T.

204 **EVALUACIÓN GEOLÓGICA Y GEODINÁMICA EN LA QUEBRADA CHICÓN: ALUVIÓN DEL 17 DE OCTUBRE DEL 2010 QUE AFECTÓ URUBAMBA-CUSCO**

Cárdenas, J.; García, B.; Concha, R.; Astete, I.; Zela, J.; Ancco, K.; Requejo, D.; Carlotto, V. & Flores, T.

208 **MONITOREO VISUAL DEL VOLCÁN UBINAS (2005-2013) Y PREDICCIÓN DE DISPERSIÓN DE CENIZA UTILIZANDO “ASH3D”**

P. Masías y F. Apaza



211 **ANÁLISIS DE DAÑOS PRODUCIDOS POR LOS HUAYCOS DEL 5 DE ABRIL DEL 2012 CHOSICA- LIMA**

E. Guadalupe & N. Carrillo

216 **CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS DE LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA DEL VOLCÁN UBINAS OCURRIDA EN SETIEMBRE 2013**

O. Macedo, R. Centeno, R. Machacca, J. del Carpio, D. Portugal, O. Huancoco, R. Chijcheapaza

SESIÓN 1:

INVESTIGACIONES GEOCIENTÍFICAS

LA INVESTIGACIÓN DEL REGISTRO GLACIAL DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA (AREQUIPA - PERÚ)

Jose Ubeda(1,2)

1: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Perú.

2: Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña – Univesidad Complutense de Madrid, España.

E-mail: joseubeda@ghis.ucm.es

RESUMEN

En este trabajo se presenta un conjunto de métodos que permiten comprender las señales del cambio climático regional y global en las evidencias de la evolución de los glaciares en el pasado, utilizando como ejemplo las evidencias que se conservan en las vertientes del complejo volcánico Nevado Coropuna (Departamento de Arequipa, Perú).

Las cronologías de la evolución de las masas de hielo en este complejo volcánico se contrastan con indicadores continuos de alta resolución de la temperatura y la humedad del clima durante los últimos 30.000 años (30 ka). Las evidencias sugieren que la máxima expansión de los glaciares sucedió entre ~22 y ~14 ka antes del presente. A lo largo de ese periodo las masas de hielo rellenaron los valles conectados con el área de cumbres del Nevado Coropuna, recubrieron gran parte del altiplano y se canalizaron en el interior de valles que descienden hasta menor altitud.

Hace ~13 ka comenzó la deglaciación en los sectores del altiplano desconectados de las montañas circundantes y, aunque hace ~12-9 ka volvieron a ocurrir máximos avances, sólo sucedieron en los valles procedentes de cumbres más altas que la meseta. La comparación de las edades glaciales del Nevado Coropuna con las cronologías de paleolagos del altiplano boliviano y el plancton de agua dulce del Lago Titicaca indica que la glaciación estuvo relacionada con un clima más húmedo que el actual.

Los patrones de enfriamiento de corrientes marinas frías de ambos hemisferios sugieren que el aumento de la precipitación pudo deberse a un mayor desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical y/o el Frente Polar Antártico, hacia el norte y el sur de sus actuales áreas de influencia, respectivamente.

Palabras clave: Coropuna, cronología glacial, paleoclima más húmedo

INTRODUCCIÓN

Justificación y Objetivos:

Los glaciares son indicadores sensibles de los cambios del clima, especialmente de la temperatura y la precipitación. Se trata de masas de hielo que se deslizan vertiente abajo de las montañas impulsadas por su propio peso y su evolución depende del balance de masa, es decir, de las entradas por precipitaciones en forma de nieve y las salidas debidas a los procesos de ablación (fusión y sublimación). La decodificación del registro glacial del cambio climático implica conocer cuando avanzaron y retrocedieron los glaciares y su relación con el contexto climático regional y global. De ese modo se obtiene la información que permite elaborar reconstrucciones paleoclimáticas y pronósticos sobre la evolución de las masas de hielo el futuro. Ambas cuestiones tienen gran interés. La primera porque contribuye a incrementar el conocimiento de la evolución del clima de la Tierra, y la segunda porque las previsiones indican que las reservas hídricas de Perú, almacenadas en los glaciares de la cordillera, experimentarán una considerable disminución durante las próximas décadas (Vuille et al., 2008).

El objetivo del presente trabajo es describir métodos útiles para decodificar el registro glacial del cambio climático mediante la comparación de las cronologías de las fases de expansión y retracción de las masas de hielo con indicadores paleoclimáticos continuos de alta resolución (proxies). Con esa finalidad se ha seleccionado como caso de estudio el sector NE del Nevado Coropuna (15°31'S, 72°39'O, 6377 msnm), un complejo de estratovolcanes que se encuentra 150 km al NO de la ciudad de Arequipa. El área de cumbres está cubierta por decenas de glaciares que en 2007 sumaban una superficie de ~47 km² y las evidencias geomorfológicas indican que sus dimensiones fueron mucho mayores durante el Pleistoceno final (~500 km²; Ubeda, 2011). El tamaño de esas masas de hielo sugiere que deben haber registrado las oscilaciones climáticas regionales desde hace miles de años.

Evidencias de la Evolución del Clima en el Pasado:

Debido a la influencia permanente del anticiclón del Pacífico oriental al oeste de la cordillera, reforzado por la corriente de Humboldt, toda la precipitación que reciben actualmente los Andes Centrales procede de la cuenca del Amazonas y está relacionada con la elongación estacional hacia el sur de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT), activada por el enfriamiento del Hemisferio Norte durante el invierno boreal. Por esa razón, actualmente la aridez se incrementa hacia el oeste y el sur de la cordillera, a medida que aumenta la distancia desde la Amazonía. Sin embargo las evidencias del pasado reflejan un contexto paleoclimático muy diferente al actual. Aunque cada vez se conocen mejor las cronologías del último máximo glacial global (Last Glacial Maximum, LGM), todavía quedan muchas interrogantes por resolver.

Una de las incertidumbres es la influencia del enfriamiento de ambos hemisferios (boreal y austral) en el clima de los trópicos, especialmente en Sudamérica, donde se han encontrado diferentes patrones de humedad en la cuenca del Amazonas y la cordillera de los Andes. Aunque los modelos climáticos muestran condiciones más áridas que las actuales en la Amazonía durante el LGM (Vizy y Cook, 2007), la presencia de paleolagos en el altiplano boliviano indica que hace ~25-11 ka el clima era más húmedo que en el presente (Blard et al., 2011). Diferentes trabajos han señalado que el mecanismo precursor del aumento de la precipitación pudo ser un mayor desplazamiento hacia el sur de la ZCIT activado por el enfriamiento del Hemisferio Norte (Chiang, 2005, entre otros).

La hipótesis es consistente con edades glaciales (Blard et al., 2009; Zech et al., 2009) y transgresiones de paleolagos en el altiplano boliviano contemporáneas a los eventos boreales fríos Heinrich 1 y Younger Dryas (Blard et al., 2011). No obstante, si la cuenca del Amazonas era más árida durante el LGM la aparición del lago Sajsi en el altiplano boliviano hace ~25 ka tuvo que estar relacionada con otro mecanismo precursor de la humedad diferente a la ZCIT.

Una posibilidad es que durante las fases de enfriamiento austral el reforzamiento térmico del anticiclón sobre la Antártida hubiese desplazado hacia el norte el Frente Polar Antártico (FPA). Dicho fenómeno pudo ocurrir por última vez durante el episodio austral frío Atlantic Cold Reversal (ACR; 14.5-12.9 ka), que también se ha relacionado con avances glaciares en Patagonia (Glasser et al., 2012; Moreno et al., 2009; Sagredo et al., 2011; Strelin et al., 2011). Debido a la localización del Nevado Coropuna en el límite de sus respectivas áreas de influencia, es probable que ambos factores dinámicos (ZCIT y FPA) hayan propiciado, diacrónicamente o sincrónicamente, el aumento de humedad que permitió la expansión del sistema glaciar del complejo volcánico.

Métodos:

Los glaciares son fluidos de alta densidad que tiene gran capacidad para erosionar, transportar y sedimentar, modelando morfologías muy características en las vertientes de las montañas. Por una parte la carga de fondo de las masas de hielo pule el lecho rocoso y genera estrías, surcos y acanaladuras que reflejan la dirección y el sentido del flujo glaciar. Por otra parte, cuando las masas de hielo alcanzan su máxima expansión depositan su carga frontal y lateral, generando formas del relieve que se denominan morrenas y permiten reconstruir los límites de la progresión glaciar. La metodología de la investigación consistió en delimitar esas formas en un mapa geomorfológico (figura 1) y seleccionar donde recoger muestras para completar la cronología glacial del Nevado Coropuna, teniendo en cuenta las edades previamente publicadas (Bromley et al., 2009; Bromley et al., 2011). El método de datación se basó en medir la acumulación de isótopos cosmogénicos de cloro-36 en la superficie de las rocas. Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico que tienen diferente masa, es decir, diferente número de neutrones. La producción de isótopos cosmogénicos está provocada por la radiación cósmica que alcanza la superficie de la Tierra procedente de diversas fuentes, como el viento solar y las explosiones de estrellas supernova. Como la acumulación de isótopos cosmogénicos comienza cuando la superficie de la roca es expuesta a la radiación cósmica, las edades de bloques de morrenas indican cuando ocurrió la máxima expansión de las masas de hielo y las edades de lechos rocosos pulidos reflejan el proceso de deglaciación. Las cronologías glaciales se compararon con edades publicadas por otros investigadores y los siguientes proxies paleoclimáticos para los últimos 30 ka (figura 2): 1) Humedad: abundancia de plancton de agua dulce en los sedimentos del Lago Titicaca (Fritz et al., 2007) y cronología de los paleolagos del altiplano boliviano (Blard et al., 2011). 2) Enfriamiento boreal/austral: diferencia con respecto al presente de la temperatura de la superficie del mar (promedio/ka) registrada en las corrientes marinas frías de Canarias (38°N; Bard, 2003) y Humboldt (41°S; Kaiser et al., 2005). Las tendencias negativas observadas en las curvas de ambos parámetros se consideraron indicadoras de las fases de enfriamiento boreal y/o austral que pudieron provocar los desplazamientos de la ZCIT y el APF, incrementando la precipitación en los Andes Centrales. Dichas fases se han señalado en la figura 2.

RESULTADOS

La elaboración del mapa geomorfológico (figura 1) permitió identificar las morrenas depositadas por las fases de expansión de los glaciares en el sector NE del Nevado Coropuna. De más antiguas a más recientes las morrenas se clasificaron en cuatro conjuntos: morrenas de fases anteriores a los últimos máximos avances (pre-MAM); morrenas depositadas por los últimos máximos avances (MAM); morrenas de avances menores (MIP), que no

tuvieron las dimensiones alcanzadas en fases anteriores; y morrenas atribuidas a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), que corresponde a la última pulsación climática fría reconocida a escala global. En el mapa geomorfológico se han indicado las edades glaciales del área de estudio obtenidas por otros autores (Bromley et al., 2009; Bromley et al., 2011) y este trabajo. En el mapa geomorfológico también se ha señalado la edad de la colada de lava que rellena parcialmente el valle Queñua Ranra. El resultado (~2 ka) sugiere que las últimas erupciones ocurridas en el Nevado Coropuna son relativamente recientes y es necesario evaluar la amenaza hidrovulcánica que afecta a la población que se concentra en el fondo de los valles que canalizan las aguas de deshielo. La figura 2 es un gráfico que cruza las edades glaciales del Nevado Coropuna y otras del estratovolcán Hualca Hualca y el altiplano de Pata Pampa (Alcalá et al., 2011) con los proxies paleoclimáticos. También se representan los intervalos cronológicos de avances glaciares en el Nevado Sajama (Smith et al., 2009), localizado 400 km al SE del área de estudio, y diferentes lugares de los Andes Tropicales húmedos (cordillera oriental; Zech et al., 2009), así como el LGM deducido del nivel relativo medio del mar (RSL; ~26-19 ka; Clark et al., 2009) y las señales en la temperatura de la superficie del mar (a 38°N) de los eventos fríos boreales 8k, Younger Dryas y Heinrich 1-3, y el evento frío austral ACR (a 41°S)

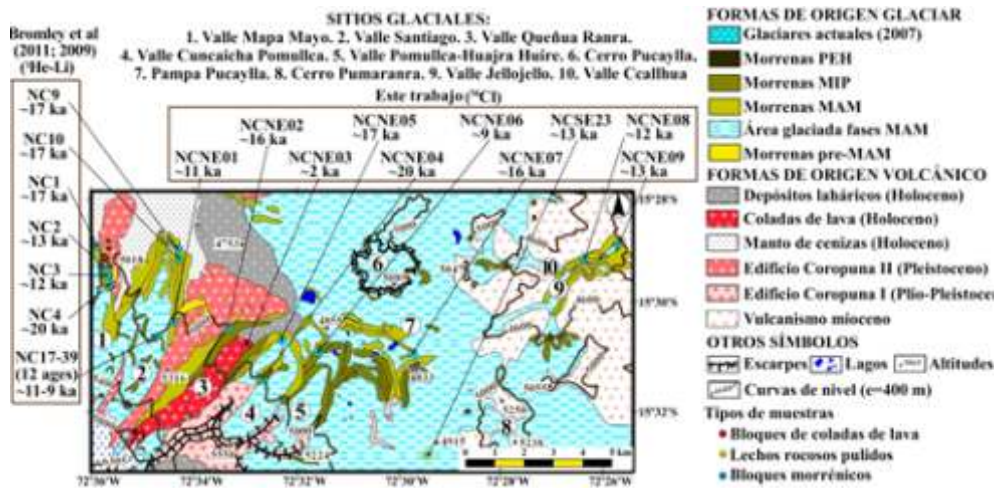


Figura 1: mapa geomorfológico del sector NE del Nevado Coropuna.

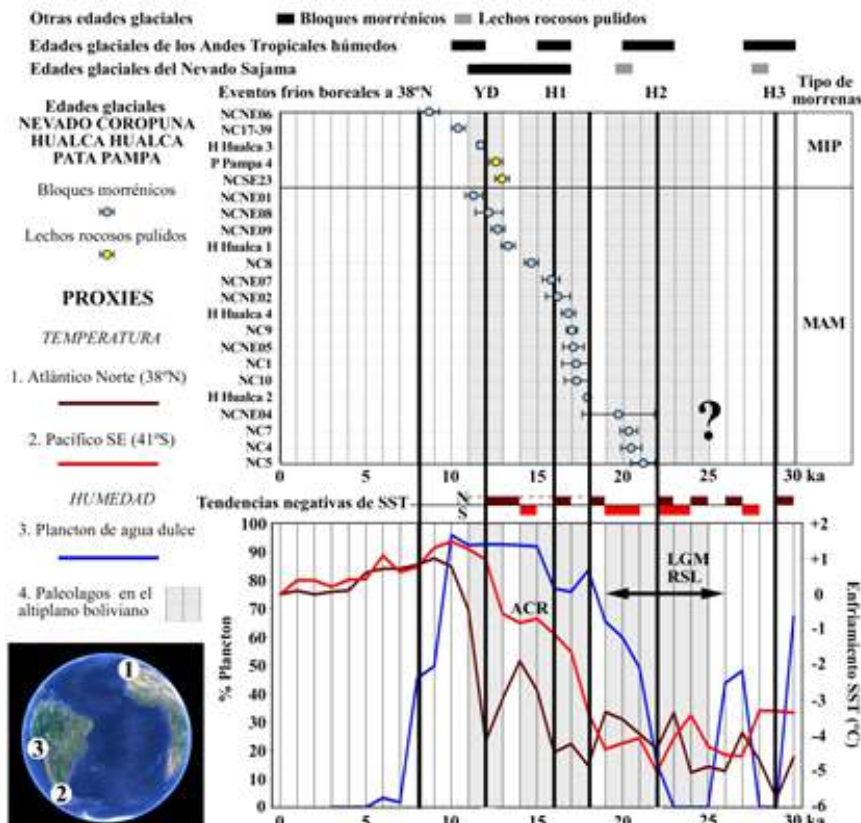


Figura 2: Cronologías Glaciales vs Proxies Paleoclimáticos

DISCUSIÓN

Coherencia de los Resultados:

Las edades glaciales del Coropuna plantean diversos problemas: 1) Bloques de la misma generación de morrenas, localizadas en los valles Mapa Mayo, Santiago, Queñua Ranra y Cuncaicha-Pomullca (figura 1.1-1.4), indican edades dispersas (~20; 17 y 13-12 ka); 2) Las edades sugieren que el periodo de máxima expansión (~22-14 ka) se retrasó con respecto al LGM global (RSL: ~26-19 ka; Clark et al., 2009). 3) La edad NCSE23 indica el comienzo de la deglaciación del altiplano hace ~13 ka, al mismo tiempo que las edades NCNE08 y NCNE09 (~13-12 ka) sugieren máximos avances en los valles Ccallhua y Jellojello, situados a menor altitud (figura 1.9-1.10). Las tres cuestiones pueden explicarse asumiendo hipótesis factibles, según se discute a continuación.

Hipótesis de las morrenas poligénicas

Los valles que han indicado edades de exposición dispersas enlazan topográficamente con la superficie del altiplano, una barrera que se oponía al avance de los glaciares. Blard et al. (2009) y Úbeda (2011) elaboraron reconstrucciones paleoclimáticas basadas en modelos glaciares, en el Cerro Tunupa (20°S, 68°O, ~5400 msnm) y el sector NE del Nevado Coropuna, respectivamente. Los resultados son altamente consistentes entre sí, con un enfriamiento de 6,5°C para 600 mm de precipitación en el primer caso y 6,6°C para 526 mm en el segundo. Esos datos describen un contexto ambiental muy frío y relativamente húmedo, que debió favorecer la estabilización durante un periodo de tiempo prolongado de las masas de hielo que rellenaban los valles conectados con el área de cumbres. En ese escenario pequeñas oscilaciones en la precipitación habrían provocado una secuencia de avances glaciares que alcanzarían sucesivamente la misma posición. La agregación de nuevos depósitos sobre los anteriores habría generado morrenas poligénicas, de forma que la dispersión en las edades puede explicarse porque los bloques muestreados, aunque aparentemente forman parte de la misma unidad, en realidad están inscritos en depósitos correspondientes a avances diferentes.

Hipótesis de la prolongación de las condiciones glaciales a causa de la humedad del clima:

Los glaciares pueden haber existido en el Coropuna desde que los edificios volcánicos fueron suficientemente altos, incluso antes del Pleistoceno. Desde entonces deben haberse expandido y contraído muchas veces en respuesta a los cambios climáticos, especialmente a las oscilaciones de la precipitación. Hace 30 ka los casquetes de hielo regionales y muchos glaciares de montaña de las latitudes medias y altas (Clark et al., 2009) y otras regiones de los Andes tropicales (Smith et al., 2005) estaban en plena expansión y no existen razones que permitan suponer que en el Nevado Coropuna no estuviese ocurriendo lo mismo.

La falta de edades de exposición correspondientes a ese periodo puede deberse a la agregación de morrenas poligénicas o a que todavía no se han muestreado los bloques que indicarían esas cronologías. La perduración de máximos avances glaciares después del LGM puede explicarse por la elevada altitud del área fuente de los glaciares del Coropuna (>6000 msnm) y las condiciones excepcionalmente húmedas que reflejan el plancton de agua dulce del Lago Titicaca y la presencia de los paleolagos en el altiplano boliviano hasta hace ~11 ka (Blard et al., 2011).

Hipótesis de la conservación de áreas de acumulación en cumbres más altas que el altiplano

Las edades NCNE08 y NCNE indican que hace ~13-12 ka volvieron a ocurrir avances glaciares en el fondo del valle Jellojello (figura 1.9), a menor altitud que los sectores del altiplano aislados de las montañas circundantes donde la capa de hielo comenzaba a derretirse. Esa aparente contradicción puede tener diversas explicaciones. Aunque la posibilidad de que la erosión haya rejuvenecido las edades de exposición no puede descartarse completamente, la presencia de abundantes lechos rocosos alrededor del Coropuna conservando intacto el pulimento glaciar sugiere que la erosión debe haber sido despreciable. Otra explicación posible es que cuando se depositaron las morrenas los picos con altitudes localizadas entre 5250 y 5100 msnm que conforman las cabeceras del valle Jellojello todavía conservaron las áreas de acumulación que alimentaron los avances glaciares. Esa interpretación es coherente con el contexto geomorfológico de las edades Pata Pampa 4 y Hualca Hualca 2 de Alcalá et al. (2011). Datan en ~13 ka la deglaciación del altiplano, a 4886 msnm, y la deposición casi simultánea de morrenas MAM al este del Hualca Hualca, a 4444 msnm, por glaciares procedentes del área de cumbres del Hualca Hualca (>6000 msnm), más alta que el altiplano Pata Pampa

Interpretación Paleoclimática:

Las edades de exposición de bloques morrénicos obtenidos por Bromley et al. (2009) y Bromley et al. (2011) y este trabajo reflejan avances importantes en todos los valles conectados con el área de cumbres del Nevado Coropuna desde hace ~22 ka hasta 10 ka, en fase con las transgresiones de los paleolagos en el altiplano boliviano (Blard et al., 2011); la aparición y máxima expansión de plancton de agua dulce en el Lago Titicaca (Fritz et al., 2007), que indica baja salinidad, y avances glaciares en otros lugares de los Andes Centrales (Alcalá et al., 2011; Zech et al., 2009). La comparación de las edades glaciales con proxies paleoclimáticos (figura 2) sugiere la existencia de fuertes vinculaciones entre las variaciones de la paleoprecipitación y fases de mayor elongación y/o intensificación de la ZCIT y el FPA. La máxima expansión de los glaciares en el Coropuna sucedió en ~16-14 ka, implicó el descenso de los glaciares por debajo del nivel del altiplano (4900-4800 msnm) y es coherente con el óptimo

húmedo que describe durante ese tiempo el máximo desarrollo del lago Tauca (Blard et al., 2011), en el altiplano boliviano. El comienzo de la deglaciación de los sectores aislados del altiplano, como consecuencia del calentamiento austral, está registrado hace ~13 ka por las edades de lechos rocosos pulidos NCSE23 (este trabajo) y Pata Pampa 4 (Alcalá et al., 2011). Sin embargo máximos avances de glaciares procedentes de cumbres más altas que el altiplano (>5000 msnm) continuaron sucediendo hasta ~12-11 ka (edades NCNE08 y NCNE09; este trabajo). Las edades NC17-39 (Bromley et al., 2011), NCNE06 (este trabajo) y Hualca Hualca 3 (Alcalá et al., 2011) reflejan el comienzo de la secuencia de reavances de magnitud decreciente que han interrumpido la tendencia de deglaciación que ha caracterizado al Holoceno. La evolución de la temperatura de la superficie del mar en la corriente de Humboldt (Kaiser et al., 2005) muestra valores más cálidos que los actuales desde ~13-12 ka, sugiriendo que desde ese tiempo la expansión glacial ha estado relacionada exclusivamente con las precipitaciones debidas a la mayor elongación hacia el sur de la ZCIT por influencia del enfriamiento boreal. Por el mismo motivo puede suponerse que durante el Holoceno el proceso de deglaciación ha estado relacionado en mayor medida con el incremento de la aridez, señalado por la extinción del plancton de agua dulce en el Lago Titicaca entre 10 y 5 ka, que por la evolución de la temperatura del Hemisferio Sur. El establecimiento de las cronologías de las morrenas de reavances menores permitiría conocer las tendencias climáticas más recientes, para tratar de pronosticar como

será la evolución de las reservas hídricas durante las próximas décadas.

CONCLUSIONES

La comparación de las edades glaciales del Nevado Coropuna y otras montañas de los Andes Centrales con proxies paleoclimáticos sugiere la existencia de una estrecha vinculación de las fases húmedas del clima regional con los episodios de enfriamiento del Hemisferio Norte. La realización de nuevas dataciones de los reavances menores ocurridos en el Holoceno puede contribuir a una mejor comprensión de la evolución reciente del clima, con el fin de elaborar previsiones sobre los efectos del cambio climático en las reservas hídricas. La edad de una colada de lava sugiere que el Nevado Coropuna es un volcán activo y recomienda la necesidad de implementar la vigilancia del riesgo hidrovulcánico que afecta a la población de sus cuencas vertientes.

AGRADECIMIENTOS

Investigación realizada con la financiación del proyecto CRYOCRISIS (CGL2012-35858) y la cooperación del Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña (Universidad Complutense de Madrid), INGEMMET, Guías de Espeleología y Montaña y Canal de Isabel II Gestión.

Referencias:

- Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J. J., Vázquez-Selem, L. (2011). Last Glacial Maximum and deglaciation of Ampato volcanic complex, Southern Peru. *Cuaternario y Geomorfología* 25, 121-136.
- Bard, E. (2003). North-Atlantic Sea Surface Temperature Reconstruction, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2003-026. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Farley, K. A., Fornari, M., Jiménez, N., Ramirez, V. (2009). Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1). *Quaternary Science Reviews* 28 (27-28), 3414-3427.
- Blard, P.-H., Sylvestre, F., Tripathi, A. K., Claude, C., Causse, C., Coudraing, A., Condom, T., Seidel, J.-L., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J.-P., Lavé, J. (2011). Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from 14C, U-Th dating and d18O of carbonates. *Quaternary Science Research* 30, 3973-3989.
- Bromley, G. R., Schaefer, J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., Rademaker, K. M. (2009). Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews* 1-13.
- Bromley, R. M., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Winckler, G., Todd, C. E., Rademaker, K. M. (2011). Glacier fluctuations in the southern Peruvian Andes during the late-glacial period, constrained with cosmogenic 3He. *Journal of Quaternary Science* 26 (1), 37-43.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J. F., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., Mc Cabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710-714.
- Chiang, J. C. H., Bitz, C. M. (2005). Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics* 25, 477-496.
- Fritz, S., Baker, P., Seltzer, G., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., Edwards, R. (2007). Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Database. Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Data. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder.
- Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., Jansson, K. N. (2012). Younger Dryas and early Holocene age glacier advances in Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 58, 7-17.
- Kaiser, J., Lamy, F., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H., Stoner, J. (2005). Southeast Pacific High Resolution Alkenone SST Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 2005-073. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder.
- Moreno, P., Kaplan, M., Francois, J., Villa-Martínez, R., Moy, C., Stern, C., Kubik, P. (2009). Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology* 37, 375-378.
- Sagredo, E. A., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Kaplan, M. R., Kubik, P. W., Stern, C. R. (2011). Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52°S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology* 125, 92-108.
- Smith, C. A., Lowell, T. V., Caffee, M. W. (2009). Late glacial and Holocene cosmogenic surface exposure age glacial chronology and geomorphological evidence for the presence of cold-based glaciers at Nevado Sajama, Bolivia. *Journal of Quaternary Science* 24 (4), 360-372.
- Smith, J. A., Seltzer, G. O., Farber, D. L., Rodbell, D. T., Finkel, R. C. (2005). Early Local Last Glacial Maximum in the Tropical Andes. *Science* 308 (5722), 678-681.
- Strelin, J. A., Denton, G. H., Vandergoes, M. J., Ninnemann, U. S., Putnam, A. E. (2011). Radiocarbon chronology of the late-glacial Puerto Bandera moraines, Southern Patagonian Icefield, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 30, 2551-2569.
- Úbeda, J. (2011). El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera occidental de los Andes, Sur del Perú). Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Vizy, E. K., Cook, K. H. (2007). Relationship between Amazon and high Andes precipitation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 112, D07107, doi:10.1029/2006JD007980.
- Vuille, M., Franco, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews* 89, 79-96.
- Zech, R., Smith, J., Kaplan, M. R. (2009). Chronologies of the Last Glacial Maximum and its Termination in the Andes (~10-55°S) based on Surface Exposure Dating. En *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, Developments in Paleoenvironmental Research.* (F. Vimeux, F. Sylvestre, M. Khodri, Editores). Springer, pp. 61-87.

MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CUENCA DEL RÍO INAMBARI PUNO-PERÚ

Newton Machaca Cusilayme

UNA-PUNO. Facultad de Ingeniería Geológica y Metalúrgica. Jr. Jorge Basadre 640 C.U. Puno.

e-mail: vmachaca@gmail.com

INTRODUCCIÓN

El término movimientos en masa incluye aquellos movimientos ladera debajo de una masa de roca, de detritos o de tierras por efectos de la gravedad (Cruden, 1991). Algunos movimientos en masa, como la reptación de suelos, son lentos, a veces imperceptibles y difusos, tanto que otros, como los deslizamientos pueden desarrollar velocidades altas y pueden definirse con límites claros, determinados por superficies de rotura (Crozier, 1999).

Los movimientos en masa son los procesos geodinámicos que involucran desplazamientos o remoción de masas rocosas alteradas y/o depósitos inconsolidados por efecto de la gravedad, estrechamente relacionados a intensas lluvias, sismos y modificaciones antrópicas (como factores detonantes, así como factores condicionantes intrínsecos (litología, pendiente, morfología, cobertura vegetal, etc.).

Los movimientos en masa observados se describen utilizando la clasificación de VARNES (1978), sobre

deslizamientos y en general de movimientos en masa, activos y antiguos (algunos reactivados). La clasificación utilizada, se ha adoptado en los trabajos de evaluación de peligros por franjas (desde el año 2000), internacionalmente conocida y aceptada.

En la práctica es difícil asignar un movimiento en masa a una clase en particular, en parte porque la mayoría de estos procesos son bastante complejos y desarrollan diferentes comportamientos a lo largo de su trayectoria, debido a las propiedades del material involucrado. Factores externos influyen además en el tipo de movimiento, por ejemplo, mientras una determinada ladera pudiera fallar por medio de un deslizamiento traslacional en condiciones de humedad moderada, el mismo deslizamiento se pudiera transformar en una avalancha o flujo de detritos, en condiciones de mayor humedad, aumentando la longitud de su distancia de viaje.

Palabras clave: movimiento en masa, vulnerabilidad, riesgo y dinámica

CAÍDAS	Caída de roca (detritos o suelo)
VUELVO / VOLCAMIENTO	Vuelco de roca (bolque)
SUELO	Vuelco flexural de roca o de nasizo rocoso
FLUJO	Deslizamiento traslacional, deslizamiento en cuña
	Deslizamiento rotacional
	Flujo de detritos
	Inundación de detritos
	Flujo de lodo
	Flujo de tierra
	Flujo de turba
	Avalancha de detritos
	Avalancha de rocas
EXPANSIÓN LATERAL	Deslizamiento por flujo o deslizamiento por licuación (de arena, limo, detritos, roca fracturada)
	Expansión lateral lenta
	Expansión lateral por licuación (rápida)
DEFORMACIONES GRAVITACIONES PROFUNDAS	
REPTACIÓN	Reptación de suelos
	Solifusión, gelifusión (em permafrost)

Cuadro 1. Tipos de movimientos en masa en Jaramillo, (2006).

CLASES DE VELOCIDAD	DESCRIPCIÓN	VELOCIDAD (M/S)	VELOCIDAD TÍPICA
7	Extremadamente rápido	5x10	5m/s
6	Muy rápido	5x10	3m/min
5	Rápido	5x10	1,8m/h
4	Moderada	5x10	13m/mes
3	Lenta	5x10	1,6m/año
2	Muy lenta	5x10	16m/año
1	Extremadamente lenta	5x10	

Cuadro 1. Escala de velocidades según Cruden y Varnes (1996)

EVIDENCIAS DE INESTABILIDAD RECONOCIDAS EN LA CUENCA INAMBARI

En la cartografía geomorfológica-geodinámica realizada en la Cuenca Inambari se puso énfasis en las formas relacionadas con los procesos de inestabilidad de laderas, de eventos o movimientos antiguos y recientes.

En la evolución de vertientes, las formas de depósito y erosión reconocidas son las siguientes:

Formas de depósito:

- Depósitos de deslizamientos o de movimientos en masa de dimensiones grandes, cartografiables a escala 1: 100 000 y de escala menor.
- Depósitos de flujos antiguos (fósiles) de dimensiones medianas a grandes, de origen deluvial y proluvial.
- Conos o abanicos de mayor dimensión (aluvionales).
- Conos de talud de detritos de origen coluvial y glacial, al pie de terrenos escarpados.

Formas de erosión:

- Canales o surcos de erosión fluvial y pluvial, cárcavamientos.
- Cicatrices de deslizamientos, caídas o derrumbes y vuelcos recientes.
- Irregularidades en el terreno o laderas (de baja a fuerte pendiente) por reptación de suelos, que involucra rompimiento de cobertura vegetal (pastizales).

INVENTARIO Y OCURRENCIAS PRINCIPALES

La cartografía geomorfológica en la cuenca Inambari, permitió inventariar ocurrencias de movimientos en masa, que a continuación se describen.

Se consignan datos principales como: paraje, sector a área afectada (distrito, provincia), causas o factores principales, calificación del grado de peligro, vulnerabilidad asociada y riesgo estimado, comentario geológico-geodinámico relevante, donde se incluyen las dimensiones de la superficie afectada, y los daños ocasionados o probables de acuerdo a la inspección de campo realizada.

En estos cuadros se consignan: la calificación del grado de peligro (P), grado de vulnerabilidad (V) y la estimación del riesgo (R), señalando las áreas de peligros principales. Estos valores asignados se explican a continuación:

Grado de peligro (P): calificación cualitativa hecha en campo, donde se tomaron en cuenta los siguientes parámetros:

- Estado del movimiento en masa o evento (activo, inactivo joven, inactivo maduro, viejo).
- Dimensiones (área y volumen involucrados) del evento.
- Recurrencia del evento en el tiempo.
- Características de los factores condicionantes en relación a la potencialidad o aceleración del evento, considerando las características de los factores detonantes del área.

Grado de vulnerabilidad (V): para esta calificación de peligro se consideró:

- El tipo del área afectada y los daños materiales ocurridos o probables (infraestructura vial u obra de gran importancia: presa, bocatoma, central)

- Daños a viviendas y áreas pobladas, servicios básicos, etc.)
 - Pérdidas humanas, damnificados.
 - Pérdida de terrenos agrícolas, pastizales, etc.
 - Asimismo se consideraron áreas que podrían ser influenciadas
 - Por un evento potencialmente peligroso (directa o indirectamente).
- Estimación del riesgo (R): se consideró el producto simple de P*V.

LISTADO DE VARIABLES TÍPICAS DE PREDICCIÓN

Angulo de la pendiente
 Materiales superficiales Geoforma
 Unidad Litológica
 Orientación de la pendiente
 Forma de la pendiente
 Condiciones del drenaje
 Profundidad del suelo
 Presencia de erosión, o movimientos en masas ya existentes
 Distancia a una vía
 Distancia a una falla

FACTORES GEOLÓGICOS

FACTOR	DESCRIPCIÓN
Litología	Asociación con la estratigrafía
Condiciones de los materiales	Meteorización y fracturamiento de rocas, consolidación y contenido de agua en los suelos
Rasgos morfoestructurales	Patrones regionales asociados a fallas y buzamiento local de estructuras que favorecen deslizamientos

FACTORES DETONANTES

FACTOR	DESCRIPCIÓN
Lluvia	Tomando en cuenta pisos climáticos y zonas de vida
Sismicidad	Corredores de fallas tectónicas
Actividad volcánica	Deforestación, uso del suelo y conflicto de uso del suelo, quema de vegetación en Quebradas.
Actividad humana	

Paraje Provincia/distrito	Causa principal	Causas secundarias	Factor detonante	P	V	R	Comentario geodinámico	Daños a la vida y la propiedad
Caida de rocas								
C° Ccatasuyo Sandia/Sandia	Rocas muy fracturadas y Orientación desfavorable discontinuidades	Pendiente y morfología	Precipitaciones pluviales intensas y gravedad	3	4	12	Se observan convexidades en su ladera, bloques sueltos. En una altura de 50m y longitud de 80 m, bloques aislados mayores a medio cubo.	Puede afectar a 10 casas del barrio Luis ROM.
deslizamiento								
Oda. Jilari Sandia/Cuyocuyo	Substrato de mala calidad; Naturaleza del suelo, filtraciones, dinámica fluvial	Filtraciones i pendiente	Precipitaciones pluviales intensas	4	4	16	Escarpa irregular de 200 m de longitud y 25 m de altura. Asentamientos y agrietamientos transversales; suelo parcialmente saturado. Reactivado por carecer de drenaje.	Su avance comprometería Los barrios central, Miraflores.
C° Patallamani Sandia/Sandia	Substrato de mala calidad; Naturaleza del suelo, filtraciones, dinámica fluvial	Filtraciones i pendiente	Precipitaciones pluviales intensas	4	4	16	Escarpa irregular de 500 m de longitud y 250 m de altura. Asentamientos y agrietamientos transversales; suelo parcialmente saturado. Reactivado por carecer de drenaje.	Su avance comprometería la minicentral de Chijicia, 60% de la población de Sandia
Comentario geodinámico								
Caida de rocas								
C° Calvario Sandia/Cuyocuyo	Rocas muy fracturadas y Orientación desfavorable discontinuidades	Pendiente y morfología	Precipitaciones pluviales intensas y gravedad	3	3	9	Se observan convexidades en su ladera, bloques sueltos. En una altura de 35m y longitud de 105 m, bloques aislados menores a medio cubo.	Puede afectar a 03 casas del barrio central
C° Ikani Sandia/Cuyocuyo	Rocas muy fracturadas y Orientación desfavorable discontinuidades	Pendiente y morfología	Precipitaciones pluviales intensas y gravedad	3	2	6	Se observan convexidades en su ladera, bloques sueltos. En una altura de 30m y longitud de 95 m, bloques aislados menores a medio cubo.	Puede afectar a 02 casas del barrio Miraflores
C° Sayhuapata Sandia/Cuyocuyo	Rocas muy fracturadas y Orientación desfavorable discontinuidades	Pendiente y morfología	Precipitaciones pluviales intensas y gravedad	3	3	9	Se observan convexidades en su ladera, bloques sueltos. En una altura de 30m y longitud de 80 m, bloques aislados menores a medio cubo.	Puede afectar a 03 casas de Punayllu

P= Peligro

V= Vulnerabilidad

R= Riesgo

Principales áreas afectadas

SUSCEPTIBILIDAD A MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CUENCA DEL RÍO CAMANÁ-MAJES-COLCA, AREQUIPA

Zavala, B., Vilchez, M. y Rosado, M.
Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET
E-mail: bzavala@ingemmet.gob.pe

RESUMEN

Los movimientos en masa son uno de los mayores peligros geológicos en la sociedad, que han causado desastres históricos en los Andes peruanos (Zavala et.al, 2012a). El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) en el 2008 realizó un inventario de peligros geológicos en la cuenca Camaná-Majes-Colca, basado en una recopilación bibliográfica, registro e inventario de campo con cartografía a escala 1:50 000, e interpretación de fotos aéreas e imágenes satelitales. Apoyado en la información temática de factores (geo-lógica, geomorfológica, pendiente, cobertura vegetal e hidrogeológica) para analizar la susceptibilidad a los movimientos en masa en la cuenca, elaboró como cartografía básica útil para el análisis integral del medio físico: el mapa de susceptibilidad, utilizando para ello un método cualitativo, validándolo con el mapa de inventario inicial.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Camaná-Majes-Colca (CCMC) tiene una extensión de 17 220 km² y se ubica en el flanco suroccidental de la cordillera de los Andes. Este río desde sus nacientes hasta su desembocadura en el océano Pacífico presenta una longitud de 365 km, con una pendiente promedio de 1.3 %. Políticamente, cubre áreas de las provincias de Caylloma, Condesuyos, Castilla y Camaná en la región Arequipa y pequeños sectores de las provincias de Espinar y Lampa de las regiones Cusco y Puno, respectivamente, localizadas en sus límites superiores (figura 1).

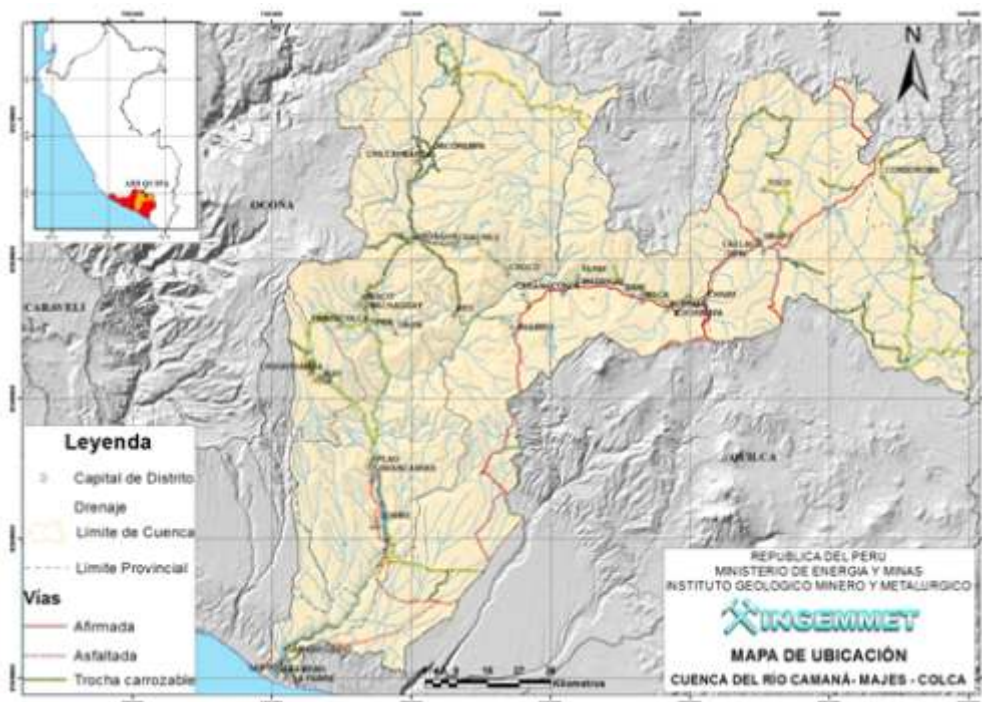


Figura 1: Mapa de ubicación geográfica de la cuenca Camaná – Majes - Colca.

Las características geológicas, geomorfológicas, volcánicas, sismotectónicas y climáticas del área evaluada han originado, en el pasado geológico reciente y actual (Plioceno-Holoceno), importantes eventos de movimientos en masa (MM) asociados a la actividad volcánica (caso volcán Hualca Hualca y Coropuna), anomalías climáticas como el fenómeno El Niño en las cuencas media e inferior (Toro Muerto, Choco), como también la sismicidad neotectónica (fallas activas entre Huambo y Cabanaconde). Referencias de eventos puntuales en el siglo pasado son: las reactivaciones y recurrentes asentamientos de los deslizamientos de Lari y Madrigal (1963, 1979, 1987) y Maca en el valle del Colca; el derrumbe de Carigua (1997); el lahar en la quebrada Huayuray; huacos y derrumbes con lluvias estacionales entre Chivay y Cabanaconde, o Chivay-Madrigal, o con lluvias excepcionales en las vías Aplao-Viraco, Aplao-Chuquibamba, Andahua-Orcopampa, Pedregal-Huambo, Andahua-Ayo, Andahua-Chachas. También son frecuentes en los taludes de carreteras los desprendimientos de rocas y derrumbes (carretera Corire-Aplao-Viraco). Esta recurrencia está estrechamente relacionada a las condiciones geológicas (grado de fracturamiento y alteración de las rocas), relieves o geoformas, pendiente de los terrenos, características hidrogeológicas (permeabilidad o retención de agua en las rocas y suelos); expresadas en grados de susceptibilidad.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS, GEOMORFOLÓGICAS, SISMOTECTÓNICAS Y VOLCÁNICAS EN LA CCMC

La CCMC ubicada en el flanco sur-occidental de la cordillera de los Andes se caracteriza por presentar una morfología ligada a procesos tectónico-degradacionales y denudacionales, así como procesos de agradación. Las geoformas tectónico-degradacionales son:

- 1) Peneplanicie elevada con colinas, lomadas, monte-islas, relieves residuales y cañones.
- 2) Altiplanicie aluvial sedimentaria
- 3) Montañas o colinas estructural-denudacionales en rocas ígneas-metamórficas y sedimentarias
- 4) Montañas o colinas en rocas volcánicas y volcánico-sedimentarias
- 5) Superficie de flujos piroclásticos
- 6) Conos de escorias monogenéticos
- 7) Coladas o campo de lavas
- 8) Domo-lavas
- 9) Estrato-volcanes
- 10) Montañas glaciares.

Las unidades deposicionales se dividen en:

- 1) Piedemonte aluvio-torrencial
- 2) Piedemonte aluvio-lacustre; 3) Piedemonte coluvio-deluvial
- 4) Vertientes de detritos indiferenciados
- 5) Vertientes glacio-fluviales; Morrenas
- 6) Valle fluvial o fluvio-glacial y terrazas indiferenciadas

- 7) Abanicos de piedemonte
- 8) Llanura aluvial o cauce inundable
- 9) Terrazas aluviales

Su cauce principal mantiene un control litológico-morfoestructural debido al emplazamiento de volcanes Pliocuaternarios.

En la cuenca predominan rocas volcánicas y volcánico-sedimentarias en el lado central y central-oriental-occidental (49,27 %), rocas sedimentarias estructuralmente plegadas (24,64 %), en el lado central y oriental de la cuenca, afloramientos dispersos de rocas intrusivas en el lado oeste y central (5,73 %), rocas metamórficas expuestas en el lado suroccidental (3,70 %). Rellenan los valles, cubren las planicies costeras, laderas y vertientes, depósitos plio-cuaternarios (16,66 %), de origen aluvial, coluvial, deluvial, proluvial, lacustre, glacial y fluvio-glacial, así como flujos de lavas recientes (Andahua). En función a su permeabilidad las unidades rocosas y depósitos inconsolidados conforman: acuíferos (porosos no consolidados, sedimentarios y de flujos de lavas en bloques); acuíferos fisurados (sedimentarios, cárstico, volcánico y volcánico-sedimentario); acuitardos (sedimentario, volcánico, intrusivo y volcánico-sedimentario); acuífugos metamórficos.

Respecto a la Neotectónica, en la cuenca se presentan cuatro fallas activas: El Trigal, Solarpampa, Lluclla y Pampacolca. Las cuales producen sismos continuamente.

INVENTARIO Y TIPOLOGÍA DE MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CCMC

Las evidencias de inestabilidades que sugieren la presencia de un proceso de MM activo/reciente o antiguo reconocidas en base a dos tipos de geoformas: 1) Acumulación de material cuaternario que implica procesos gravitacionales: abanicos/conos; "hummocks" o colinas de material caótico; talus de detritos/canchales; cierres de valle o represamiento natural; 2) Canales o surcos de erosión fluvial y pluvial, cárcavas, cicatrices de deslizamientos, ruptura de pendiente en afloramientos rocosos (caídas, derrumbes y vuelcos), escalonamiento de laderas o "terracillas" (reptación), socavamiento en la base de terraplenes, acantilados o terrazas, entre otros.

Los movimientos en masa en la CCMC han sido agrupados en cinco grandes tipos: 1) flujos: flujos de lodo, flujos de detritos, avalancha de rocas y avalancha de detritos 2) deslizamientos de tipo rotacional y traslacional; 3) Caídas de rocas y derrumbes: 4) Movimientos complejos; 5) Reptaciones; y 6) Vuelcos. Se incluye en este inventario la erosión de laderas, muy desarrollada en la cuenca, que en la mayoría de casos desencadenan otros movimientos en masa. Particularmente en los MM antiguos identificados, se incluye escasos deslizamientos, avalanchas de rocas y movimientos complejos, generalmente de gran dimensión, reconocibles por su cicatriz o escarpa o por el depósito de

remoción; predominan en este aspecto las avalanchas de rocas, como el gran depósito encontrado en el flanco norte del volcán Hualca Hualca (sector Pinchollo, Maca) y flanco sur del volcán Coropuna (Chuquibamba), así como otros menores. Muchos eventos pre-históricos marcan la morfología actual de la cuenca, modificada por nuevos procesos geodinámicos, incluyendo aquellos derivados de la actividad sísmica y volcánica reciente, como procesos durante eventos de El Niño. La cartografía e inventario de peligros geológicos en la cuenca (Zavala et. al. 2012b), permitió inventariar 938 ocurrencias de MM. El grado de peligro es asignado siguiendo una calificación cualitativa, basada en su estado (activo, inactivo joven, inactivo maduro, viejo), dimensiones (área y volumen) y recurrencia del evento en el tiempo.

DISTRIBUCIÓN DE MM EN LA CCMC ■

El análisis estadístico de MM inventariados (876 ocurrencias) muestra que los flujos de detritos son los que predominan (274), seguido de derrumbes (179), deslizamientos (142), erosiones de laderas (78), caída de rocas (65), avalancha de rocas (48), movimientos complejos (43), reptaciones (27), avalancha de detritos (8), flujos de lodo (7), vuelcos (4) y hundimientos (1). Ver figura 2.

Los MM en función a la tipología (figura 3) se distribuyen de esta manera:

- Flujos de detritos y avalancha de detritos (42 %): asociados a materiales susceptibles a la erosión pluvial (tobas, rocas volcanoclásticas y capas rojas poco competentes). Se generan flujos de detritos o de lodo canalizados que interrumpen periódicamente tramos de carreteras o afectan áreas de cultivos. Hacia el sector occidental son frecuentes flujos de detritos excepcionales en presencia de El Niño.
- Derrumbes, caída de rocas y vuelcos (28 %): Gran número de derrumbes antiguos tanto en roca como en suelo y escasos vuelcos; comunes en las laderas naturales como cortes de carreteras, muchas veces influenciados por la fuerte pendiente de los taludes, mala calidad del substrato (fracturamiento, meteorización) u orientación desfavorable de las discontinuidades respecto al ángulo del talud. Caída de rocas frecuentes en frentes montañosos (coladas lávicas muy fracturadas, lavas en bloques).
- Deslizamientos y avalanchas de roca (22 %): Gran porcentaje en área de afectación como ocurrencia; procesos antiguos y recientes. Grandes eventos

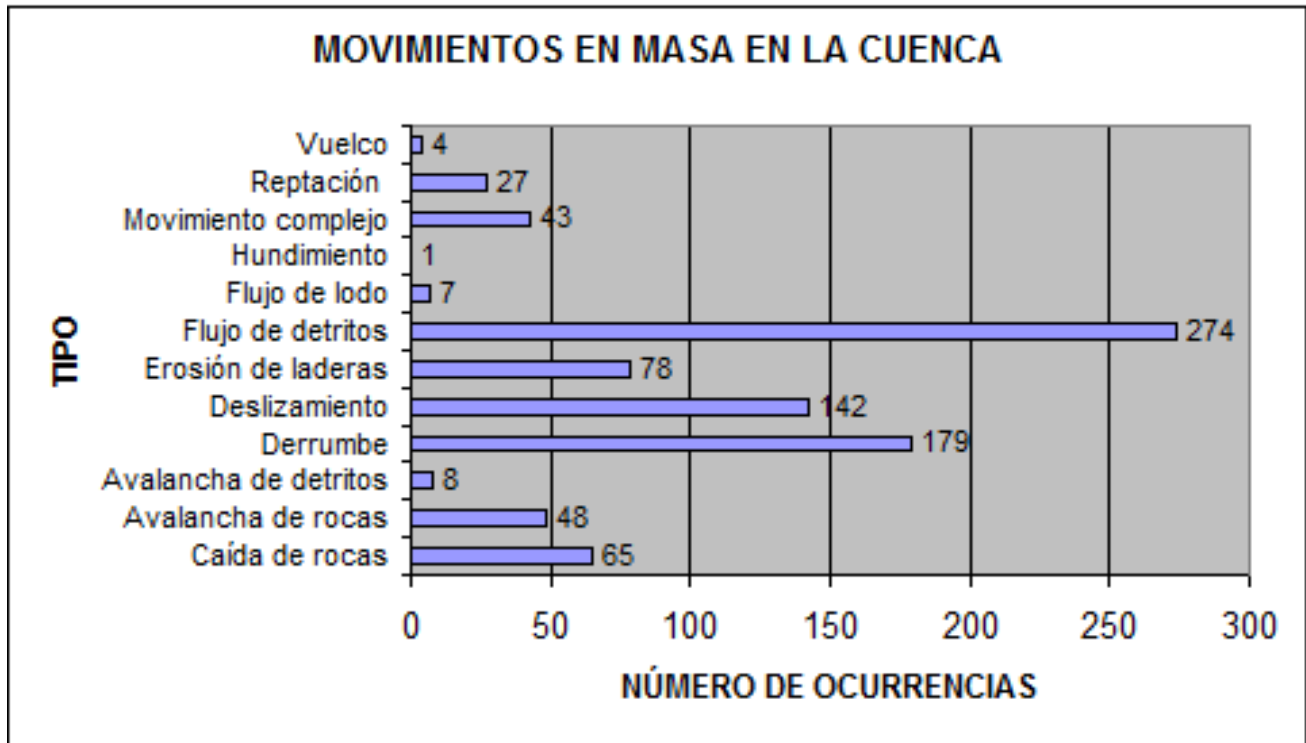


Figura 2: Distribución de los movimientos en masa de en la Cuenca Camaná-Majes-Colca

originaron cierres de valles. Un mayor número de deslizamientos de tipo rotacional (en suelo y roca) que traslacional. Son comunes en laderas naturales y cortes de carreteras.

- Movimientos complejos (5 %): Ocurrencias combinadas de deslizamiento-flujos, derrumbe-flujos, deslizamiento-flujo de tierras, caída de rocas-flujo de detritos u otro movimiento complejo.
- Reptaciones y hundimientos (3 %): Las reptaciones son poco frecuentes y se ubican en la cuenca alta generalmente en laderas de moderada a suave pendiente con pastizales, y escasos taludes de carreteras. Los hundimientos caracterizan al sector de Huambo, donde se presentan en rocas calcáreas y travertinos; estos procesos afectan zonas agrícolas.



Figura 3. Distribución de los movimientos en masa según el tipo peligro,

CARACTERÍSTICAS Y DISTRIBUCIÓN DE MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CUENCA

Para una mejor descripción se describen siete sectores:

1. Valle del Colca, entre Sibayo - Chivay - Maca-Madrigal: Mayor distribución de MM en la cuenca. En dimensión los más importantes son las avalanchas de roca en el cerro Llancuyipiña, la quebrada El Molino, río Sepina, quebrada Japo (Maca) y la falda norte del volcán Hualca Hualca; abanicos de flujos de detritos de Challacone, Ccayachape, Coporaque, Tucullune, Sepina, Marcapampa entre otros. Entre los deslizamientos y movimientos destacan el de Maca, Madrigal-Lari, Antahuilque, Sihuincha y quebrada Sahuayllo (mina Madrigal).

2. Subcuenca Andahua/Orcopampa:

Eventos importantes como la avalancha de rocas en la quebrada Taucca, aluvión en el río Ayo, deslizamiento frente a Cuchurancho y la avalancha de rocas en el río Misapuquio. Los márgenes de estos dos valles presentan acumulaciones asociados a flujos o avalanchas de detritos, destacando la zona del cerro Pichihua, Chapacoco-Chilcaimarca y Jello Jello-Sucna-Ayo-Acho, y el valle de Huancarama entre Orcopampa y Layo.

3. Cuenca alta del río Colca:

Pocos movimientos en masa identificados, distribuidos a cotas superiores a 4000 msnm, con áreas de afectación y distribución menores; zonas periglaciares y glaciares donde es común encontrar procesos de reptación, algunas zonas de derrumbes o

deslizamientos en zonas rocosas que han generado avalanchas de rocas. Bajo esta tipología se agrupa el valle del río Condoroma, las quebradas Huaccoto, Japu y laguna Pañe con muchos sectores con reptación de suelos. Aguas abajo de la presa Condoroma con muchos derrumbes antiguos y una avalancha de rocas en el cerro Anccocunca, que represó el río Colca. Avalanchas de rocas, derrumbes y reptaciones son frecuentes en las inmediaciones de Cota Cota y deslizamientos aislados en el cerro Jalcarane (Cala Cala) y río Maqueruyo. Aguas arriba de Sibayo, hasta Tisco, y algunos tributarios se identifican flujos de detritos, algunos derrumbes recientes así como avalanchas de rocas (quebradas Marcarane y Altartuna). Cabeceras de cuenca y divisorias de agua locales: MM asociados a procesos de gelifracción y retroceso glacial; como las avalanchas de rocas en Ran Ran y cerro Ticlla (NO de Sibayo), cerro Colquechua (NE de Condoroma), en la cordillera de Shilla (cerros Icoma, Venayoc, Chuañume, Japotani, al este de Chachas); la cabecera del río Salto (alrededores de mina Arcata), así como reptaciones y deslizamientos en la margen derecha del río Cochasi que (Arcata). En la subcuenca del río Pulpera, también se identificaron deslizamientos, avalanchas de rocas, flujos de detritos.

4. Cuenca media, cañón del Colca (entre Cabanaconde y Huambo) y subcuenca del río Huambo.

Las lluvias estacionales y excepcionales generan flujos de detritos que se canalizan por las cárcavas o quebradas. Destacan algunos derrumbes de magnitud regular en la margen izquierda de la quebrada Pahuana, quebrada Mulapampa, cerro Jajacuchu, entre otros en la carretera Huambo-Cabanaconde. Las laderas que dan hacia el cañón (sectores de Tapay, cerro Apacheta, Ajpi, Llanca, Choco, cerro Sunturuta, márgenes del río Hualca Hualca presentan deslizamientos o movimientos complejos activos, algunos reactivados, así como deslizamientos antiguos.

5. Valle de Chuquibamba, Taparza/Río de Llato y Majes: donde existen grandes avalanchas de rocas en la falda sur del volcán Coropuna, con una escarpa semicircular de 30 x 20 km de longitud y ancho y material canalizado en el valle del río Grande aguas debajo de Chuquibamba. Se suman a estos procesos geodinámicos flujos y avalanchas de detritos en las vertientes y quebradas torrenciales que alimentan al curso principal, con una pronunciada erosión de laderas. Subcuenca colindante Taparza/río de Llato: Avalanchas de rocas menores en Pampacolca (encima de San Antonio), y aguas abajo una intensa erosión en cárcavas en ambas márgenes; flujos de detritos canalizado por cárcavas, surcos y quebradas en Higuera yoc, Puerto Viejo y Andamayo; derrumbes, avalanchas de detritos y deslizamientos se presentan en la carretera hacia Tipán y Viraco, así como áreas de cultivo. Deslizamientos y derrumbes activos en el sector de Llacmes (Vilchez, 2008), así como vertientes volcánicas de laderas pronunciadas con caída de rocas y derrumbes.

6. Valle de Majes:

Destaca, el megadeslizamiento y avalancha de rocas entre Punta Colorada y la cabecera de la quebrada El Toro. Así

mismo en ambas márgenes del valle grandes abanicos proluviales en las quebradas de Cosos, El Castillo, Ongoro, río Grande, que se activan en presencia de lluvias excepcionales. Las laderas inferiores del valle presentan derrumbes o avalanchas de detritos activos en los sectores de Querulpa Grande y Chico, Mamas, Cochate (margen derecha) y Recodo Cerro, La Laja, Pedregal, Esmeralda, El Granado y Pampa Blanca (margen izquierda).

7. Cuenca inferior, aguas abajo de Torán:

Valle encañonado del río Majes/Camaná, abanico de Camaná y laderas circundantes. Se presentan pequeños derrumbes y caída de rocas (sectores Pisques y Characta), así como avalanchas o flujos de detritos excepcionales como los grandes depósitos de huaico en las desembocaduras de las quebradas Molles (Socso) y Puluvías. Las laderas más occidentales hacia el poblado de Camaná y San Gregorio, presentan sectores con derrumbes y caída de rocas (cerro San Jacinto) y algunas quebradas secas que podrían activarse excepcionalmente (Pastor y Bandurria). Parte de la cuenca inferior es disectada por quebradas secas excepcionales; presenta MM muy puntuales, como los que se presentan en los alrededores de Huaccán y Chorrillos (DR o AD), y en el sector de quebrada Jahuay, observables desde la carretera Huambo-Pedregal.

SUSCEPTIBILIDAD A MOVIMIENTOS EN MASA

El análisis de susceptibilidad a los MM requiere de la combinación de diferentes factores que condicionan su ocurrencia. La metodología utilizada es la sobreposición de mapas temáticos con ayuda del GIS (método cualitativo heurístico), donde se dan valores a cada parámetro condicionante. Para ello se ha integrado los mapas de: 1) pendiente de terreno; 2) geomorfología; 3) litología; 4) cobertura vegetal y uso de suelo; 5) hidrogeología. Cada uno de estos con diferentes porcentajes; asimismo diferentes pesos para las unidades diferenciadas en cada uno de ellas. Esto permitió zonificar la cuenca en rangos de susceptibilidad desde muy alta a muy baja (cuadro 1 y figura 4). Los grados de susceptibilidad, se obtuvieron a partir de las interacciones entre los cinco mapas: pendientes (25%), litología (30%), geomorfología (17%), cobertura vegetal y uso de suelo (8%) e hidrogeología (20%), con ayuda del ARCGIS 9.0, empleando la siguiente ecuación:

$$SMM = SCV (0,08) + SHG (0,20) + SGM (0,17) + SP (0,25) + SL(0,30)/5$$

Endonde: SCV : susceptibilidad del parámetro Cobertura Vegetal y Uso de Suelo; SHG: susceptibilidad del parámetro Hidrogeología; SGM: susceptibilidad del parámetro Geomorfología; SP: susceptibilidad del parámetro Pendiente; SL: susceptibilidad del parámetro Litología. En el cuadro 4 se describen las características de las cinco zonas de susceptibilidad diferenciadas.

CUADRO 1. SUSCEPTIBILIDAD A LOS MM EN LA CUENCA DEL RÍO COLCA

SUSCEPTIBILIDAD MUY ALTA: condiciones del terreno muy favorables para que se generen MM. Se concentran donde ocurrieron DL en el pasado o recientes reactivaciones de los antiguos al modificar sus taludes.

Sector suroccidental de la CCMC: Acantilados del valle Camana-Majes, entre Punta Colorada y los cerros La Mina y Puntallacla; 4 km de Pampata Baja. Vertientes en las quebradas Puluviñas (Sonay) y Molles (Socso); vertientes inferiores de la quebrada Siccera (Pedregal).

Sector central de la CCMC: Laderas del cerro Huancarqui (frente a Aplao); cerro Cisara (frente a La Central); laderas en el valle del río Grande que descienden desde Chuquibamba (cerros Tres Gradadas, Huisja, Lontuyoc, Gandelfo, Huatiapilla, Moscapampa y La Cantera); vertientes de montañas al oeste de Pampacolca y Piscopampa. Ríos de Llato y Llacllajo hasta la localidad de Tipán; río Taparza (en Muña y Quillilla); cabeceras de las quebradas Piraucucho y Huayunca; río Polviña (Uñón). Vertientes (ambos márgenes) del río Capiza hasta la localidad de Andamayo; tramos encañonados del río Colca (Cerro Pucapollera). Cerros Peluchane, Tauca, Jollevirca (Chachas) y Ortaycallioc, quebradas Tapaya (Nauira), río Chalza y Cuzca (Choco). Valle del Colca entre la quebrada Ontacota y Latica. Cerro Cotocahuana (Ayo); vertientes del río Huambo y laderas de Ajpi.

Sector noreste de la CCMC: valle del Colca entre Pinchollo, Tuti y el río Challacone; entre Sibayo y la confluencia del río Asirumayo al Colca.

SUSCEPTIBILIDAD ALTA: reúne la mayoría de condiciones del terreno favorables a generar MM, cuando se modifican sus taludes. Colinda con zonas de muy alta susceptibilidad.

Sector suroeste de la CCMC: vertientes del río Camaná entre San Gregorio y la quebrada Naspas, laderas del Cerro Saltreras en Punta Colorada.

Zona central de la CCMC: Vertientes superiores de la quebrada Sicera (Pedregal); ambos márgenes del río Majes entre Corire y El Castillo, y entre Huatiapilla y Andamayo. Vertientes en la margen derecha del río Grande (Chuquibamba). Valle de los ríos Llacllajo (Tipán), Taparza y Polviña (Uñón). Vertientes de afluentes del río de Llato (río Tastane, quebradas Yanajocha y Tuailqui), y afluentes del río Llacllajo (quebradas Huasi, Buena Vista y Cospanja). Laderas al sur del nevado Coropuna; vertientes de ladera del valle del río Ayo (margen derecha) y laderas del cañón del río Colca, entre Andamayo y el río Mamacocha.

Zona norte de la CCMC: Vertientes en el valle del río Orcopamapa (margen derecha), laderas de ambos márgenes del río Chilcaimarca (Orcopampa) y el río Huancarama. Valle de Huambo; sector de Tapay, San Juan de Chuccho, laderas de montañas sobre el poblado de Cabanaconde, Madrigal, Lari y Maca.

Zona noreste de la CCMC: Laderas superiores a los poblados de Chivay, Tuti, Canocota, Sibayo, Callalli, Tisco, Cotacota, valle de los ríos Pulpera y Llata.

SUSCEPTIBILIDAD MEDIA: Algunas condiciones favorables para producir MM.

Amplia distribución en la CCMC, localizándose en la altiplanicie aluvial sedimentaria, en la margen derecha del río Camaná-Majes, muy disectada; laderas inferiores del nevado Coropuna; laderas de montañas ubicadas entre la localidad de Pinchollo y Huambo. Laderas de montañas localizadas entre los poblados de Chivay y Sibayo. Terrenos ubicados en las cabeceras de cuenca.

SUSCEPTIBILIDAD BAJA: Las condiciones intrínsecas del terreno no son propensas a generar MM.

Se localizan en la pampa de Majes, en la superficie localizada sobre Chuquibamba, localidades de Viraco, Acho, Ayo y Andagua; terrenos localizados en cabeceras de cuenca y en Condorama.

SUSCEPTIBILIDAD MUY BAJA: Podrían ser afectadas por procesos que ocurren en sus franjas marginales, como obstrucciones o cierres de valles originados por FD, DL u otro MM.

Valle principal del río Colca-Majes-Camaná, desde el Océano Pacífico hasta Andamayo; localidades de Pampacolca, Chilcaymarca, Orcopampa, Huancarama (valle de Orcopampa), valle de Umachulco, Valle del río Illigua, quebrada Sillque y río Molloca. En el lado noreste de la CCMC en los sectores de Quenco y Calacala, Valle del río Oscollamayo, río Jaguar (laguna Pañe). Nacientes del río Colca (laguna Jayuchaca, ríos Chilcamayo y Blanquillo).

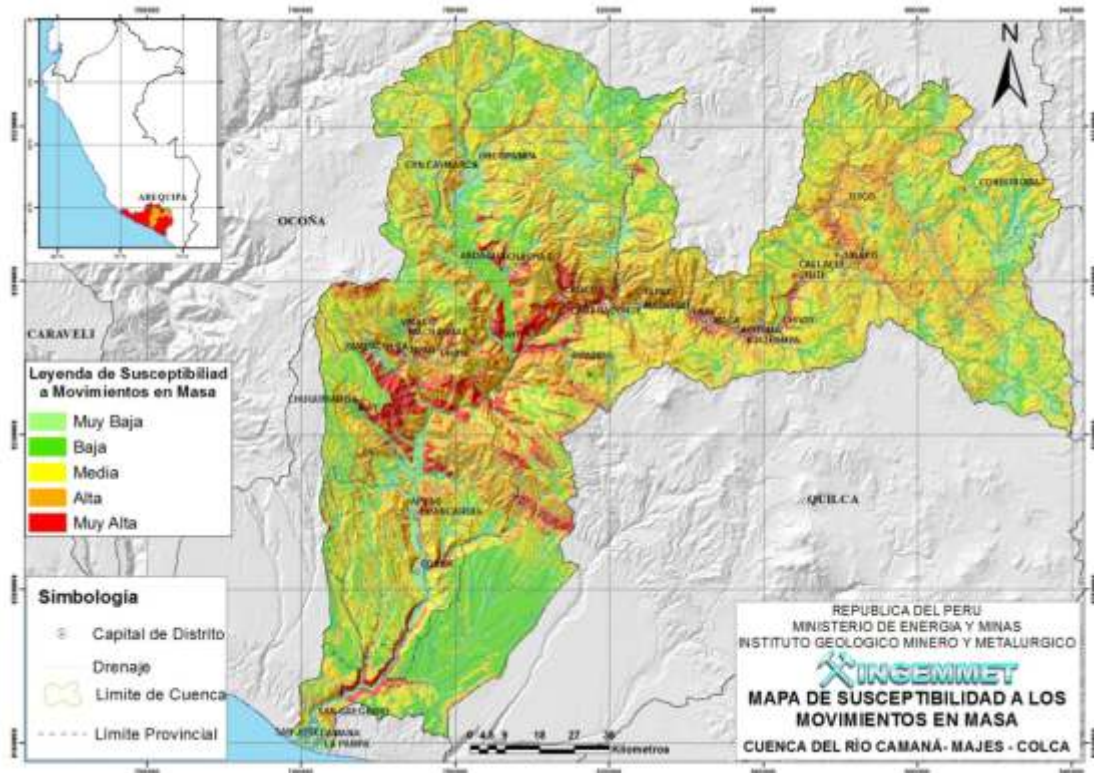


Figura 4. Mapa de Susceptibilidad por Movimientos en Masa en la Cuenca Camaná – Majes – Colca

CONCLUSIONES

En la pasado geológico reciente y actual (Plioceno-Holoceno) sucedieron importantes eventos de MM asociados a procesos volcánicos (ej. volcán Hualca Hualca y Coropuna), anomalías climáticas asociadas a eventos de El Niño en las cuencas media e inferior, como también sismos (y fallas geológicas activas presentes en la cuenca). En el período histórico existe un moderado a alto índice de eventos peligrosos asociados a eventos hidroclimáticos y movimientos sísmicos (reactivación y avances de los deslizamientos); derrumbe en zonas muy fracturadas del cañón del Colca; flujos de detritos asociados a zonas periglaciares por procesos asociados al retroceso de los glaciares, huaycos y derrumbes con lluvias estacionales, o con lluvias excepcionales; movimientos sísmicos que afectan taludes de carreteras mal diseñados con rocas muy fracturadas y alteradas.

En el análisis de Suceptibilidad a los MM, las unidades de mayor susceptibilidad (alta a muy alta) corresponden a zonas de: pendientes entre 15° a 25°, 25° a 45° y mayores a 45°; morfología de los piedemontes aluvio-lacustres, coluvio-deluviales y aluvio-torrenciales, montaña glacial, vertientes glacio-fluviales y de detritos indiferenciados; litologías compuestas por: depósitos lacustrinos del Colca, areniscas con intercalaciones de lutitas, pizarras, esquistos, gneis y anfibolitas, areniscas, limolitas y lutitas, conglomerado aluvial, areniscas tobáceas, conglomerados y coquinas y depósitos coluviales; cobertura vegetal característica por presencia de pajonal o césped de puna, tierras altoandinas sin vegetación o con escasa vegetación y bofedales; unidades hidrogeológicas de acuitardos sedimentarios y acuicludos.

Referencias:

Vilchez, M (2008) - Peligro Geológico en el Anexo de Yacmes (Distrito de Tipan, Provincia de Castilla, Región Arequipa). Informe Inédito A5750, Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo geológico. p.18 p.
Zavala, B., Fidel, L., Vilchez, M., Nuñez, S., Villacorta, S., Valderrama, P., Luque, G., Medina, L. y Rosado, M. (2012a) - Caracterización y tipología de movimientos en masa en los Andes Peruanos: Los mapas de peligros

geológicos. Resúmenes Extendidos, II Encuentro de Investigadores Ambientales, Arequipa 2012, 6p.
Zavala, B., Vilchez, M. & Rosado, M. (2012b) – Estudio geoambiental en la cuenca del río Camaná-Majes-Colca. Lima Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín en edición 2012. 230 p.

MAPA DE PELIGROS GEOLÓGICOS DEL VALLE DEL CUSCO

José Cárdenas (1), Ronald Concha (1), Briant García (1), Igor Astete (1), Deysi Arriola (1), Eliana Ricalde (3), Tomasa Flores (1), Víctor Carlotto (1,2)
(1) Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco.
(2) INGEMMET, Av. Canadá, 1470 San Borja Lima
(3) Centro Guamán Poma de Ayala

INTRODUCCIÓN

En la última década y especialmente el año 2010 ocurrieron lluvias excepcionales bruscos, que han proporcionado datos de los procesos geológicos, hidrometeorológicos, y las dificultades para afrontarlos en la región de Cusco, especialmente por inundaciones del río Vilcanota, y del río Huatanay que atraviesa gran parte del Valle del Cusco, que trajo como consecuencia la destrucción de muchos obras de infraestructura (como puentes), viviendas y terrenos de cultivo entre los principales problemas. Los procesos hidrometeorológicos y de remoción en masa que ocurrieron entre los meses de enero y febrero de 2010, en la ciudad del Cusco y alrededores corresponden a deslizamientos, aluviones e inundaciones. El principal factor desencadenante de los principales fenómenos geológicos, fueron las intensas precipitaciones pluviales que ocurrieron en el Valle del Cusco.

ANTECEDENTES DE LA EVALUACIÓN DE LOS PELIGROS GEOLÓGICOS

Existen estudios sobre la ocurrencia de procesos geológicos e hidrometeorológicos en la ciudad del Cusco y alrededores desde los años 1990 al 2000 desarrollados por el Centro Guamán Poma de Ayala (Carlotto et al., 2004). El año 2010 en la región de Cusco, entre los meses de enero y febrero, ocurrieron lluvias extraordinarias, con un total acumulado de 267 lt/m² para el mes de enero, que representa casi el doble de 142 lt/m², que es el promedio histórico en los registros meteorológicos. Las lluvias excepcionales del año 2010, fueron el desencadenante principal para la ocurrencia de fenómenos de geodinámica externa como deslizamientos, huaycos, inundaciones, erosión fluvial del cauce y márgenes, erosión superficial y reptación de suelos, que afectaron las laderas y quebradas del Valle del Cusco.

Debido a la ocurrencia de los procesos geológicos del año 2010, el Centro Guamán Poma de Ayala, nuevamente realiza la actualización de los mapas de peligros geológicos del Valle del Cusco. En la elaboración de estos nuevos mapas de peligros participaron docentes y estudiantes de la Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, con el apoyo del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico

(Carlotto et al., 2010). Los mapas de peligros obtenidos, fueron distribuidos en formato GIS a las Municipalidades Distritales de Wanchaq, Santiago, San Sebastián, San Jerónimo, Saylla, Oropesa, Lucre, Poroy, y a la Municipalidad Provincial del Cusco. La Municipalidad provincial viene utilizando toda esta información para la elaboración del mapa de vulnerabilidad, así como el de riesgos.

METODOLOGÍA

La metodología utilizada para la elaboración de mapas de peligros, consideró dos etapas: de gabinete y campo. En la etapa de gabinete, se contó con toda la información de estudios de peligros en los diferentes sectores de la ciudad del Cusco, realizados hasta el año 2006 por el Centro Guamán Poma de Ayala, así mismo se tomó como referencia el mapa de peligros del Cusco, realizado por Defensa Civil-Cusco, también se contó con los estudios geológicos puntuales y publicados en tesis de la Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco. Con toda esta información y con la ayuda de las imágenes satelitales Google, se pasaron los datos a los mapas topográficos a escala 1:5,000, solo para la ciudad del Cusco, que permitió detallar el cartografiado de los peligros geológicos, pero en una gran parte se utilizaron mapas a escala 1:25,000 para los alrededores y la zona este del Valle del Cusco.

En los mapas de peligro por inundación, se consideraron los datos hidrológicos de las zonas intervenidas por el Centro Guamán Poma de Ayala, caso del río Huatanay en el poblado de San Jerónimo, y en el río Saphy en la quebrada del mismo nombre. También se utilizaron los datos de los fenómenos geodinámicos ocurridos el año 2010, en el cartografiado de actualización de los mapas de peligro, para la zonificación de peligros en el Valle del Huatanay. Por otra parte, los deslizamientos recientes ocurridos el año 2010, mayormente de pequeña dimensión, han sido mapeados y estos se restringen a las laderas de pendiente fuerte a escarpado de la quebrada del río Huatanay, y sus principales afluentes; adicionalmente, se ha considerado dentro de estos peligros los derrumbes, las cárcavas, así como las áreas con problemas de erosión superficial. Los aluviones, huaycos o lloqllas se localizan en el fondo de las quebradas, y la cartografía se limita al cubrimiento de

material en cauces canalizados o fuera de ellos. El año 2010, los procesos geológicos de remoción en masa afectaron viviendas del área urbana, y hacia el este del valle afectaron obras de ingeniería, viviendas y terrenos de cultivo

principalmente, razón por la cual se elaboraron los mapas de peligros por inundación, aluvión, y deslizamiento, indicando además el grado de peligro (Figs. 1, 2, y 3).

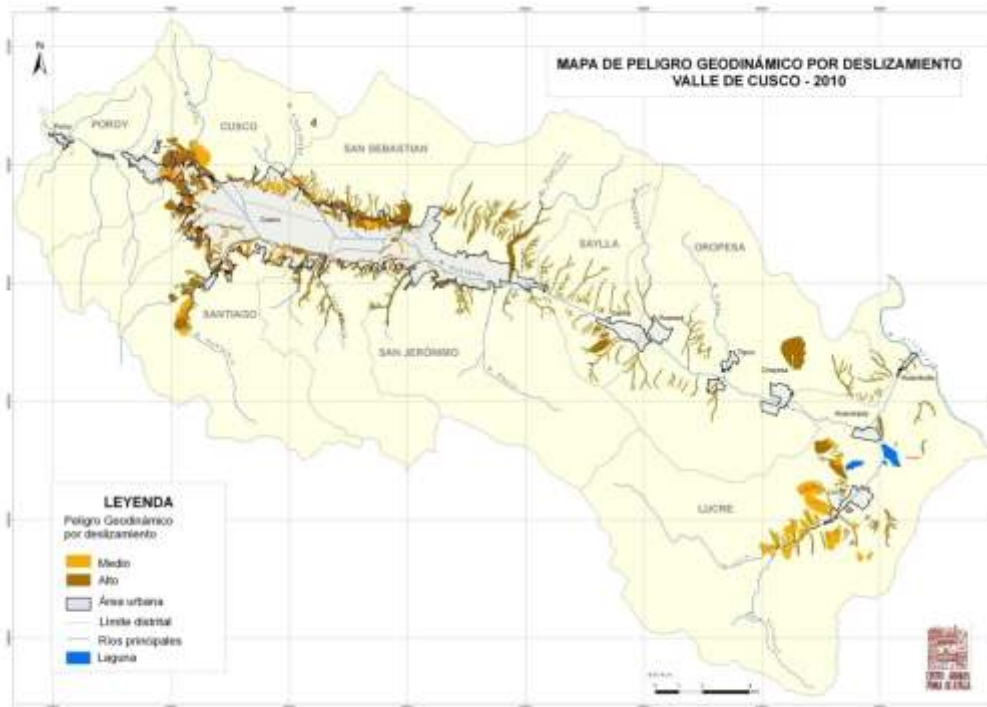


Fig. 1. Mapa de peligro geodinámico por deslizamiento. Fuente: Centro Guamán Poma de Ayala (2010).

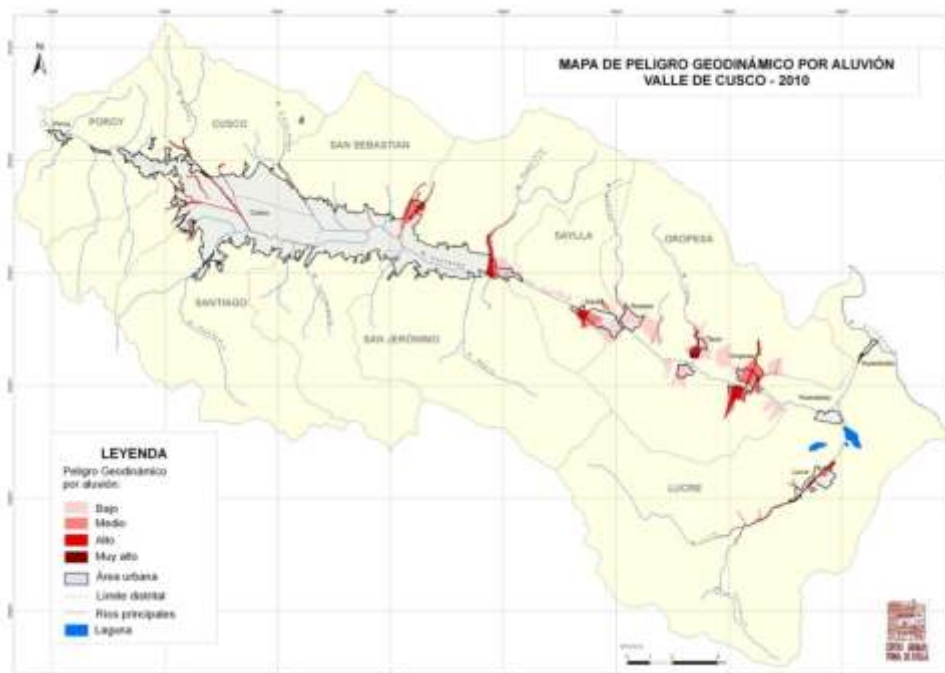


Fig. 2. Mapa de peligro geodinámico por aluvión. Fuente: Centro Guamán Poma de Ayala (2010).

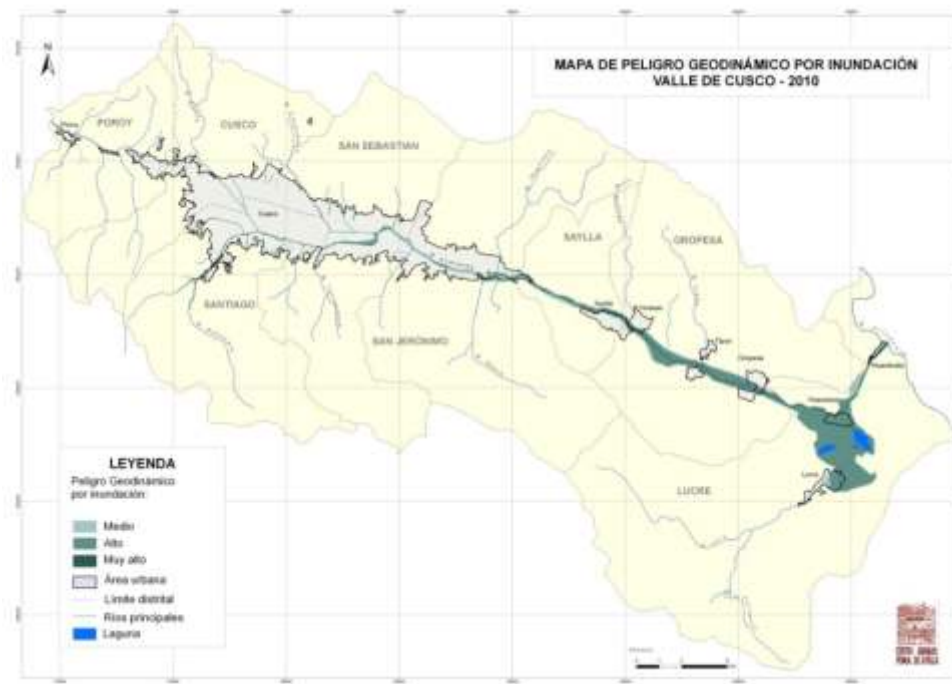


Fig. 3. Mapa de peligro geodinámico por inundación. Fuente: Centro Guamán Poma de Ayala (2010).

LOS PELIGROS GEOLÓGICOS

Los peligros geológicos por inundación, deslizamiento y aluvión, se han identificado en las principales quebradas tributarias del río Huatanay, como son: Quebrada Saphy, quebrada Huancaro-Huamancharpa-Chocco, quebrada Cachimayo quebrada Picchu-Ayahuyco, quebrada Sipasmayo, quebrada Saqramayo, quebrada Qorimachacwayniyoc, quebrada Choquechaca, quebrada Kenkomayo, Tancarpata, Surihuaylla-Tojoyoc, quebrada Tenería, quebrada Picol-La Arapa, Norte de San Sebastián quebradas Kullchihuaycco y Tenería (margen izquierda), Saylla (Jatunhuayco), San Jerónimo (Vinocanchón-Huacotomayo), Oropesa (Atochuachana), Huacarpay, Huambutio y Lucre.

A continuación se describen los principales procesos de remoción en masa e hidrometeorológicos registrados en el Valle del Cusco:

1. Inundaciones:

Las zonas con mayores peligros por inundación se localizan en las quebradas Huamancharpa-Chocco-Huancaro, Choquechaca, Cachimayo, Tenería y en el río Huatanay que actualmente es intervenida por el Instituto de Manejo de Agua y Medio Ambiente (IMA-CUSCO). La intervención ha empezado mediante las obras del Proyecto Huatanay, que tiene como objetivo la ampliación y mejoramiento del sistema de protección y gestión de riesgos, contra inundaciones en 38 km del cauce del río Huatanay en las provincias de Cusco y Quispicanchis Región-Cusco, con un presupuesto de 191'382,849.18 nuevos soles, con un tiempo de ejecución de 3 años, beneficiando a los distritos

de Santiago, Wanchaq, San Sebastián, San Jerónimo (Foto 1), Saylla Oropesa y Lucre.

En la quebrada Huamancharpa, el fenómeno geodinámico mayor que ocurre es la erosión fluvial, luego pequeños deslizamientos recientes, con estrechamiento del valle en algunos sectores. La ocurrencia combinada de los procesos por inundación y deslizamiento puede dar lugar a represamientos y formación de flujos de detritos o aluvión, como efectivamente se ha dado en dos sitios de la quebrada el año 2010. En consecuencia, está quebrada tiene un peligro alto a muy alto, sin embargo las obras de intervención principales como canalización, estabilización de laderas y forestación, constituyen propuestas efectivas de mitigación y reducción del peligro.

En el área urbana de la quebrada Chocco existe, en gran parte, defensas ribereñas, pero en ciertos tramos las viviendas aledañas, laderas y gaviones, fueron afectados por desbordes y erosión fluvial. Asimismo, en la quebrada Huancaro, entre el puente Huancaro y el puente terminal, la erosión fluvial origina a veces deslizamientos. En consecuencia, en las quebradas Huancaro y Chocco se recomienda continuar con la canalización que debe ser más ancha, más amplia o en los existentes aumentar su altura y además se deben arreglar los gaviones deteriorados, que actualmente se hacen realidad con la ejecución del Proyecto Huatanay.

Los ríos secundarios como Huancaro, Sipasmayo, Saphy, Tullumayo. Cachimayo, Tenería, Huacotomayo, Huasao y Oropesa, que cruzan el sector urbano y llegan al río Huatanay, están canalizados por sectores con muros de

contención revestidos con concreto, en otros casos con gaviones, y otros con estudios integrales realizados por el Centro Guamán Poma de Ayala (2008) en el distrito de San Jerónimo, como el cálculo hidrológico del río Huatanay, la construcción de gaviones que soportaron las lluvias excepcionales del año 2010 (Foto 2), se consideró la faja marginal donde se hizo el tratamiento paisajístico, en una longitud aproximada de 5 km. Esta intervención pionera en el Cusco, fue parte de la Zonificación Ecológica y Económica del Valle Sur del Huatanay. Las obras de pequeña dimensión, generalmente se sitúan en lugares donde se ha ganado terreno a las márgenes del río, donde además se ha registrado la destrucción de la defensa ribereña afectando las viviendas.



Foto 1. Margen derecha del río Huatanay intervenido en el Proyecto Huatanay (2013).



Foto 2. Intervención integral del río Huatanay por el Centro Guamán Poma de Ayala (2010).

Las quebradas Tenería y Cachimayo presentan peligros por inundación y deslizamientos, este hecho puede provocar el represamiento y desembalse con formación de aluviones que podrían afectar la zona urbana de San Sebastián y San Jerónimo. Cabe destacar que la quebrada Cachimayo, entre el sector de la APV Las Salineras y Urb. Los Manantiales, se encuentra canalizada, cuyas dimensiones varían a lo largo del tramo, así en ciertos sectores se han registrado desbordes y en otros se registran inundaciones anuales de viviendas como en la

Urb. Los Manantiales. Las recomendaciones principales es la de continuar con las obras de defensa ribereña, estabilización de deslizamientos, descolmatación de sedimentos, y recuperando los canales incas.

Hacia el este del Valle del Cusco entre Angostura y Huacarpay, el peligro por inundación es alto a muy alto, tal como ocurrió el año 2010, con el desborde del río Huatanay y la inundación total del pueblo de Huacarpay (Foto 3).

2. Aluviones o Huaycos:

Los peligros por aluviones se presentan mayormente en la parte noroccidental de la ciudad del Cusco, en las quebradas Killkemayo, Saqramayo, Kusilluchayoq-Picchu, Sipasmayo y Ayahuayco, debido a sus características geológicas, y zonas inestables donde ocurren frecuentemente deslizamientos. Una de las quebradas con mayor peligro es la quebrada Sipasmayo, que se encuentra canalizada en la zona urbana, con muros de concreto de pequeñas dimensiones. En el año 2010 los aluviones rellenaron el canal, para luego desbordarse y finalmente afectar las viviendas construidas en ambas márgenes de la canalización (Foto 4). La quebrada Kusilluchayoc-Picchu se caracteriza por tener laderas de pendiente escarpada, donde ocurre fuerte erosión fluvial y a su vez existe un estrangulamiento de su cauce; estas características hacen que el peligro por aluvión, deslizamiento e inundación, sea alta a muy alta. En la quebrada Saqramayo por el momento el peligro por aluvión se ha minimizado parcialmente, debido al Proyecto de estabilización del deslizamiento El Bosque, ejecutado por el Centro Guamán Poma de Ayala y la Municipalidad distrital de Santiago.



Foto 3. Poblado de Huacarpay totalmente inundado, el año 2010

La quebrada Saphy con laderas de pendientes escarpadas y compuestas por material coluvial, fluvial y rocas detríticas finas, es uno de los sitios con mayor peligro por aluviones y deslizamientos. El desencadenamiento combinado de estos dos procesos podría provocar represamiento, cuyo consecuente desembalse podría provocar aluviones que afectarían el centro histórico del Cusco. Otro peligro mayor es el estrechamiento del cauce debido a la construcción del campamento municipal en



Foto 4. Aluvión que afectó la quebrada Sipasmayo, el año 2010

pleno cauce del río y además se ha registrado la destrucción de los gaviones. Parte de la quebrada Saphy ha sido intervenida por el Centro Guamán Poma de Ayala y la Municipalidad Provincial del Cusco, con la construcción de gaviones y saltos para amortiguar la velocidad de las aguas, sin embargo falta la estabilización de las laderas (Foto 5).

En la quebrada Lucre, el material coluvial y fluvial existente fue el aporte del aluvión de Lucre el año 2010. En el sector urbano se encuentra canalizado, sin embargo el aluvión luego de colmatar el canal, se desbordó, destruyendo gran parte del poblado de Lucre en su margen izquierda, mientras en la margen derecha afectaron campos de cultivo (Foto 6).



Foto 5. Río Saphy, con obras de prevención en el cauce y márgenes (2012)

Otras quebradas con peligro por aluviones son: Cachimayo, Machupicol, Vinocanchón, Huacotomayo, Jatunhorcco, Huasao, Pucapucuyoq, Tipón y Talalajajayoq, Atoquachana, Unuhuayjo y Chimpacucho.

Las recomendaciones principales para minimizar los efectos de aluviones, son principalmente continuar con las canalizaciones abiertas, considerando su descolmatación anual, forestación de laderas, estabilidad de laderas, es decir con el tratamiento integral de la cuenca.



Foto 6. Aluvión que afectó la quebrada Sipasmayo, el año 2010.

3. Deslizamientos:

Uno de los sectores con mayor peligro por deslizamientos se localiza en Huamancharpa, donde existe un gran deslizamiento con escarpas antiguas y recientes. La ocurrencia de un deslizamiento en este sector puede represar el río Huancaro, cuyo desembalse ocasionaría aluviones que afectarían el sector de Huancaro. En las partes altas del sector noroccidental de la ciudad del Cusco existen grandes escarpas de deslizamientos antiguos, así como de deslizamientos recientes ubicados en las laderas de la parte baja de las quebradas Saqramayo, Killkemayo, Kusilluchayoq, Sipasmayo, Ayahuayco y Saphy, en unos casos son estables o en otros casos son activos como en Puquín, Saphy, Pícol, Jatunhorcco y Unuhuayjo.

En la quebrada Kusilluchayoq se observan que las laderas de la margen izquierda son más activas, es decir existe mayor erosión lateral o fluvial, debido a la pendiente escarpada, y el alto fracturamiento de las rocas. En la quebrada Saqramayo, en el sector El Bosque existía un deslizamiento activo, donde el Centro Guamán Poma de Ayala y la Municipalidad de Santiago, realizaron el Proyecto de estabilización del deslizamiento El Bosque (Foto 7). Actualmente en este sector se han registrado pequeños derrumbes, en la margen derecha, que rellenan los canales de desfogue, luego en las partes altas y alrededores del deslizamiento, se ha continuado con la construcción de viviendas, sin considerar los drenajes superficiales, lo que está ocasionando la reactivación de la parte alta del deslizamiento El Bosque no intervenido.

La quebrada Saphy es otra de las quebradas de mayor peligro por deslizamientos, debido a la presencia de deslizamientos antiguos y recientes de grandes y pequeñas dimensiones. La activación de los deslizamientos está relacionada a la presencia de rocas lutíticas y yesos, pendientes fuerte a escarpado, fuerte erosión fluvial de las márgenes del valle que en algunos casos son estrechos debido a la presencia de deslizamientos (Foto 8). Por el efecto combinado de peligros por deslizamiento e inundación, pueden ocurrir represamientos y en el desembalse tener peligro por aluviones que afectarían el centro histórico de la ciudad del Cusco.



Foto 7. Deslizamiento El Bosque estabilizado.



Foto 8. Quebrada Saphy mostrando deslizamientos antiguos y recientes

En la parte alta de la quebrada Machupicol, se halla el deslizamiento activo de Picol, cuya reactivación, el estrechamiento y estrangulamiento del cauce puede causar represamientos en época de lluvias extraordinarias, originándose un aluvión que afectaría en mayor proporción a la parte alta del sector Larapa.

En las partes altas del sector norte de San Sebastián existen escarpas de grandes deslizamientos antiguos y recientes que afectan las arcillas y limos de origen lacustre, son poco compactos, y donde se sitúan viviendas, por lo que el peligro por deslizamientos es alto, inclusive muchas pequeñas quebradas y cárcavas son cubiertas por material coluvial, acentuando la inestabilidad de las laderas en esta zona.

CONCLUSIONES

A raíz de la ocurrencia de procesos geológicos e hidrometeorológicos como: deslizamiento, aluvión e inundación ocurridos el año 2010, se ha actualizado y zonificado los mapas de peligros por inundación, deslizamiento y aluviones de la ciudad del Cusco, y del Valle del Cusco. Esta información ha sido transferida a la Municipalidad Provincial del Cusco, así como a todas las municipalidades distritales conformantes del Valle del Cusco, cuyo uso inmediato es, en el Plan de Ordenamiento Territorial de la ciudad del Cusco, y servirá además de base para las obras de tratamiento y mitigación.

Referencias:

Carlotto, V., Cárdenas, J. y Ricalde, E. (2010). *El nuevo mapa de peligros geológicos del valle del río Watanay y la ciudad del Cusco: instrumento para el plan de ordenamiento territorial.*

Carlotto, V., Tintaya, D., Casos, G. y Peña, F. (2004). *Geodinámica externa del Valle del río Huatanay (Cusco): riesgo y vulnerabilidad para el plan de acondicionamiento territorial. XII Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú. Resúmenes Extendidos, p 48-51.*

Centro Guamán Poma de Ayala (2006). *Aportes al Plan de Acondicionamiento Territorial del Valle Sur del Huatanay- Cusco.* Centro Guaman Poma de Ayala, 29 p.

Centro Guamán Poma de Ayala (2008). *Salvemos el Huatanay: Una prioridad para la vida en el Valle del Cusco.* Centro Guamán Poma de Ayala, 157 p.

MONITOREO DE LOS VOLCANES SABANCAYA Y UBINAS, Y LOS TRABAJOS DESPLEGADOS PARA ATENDER LAS CRISIS VOLCÁNICAS DEL 2013

D. Ramos (1), P. Masias (1), E. Taipe (1), O. Macedo (2), F. Apaza (1), R. Paxi (1)

1. Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, Urb. Magisterial B-16, Umacollo-Yanahuara, Arequipa

E-mail: dramos@ingemmet.gob.pe

2. Instituto Geofísico del Perú IGP, Urb. La Marina B-19 Cayma Arequipa

RESUMEN

Los volcanes Sabancaya (15° 48'S, 71° 52'O) y Ubinas (16°20'S, 70°53'O) son los volcanes más activos del Perú.

La última erupción del volcán Sabancaya se remonta al periodo 1986 a 1998, con una actividad de tipo explosivo moderada. Entre los años 1998 al 2011, este volcán presentó una muy leve actividad fumarólica de tipo intermitente, con alturas inferiores a 200 m sobre su cráter. En el año 2012, se observó un ligero incremento de la altura de las fumarolas que ocasionalmente eran apreciadas desde los pueblos de Chivay y Achoma, ubicados en el valle del Colca, a 20 km de distancia aproximadamente. En febrero y marzo de 2013, la altura de las fumarolas se incrementó fuertemente, alcanzando los 1200 m sobre la cumbre del volcán. Asimismo, en febrero y julio de 2013, se produjeron dos crisis sísmicas importantes, la primera ubicada en el sector ENE del volcán Sabancaya y la segunda entre Huambo y Cabanaconde. Actualmente se observan emisiones de gases asociadas con una leve actividad sísmica de origen volcánico.

Por su lado, la última erupción del volcán Ubinas se produjo en el periodo 2006-2009, la cual fue una erupción de magnitud muy baja (IEV=2). Producto de esta erupción se evacuaron a cerca de 2000 pobladores hacia zonas seguras (refugios de Chacchagen y Anascapa), por un espacio de 10 meses. Recientemente, este volcán ha presentado emisiones de gases y ceniza volcánica que ascendieron a más de 2000 m de altura sobre el cráter del volcán.

Actualmente, el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET e IGP vienen realizando trabajos de monitoreo sobre estos volcanes a fin de proveer de información confiable a la sociedad y sus autoridades para la correcta toma de decisiones.

VOLCÁN SABANCAYA

El volcán Sabancaya (15° 48'S, 71° 52'O) está emplazado a 76 km al noroeste de la ciudad de Arequipa (Fig. 1), en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur del Perú. El volcán Sabancaya hace parte del complejo volcánico

Ampato-Sabancaya del Plio-Cuaternario, y a su vez este, forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), localizada entre el sur del Perú, Bolivia y el norte de Chile (15°S a 28°S). El volcanismo en la ZVC es generado por la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana.

En el área de influencia del volcán Sabancaya se tiene población e infraestructura vulnerable, principalmente hacia el Norte, en el valle del Colca, entre los 18 y 24 km de radio, donde hay cerca de 12 centros poblados, entre los que destacan, por su cercanía al volcán, los pueblos de Chivay, Yanque, Achoma, Maca, Ichupampa, Lari, Madrigal, Pinchollo y Cabanaconde. La principal actividad económica de los pobladores es la agricultura y ganadería, sin embargo en los últimos años el Colca se ha constituido en uno de los más importantes destinos turísticos del Perú. Por otro lado, cerca al volcán Sabancaya, se encuentra el canal del proyecto "Majes I", que brinda de agua al complejo agrícola Majes-Siguas, las vías de acceso al valle y cañón del Colca, así como la línea de transmisión Socabaya-Mantaro, que forma parte del sistema interconectado nacional, y provee de energía a todo el sur del Perú.

ERUPCIONES HISTÓRICAS DEL VOLCÁN SABANCAYA

Según Zamácola y Jáuregui (1789), Travada y Córdova (1752) y los catálogos del Global Volcanism Program (GVP del Smithsonian National Museum of Natural History), el Sabancaya ha presentado 3 erupciones en la época histórica, los que ocurrieron los años 1750, 1784 y entre 1986 y 1998 (Gerbe y Thouret, 2004). Esta última erupción (1986-1998), generó efectos negativos en el medioambiente y los poblados cercanos al volcán Sabancaya. Se reportaron muerte de ganado, destrucción de cultivos y desplazamiento de familias enteras hacia zonas más seguras.

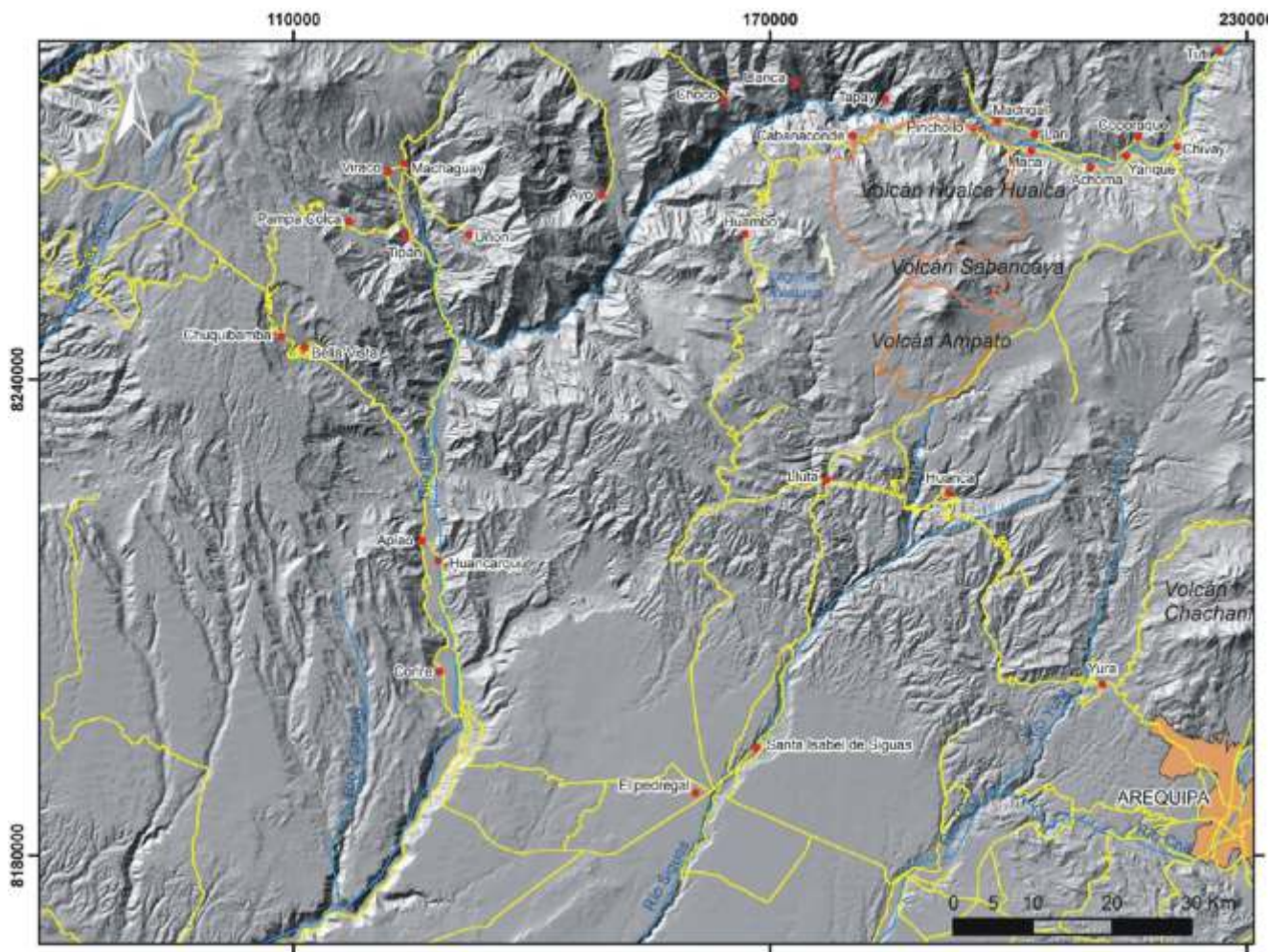


Figura 1. Ubicación del volcán Sabancaya.

¿QUÉ ESTÁ PASANDO CON EL VOLCÁN SABANCAYA?

Los registros de vigilancia volcánica del volcán Sabancaya datan desde el año 2009, inicialmente con mediciones esporádicas de las fuentes termales de agua y el reconocimiento de fumarolas. Posteriormente, se implementó un sistema de vigilancia volcánica compuesto por métodos sísmicos, geodésicos, geoquímicos y visual.

La Crisis Fumarólica del Sabancaya

Durante los años 1998 al 2011, las fumarolas del volcán Sabancaya rara vez superaban los 200 m de altura y obviamente, no eran visibles desde los pueblos localizados en el valle del Colca ubicados a más de 20 km de distancia. Desde el segundo semestre del 2012, las fumarolas del Sabancaya se hicieron más notorias, pues llegaban a alcanzar los 400 m y ocasionalmente podían ser visualizadas desde los pueblos de Chivay y Achoma (valle del Colca). En febrero y marzo de 2013, las fumarolas se hicieron más importantes aún, estas fumarolas, constituidas principalmente por vapor de agua y gases volcánicos, llegaron a alcanzar los 1200 m sobre la cima del Sabancaya. Hasta la fecha no se produjo emisión de ceniza volcánica ni ningún otro material volcánico.

Posteriormente, la altura de las fumarolas decreció gradualmente hasta hacerse imperceptible por algunos días, aunque en algunas temporadas también se presentaban emisiones fumarólicas de varios cientos de metros de altura.

Por otro lado, se realizaron mediciones de SO₂ con un mini-DOAS debajo de algunas columnas fumarólicas. Los valores de estas lecturas realizados en abril oscilan entre 20 a 80 Toneladas / Día que son considerados muy bajos para un proceso eruptivo.

La Crisis Sísmica del Sabancaya

El 22 de febrero de 2013, se produjo un enjambre de sismos tipo Volcano-Tectónico, entre 6 y 20 km en el sector este-sureste del volcán Sabancaya. Tres de estos sismos fueron sentidos en todo el cañón del Colca y hasta en la ciudad de Arequipa. Estos sismos que tuvieron magnitudes de 4.6, 5.2 y 5.0 ML; afectaron a viviendas del poblado de Maca.

Posteriormente, la actividad sísmica se distribuyó en torno al volcán Sabancaya en un radio de 30 km, pero la mayor concentración ocurrió principalmente hacia el sector Norte del volcán.

El 16 de julio, nuevamente el cañón del Colca fue removido por un sismo de magnitud 5.7 ML, con epicentro ubicado a

9 km al sur de Cabanaconde y con intensidades VI en Huambo y Cabanaconde. Este sismo ocasionó daños en las viviendas de varios pueblos del Cañón del Colca, principalmente en Huambo y Canabaconde.

Actualmente, la actividad sísmica asociada al volcán Sabancaya ha decrecido notoriamente, con una tasa de 10 a 20 sismos por día.

Observaciones Geodésicas en el Sabancaya

Si bien las lecturas de la Red Geodésica del Sabancaya implementadas por INGEMMET y compuesta por estacio-

nes de medición GPS y EDM no ha presentado cambios significativos en el edificio volcánico, una imagen satelital InSAR (obtenida por colaboración DE&AS Cornell University-USA) muestra dos zonas de deformación superficial posteriores al sismo del 16 de julio de 2013. La primera zona de deformación coincide con una falla ubicada a 9 km al sur de Cabanaconde con orientaciones Este-Oeste y N25° aproximadamente, la segunda zona de deformación, más pequeña que la anterior, está ubicada a 8 km al sureste de Cabanaconde, y es asociada a un alineamiento.



Fig. 2. Vista del cráter del volcán Sabancaya con leves emisiones fumarólicas a pulsos. Foto tomada el 02 de octubre del 2009.



Fig. 3. Vista del flanco noroeste del volcán Sabancaya. Foto tomada el 17 de febrero de 2013 desde Chivay donde se aprecia una columna de gases de aproximadamente 1 km de altura.

EL VOLCÁN UBINAS

El volcán Ubinas se ubica en el extremo Norte de la región Moquegua, a 70 km al Este de la ciudad de Arequipa. Desde el año 1550 D.C. el Ubinas ha presentado alrededor de 25 erupciones. La última erupción del Ubinas se produjo entre el 2006 y 2009, fue una erupción con IEV = 2 (en una escala que va de 0 a 8). Dicha erupción afectó principalmente a siete pueblos ubicados al sureste del volcán.

Actividad Reciente en el Volcán Ubinas

Durante el mes de septiembre de 2013, el volcán Ubinas ha presentado nueve explosiones seguidas por emisión de gases y ceniza. La primera explosión ocurrió en la noche del 01 setiembre a las 22:46 Hrs (hora local), posteriormente las explosiones continuaron hasta el día 07 de setiembre. En el ascenso al cráter del día 02 de setiembre, se identificaron fragmentos de roca incandescentes (o proyectiles balísticos, y caída de ceniza en la zona de la caldera del volcán. Algunos de estos proyectiles balísticos generaron estructuras de impacto de hasta 2 m de diámetro en el piso de la caldera. Estas explosiones, generalmente fueron de baja energía (>1765 MJ) y fueron disminuyendo con el paso del tiempo.

Asimismo, se realizaron mediciones de SO₂ con un Mini-DOAS, cuyas cifras alcanzaron las 155 Tn / día. Por otro lado, la medición de los parámetros geoquímicos (pH, Conductividad Eléctrica, TDS, Salinidad) de las fuentes termales asociadas al Ubinas y mediciones de deformación del edificio volcánico con equipos GPS y Estación Total, no han registrado cambios significativos en los parámetros medidos.

CONCLUSIONES

El volcán Sabancaya ha presentado un incremento gradual de su actividad fumarólica desde el año 2012. Esta actividad fumarólica presentó su máximo auge en febrero de 2013 con altitudes de 1200 m sobre la cima del Sabancaya y luego fue decreciendo.

Hasta la fecha no presenta emisión de ceniza volcánica.

En los alrededores del volcán Sabancaya se han registrado dos crisis sísmicas, la primera en Febrero y la segunda en Julio de 2013.

El análisis de imágenes InSAR ha permitido detectar dos zonas de deformación en el volcán Sabancaya, la primera asociada a una falla ubicada a 9 km al Sur de Cabanaconde y con dirección Este-Oeste y N25°, y la segunda asociada a un alineamiento ubicado a 8 km al Sureste de Cabanaconde.

El volcán Ubinas, ha presentado 09 explosiones durante el mes de setiembre de 2013; estas explosiones son de baja energía (>1765 MJ) que fueron seguidas de columnas de gases y ceniza que ascendieron hasta los 2 km de altura, sobre la cumbre del volcán.

No se han observado cambios significativos en los parámetros del monitoreo geodésico ni geoquímico del volcán Ubinas.

Referencias:

Gerbe, M.-C., Thouret, J.-C., (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted through the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya in south Peru. *Bulletin of Volcanology* 66, 541-561.
Global Volcanism Network bulletin (1990) – Sabancaya volcano, 15 (5): 2-4
Global Volcanism Network bulletin (1991) – Sabancaya volcano, 16 (5): 16-17
Global Volcanism Network bulletin (1991) – Sabancaya volcano, 16 (7): 22
Global Volcanism Network bulletin (1995) – Sabancaya volcano, 20 (5): 4

Global Volcanism Network bulletin (1997) – Sabancaya volcano, 22 (7): 14-15
Travada y Córdova (1752). *El suelo de Arequipa convertido en cielo (Historia general de Arequipa)*. Primer festival del libro Arequipeño, edición 1958, 15 p.
Zamácola y Jauregui (1789). *Diario del viaje que el obispo Dr. Pedro Chávez de la Rosa, verificó a las provincias de Moquegua y Tacna en 1789*, publicado en "El Deber", Arequipa 1937.

EL CONTINUO MEJORAMIENTO DE LOS MAPAS DE PELIGRO VOLCÁNICO COMO HERRAMIENTA PARA LA MITIGACIÓN DE LA AMENAZA VOLCÁNICA

Pablo Samaniego (1,2,3), Minard L. Hall (3), Jean-Luc Le Pennec (1), Patricia Mothes (3), Claude Robin (1), Hugo Yepes (3), Karim Kelfoun (1)

1 Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS-IRD, Clermont-Ferrand, France

2 Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Lima, Perú

3 Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), Quito, Ecuador

E-mail: pablo.samaniego@ird.fr

INTRODUCCIÓN

La reducción del impacto de las erupciones volcánicas implica responder preguntas tales como ¿qué volcanes pueden erupcionar?, ¿cómo van a hacerlo? y ¿cuándo estas erupciones podrían ocurrir?. Adicionalmente, si la erupción llega a ocurrir, es fundamental conocer las zonas potencialmente afectadas por los productos volcánicos. Para responder a estas interrogantes los vulcanólogos estudian en el campo los depósitos dejados por las erupciones pasadas con el fin de reconstruir la historia eruptiva de los volcanes, lo cual permite determinar qué tipo de erupciones han ocurrido en el pasado, cuál fue su magnitud y que tan frecuentes han sido. Estos estudios permiten responder las dos primeras preguntas previamente mencionadas (el ¿qué? y el ¿cómo?), mientras que el monitoreo instrumental de los cambios físicos y químicos que ocurren al interior de un volcán permite responder a la pregunta clave de ¿cuándo? un volcán puede entrar en erupción. Adicionalmente, se debe proceder a delimitar las zonas potencialmente afectadas por un fenómeno volcánico, lo cual nos lleva a la elaboración de un mapa de peligros volcánicos.

Un mapa de peligro o amenaza volcánica es un documento cartográfico que tiene por objeto representar las zonas susceptibles de ser afectadas por los diferentes procesos volcánicos potencialmente peligrosos. En base a la caracterización de los dinamismos eruptivos y a la frecuencia eruptiva se debe proceder en primer lugar a definir los escenarios eruptivos que potencialmente pueden ocurrir, lo cual consiste en establecer los diferentes tipos de erupciones que pueden ocurrir en un volcán, en función de su tamaño y de sus características eruptivas. A continuación, se debe proceder a la delimitación de las zonas de peligro correspondientes, para lo cual se debe cartografiar los depósitos de una erupción dada, partiendo del principio que los eventos futuros serán similares a los eventos pasados. Esta etapa debe ser corroborada con la aplicación de modelos teóricos cuantitativos que tratan de

reproducir la dinámica de los fenómenos volcánicos peligrosos, como son la caída de material piroclástico, los flujos piroclásticos, los lahares y los flujos de lava.

En el caso de los volcanes con erupciones de larga duración, como es el caso del Tungurahua en Ecuador, es necesario que la evaluación de la amenaza volcánica sea permanente, y que los mapas de peligro se reactualicen de manera continua. Este proceso de actualización debe realizarse en la medida que nueva información científica sea disponible, que se produzcan cambios en la topografía del volcán, que existan nuevas metodologías más fiables y precisas, o que la percepción del peligro volcánico por parte de los científicos, las autoridades o la comunidad así lo amerite.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN TUNGURAHUA (ECUADOR)

El volcán Tungurahua (5023 m sobre el nivel del mar), uno de los volcanes más activos de los Andes Ecuatorianos, se encuentra ubicado en la Cordillera Oriental o Real, a pocos kilómetros de la ciudad de Baños. Durante el período histórico (es decir desde la llegada de los conquistadores españoles en AD 1532), este volcán ha presentado varias erupciones explosivas importantes ($VEI \geq 3$; VEI = por sus siglas en inglés -Índice de Explosividad Volcánica) en AD 1533-34, 1640-1641, 1773, 1886 y 1916-18; con una recurrencia eruptiva de al menos un evento explosivo importante por siglo (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2008). Estas erupciones estuvieron caracterizadas por importantes caídas regionales de material piroclástico (tefra), la generación de flujos piroclásticos y flujos de lodo, y eventualmente por la emisión de flujos de lava.

En octubre de 1999, luego de 75 años de reposo, el Tungurahua inició un nuevo período eruptivo, el cual continúa hasta la actualidad (Septiembre 2013). Entre

1999 y 2005, la actividad volcánica se caracterizó por una explosividad baja a moderada, presentándose períodos de intensa actividad volcánica (Noviembre-Diciembre 1999, Agosto 2001, Septiembre 2002, Septiembre-Noviembre 2003, Mayo-Julio 2004), los cuales estuvieron intercalados con períodos de relativa calma. Estas fases eruptivas se caracterizaron por presentar una actividad de tipo estromboliana a vulcaniana, con frecuentes explosiones, y la emisión de ceniza a escala local. Sin embargo durante estos años, no se registraron flujos piroclásticos.

A partir de Abril 2006, la actividad volcánica mostró un incremento nunca antes visto desde el inicio de la erupción, lo cual desembocó en la ocurrencia de dos erupciones altamente explosivas ocurridas el 14 Julio (VEI 2) y el 16 Agosto de 2006 (VEI 3; Samaniego et al., 2011). Por primera vez desde el inicio del presente periodo eruptivo, el Tungurahua produjo erupciones explosivas suficientemente importantes como para generar columnas de emisión de 14-20 km de altura, una distribución regional de material piroclástico, y numerosos flujos piroclásticos que devastaron la mitad occidental del volcán alcanzando distancias de hasta 8 km desde el cráter (Figura 1). Esta fase eruptiva terminó con la emisión de un flujo de lava que descendió por el flanco NO del cono, inmediatamente después de terminada la fase explosiva del 16 Agosto.

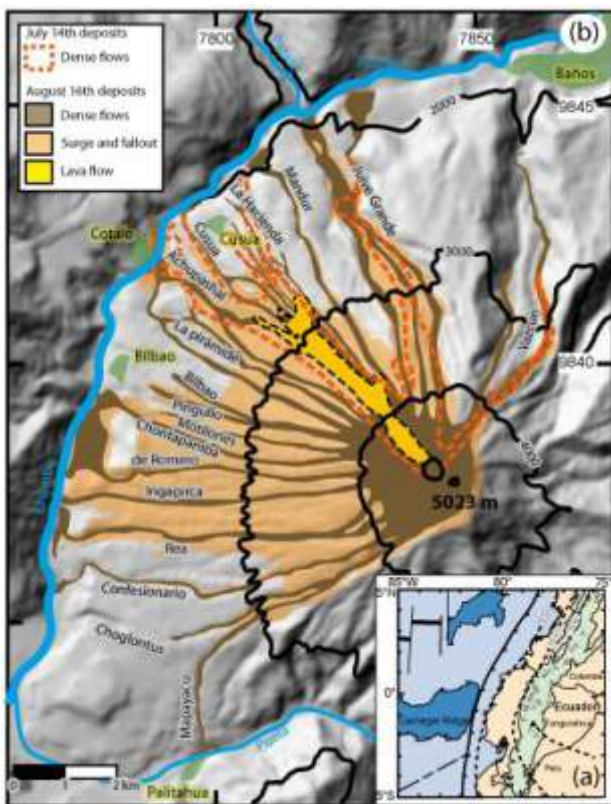


Figura 1. (a) Marco geodinámico de los Andes ecuatorianos. (b) Modelo digital de elevación que muestra la distribución de los depósitos de las erupciones del 14 Julio y 16 Agosto 2006 (Modificado de Kelfoun et al., 2009).

Luego de la fase paroxismal de los meses de Julio y Agosto de 2006, la actividad volcánica del Tungurahua continuó de forma intermitente, con periodos de alta actividad eruptiva (entre los que destacan Febrero de 2008, Mayo de 2010, Noviembre-Diciembre de 2011 y Julio de 2013) alternados por periodos de relativa calma. Se debe señalar que a partir de mediados de 2010, los dinamismos eruptivos han tendido a cambiar, observándose que los ciclos de alta actividad eruptiva se inician por fases altamente explosivas pero de corta duración de tipo vulcaniano, seguidas por periodos de varias semanas de actividad semi-continua de tipo estromboliano.

EVALUACIÓN DE LA AMENAZA ASOCIADA CON EL VOLCÁN TUNGURAHUA

Como resultado de los primeros trabajos científicos realizados en este volcán, en 1988 se publicó la primera versión del Mapa de Peligros del volcán Tungurahua Hall et al., (1988). Este mapa fue publicado una década antes de que el volcán entre en actividad, lo cual permitió que fuera ampliamente usado por las autoridades con fines de preparación y concientización de las poblaciones potencialmente afectadas por una erupción. En particular, este mapa fue utilizado durante la reactivación del volcán en 1999.

La segunda versión del mapa de amenaza fue publicada en 2002 (Hall et al., 2002) y estaba basada en nueva información geológica recopilada desde el inicio de la erupción, así como también de los comentarios de los usuarios del mapa precedente. Entre los cambios incluidos en esta nueva versión se tiene una mejor definición de los escenarios eruptivos que permitió definir la zona de mayor peligro en caso de una erupción explosiva generadora de flujos piroclásticos (con un VEI de 3). Esta segunda versión del mapa fue usada por las autoridades durante la erupción paroxismal de Agosto de 2006, en particular para organizar la evacuación de cerca de 3000 personas que vivían en la zona de mayor peligro. Se debe notar que la distribución de los depósitos de los flujos piroclásticos de Agosto de 2006 está en perfecta armonía con la zona proximal de mayor peligro (Figura 2).

Finalmente, luego de la fase eruptiva de 2006, la visión que los científicos y la comunidad tenían sobre el Tungurahua cambio, y fue necesario actualizar nuevamente el mapa de amenaza, cuya nueva versión fue publicada en 2008 (Samaniego et al., 2008). Esta nueva versión del mapa (Figura 3), que incluye una mejor definición de los escenarios eruptivos, así como de las zonas de peligros proximales, y de distribución de tefra, corresponde a la versión oficial del mismo. Adicionalmente, se ha estado trabajando para utilizar la información adquirida durante la erupción de 2006, con el fin de calibrar diferentes modelos numéricos destinados a simular el tránsito y el

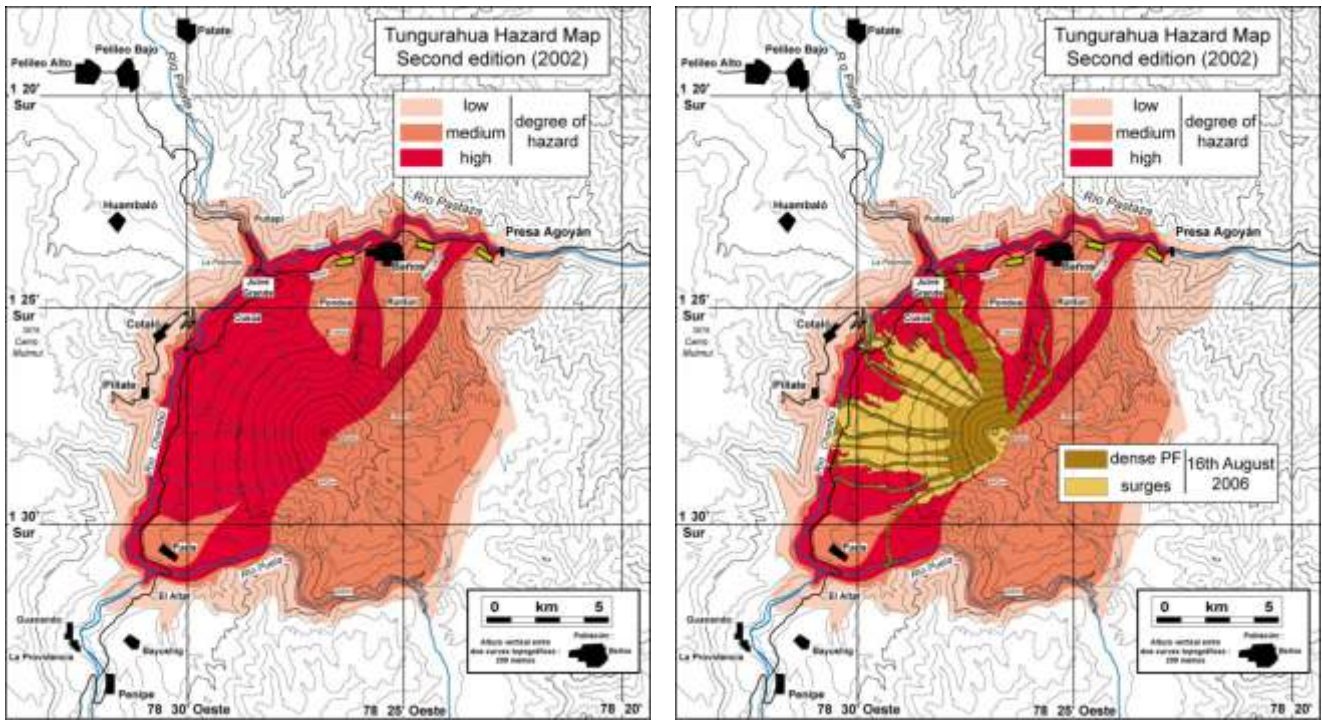


Figura 2. (a) Segunda edición del Mapa de peligros del volcán Tungurahua (Hall et al., 2002).
 (b) Los depósitos de los flujos piroclásticos de la erupción del 16 Agosto 2006 fueron sobrepuesto al mapa anterior (a).

emplazamiento de los flujos piroclásticos (Kelfoun et al., 2009). Este trabajo permitirá en el futuro producir una nueva generación de mapas de peligro que incluyan la probabilidad de ocurrencia de los flujos de origen volcánico en función de la topografía, de los dinamismos eruptivos y de la magnitud de la erupción.

CONCLUSIONES

Durante el presente episodio eruptivo del volcán Tungurahua (1999-2013), el mapa de peligros volcánicos ha sido un valioso instrumento para la mitigación de la amenaza, pero también para la gestión de las emergencias volcánicas. La utilización exitosa de este mapa se debe, entre otras causas a:

El profundo conocimiento de la historia eruptiva del volcán, trabajo que se inició mucho antes de que el volcán entre en erupción y que continuó durante el ciclo eruptivo iniciado en 1999.

El continuo mejoramiento del mapa de amenaza, basado en nueva información geológica, a la aplicación de nuevas tecnologías de simulación de los fenómenos volcánicos, pero también a los comentarios de los usuarios de dichos mapas. Como resultado de este trabajo permanente se han publicado tres versiones de dicho mapa.

La comunicación de la información científica a las comunidades directamente afectadas, para lo cual se publicó un folleto explicativo de los peligros volcánicos asociados con el Tungurahua (Samaniego et al., 2003), y sobretodo se ha venido manteniendo un intenso trabajo con las comunidades directamente afectadas, lo cual ha permitido que la información científica llegue a la comunidad, pero sobretodo, que esta información sea asimilada correctamente por la población.

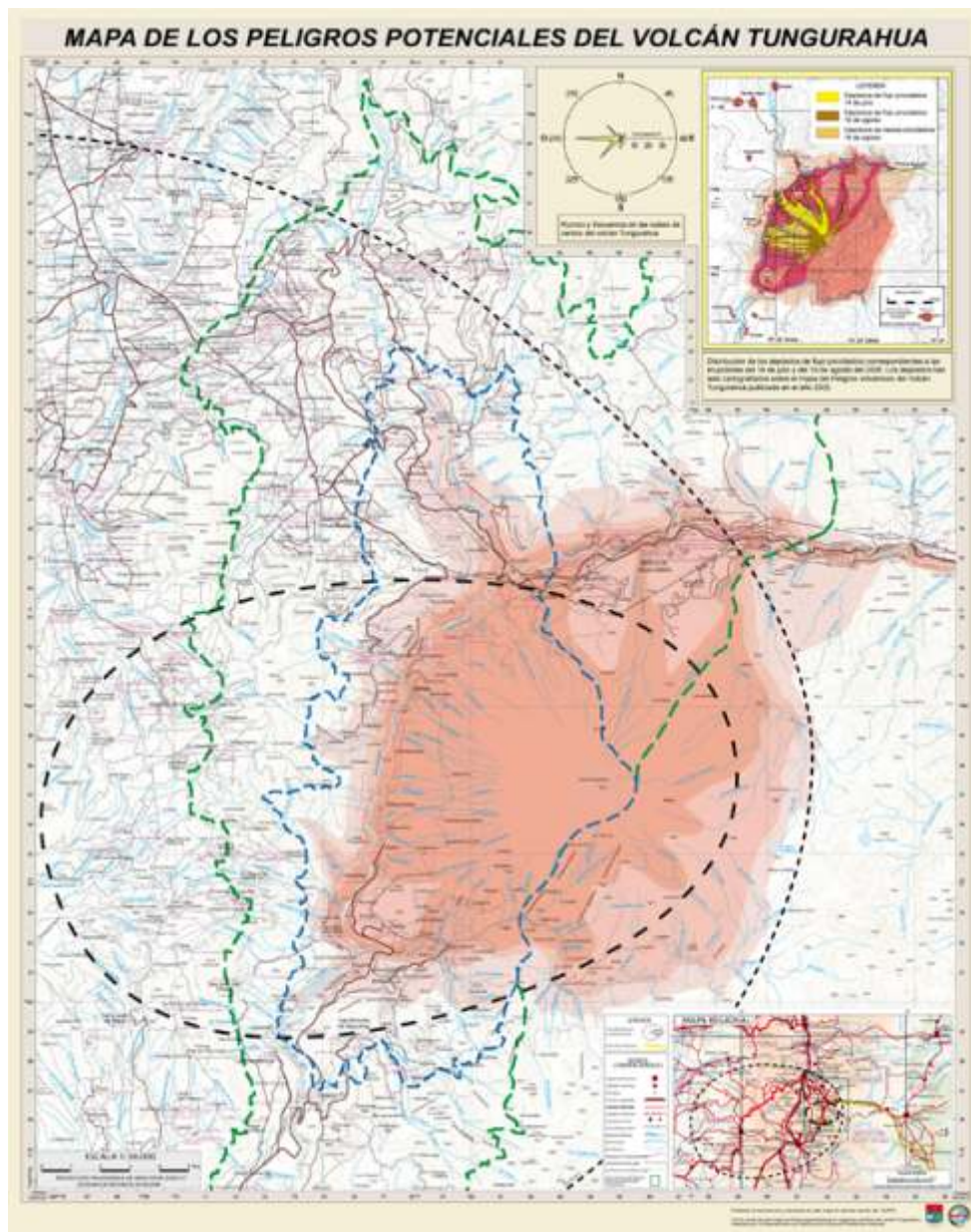


Figura 3. Tercera edición del Mapa de Peligros del volcán Tungurahua (Samaniego et al., 2008).

Referencias:

Hall, M.L., Beate, B., Hillebrandt, C., 1988. Mapa de los peligros volcánicos potenciales asociados con el volcán Tungurahua, Provincia del Tungurahua, Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito.

Hall, M.L., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., Monzier, M., 1999. Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91, 1-21.

Hall, M.L., Robin, C., Samaniego, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Mothes, P., Yepes, H., von Hildebrand, C. Beate, B. 2002. Mapa de los peligros potenciales del volcán Tungurahua. (Esc. 1/50.000). Edit. IG/EPN-IRD-IGM.

Kelfoun, K., Samaniego, P., Palacios, P., Barba, D., 2009. Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). *Bull. Volcanol.* 71, 1057-1075. doi 10.1007/s00445-009-0286-6.

Le Pennec, J.L., Jaya, D., Samaniego, P., Ramón, P., Moreno Yáñez, S., Egred,

J., van der Plicht, J., 2008. The AD 1300–1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176, 70-81.

Samaniego, P., Eissen, J.P., Le Pennec, J.L., Hall, M.L., Monzier, M., Mothes, P., Ramón, P., Robin, C., Egred, J., Molina, I. Yepes, H., 2003. Los peligros volcánicos asociados con el Tungurahua. Serie: Los peligros volcánicos en el Ecuador, No. 1. Corporación Editora Nacional, IG-EPN, IRD; 100 p.

Samaniego, P., Le Pennec, J.L., Barba, D., Hall, M.L., Robin, C., Mothes, P., Yepes, H. 2008. Mapa de los peligros potenciales del volcán Tungurahua. (Esc. 1/50.000), 3ra Edición, Edit. IG/EPN-IRD-IGM.

Samaniego, P., Le Pennec, J.L., Robin, C., Hidalgo, S., 2011. Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 199, 69-84.

EVALUACIÓN DEL ACOMPLAMIENTO INTERSISMICO DE PLACAS EN LA REGIÓN CENTRO-SUR DEL PERÚ Y PROPUESTA DE ESCENARIO SÍSMICO

Hernando Tavera (1), Mohamed Chlieh (2), Nelson Pulido (1)

1. Instituto Geofísico del Perú, Calle Badajoz N 169 – Mayorazgo IV Etapa – Ate Vitarte

2. Institut de Recherche pour le Developpment

E-mail: hernando.tavera@igp.gob.pe

RESUMEN

La ocurrencia de grandes terremotos en el mundo (Chile, 2010 y Japón, 2011), han permitido a la ciencia identificar y cuantificar la ubicación de las áreas con mayor probabilidad de dar origen a futuros terremotos. Este conocimiento ha sido posible utilizando datos sísmicos y GPS, además de la aplicación de técnicas modernas de inversión numérica para generar escenarios sísmicos. Utilizando datos sísmicos y de GPS obtenidos durante dos décadas para la región comprendida entre el departamento de Lima en Perú y Antofagasta en Chile, han permitido identificar y ubicar espacialmente la existencia de 4 áreas de acomplamiento intersísmico y en cuyas superficies podría generarse en el futuro un sismo de gran magnitud. Del mismo modo, se ha reconstruido los modelos de desplazamientos intersísmicos producidos durante los terremotos de Nazca-1996, Arequipa-2001, Pisco-2007 y Tocopilla-2007 (Chile). Los resultados indican la presencia de una aspereza frente a la región central del Perú que podría dar origen a un terremoto de 8.5Mw de magnitud comparable con el ocurrido en el año 1746. Los terremotos ocurridos en los años 1940, 1966, 1974 y 2007 habrían liberado parte de la energía acumulada desde hace 266 años. Para la región sur del Perú, la aspereza identificada daría origen a un sismo de magnitud 8.4Mw, similar al ocurrido en 1868, habiendo liberado parte de esta energía acumulado el sismo ocurrido en el año 2001. Históricamente, la secuencia de grandes terremotos para esta región considera los ocurridos en 1604 y 1868, estableciendo un posible ciclo del orden de 260 años. Para la región norte de Chile, no ocurre un terremoto importante desde al año 1877, estando el déficit de la energía acumulada en la gran aspereza identifica en esta región, asociada a un sismo de magnitud próxima a 8.7Mw que afectaría a toda la región del Perú.

Conocidos los escenarios sísmicos, es importante generar otros en los cuales sea posible conocer la respuesta del suelo ante la intensidad del sacudimiento producido por estos grandes terremotos, lo cual ayudaría a tomar acciones para una correcta gestión del riesgo sísmico. Por ejemplo, para la ciudad de Lima se han generado registros

de aceleración teóricos y se ha estimado los niveles de aceleración máxima a producirse. Los resultados sugieren que esta ciudad sería afectada con aceleraciones próximas a 1 G; es decir, el 40% y 60% de la aceleración registrada en Japon-2011 y Chile-2010.

MODELAMIENTO HIDRODINÁMICO PARA DETERMINAR ZONAS VULNERABLES EN EL CAUCE DEL RÍO SECO - ZONA URBANA - TACNA

Pino Vargas Edwin¹, Tisnado Valdivia Christian²

¹ Ph.D. Recursos Hídricos, U.N.J.B.G., Tacna, Perú, epino68@hotmail.com

² Ing. Geólogo-Geotécnico, U.N.J.B.G., Tacna, Perú, christian_tv8@hotmail.com

RESUMEN

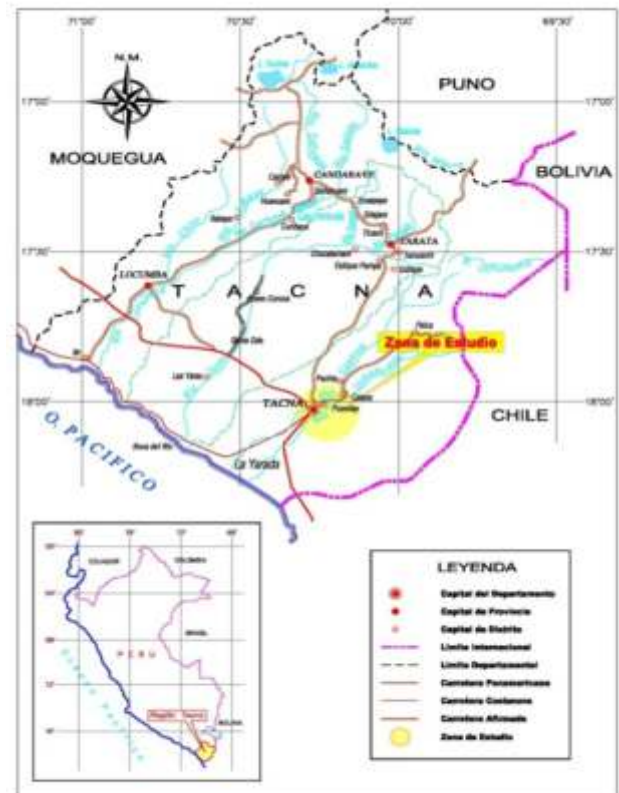
El presente trabajo pretende proporcionar información sobre modelación hidráulica para determinar las zonas vulnerables en el cauce del Río Seco utilizando como herramienta básica el software HEC - RAS de mucha utilidad para este tipo de investigaciones. Para poder realizar el modelado, simulación e interpretación de resultados fue necesario realizar diferentes estudios y/o ensayos los cuales fueron la topografía a detalle de la zona en estudio, un mapeo geológico, ensayos geotécnicos de densidad in situ, granulometría integral, evaluación de riesgos, etc, en fin información que ha sido adecuadamente integrada en el proceso. Los resultados de esta investigación demostraron las causas del colapso de muros de contención mediante una simulación de cauce natural además de brindar información complementaria de temas relacionados a parámetros físicos del terreno e hidrológicos de la zona de estudio.

INTRODUCCIÓN

La expansión urbana es un fenómeno que en los últimos años ha generado un crecimiento rápido, desproporcional y desordenado de varias ciudades en nuestro país, muchas veces este crecimiento ha llegado a ocupar espacios donde anteriormente circulaban corrientes naturales de ríos, zonas arenosas de desierto o cercanas al mar, zonas alejadas destinadas para rellenos sanitarios, laderas de cerros, etc.

En la actualidad, los periodos lluviosos y los movimientos sísmicos han evidenciado la vulnerabilidad y el riesgo que significa ocupar espacios que no están destinados para proyectar ciudades o terrenos de cultivo, es por ello que surge la necesidad de cuantificar y tener un registro detallado de la frecuencia e intensidad de los fenómenos naturales y el peligro que estos pudieran significar para las zonas urbanas y agrícolas. Este trabajo pretende contribuir con un modelamiento hidrodinámico en el sector cercano a la zona urbana por donde discurre el río Seco que bordea el

cerro Arunta en el Distrito de Gregorio Albarracín, ciudad de Tacna, como se muestra en los Mapas N°01 y 02, tanto ubicación como acceso a la zona de estudio. Este modelamiento proporcionará información del comportamiento del río bajo condiciones extremas de descarga además de información de parámetros físicos del terreno que sirvan y beneficien a futuros proyectos de encauzamiento, muros de contención y defensas ribereñas.



Mapa N°01 Ubicación de la zona de estudio



Mapa N°02 Acceso a la zona de estudio

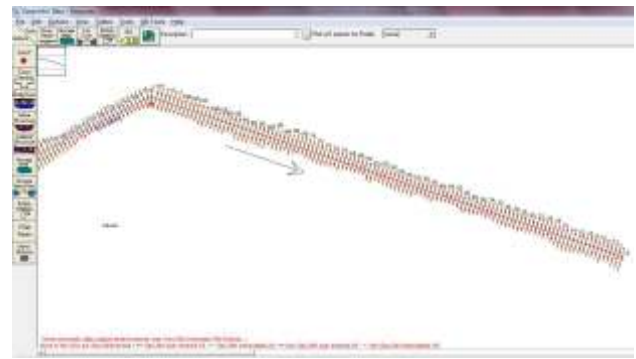


Figura N°02. Vista general del modelo desarrollado

muestran los parámetros utilizados en la simulación hidráulica para periodos de retorno T=50 y T=100 años al inicio del trayecto progresiva 0+000.

PRESENTACIÓN DE DATOS

1. Elaboración del Modelo y Simulación

El modelo considera las propiedades geométricas y de rugosidad del río (secciones, trazado en planta, longitud entre secciones y coeficiente de rugosidad de Manning). Las secciones transversales y su ubicación en planta fueron obtenidas a partir de un estudio topográfico a detalle. Las secciones flujo sirvieron para confeccionar el modelo de simulación hidráulica. Las Figuras N°01 y N°02 muestran el modelo hidráulico desarrollado usando HEC-RAS

Param	Value	Unit	Param	Value	Unit
E.G. Elev (m)	565.34	Element	Left DB		Channel
Vel Head (m)	0.74	Vel. m/Vel.	Channel		Right DB
W.S. Elev (m)	564.60	Reach Len. (m)			0.000
Ch W.S. (m)	564.60	Flow Area (m ²)			-8.82
E.G. Slope (m/m)	0.00130	Area (m ²)			8.82
Q Total (m ³ /s)	33.70	Flow (m ³ /s)			33.70
Top Width (m)	5.30	Top Width (m)			5.30
Vel Total (m/s)	3.62	Avg Vel. (m/s)			3.82
Max Ch Depth (m)	2.30	Hyd. Depth (m)			1.48
Conv. Total (m ³ /s)	476.1	Conv. (m ³ /s)			470.1
Length (m)		Wetted Per. (m)			8.31
Min Ch El (m)	562.30	Shear (N/m ²)			95.49
Alpha	1.00	Shear Power (W/m ²)	2142.06		0.00
Frict Loss (m)		Cum Volume (1000 m ³)			0.00
C.E.E. Loss (m)		Cum SA (1000 m ²)			0.00

Figura N°03. (izq.) Parámetros T=50 años, sección transversal 0+000, tirante crítico 2,30 m

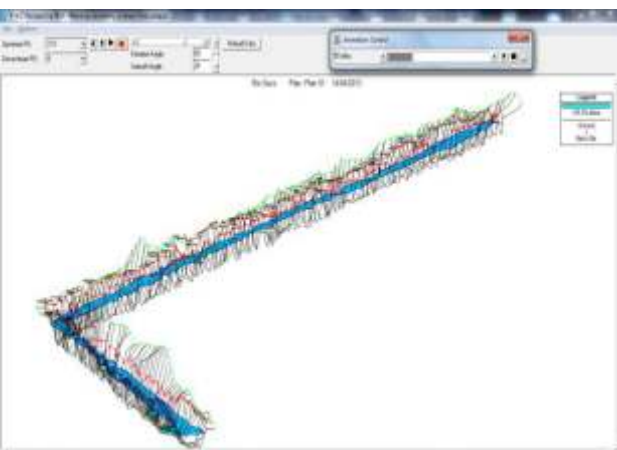


Figura N°01 Vista en planta del eje hidráulico utilizado en HEC-RAS

Param	Value	Unit	Param	Value	Unit
E.G. Elev (m)	565.69	Element	Left DB		Channel
Vel Head (m)	0.84	Vel. m/Vel.	Channel		Right DB
W.S. Elev (m)	564.85	Reach Len. (m)			0.000
Ch W.S. (m)	564.85	Flow Area (m ²)			10.36
E.G. Slope (m/m)	0.001155	Area (m ²)			10.36
Q Total (m ³ /s)	42.10	Flow (m ³ /s)			42.10
Top Width (m)	6.28	Top Width (m)			6.28
Vel Total (m/s)	4.07	Avg Vel. (m/s)			4.07
Max Ch Depth (m)	2.55	Hyd. Depth (m)			1.65
Conv. Total (m ³ /s)	596.3	Conv. (m ³ /s)			586.3
Length (m)		Wetted Per. (m)			8.59
Min Ch El (m)	562.30	Shear (N/m ²)			60.92
Alpha	1.00	Shear Power (W/m ²)	2142.06		0.00
Frict Loss (m)		Cum Volume (1000 m ³)			0.00
C.E.E. Loss (m)		Cum SA (1000 m ²)			0.00

Figura N°04. (der.) Parámetros de simulación T=100 años, sección transversal 0+000, tirante crítico 2,55 m

2. Resultados de la Modelación

Los resultados proporcionan información que permiten manejar un control de probables inundaciones y modificaciones de cauce producidos por el desborde del río Seco a lo largo del tramo estudiado además de dar alternativas de mejoramiento de los muros de encauzamiento que se encuentran actualmente en la zona de estudio. Los caudales máximos determinados con métodos estadísticos, reporto como el mejor el método de LogPerson III, según el Análisis de Máximas Avenidas e Inundaciones realizado por Pino (2012) y reflejan un caudal de: T=50 años, Qmax=33,7 m³/s y T=100 años, Qmax=42,1 m³/s. El Grafico N°01 muestra los caudales máximos a

Para la simulación se tomaron en cuenta diferentes parámetros además de considerar estudios complementarios para una correcta interpretación de resultados. De los múltiples resultados que son posibles obtener de la modelación, el más relevante es el tirante crítico o altura de flujo que puede alcanzar la corriente en las condiciones modeladas. En las Figuras N°03 y N°04 se

diferentes periodos de retorno y diferentes distribuciones estadísticas teóricas.

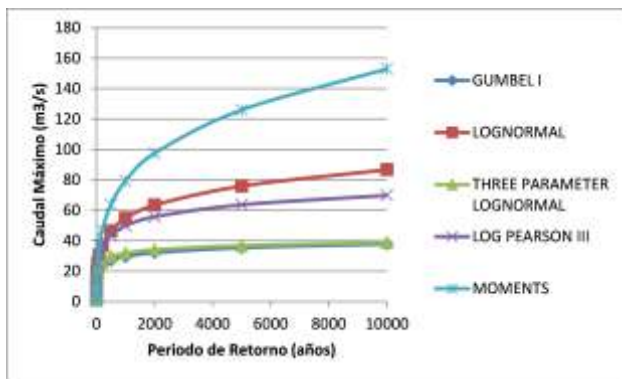


Gráfico N°01 Caudales máximos versus periodos de retorno

La zona que compromete el cauce y la terraza fluvio-aluvial del río tiene un grado de peligro Muy Alto; el cual, está influenciado por la magnitud y ocurrencia de caudales (especialmente avenidas con un periodo de retorno mayor a 50 años) y que originarían intensos procesos de inundación sobre las áreas asentadas en la planicie de inundación del río.

Cabe indicar que para efectos de la determinación de la avenida de análisis en una situación de desastre, se ha considerado lo siguiente: De acuerdo a la normatividad en EUA dadas por la U.S. Federal Emergency Management Agency - FEMA, se debe adoptar la creciente con un periodo de retorno de 100 años como base para tomar medidas de gestión de las planicies de inundación.

Para ambos casos, se puede notar que la sección transversal crítica es la que se ubica en la progresiva 0+640 (ver figura N°05), a partir de la cual se presenta el proceso de aparente alteración del cauce natural inferido, según la simulación hidráulica efectuada y sobre la cual se deben tomar las previsiones del caso.

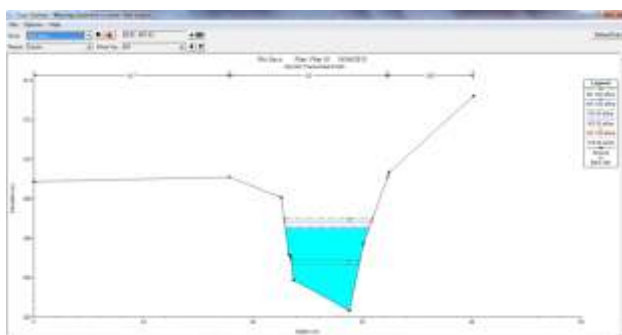


Figura N°05. Sección de flujo en la progresiva 0+640 periodo de retorno T=50 y T=100 años.

Cross Section Output				
File	Type	Options	Help	
River	Rio Seco	Profile	0+640	
Reach	Cauce	RS	64	Plan 01
	Plan	Plan 01	Rio Seco - Cauce RS: 64	Profile: 50 años
E.G. Elev (m)	564.50	Element	Left DB	Channel
Vel Head (m)	0.12	Vel. m/Val		0.000
W.S. Elev (m)	564.46	Reach Len. (m)	10.00	10.00
Ch W.S. (m)	564.61	Flow Area (m2)		21.90
E.G. Slope (m/m)	0.000476	Area (m2)		21.90
Q Total (m3/s)	33.70	Flow (m3/s)		33.70
Top Width (m)	7.62	Top Width (m)		7.62
Vel Top (m/s)	1.96	Aug. Vel (m/s)		1.96
Max Ch Depth (m)	4.17	Hyd. Depth (m)		2.83
Conv. Total (m3/s)	1544.3	Conv. (m3/s)		1544.3
Length Wid. (m)	10.00	Wetted Per. (m)		12.63
Min Ch El (m)	562.30	Shear (N/m2)		7.89
Alpha	1.00	Stream Power (W/m2)	1502.30	0.00
Frict Loss (m)	0.00	Cum Volume (1000 m3)		23.16
C.E. Loss (m)	0.02	Cum SA (1000 m2)		9.79

Figura N°06. Parámetros de simulación T=50 años, sección transversal 0+640, tirante crítico 4,17 m

Cross Section Output				
File	Type	Options	Help	
River	Rio Seco	Profile	100 años	
Reach	Cauce	RS	64	Plan 01
	Plan	Plan 01	Rio Seco - Cauce RS: 64	Profile: 100 años
E.G. Elev (m)	564.50	Element	Left DB	Channel
Vel Head (m)	0.15	Vel. m/Val		0.000
W.S. Elev (m)	564.04	Reach Len. (m)	10.00	10.00
Ch W.S. (m)	564.85	Flow Area (m2)		24.95
E.G. Slope (m/m)	0.000528	Area (m2)		24.95
Q Total (m3/s)	42.10	Flow (m3/s)		42.10
Top Width (m)	7.96	Top Width (m)		7.96
Vel Top (m/s)	1.71	Aug. Vel (m/s)		1.71
Max Ch Depth (m)	4.65	Hyd. Depth (m)		3.00
Conv. Total (m3/s)	1831.5	Conv. (m3/s)		1831.5
Length Wid. (m)	10.00	Wetted Per. (m)		13.47
Min Ch El (m)	562.30	Shear (N/m2)		9.44
Alpha	1.00	Stream Power (W/m2)	1502.30	0.00
Frict Loss (m)	0.00	Cum Volume (1000 m3)	0.01	26.87
C.E. Loss (m)	0.02	Cum SA (1000 m2)	0.04	10.33

Figura N°07. Parámetros de simulación T=100 años, sección transversal 0+640, tirante crítico 4,55 m.

De las Figuras N°06 y N°07 se muestra el cambio respectivo de las condiciones de flujo para T=50 y T=100 en la cual los tirantes de agua no llegan a superar los bordes del río y las defensas ribereñas construidas actualmente.

No se produce inundación para periodos de retorno de 50 y 100 años sin embargo la vista en planta del plano de identificación de zonas vulnerables, muestra que en algunas zonas del lecho aparentemente los tirantes de agua superarían la altura de los bordes de río y las defensas riverieñas.

La interpretación más adecuada de los resultados sería que debido a la alteración del cauce natural del río, los tirantes superarían la altura de los muros provocando su colapso.

Se han incluido 174 secciones con los parámetros de simulación del modelo hidráulico y sus tirantes críticos. Según los resultados se reporta que tanto para un periodo de retorno de 50 y 100 años no se produce el fenómeno de inundación.

Entonces las zonas vulnerables, susceptibles a alteraciones de cauce y donde se produce el colapso de defensas ribereñas se encuentran ubicadas en las siguientes progresivas de la margen derecha: De 0+000 a 0+030, de 0+160 a 0+210, de 0+420 a 0+520, de 0+600 a 1+230, de 1+370 a 1+730. En la margen izquierda: de 1+540 a 1+730.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Se propusieron tres escenarios:

1. Primer Escenario periodos de retorno para 500 y 1000 Años

La inquietud nació por saber cuál sería el tiempo para que el cauce provoque un desborde catastrófico en la zona urbana y conocer parámetros de simulación para estos periodos prolongados y como afectarían las dos márgenes del río. Pero para realizar esta simulación, también tendríamos que modificar los caudales máximos de diseño, para realizar esta proyección contamos con caudales obtenidos para periodos de 50 y 100 años y con la ayuda de una regresión polinómica se obtuvo la siguiente relación:

$$T = 5,9524Q - 150,6$$

Dónde:

T: Periodo de retorno en años.

Q: Caudal máximo de diseño en m³/s.

Entonces para nuestra simulación los caudales de diseño serán 109,3 m³/s para un periodo de retorno de 500 años y 193,3 m³/s para un periodo de retorno de 1000 años.

Los resultados de esta nueva simulación demuestran que con los caudales proyectados para periodos de retorno de 500 y 1000 años se produce colmatación y desborde en casi todo el trayecto de la zona del lecho afectando a los dos márgenes del río Seco.

2. Segundo Escenario Modificación de las Secciones más estrechas donde los muros han colapsado

Se ha identificado en las visitas a campo la peligrosidad de los muros colapsados en las zonas más estrechas y se ha propuesto para este caso la modificación de las secciones donde los muros colapsados incrementarían el tirante crítico ver Foto N°01.

Las zonas identificadas son las progresivas 0+670 y 0+680, ver Figuras N°08 y N°09, se estimaron un incremento de fondo del lecho de acuerdo a la medida del muro colapsado 1,61 m aproximadamente.



Foto N°01. La vista muestra el colapso de los muros en la zona del lecho inactivo progresivas 0+670 y 0+680 se calculó un incremento de base de lecho de 1,61m

Ahora compararemos resultados de efectuar la modificación de la sección:

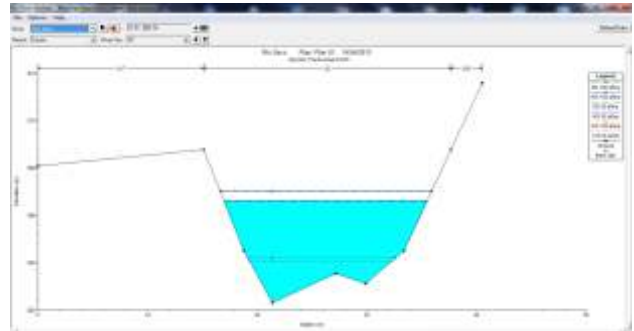


Figura N°08. Sección de flujo para la progresiva 0+670 para periodos de retorno de 50 y 100 años.

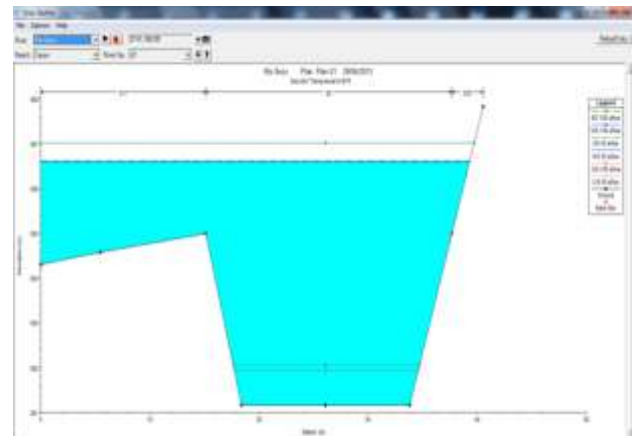


Figura N°09. Sección de flujo modificada 0+670 incrementando 1,61 m, la base del lecho para periodos de retorno de 50 y 100 años

Tenemos que el valor del tirante crítico se incrementa aproximadamente 1,16 m para periodos de 50 y 100 años, produciendo colmatación y desborde para la sección en la progresiva 0+670. De la misma forma hemos tomado la progresiva 0+680 y se obtuvo que el valor del tirante crítico se incrementa en 1,03 m para periodos de 50 y 100 años, produciendo colmatación y desborde para la sección en la progresiva 0+680.

3. Tercer Escenario Modificación de la Sección Final por Acumulación de Sedimento

Al igual que el escenario anterior se propone la modificación de la sección final del tramo por acumulación de sedimento, queda claro que todo lo que discurre en el cauce no es agua pero de alguna manera y a pesar de las alteraciones del cauce logra discurrir, en el caso de la sección final existe un puente (ver Foto N°02) el cual podría obstaculizar el desenvolvimiento del torrente o generar a lo largo del tiempo acumulación de materiales aluviales y sedimentar la superficie del cauce produciendo un incremento del tirante y afectando el acceso principal a la zona de canteras donde también existe expansión urbana.

Entonces la sección sería la ubicada en la progresiva 1+730 (ver Figura N° 10), a continuación observaremos la sección de flujo para periodos de 50 y 100 años.



Foto N°02. Vista donde se aprecia el puente de acceso a la zona de canteras

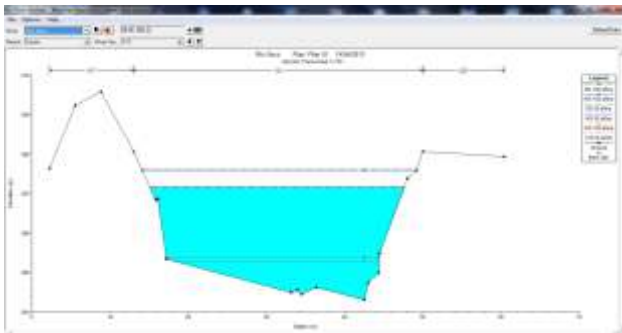


Figura N°10. Sección de flujo para la progresiva 1+730 para periodos de retorno de 50 y 100 años.

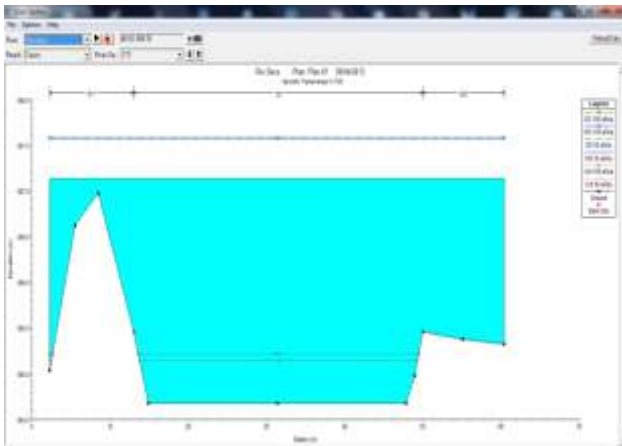


Figura N°11. Sección modificada de flujo para la progresiva 1+730 para periodos de retorno de 50 y 100 años.

Entonces tenemos que el valor del tirante crítico se incrementa aproximadamente 1,60 m y 2,06 m para periodos de 50 y 100 años, produciendo colmatación y afectando seriamente al puente.

CONCLUSIONES

El modelo hidrodinámico del río Seco, permitió determinar las zonas vulnerables de la zona de estudio considerando el comportamiento del río a través de la simulación.

Se pudo Identificar el tramo del río Seco que comprende la zona urbana de la ciudad de Tacna.

Se pudo modelar el tramo encauzado del río Seco dentro de la zona urbana bajo condiciones extremas de descargas.

Se identificó la problemática y situación actual de la zona de estudio, lo que permite sugerir la estructura más adecuada (gaviones) para defensa ribereña de la margen derecha del río.

Asimismo, los muros de concreto armado por su diseño esbelto también resultan una alternativa viable previo estudio de canalización, eliminando la configuración de curvas existentes en la actualidad.

Se identificó las principales causas de colapso de los muros de concreto existentes, estas son:

La alteración de cauce natural, el grado de socavación en la base de los muros de contención y la construcción de los muros de contención encima de terreno inestable.

Del análisis hidrológico de estudio de Máximas avenidas e Inundaciones, Pino (2012) los caudales de diseño en el modelo hidráulico debe ser para periodos de retorno de 50 y 100 años 28,7 m³/s y 37,1 m³/s a los que se le debe incrementar un aporte estimado en la confluencia con la quebrada Uchusuma, de 5 m³/s. En tal sentido los caudales finales serán: T=50 años Q_{max}= 33,7 m³/s y T=100 años Q_{max}= 42,1 m³/s.

De los resultados del modelo hidrodinámico se tiene que el flujo para periodos de retorno T=50 años y T=100 años, los tirantes de agua no producen inundación y desborde del río.

Se reporta que tanto para un periodo de retorno de 50 y 100 años las zonas vulnerables son:

Progresivas de la margen derecha: De 0+000 a 0+030, de 0+160 a 0+210, de 0+420 a 0+520, de 0+600 a 1+230, de 1+370 a 1+730, y en la margen izquierda: de 1+540 a 1+730.

Los resultados la simulación demuestran para que los caudales de diseño proyectados para periodos de retorno de 500 y 1000 años producen colmatación y desborde en casi todo el trayecto de la zona del lecho afectando a los dos márgenes del río Seco.

Los resultados de las modificaciones de secciones por modificación de las secciones más estrechas donde los muros han colapsado indican que en la parte del donde el lecho es más angosto y existen muros caídos tenemos que el valor del tirante crítico se incrementa aproximadamente 1,03 m para periodos de 50 y 100 años, produciendo

colmatación y desborde para la sección en la progresiva 0+680.

Los resultados de la modificación de la sección final por acumulación de sedimento demuestran que la sección final eleva el valor del tirante crítico en aproximadamente 1,60m y 2,06m para periodos de 50 y 100 años respectivamente, produciendo colmatación y afectando seriamente al puente.

Finalmente se llega a la conclusión general de que gracias al modelamiento hidrodinámico se pueden planificar las alternativas más adecuadas para el manejo de proyectos de defensa ribereñas.

Referencias:

Derruau (1966). *Geomorfología*. Barcelona Ariel 442 p.
Frisancho, M.A., Linares, E.M., Mamani, D., Tito, L., Feliciano, J. Solís (2012). *Modelamiento Hidráulico Preliminar Hec Ras Caso Río Seco Arunta, Maestría En Gestión Ambiental y Desarrollo Sostenible Escuela de Post Grado Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann*.
Laharie R. (1973). *Primer Ciclo de Conferencias de Geomorfología*.
Municipalidad Distrital de Ilabaya (2008). *Simulación Hidráulica Diseño y*

Elaboración de Presupuesto para Construcción de Defensas en la Localidad de Ticapampa.
Pino V. (2012). *Análisis de Máximas Avenidas e Inundaciones*.
Villón B. (2009). *Hec-Ras Ejemplos*.
Wilson J. y García W. (1962). *Geología del cuadrángulo de Tacna 37-v*.
INGEMMET

UNA GRAN ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TUTUPACA (TACNA) OCURRIDA HACE APROXIMADAMENTE 200 AÑOS AP: IMPLICACIONES PARA LA EVALUACIÓN DE LA AMENAZA

Patricio Valderrama (1,2), Pablo Samaniego (2,3), Jersy Mariño (1), Nélida Manrique (1,2), Benjamín Van Wyk de Vries (2), Lionel Fidel1

1 INGEMMET, Observatorio Vulcanológico de Ingemmet (OVI), Barrio Magisterial 2 B-16 Umacollo – Arequipa.

E-mail: pvalderrama@ingemmet.gob.pe

2 Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS, IRD, 5, rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, Francia

3 IRD, Calle 17 N° 455, Corpac, San Isidro, Lima 27, Perú

INTRODUCCIÓN

En los Andes peruanos, los volcanes cuaternarios están ubicados en la Cordillera Occidental, y son parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (De Silva y Francis, 1991). En este segmento de la cordillera se han identificado una docena de volcanes activos y potencialmente activos (Figura 1), que de NO a SE son los siguientes: Sara Sara, Solimana, Andahua, Ampato-Sabancaya, Chachani, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri (Siebert et al., 2010). De estos volcanes al menos 7 han experimentado actividad histórica, posterior a la conquista española (i.e. posterior a 1532 AD).

El complejo volcánico Tutupaca (17°01' S, 70°21' O; 5875 msnm) se encuentra ubicado en la parte suroriental del

arco volcánico peruano, en el departamento de Tacna, a 28 km al norte de Candarave. Los reportes históricos de actividad volcánica, compilados por Siebert et al. (2010), señalan que en esta zona se habrían producido al menos 4 erupciones en tiempos históricos, en los años 1787, 1802, 1862 y 1902 AD. Estas erupciones han sido atribuidas al volcán Yucamane, ubicado a 24 km al sur-sureste del Tutupaca. Sin embargo, los reportes de Zamácola (1958) y Valdivia (1874), hablan claramente que el Tutupaca ha tenido al menos dos períodos eruptivos en los años 1787 y 1802. Para esclarecer esta situación, dentro del marco del convenio de cooperación INGEMMET - IRD, se ha iniciado un estudio exhaustivo de este centro volcánico, el cual incluye la reconstrucción de la evolución geológica y petrológica de este volcán, así como la caracterización geoquímica de sus productos eruptivos recientes.

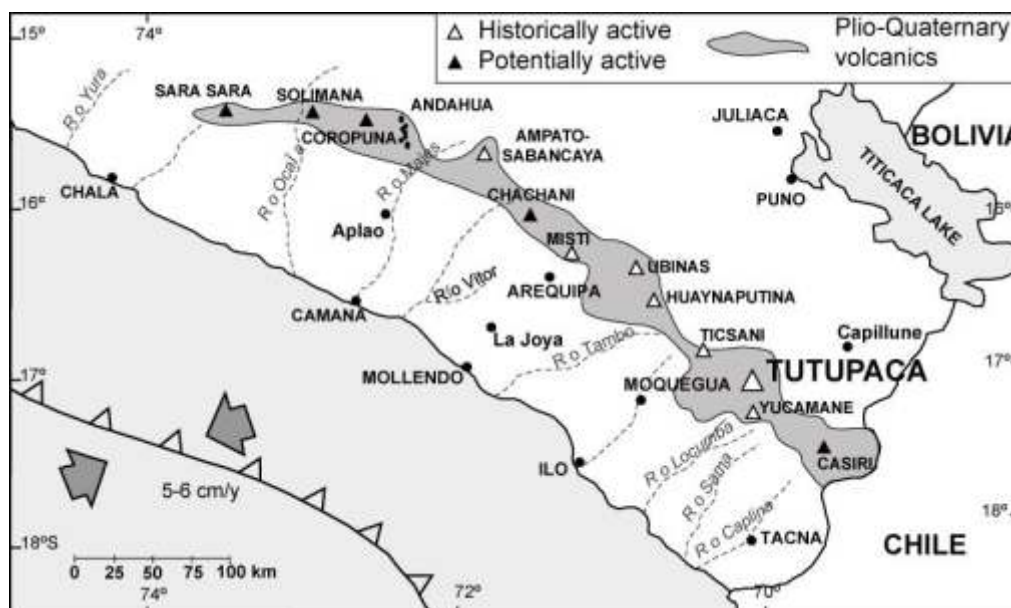


Figura 1. Ubicación del volcán Tutupaca en el arco volcánico peruano

CONTEXTO GEOLÓGICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

El complejo volcánico Tutupaca está emplazado sobre un substrato constituido de rocas ignimbríticas y secuencias volcano-sedimentarias de edad Mio-Pliocénica (Fidel y Zavala, 2001), el cual aflora en los valles de los ríos Callazas al Este y Tacalaya, al Oeste del volcán. La ubicación y su posterior evolución del complejo volcánico ha sido controlada por un sistema de fallas de orientación NNW-SSE. Según Manrique (2013), el complejo volcánico Tutupaca está constituido por tres edificios volcánicos sucesivos: el Tutupaca Basal y dos conos gemelos pero con un grado de erosión diferente, el Tutupaca Oeste y el Tutupaca Este (Figura 2).

El Tutupaca Basal es un edificio antiguo, bastante erosionado, constituido básicamente por flujos de lava de más de 200 m de espesor. La parte central del edificio está constituida por secuencias de lavas erosionadas, con una morfología en forma de picos, afectadas por la erosión glacial y que se encuentran fuertemente hidrotermalizadas. Las lavas de este edificio son andesitas porfiríticas de color gris oscuro, que contienen fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxeno (Manrique, 2013). Al sur de este edificio se han identificado una serie de pequeños colinas de 250-750 m de diámetro y de hasta 50

m de alto, a que corresponden domos alineados en dirección NNW-SSE y que han sido datados en 0.26 ± 0.2 Ma (INGEMMET & ELECTROPERÚ, 1994; Fidel & Zavala, 2001).

El Tutupaca Oeste es un edificio que posee una forma ligeramente cónica y está constituido por varios domos lávicos en la parte inferior, los cuales fueron cubiertos por secuencias lávicas en la parte superior. Las lavas de este edificio son andesitas y dacitas porfiríticas, con una mineralogía que incluye fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Este edificio está afectado por erosión glacial mostrando importantes circos glaciares. Su cumbre está a una altura máxima de 5790 msnm, lo cual hace que sea el edificio más alto del complejo.

Al Tutupaca Este es el edificio más joven del complejo, y se caracteriza por estar exento de erosión glacial, lo que sugiere una edad Holocénica. Este cono tiene una altura máxima de 5638 msnm y está constituido por al menos 7 domos lávicos, cuyas características petrográficas y geoquímicas ha sido recientemente descritas por Manrique (2013). En general se trata de andesitas silíceas y dacitas, muy porfiríticas con una mineralogía compuesta por plagioclasa, anfíbol y biotita incluidos en una pasta parcialmente vesiculada que varía entre microcristalina a vítrea. La característica más importante del Tutupaca Este es la presencia de una gran escarpa o anfiteatro de más de 1 km de diámetro en su parte superior abierta hacia el NE.

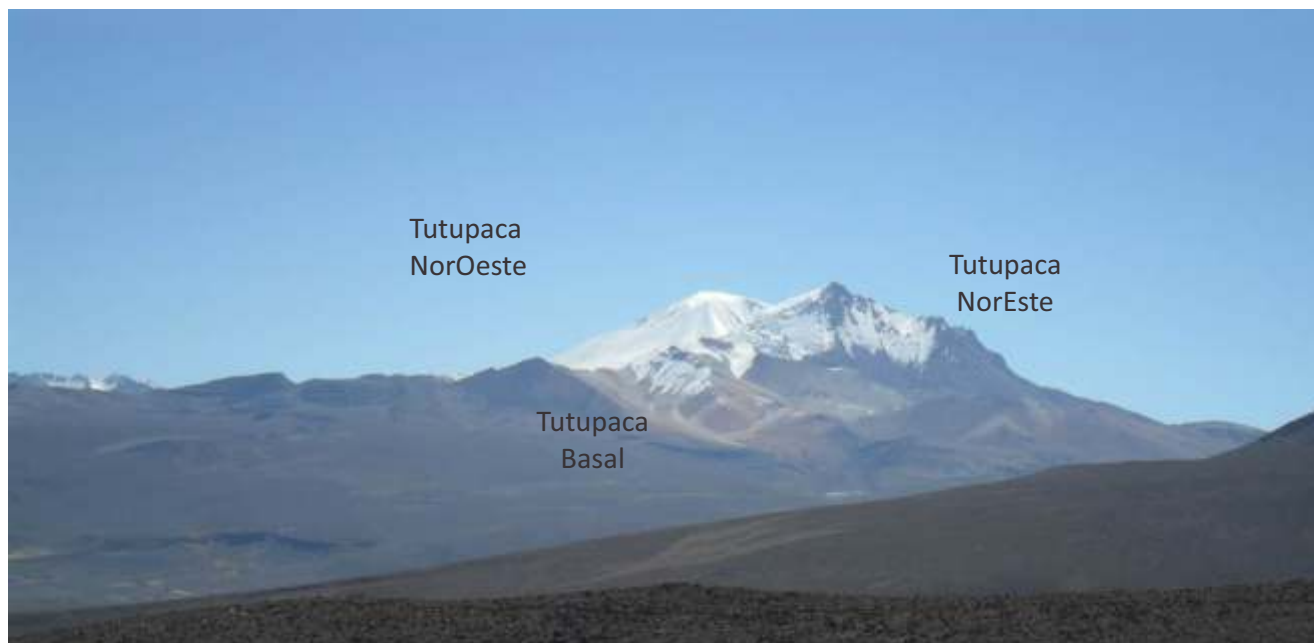


Figura 2. Flanco Sureste del complejo volcánico Tutupaca mostrando el Edificio basal, así como los edificios Oeste y Este.

LOS PRODUCTOS ERUPTIVOS RECIENTES DEL TUTUPACA ESTE

Desde la cicatriz del volcán Tutupaca Este y en dirección NE, hasta la Pampa Paipatja y el valle del río Callazas, se encuentra una zona con abundantes depósitos volcánicos asociados con la actividad reciente del volcán Tutupaca. Describiremos estos depósitos en la zona proximal, media y distal (Figura 3).

En la zona proximal, es decir hasta 3 km desde el anfiteatro, se observa una serie de colinas y se puede identificar estructuras de tipo “hummocks”, constituidos por una brecha heterolítica con bloques altamente fracturados que presentan texturas de tipo “jigsaw”. En función del tipo petrográfico dominante, se pueden identificar dos unidades altamente mezcladas: la parte inferior, que corresponde al cuerpo de las colinas descritas precedentemente, y constituida por bloques de composición andesítica, altamente hidrotermalizada de colores amarillo-verdosos; mientras que la parte superior está constituida por fragmentos líticos de composición andesita-dacita gris oscura, vesiculada y altamente porfírica, similar a los domos que constituyen el edificio Tutupaca Este.

La zona media del depósito, comprendida entre 3 y 6 km de distancia desde el anfiteatro se caracteriza por presentar una morfología de crestas y valles (denominadas “estrías”) que tienden a apuntar hacia el anfiteatro. Estas estrías tienen 5-10 m de ancho por 150-400 m de largo y una altura de 2-5 m. Los depósitos de la zona media son observados en la parte NNE del anfiteatro, alcanzando el valle de la Quebrada Taipicirca y definiendo una sobre-elevación en el Cerro Villaque. El otro ramal, fue canalizado entre dos grandes morrenas en dirección NE. En esta zona media, se han podido identificar tres unidades diferentes. A la base se observa la brecha conteniendo abundante material hidrotermalizado, mientras que al tope se observa la unidad caracterizada por rocas frescas de domo.

Sin embargo entre las dos se encuentra un depósito piroclástico caracterizada por la presencia de abundantes bombas de tipo “coliflor”.

La zona distal corresponde a la Pampa Paipatja que se prolonga hasta el río Callazas en dirección NE, así como la zona norte se prolonga hacia la Laguna Suches. Estos depósitos de flujo piroclástico se encuentran hasta los 10-12 km de distancia desde el anfiteatro. En la pampa Paipatja, se ha identificado el depósito de avalancha de escombros rico en material hidrotermalizado, el cual está cubierto por la secuencia piroclástica rica en bombas, la cual cubre toda la Pampa Paipatja y que se canaliza hasta llegar al río Callazas. Aquí, esta unidad presenta un espesor de 5-6 m y está constituida por un depósito de flujo de bloques y ceniza con un enriquecimiento en bombas tipo “coliflor” y “corteza de pan” hacia el tope del depósito. Los bloques densos son dacitas gris oscuras muy porfíricas que contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y

biotita, mientras que las bombas vesiculadas son de color gris claro, con grandes fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Finalmente, en la pampa Paipatja se ha identificado una unidad superior, caracterizada por el enriquecimiento en bombas de tipo coliflor y que presenta espesores de 1-2 m.

Finalmente, hacia la parte SE del volcán, hacia la parte inferior de la Quebrada Zuripujo, se ha identificado otra secuencia piroclástica, constituida por varias unidades de flujos de bloques y ceniza, con espesores comprendidos entre 2 y 5 m, los cuales están intercalados con niveles de oleadas piroclásticas y un nivel enriquecido en ceniza al tope de la secuencia con un espesor de 1-2 m. Los bloques dominantes en esta secuencia son andesitas grises porfíricas con una mineralogía similar al resto del edificio, es decir constituida por plagioclasa, anfíbol y biotita. Evidencias de campo muestran que esta secuencia piroclástica se encuentra bajo la secuencia piroclástica previamente descrita. Una muestra de carbón correspondiente a la parte superior de la secuencia piroclástica de la Qda. Zuripujo dio una edad $14C$ de 220 ± 30 aAP.

DISCUSIÓN E IMPLICACIONES SOBRE LA EVALUACIÓN DE LA AMENAZA VOLCÁNICA

La descripción de los productos eruptivos recientes del volcán Tutupaca, en particular de los depósitos encontrados entre el anfiteatro y el río Callazas muestra claramente que las diferentes unidades estratigráficas previamente descritas corresponden a una sola erupción, asociada con el colapso del flanco NE del volcán Tutupaca. Es así que en la parte proximal y media, los depósitos de la avalancha de escombros están inter-estratificados con los depósitos de los flujos piroclásticos que acompañaron este colapso.

En base a la falta de erosión, al aspecto reciente de estos depósitos y a la presencia de abundante carbón en la unidad inferior (Qda. Zuripujo), se ha podido establecer que ésta erupción ocurrió hace solamente 200 aAP, concordado con los reportes históricos que describen una erupción importante acaecida en el año de 1802 AD (Zamácola, 1804; Valdivia, 1874). Estos resultados son de gran importancia, ya que permiten de catalogar al Tutupaca como un volcán activo y potencialmente peligroso con una historia de erupciones muy violentas en el pasado.

Alrededor del Tutupaca se encuentran numerosos poblados que podrían ser afectados en caso de una eventual reactivación de este volcán. En particular vale mencionar al poblado de Candarave (3174 habitantes), ubicado a 28 km al sur del Tutupaca. Se considera que existen un total de 8200 habitantes que habitan a menos de 60-70 km de distancia del volcán. Además, cerca del complejo volcánico Tutupaca se encuentran también importantes obras de infraestructura como un tramo de la

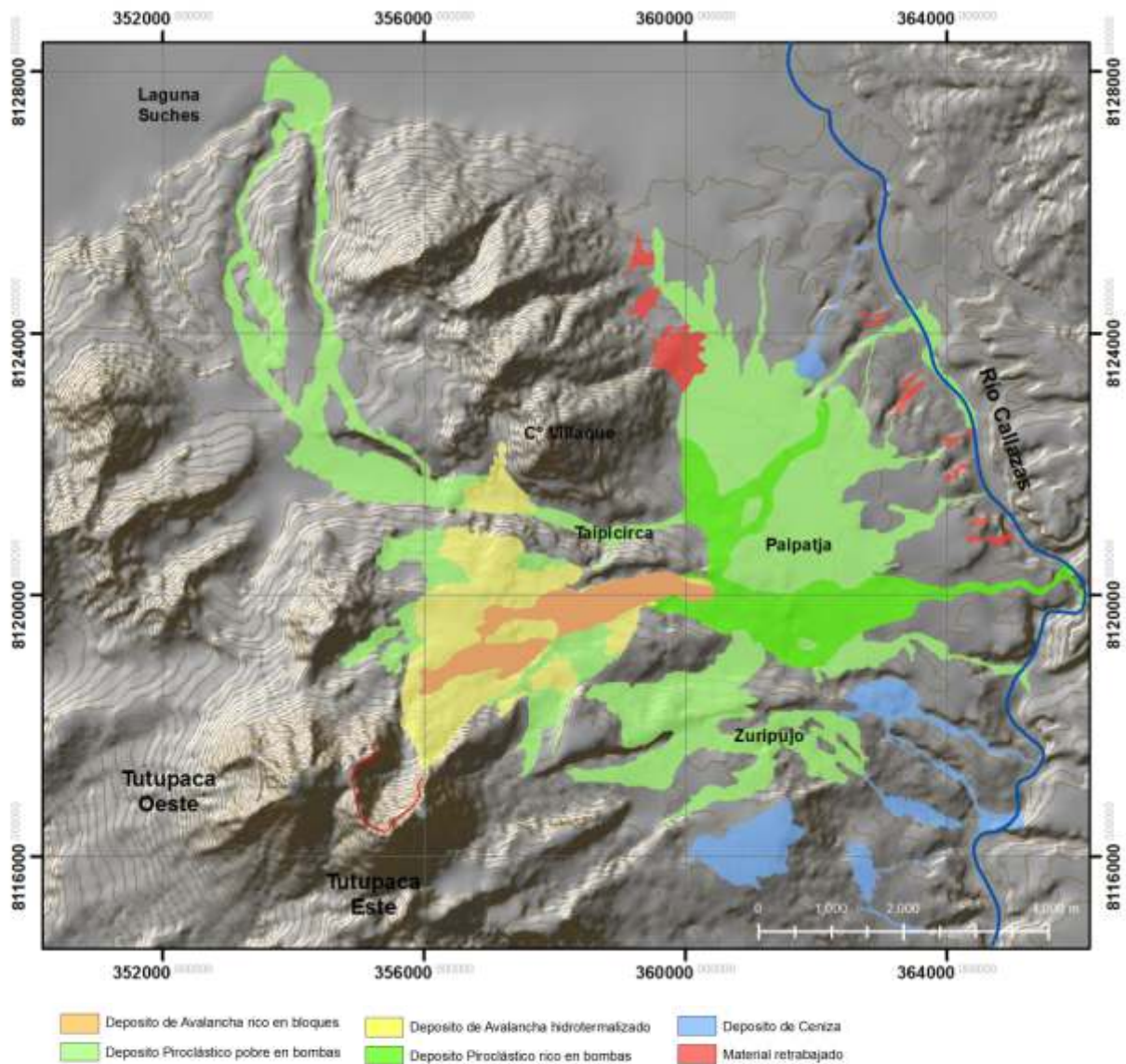


Figura 3. Mapa de los depósitos asociados a la erupción más reciente del edificio Tutupaca Este

carretera Binacional Ilo - Desaguadero - La Paz, así como varios canales de riego, la represa Pasto grande, las lagunas Suches, Vizcachas, Loriscota, Vilacota y la cuenca del río

Callazas que abastecen de agua a los poblados cercanos, y a grandes proyectos mineros como Cuajone, Toquepala y Quellaveco.

Referencias:

Fidel L. y Zavala B. (2001). Mapa preliminar de amenaza volcánica del volcán Tutupaca. Boletín 24 Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica INGEMMET 109 p.
 Manrique, N. (2013). Evolución Vulcanológica y Magmática del Edificio Reciente del Complejo Volcánico Tutupaca (Tacna). Universidad Nacional San Agustín de Arequipa. Tesis. 90 p.
 INGEMMET & ELECTROPERÚ (1994). Estudio geovolcánico e inventario sistemático de manifestaciones geotermales del lote Tutupaca. INGEMMET,

Lima, t. 1-3 (Informe interno).
 Siebert L., Simkin T., Kimberly P. (2010). Volcanoes of the world. Third edition. Smithsonian Institution and University of California press. 551 p.
 Valdivia Cornejo Juan Gualberto (1874). Fragmentos para la historia de Arequipa. Folletín de "El Deber", Arequipa, 109-111 p.
 Zamacola y Jauregui J.D. (1804). Apuntes para la historia de Arequipa. Primer festival del libro arequipeño, Arequipa, Edición 1958, 15 p.

MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

Jersy Mariño (1), Pablo Samaniego (1,2,3), Marco Rivera (1), Nina Bellot (3), Nélida Manrique (1), Luisa Macedo (1), Patricio Valderrama (1), Rosmery Delgado (1)

1 INGEMMET, Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico. Barrio Magisterial N° 2, B-16, Urb. Umacollo, Yanahuara, Arequipa, Perú;

E-mail: jmarino@ingemmet.gob.pe

2 Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS, IRD, 5, rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, Francia
3 IRD, Teruel 357, Miraflores, Lima 18, Perú

INTRODUCCIÓN

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya se ubica a 70 km al noroeste de la ciudad de Arequipa (15° 48'S, 71° 52'O). Se tienen reportes de 3 erupciones en época histórica del volcán Sabancaya, los que habrían ocurrido los años 1750, 1784 y la última entre 1987 y 1998 (Zamácola y Jáuregui, 1789; Travada y Córdova, 1752; Thouret et al., 1994). Desde febrero del 2013, el Sabancaya empezó a emitir gases los cuales ascienden eventualmente hasta 1200 m de altura, asociada a esta actividad se viene registrando la ocurrencia de sismos locales de origen volcánico. Actualmente este volcán viene siendo monitoreado por el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI).

En el área de influencia del complejo volcánico Ampato-Sabancaya se tiene una importante población e infraestructura, así por ejemplo en ambas márgenes del valle del Colca, ubicado a poco más de 20 km al norte, se asientan cerca de 20 centros poblados. La principal actividad económica de los pobladores es la agricultura y ganadería, sin embargo en los últimos años el Colca se ha constituido en uno de los más importantes destinos turísticos del Perú. Asimismo, en la zona de influencia del volcán se encuentra un tramo del canal del proyecto Majes I, cuyo costo de construcción fue de 1000 millones de dólares, las vías de acceso al valle y cañón del Colca, así como la línea de transmisión Socabaya-Mantaro, que forma parte del sistema interconectado nacional, y provee de energía a todo el sur del Perú.

En el presente trabajo se presentan el mapa de peligros múltiples para la zona proximal, así como los mapas de peligros por caídas piroclásticas y por flujos de lodo o lahares.

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

El volcán Ampato es el edificio más antiguo del complejo volcánico, está conformado por secuencias de flujos y

domos de lava, así como secuencias piroclásticas, emplazadas en 5 etapas principales, durante el Pleistoceno superior y posiblemente inicios del Holoceno. Una lava perteneciente a la etapa Ampato I, dio una edad K-Ar de 217 ± 5 ka y otra de la etapa Ampato IV arrojó una edad de 40 ± 3 ka. Los productos eruptivos poseen mayormente composiciones andesíticas a dacíticas, aunque se han encontrado depósitos piroclásticos de caída de composición riolítica.

El volcán Sabancaya es el más joven del complejo volcánico, tiene una edad Holocénica (Thouret et al., 1994), y está conformado principalmente por secuencias de flujos de lava de composición andesítica a dacítica, y limitados depósitos piroclásticos. El edificio volcánico Sabancaya está constituido por 3 generaciones de lavas, a las cuales las hemos denominado de la base al tope, unidades Sabancaya I, Sabancaya II, y Sabancaya III. Asimismo se identificaron dos flujos de lava asociados con un centro de emisión adventivo (Sabancaya IV), ubicado en el flanco sureste, a 3.5 km de distancia del cráter, contem-poráneo con la tercera generación.

Los estudios tefro-estratigráficos en el volcán Sabancaya muestran que ha presentado varias erupciones explosivas de baja a moderada magnitud (VEI 1-2) durante el Holoceno. Durante este trabajo hemos realizado varias calicatas en las turberas de los alrededores del volcán. Así, en la calicata Sallalli II (localizada a 8 km al Este del cráter) se han identificado 5 depósitos de caída de ceniza emplazados entre 4150 ± 40 años AP y 1600 d.C. En la calicata Colihuiri (localizada a 10 km al Este del cráter) se ha identificado un depósito de caída de ceniza ligado una erupción ocurrida hace aproximadamente 730 ± 35 años AP; así como 13 depósitos de caída de ceniza emplazados entre 3015 ± 40 y 730 ± 35 años AP y 3 niveles de caída de ceniza emplazados hace más de 3015 ± 40 años AP. Anteriormente, Juvigné et al. (2008), identificó en el sector de Sallalli, tres depósitos de caída de cenizas que habrían sido emplazadas por el volcán Sabancaya hace aproximadamente 4500 ± 125 , 2050 ± 70 y 1790 ± 110 años AP.



Figura 1. Flanco oriental del complejo volcánico Ampato-Sabancaya

MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS

Para la elaboración de los mapas de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya se han considerado 4 escenarios eruptivos: vulcaniano (VEI 1-2), vulcaniano a sub-pliniano (VEI 3), pliniano (VEI 4-5), y un escenario para una erupción efusiva. Estos escenarios están basados en los dinamismos eruptivos, la magnitud y frecuencia de las erupciones pasadas, así como el comportamiento de otros volcanes peruanos como el Ubinas, Misti y Ticsani, considerados como «análogos» al Ampato-Sabancaya. A continuación se describen las características de los mapas:

1. Mapa de peligros múltiples de la zona proximal:

Los cálculos de alcance que irán a recorrer los flujos piroclásticos en los flancos del complejo volcánico se realizó con la metodología denominada “cono de energía” (Malin y Sheridan, 1982), utilizada para definir las zonas de peligro proximales alrededor de un volcán. Este método postula que el alcance horizontal (L) de un flujo piroclástico es función de la diferencia de alturas (H) entre el punto de generación del flujo y el punto de depósito. Para ello se utilizó el programa LAHARZ (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998), donde se ingresa adicionalmente el parámetro H_0 , que es la diferencia de altura entre la zona donde se genera el flujo piroclástico y el cráter del volcán.

Para delimitar la zona de alto peligro (rojo en el mapa, figura 2), se consideró 0.35 para la relación H/L y 250 m como valor de H_0 . Los límites obtenidos se encuentran entre 1.5 y 3.5 km de distancia del cráter del Sabancaya. Para delimitar la zona de moderado peligro naranja en el mapa, se consideró 0.30 para la relación H/L y 500 m como valor de H_0 . Los límites se encuentran entre 5 y 6 km en los flancos SE, E y NE; entre 3 y 4 km al Norte del cráter; y menos de 2 km al SO del Sabancaya. Para delimitar la zona de bajo peligro, amarillo en el mapa, se consideró 0.20 para H/L y 500 m como valor de H_0 . Los límites obtenidos están entre 9 y 12 km del cráter, a excepción del sector N, donde se

encuentra a 7 km del complejo volcánico.

Adicionalmente se realizó la zonificación de las áreas de inundación por lahares en las quebradas aledañas al complejo volcánico. Este trabajo fue realizado por Bellot (2011), quién utilizó también el programa LAHARZ. Este programa correlaciona el volumen de un evento lahárico y el área planimétrica y en sección transversal inundadas por un lahar. La zona roja es considerada la zona de alto peligro (figura 2), y corresponde a las áreas que pueden ser afectadas por lahares de hasta 5 millones de m^3 , que podrían estar asociados a erupciones de baja a moderada magnitud (VEI 1-2). La zona naranja, denominada de moderado peligro, puede ser afectada por lahares de 10 millones de m^3 y la zona amarilla, es considerada de bajo peligro, y puede ser afectada por lahares de 20 millones de m^3 . Los lahares de 10 y 20 millones de m^3 , podrían estar asociados a erupciones de gran magnitud (VEI ≥ 3), debiendo recalcar que la posibilidad de ocurrencia de tales erupciones es baja a muy baja.

2. Mapa de peligros por caídas piroclásticas:

Para la zonificación de peligros por caídas piroclásticas se consideraron alcances de caídas piroclásticas del Sabancaya y otros volcanes que han tenido erupciones similares, caso de los volcanes Ubinas y Misti?. También se tuvo en cuenta las direcciones predominantes de vientos a 5865, 9690, 10960, 12445, 16645, 20662 y 26415 metros sobre el nivel del mar (msnm), obtenidas del Instituto Geofísico del Perú.

La zona de alto peligro, de color rojo en el mapa (figura 3), se encuentra dentro de los 10 km de distancia. Esta zona puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de varios centímetros de espesor en erupciones moderadas (VEI 3), y por caídas de lapilli y bloques de pómez, de varios

MAPA DE PELIGROS POR CAÍDA DE CENIZA Y PÓMEZ

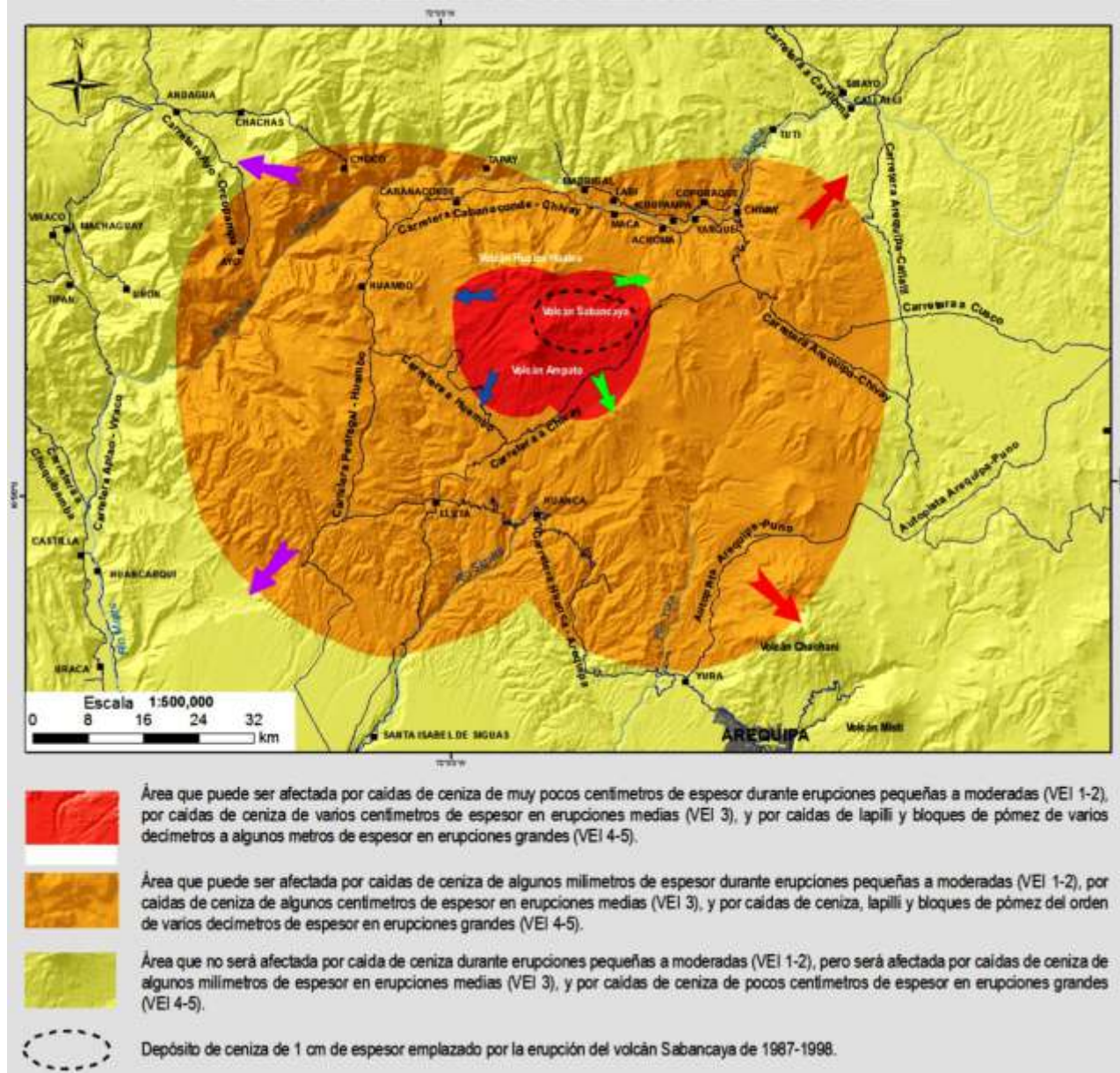


Figura 2. Mapa de peligros múltiples de la zona proximal del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

decímetros a algunos metros de espesor, en erupciones grandes (VEI 4-5). La zona de moderado peligro, color naranja en el mapa (figura 3), está entre 10 y 30 km de distancia. Puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones moderadas (VEI 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5). La zona de bajo peligro, color amarillo en el mapa (figura 3), abarca entre 30 y 50 km de distancia. Esta zona no será afectada por caídas de ceniza durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), pero sí por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

3. Mapa de peligros por flujos de lodo (lahares) :

Las zonificación de las áreas de inundación por flujos de lodo (lahares) para el complejo Ampato-Sabancaya, fue realizado por Bellot (2011), quién utilizó el programa LAHARZ (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998; figura 4). Para fines de este mapa de peligros Bellot (2011) utilizó volúmenes de 5, 10 y 20 millones de m³. En los drenajes de interés se ubicó las celdas de inicio y de fin donde el programa realizó los cálculos. La celda de inicio es ubicada dentro de la zona proximal (cono de energía) y la celda final es ubicada aguas abajo, hasta donde se desea realizar el modelamiento.

La zona roja (figura 4), considerada de alto peligro, puede ser afectada por lahares de hasta 5 millones de m³; la zona naranja, de moderado peligro, puede ser afectada por lahares de 10 millones de m³; y la zona amarilla, de bajo peligro, corresponde a la zona que puede ser afectada por lahares de 20 millones de m³.

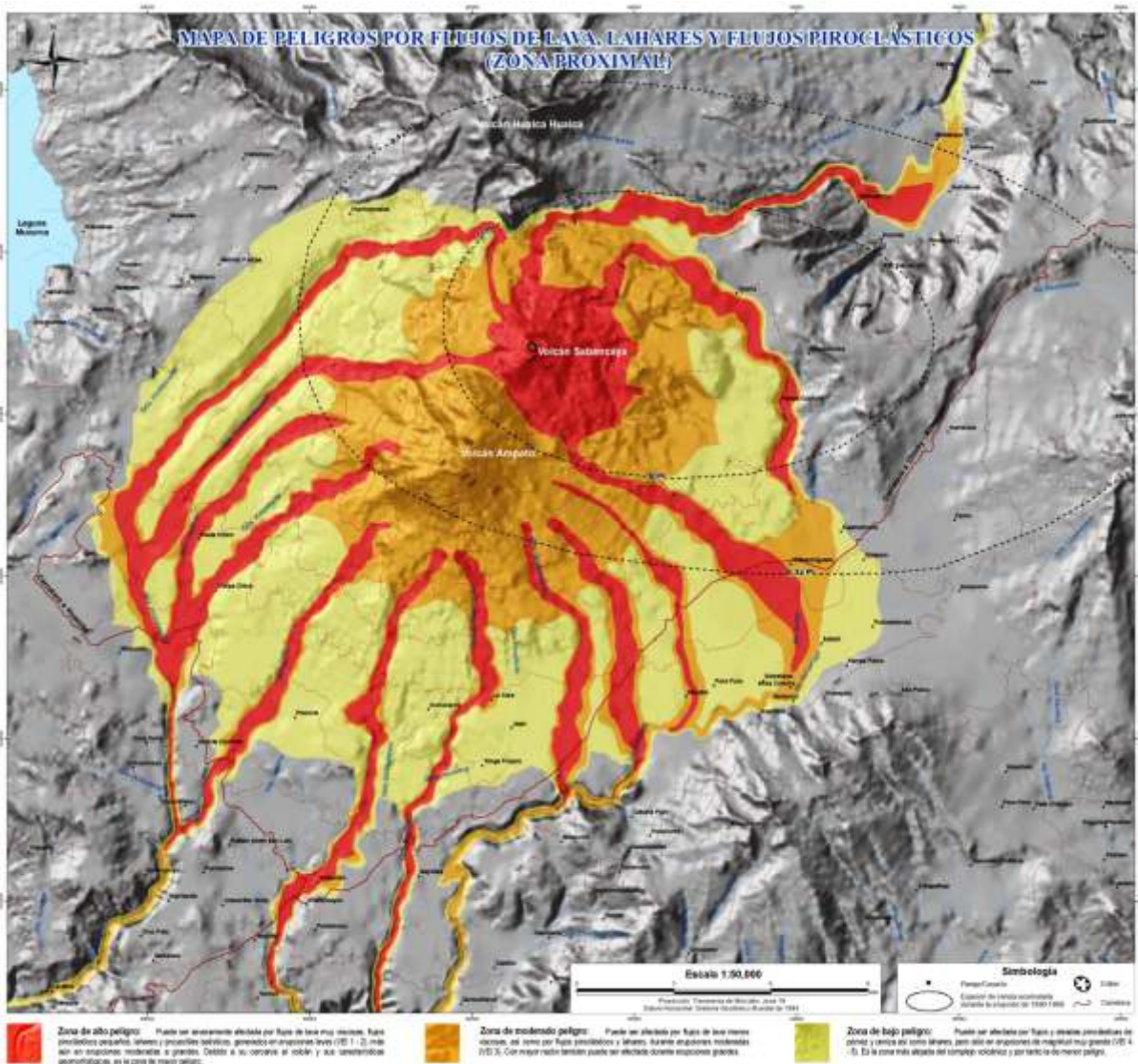


Fig. 3. Mapa de peligros por caídas piroclásticas.

CONCLUSIONES

En el complejo volcánico Ampato-Sabancaya se han identificado 4 escenarios eruptivos generadores de peligros. Los escenarios que tienen mayor probabilidad de ocurrir, corresponden a erupciones vulcanianas con VEI 1-2, y a erupciones efusivas. La frecuencia de estos eventos se estima en el orden de un evento por siglo aproximadamente. Los escenarios menos probables, corresponden a erupciones vulcanianas y sub-plinianas con VEI 3, y erupciones plinianas con VEI 4-5.

En el mapa principal de peligros múltiples (figura 2), la zona de alto peligro (rojo) puede ser severamente afectada por flujos de lava, además de flujos piroclásticos pequeños y proyectiles balísticos, generados en erupciones con VEI 1-2. La zona de moderado peligro (naranja) puede ser afectada por flujos de lava emitidas en mayor volumen, así como por flujos piroclásticos y proyectiles balísticos, generados en erupciones con VEI 3. La zona de bajo peligro (amarillo) puede ser afectada por flujos y oleadas piroclásticas, pero solo en erupciones de magnitud muy

grande con VEI 4-5. En las quebradas aledañas al complejo volcánico, las zonas de color rojo, naranja y amarillo, pueden ser afectadas por lahares de 5, 10 y 20 millones de m³, respectivamente.

En el mapa de peligros por caídas piroclásticas (figura 3), la zona de alto peligro (rojo) se halla dentro de los 10 km de distancia del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, la zona de moderado peligro (naranja) está entre 10 y 30 km de distancia, y la zona de bajo peligro (amarillo) abarca entre 30 y 50 km de distancia.

En caso de una erupción leve a moderada del volcán Sabancaya, varios poblados del valle del Colca, como Cabanaconde, Pinchollo, Maca, Achoma, Huambo entre otros, serán afectados principalmente por caídas de ceniza; por lo cual es necesario tener preparados planes de contingencia afin de proteger a la población, las fuentes de aguas y pasto para el ganado.

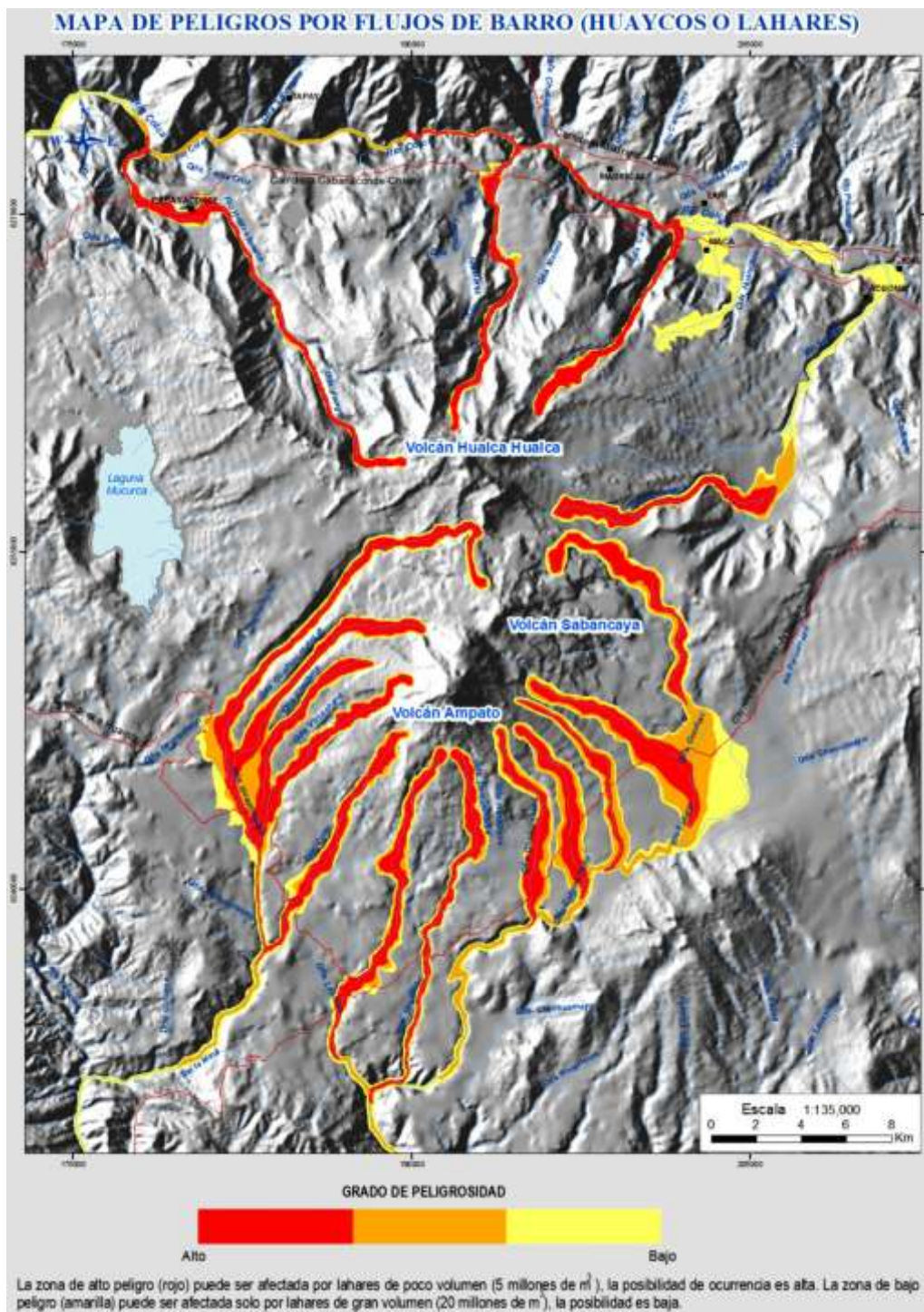


Fig. 4. Mapa de peligros por flujos de lodo, flujos de lava y flujos piroclásticos

Referencias:

BELLOT, N. (2011) - Modelamiento de lahares en los volcanes Sabancaya y Ubinas (Sur Perú). IRD-INGEMMET, Informe Interno, 28 p.
 MALIN, M., SHERIDAN, M. (1982). Computed-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217; 637-640.
 JUVIGNE, E.; THOURET, J.C.; LOUTSCH, I.; LAMADON, S.; FRECHEN, M.; FONTUGNE, M.; RIVERA, M.; DAVILA, J.; MARIÑO, J. (2008) - Retombées volcaniques dans des tourbières et lacs autour du massif des Nevados Ampato et Sabancaya (Pérou Méridional, Andes Centrales). *Quaternaire*, 19 (2): 157 – 173.
 THOURET, J.-C.; GUILLANDE, R.; HUAMAN, D.; GOURGAUD, A.; SALAS, G.; CHOROWICZ, J. (1994) - L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud

Pérou): reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1, 165, 49-63.
 TRAVADA Y CÓRDOVA (1752) - El suelo de Arequipa convertido en cielo (Historia general de Arequipa). Primer festival del libro Arequipeño, edición 1958, 15 p.
 SCHILLING S. (1998) - LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. *US Geological Survey Open-File Report 98-638*; 79 pp.
 ZAMÁCOLA Y JAUREGUI (1789) - Diario del viaje que el obispo Dr. Pedro Chávez de la Rosa, verificó a las provincias de Moquegua y Tacna en 1789, publicado en "El Deber", Arequipa 1937.

GEOMEPE: MODELO DE EVALUACIÓN DE PÉRDIDAS POR PELIGROS GEOLÓGICOS

Miguel Llorente Isidro

Instituto Geológico y Minero de España - Ríos Rosas, 23; 28003 Madrid

E-mail: m.llorente@igme.es

INTRODUCCIÓN

El Instituto Geológico y Minero de España y el Consorcio de Compensación de Seguros (Ministerio de Economía y Competitividad de España) firmaron un Convenio Específico de Colaboración para estudiar el impacto económico en el sistema de reaseguros de España que pueden generar los peligros geológicos de alto periodo de retorno. De este Convenio se ha obtenido un modelo de evaluación de pérdidas por peligros geológicos (GeoMEPE) semi-automático soportado en un Sistema de Información Geográfica. La zona de ensayo del modelo es el Archipiélago Canario, situado a unos 100 km al oeste de la costa africana,

entre los 27º a 30º N y entre los 13º a 17ºW, aproximadamente (Figura 1).

Los peligros contemplados en el modelo son: inundaciones, volcanismo y sismicidad. Seleccionar el archipiélago como zona de estudio piloto plantea importantes retos técnicos y científicos, como la variedad en las condiciones ambientales de cada una de las islas y su complejidad geológica y fisiográfica. Al mismo tiempo, esta zona de ensayo presenta la ventaja de que cada isla es una región natural perfectamente acotada, es decir, limitadas por el mar y no por divisiones administrativas más o menos arbitrarias desde el punto de vista medioambiental.

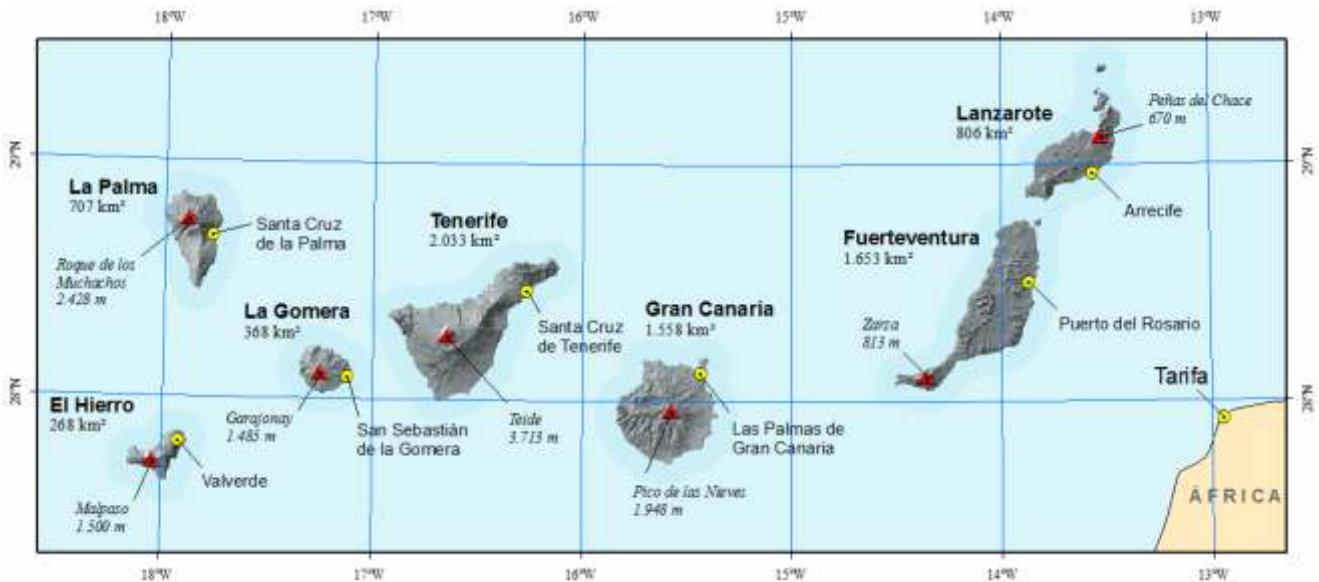


Figura 1. Localización del Archipiélago Canario, nombres de las islas y superficie, ciudad más importante de cada isla y punto más elevado

EL ORIGEN DE LAS ISLAS CANARIAS ■

El origen de las islas Canarias aún es un tema controvertido, habiendo básicamente dos grandes tendencias: las teorías que se apoyan en el modelo de punto caliente y las que se apoyan en modelos tectónicos. Ninguna de las teorías planteadas hasta ahora termina de explicar de forma completa el conjunto de características volcánicas, sísmicas y geofísicas del archipiélago.

Las Islas Canarias conforman un archipiélago volcánico que, por el volumen de material emitido, es considerado como uno de los más importantes del Océano Atlántico. El archipiélago está formado por siete islas mayores, que suelen dividirse según sus rasgos comunes en islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura), centrales (Gran Canaria, Tenerife y La Gomera) y occidentales (La Palma y El Hierro). La formación de las islas es bastante más tardía que el suelo sobre el que se construyen, levantándose cada una como construcciones independientes, y en general aisladas (a excepción de Lanzarote y Fuerteventura), separadas por profundidades entre 3000 m en las islas centrales y 4000 m en las occidentales. Son grandes construcciones cónicas con diámetros basales de entre 50 y 100 km, estando la mayor parte del edificio volcánico sumergido. En términos volumétricos, en las islas orientales no emerge más del 1% y en las islas centrales y occidentales emerge entre el 3 y el 9% (Schmincke, 1982). Excepto La Gomera, todas las islas son volcánicamente activas y han tenido erupciones en época histórica o subhistórica (Romero, 1991). Estas erupciones han sido poco explosivas que emitieron materiales de composición esencialmente básica. En España, la única zona volcánica activa corresponde a las Islas Canarias, estando vigente a la fecha de redacción de este artículo, una crisis sismo-volcánica en El Hierro. Con anterioridad a la crisis sismovolcánica de El Hierro de 2013 se registró una erupción submarina en 2011, en este mismo edificio volcánico, y en el año 2004 tuvo lugar otra crisis relativamente similar en Tenerife, pero sin manifestarse actividad eruptiva.

LOS PELIGROS NATURALES EN LAS ISLAS CANARIAS ■

Los peligros geológicos en regiones volcánicas tienen una especial incidencia debido a la configuración lito-estructural y geográfica que su singular origen les confieren. Tanto es así, que el Instituto Geológico y Minero de España desarrolla diferentes proyectos y actividades en el marco de las Islas Canarias desde hace décadas, abordando cuestiones relativas a la peligrosidad volcánica, a peligrosidad por movimientos en masa (deslizamientos, desprendimientos) o a inundaciones. Universidades y otros organismos de investigación también desarrollan estudios relacionados con peligros naturales en las islas, como sequías o invasiones de polvo sahariano entre otras (Dorta, 2007).

El proceso natural que más daños ha causado en las últimas décadas han sido las inundaciones (igual que en otras regiones, Díez et al., 2008), costando en promedio más de 6 millones de euros al año. Estas inundaciones han sido, en general, debidas a precipitaciones intensas con periodos de retorno bajo (menor que 10 años). En este artículo se muestra el modelo de análisis de la inundabilidad por ser el proceso de mayor probabilidad de incidencia.

PRESENTACIÓN DE DATOS ■

Para alimentar este modelo en su apartado de inundaciones, se ha trabajado con la Base Cartográfica Nacional a escala 1/25.000 (BCN25) y con Cartociudad (como callejero, y fuente de códigos postales y límites municipales). Como modelo digital de elevaciones se ha trabajado con el MDT05 (modelo digital del terreno obtenido para el Plan Nacional de Ortofotografía Aérea –PNOA– del Instituto Geográfico nacional, con técnica Lidar y con paso de malla de 5 m). Como bases de datos temáticas se ha trabajado con las Base de Datos (BBDD) geológicas del IGME (Geología Digital Continua, GEODE y otras fuentes de datos cartográficas); con el Sistema de Información de Ocupación del Suelo de España (SIOSE, del IGN); las BBDD gráficas y alfanuméricas del Catastro; con información estadística del Instituto Nacional de Estadística (INE) y del Instituto de Estadística Canario (ISTAC). También se ha trabajado con las Base de Datos (BBDD) del Consorcio de Compensación de Seguros sobre Siniestralidad. En cuanto a datos pluviométricos se ha trabajado con el catálogo completo de la Agencia Española de Meteorología (AEMET) para las Islas Canarias.

ANTECEDENTES ■

Existen varias formas de aproximarse al conocimiento de las consecuencias de eventos peligrosos, como grupos de trabajo dedicados a ello. En el ámbito de los seguros existen distintas herramientas dedicadas a este propósito, como HAZUS (un Sistema de Información Geográfica desarrollado por la Agencia Federal de Gestión de Emergencias –FEMA– de EEUU), las herramientas de la plataforma CAPRA (CapraGIS, Crisis2007, y otros), o las plataformas de otras compañías como AIR Catastrophe Model; RMS, Risk Modelling Software; RQE, Risk Quantification and Engineering (Catastrophe Risk Modeling Software Platform, de EQECAT). Existe sin embargo una percepción general bastante negativa hacia estos modelos derivado del concepto de modelización de tipo “caja negra” (Powers, 2006) que ha dado lugar recientemente a una Alianza Global para el Análisis del Riesgo con código Abierto (Alliance for Global Open Risk Analysis; AGORA). Por modelos de tipo “caja negra” se debe entender a cualquier herramienta inflexible en términos de su desarrollo a nivel de software, herramientas de código cerrado o la dificultad de acceso a la documentación técnica y a las ecuaciones constitutivas, aunque Powers (2006) añade también la inespecificación de

los aspectos de subjetividad de los complejos modelos empleados en pro del sistema propietario. Open-source risk software (OSR) representa una solución emergente en este sentido (OpenSHA, OpenSees), pero hay que añadir que a la variedad de modelos le acompaña la variedad de formatos, y la diversidad en cuanto a disponibilidad de datos. Murnane (2007) resumió muy acertadamente cuatro elementos principales de los que carecen los modelos propietarios de análisis de catástrofes o de riesgos, que son: la estandarización de los datos (resultando muy difícil incorporar nuevas fuentes de información o actualizar las capas que sirven de base para un análisis), la flexibilidad (siendo complicado o imposible incorporar nuevos algoritmos de peligro o de daño), la transparencia (limitando el entendimiento y los usos del modelo) y la verificación o veracidad de los mismos (por ausencia de una discusión pública de las capacidades del modelo). Todo ello sin olvidar que los modelos tienden a estar validados en relación con escenarios muy específicos que no son necesariamente extrapolables a las características de cada sitio, lo que puede conducir a errores importantes en la modelización.

En términos generales, los modelos persiguen mostrar resultados de tipo probabilístico (en forma de curvas de probabilidad-daño); de tipo máxima pérdida probable (PML, probable maximum losses); de tipo promedio de pérdidas anuales (average annual losses), o de tipo determinístico (para anticipar pérdidas esperables de un evento determinado o para simular un escenario concreto). En todos los modelos hay un marco de fondo de tipo Sistema de Información Geográfica, bien de forma muy explícita (como CapraGIS o Hazus) hasta bastante opacos en los términos cartográficos. En España, el uso de este tipo de herramientas está relativamente limitado, lo cual se debe principalmente a la ausencia de un mercado privado de reaseguramiento en lo que a catástrofes naturales se refiere, algo a lo que hay que añadir la alta especialización de los modelizadores de peligros y riesgos, que conduce al uso de herramientas o muy específicas (como las de modelización de procesos físicos) o de propósito general (SIG) con desarrollos propios muy específicos (Lain et al., 2007; CHJ 2013).

Para este estudio, se ha optado por implementar soluciones mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica como herramientas de propósito general en el más amplio sentido, desde aplicación de métodos de análisis multivariable, hasta modelación integrada en SIG de distintos procesos e integrando resultados de análisis procedentes de diferentes plataformas y formatos. Todo ello permite que se pueda reproducir el modelo, mejorar en la medida en que se obtengan nuevas coberturas, datos o algoritmos de análisis. Se ha seleccionado como plataforma principal de trabajo el SIG corporativo del IGME (ArcGIS en su versión 9.3.1 licencia ArcINFO) y otras herramientas de apoyo para la obtención de distintos tipos de datos.

MÉTODO DE ESTUDIO

El esquema metodológico general que se ha empleado en este estudio representa un notable esfuerzo en la aplicación de la ecuación general de riesgo contemplada en la Directiva INSPIRE sobre zonas de riesgos naturales, tomada a su vez de UNISDIR 2009: $R=PEV$, donde R es el riesgo; P la peligrosidad; E la exposición y V la vulnerabilidad. La peligrosidad es, sin lugar a dudas, el factor más importante en esta ecuación ya que determina ¿qué elementos están sometidos a un impacto? y ¿en qué grado lo están?. La obtención de una cobertura de zona inundable es muy costosa, como bien se pone de manifiesto en las inversiones españolas en el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables, aún en desarrollo y sin cobertura para el Archipiélago Canario.

PELIGROSIDAD POR INUNDACIONES

En Canarias se han identificado más de 7000 km de cauces, considerando como tales a aquellas líneas de acumulación de flujo igual o mayor que 1 km². Los barrancos en canarias son de tipo no permanente, lo que imposibilita la validación de los estudios de inundabilidad por métodos clásicos (análisis estocástico), debido a la ausencia de mediciones de caudal. Además, las inundaciones torrenciales están acompañadas por gran cantidad de material sólido, dificultando aún más la obtención de coberturas de inundabilidad por métodos clásicos. Por otra parte, algunas de las inundaciones que han dado lugar a daños importantes, no se encontraban asociadas al tipo de inundación de flujo concentrado (inundaciones fluviales), sino a escorrentía directa en mantos de arrollada. Para abordar este problema en plazo y forma, se ha recurrido a un modelo hidrológico agregado aplicado de forma semidistribuida (MOPU, 1990 y Temez, 1991) combinado con información geológica, análisis geomorfológico y con información histórica (de un modo similar a otros estudios, como CEDEX y DGA, 2011 y 2013). El modelo hidrológico persigue la obtención de caudales máximos de avenida fluvial, con los cuales se aplica un modelo hidráulico ultrarápido (unidimensional, uni-sección; fórmula de Manning-Glauke-Strickler) que aporta una aproximación del alcance de la inundación en todos los puntos del cauce (donde se cumplan un conjunto de condiciones de aplicabilidad de la ecuación). La información geológica se emplea para completar la información del modelo hidrológico-hidráulico (HH) anterior, añadiendo conos de deyección y con carácter general zonas con depósitos fluviales o aluviales recientes. Esta aproximación se ha demostrado insuficiente por los siguientes motivos: por un lado, pequeños errores en el MDE pueden dar lugar a capturas fluviales virtuales y a desviaciones en la estimación de la posición del cauce; y porque la deposición de materiales fluviales o aluviales recientes sólo se produce en lugares de tránsito de un régimen de transporte muy alto a uno muy bajo (zonas de caída del gradiente hidráulico), quedando las zonas de transporte y erosión sin reflejo por la cobertura geológica (aunque sí se pueden identificar en campo). Sin

embargo, tan sólo con esta aproximación se añaden zonas donde los mantos de arrollada han dejado depósitos, se identifican zonas de especial incertidumbre y peligro (zonas de avulsiones, canales de estiaje), se completan las zonas inundables y se identifican rápidamente algunas desviaciones del flujo derivadas del método HH. Una supervisión del modelo hidrológico-hidráulico y geológico, con criterios geomorfológicos, termina por completar y mejorar el modelo, identificando canales secundarios de avenida, zonas de características singulares, etc. La forma de completar el estudio es integrando información histórica, derivada de la Base de Datos de siniestralidades del Consorcio de Compensación de Seguros. Para integrar la información histórica, se georreferenciaron los eventos por medio de algoritmos de geolocalización (para aquellos que carecían de posicionamiento) y se procedió al estudio de los mismos de forma aislada del estudio hidrológico-hidráulico. Se realizó un análisis de densidad con paso de malla fijo; se calculó el inverso del área de los polígonos de Voroni y se realizó un análisis de agrupamientos (clusters) y distancias entre eventos dentro de los clusters. Así se obtuvieron un conjunto de coberturas que, si bien de forma individual no reflejaban bien el efecto de la concentración de eventos, en conjunto y con una supervisión experta permitieron, por una parte delimitar zonas de especial incidencia y de otra, determinar que el área de influencia de cada evento en un conjunto de ocurrencias.

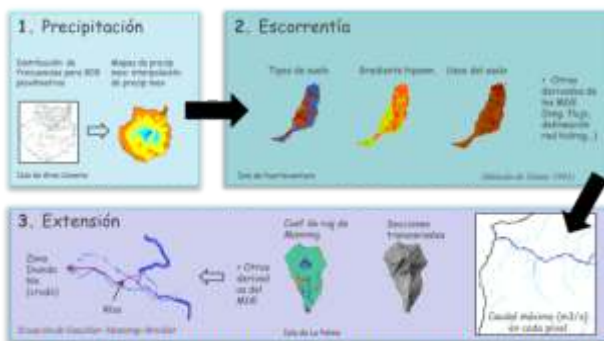


Figura 2. Esquema metodológico para la obtención de la extensión inundable por el método hidrológico-hidráulico

EXPOSICIÓN

Obtenida la cobertura de peligrosidad, el siguiente paso es determinar el valor de los bienes expuestos. Para ello se ha recurrido a la valoración catastral. El Catastro Inmobiliario es una BBDD creada principalmente con fines tributarios y fiscales, pero recibe otros muchos usos (jurídicos, ambientales, privados). Esta compleja BBDD se puede obtener online por consultas masivas, y organizada con dos partes principales: los componentes cartográficos y los componentes alfanuméricos asociados a los gráficos por la Referencia Catastral. Los componentes gráficos contienen principalmente dos tipos de elementos: parcela catastral (o suelo) y construcciones (o vuelo). Este estudio considera sólo el valor de vuelo urbano y rústico y suelo rústico. Dado que el valor catastral es un dato protegido, y al objeto de cumplir la Ley de Protección de Datos, se ha optado por

utilizar los datos estadísticos que facilita el propio catastro: los valores medios por uso y municipio. La valoración que hace el Catastro del parcelario comprende un estudio riguroso y homogéneo para el territorio, reflejando aproximadamente el poder adquisitivo de su propietario, y por tanto, cabe esperar que, en promedio y ante un mismo impacto, dos parcelas de similar valoración catastral reciban un impacto similar. Para poder explotar la Base de datos del Catastro se ha distribuido el valor del vuelo urbano y rústico a sus respectivas parcelas catastrales, considerando para el caso de las inundaciones tan sólo a aquella parte del vuelo afectada por inundaciones, que son los pisos subterráneos o los pisos a nivel del suelo y hasta el primer piso en algunos casos. Conocido el valor de vuelo, se distribuye su valor ponderado por área en la parcela catastral, para que así, en la intersección con la delineación inundable se pueda estimar el valor afectado. Además, se considera que el valor catastral puede servir como índice para ubicar personas y vehículos de modo proporcional, lo que permite realizar una estimación de las personas afectadas y el número de vehículos potencialmente expuestos a sufrir el impacto de una inundación. Mientras que las personas se distribuyen según el valor catastral de los suelos bajos, en la distribución de vehículos se tiene en cuenta el valor total de la parcela catastral.

Obtenido el valor catastral, se pondera éste por un factor asegurador (para reflejar cuánto del total está asegurado) y se estimará un coeficiente que interprete el valor catastral a valor de mercado o directamente a valor de bienes indemnizables (Figura 3). Aún se está trabajando en la determinación de ambos índices.

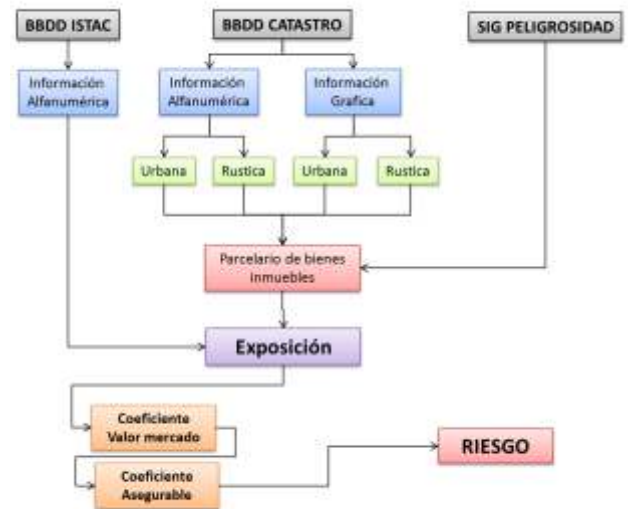


Figura 3. Cálculo del Riesgo con las BBDD de peligrosidad y la información de las BBDD Catastrales y estadística de diferentes fuentes

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los resultados de peligrosidad de este estudio no pueden ser cotejados con otros de forma general, pero sí se han comparado para aquellos casos en los que existían modelos

de análisis similares, como en los caudales máximos en las principales cuencas de Gran Canarias (GESPLAN 2011, CIACG 2009) o las precipitaciones para el conjunto del archipiélago (MMA e INM, 2002; AEMET 2012). El resultado obtenido muestra que las desviaciones de cálculo están en orden de magnitud con estos estudios, y por tanto permite validar los resultados en lo que a cobertura de peligrosidad se refiere. En cuanto a valoración de elementos expuestos no se ha podido cotejar con otros estudios por tratarse de un ámbito territorial muy singular. No obstante, los resultados obtenidos muestran una distribución del daño coherente con la distribución de las indemnizaciones pagadas por el CCS y con las zonas más densamente pobladas.

Las Palmas de Gran Canaria y Santa Cruz de Tenerife, son los municipios con mayor valor catastral expuesto, superando los 2 mil millones. Con más de mil millones le siguen San Bartolomé de Tirajana, San Cristóbal de La Laguna, Adeje y Arrecife.

En relación a las personas expuestas, Las Palmas de Gran Canaria es el único municipio que supera los 100 000 habitantes expuestos. Le siguen Santa Cruz de Tenerife con algo más de 80 000, Santa Lucía de Tirajana y San Cristóbal de la Laguna con algo más de 50 000 personas.

En cuanto al número de vehículos, Las Palmas de Gran Canaria y Santa Cruz de Tenerife superan los 100 000, le siguen San Cristóbal de la Laguna con algo más de 50 000 y San Bartolomé de Tirajana con unos 37 000.

Para la mayoría de los municipios, el valor catastral urbano expuesto a inundaciones representa más del 90 % del valor

catastral expuesto total, sin embargo, la tendencia se invierte para diez municipios, donde el valor catastral expuesto es principalmente rústico (Barlovento, Ingenio, Puntallana, Tejeda, Puntagorda, Tijarafe, Artenara, Agulo y Valsequillo de Gran Canaria).

CONCLUSIONES

El método empleado es muy adecuado para una valoración preliminar del riesgo para una zona amplia del territorio, pero no debería emplearse para ninguna actuación de detalle, donde los estudios de la geología y geomorfología local resultan imprescindibles por la ausencia de mediciones de caudal y por la importante influencia de la carga sólida.

Los resultados obtenidos por este método no se pueden acumular, debido a que no es un modelo que determine otro escenario que el de 500 años de periodo de retorno para todas las cuencas, y por tanto incluso la lectura de resultados desde el punto de vista de un municipio puede no ser la más adecuada. Por otro lado, debido a que la Base de Datos histórica tiene un registro de 12 años, es posible que se haya infravalorado el efecto de escorrentía en mantos de arrollada, y tal vez se haya sobrevalorado el valor catastral expuesto en zonas deltaicas, y conos de deyección.

En todo caso el método está altamente automatizado (minimizando los efectos de subjetividad de los parámetros que intervienen) y la homogeneidad en el método garantiza que se puedan comparar resultados en distintas zonas por muy diferentes que éstas sean.

Referencias:

- AEMET (2012). Atlas Climático de los archipiélagos de Canarias, Madeira y Azores, temperatura del aire y precipitación (1971-2000). Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. 80 pp. NIPO: 281-12-006-X.
- CEDEX y DGA (2011). Mapa de Caudales Máximos, memoria técnica. 73 pp. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas y Dirección General del Agua. Madrid. Disponible en: <http://www.magrama.gob.es/es/agua/temas/gestion-de-los-riesgos-de-inundacion/snczi/mapa-de-caudales-maximos/>.
- CEDEX y DGA (2013): Manual de usuario de CauMax v.2.2, aplicación sobre SIG para la consulta de los mapas de caudales máximos. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas y Dirección General del Agua. 80pp. NIPO: 770-11-273-7.
- CHJ (2013): Plan Director de defensa contra avenidas, comarca de la Marina Alta, Alicante. 228pp. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Disponible en www.chj.es.
- CIACG (2009): Plan Hidrológico 2010. Estudio general de la demarcación hidrográfica de gran canaria. Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria. <http://www.aguasgrancanaria.com/> (última visita 2013).
- Díez, A., Laín, L., Llorente, M. (2008). Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia nº 1, 190 págs., Madrid. D.L. M-46538-2008; ISBN 978-84-7840-770-5; NIPO 657-08-026-2.
- Dorta A., P. (2007). Catálogo de Riesgos Climáticos en Canarias: amenazas y vulnerabilidad. Geographicalia, vol. 51, pp. 133-160.
- GESPLAN (2011). Estudio de riesgos hidráulicos constatados y de riesgos de incendios insulares, Memoria Estudio de Riesgos Hidráulicos Constatados para la isla de Gran Canaria. Gobierno de Canarias.
- Laín, L., Bellido F., Pérez F., Galindo Jiménez, I.; Mancebo Mancebo, M^a J. (2007). Cartografía de peligrosidad volcánica de la isla de Tenerife. IGME, Madrid, 152 páginas. Disponible en <http://www.igme.es>.
- MMA e INM (2002). Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus periodos de retorno en España: un estudio por regiones. Ministerio de Medio Ambiente y Dirección General del Instituto Nacional De Meteorología. Centro de publicaciones de la Secretaría General Técnica del Ministerio de Medio Ambiente. Volumen 14, Canarias. 112 pp. ISBN: 8483202026.
- MOPU (1990). Instrucción de carreteras 5.2-IC "Drenaje superficial" (BOE núm. 123, de 23 de mayo de 1990).
- Murnane, R. J. (2007): New directions in catastrophe risk models. World Bank Brown-Bag Launch Presentation. Comunicación oral. Banco Mundial.
- Powers, M.R (2006). Catastrophe forecasting: seeing "gray" among the "black boxes". Journal of Risk Finance. Vol. 7(5):1-6.
- Romero, C. (1991). Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Tesis Doctoral, Departamento de Geografía, Univ. de La Laguna. Gobierno de Canarias (ed.). 2 vols., 1391 pp.
- Schmincke H.U, (1982). Volcanic and chemical evolution of the Canary Island. En: Von Rad, U.; Hinz, K.; Sarnthein M. y Seibold, E. (Eds.): Geology of the Northwest African margin. Springer, Berlín, 273-306.
- Témez J.R. (1991). Generalización y mejora del método racional. Versión de la Dir. Gral. de Carreteras de España. Ing. Civil n. 82, pp51-56.
- UNISDR (2009). Terminology on Disaster Risk Reduction. The United Nations International Strategy for Disaster Reduction. Ginebra, Suiza. 35 pp. Disponible para descarga en <http://www.unisdr.org/publications> (última visita 2013).

PELIGROS GEOLÓGICOS EN LIMA METROPOLITANA Y EL CALLAO: RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD POR MOVIMIENTOS EN MASA

Sandra Villacorta (1), Lucile Tatard (1,2,3), Jose Ubeda (1,4)

1: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Perú.

E-mail: svillacorta@ingemmet.gob.pe

2: ISTERre - OSUG – Universidad de Grenoble, Francia

3: Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Francia

4: Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña – Universidad Complutense de Madrid, España

RESUMEN

El presente artículo es un diagnóstico de los movimientos en masa que pueden causar desastres en Lima Metropolitana y El Callao. Se presentan los resultados del inventario de peligros geológicos y el análisis de susceptibilidad por movimientos en masa que han permitido identificar las zonas críticas por estos procesos. Los trabajos realizados están enmarcados al Programa Nacional de Riesgos Geológicos del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

En el área de estudio, entre los años 1970 y 2012 se han registrado un total de 848 peligros geológicos recientes y antiguos y fueron identificados 102 sectores vulnerables a estos procesos. Se recurrió a fuentes escritas, orales, medios de teledetección (fotografías aéreas e imágenes de satélite) y trabajo de campo para cartografiar y georeferenciar los procesos y representarlos mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Para prevenir las consecuencias de posibles desastres en Lima Metropolitana y El Callao es necesario evaluar a detalle las zonas de alta y muy alta susceptibilidad por movimientos en masa para elegir y recomendar la implementación de obras de prevención costo-eficientes con el propósito de contribuir a la gestión del riesgo de la región. Además se precisa monitorear los movimientos en masa activos, principalmente en las zonas más vulnerables por sus características de infraestructura y población como San Juan de Lurigancho, Comas, Ate-Vitarte y El Agustino; una tarea que apenas se ha empezado.

Se espera que el trabajo que se está desarrollando por el INGEMMET en colaboración con el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Francia y la Universidad Complutense de Madrid (UCM), con apoyo del Instituto Nacional de Defensa Civil del Perú (INDECI) y municipalidades locales; sea el inicio de un trabajo interinstitucional coordinado en la prevención de desastres y ordenamiento territorial de la región.

PALABRAS CLAVES: peligros geológicos, susceptibilidad, prevención de desastres, Lima Metropolitana y El Callao.

INTRODUCCIÓN

El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), como parte de su Programa Nacional de Riesgos Geológicos, inició en el año 2008 el proyecto GA11: "Geología, Geomorfología y Peligros Geológicos de Lima Metropolitana y El Callao". Dicho proyecto se justificaba porque no existían mapas de peligrosidad a una escala apropiada que permitan su inclusión en los planes de prevención y la planificación territorial en Lima Metropolitana y El Callao.

En Lima Metropolitana y El Callao se han realizado anteriormente otros estudios sobre prevención de desastres, algunos de ellos han sido incorporados al presente trabajo, entre ellos: 1) Estudio SIRAD: Recursos de Respuesta Inmediata y de Recuperación Temprana Ante la Ocurrencia de un Sismo y/o Tsunami en Lima Metropolitana y El Callao (D'Ercole et al., 2011); 2) Zonas Críticas por Peligros Geológicos en Lima Metropolitana y El Callao (Núñez & Vásquez, 2010); 3) Atlas Ambiental de Lima Metropolitana y El Callao" (IMP, 2008); 4) Riesgos Geológicos en el Perú - Franja N° 4 (Fidel et al., 2006); 5) Riesgos Geológicos del Perú - Franja N°3 (INGEMMET, 2003); 6) Evaluación de los peligros naturales y zonificación geodinámica para la prevención de desastres naturales en el valle del río Lurín, provincias Lima-Huarochirí, departamento de Lima (Allende, 1998); 7) Estudio geodinámico de la cuenca del río Lurín" (Dávila & Valenzuela, 1996); 8) Estudio geodinámico-geotécnico de la cuenca del río Chillón" (Pérez, 1979) y 9) Estudio Geodinámico de la cuenca del Río Rímac" (INGEMMET, 1988).

Actualmente los trabajos del Proyecto GA11 de INGEMMET han encontrado su continuidad en el Proyecto GA24A "Geomorfología y Cambio Climático" que incluye

realizar modelos de peligrosidad de zonas críticas como las quebradas La Cantuta y Huaycoloro con los programas informáticos HEC-HMS y FLO2D. La UCM y el IRD se unieron a esta iniciativa con el objetivo de buscar alianzas y sumar esfuerzos interinstitucionales que permitan generar herramientas de análisis para: 1) Decodificar el registro de los cambios climáticos en las formas del relieve y en las reservas hídricas almacenadas en forma de masas de hielo (criosfera) y 2) Identificar las relaciones entre los peligros geológicos y sus factores detonantes (lluvias y sismos). El área piloto para ensayar los métodos de investigación que luego se aplicarán posteriormente en todo el territorio nacional es Lima Metropolitana y sus cuencas hidrográficas (Villacorta et al., 2012).

OBTENCIÓN Y PRESENTACIÓN DE DATOS

Durante el desarrollo del Proyecto GA11, se sistematizaron la información proveniente del análisis de imágenes de satélite Google Earth y fotografías aéreas del año 1970, a escala 1:40,000. Sobre un total 31 hojas topográficas a escala 1/25 000 se cartografiaron contactos litológicos, fallas, fracturas y áreas afectadas por peligros geológicos, datos hidrometeorológicos, y otras cuestiones relevantes. Esta etapa ha sido fundamental, debido a que gran parte del área de Lima Metropolitana y El Callao está cubierta por viviendas y obras de desarrollo urbano de difícil acceso, dificultando la elaboración de los mapas. Por ese motivo en esos lugares los movimientos en masa fotointerpretados no han sido comprobados. En el año 2002, 2003 y 2008 se

desarrollaron trabajos de campo para cartografiar e inventariar los sitios seleccionados en el análisis de imágenes y fotos aéreas. La ubicación de los movimientos en masa identificados en gabinete se confirmó en el campo utilizando un GPS. Las evidencias de movimientos en masa pasados y presentes se incluyeron en las fichas del inventario. Este trabajo ha permitido actualizar el inventario de estos procesos registrados en el Programa Nacional de Riesgos geológicos para ese sector (Fidel et al., 2006). Los datos recopilados por el Proyecto GA11 (848 procesos inventariados) se integraron en un SIG para su utilización posterior en el análisis espacial del área.

Los eventos se clasificaron en función de su tipología, actividad y daños producidos. El desglose de los 848 peligros geológicos incluye 718 movimientos en masa, 130 eventos hidrometeorológicos (inundaciones y erosión fluvial) y otros. Un total de 285 de esos procesos de remoción en masa son relativamente jóvenes (ocurridos entre los años 2000 y 2010) y el resto de actividad anterior al año 2000 (545). Solo 18 son catalogados como “inactivo-joven” con edad estimada entre 100 y 500 años según las observaciones de campo (morfología y huella del material removido, McCalpin, 1984) y habrían sido detonados por lluvias excepcionales como las producidas por el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). El inventario sugiere que en el área de estudio son más frecuentes las caídas de rocas (47% del total de procesos inventariados) y los flujos de lodo (36%). En menor cantidad destacan por los daños que generan los fenómenos de inundación, arenamiento, erosión y hundimiento (que suman en conjunto un 17% del total).

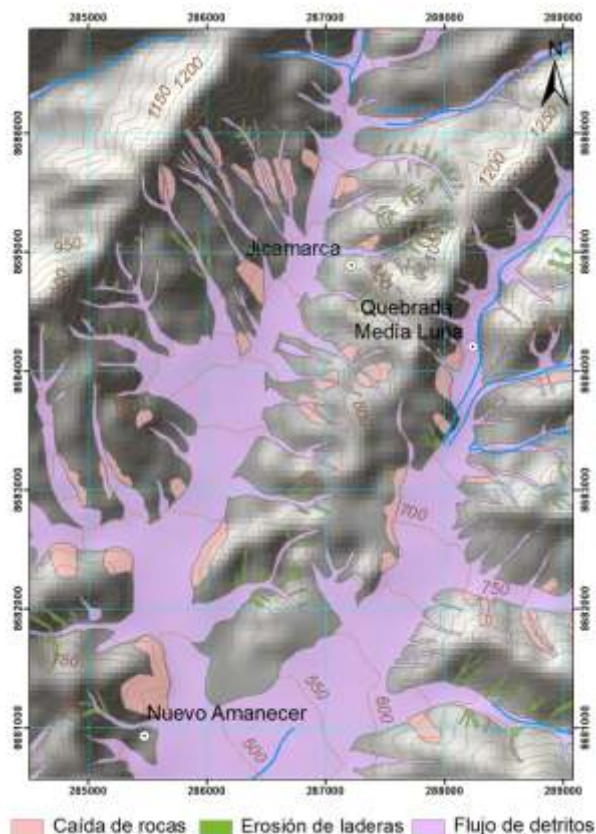


Figura 1. Flujos hiperconcentrados, caídas de rocas por gravedad y cárcavas identificadas en imágenes satelitales y confirmadas por trabajos de campo en las quebradas Jicamarca y Media Luna (San Juan de Lurigancho).

RESULTADOS DE LA INVESTIGACIÓN

Los trabajos realizados permitieron establecer el origen y características de los procesos y elaborar mapas de susceptibilidad a los movimientos en masa.

Origen y características de los procesos evaluados:

Los peligros geológicos que tienen mayor incidencia están relacionados con procesos fluviales y gravitatorios. Su naturaleza y características están condicionadas por la actividad tectónica asociada al levantamiento de la Cordillera de la Costa. La localización geográfica de Lima Metropolitana y El Callao, en frente de la zona de subducción de la Placa Nazca debajo de la Placa Sudamericana, incrementa la probabilidad de que ocurran terremotos con magnitud mayor a ocho en la escala Richter. Estos, en la mayoría de los casos son factores detonantes de los procesos en remoción en masa.

Las unidades litológicas de Lima Metropolitana y El Callao (rocas de origen ígneo y sedimentario de edades comprendidas entre más de 160 millones hasta el presente) se han integrado con datos geotécnicos e hidrometeorológicos y otros recogidos en el trabajo de campo. De acuerdo a esa información, la mayoría de peligros geológicos están asociados principalmente a la presencia de materiales inconsolidados de edades recientes (pleistocenas u holocenas) y a las rocas intrusivas del Batolito de la Costa del Paleógeno. Por ejemplo los materiales que constituyen las dunas eólicas de Villa El Salvador, dada su elevada inconsistencia. En el caso de las rocas intrusivas, su alto índice de fracturación y el tipo de meteorización que experimentan las hace propensas a generar caídas de rocas o derrumbes. El manto de alteración está constituido por partículas esféricas inscritas en una matriz arenosa, formando un depósito inestable y susceptible de caer por simple gravedad o deslizarse como consecuencia de la intervención de otros procesos precursores, como los movimientos sísmicos.

En los eventos recientes como caídas de rocas, diferenciados en algunos sectores como: los AAHH de Comas, Independencia, San Juan de Lurigancho, San Juan de Miraflores, Villa María del Triunfo y El Rímac, entre otros pueden haber sido detonados por causas antrópicas, que incrementan la vulnerabilidad, como son obras de construcción o mejora de carreteras, cortes de talud para viviendas, que no tienen en cuenta la estabilidad de los afloramientos rocosos, la pendiente de equilibrio de las vertientes. También se amplifica la vulnerabilidad cuando se elige inadecuadamente terrenos para desarrollos urbanísticos. Uno de los casos más notorios es La Rinconada, en Villa María del Triunfo, donde alrededor de 1900 personas viven en zonas susceptibles a las caídas de rocas. Otro caso emblemático sucede en Morales Duárez (El Callao), aquí las viviendas están construidas encima de los escarpes en las terrazas fluviales que genera el zapamiento del río Rímac y están a punto de colapsar (foto 1).

De otro lado, eventos excepcionales como los flujos de detritos y de lodo habrían sido detonados por lluvias excepcionales como las originadas por el Fenómeno El Niño. Estos procesos han afectado algunas quebradas, actualmente sin actividad, como Huaycoloro y Media Luna (San Juan de Lurigancho); Huaycán, Cantuta, Quirio y Pedregal (Chosica) Collique y Progreso (Comas), entre otras.



Foto 1 Viviendas amenazadas por el colapsos causados por las acciones de zapa o erosión lateral del Rímac en el tramo del río próximo al Puente del Ejército (Villacorta et al, 2013)

Mapa de susceptibilidad a los movimientos en masa

La evaluación de la susceptibilidad se basa en un modelo heurístico multivariado de superposición de capas (Carrara et al., 1995; Laín et al., 2005). Implica el análisis cruzado de mapas y operaciones de geoprocésamiento en formato ráster. El análisis SIG se realizó en la versión ArcGis 10.0, incorporando las variables mostradas en la tabla 1. Se ponderó cada unidad diferenciada en las diferentes coberturas en base a su relación con la ocurrencia de movimientos en masa con una opinión experta. El resultado es un mapa (Figura 2) que muestra cinco niveles de susceptibilidad: muy baja, baja, media, alta y muy alta. En síntesis, el mapa indica que al este de Lima Metropolitana y El Callao, principalmente en las laderas de los cerros del Batolito de la Costa, existe mayor probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa. El mapa permite priorizar y definir donde se deben realizar investigaciones en escalas mayores y proporciona instrumentos de análisis a las instituciones encargadas de la ordenación del territorio, la planificación urbanística y la gestión de los riesgos que afectan a la población y sus actividades económicas.

Como resultado de los trabajos emprendidos hasta la fecha se ha desarrollado el primer modelo de susceptibilidad por movimientos en masa para la región con el empleo del software ArcGis 10.0. El modelo es un potente instrumento de análisis. Tatar et al, (2012) adicionalmente analizó estadísticamente los datos del inventario para relacionarlos con la altitud y la pendiente de la región de Lima Metropolitana y El Callao. Sus resultados muestran que los flujos de detritos y de lodo ocurren a mayor altitud que las caídas de rocas.

PARÁMETRO	FUENTE	ESCALA	RESOLUCIÓN	CLASES (**)
Pendiente (a partir de base topográfica)	IGN	1:25000	25X25m	5
Litología	INGEMMET	1:50000	Vector	14
Cartografía de deslizamientos (*)	INGEMMET (2008-2012)	1:25000	Vector	4
Uso de suelo y cobertura vegetal	INRENA (1995)	1:50000	Vector	5
Hidrogeología (lito permeabilidad)	INGEMMET	1:50000	Vector	6

Tabla 1. Criterios espaciales utilizados en el modelo de susceptibilidad por movimientos en masa para Lima metropolitana y EL Callao.

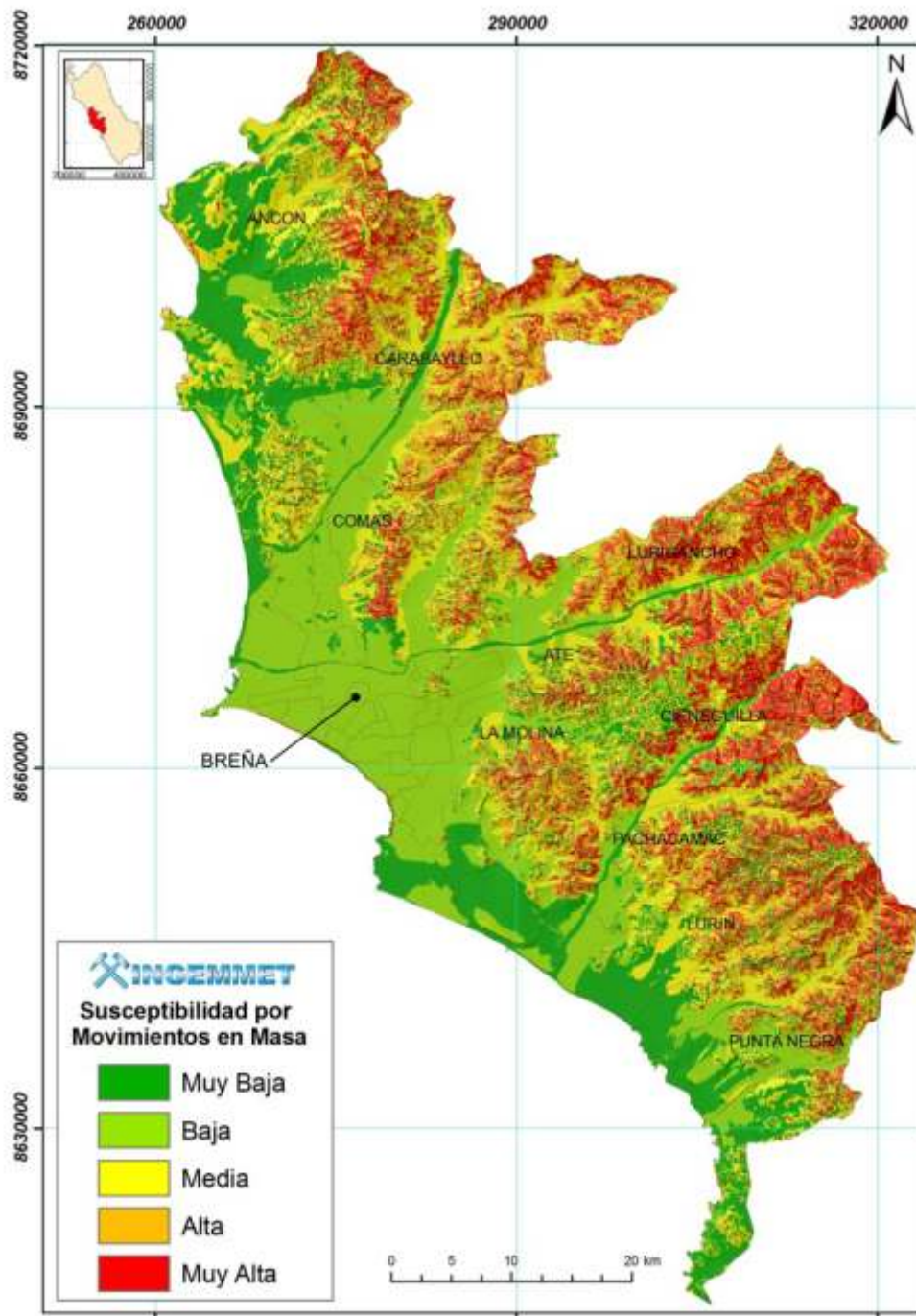


Figura 2. Mapa de susceptibilidad a los movimientos en masa en Lima Metropolitana y El Callao (Villacorta et al., 2013). En color rojo: las zonas de arranque más susceptibles por movimientos en masa. En color amarillo: sectores sensibles a los depósitos de los huaycos detonados por lluvias excepcionales (ENSO).

Zonas críticas por movimientos en masa

Los mapas que genera el modelo se han contrastado con otros mapas de la distribución de viviendas e infraestructuras, identificando las áreas vulnerables a los procesos descritos (102 zonas críticas con susceptibilidades alta y muy alta). Dichos sectores tienen el potencial de generar desastres y se necesita realizar estudios de peligrosidad a escalas locales para cada una de ellos. El desarrollar investigaciones de detalle permitiría diseñar y ejecutar obras de prevención y/o mitigación; o mejorar las medidas anteriormente adoptadas por Fidel et al. (2006). De no poderse realizar las obras de prevención y/o mitigación para prevenir, las consecuencias de posibles desastres es necesario considerar la reubicación de las viviendas. Además sería necesario monitorear los movimientos en masa activos, principalmente en las zonas más vulnerables como las áreas de las quebradas La Cantuta y Quirio (Chosica), La Rinconada (VMT), la Costa Verde, la quebrada Huaycoloro (SJL), donde apenas se han realizado ese tipo de estudios. Actualmente, en el marco de las nuevas investigaciones de INGEMMET está elaborándose modelos de peligrosidad por flujos en La Cantuta y Huaycoloro en el software FLO2D.

Es importante destacar que la población ha invadido gran parte de las laderas de los cerros (36 % de la población de Lima Metropolitana viviría en laderas según MCLCP, 2007) existiendo una gran vulnerabilidad: el material empleado para la construcción de viviendas en esos lugares (en muchos casos madera y esteras y en menor cantidad quincha y adobe). Por ese motivo las construcciones son débiles y es probable que se derrumben ante precipitaciones diarias de 10-15 mm, como algunos de los episodios con lluvia excepcional causados por el fenómeno ENSO (Capel, 1999); esos valores de precipitación son relativamente bajos. En otras zonas de la Tierra donde el clima es más húmedo, precipitaciones diez veces más cuantiosas son retenidas por la vegetación y los suelos. Sin embargo Lima Metropolitana y El Callao se encuentran en un dominio geomorfológico hiperárido, cuya principal característica es la escasez de precipitaciones y por lo tanto también la total ausencia de vegetación en las vertientes. Bajo esas condiciones, precipitaciones moderadas pueden generar elevados caudales en la escorrentía, que fluye por las laderas sin encauzarse alimentando un flujo turbulento con alta capacidad de erosión y transporte (los huaycos). De este modo, la litología, el clima (en escalas de decenas de años) y la meteorología (precipitación en un solo día) pueden desencadenar desastres que a pesar de tener un periodo de recurrencia tan largo quedan registrados en las hemerotecas por los daños que pueden causar.

Algunos ejemplos notables de huaycos sucedieron en Chosica durante los años 1982, 1983, 1998 y 2012, provocando pérdidas humanas y materiales. En todas las quebradas que cruzan Chosica y Ricardo Palma se encuentran viviendas, que fueron construidas sin que la población sepa que se encuentran en una zona de alta peligrosidad.

ALCANCE, RELEVANCIA Y APORTES

La investigación ha generado mapas de peligros y de susceptibilidad a los movimientos en masa de Lima Metropolitana y El Callao. No se ha evaluado el riesgo que los procesos analizados implican para la población y sus actividades económicas, porque se ha considerado que es una tarea multidisciplinaria que compete a otras instituciones. Sin embargo la metodología de identificación de zonas críticas es una contribución que podrá servir para el análisis de riesgos a escala regional. Los mapas y el inventario proporcionan información fiable para los modelos de susceptibilidad a los movimientos en masa, con diversas ventajas. El método es sencillo de aplicar, el procesamiento de datos espaciales requiere un tiempo relativamente breve y es útil para una eficiente toma de decisiones. Además, la estandarización de las bases de datos para realizar el análisis geoespacial ha permitido optimizar los resultados de los modelos de susceptibilidad a los movimientos en masa. No obstante el método también tiene una desventaja: requiere datos más precisos para trabajar en escalas de detalle. En estos casos es recomendable realizar estudios específicos de las zonas críticas, incluyendo análisis de frecuencias, especialmente los periodos de retorno de los peligros geológicos detonados por lluvias intensas y fuertes sismos. Para rentabilizar la investigación es preciso aumentar el detalle de la escala de análisis, aunque sea menor la escala de la presentación final de los resultados.

El perfil de los encargados de aplicar la metodología debe incluir amplio criterio geológico, experiencia en cartografía y estadística y suficiente dominio de software SIG.

Los resultados de este tipo de estudios deben ser útiles para el ordenamiento territorial. En este sentido es importante señalar que la evaluación de los peligros geológicos no solo incluye analizar la peligrosidad sino también las causas de la vulnerabilidad de la población. Alcanzar ese objetivo necesita un esfuerzo interdisciplinario, la implicación de diferentes actores y el apoyo de especialistas nacionales e internacionales. Se espera que los resultados obtenidos incentiven el trabajo coordinado de las instituciones encargadas de la prevención de desastres en Lima Metropolitana y El Callao.

CONCLUSIONES

Hasta el presente se han inventariado 848 peligros geológicos e hidrometeorológicos.

Se han identificado 102 zonas críticas, con alta susceptibilidad a tales procesos.

En la mayoría de los asentamientos humanos de Lima Metropolitana y El Callao, el factor de riesgo principal es el tipo de material empleado para construir viviendas, que podrían derrumbarse cuando sucedan precipitaciones excepcionales (p.e. durante el evento ENSO).

Es necesario realizar obras de prevención y/o remediación o reubicar viviendas en sectores inestables de: la margen izquierda del río Rímac a la altura del puente del Ejército, Carabayllo (Torre Blanca, Punchauca, Progreso, Nueva Unión, Los Angeles de Carabayllo, quebrada progreso) Comas (Collique 8va zona, La Merced, 2 de Mayo, Cerro Sinaí, Integral 2000, Cristo Rey); Independencia (Ermitaño, Paraiso, Vista Alegre); San Juan de Lurigancho (Zarate, Masngomarca, Caja de agua, Canto Chico, quebradas Medial Luna, Jicamacarca); San Juan de Miraflores (El Mirador, Villa Los Angeles, Nueva Rinconada), Villa María del Triunfo (Alberto Fujimori, cerro Conchita, El Arbolito, Rinconada, Manchay Bajo); Chosica (quebradas Huaycoloro, Vizcachera, Tensometro, La Cantuta, La Ronda,

California, Santa María, Libertad y Pedregal); Villa El Salvador (Lomo de Corvina), entre otros.

Para realizar una buena planificación urbana, hay que tener en cuenta los mapas de susceptibilidad a movimientos en masa.

Es necesario establecer un sistema de alerta temprana las zonas que indicaron valores de susceptibilidad de alta a muy alta e investigar a mayor detalle las zonas críticas, para poder elegir la mejor solución posible, después de efectuarse un estudio de factibilidad, lo que está fuera del alcance de ese trabajo.

Referencias:

- Allende, T. (1998) - *Evaluación de los peligros naturales y zonificación geodinámica para la prevención de desastres naturales en el valle del río Lurín, provincias Lima-Huarochirí, departamento de Lima. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.*
- D'Ercole, R., Metzger, P., Robert, J., Hardy, S., Gluski-Chraibi, P., Vernier, P., Sierra, A., Perfettini, H., Guillier, B. (2011) - *Recursos de respuesta inmediata y de recuperación temprana ante la ocurrencia de un sismo y/o tsunami en Lima Metropolitana y Callao – Estudio SIRAD IRD / COOPI, Proyecto Preparación ante desastre sísmico y/o tsunami y recuperación temprana en Lima y Callao, INDECI, PNUD, ECHO, Lima, Perú, 178 p.*
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P. (1995) - *GIS technology in mapping landslide hazard. En: Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds). Netherlands, Pág. 135-175.*
- Capel, J. (1999) - *Lima, un clima de desierto litoral. Anales de geografía de la Universidad Complutense. Madrid. 19 pag. 25-45.*
- Dávila, S. & Valenzuela, G. (1996) - *Estudio geodinámico de la cuenca del río Lurín. INGEMMET, 92 p.*
- Fidel, I.; Zavala, b.; Núñez, s. y Valenzuela, g. (2006) - *Estudio de Riesgos Geológicos del Perú – Franja N° 4. INGEMMET, Serie C: Geología e Ingeniería Geológica, Boletín N° 31, 386 p.*
- IMP: Instituto Metropolitano de Planificación (2008) - *Atlas Ambiental de Lima Metropolitana, Lima, Perú. 157 p.*
- INGEMMET (2003) – *Estudio de Riesgos Geológicos del Perú. Franja N° 3. Boletín No 28, Serie “C”: Geodinámica e Ingeniería Geológica. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, 373 p.*
- INGEMMET (1988). *Estudio Geodinámico de la cuenca del Río Rímac. Boletín, Serie “C”: Geodinámica e Ingeniería Geológica; 08B, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, 262 p.*
- IPU. *Réduction des risques de catastrophes: Un instrument pour la réalisation des objectifs du Millénaire pour le développement. Trousse à outils de plaidoyer pour les parlementaires. Publicado por IPU con l'UNISDR. Geneva, Suiza, septiembre 2010.*
- INRENA (1995). *Guía Explicativa del Mapa Forestal. Lima*
- Lain, L., Llorente, M., Díez, A., Rubio, J., Maldonado, A., Galera, J. y Arribas, J. (2005) - *Mapas de peligrosidad geológica en el Término Municipal de Albuñol. Documento Técnico IGME. Granada, España .162 pp.*
- Núñez, S. y Vasquez, J. (2009) - *Zonas Críticas por Peligro Geológico en el Área de Lima Metropolitana (en línea). Primer Reporte. Informe Técnico. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico, 38 p.*
- Mesa de Concertación para la Lucha contra la Pobreza (MCLCP), (2007) - *Lima Metropolitana. Balance de la lucha contra la Pobreza: el rol de la Mesa de Concertación. 40 pp. Lima.*
- Tatard, L., Villacorta, S., Metzger, P., Berthelie, P. (2012) - *Análisis de la susceptibilidad por movimientos en masa en Lima Metropolitana: un desafío metodológico. Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, PE, 23-26 setiembre 2012, Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú 2012, 6 p.*
- Pérez, A. (1979) - *Estudio geodinámico-geotécnico de la cuenca del río Chillón, INGEMMET, 98 p.*
- Villacorta, S.; Núñez, S.; Úbeda, J., Tatard, L., Pari, W.; Fidel, I. (2013) - *Geología, Geomorfología, Peligros Geológicos y Características Ingeniero Geológicas del Área de Lima Metropolitana y la región Callao. Boletín Serie C. INGEMMET. En revisión.*
- Villacorta, S., Úbeda, J., Tatard, L. (2012) - *Lima en crisis: Estudios sobre el cambio climático y sismicidad. Revista Institucional del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), 19: 29-32.*

PELIGROS Y RIESGOS ASOCIADOS A FLUJOS HIPERCONCENTRADOS Y DEBRIS FLOW

Robert Palomera Roman
C Rambla Catalunya, 123, 1º 1ª; 08008 Barcelona
Email: rpalomera@hqasl.com

INTRODUCCIÓN

El presente artículo define los principios básicos de la ponencia sobre peligrosidad y riesgos de flujos hiperconcentrados y debris flow, presentada en el Foro Internacional sobre Peligros Geológicos durante el mes de octubre de 2013 en la ciudad de Arequipa (Perú).

Definición de Debris Flow y Flujo Hiperconcentrado

Los flujos detríticos, término general propuesto por (Bateman et al., 2007) para definir todo tipo de flujos con mezcla de agua y material sólido, se pueden clasificar en función de su comportamiento reológico y de la proporción de fases sólida y líquida presentes en la mezcla constitutiva.

- Las corrientes de derrubios o debris flow son flujos detríticos de muy rápidos a extremadamente rápidos (velocidades > 5 m/s) con origen en cuencas de alta montaña, de pendientes elevadas (de 20-45 grados) y con abundantes formaciones superficiales cuyo estado de meteorización favorece su movilización. La mezcla contiene una fase sólida superior al 60% en volumen. Su comportamiento reológico es claramente no-Newtoniano y está controlado por la fase sólida.
- Los flujos hiperconcentrados son flujos detríticos con una mezcla en la que la parte sólida constituye del 5 al 60% del volumen total, con propiedades físicas intermedias entre una corriente de derrubios y un flujo hídrico fluvial. Estos flujos transportan grandes cantidades de sedimento en suspensión o arrastre de fondo según el tamaño del material, la velocidad del flujo y su grado de turbulencia. Su comportamiento reológico es cercano al de los fluidos Newtonianos y está controlado por la fase líquida.

Las causas que pueden generar este tipo de flujos detríticos son muy variadas: persistencia de lluvias en un largo

periodo de tiempo, episodios tormentosos de corta duración y extremada intensidad, fenómenos de tipo sísmico o volcánico que desestabilicen ciertas formaciones superficiales, erosión fluvial que produzca socavación y movilización de laderas, vibraciones por acción de maquinaria pesada o tráfico, aumento de la presión intersticial de agua por influencia de acuíferos, o bien una combinación de las causas anteriores sucedidas secuencial o simultáneamente.

En muchas zonas montañosas de todo el mundo y concretamente en Perú estos flujos se han producido de forma frecuente y han provocado pérdidas de vidas humanas y daños materiales cuantiosos.

PRESENTACIÓN DE DATOS HISTÓRICOS

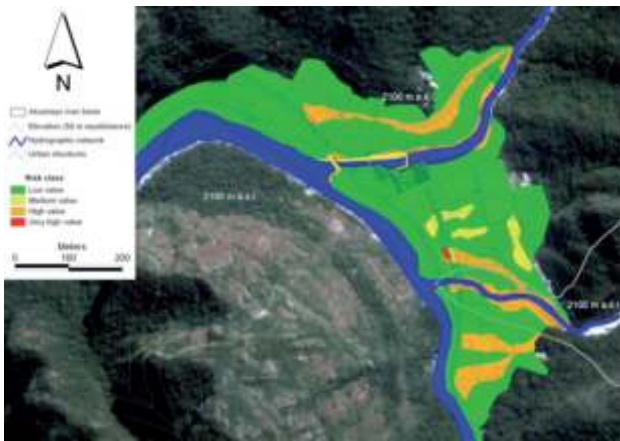
Los datos disponibles sobre flujos hiperconcentrados y debris flow sucedidos en el mundo dan cuenta de su gran amplitud territorial y de su elevada frecuencia de aparición.

Flujos Hiperconcentrados y Debris Flow en el Mundo¹

- EEUU, Thistle (Utah) en 1983. Flujo hiperconcentrado que destruyó las principales carreteras y vías ferroviarias de esta región y provocó un represamiento natural del río Spanish Fork que inundó la ciudad de Thistle. No causó daños personales, pero produjo las mayores pérdidas materiales por este fenómeno en su país.



(1) Información gráfica extraída de (USGS, 2012) en todos los casos (véase el apartado de Referencias).



- YUNGAY (Ancash) en 1970. Un terremoto de 7.7 grados en la escala de Richter precedido por un período húmedo extraordinario produjo una avalancha de tierras en las montañas cercanas al Huascarán que recorrió el valle a velocidades cercanas a 270 km/h. Este flujo rápido produjo 25,000 muertos y la ciudad quedó sepultada bajo más de 30 metros de fango y material arrastrado.



- CARHUACOCHA (Ancash) en 2009. Elevadas precipitaciones entre enero y marzo del 2009 de más de 270mm de lluvia y laderas con fuerte pendiente desencadenaron sucesivos movimientos de tierras y debris flow en el entorno del valle homónimo que movilizaron directamente un total estimado de 140,000 m³.

FÍSICA DEL MOVIMIENTO DE FLUJOS HIPERCONCENTRADOS

El comportamiento de los flujos detríticos se ha abordado habitualmente en base a dos principios físicos fundamentales: la conservación de la masa y la conservación de la cantidad de movimiento. La aplicación práctica de dichos principios al estudio del movimiento de un fluido queda materializada históricamente en las Ecuaciones de Saint-Venant (aplicables en flujos de aguas someras).

Los flujos detríticos se diferencian de los fluidos hídricos por concurrir las siguientes hipótesis:

- Alta pendiente, hipótesis que modifica el término gravitatorio e incorpora la fuerza centrípeta en el cálculo de la presión sobre el terreno y la presión interna del fluido
- Reología del material, hipótesis que supone un determinado comportamiento del material distinto al de los fluidos newtonianos que modifica el cálculo de la presión de la mezcla. Este parámetro se obtiene por criterio experto o bien mediante ensayos experimentales en laboratorio e influye fuertemente sobre los resultados del movimiento.
- Fenómeno granular y presión de poro, hipótesis según la cual la existencia de una presión de poro en material de tipo granular modifica la presión efectiva sobre el terreno disminuyéndola y facilitando su movilización.

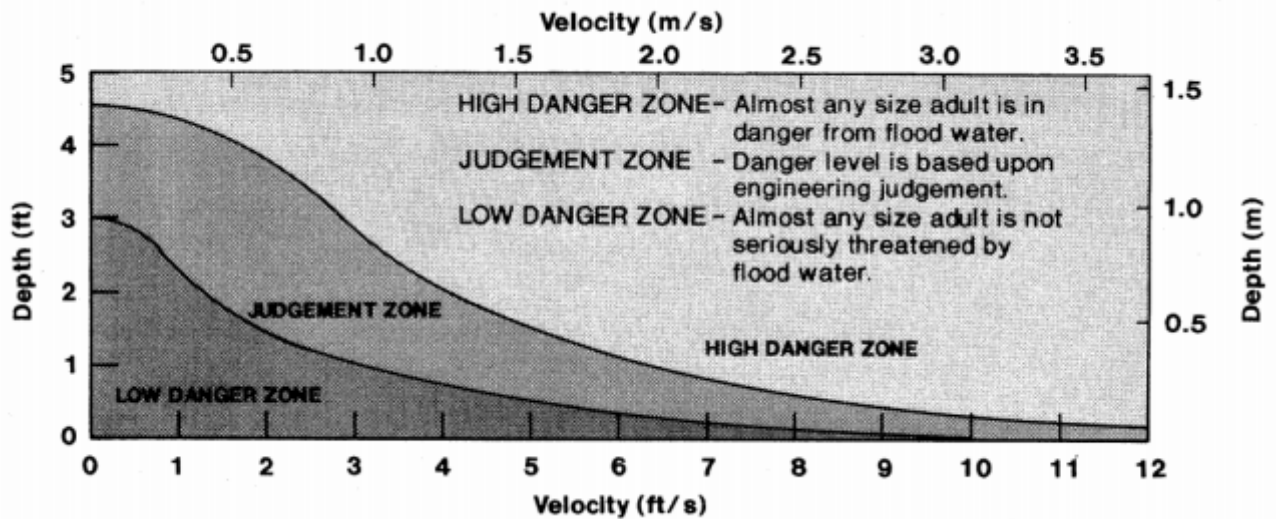
Estas hipótesis generan modificaciones substanciales en las Ecuaciones de Saint-Venant, adaptándolas a la realidad de los flujos detríticos.

CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD Y RIESGO PARA FLUJOS HIPERCONCENTRADOS

Cálculo de la Peligrosidad

El cálculo del grado de peligrosidad de un posible fenómeno de flujo detrítico tiene en cuenta dos factores fundamentales:

- Intensidad del flujo, potencial destructivo del flujo función de la velocidad y del calado (o profundidad) desarrollados a lo largo de su movimiento. La combinación de ambas variables define tres zonas de peligrosidad (alta, media y baja) clasificadas por el US Bureau of Reclamation mediante la gráfica 1.
- Probabilidad de ocurrencia del flujo, medida en función del periodo de retorno, es decir, del tiempo necesario para que un fenómeno se presente de forma segura. Se definen tres grados de probabilidad, T=500 años (probabilidad baja), T=100 años (probabilidad media) y T=10 años (probabilidad alta).



Gráfica 1: Fuente (USBR, 1988)

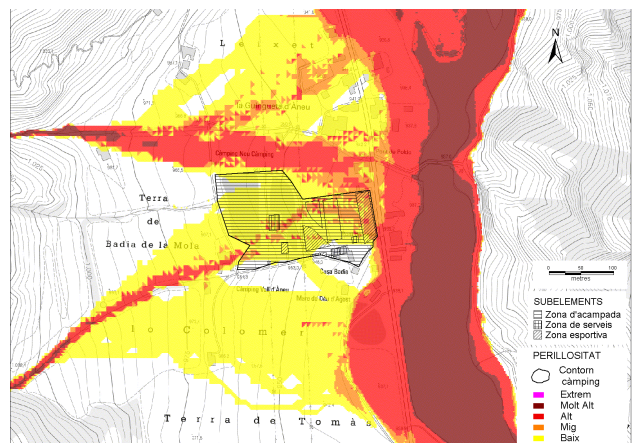
La combinación de ambos factores permite definir los grados de peligrosidad potencial asociada a un fenómeno de flujo. Generalmente se definen cuatro grados de peligrosidad: alta, moderada, baja o muy baja. La matriz de doble entrada siguiente muestra la metodología a aplicar para la clasificación.

Intensidad	Probabilidad de ocurrencia				
	Alta	Media	Baja		
	$T = 10$ años	$T = 100$ años	$T = 500$ años		
Alta	$h > 1\text{ m}$	$v \cdot h > 1\text{ m}^2/\text{s}$	ALTA	ALTA	MODERADA
Media	$0.2 < h < 1\text{ m}$	$0.1 < v \cdot h < 1\text{ m}^2/\text{s}$	MODERADA	MODERADA	BAJA
Baja	$H < 0.2\text{ m}$	$v \cdot h < 0.2\text{ m}^2/\text{s}$	BAJA	BAJA	MUY BAJA

A partir de esta clasificación y metodología de cálculo, se generará mediante soporte SIG el mapa temático cuya peligrosidad quede representada por una gradación de colores según el valor resultante en cada celda de cálculo.

CÁLCULO DEL RIESGO

Para obtener el riesgo de un área ante una potencial afectación por un fenómeno de flujo detrítico es necesario combinar un mapa de peligrosidad con un mapa de ocupación del terreno. El resultado del cruce de ambas coberturas definirá qué zonas vulnerables (generalmente ocupadas por población o infraestructuras) se encuentran dentro de áreas de peligrosidad potencial. El manejo de toda esta información con el apoyo de una herramienta SIG es imprescindible para obtener mapas de riesgo ante eventos de flujo catastróficos.



Fuente: Agencia Catalana del Agua, 2012

Los mapas de riesgo son insumos necesarios en la gestión y/o prevención de un peligro potencial que puede afectar a personas, bienes o zonas de interés natural y constituyen el instrumento básico para la planificación territorial, el diseño de infraestructuras y la defensa civil.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El cálculo de la peligrosidad de un flujo detrítico debe tener en cuenta la intensidad del fenómeno físico juntamente con su frecuencia de ocurrencia. Para la definición de la naturaleza y alcance de los flujos detríticos es necesario estimar su comportamiento reológico (su deformación ante esfuerzos) mediante técnicas experimentales o mediante el criterio experto, incorporando subjetividad sobre los resultados.

El riesgo se obtiene del cruce de coberturas de peligrosidad y ocupación del terreno y debe ser tratado necesariamente con herramientas SIG para poder obtener resultados territorializados aptos para la planificación y toma de decisiones.

CONCLUSIONES

Los flujos detríticos, bien sean corrientes de derrubios (debris flow) o flujos hiperconcentrados, generan abundantes situaciones de peligro, con graves consecuencias de pérdidas de vidas humanas, pérdidas económicas y daños ambientales en amplias zonas de todo el mundo.

El estudio de estos fenómenos y su propagación en el espacio y el tiempo debe desarrollarse mediante la aplicación de modelos adaptados a las condiciones particulares de los flujos detríticos. Se requiere como mínimo: información topográfica de detalle, datos sobre la reología del material e información complementaria sobre las condiciones del entorno (presión de agua, fuerzas sísmicas, entre otras).

Para el cálculo del riesgo asociado a un flujo detrítico es necesario calcular en primer lugar su peligrosidad, función de la intensidad del fenómeno y la probabilidad de ocurrencia, y a continuación generar cartografías de peligrosidad añadiendo información sobre población asentada y bienes potencialmente afectables.

Referencias:

USBR (United States Bureau of Reclamation), 1988. Downstream hazard classification guidelines. Acer Technical Memorandum nº 11.

Bateman, A., Medina, V., Hürliman, M., Velasco, D., 2007. Modelo bidimensional para simulación de flujos detríticos: FLATModel. Aplicación a una cuenca del Pirineo Catalán, Ingeniería hidráulica en México, vol. XXII, núm. 4, pp. 5-20.

Vivas, M. I. 2010. Aplicación del modelo Flo-2d para evaluar medidas de mitigación ante la ocurrencia de huaicos. FLO-2D Software, Inc. Diapositivas de presentación.

Engel, Z. Česák, J. Ríos-Escobar, V. 2011. Rainfall-related debris flows in Carhuacocha Valley, Cordillera Huayhuash, Peru. Revista Landslides nº 8, pp. 269-278.

Puglisi, C., Falconi, L., Screpanti, A., Verrubbi, V., Martini, G., Paolini, S. 2012. The Geomorphological Hazard of Machu Picchu Citadel and Aguas Calientes Village. EAI Speciale II-2012 Knowledge, Diagnostics and Preservation of Cultural Heritage.

USGS (U.S. Geological Survey), U.S. Department of the Interior 2012. Página de internet con dirección URL: http://landslides.usgs.gov/learning/photos/largest_worldwide_landslides.

PERU.COM SA, 2012 Página de internet con URL: <http://hoynosotrosopinamos.blogspot.com>.

LOS FACTORES QUE CONTROLAN LA INESTABILIDAD VOLCÁNICA Y EL DESARROLLO DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS VOLCÁNICAS

Benjamin van Wyk de Vries

Laboratorio Magmas y Volcanes, Université Blaise Pascal, IRD y CNRS, Clermont-Ferrand, Francia

E-mail: B.vanwyk@opgc.univ-bpclermont.fr

INTRODUCCIÓN

Los volcanes se diferencian de otras montañas en que se construyen a sí mismas, y no están únicamente formadas por la erosión de la superficie terrestre. Esto significa que tienen estados de estabilidad muy particulares que pueden conducir a frecuentes y muy grandes movimientos en masa. Además, incluso cuando las rocas volcánicas se incorporan en un macizo montañoso, después de que el edificio original ha desaparecido como una unidad separada, la reología peculiar de las rocas volcánicas puede generar problemas adicionales en la estabilidad de una región montañosa. Por esta razón, el estudio de los movimientos en masas volcánicas, es un aspecto importante de los riesgos geológicos y deslizamientos en general, incluso para las rocas volcánicas de millones de años de antigüedad. Además, como las rocas volcánicas son a menudo las que contienen los yacimientos minerales, el estudio de la inestabilidad volcánica y deslizamientos de estos es de interés para la comunidad minera.

Los deslizamientos volcánicos varían de pequeños derrumbes de una ladera a los grandes deslizamientos que involucran un gran sector del edificio volcánico. Los deslizamientos volcánicos tienen una estructura general común, con una zona proximal de grandes bloques fallados, una zona media de montículos denominados “hummocks”, y una zona de compresión distal. Una o más de estas zonas pueden estar ausentes.

La roca dentro de un deslizamiento volcánico está generalmente muy fragmentada y fracturada, y se separa generalmente en facies de bloques destrozados (con una textura típica en rompecabeza “jig-saw”), una facie de matriz (una brecha angular gruesa a fina derivada de los bloques) y una facie mixta, que pueden contener sustrato y clastos accidentales, así como una mezcla de fragmentos volcánicos de variados orígenes. Un gran parte del material está pre-fragmentado en el edificio o compuesto de partículas pequeñas (tefra, brechas piroclásticas, brechas de intrusión, roca alterada y meteorizada, sedimentos y avalanchas antiguos).

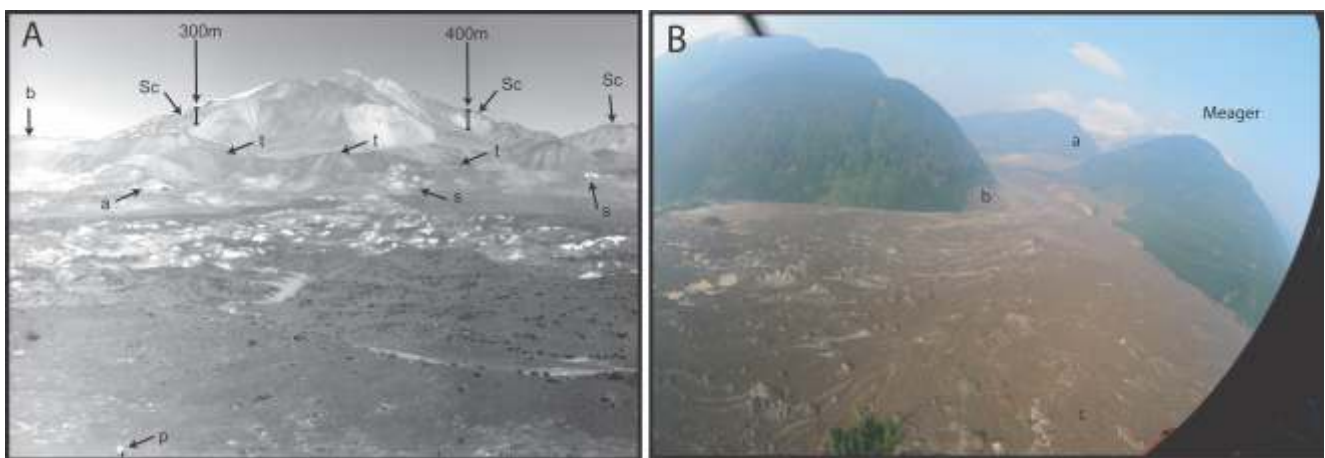


Figura 1: Dos ejemplos de Movimientos de masa volcánicas. A. La avalancha de escombros de Socompa, Chile: Los números 300 y 400 m son las alturas del cicatriz, Sc = Cicatriz (scar) que tiene 12 km de ancho. Entre 'a' y 'b' = zona de plegamiento del 'spreading' ante-avalancha. 's' = material blanco del sustrato incorporado en el deslizamiento inicial, y exhumado en los grabenes. 'p' persona por escala. B. La avalancha de escombros de Mt Meager de 2009 (Foto de DB STEERS). El volcán tiene 2700 m y el valle del río Lillooet 400 m. 'a' = El Capricorn Creek, y 'b' el Meager Creek. 'c' = la llanura del río Lillooet.

PRESENTACIÓN DE DATOS

La Construcción de un Edificio y las Rocas Inestables

Los volcanes se construyen sin tener en cuenta su estabilidad eventual. Los productos eruptivos se van empilando continuamente en relación a su estabilidad sedimentaria. Por lo tanto, los flujos de lava se detienen por su enfriamiento, las escorias y bombas descansan en su ángulo de reposo, y los flujos piroclásticos y movimientos en masa se detienen cuando se les acaba la energía cinética. Todos los productos volcánicos pueden ser erosionados rápidamente después de su depositación, lo que indica una falta inherente de resistencia. Cuando se observa la erosión precoz de los productos volcánicos, es muy a menudo procede por el socabamiento " y los colapsos, lo que indica que una pendiente inestable es el estado normal en terrenos volcánicos. Incluso un flujo de lava, que produce roca volcánica más sólida y resistente, y que puede formar altos acantilados, es atravesada por fracturas de enfriamiento, que permiten vuelcos ('toppling') y crea una roca que no tiene resistencia a la tensión.

Una vez que un volcán se construye, está sujeto a modificaciones internas y externas. Internamente, el magma se acumula en los diques, criptodomas, conductos y sills. Estas intrusiones se deforman y provocan fracturamiento del edificio, creando brechas. Estas brechas proporcionan calor y fluidos que alteran la roca volcánica primaria. Externamente se añade agua a través de la lluvia, la nieve y el hielo fundido de los glaciares, la cual interactúa con el calor y con los gases volcánicos para crear un sistema hidrotermal, que altera la roca todavía más y crea altas presiones de fluido. La erosión de la superficie del edificio crea quebradas y depósitos epiclásticos. Los productos volcánicos secundarios se canalizan en el sistema de drenaje. Por lo tanto, los procesos de superficie modifican la forma en que un volcán está construido, y añaden material sedimentario suelto en el edificio.

El resultado de toda la actividad anterior es la creación de una montaña con muchas zonas diferentes de roca con poca resistencia, y pocas zonas resistentes. Por lo tanto, los volcanes tienen una fuerte tendencia a deformarse y fallar estructuralmente, creando movimientos en masa.

La cinemática y la dinámica de un movimiento de masas volcánicas

Los movimientos en masa de origen volcánico se desarrollan cuando una o más zonas de un edificio volcánico alcanzan un estado crítico y comienzan a deformarse. En muchos casos, dicha deformación probablemente se inicia por una deformación lenta, y la deformación resultante podría relajar el esfuerzo acumulado, resultando en un edificio nuevamente estable.

Esto sucede especialmente con algunos volcanes en el estado de 'spreading', como El Maderas, en Nicaragua (Figura 1). En otros casos, la deformación conduce a una mayor inestabilidad. Esto puede ocurrir debido a causas geométricas simples, tales como el aumento de la pendiente de los flancos por deformación (que disminuye el factor de seguridad), o por causas mecánicas, tales como la pérdida de resistencia progresiva de la roca por fracturación (que reduce la resistencia a la carga). De otra manera, las condiciones pueden cambiar para aumentar la inestabilidad, como por aumento de la presión de fluido, debido a un ingreso de agua, o la intrusión de magma que puede empujar y presurizar el sistema hidrotermal. Otros factores pueden influir, tales como la alteración de la roca que puede reducir la resistencia a la carga, la erosión que puede aumentar las pendientes y las erupciones que pueden añadir carga adicional.

Al momento que el flanco de un volcán comienza a deformarse, un conjunto de estructuras se desarrollan, y producen la estructura inicial del deslizamiento. Las primeras etapas del colapso se caracterizan por rasgos que son generales a todos los deslizamientos "no volcánicos". Hay el desarrollo de una cabeza de escarpa de fallas normales arqueadas, que se transforman en fallas transcurrentes laterales y luego una zona de sobre-escurrimiento al frente de la masa en movimiento. Dentro de la masa a menudo hay una gran falla normal antitética al frente de la cabeza.

Cuando la masa se desliza hacia fuera, tres zonas principales se desarrollan: los bloques tipo "Toreva", la zona de graben central y la zona exterior del deslizamiento. La zona de graben se presenta fuertemente fracturada y se estira mientras que la zona de deslizamiento exterior se presenta cortada por fallas sub-radiales arqueadas, transcurrentes, fallas normales concéntricas y permanece una zona de empuje frontal. La masa continúa con un estiramiento en la zona superior de la Toreva, los bloques se segregan y deslizan en la abertura de la cicatriz de colapso. La zona de graben continúa un estiramiento por fallas normales y la zona frontal se separa en fallas para crear una área de montículos, donde cada montículo es un horst y las zonas intermedias son un graben. Una zona de compresión frontal puede desarrollarse como un 'buldozer' arrastrando el sustrato subyacente. Cuando se encuentra obstáculos topográficos, o llega a los terrenos planos esta zona se desarrolla más fácilmente.

La base del movimiento en masa se caracteriza por una fuerte cizalla simple, con cataclisis intensa, marcas de calor en puntos de fricción y la incorporación del sustrato. Esta zona forma un nivel de baja fricción sobre la que se desliza el resto de la masa.

Los montículos (Hummocks) tienen una estructura muy particular, y si se observa en secciones transversales

pueden mostrar fallas lítricas antitéticas normales que surgen en la zona de cizalla basal. Estas fallas son más frecuentes hacia el borde del montículo. Otros montículos se forman de capas más resistentes que se deforman por el estiramiento (“boudinage”). Estos montículos son generalmente más pequeños y pueden estar a lo largo o por encima de los grandes montículos de horst.

Las zonas de graben consisten en material altamente estirado, y muchas veces estas zonas incluyen sustrato incorporado que se exhuma debido del estiramiento. El

sustrato y las capas inferiores de un movimiento se saturan a menudo y la zona inter-hummock puede desarrollar un comportamiento saturado y fluir dentro de la avalancha. Esto produce un tipo bimodal de movimiento de masa que es en parte un deslizamiento de escombros no-saturado y en parte un flujo de detritos. En algunas áreas, se puede desarrollar características laháricas si la saturación en agua es suficientemente alta. En el depósito final, el agua puede concentrarse generando lahares y corrientes de agua rápidamente.

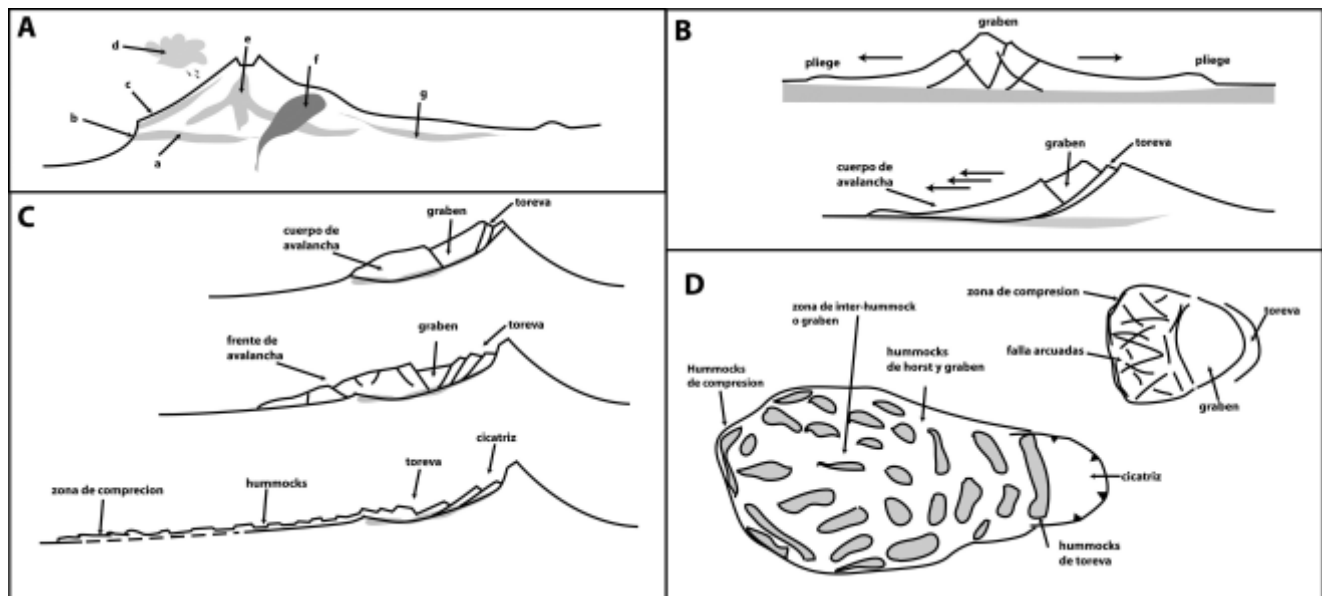


Figura 2: Esquemas de volcanes inestables y deslizamientos volcánicos. A. Un volcán con las zonas inestables y productos de poca resistencia a la deformación. a substratos arcillosos, salares, piroclastos y rocas alteradas, b erosión de los flancos, c estratos de piroclastos, suelos en el edificio, d Agua meteórica, e alteración hidrotermal (temperatura y altas presiones), f intrusiones magmáticas con deformación, g epiclastos, avalanchas de escombros de poca resistencia. B. La deformación volcánica: 1 El 'Spreading' donde el peso del volcán crea una zona de compresión anular al pie del edificio, y un graben central. 2 El caso de una deformación que sale en una dirección provocando un deslizamiento y avalancha de escombros. C. El desarrollo de una avalancha de escombros volcánicos generalizado. Con la etapa inicial de deslizamiento sobre un estrato de baja resistencia en el edificio; la etapa intermedia con desarrollo de un graben, bloques Toreva y un cuerpo de avalancha; etapa final con la formación de “hummocks” aislados, una zona frontal de compresión y los mega hummocks Toreva en el cicatriz. D. Mapa esquemático de un deslizamiento y avalancha de escombros volcánico con la etapa inicial y final.

CASOS DE ESTUDIO

Se presentan cinco casos de estudio para ilustrar las características de un movimiento en masa volcánico y de la inestabilidad de un edificio volcánico. Estos son Mombacho (Nicaragua); Mt Meager (Canadá); Mt Iriga (Filipinas); Ticsani (Perú); y Pichupichu (Perú).

El volcán Mombacho ha sufrido dos grandes deslizamientos (Figura 4). El deslizamiento del flanco norte, llamado “Las Isletas”, se extiende hacia el interior del Lago de Nicaragua y el del sur, denominado “El Cráter”, que paso por encima de una llanura. El deslizamiento “Las Isletas” fue generado por la desestabilización debajo del edificio del sustrato ignimbrítico de Las Sierras, y el depósito deslizado incluye abundante material del sustrato. El deslizamiento “El

Cráter” fue producido por la alteración hidrotermal del corazón del edificio y el depósito contiene una capa basal compuesta de material de alteración hidrotermal. Los dos colapsos muestran que diferentes zonas de material débil pueden causar diferentes tipos de colapso. Además, el colapso de “Las Isletas” puede haber creado un tsunami en el Lago de Nicaragua. El flanco NO de Mombacho está actualmente hinchado (deformado por hinchamiento) y podría producir un futuro deslizamiento.

El volcán Meager ha tenido un gran número de deslizamientos en los últimos diez mil años y es conocido como el macizo más inestable de Canadá. El volcán Meager (2700 msnm) se encuentra sobre un sustrato profundamente erosionado que alcanza 2000 m de elevación. El deslizamiento de agosto de 2009 generó una avalancha de

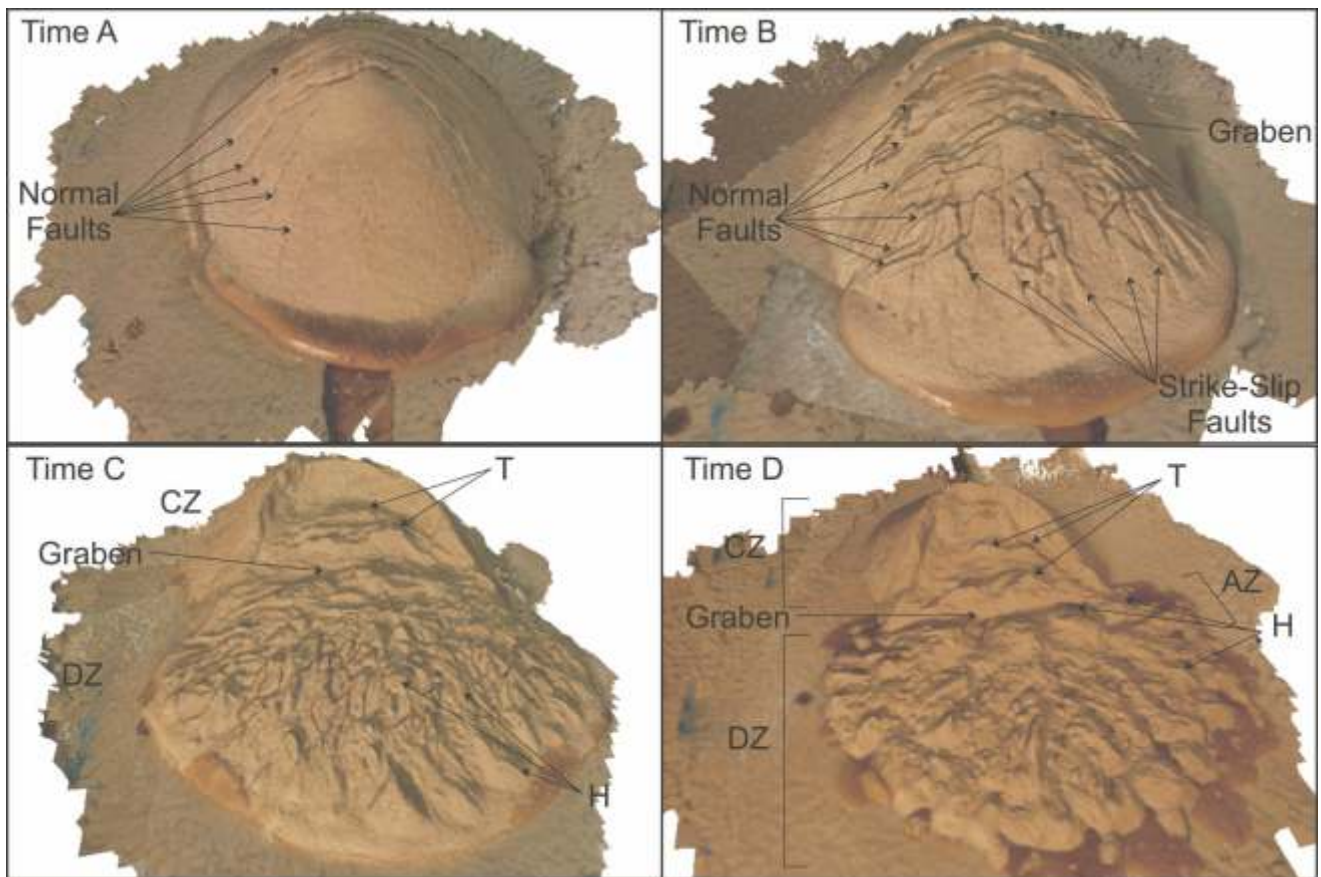


Figura 3. Ejemplo de un modelo analógico de un deslizamiento volcánico (en Paguican et al. 2012). Time A, El desarrollo del deslizamiento inicial; Time B, Formación del graben y las fallas transcurrentes, en la masa deslizada; Time C, Individualización de los bloques Toreva (T) y hay la producción de una zona de depósito (DZ) que es el cuerpo de la avalancha de escombros con hummocks (H); Time D, Generación de un depósito largo, ancho pero de poco espesor, con una topografía de hummocks.

5 x 109 m³, que se desplazó rápidamente por Capricorn Creek hasta alcanzar la confluencia de 90° con el Meager Creek. En el Meager subió 4 km aguas arriba y abajo por 5 km hacia el río Lillooet. El análisis de los depósitos muestra que había una parte de la masa con propiedades bastante líquida que fluyó rápidamente, para luego chocar contra el lado sur de la Meager Creek, causando una sobre-elevación de 200 m. Además había un núcleo más denso y sólido que se trasladó como una masa coherente. El depósito de “hummocks” restante, que se ve en la llanura de inundación del Lillooet, muestra montículos con el material inter-hummock que se pliega alrededor de cada lomada, mostrando una separación reológica entre las estructuras de horst (sólido) y los de graben (mas líquida).

El volcán Iriga se ha derrumbado dos veces. Las cicatrices de colapso están alineadas con la gran falla de Legaspi, que pasa por debajo del volcán, demostrando un fuerte control tectónico. Ambos depósitos de avalancha tienen una topografía espectacular de hummocks, en horst y graben. El colapso más reciente de Buhi ha bloqueado un río, creando el lago Buhi, esto demuestra cómo los movimientos en masa de origen volcánico pueden cambiar la topografía local y el drenaje de una zona. El depósito Iriga es demasiado grande para que la presa se pueda romper, en contraste con el Meager donde las presas en el río Lillooet y Meager se rompieron después de pocas horas. Canteras en

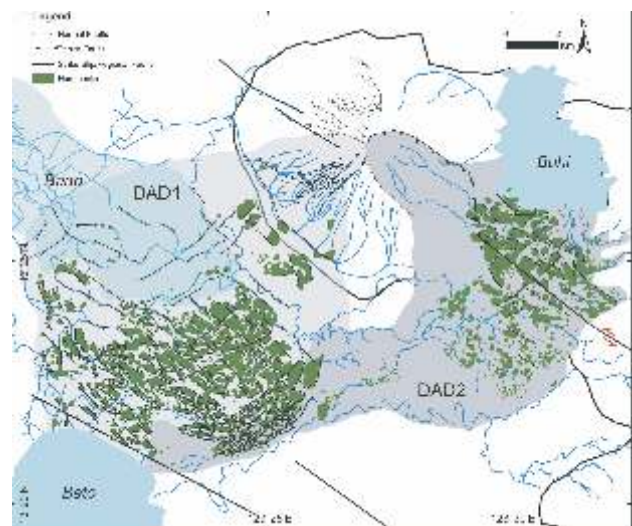


Figura 4. Ejemplo de un volcán con dos avalanchas de escombros, el Iriga, Filipinas (en Paguican et al. 2012). Se observa que el DAD2, el más joven, respo el lago de Buhi, mientras que el DAD1 entro en el Lago Bato. Una falla transcurrente mayor pasa por el centro del volcán, e influye en la orientación de los colapsos.

los Hummocks de Iriga proporcionan algunas secciones excelentes.

El volcán Ticsani en el sur de Perú tuvo un gran colapso en el Plioceno-Cuaternario. El depósito se compone en gran parte de depósitos de alteración hidrotermal que fueron canalizados por la topografía profunda hacia el río Tambo. Este colapso es un buen ejemplo de un gran colapso en ambiente Andino que puede haber sido provocado en parte por la erosión de la cuenca del río Tambo. El depósito muestra un interior masivo pero muy alterado y una parte superior que tiene más aspecto laminado y fluido que puede estar relacionado con la inclusión de agua de la superficie hacia el final del movimiento. Tal avalancha podría ser un ejemplo de cómo se podría comportar una avalancha de gran volumen de Meager y como sería una en el volcán Ubinas o Misti, donde hay fuerte erosión de los flancos y una alteración hidrotermal importante.

El volcán Pichu Pichu tiene al pie de su flanco sur un gran depósito de avalancha de escombros que se extiende hasta la cuenca de Arequipa. La avalancha no tiene una fuente clara, pero es suficientemente amplia como para tener su origen en una gran parte del eje del Pichu Pichu. Hay una zona de crestas, montículos y un depósito de más que 100 m de espesor en la cuenca de Arequipa. En varias canteras se observa afloramientos que demuestran una primera etapa de extensión, ya que el deslizamiento se extendía por las pendientes del altiplano, y luego una etapa de compresión donde la masa se comprime en la cuenca plana. Una fase tardía de extensión muestra que el depósito colocado al pie de la pendiente ha sido lo suficientemente espeso como para extenderse de nuevo. Además, en algunas áreas inter-hummock se observa una textura lahárica caótica que indica un comportamiento más fluida que en los horst, como se vio en el caso del Mt. Meager.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Con los ejemplos anteriores se puede ver que las avalanchas de escombros volcánicos pueden tener estructuras y texturas muy variadas, dependiendo de la condición inicial del edificio y la topografía sobre la cual el movimiento en masa se desplaza. Todos los movimientos en masa volcánicos comparten un rápido emplazamiento, significan riesgos geológicos extremos, y tienen profundos efectos en el volcán y la zona cercana.

Los movimientos en masa volcánicos comienzan como deslizamientos de roca y son, en su mayoría, transportados como cuerpos que se deforman internamente en un transporte del deslizamiento. En función de la incorporación inicial y posterior, las masas pueden desarrollar zonas liquificadas, sobre todo entre los hummocks. Durante el movimiento, la avalancha de escombros se puede transformar parcialmente a un flujo de escombros y agua o material saturado puede extruir inmediatamente después del movimiento creando lahares.

El ejemplo de Mombacho muestra cómo dos avalanchas pueden ser originadas en diferentes zonas de debilidad, con geometría diferente y que a continuación, se desarrollan de manera diferente, a pesar de que las consecuencias sean similares: un gran volumen desplazado y una distancia grande recorrida. El colapso de Las Isletas probablemente habría implicado mucha más agua, ya que las partes más saturadas del volcán estuvieron involucradas. El colapso de El Cráter pudo haber estado acompañado por explosiones freáticas, y fue posiblemente provocado por una reactivación volcánica.

Mt Meager es un ejemplo excelente de la producción de colapsos por erosión y de un colapso de un edificio saturado en agua, con la participación del basamento interior. La masa que se deslizó en el año 2009 contenía grandes cantidades de agua, proveniente de los glaciares o del sistema hidrotermal. Esta masa formó un flujo de gran movilidad que se trasladó muy rápidamente. El depósito demuestra abundantes pruebas de la distribución desigual de agua y la separación de sólido y líquido. Tal avalancha de topografía confinada comparte muchas características con deslizamientos no volcánicos como el del Huascarán (1970, Ancash, Perú).

El Mt Iriga muestra cómo la tectónica puede ser importante en la generación de colapsos y muestra la estructura de montículos y la incorporación del sustrato. Como en Mombacho, las avalanchas están distribuidas en un área plana y tienen volúmenes similares y alcances similares. Cada evento fue creado por un conjunto de factores ligeramente diferentes con una estructura general también diferente. Es importante recalcar que el alcance máximo varía por varios kilómetros, mostrando un control estructural, litológico y topográfico sobre la distancia: un elemento importante a tener en cuenta en los estudios e investigaciones sobre este tipo de fenómenos que representen un peligro.

El volcán Ticsani proporciona un ejemplo de un posible colapso de un gran edificio alterado hidrotermalmente, posiblemente como el Mt Meager, detonado por erosión. Este ejemplo muestra una fuerte evidencia de reologías saturadas en agua y también no-saturadas. El represamiento del río Tambo por el movimiento en masa hubiera creado una importante presa, que pudiese haber generado inundaciones secundarias y flujo de escombros.

El volcán Pichu Pichu es un ejemplo de un colapso Andino que no fue limitado en su extensión lateral, pero sí muestra una relación muy fuerte con la topografía. Un análisis de la estructura interna muestra cómo se desarrolló el deslizamiento, se estiró, se comprimió y se extendió una vez más, y el análisis de los depósitos muestra cómo diferentes reologías fueron creadas entre las estructuras de horst y graben.

CONCLUSIONES

Los volcanes se forman por las erupciones y están modificados por la acción del magma y los procesos ambientales. Debido a esto los volcanes son diferentes que las otras montañas y son particularmente inestables. Los deslizamientos pueden ser generados por deformación de un gran número de zonas de baja resistencia dentro de un edificio, y también por la acción de magma, erosión y de la tectónica. La alteración hidrotermal puede jugar un papel importante en el debilitamiento del edificio. Las avalanchas de escombros volcánicos tienen estructuras distintivas, como horst y graben que forman hummocks. Los movimientos son muy sensibles a la topografía sobre la que se mueven, y su reología puede diferir dependiendo de la cantidad y distribución de agua que contiene la masa original del deslizamiento, y el agua que es agregada al sistema durante el movimiento.

Para hacer frente a los peligros de los movimientos en masa volcánicos se debe vigilar la deformación de los flancos, respaldado por una cartografía geológica detallada. Esto último permite estimar el tipo del eventual movimiento en masa y su posible reología. Estos estudios permiten la planificación de estrategias para cualquier incremento en la deformación que podría indicar una más alta probabilidad de un evento.

Un ejemplo particularmente claro de un colapso reciente se encuentra en el volcán Tutupaca (Sur del Perú), donde actualmente estamos estudiando la relación entre el crecimiento de domos, la alteración hidrotermal y el colapso asociado con debilitación hidrotermal y erupción magmática.

Referencias:

Andrade D, van Wyk de Vries B (2010) Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models *Bulletin of Volcanology* 72: 771-789
Paguican ME, van Wyk de Vries B, Lagmay AFM (2012) Volcano-tectonic controls and emplacement kinematics of the Iriga debris avalanches (Philippines) *Bulletin of Volcanology* 74:2067-2081
Paguican ME, van Wyk de Vries B, Lagmay AFM (2012) Hummocks: how they form and how they evolve in rockslide-debris avalanches. *Landslides*.

DOI 10.1007/s10346-012-0368-y
Shea T and van Wyk de Vries B The emplacement of two contrasting debris avalanches at Mombacho Volcano, Nicaragua *Bulletin of volcanology* 70: 899-921
Van Wyk de Vries B, Self S, Francis FW, Kesthelyi L, 2001, A spreading origin for the Socompa debris Avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105 : 225-247.

A person wearing a red long-sleeved shirt, a white vest, and a grey cap stands on a rocky hillside, looking towards a large volcanic eruption. The volcano is emitting a massive plume of dark grey ash and white steam that fills the upper right portion of the sky. The foreground is filled with green vegetation and purple flowers. The overall scene is dramatic and captures a powerful natural event.

SESIÓN 2:

PREVENCIÓN Y REDUCCIÓN DEL RIESGO



EMERGENCIA POR DESLIZAMIENTO QUE AFECTA LA COMUNIDAD DE CHOQUEPUQUIO (DISTRITO DE OCOBAMBA, PROVINCIA DE CHINCHEROS, REGIÓN APURIMAC)

Pinto A. y Madueño M.

Gobierno Regional de Apurímac, Apurímac, Perú.

E-mail: apinpinto@hotmail.com

RESUMEN

El presente trabajo trata del desastre por deslizamiento ocurrido en la comunidad de Choquepuquio del distrito de Ocobamba, provincia de Chincheros de la Región Apurímac. Las lluvias intensas registradas en los meses de enero y febrero del 2012 causaron deslizamientos en la comunidad de Choquepuquio, poniendo en zozobra a sus habitantes y autoridades locales. Se registraron 327 personas damnificadas, 69 viviendas colapsadas, 01 establecimiento de salud colapsado; 153 personas afectadas, 21 viviendas inhabitables, 50 viviendas afectadas, 01 institución Educativa colapsada, 100 % de agua potable colapsado, 100 % de energía eléctrica colapsada, 0.09 km de carretera afectada y 0.21 km de carretera colapsada.

PALABRAS CLAVES: peligros geológicos, alertas meteorológicas, vulnerabilidad, respuesta, resiliencia, Apurímac.

INTRODUCCIÓN

La Ley N° 29664 Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres en el componente de Gestión Reactiva y su proceso de Respuesta, establece las acciones y actividades que se ejecutan ante un desastre, inmediatamente ocurrido este y comunicado a las autoridades competentes.

La comunidad de Choquepuquio se encuentra ubicada en el distrito de Ocobamba, provincia de Chincheros en la Región de Apurímac. Tiene una población de 425 familias y un área de 55 hectáreas.

Geológicamente, la comunidad de Choquepuquio está asentada sobre rocas del Grupo Mitu de edad Permiano superior, el cual está constituido por areniscas de color rojizo de grano fino a medio, intercaladas con conglomerados rojo amarillento, con clastos de granito rosado, calizas y cuarcitas, englobados dentro de una matriz areniscosa de color gris rojizo; también se aprecian niveles

de lutita y arcillas rojas en proporciones considerables (Marocco, 1975).

El principal factor condicionante es el comportamiento poco favorable del substrato de capas rojas (altamente susceptibles a erosión y remoción) y el factor desencadenante lo constituye las lluvias intensas que se registraron en los primeros meses del año 2012.

ANTECEDENTES DE LA EMERGENCIA

Desde el mes de enero del 2012 el SENAMHI emitió 08 alertas meteorológicas de niveles 2, 3 y 4. El día lunes 12 de marzo del 2012 a las 08:00 horas, los pobladores de la comunidad de Choquepuquio quienes realizaban sus labores de pastoreo se percataron de la existencia de grietas (rajaduras) en la parte alta de su comunidad (Al sur de Choquepuquio, fotos 1 y 2). Enterados de la situación informaron a las autoridades del distrito de Ocobamba y estos a su vez a las autoridades de la provincia de Chincheros. El día martes 13 de marzo, el personal del sector de educación informados de la emergencia se apersonaron e hicieron una inspección técnica de las condiciones estructurales de la Institución Educativa de la referida comunidad, concluyendo en considerar en riesgo muy alto la infraestructura educativa por las fisuras que mostraba.





Foto 1 y 2: Presencia de grietas en la parte alta de la comunidad de Choquepuquio

El día 14 de marzo el presidente y el jefe de la Oficina de Defensa Civil de la provincia de Chincheros constituyeron el comité de vigilancia de la comunidad de Choquepuquio y prepararon el campamento a 1.5 km de distancia de la zona de emergencia (fotos 3 y 4), para las familias a reubicar; con material de ayuda humanitaria (colchones, frazadas, camas, herramientas, calaminas, carpas, menajes, plásticos, bidones y triplay) provenientes de los almacenes adelantados del Instituto Nacional de Defensa Civil instalados en la provincia. En este lugar los pobladores permanecían en horas de la noche y en el día retornaban a sus viviendas para retirar sus pertenencias.

El Presidente de Defensa Civil Regional, Ing. Elías Segovia y el Director Regional de Defensa Nacional y Defensa Civil de Apurímac, Arq. Alcibíades Pinto gestionaban recursos para reabastecer el almacén regional ya que se quedaron desabastecidos por las innumerables emergencias suscitadas a nivel regional a causa de las lluvias intensas suscitadas en ese período en toda la región.



Fotos 3 y 4: Las familias en alto riesgo se ubican a 1.5 km de la comunidad por prevención y se constituye el comité de vigilancia y monitoreo

El 17 de marzo, desde las primeras horas los pobladores continuaban con el traslado de sus pertenencias a la zona segura. A las 10:05 hrs los pobladores escucharon un ruido estruendoso que causó pánico entre los pobladores. A las 10:15 hrs los pobladores fueron testigos del deslizamiento, y aprecian con impotencia la desaparición de sus viviendas, carretera, canales de riego, Institución Educativa y Puesto de Salud de la comunidad. De acuerdo a información preliminar se hizo el reporte correspondiente (figura 1).

Estado Situacional de la Emergencia			
EMERGENCIA			
DESlizAMIENTO ENTIERRA COMUNIDAD DE CHOCEPUQUIO DIST OCOBAMBA			
(00050829)			
Grupo Fenómeno	GEODINAMICA EXTERNA	Fecha	17/03/2012 10:15:00
Fenómeno	DESlizAMIENTO	Fuente	OFICINA DEFENSA CIVIL DISTRITAL DE OCOBAMBA
Latitud y Longitud	-13,53649 Longitud -73,52673	Usuario	CRDCAPURIMAC03
INFORME PRELIMINAR			
Hechos	POR LA NOCHE SE PRODUJO LLUVIAS MODERADAS EL CUAL GENERO EL DESlizAMIENTO DE CERRO ENTERRANDO LA LOCALIDAD DE CHOCEPUQUIO DISTRITO DE OCOBAMBA, HAY PERIDAS MATERIALES COMO VIVIENDAS Y CENTRO EDUCATIVO		
Daños	30 VIVIENDAS DESTRUIDAS 01 CENTRO EDUCATIVO DESTRUIDO		
Acciones	LA OFICINA DEFENSA CIVIL DE OCOBAMBA REALIZA LA EVALUACION DE DAÑOS, COMPAÑIA DE BOMBEROS, PERSONAL DEL CENTRO DE SALUD SE DIRIGEN A LA ZONA		
ZONAS AFECTADAS			
Región	Provincia	Distrito	Localidad
APURIMAC	CHINCHEROS	OCOBAMBA	CHOCEPUQUIO
EVALUACION DE DAÑOS GENERAL Mas Detalle			
Grpo.Daño	Daño	Cantidad	Und.Mecl.
VIDA Y SALUD			

Figura 1: Reporte en el - Sistema Nacional de Información para la Prevención y Atención de Desastres (SINPAD) de manera preliminar, con los daños que hasta ese momento se reportaba

Algunas de las familias damnificadas se instalaron en la Institución Educativa del distrito de Ranracancha, ubicado a 2.5 km de distancia, y otras en viviendas que lograron alquilar. El Gobierno Regional de Apurímac dotó de alimentos y ayuda humanitaria (figura 3) a las familias damnificadas cumpliendo con la atención del nivel 3 (fotos 7 y 8).



Fotos 7 y 8: Damnificados organizándose con olla común a pocas horas del deslizamiento

Las autoridades de la comunidad de San Miguel de Llimpe del distrito de Chincheros, enteradas del desastre ocurrido en la comunidad de Choquepuquio, por acuerdo comunal donaron 20 hectáreas de terreno a los damnificados. Este gesto tan valioso de la comunidad fue efectivo después de 15 días de sucedido el deslizamiento de Choquepuquio, tras una serie de trámites necesarios para su legalidad (fotos 9 y 10).

REQUERIMIENTO DE ATENCIÓN			
Item N°	Artículo / Bien	Cantidad	Und.Med
APOYO HUMANITARIO			
Item N°	Artículo / Bien	Cantidad	Und.Med
1	BIDON PLASTICO DE 131 LTS	40	UNIDAD
2	BOBINA DE PLASTICO	5.02	UNIDAD
3	CALAMINA GALVANIZADO CORRUGADO 1.8 MTS.	465	UNIDAD
4	CARPA FAMILIAR (06 PERSONAS)	42	UNIDAD
5	COLCHON DE ESPUMA DE 3/4 DE PLAZA X 2 1/2 PULG.	51	UNIDAD
6	FRAZADA DE POLAR DE 2.00 M X 1.50 M (PNUD)	400	UNIDAD
7	MADERA TRIPLAY LUPUNA DE 4 MM X 8 FT X 4 FT	60	UNIDAD
8	PALA CUCHARA CIMANGO DE MADERA	10	UNIDAD
9	PICOS DE PUNTA Y PALA	10	UNIDAD
		Total Ayuda en TM 3,59584	

Figura 3: Reporte de ayuda humanitaria entregada a damnificados



Fotos 9 y 10: Damnificados reubicados en terrenos donados por la comunidad de San Miguel de Llimpe.

Los daños registrados a nivel regional sobrepasaron la capacidad de respuesta del Gobierno Regional de Apurímac (nivel 3 de atención, Ley N° 29664), a tal efecto se solicitó la declaratoria de emergencia y pasó a ser emergencias de nivel 4 por lo que la Dirección Regional del Instituto Nacional de Defensa Civil Sur Oriente, reabasteció los almacenes adelantados de la Región de Apurímac con lo que se prosiguió con la atención a los damnificados.

De otro lado, se contó también con la ayuda de la cooperación internacional, representada por la organización internacional de ayuda humanitaria Shelter-Box. Los representantes de dicha organización, al enterarse del desastre ocurrido viajaron hasta Lima y en compañía de representantes del INDECI llegaron a la comunidad de Choquepuquio. En coordinación con el Gobierno Regional de Apurímac a través de la Dirección Regional de Defensa Nacional y Defensa Civil entregaron a los damnificados un Kit conteniendo caja/tapa, carpa/toldo impermeable, mantas, lonas para el suelo, mosquetero, set de cocina, depósito de agua 15 l, purificadores de agua familiar, kit básico de herramientas, martillo, sierra, alicate, cuerda/soga) en un número de 75 unidades.

El Gobierno Regional de Apurímac y la Municipalidad Provincial de Chincheros realizaron coordinaciones con el Ministerio de Vivienda para la dotación de viviendas prefabricadas a través del programa mi vivienda, en la actualidad cada familia posee un área de 130 a 150 m² para la construcción de sus viviendas, el Ministerio de Vivienda ya instaló 130 viviendas prefabricadas para los damnificados de Choquepuquio.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los resultados de la atención de esta emergencia demuestran que, los pobladores de la comunidad de Choquepuquio desconocían los peligros y los daños que generaría un deslizamiento de tal magnitud. Los pobladores no estaban preparados para tener una buena respuesta, sin embargo cumplieron las indicaciones echas por las autoridades provinciales, las autoridades de los tres niveles de gobierno no estaban preparadas adecuadamente para dar respuesta a la emergencia debido al desconocimiento de los procedimientos vigentes. Se presentaron dificultades para el traslado de la ayuda humanitaria porque el deslizamiento arrasó con la carretera principal que conecta a esta comunidad y no se contaba con maquinaria pesada para restablecer el servicio y trasladar los materiales de ayuda humanitaria. Sin embargo, el trabajo coordinado entre la población y las autoridades locales permitió salvar la vida de los pobladores que pudieron salvarse a tiempo.

CONCLUSIONES

Las precipitaciones pluviales en los primeros meses del año 2012 en la Región de Apurímac fueron muy intensas y duraron semanas enteras, por lo que el SENAMHI publicó hasta el mes de marzo de ese año 08 alertas, indicando presencia de lluvias intensas en la región sur del país, el cual se constituyó en desencadenante del evento que causó el desastre en Choquepuquio.

El comportamiento previo del deslizamiento ocurrido en la comunidad de Choquepuquio, alertó a los pobladores que en coordinación con sus autoridades pudieron evacuar y ponerse a buen recaudo. De esta manera no se registraron pérdidas de vidas humanas que lamentar.

Las autoridades de los tres niveles de gobierno no estaban bien preparadas en el momento de dar respuesta a la emergencia que se presentaba, por desconocimiento del procedimiento vigente.

Las emergencias registradas en la región llegaron hasta el nivel 4, pero también se recibió apoyo internacional de nivel 5, siendo este de gran importancia ya que muchas familias pudieron ser atendidas de manera eficaz, aunque no oportuna.

El apoyo desinteresado de los pobladores y autoridades de San Miguel de Llimpe, fue de mucha importancia para los habitantes de Choquepuquio pues donaron terreno para que las familias damnificadas pudieran reubicarse.

Los damnificados de la comunidad de Choquepuquio reubicados en la comunidad de Llimpe, unieron fuerzas para realizar trabajos comunales, con el propósito de tener techo y abrigo y proteger a sus familias y mostrar conciencia de cuán importante es conocer los peligros de sus comunidades para estar preparados y responder de manera adecuada, con el único objetivo de salvaguardar la integridad física y económica de su familia; por lo que se les considera una comunidad RESILIENTE.

Referencias:

Marocco R. (1975): *Geología de los Cuadrángulos de Huancapi, Chincheros, Querosbamba y Chaviña*. INGEMMET Boletín N° 70 Serie A Carta Geológica Nacional hojas 28ñ, 28 o y 30º. Lima, Perú.

Villacorta, S., Vasquez, E., Valderrama, P., Madueño, M. (2013a). *Segundo reporte de Zonas críticas por peligros geológicos y geo-hidrológicos en la región Apurímac*. Informe técnico DGAR-INGEMMET. 46 p. 3 mapas.

Instituto Nacional de Defensa Civil - Sistema Nacional de Información para la Prevención y Atención de Desastres (SINPAD) registro N° 00050829.

MECANISMOS DE INTERVENCIÓN PARA LA DISMINUCIÓN DE LA VULNERABILIDAD EN COMUNIDADES VINCULADAS A VOLCANES ACTIVOS: EL CASO DE VILLA CAVIAHUE (ARGENTINA)

Pablo Forte (1), Alberto Caselli (2), Julia Muriel Dominzain (3)

1: GESVA- Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Email: fortepablo.gl@gmail.com

2: GESVA- Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro.

3: Facultad de Ciencias Sociales. Universidad de Buenos Aires.

INTRODUCCIÓN

En el sector sur de la Cordillera de los Andes Centrales, en el límite Chile-Argentina y formando parte de la Zona Volcánica Sur (SVZ: 33° - 46°S), se emplaza uno de los volcanes con mayor actividad dentro del territorio argentino: el Copahue (Naranjo y Polanco 2004).

A una distancia de 9 km al este del volcán se encuentra la localidad de Caviahue (Figura 1). Esta villa, fundada en 1986, cuenta en la actualidad con aproximadamente 600 habitantes. Producto de su particular emplazamiento

geográfico y sus condiciones climáticas, ha crecido desde su fundación impulsada por el turismo. Esta actividad económica es el principal motor de la economía local y la ocupación principal de gran parte de sus pobladores. Otra actividad de importancia en la zona es la ganadería. Esta representa parte central de la economía de las comunidades Mapuches que habitan en la región, quienes entre los meses de noviembre y mayo ocupan los valles aledaños al volcán para el pastoreo de sus animales.

El presente trabajo surge en base a esta singular coexistencia, al menos dentro del territorio argentino,

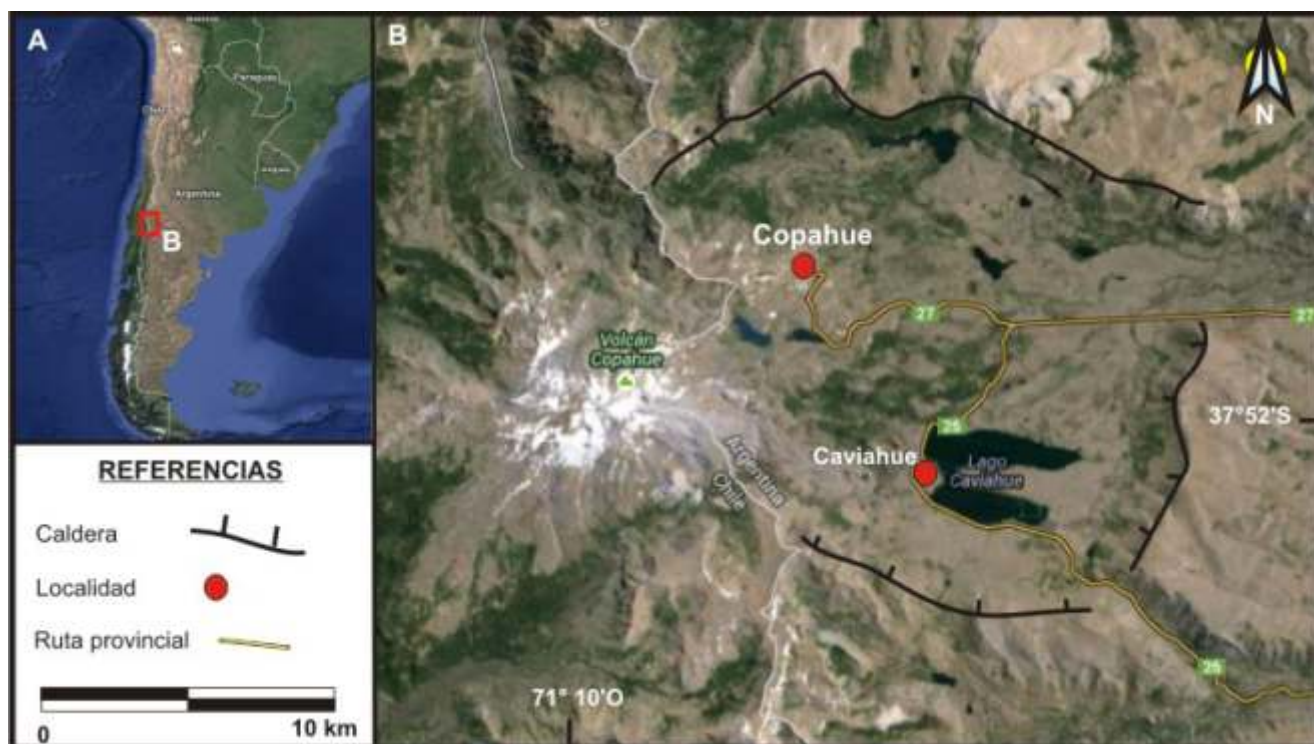


Figura 1. Mapa de ubicación del volcán Copahue y la localidad de Caviahue, localizada al sureste del volcán.

entre un volcán activo y un pueblo. Tiene como objetivo la presentación y formalización de mecanismos de intervención para la disminución de la vulnerabilidad en comunidades localizadas cerca a los volcanes activos en base a una experiencia realizada durante el año 2011 en villa Caviahue. Enmarcado en el programa de subsidios "Exactas con la sociedad" de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires (UBA), se conformó un equipo de trabajo interdisciplinario que trabajó de manera conjunta con distintos actores sociales de la comunidad con la intención de incidir en dos indicadores reconocidos como parte de la cuantificación de la vulnerabilidad: la percepción del riesgo y el turismo.

EL VOLCÁN COPAHUE

El volcán Copahue (37,9°S-71,2°O, 2977 msnm.) es un estratovolcán activo, de composición andesítica a basáltica-andesítica, elongado en la dirección N40°E, que presenta 9 cráteres alineados en la cima y un diámetro de 8 x 22 km en su base. El cráter más oriental, alberga una laguna y es el actualmente activo. Comenzó a edificarse en el borde occidental de la caldera Caviahue hace 1,2 millones de años (Muñoz y Stern, 1988; Linares et al., 1999) y, junto con esta, forman parte del Complejo Volcánico Copahue - Caviahue.

Durante los últimos 250 años, el Copahue ha experimentado al menos 13 erupciones freáticas y freatomagmáticas de baja magnitud (Naranjo y Polanco, 2004). Sus últimos ciclos eruptivos, con Índice de Explosividad Volcánica - IEV ≤ 2 , han tenido lugar durante el período comprendido entre agosto de 1992 y septiembre de 1995, entre julio y octubre del 2000 y el más reciente que comenzó en julio del 2012 y aún continúa.

El ciclo eruptivo 1992-1995 estuvo caracterizado por varios eventos que involucraron la emisión continua de gases volcánicos y vapor de agua desde el cráter activo; explosiones menores de variada intensidad con columnas de material particulado asociado; fluctuaciones en el nivel del lago cratérico; la ocurrencia de eventos sísmicos sentidos por los pobladores de la zona y el desarrollo de lahares y oleadas piroclásticas (Delpino y Bermúdez, 1993). A diferencia del anterior, el proceso eruptivo que tuvo lugar en el año 2000 comenzó con explosiones freatomagmáticas de baja intensidad para luego evolucionar a una erupción de tipo estromboliana. Este ciclo eruptivo estuvo caracterizado por caídas de ceniza, eyección de bombas piroclásticas, oleadas piroclásticas de poco volumen, lahares, lluvia ácida, variaciones del pH en los cursos fluviales y un fuerte olor a azufre (Naranjo y Polanco, 2004). Por último, el ciclo eruptivo 2012 comenzó durante julio de ese mismo año con una serie de explosiones y manifestaciones menores para finalmente dar lugar, el 22 de diciembre, a una actividad eruptiva de características similares a la del año 2000. Debe destacarse que en ninguno de los casos las oleadas piroclásticas y lahares

recorrieron grandes distancias, restringiendo su desarrollo a las cuencas altas de los cursos que descienden del volcán.

CARACTERIZACIÓN DE LA PROBLEMÁTICA A ABORDAR

A raíz de una serie de proyectos de investigación y extensión vinculados a volcanología y riesgo volcánico llevados a cabo en la localidad por integrantes de este equipo de trabajo durante los últimos años (Caselli et al., 2006 y 2011, entre otros), se pudo percibir en la región, la escasa información con que contaban los pobladores respecto al volcán y, en un contexto más amplio, sobre el entorno volcánico en el que desarrollaban su vida. Esta situación de desinformación puede ser extrapolada a los miles de turistas que anualmente visitan la zona. Atraídos por el centro de ski y el complejo termal que funciona durante el verano en la localidad próxima de Copahue, muchos de ellos desconocen la existencia de un volcán activo en la zona. La notoria falta de señalización e información en la villa contribuyen con este desconocimiento.

Teniendo en cuenta el registro histórico de erupciones que presenta el Copahue, las erupciones que han afectado a la localidad en tiempos recientes (1992-1995 y 2000) y los notorios signos que evidenciaban actividad: presencia de fumarolas, señales sísmicas, deformación, etc., resultaba llamativa la falta de monitoreo de la actividad volcánica y más aún la ausencia de protocolos difundidos y conocidos por los habitantes de la localidad en caso de erupción volcánica.

Estos hechos, que evidencian la ausencia del Estado en la gestión del riesgo, contribuyen al ocultamiento del peligro, afectando la percepción del riesgo de los pobladores y visitantes. En este sentido, los pobladores podrían percibir al volcán únicamente como un peligro en vez de valorizarlo positivamente en tanto fuente de generación de recursos. Una situación que refleja el estado de desinformación y valoración negativa sobre el volcán, es la constante negativa de gran parte de los empresarios hoteleros y operadores turísticos de la zona en la realización de protocolos y simulacros que involucren a los turistas. Otros ejemplos de desinformación y de déficit en la gestión del riesgo son la autoevacuación que tuvo lugar en el 2000 como consecuencia del incremento de actividad del volcán y la reacción de los pobladores a raíz de los efectos sentidos producto del terremoto ocurrido el 27 de febrero de 2010 en la Región del Maule.

Es en este contexto de desinformación y falta de intervención de las entidades responsables de la gestión del riesgo, y en el incremento de la situación de vulnerabilidad que esto conlleva, donde surge el presente trabajo.

MARCO TEÓRICO

Vulnerabilidad

Existen numerosas y diversas definiciones sobre el concepto de vulnerabilidad. Blaikie et al. (1994) la definieron como “las características de una persona o grupo en términos de su capacidad para anticiparse, enfrentarse, resistir y recuperarse del impacto de peligro natural”. Otra definición considera a la vulnerabilidad como una condición que resulta de aquellos factores físicos, sociales, económicos y ambientales que aumentan la susceptibilidad de una comunidad al impacto de peligros (Kumpulainen, S., 2006). El Proyecto de Peligros ESPON, a la vez que reconoce al potencial de daño y a la capacidad de reacción como dos componentes principales de la vulnerabilidad, distingue tres dimensiones para la misma: la económica, la social y la ecológica (ESPO Hazard Project, 2004 y Schmidt-Thomé, 2005). En función de estos dos componentes, proponen una serie de posibles indicadores para cuantificar las tres dimensiones.

Entre todos los indicadores propuestos por el proyecto ESPON, existen dos de especial relevancia para este trabajo: la percepción del riesgo y el turismo. El primero de ellos es un indicador de vulnerabilidad social que indica como las personas perciben el riesgo y que esfuerzos realizaría para mitigar los efectos de un peligro. El segundo de los indicadores involucra a la dimensión económica y social y puede ser considerado tanto como indicador de daño potencial como de capacidad de respuesta.

Enfoque Social Participativo

El trabajo se distingue por su peculiar diseño del dispositivo de intervención: la participación activa tanto del equipo científico como de la propia comunidad en la construcción del conocimiento. El mismo se basa en el rechazo a la afirmación sin más de la superioridad de la ciencia sobre otros saberes. Sin embargo, tampoco pretende desvalorizarla sino todo lo contrario: revalorizar el propio y los otros saberes haciéndolos interactuar.

Considerando que no se pueden ignorar los conocimientos de la comunidad sobre el entorno territorial en donde se asientan, el presente trabajo está pensado en base a la retroalimentación y aprendizaje constante entre ambas partes.

La idea guía fue que el conocimiento científico sirviera a la sociedad como herramienta para resolver sus problemas y formalizar las ideas y, a su vez, que el equipo científico se nutriera con los saberes propios de la comunidad y se guiará por las necesidades, dudas y cuestionamientos de la misma.

El cómo fue utilizando de dos herramientas: el diálogo de igual a igual entre los diferentes saberes y los mecanismos de participación directa en la toma de decisiones.

DESARROLLO DE LA PROPUESTA METODOLÓGICA

El desarrollo del dispositivo de intervención tuvo como prioridad la realización de actividades que permitiesen la participación directa de la comunidad y la puesta en valor sus conocimientos. Persiguió los objetivos de realizar un plan de contingencias ante eventos volcánicos y de crear de una propuesta de circuito ecoturístico vinculado al área volcánica con la intención de incidir en dos indicadores reconocidos como parte de la cuantificación del concepto de vulnerabilidad: la percepción del riesgo y el turismo. El mismo tuvo en consideración a distintos actores sociales que forman parte de la comunidad de Cavihue y fue planteado en 3 etapas.

Dadas las reducidas dimensiones de la localidad y su escaso número de habitantes, la misma cuenta con una sola comunidad de educación que está compuesta por dos instituciones: la Escuela N° 164 (nivel inicial y primario conformada por 80 alumnos) y el Centro Provincial de Enseñanza Media (CPEM) N° 74 (nivel secundaria, con 64 alumnos) (Figura 2 A). Estos ocupan el mismo espacio físico y nuclea a todos los niños en edad escolar. Partiendo de la concepción de que es la comunidad educativa uno de los principales generadores de conocimiento, y de los más ágiles y efectivos canales de comunicación con la familia y vecinos, se decidió trabajar, en una primera instancia, de manera directa y conjunta con ellos con la intención de generar una posterior transferencia desde este espacio de generación de conocimiento propiamente formal hacia la comunidad (familias, vecinos, amigos, colegas) a través de la comunicación informal.

En este sentido, la primera etapa se concentró principalmente en el trabajo conjunto con la comunidad educativa y consistió en la realización de una serie de actividades que permitieron dar a conocer los lineamientos y objetivos de la propuesta y que buscaron posicionar en un plano de igualdad a los integrantes del proyecto y a los miembros de la comunidad educativa. En el contexto de esta propuesta, se realizaron talleres donde el equipo científico realizó una serie de ponencias vinculadas tanto a las características biológicas y geológicas de la zona como también en torno a conceptos asociados a riesgo volcánico y su contingencia que permitieran brindar un marco teórico al trabajo. Como complemento, los alumnos expusieron sus experiencias y conocimientos sobre el volcán y su entorno (Figura 2 B, C).

Es importante mencionar que se discutieron, debatieron y votaron las tareas a llevarse a cabo. Asimismo, se utilizó conjuntamente con los integrantes de la comunidad educativa, la radio para difundir lo que se estaba realizando para pluralizar los conocimientos.

En la búsqueda de la reconceptualización del ambiente volcánico (del peligro al recurso), se realizaron salidas de campo conjuntas donde se discutieron las características

naturales de la zona y su potencialidad para el desarrollo del turismo volcánico (Figura 2 D).

Dentro de las actividades realizadas en esta etapa, se incluyeron aquellas orientadas a conocer la percepción del riesgo. Una de ellas fue la realización de encuestas. Para optimizar el uso de esta herramienta se incorporaron preguntas que permitiesen recopilar información en torno a las experiencias vividas por los pobladores en las erupciones de 1992-1995 y 2000. Dicha tarea fue realizada por los propios alumnos, quienes relevaron esta información de sus viviendas, generando así el primer nexo entre las familias y el equipo de investigadores.

La segunda etapa consistió en la elaboración del material propiamente dicho. Con los lineamientos y conceptos básicos delineados en la primera etapa, se distribuyeron tareas a realizar para cumplir con la realización del plan de contingencias y la propuesta del circuito eco-turístico. Se trabajó de manera conjunta, en contacto con las autoridades educativas, y con apoyo de material digital generado por parte del equipo científico para reforzar la base teórica. Una vez elaborado el material, se realizó una revisión conjunta del mismo en donde se discutieron los resultados. Finalmente, se dio a conocer el material

elaborado a través de jornadas de divulgación abiertas a toda la comunidad, donde se evacuaron dudas e inquietudes en torno a la elaboración del mismo. En esta etapa también se utilizó la radio local como herramienta de difusión.

La tercera y última etapa contempló la incorporación de nuevos actores sociales y el proceso de institucionalización. Así, se estableció un canal de comunicación con las autoridades municipales entrantes, quienes se comprometieron a volcar todos sus esfuerzos en la gestión del riesgo. En este contexto, se realizó la entrega de un modelo de Plan de Contingencias ante erupción volcánica a las mismas, diseñado en conjunto entre el equipo científico y la comunidad educativa de la localidad. A su vez, se presentó ante la Secretaría Municipal de Turismo una propuesta de revalorización de un sendero turístico donde se ponía en valor las características del entorno volcánico y se visibilizaba la presencia de un volcán activo en la zona.

Dado el origen de este trabajo, el desarrollo satisfactorio de esta etapa era un punto fundamental ya que la institucionalización hace que se formalice lo trabajado y el Estado lo incorpore y haga propio para hacerlo, así, trascender en el tiempo.

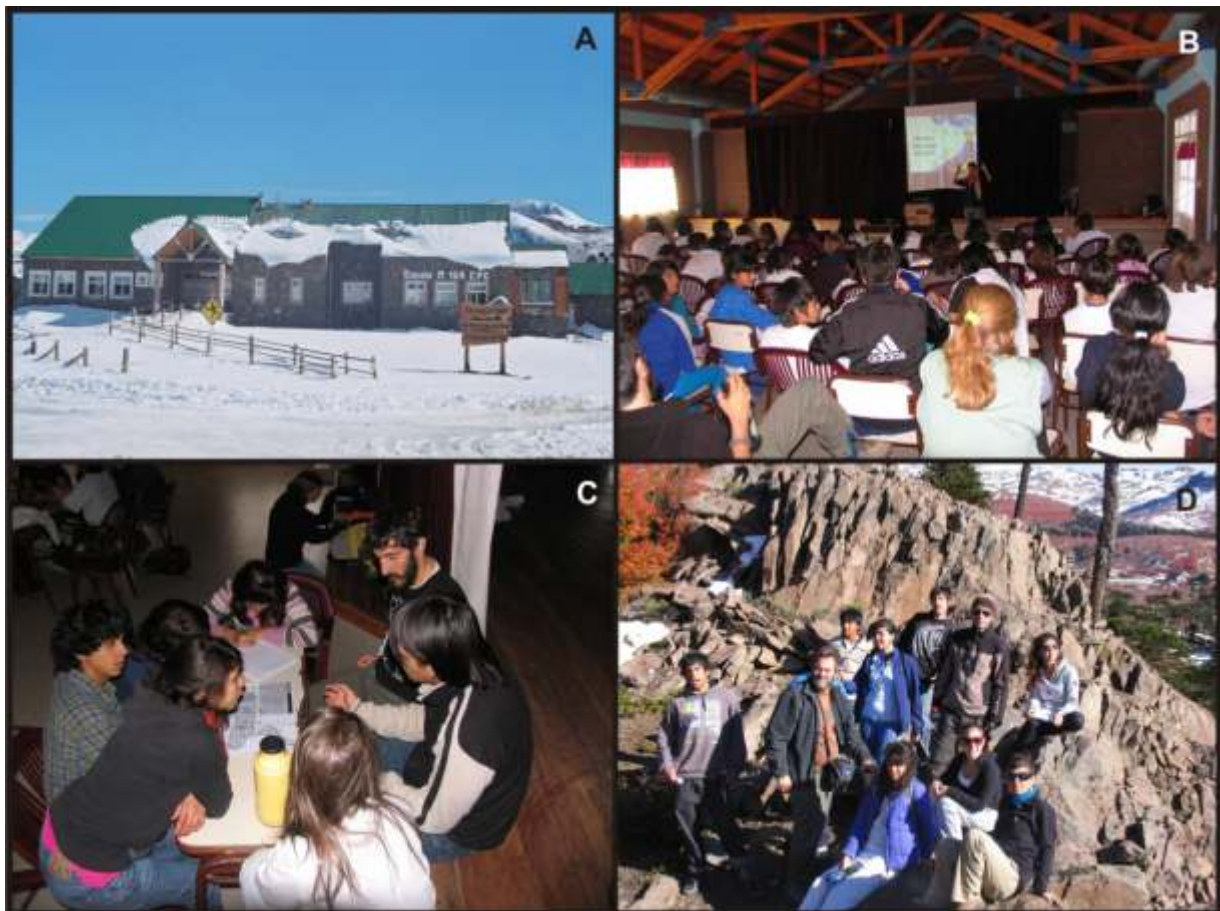


Figura 2 A) Unidad educativa de la localidad de Caviague B) Ponencias realizadas por el equipo científico C) Talleres de trabajo sobre el plan de contingencias con los alumnos del CPEM N° 74 D) Salida de campo conjuntas

RESULTADOS

Las encuestas relevadas, permitieron confirmar, al menos de manera parcial, la percepción sobre el riesgo volcánico por parte de un sector de la población. El relevamiento alcanzó a un total de 36 viviendas, y la totalidad de las familias que habitaban en ellas vivían en la localidad previamente a la erupción del 2000. Ante la pregunta expresa sobre si conocían los peligros asociados a la actividad volcánica del Copahue, el 81% contestó que sí. Sin embargo al preguntarle sobre ¿cuáles eran estos peligros?, en ninguna de las viviendas reconocieron todos los peligros posibles. Solo el 48% identificó alguno de estos peligros mientras que el 52% restante demostró desconocerlos. A su vez, dentro de ese 48% que identificó alguno de los peligros existentes, el 93% mencionó la caída de ceniza como peligro posible mientras que el 14% hizo referencia a la emisión de gases, contaminación de las aguas o actividad sísmica. Lo destacado de estos resultados es que en ningún caso se hizo referencia a la ocurrencia de lahares mientras que algunos entrevistados mostraron su preocupación por la ocurrencia de flujos de lava.

Al analizar el mapa de peligros potenciales en el área del volcán Copahue (Bermúdez y Delpino, 1995), se observa que la localidad de Caviahue se encontraría expuesta principalmente a la caída de material piroclástico y a la ocurrencia de lahares en los ríos que la limitan. El hecho que durante las últimas erupciones la localidad haya sido afectada únicamente por caídas de ceniza podría ser la explicación de los resultados obtenidos sobre la pregunta asociada a los posibles peligros, y el reconocimiento parcial de los mismos.

Finalmente, ante la pregunta si en la actualidad se sentían seguros de vivir al pie del volcán, el 47% contestó afirmativamente mientras que el 39% aseguró no estarlo. El 14% restante se mostró dubitativo o no contestó.

En cuanto a la institucionalización de las propuestas elaboradas y elevadas a las autoridades municipales el éxito fue parcial. En torno al plan de contingencias presentado, este fue recibido satisfactoriamente por las autoridades. Si bien fue posible apreciar un cambio en cuanto al compromiso hacia la gestión del riesgo, no fue posible lograr que las autoridades organicen y pongan a disposición de los pobladores y turistas, información vinculada a la presencia de un volcán activo en la zona y un protocolo para actuar en caso de emergencia. Como positivo debe destacarse la designación por parte del municipio de un representante de Defensa Civil, la instalación de sirenas y la realización de simulacros de evacuación.

Por su parte, el vínculo generado con las autoridades de la Secretaría Municipal de Turismo fue exitoso. Luego de la presentación de la propuesta de revalorización del sendero turístico, las autoridades de esta dependencia se mostraron muy receptivas e interesadas en desarrollar en la región el

producto turismo volcánico. Con las mismas se mantiene un diálogo fluido hasta la actualidad, trabajando en conjunto en la realización de diversas propuestas para revalorizar la región.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El nuevo ciclo eruptivo que comenzó en julio del 2012, tiempo después de la culminación de este trabajo en la localidad, puso a prueba nuevamente a la comunidad y permitió analizar los avances y falencias asociadas a la gestión del riesgo. En primer lugar debe destacarse que, si bien después de las manifestaciones freáticas ocurridas en julio se buscó la asesoría de investigadores científicos para evaluar la situación, no fue hasta después de la erupción de diciembre de ese mismo año que se comprendió la importancia de la creación de un centro de monitoreo volcánico. Sin embargo, al momento de la crisis sísmica que tuvo lugar durante mayo de 2013 y que provocó la evacuación preventiva de la localidad, dicho centro de monitoreo no había sido puesto en funcionamiento. Es en este contexto, que consideramos importante discutir y trabajar sobre la importancia en la velocidad de respuesta política no solo ante la mitigación sino también ante la planificación y organización territorial.

Otra situación que dejó en evidencia la erupción de diciembre fueron las falencias en torno a la incorporación de todos los actores sociales en la planificación y gestión del riesgo. Dadas las condiciones meteorológicas al momento de la erupción, la pluma de ceniza afectó principalmente a uno de los valles donde las comunidades Mapuches realizaban sus actividades de verano. Las complicaciones observadas en el contacto y evacuación de los mismos reflejaron la falta de integración de estos a los esquemas de contingencia. Pensamos que aquí surge un nuevo punto de debate, que es la generación de nuevos mecanismos de intervención en comunidades que contemplen distintas cosmovisiones.

Un elemento positivo a destacar de la gestión de la crisis de mayo de 2013 fue la notoria mejoría observada en cuanto a la conformación de un Comité de Emergencias en el que participaron distintas entidades del Estado. El hecho que las autoridades municipales hayan designado, previamente, un director de Defensa Civil para el municipio contribuyó con esta organización.

En función de lo relatado, es difícil cuantificar los efectos y resultados valiosos de este trabajo. Sin duda, permitió la visibilización de una situación conflictiva en la localidad y contribuyó en los avances en la gestión del riesgo. Por último, si hay algo que debe destacarse de este trabajo, es el hecho de haber generado un dispositivo de intervención que, ante la ausencia de respuestas del Estado, logró construir una propuesta desde el seno de la sociedad civil y buscó institucionalizarla.

Referencias:

- Bermúdez, A., y Delpino, D. 1995. Mapa de los Peligros Potenciales en el área del Volcán Copahue Sector Argentino. Serie Mapas de Riesgo Geológico. Ley Provincial N° 1986. Servicio Geológico Neuquino. Neuquén.
- Blaikie, P., Cannon, T., Davis, I. y Wisner, B., 1994. At risk. Natural hazards, people's vulnerability and disasters. Routledge, London, 284 p.
- Caselli A. T., Roussos A., Agosto M. y Greco V. Percepción del riesgo y vulnerabilidad de comunidades aledañas a volcanes activos: Caviahue, Provincia del Neuquén. II Congreso Nacional de Extensión Universitaria Acta: 400-403. Mar del Plata.
- Caselli, A.T., Vélez, M.L., Agosto, M.R., Jover, M.L., 2011. Manual de procedimientos ante caída de cenizas volcánicas. [En línea] Disponible en: http://www.fcen.uba.ar/cenizas/Manual_Cenizas_2011.pdf
- Delpino, D., Bermúdez, A., 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén-Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 292-301. Mendoza.
- ESPON Hazard Project 2004. The special effects and management of natural and technological hazards in general and in relation to climate change. 3rd Interim Report, March 2004.
- Kumpulainen, S., 2006. Vulnerability Concepts in hazard and risk assessment. Geological Survey of Finland, 42: 65-74.
- Linares, E., Osters, H.A., Mas, L., 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue-Caviahue, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54 (3): 240-247.
- Muñoz, J., Stern, C., 1988. The Quaternary volcanic Belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. Journal of South American Earth Science 1: 147-161.
- Naranjo, J.A., Polanco, E. 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. Revista Geológica de Chile 31, 279-292.
- Sartre, J.P. 1968. "El movimiento estudiantil: una crítica radical de la sociedad", Entrevista.
- Schmidt-Thomé, P., 2005. The Spatial Effects and Management of Natural and Technological Hazards in Europe-final report of the European Spatial Planning and Observation Network (ESPON) project 1.3.1 Geological Survey of Finland. 197 p.

ERUPCIÓN DEL VOLCÁN COPAHUE (ARGENTINA): EVOLUCIÓN, PRODUCTOS E IMPACTO SOCIAL Y AMBIENTAL

Alberto T. Caselli (1), María L. Vélez (2-4), Mariano Augusto (2), Pablo Forte (2), Juan M. Albite (2), Romina Daga (3-4)

1 :GESVA-Inst. de Invest. en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro.

E-mail: atcaselli@unrn.edu.ar

2 GESVA-Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires

3 Laboratorio Analisis por Activación Neutronica (CAB-CNEA)

4 CONICET

INTRODUCCIÓN

El volcán Copahue ($37^{\circ}45'S$ - $71^{\circ}10.2'O$, 2977 msnm.), emplazado en el borde occidental de la Caldera de Caviahue, es un estratovolcán activo de composición principalmente andesítica basáltica que se localiza en la Zona Volcánica Sur (33.3° - 46° S) en el límite entre Argentina y Chile (Fig. 1). Presenta un registro de erupciones históricas de las cuales, las más recientes han sido en los años 1960, 1992, 1994, 1995 y 2000. El último ciclo eruptivo, que tuvo lugar en julio del 2000, involucró emisión de gases, ceniza, bombas volcánicas y fue considerado la actividad más importante en los últimos 60 años (Naranjo y Polanco, 2004). La erupción más reciente, ocurrida en diciembre de 2012, tiene semejanza con la

erupción del año 2000, aunque de corta duración y con la emisión de mucho menor volumen de material.

El volcán Copahue permanecía desde el año 2004, o incluso antes, en continuo proceso de desgasificación. Desde el año 2004 se realizan estudios de sismología, deformación superficial y geoquímica de fluidos (gases y aguas termales) con la finalidad de caracterizar el sistema volcánico (Ibáñez et al. 2008; Caselli et al. 2009; Velez et al. 2011; Augusto et al. 2012, 2013; entre otros). Estas investigaciones han permitido detectar procesos de desgasificación de la cámara magmática asociados al enfriamiento del sistema magmático, a partir de cambios químicos de gases y aguas, sismicidad en la periferia del volcán y a procesos superficiales deflacionarios (Caselli et al. 2009; Vélez et al. 2011).

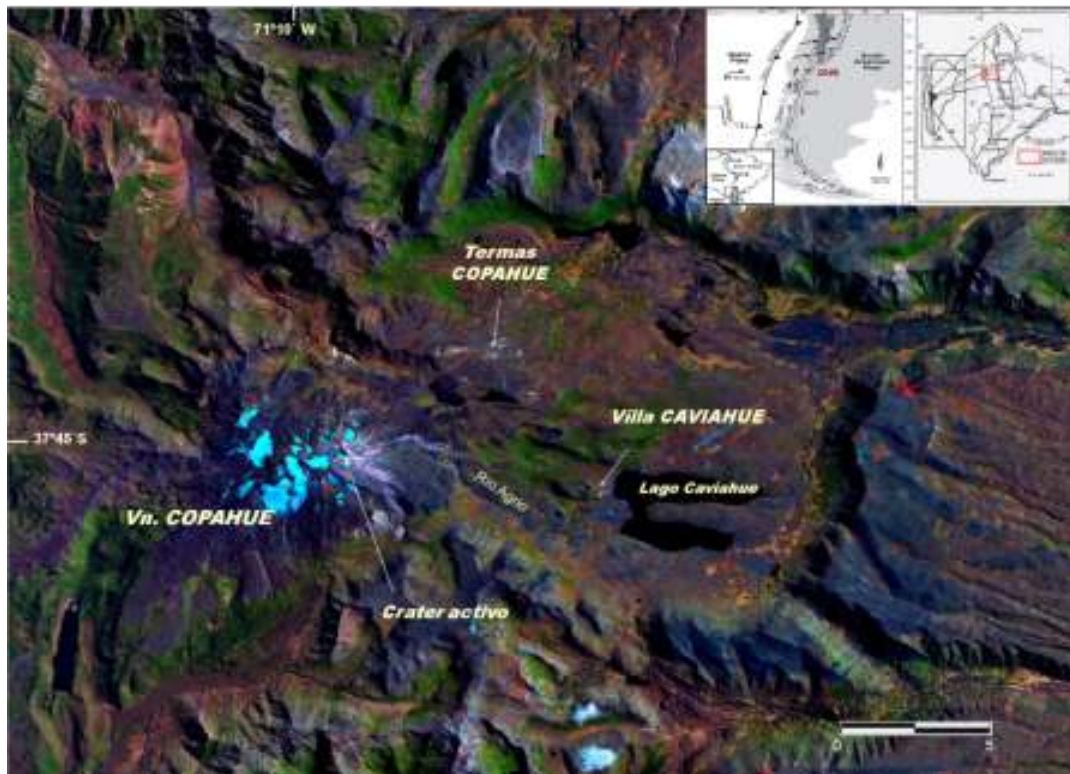


Figura 1: Mapa de ubicación indicando la localización de las Villa Caviahue y Termas Copahue

Con posterioridad al terremoto del Maule, ocurrido en Chile el 27/2/10 (Mw8.8), se detectaron cambios significativos en la actividad sísmica del volcán Copahue, con incremento de señales de alta y baja frecuencia (VT, LP, Tremores). Pero recién a fines del año 2011 se observó una serie de parámetros anómalos en el comportamiento del volcán (aumento del flujo gaseoso del cráter, aumento de temperatura en la laguna cratérica y manantiales que emergen del volcán, y un proceso de inflación acelerada del edificio volcánico (Caselli et al. 2012), con el desencadenamiento de una erupción freática ocurrida en el mes de julio de 2012 y una erupción freatomagmática-magmática en diciembre de 2012. En el presente trabajo se describen las características principales de la actividad eruptiva del volcán Copahue del año 2012, sobre la base de observaciones de campo y de distintas técnicas geofísicas-geodésicas y geoquímicas. Además se describen las características de los productos emitidos y el impacto en la comunidad, en especial a partir de la crisis sísmica vivida en mayo de 2013 donde fue necesario evacuar a la población.

LA ERUPCIÓN DEL AÑO 2012

Primer pulso - manifestación freática: A partir del 09/07/2012 comienza a observarse un aumento de actividad sísmica con eventos volcano-tectónicos (VT) y Largo Periodos (LP) y tremores de baja frecuencia (datos proporcionados por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica - INPRES). Durante este periodo se registró un marcado descenso del nivel de agua de la laguna cratérica. Asociado a este proceso se registra un intenso burbujeo (1-2 m de altura) en el sector SO de la laguna del cráter (figura 2 a y b), observados a intervalos de 1 a 3 minutos, desprendiendo importantes plumas verticales de vapor y gas que alcanzan los 200-300 m de altura.

Un evento extraordinario (17/07/2012) semejante a una manifestación freática de pequeña escala, arrojó agua, gas y lodo del fondo del lago, elevándose aproximadamente a más de 10 m de altura (figura 2 c). El colapso sobre la superficie del lago genera una oleada basal pequeña en forma radial.

El 19/07/2012, en medio de una tormenta, ocurrió una erupción freática (freatomagmática?) con emisión de material piroclástico, generando una pequeña pluma, de aproximadamente 18 km de longitud, que luego se orientó en dirección E-SE. Escasos bloques, de hasta 20 cm de diámetro, la mayoría con indicios de azufre fundido y enfriado (figura 2 d), fueron arrojados alrededor del cráter junto a material tamaño ceniza gruesa y lapilli. De acuerdo con las evidencias de azufre líquido en los bloques arrojados durante la manifestación de julio 2012, existirían altas concentraciones de estos compuestos en la boca del conducto, confirmando por primera vez la presencia de un "sulphur pool" en la boca del volcán. La muestra obtenida del evento eruptivo, en el borde del cráter, está compuesta principalmente por partículas de azufre, y en menor proporción por trizas vítreas, escorias muy vesiculadas y

poco vesiculadas, fragmentos irregulares 'arcillosos' de color blanco, fragmentos accesorios y/o accidentales. Las partículas más abundantes en la muestra corresponden a las partículas de azufre (90%), de coloración gris-verdosa, morfología globular, con presencia de vesículas en su interior. Posteriormente a estos eventos, el lago cratérico continuó con altos valores de temperatura del agua (60°C en la costa), altos valores de acidez (pH<0) y de conductividades extremadamente altos.

Segundo pulso - erupción freatomagmática – magmática: la actividad fumarólica y las masas de lodo burbujeantes en forma cíclica en el lago cratérico continuaron en forma continua desde julio hasta diciembre de 2012. La superficie del lago por momentos permanece completamente oculta por las nubes de gas y vapor, que producen un intenso olor a azufre y rápida irritación de vías respiratorias y ojos. El nivel del lago fue descendiendo paulatinamente y fueron observadas esférulas de azufre flotando sobre la superficie del lago (figura 2a), que luego se depositaba sobre la costa.

El inicio de la erupción se produce el día 22 de diciembre a las 9:05 hrs con la emisión de una columna de vapor, color blanca, que alcanzó aproximadamente 800 m de altura, recostada hacia el SE por efecto del viento. Minutos después, esta columna de vapor adquiere una coloración blanca amarillenta. Las primeras columnas fueron producto de la manifestación freática con la que se inicia el proceso eruptivo, ocasionando la violenta evaporación del lago cratérico y el sistema hidrotermal somero del edificio volcánico. A las 9:48 horas se comienza a observar la formación de una columna de color gris oscuro, vertical, con la eyección de material incandescente con trayectoria balística formando un "cock's tail jet". Este fue el inicio de un proceso de interacción agua-magma correspondiente a una etapa o fase freatomagmática. A partir de este momento se comienza a observar una columna eruptiva moderadamente convectiva, de color gris oscuro y blanco, conteniendo material piroclástico que alcanzó una altura aproximada de 5500 m (figura 3a). Posteriormente, la columna pasa a ser totalmente de color gris oscuro y con material piroclástico incandescente que es emitido con trayectoria balística desde la misma columna (figura 3b). El material piroclástico que viajaba en la pluma se depositó por gravedad en el flanco SE del volcán, con tamaños que varían de ceniza gruesa a lapilli grueso y bombas escoriadas, muy vesiculadas y livianas. Fueron observados varios flujos piroclásticos diluidos (pyroclastic surge) descendiendo del cráter por el vertedero (sector topográfico más bajo del borde del cráter) y fluyendo por el valle del río Agrío. A las 3:30 horas comienza a observarse la emisión de nubes gris oscuras convectivas e incandescentes con continua emisión de piroclastos desde la boca del cráter (figura 3c). Estas nubes incandescentes corresponderían a una mezcla de material piroclástico incandescente y gases encendidos, favorecidos por la presencia de oxígeno atmosférico. Este fenómeno se produciría por la ausencia de agua, e indicaría la transición del estilo eruptivo hidromagmático a uno de características magmáticas, de tipo vulcaniano. Por la noche se observó la

proyección balística de material juvenil incandescente (figura 3d), que dejó gran cantidad de cráteres de impacto a una distancia de hasta 1 kilómetro.

Al ascender al cráter, días después a la erupción, se observó una gran cantidad de piroclastos escoriáceos, bloques y bombas de diversos tamaños, reconociendo un gran número de cráteres de impacto. Un rasgo peculiar es la presencia de bloques de rocas del conducto con glóbulos de azufre.

Algunos de estos fragmentos presentaban piroclastos juveniles adheridos, indicando que el azufre estaría en estado plástico durante la caída. En el interior del cráter se confirmó la desaparición de la laguna cratérica dejando expuesto grandes cráteres de explosión en su lugar, por donde surgen las densas emisiones fumarólicas. Tanto el interior del cráter como el borde oriental del mismo presentan fracturas con emisiones fumarólicas y depósitos de azufre, con temperaturas que oscilaban entre 180°-220°C y 420°C en el piso del cráter.

Las bombas volcánicas son moderadamente vesiculadas, de color negro con textura porfírica. Al microscopio presenta textura hialopilitica, y los fenocristales (25%) observados son de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Las plagioclasas halladas son de dos generaciones, unas limpias y otras plagioclasas que se encuentran cribadas. Los fragmentos pumíceos son altamente vesiculados (>50%). Bajo el microscopio presenta textura porfírica con 1% de fenocristales, compuestos por plagioclasa y clinopiroxeno. La composición química de estas rocas corresponde al campo de las andesitas basálticas- traquiandesita basáltica (53,87-54,71 % SiO₂). De acuerdo a las observaciones de campo, los fragmentos pumíceos color castaño han sido emitidos desde la columna eruptiva mientras que las bombas corresponden a proyección balística desde el cráter. Teniendo en cuenta la composición similar, se puede inferir un magma de composición andesítica basáltica y los fragmentos pumíceos que corresponden a una fase inicial, vesiculada, acumulada en la parte superior del conducto.

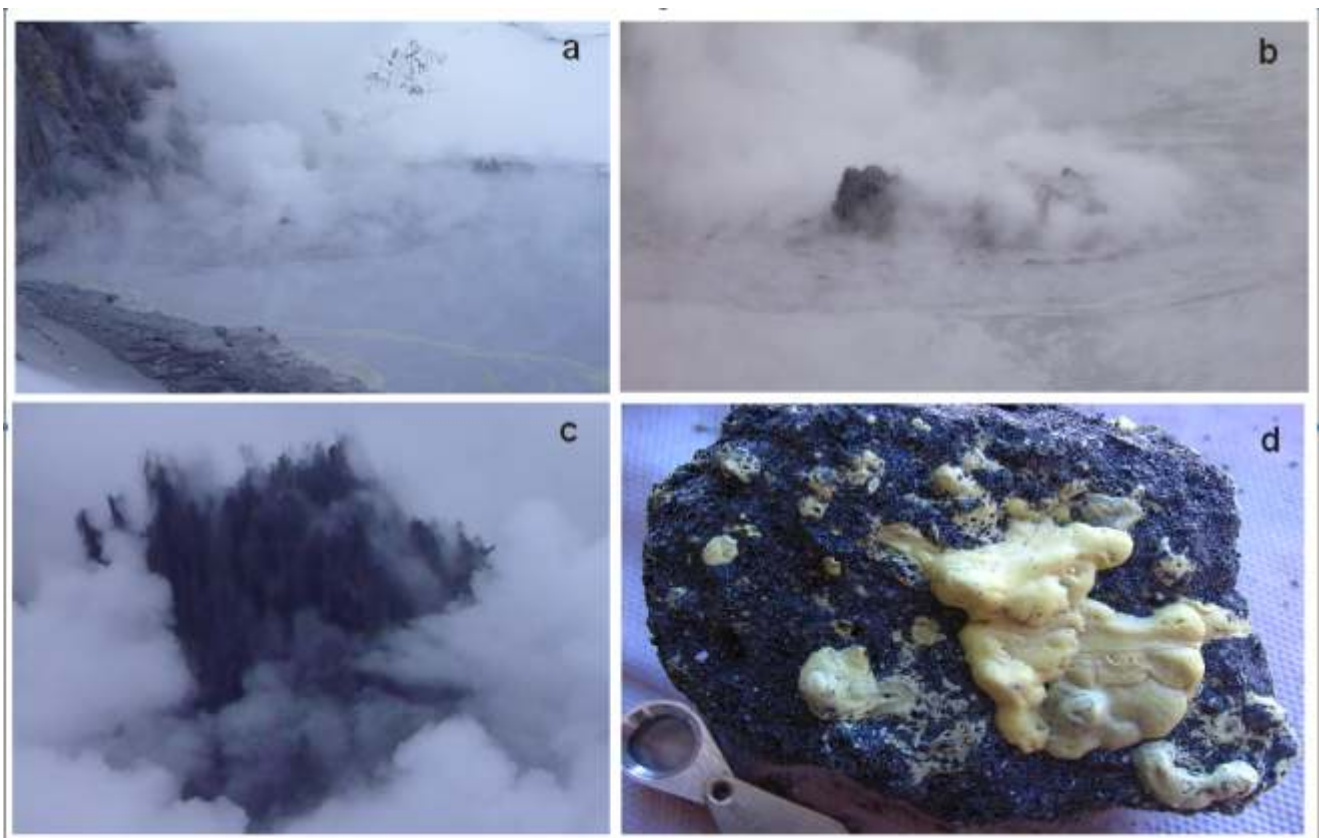


Figura 2: (a) masas de lodo, agua y gases burbujeantes y además se observa esférulas de azufre flotando sobre la superficie del lago; (b) detalle de fotografía "2 a", (c) manifestación freática de pequeña escala, que arroja una mezcla de gases-tefra-sedimentos a gran presión sobre la superficie del lago a más de 10 m de altura; (d) bloques con indicios de azufre fundido enfriado



Figura 3: Fotografías obtenidas por Nicolás Elguero donde se observa: (a) columna eruptiva moderadamente convectiva del 22/12/12; (b) material piroclástico (pumiceo) incandescente que es emitido con trayectoria balística desde la columna eruptiva; (c) explosiones con nubes incandescentes convectivas con emisión de piroclastos por proyección balística de bombas desde la boca del cráter; (d) erupción con emisión de bombas incandescentes

Algunos de estos fragmentos presentaban piroclastos juveniles adheridos, indicando que el azufre estaría en estado plástico durante la caída. En el interior del cráter se confirmó la desaparición de la laguna cratérica dejando expuesto grandes cráteres de explosión en su lugar, por donde surgen las densas emisiones fumarólicas. Tanto el interior del cráter como el borde oriental del mismo presentan fracturas con emisiones fumarólicas y depósitos de azufre, con temperaturas que oscilaban entre 180°-220°C y 420°C en el piso del cráter.

Las bombas volcánicas son moderadamente vesiculadas, de color negro con textura porfírica. Al microscopio presenta textura hialopilitica, y los fenocristales (25%) observados son de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Las plagioclasas halladas son de dos generaciones, unas limpias y otras plagioclasas que se encuentran cribadas. Los fragmentos pumiceos son altamente vesiculados (>50%). Bajo el microscopio presenta textura porfírica con 1% de fenocristales, compuestos por plagioclasa y clinopiroxeno. La composición química de estas rocas corresponde al campo de las andesitas basálticas- traquiandesita basáltica (53,87-54,71 % SiO₂). De acuerdo a las observaciones de campo, los fragmentos pumiceos color castaño han sido emitidos desde la columna eruptiva mientras que las bombas corresponden a proyección balística desde el cráter. Teniendo en cuenta la composición similar, se puede inferir un magma de composición andesítica basáltica y los

fragmentos pumíceos que corresponden a una fase inicial, vesiculada, acumulada en la parte superior del conducto.

IMPACTO EN LA COMUNIDAD

Las localidades de Caviahue y Copahue basan su economía principalmente en la actividad turística (explotando fundamentalmente deportes de invierno sobre el flanco del volcán y aguas termales), con algunos pobladores transitorios (de comunidades originarias) que por medio de la trashumancia traen ganado durante el verano a la región.

A partir de los cambios observados en diciembre 2011, y sugerido por nosotros desde la universidad pública, el gobierno municipal comenzó a trabajar en un plan de contingencia. El primer pulso de julio 2012 ocurrió durante la temporada invernal y se realizó desde la Universidad un seguimiento de la actividad volcánica sin alterar el normal desarrollo de la comunidad (no monitoreo). La actividad sísmica sentida continuó, así como los fuertes olores de azufre sobre la localidad, pero la erupción del 22 de diciembre no ha tenido señales precursoras, habiendo en dicho periodo previo, una baja tasa de actividad sísmica. Por la dirección de los vientos solo dio lugar a la evacuación precautoria de los habitantes transitorios de las comunidades originarias al SE del volcán, siguiendo normalmente la actividad en las localidades de Caviahue y

Copahue donde no hubo caída de piroclastos. Durante el verano, visitantes se acercaron para observar el volcán.

La actividad sísmica continuó en aumento hasta mayo 2013, asociada a explosiones o exhalación periódicas. Un aumento de la actividad sísmica, que según el Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur, alcanzó los 700 eventos por hora, obligó a la evacuación total de las poblaciones (27/05/13) por presentar la posibilidad de tratarse de un evento más explosivo. Según el Observatorio, podíamos estar en presencia de la intrusión de un domo de lava, y la posibilidad de flujos piroclásticos densos que ocurrían, según algunos investigadores, cada 500 años. La evacuación de la Villa se mantuvo por el lapso de ocho días, hasta que la crisis sísmica mermó. La actividad turística invernal se desarrolló con normalidad, con un 80% de ocupación, a partir de la situación del volcán. Sin lugar a dudas, la resolución de evacuar a la Villa, a pesar que no hubo erupción, resultó una acción de confianza de la comunidad hacia los científicos, notándose una relativa falta de confianza a las autoridades.

La actividad continúa en aumento, con pulsos de emisión de material alrededor del cráter acompañados de la visualización nocturna de resplandor en la cumbre. Observaciones visuales del cráter muestran la presencia de bocas con emisión de flamas rojizas por combustión de gases volcánicos. Actualmente, el gobierno de la Provincia de Neuquén (Argentina) está firmando un convenio con la Universidad Nacional de Río Negro para el asesoramiento, creación y gestión de un Observatorio Vulcanológico del Neuquén (OVNEU), con la finalidad de monitorear en tiempo real los volcanes andinos de la provincia.

CARACTERÍSTICAS DE LA ERUPCIÓN Y CONCLUSIONES

Las investigaciones realizadas en el volcán Copahue entre los años 2004 y 2008 (Caselli et al. 2009; Ibañez et al 2009; Vélez et al. 2011; Agosto et al 2012, 2013) son las que permitieron determinar relaciones entre la sismicidad, las variaciones geoquímicas y la deformación. Estas ofrecieron una base para comprender el comportamiento durante la fase de reposo, post eruptiva del año 2000, y la posible detección de condiciones anómalas en el futuro. Evidencias de cambios o perturbaciones del sistema fueron observadas a partir de diciembre de 2011, cuando se percibió: (i) mayor registro de actividad sísmica, (ii) cambios en el flujo de las emisiones (gas y vapor) de la laguna cratérica, (iii) aumentos de temperatura, (iv) aumento de la concentración de sales en la laguna cratérica y (v) cambios en la polaridad de la deformación (Caselli et al. 2012).

El proceso eruptivo del volcán Copahue comienza en el mes de julio con un primer pulso que dio lugar a las explosiones freáticas del día 19/07/12, expulsando material del fondo de la laguna cratérica y conducto. Sin lugar a dudas, el de

mayor importancia e impacto ha sido el pulso que se produjo el 22/12/12 comenzando con una fase eruptiva freática, que gradó en pocos minutos a freatomagmática, para culminar a las pocas horas (20 aproximadamente) en una fase puramente magmática.

Dado el permanente proceso de desgasificación en la laguna del cráter entre julio y diciembre 2012, podemos suponer que durante el ascenso progresivo del magma se produjo una gran concentración de volátiles en el fundido, hacia la parte superior del conducto. El aumento del flujo térmico dio lugar a la fase eruptiva freática. El cuerpo magmático a alta temperatura en interacción con las aguas superficiales dio lugar a una fase eruptiva freatomagmática generando material piroclástico relacionado con la fragmentación hidromagmática. Al agotarse el agua del sistema, transicionalmente derivó en un estilo eruptivo netamente magmático tipo vulcaniano.

En el futuro cercano se intentará determinar las posibles causas de esta reactivación. En este sentido, con posterioridad al terremoto ocurrido en Maule (Chile) el 27/2/10 (Mw8.8), varios volcanes activos entraron en fase eruptiva (el volcán Planchón-Peteroa con erupciones a partir de septiembre 2010 hasta 2012, Cordón Caulle en junio 2011 y Hudson en octubre 2011). Teniendo en cuenta la correlación hallada entre erupciones andesíticas y terremotos de magnitud elevada (Linde y Sacks 1998; Watt et al. 2009, entre otros), es de esperar que varios volcanes de la región comenzaran un período de actividad. La sismicidad local anómala registrada en el volcán Copahue y sus alrededores durante el año 2010 podrían ser el indicio que el terremoto del Maule también afectaría a este sistema volcánico. Walter y Amelung (2007) sugieren, a partir de modelización numérica, que los terremotos de gran magnitud inducen la expansión volumétrica en las zonas donde los volcanes están activos. La descompresión brusca de una cámara magmática y/o su sistema de alimentación inicia procesos que llevan a un aumento de la sobrepresión de magma, y en última instancia, pueden dar lugar a una erupción.

Referencias:

- Agusto M., Caselli A., Tassi F., Dos Santos Alfonso M., Vaselli O., 2012. Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcánico Copahue – Río Agrío: Posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. *Rev As Geol Arg* 689(4):481–495.
- Agusto M., Tassi F., Caselli A., Vaselli O., Rouwet D., Capaccioni B., Caliro S., Chiodini G., Darrah T., 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue-Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *J Volcanol Geotherm Res*, 257: 44 – 56.
- Caselli A., Vélez M.L., Agusto M.R., Bengoa C.L., Euillades P.A., Ibañez J.M., 2009. Copahue volcano (Argentina): A relationship between ground deformation, seismic activity and geochemical changes. Ed. Bean, Braiden, Lockmer, Martini and O'Brien. *The Volume Project. Volcanoes: Understanding subsurface mass movement. Printed by Jaycee*, pp. 309-318.
- Caselli A., Agusto M., Capaccioni B., Tassi F., Chiodini G., Tardani D. 2012. Aumento térmico y composicional de las aguas cratericas del Volcán Copahue registradas durante el año 2012 (Neuquen, Argentina). XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, 2012. Actas: 441-442.
- Ibañez J.M., Del Pezzo E., Bengoa C., Caselli A., Badi G., Almendros J.. 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at Copahue volcanic complex, Southern Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 174, 284-298.
- Linde A.T., Sacks L.S., 1998. Triggering of volcanic eruptions. *Nature* 395, 888-890.
- Naranjo y Polanco, 2004
- Velez M.L., Euillades P., Caselli A., Blanco M., Martínez Díaz J., 2011. Deformation of Copahue volcano: Inversion of InSAR data using a genetic algorithm. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 202 (1–2):117-126.
- Walter T.R., Amelung F., 2007 Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geology*, 35(6), 539–542
- Watt SF, Pyle DM, Mather TA. 2009. The influence of great earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 277 (3): 399-407.

GEOLOGÍA Y SOCIEDAD: AVANCES EN LA REGIÓN SUR DEL PERÚ

Luisa Macedo, Jersy Mariño, Marco Rivera, Ivonne Lazarte
Observatorio Vulcanológico del INGEMMET - OVI
Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico INGEMMET
E-mail:lmacedo@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

Después que ocurre un desastre, son muchas las preguntas que nos hacemos respecto al suceso y sus consecuencias; tal vez el mayor interrogante es: ¿Por qué no estábamos preparados? ¿Por qué sucedió de esta manera? ¿Se repetirá de nuevo esta experiencia? o quizás nos preguntemos: ¿si vuelve a ocurrir qué pasaría? Todos estos interrogantes sirvieron para tomar conciencia respecto al papel de los pobladores que viven cerca a un volcán activo en el Sur de Perú.

La educación, por su influencia en la formación de las personas, permite que estas puedan prepararse para recibir, interpretar y reaccionar positivamente ante la ocurrencia de desastres. Además, promueve la comprensión de la importancia de participar efectivamente en los planes y actividades de la comunidad, previas a la ocurrencia de un desastre y no solamente, como sucede en la mayoría de los casos, que la participación se da cuando el evento y sus consecuencias se han consumado; de ahí el poco orden y los errores a la hora de solucionar los problemas que se presentan.

La difusión de la información geocientífica, facilita la posibilidad de formar personas capaces de enfrentar sus propias emergencias y de integrarse eficazmente en las estructuras locales de emergencia, para apoyar el desarrollo de los programas vinculados con las diversas etapas que componen el ciclo de los desastres. Una de las actividades que desarrolla el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, es trabajar sobre educación y sensibilización sobre los peligros geológicos y volcánicos principalmente.

El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), dentro de sus funciones, tiene la de orientar en la protección del medio ambiente; el ordenamiento territorial y prevención de desastres. Es así, que se creó el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, con la intención de realizar trabajos de investigación los volcanes activos del sur del Perú, utilizando métodos geofísicos, geoquímicos y geodésicos para el monitoreo de los volcanes, así como trabajos de geología y evaluación de

peligros, así como también, trabajos de educación y sensibilización sobre los peligros volcánicos.

TRABAJOS REALIZADOS EN LA CIUDAD DE AREQUIPA

La ciudad de Arequipa, es la segunda en importancia económica y poblacional del Perú. La ciudad se viene emplazando en zonas cercanas al volcán Misti, lo que incrementa día a día su vulnerabilidad frente a este volcán, debido a que la ciudad crece hacia zonas cercanas al volcán Misti y en áreas de alto peligro, como puede observarse principalmente en los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata (Fig.1). Además, las quebradas que bajan del volcán Misti (San Lázaro, Pastores, Huarangal, etc) vienen siendo usados como botaderos de basura y en muchos sectores se han edificado viviendas dentro de su cauce. El volcán Misti ha presentado erupciones de moderada y gran magnitud en los últimos 2 mil años. Arequipa cuenta con más de 1 millón de habitantes.

Respecto al tema del peligro volcánico en Arequipa, el INGEMMET por medio de su oficina de Vulcanología, inició un plan piloto de educación y difusión sobre el peligro volcánico, capacitando a las autoridades regionales y locales de Arequipa, llevándolos incluso al campo para explicarles sobre los procesos y productos volcánicos y lo que significa vivir cerca de un volcán activo, como es el caso del volcán Misti. Se les ha explicado sobre la utilidad del Mapa de Peligros del volcán Misti y se les viene asesorando en los planes de contingencia ante erupciones volcánicas, ordenamiento territorial y acciones de prevención ante la probable reactivación del volcán Misti.

Dentro de las actividades desarrolladas por el INGEMMET en la reducción del riesgo volcánico en Arequipa podemos citar el asesoramiento a las autoridades y población, lo que conllevó a:

- La toma de conciencia y por consiguiente promulgar ordenanzas municipales para el Ordenamiento

Territorial, es decir prohibir la expansión urbana hacia el volcán Misti. Ya se cuenta con varias ordenanzas municipales en Alto Selva Alegre, Miraflores y se viene trabajando una a nivel metropolitano.

- Organizar con las autoridades Simulacros de Evacuación por erupciones volcánicas (2009 y 2010).
- Distribución de más de 3000 ejemplares del Mapa de Peligros del Volcán Misti.
- Asesoramiento a las autoridades municipales para la elaboración de sus Planes de Contingencia ante erupciones volcánicas.
- Organización de Charlas y Talleres geocientíficos para escolares. Colegios Calienes, Las Esclavas, Amadeus Mozart y otros.
- Organización de 5 Foros Internacionales sobre peligros volcánicos y sísmicos desarrollados en Arequipa y Moquegua en los últimos 7 años.
- Concursos de dibujos sobre los peligros volcánicos y con los mejores trabajos elaboración de calendarios como material de difusión.

- Elaboración de material de difusión para la educación de la población frente a los peligros volcánicos, como trípticos, folletos, afiches, calendarios etc.
- Elaboración de boletín; “Guía para la atención de emergencias de origen volcánico”

TRABAJOS REALIZADOS EN EL VALLE DEL COLCA

El valle del Colca posee una singular belleza paisajística, por ello es uno de los principales destinos turísticos del Perú. Sin embargo varios de sus atractivos vienen siendo afectados por deslizamientos y amenazados por la actividad volcánica del Sabancaya. Para mitigar los riesgos, el INGEMMET viene propiciando un acercamiento con los pobladores del valle, ya que la información geocientífica que generamos no garantizan por sí sola una efectiva reducción de riesgos. Es imprescindible el trabajo conjunto de los científicos con las autoridades y la población vulnerable.

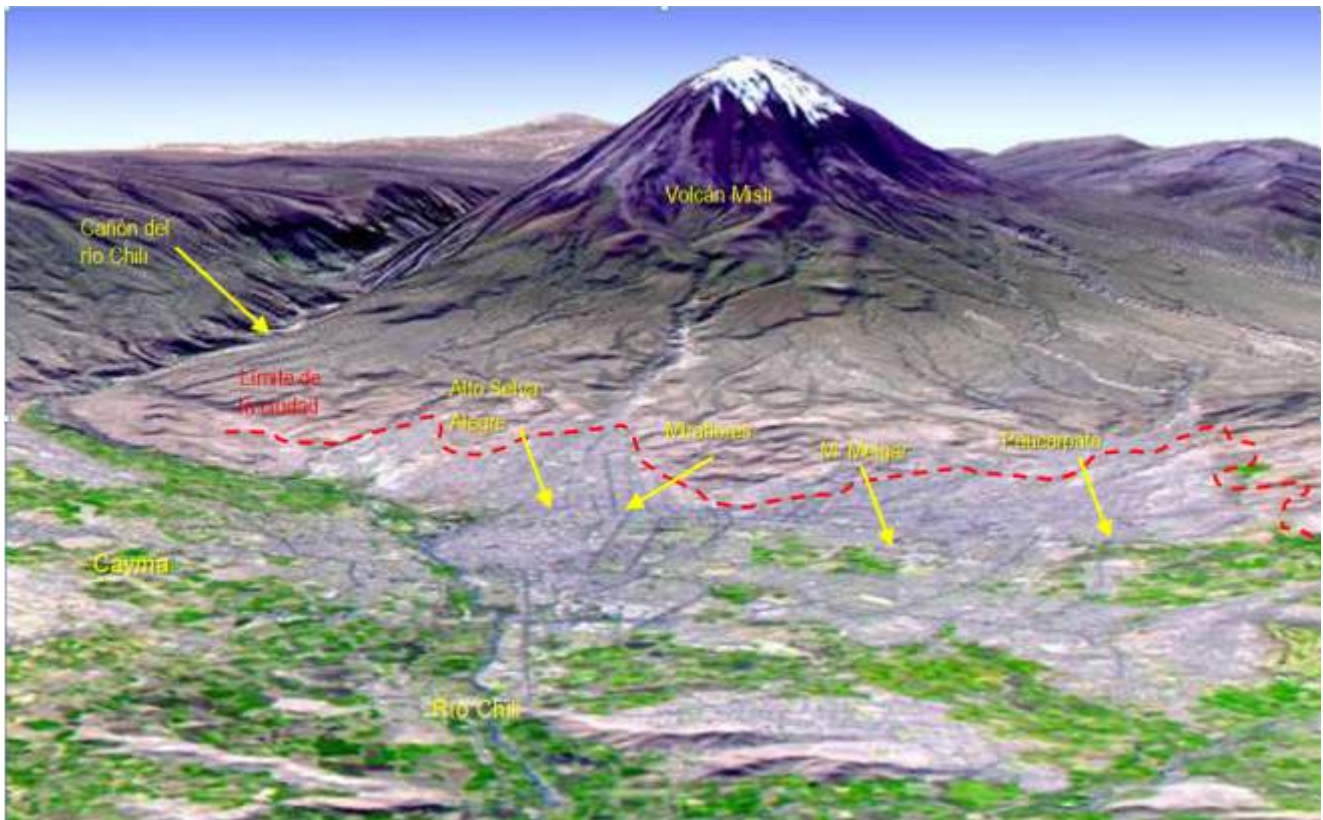


Fig. 1. Imagen de satélite Landsat (2001) de la ciudad de Arequipa y el volcán Misti. Puede observarse el crecimiento de la ciudad hacia el volcán Misti, principalmente los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata. La línea discontinua en rojo, señala el límite de crecimiento poblacional al 2011.

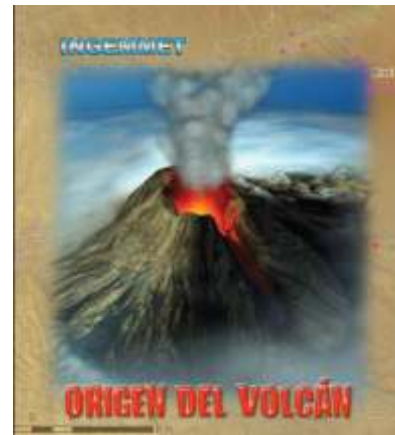
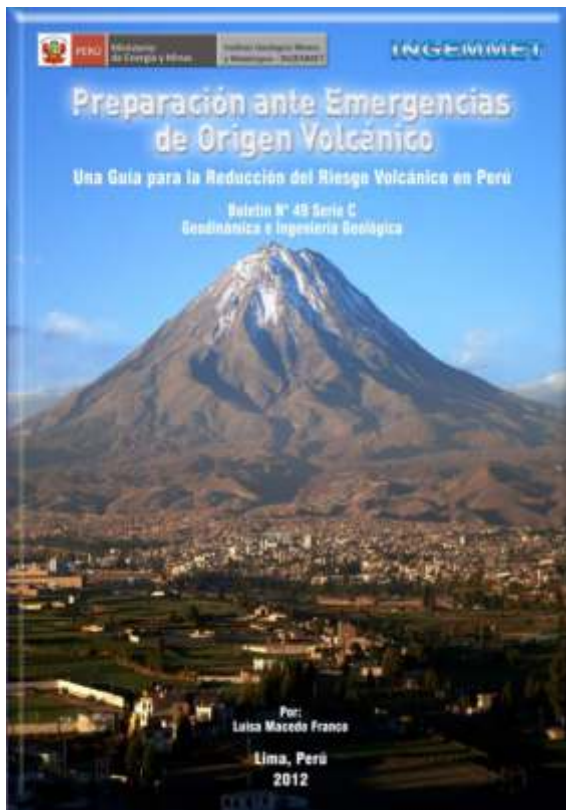


Fig. 2. Materiales de difusión elaborados para la educación de la población frente a los peligros volcánicos

Por ello, la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo del INGEMMET, viene realizando desde hace 3 años, trabajos de evaluación de peligros geológicos en el Valle del Colca, principalmente en el tramo entre los poblados de Pinchollo y Chivay, entre los que figuran:

- Cartografiado geológico a nivel de detalle, a escala 1/25,000.
- Estudios hidrogeológicos.
- Estudio neotectónico.
- Secciones sísmicas, resistividad eléctrica, y registros de microtemores.
- Trabajos de monitoreo de los deslizamientos, con métodos geodésicos y sísmicos, en cooperación con el IRD-Francia.
- Trabajos de educación y sensibilización sobre los peligros geológicos.

El objetivo de los trabajos que el INGEMMET viene desarrollando en el Colca, es intervenir combinando el conocimiento geocientífico y el trabajo coordinado con las autoridades y la población afectada, lo que propiciará una mejora de la calidad de vida de los habitantes. Por tal razón, desde el año 2009 se inició el proceso de educación y difusión sobre peligros geológicos, brindando charlas de capacitación y organizando talleres con autoridades, maestros y escolares de varios poblados como Chivay, Maca y Madrigal. Asimismo se viene efectuando la distribución de los mapas de peligro volcánico del Sabancaya, afiches sobre peligros geológicos, trípticos etc.

TRABAJOS REALIZADOS EN LOS POBLADOS ALEDAÑOS A LOS VOLCANES TUTUPACA Y YUCAMANI

A la par que se realizan trabajos de geología y vulcanología, para la elaboración de mapas geológicos y de peligros volcánicos, se vienen trabajos de educación y sensibilización a los pobladores, autoridades y especialmente a los escolares, de las localidades de Candarave, Yucamani, San Pedro, Huanuara, Patapatani, Camilaca, con ello se logrará la toma de conciencia de vivir frente a volcanes activos, implementando de esta manera acciones de prevención ante erupciones volcánicas. Se pretende en los próximos meses empezar con la organización de simulacros de evacuación por erupción volcánica, para lo cual se elaborará los planes de contingencia, señalización de rutas y etapas de evacuación, ubicación de albergues, entre otros.

TRABAJOS REALIZADOS EN EL VALLE DE UBINAS

El volcán Ubinas, es considerado como el más activo del Perú por sus 24 eventos volcánicos referidos a intensas emisiones de gases y cenizas, registrados desde el siglo XVI hasta la actualidad. La recurrente actividad registrada al menos desde los últimos 500 años, generó considerables



Fig. 3. Andenes en el valle del Colca, que fueron construidos por la cultura Wari e Incas entre los siglos VII y XV. Este importante patrimonio cultural viene siendo deteriorado por derrumbes, deslizamientos y caídas de roca. Según AUTOCOLCA más del 50% se hallan en mal estado.

daños en los poblados localizados alrededor del volcán, causando la muerte de algunas personas y ganado a consecuencia de epidemias desconocidas y contaminando terrenos de cultivo. En ocasiones, las cenizas se mezclaron con el agua de lluvia y se transformaron en flujos de barro, que durante su recorrido destruyeron áreas de cultivo localizados en el valle de Ubinas.

En el año 2006, presentó una erupción vulcaniana con IEV 2, a pesar de ser el volcán muy activo, los pobladores del valle de Ubinas, que suman aproximadamente 3500 personas, tenían poco o ningún conocimiento del fenómeno y sus peligros asociados. Asimismo, las autoridades no contaban con un plan de contingencia y experiencia para hacer frente a la crisis volcánica.

Es así que el INGEMMET realizó los siguientes trabajos:

- Elaboración del mapa de peligros volcánicos del Ubinas
- Asesoramiento para la elaboración del Plan de Contingencia
- Charlas de capacitación a las autoridades y población en general
- Asesoramiento a las autoridades en la ubicación de albergues y rutas de evacuación.
- Asesoramiento a las autoridades para la evacuación de la población en riesgo.

Gracias a los trabajos realizados, las autoridades y población en conjunto van tomando conciencia del entorno en que viven, con esto se logra que poco a poco se mitiguen los desastres y por consiguiente garantizar una mejor calidad de vida para los peruanos.



Fig. 4 y 5. Charlas en diferentes instituciones educativas de los poblados aledaños a los volcanes Tutupaca y Yucamani en la Región Tacna.





Fig. 6. Difusión del mapa de peligros del volcán Ubinas.

Referencias:

Rivera, M. Mariño, J., Samaniego, P., Delgado, R. (2012). Historia eruptiva del complejo volcánico Ampato – Sabancaya. Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú.
Macedo. L., (2012) - Reduciendo el Peligro Volcánico del Misti en Arequipa –

Perú. Resúmenes extendidos. Cities on volcanoes 7, Colima, Mexico, IAVCEI.
Mariño, J., Rivera M. (2008) - Mapa de peligros del volcán Ubinas: avances en la socialización de la información geocientífica. Revista Estrategia Internacional Para la Reducción de Desastres, Naciones Unidas, Nro. 14, 4 p.

PELIGROS GEOLÓGICOS: IMPORTANTE ELEMENTO DE ANÁLISIS EN LOS PROCESOS DE ZONIFICACIÓN ECOLÓGICA ECONÓMICA Y ORDENAMIENTO TERRITORIAL

Adrián Neyra Palomino
Ministerio del Ambiente – MINAM
Av. Javier Prado Oeste 1440, San Isidro, Lima.
E-mail: aneyra@minam.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El Perú con una población de 29, 273,736 (INEI, 2011) y una extensión territorial de 1, 285,216 km², se ubica en la parte centro occidental de América del Sur, describiendo un extenso y heterogéneo territorio que tiene como columna vertebral a la cordillera de los andes, que genera una alta diversidad geográfica, biológica y cultural. Los Andes se han levantado, y continua haciéndolo, como producto de la interacción de las placas Sudamericana y Nazca. La última se subduce o se encuentra debajo de la primera, a razón de 6 a 9 cm/año (Norabuena et al., 1998), en sus diferentes tramos, a lo largo de la fosa oceánica que es la línea de contacto superficial entre ambas placas. La interacción entre dichas placas generan las amenazas de origen geológico: sismos, tsunamis y vulcanismo.

La ubicación geográfica del Perú, aunada a las características geológicas naturales lo hacen el tercer país más vulnerable del mundo, después de Honduras y Bangladesh (Tyndall Center Instituto, Inglaterra 2004). La ocurrencia de peligros naturales como las inundaciones, los deslizamientos, los terremotos y las erupciones volcánicas, entre otros, por si solos, representan fenómenos naturales al desarrollarse como parte de los ciclos geológicos y meteorológicos de la naturaleza; sin embargo, las intervenciones humanas en los ecosistemas naturales han provocado desórdenes a escala global que han incrementado nuestra condición vulnerabilidad frente a estos peligros y por consiguiente un incremento en el riesgo de desastres (Análisis propio, MINAM).

Cabe precisar que, los peligros geológicos involucran procesos naturales terrestres, tales como terremotos, tsunamis, erupciones volcánicas, movimientos en masa, deslizamientos, entre otros. Los peligros hidrometeorológicos comprenden las inundaciones, aluviones, marejadas, vientos, heladas y sequías; por último los relacionados a los peligros de origen tecnológico. Todos

estos procesos peligrosos mencionados, cuando interactúan con los asentamientos humanos vulnerables, sobre las infraestructuras físicas, y en zonas de desarrollo de actividades productivas y de generación de medios de vida en general, pueden desencadenar un desastre.



Imagen 1: Ubicación del Perú, Costa oeste de Sudamérica

MINISTERIO DEL AMBIENTE – MINAM

- Ley General del Ambiente, Ley N° 28611, en sus artículos 20º al 23º referidos a promover el desarrollo sostenible, a través de la planificación territorial, establece objetivos y principios integradores, con la finalidad de complementar la planificación económica,

social y ambiental con la dimensión territorial, a fin de orientar el uso y ocupación del territorio, basados sobre sus potencialidades y limitaciones. (Ley N° 28611).

- El MINAM tiene la función específica de “Establecer la política, los criterios, las herramientas y los procedimientos de carácter general para el ordenamiento territorial nacional, en coordinación con las entidades correspondientes, y conducir su proceso”, de acuerdo a lo establecido en el literal c) del Artículo 7° del Decreto Legislativo N° 1013, Ley de creación, organización y funciones del Ministerio del Ambiente. (D. L. N° 1013).
- El MINAM es la Autoridad Ambiental Nacional que dirige los procesos de la gestión de la ZEE a nivel nacional (Artículo 11° D.S. N° 087-2004-PCM).
- A través de la Resolución Ministerial N° 026-2010/MINAM, el MINAM como órgano rector del ordenamiento territorial, aprueba los “Lineamientos de Política de Ordenamiento Territorial”, donde en el Objetivo 3, indica “Prevenir y corregir la localización de los asentamientos humanos, de la infraestructura económica y social, de las actividades productivas, y de los servicios básicos en zonas de riesgos (identificando las condiciones de vulnerabilidad)”. Cabe precisar que con la Ley N° 29664, de creación del Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres (SINAGERD) del 25 Mayo 2011, se constituye como un sistema interinstitucional, sinérgico, descentralizado, transversal y participativo, con la finalidad de identificar y reducir los riesgos asociados a peligros o minimizar sus efectos, así como evitar la generación de nuevos riesgos.

ANÁLISIS SOBRE LOS PELIGROS EN EL PERÚ

Los peligros geológicos (inundaciones, caídas, deslizamientos, flujos de lodos, etc.) se distribuyen ampliamente en el territorio nacional (INGEMMET, 2010), generando daños y destrucción a las poblaciones, a veces inadecuadamente ubicadas, a la infraestructura vial que atraviesa sectores de alta vulnerabilidad física, y en otras zonas con actividades económicas claves para el desarrollo local, regional y nacional.

Tales procesos, ocurren en territorios donde existen condiciones de precipitación intensa, litología poco competente, pendientes abruptas, vegetación escasa por procesos de deforestación intensa y desestabilización de taludes por mal diseño en la construcción de carreteras.

Según Julio Kuroiwa, en el caso del Perú uno de los problemas asociados con el retroceso de los nevados que vierten sus aguas a la cuenca del Pacífico, es la desértica costa peruana, prolongación del desierto de Atacama, uno de los lugares más secos del mundo, al contar con el 5% del agua dulce que dispone el país, en donde vive más del 65% de la población total del país. Lima, capital del Perú, ubicada en la costa, es después de El Cairo, Egipto, la ciudad más grande

del mundo, ubicada en un desierto (Lima, 2011, citas para el mapa de vulnerabilidad física del Perú).



El incesante incremento de la población mundial y la necesidad de sustentar el desarrollo socio-económico, sobre todo en los países industrializados, ha convertido al hombre en un voraz consumidor de energía. Un importante porcentaje de la energía eléctrica y automotora, es generada quemando combustible fósiles, petróleo y carbón que está inyectando a la atmósfera crecientes volúmenes de dióxido de carbono, un gas invernadero que está aumentando la temperatura global de la Tierra. Ello ha tenido efectos adversos sobre el medio ambiente, como el retiro de los glaciales en los montes Himalayas en Asia, y en los Andes tropicales en América del Sur (cordillera Blanca). Hasta hace unas décadas el volcán Misti se lucía como un hermoso cono nevado. En la actualidad, sólo se observa un poco de nieve en su parte superior, en pocos días al año.



Imagen 2:
Avalanchas,
Cordillera
Blanca

SITUACIÓN DE LOS PROCESOS PREPARATORIOS DEL ORDENAMIENTO TERRITORIAL EN EL PERÚ

Durante los últimos años se vienen desarrollando a nivel nacional estudios de Zonificación Ecológica y Económica - ZEE, en el marco de los procesos preparatorios para el Ordenamiento Territorial - OT en el Perú. La Zonificación Ecológica y Económica junto a los Estudios Especializados, permiten contar con el Diagnóstico Integrado del Territorio, y la consecuente construcción del Plan de Ordenamiento Territorial, contribuyen a evaluar las relaciones entre los factores de peligros y vulnerabilidades, e identificar alternativas de localización de actividades en un determinado espacio geográfico, en función a las amenazas (o peligros) a las que está expuesto el territorio.

La ZEE consiste en la evaluación de las potencialidades y limitaciones para la ocupación del territorio y el aprovechamiento sostenible de los recursos naturales, con base en las Unidades Ecológicas y Económicas - UEE. En el Artículo 8 del Reglamento (D. S. Nº 087-2004-PCM), se establece que se utilizarán siete criterios básicos para evaluar las UEE, entre ellos vulnerabilidad y riesgos, conflictos de uso y aptitud urbano industrial, en los cuales los mapas de peligros geológicos son determinantes para la evaluación de su potencial, determinando UEE que presentan alto riesgo por estar expuestas a la erosión, inundación, deslizamientos, huaycos, heladas, sequías, erupciones volcánicas, actividad sísmica y otros procesos que afectan o hacen vulnerables al territorio y a sus poblaciones.



Hasta el año 2011, cinco regiones (San Martín, Madre de Dios, Cusco, Amazonas y Callao) finalizaron su proceso de Zonificación Ecológica y Económica (Macro y Micro respectivamente). En el año 2012 la Región Cajamarca levantó las observaciones para la culminación de su respectivo estudio a nivel Macro. A Junio del año 2013 han culminado la Meso Zonificación, las regiones de Piura, Ayacucho y Tacna y se encuentran próximas a culminar las regiones de Lambayeque, Junín y Huancavelica; las demás regiones se encuentran en proceso de elaboración de su respectiva ZEE. A nivel local existen aproximadamente 120 estudios de pre inversión que contienen perfiles y propuestas para desarrollar la ZEE.

Todos estos procesos se están realizando mediante la asistencia técnica, seguimiento y supervisión respectiva del Ministerio del Ambiente en coordinación con los respectivos niveles de gobierno.

CAPACIDAD INSTALADA

El MINAM, como órgano rector, viene realizando el seguimiento, monitoreo y capacitación de los equipos técnicos a nivel regional y local en los procesos preparatorios del ordenamiento territorial. Asimismo, ha elaborado el mapa de vulnerabilidad física del Perú a nivel nacional, como herramienta de planificación que permite identificar sectores con mayor presencia de peligros, donde se debe desarrollar estrategias de gestión del riesgo. Dada la Política Nº 32 de Gestión del Riesgo de Desastres del Acuerdo Nacional, y la Ley Nº 29664 de creación del Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres-SINAGERD, el Ministerio del Ambiente viene trabajando con los gobiernos regionales y locales en la construcción de información territorial sobre riesgos de desastres, en el marco del Programa Presupuestal de Reducción de Vulnerabilidades y Atención a Emergencias por Desastres – PREVAED.

El INGEMMET, genera importante información que es utilizada en la ZEE, durante la evaluación de las Unidades Ecológicas y Económicas (UEE), entre otros, en la determinación del Peligro Geológico Potencial - PGP:

- Mapas geomorfológicos (mapas regionales y de cuencas)
- Mapas de susceptibilidad por movimientos en masa (caídas, deslizamientos, derrumbes, huaycos, etc.), a nivel nacional, regionales y de cuencas.
- Mapas de susceptibilidad a inundaciones (regionales y cuencas).
- Mapas de peligros volcánicos (por volcán).
- Mapa Neotectónico del Perú (nacional y regional)
- El inventario nacional de peligros geológicos ayuda a identificar zonas con erosión, desertificación, inundación y otros peligros geológicos.

ESTADO DE AVANCE DE LOS ESTUDIOS DE ZONIFICACIÓN ECOLÓGICA Y ECONÓMICA A NIVEL REGIONAL

GOBIERNO REGIONAL

ENTIDADES RESPONSABLES EN EJECUCIÓN Y APROBACIÓN

ENTIDADES	DEPARTAMENTO	AMBITO GEÓGRAFICO	NIVEL DE ESCALA	ETAPAS EN EL PROCESO DE ELABORACIÓN DE LA ZEE, SEGÚN DC Nº 010-2006-CONAM DCD (Avances Logrados)										ETAPA DE APROBACIÓN	% DE AVANCE LOGRADO A JUNIO 2013	
				ETAPA INICIAL	FASE PRELIMINAR	FASE DE RECOPIACIÓN Y GENERACIÓN DE INFORMACIÓN	ETAPA DE FORMULACIÓN	FASE DE ANÁLISIS	FASE DE EVALUACIÓN	FASE DE VALIDACIÓN	ETAPA DE APROBACIÓN					
			VALORES PORCENTUALES DE AVANCE	10%	15%	4%	6%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	10%	5%	
AMAZONAS	Todas	Todas	250,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
ANCASH	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	10%
APURIMAC	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	85%
AREQUIPA	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	40%
AYACUCHO	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
CAJAMARCA	Todas	Todas	250,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
CALLAO (REGIÓN)	Todas	Todas	25,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
CUSCO	Todas	Todas	250,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
HUANCAVELICA	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	60%
HUANUCO	Puerto Inca, Marañon, Leoncio Prado, Pechitica, Huánuco	Todas	50,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	95%
ICA	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	75%
JUNÍN	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	10%
LA LIBERTAD	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	95%
LAMBAYEQUE	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	5%
LIMA	Todas	Todas	25,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	95%
LORETO	Alto Amazonas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	0%
MADRE DE DIOS	Todas	Todas	250,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	95%
MOQUEGUA	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
PASCO	Oxapampa	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	55%
PURA	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	85%
PUNO	Lampa, San Román, Mocho, Huancané, San Antonio de Putina	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
SAN MARTÍN	Todas	Todas	250,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	90%
TACNA	Todas	Todas	50,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
TUMBES	Todas	Todas	50,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	35%
UCAYALI	Todas	Todas	100,000	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	40%

Cuadro 1: Avances, Procesos ZEE, junio 2013

El IGP, aporta importante información sobre las características sísmicas del Perú, a través de trabajos de investigación que permiten actualizar la zonificación sísmica a nivel nacional, determinando sectores con mayor recurrencia en cuanto a frecuencia y magnitud de los sismos. Esta información de peligros geológicos, constituye un elemento que es incluido en la ponderación en los estudios de ZEE que se vienen desarrollando.

El SENAMHI, como ente rector en la investigación climática y meteorológica a nivel nacional, genera información sobre peligros naturales relacionados con variaciones climáticas, principalmente identificando valores máximos y mínimos de temperatura, precipitación, humedad, etc. que vienen siendo incorporados en los estudios de ZEE a nivel nacional.

RETOS

Los desastres se consideraban como fenómenos naturales. Recientemente hemos empezado a pensar en los desastres como fenómenos de origen social. Las implicaciones de esta perspectiva sólo pueden percibirse si consideramos que la vida humana se entrama en un tejido de diversos órdenes: político, económico, cultural, religioso, histórico,

etc. Los desastres, son una construcción social, no de la naturaleza.

La gestión del riesgo de desastre requiere un enfoque holístico e histórico, que permita gestionar el riesgo como una oportunidad de cambiar procesos, como una plataforma que legitime y permita hacer cambios sociales, políticos y económicos posibles y necesarios para disminuir los riesgos de desastres y por tanto, la vulnerabilidad de las comunidades (Demeter, 2004).

En tal sentido, además de elaborar sistemas de alerta temprana, se requiere sistematizar una base de datos histórica nacional, diseñar políticas públicas para la planificación del territorio, fortalecimiento de las capacidades de control urbano para las municipalidades, elaboración de cartografías de escenarios de riesgo, capacitación y formación de especialistas en gestión de riesgos y cambio climático y el fortalecimiento de capacidades institucionales de los gobiernos regionales y locales en tecnologías de información.

Se requiere también, plantear soluciones duraderas, proponiendo una gestión integrada de cuencas, con proyectos de reforestación que proteja el suelo,

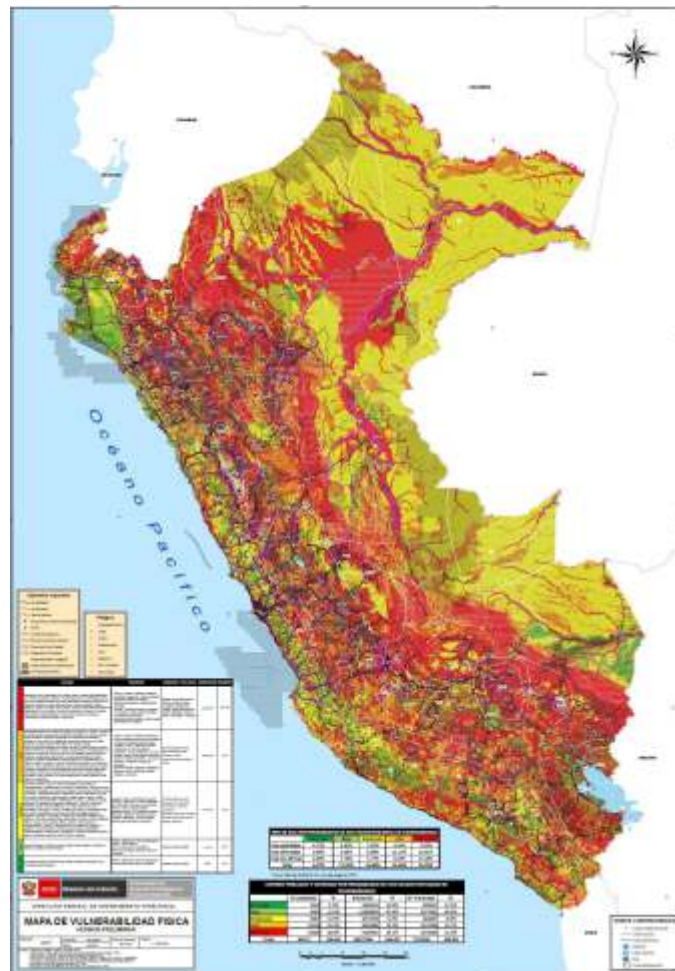


Imagen 3: Mapa de vulnerabilidad física, MINAM

recuperación de andenes y tecnologías ancestrales, en áreas urbanas desarrollo de ciudades sostenibles en base a la microzonificación de peligros geológicos.

El mayor reto, consiste en incorporar una Cultura de Prevención en la educación y difundir conocimientos que permita a los pobladores y tomadores de decisión reconocer las amenazas a las cuales están expuestos, para reducir sus condiciones de vulnerabilidad. Es decir, el grado de entendimiento sobre los peligros naturales que pueden afectarlos y qué hacer para prevenir y reducir (evitar y disminuir) los efectos de los fenómenos considerados altamente peligrosos.

CONCLUSIONES

Los peligros geológicos (inundaciones, caídas, deslizamientos, flujos de lodos, etc.) se distribuyen ampliamente en el territorio nacional, generando daños y destrucción a las poblaciones, infraestructura vial y zonas con actividades económicas claves para el desarrollo local, regional y nacional.

En tal sentido, los desastres tienen que ser considerados como una construcción social y no de la naturaleza, los cuales pueden prevenirse si consideramos que la vida

humana se desarrolla en un orden diverso de actividades: político, económico, cultural, religioso, histórico, etc

El mayor reto para para reducir las condiciones de vulnerabilidad y disminuir el riesgo consiste en incorporar una cultura de prevención en la educación y difundir conocimientos que permita a los pobladores y tomadores de decisión reconocer las amenazas a las cuales están expuestos.

Como órgano rector en Ordenamiento Territorial, el MINAM, realiza el seguimiento, monitoreo y capacitación de los equipos técnicos a nivel regional y local en los procesos preparatorios del Ordenamiento Territorial, participando activamente en la generación de información territorial sobre riesgos de desastres, en el marco del Programa Presupuestal por Resultados de Reducción de Vulnerabilidades y Atención de Emergencias por Desastres - PREVAED.

A junio del 2013, nueve regiones (San Martín, Madre de Dios, Cusco, Amazonas, Callao, Cajamarca, Piura, Ayacucho y Tacna) han culminado sus procesos de ZEE, tres se encuentran próximas a culminar (Lambayeque, Junín y Huancavelica), y las demás se encuentran en proceso de elaboración, existiendo a nivel local varios procesos en ejecución.

Referencias:

- DEMETER, 2004
INGEMMET, 2010, *Mapa de Susceptibilidad por Movimientos en Masa del Perú*.
Naciones Unidas-EIRD, 2004, *Vivir con el Riesgo: Informe Mundial sobre Iniciativas para la Reducción de Desastres*.
MINAM, 2009, D.S. N° 012-2009 – *Política Nacional del Ambiente*, Lima, Perú.
MINAM, 2010, R.M. N° 020-2010 – *Lineamientos de Política para el Ordenamiento Territorial*, Lima, Perú.
MINAM, 2011, *Memoria Descriptiva, Mapa de Vulnerabilidad Física del Perú*.

ERUPCIONES FREÁTICAS DEL VOLCÁN TURRIALBA (COSTA RICA) ENTRE EL 2010 Y 2013: SIMULACRO NATURAL Y PREPARATORIO

Eliécer Duarte

Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), Universidad nacional.

P.O. Box 2346-3000, Costa Rica.

E-mail: eduarte@una.cr

RESUMEN

Desde mitad del 2005, el volcán Turrialba arrancó con un proceso ascendente de desgasificación, luego de algunos enjambres sísmicos registrados desde 1996. La actividad fumarólica involucró los alrededores del cráter oeste y particularmente se hizo más notoria a partir de las erupciones freáticas de enero 2010 generadas desde una abertura formada al suroeste del cráter activo.

Durante el periodo lluvioso del 2011 se produjo la apertura de un boquete en el fondo del cráter oeste. En enero 2012 se formó la boca 2012, en la pared externa, sureste del cráter oeste; con emisión de lapilli, piroclastos y ceniza preexistente. Finalmente el 21 de mayo de 2013 se produjo la emisión de material fino, por varias horas, simultáneamente desde las bocas 2010 y 2012, sin efectos mayores. Si bien durante estas erupciones, exceptuando el 2011, hubo operativos de emergencia no hubo muertos ni heridos aunque sí evacuados. El impacto en la vegetación, agricultura y vegetación natural ha sido variable en los distintos eventos aunque el proceso de afectación por acidificación ha sido sostenido a lo largo de los mencionados 8 años.

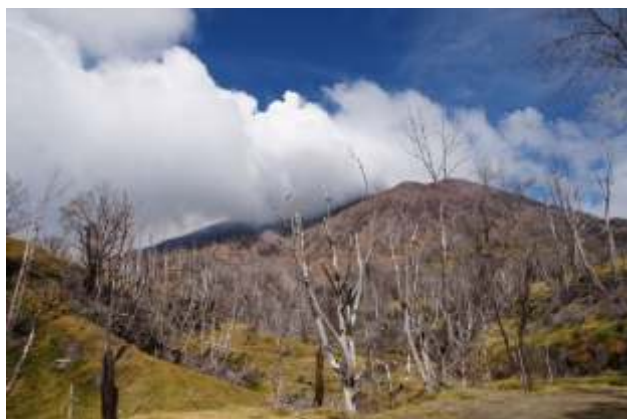


Fig. 1. Vista general desde el oeste hacia las paredes quemadas hasta 3 km desde la cima

Los registros sísmicos, de deformación, observaciones físicas y gases permiten concluir que estas erupciones no corresponden a una nueva actividad magmática sino a una acumulación superficial de gases, que aumentan la presión hasta romper la superficie y formar las aberturas. No se ha podido confirmar intrusiones magmáticas durante estos eventos. Ya en el último periodo eruptivo magmático del volcán Turrialba (1864-66) se produjeron boquetes. Por lo tanto, se podría esperar en el futuro la formación de otras bocas producidas por erupciones similares a las ocurridas durante los últimos cuatro años.

INTRODUCCIÓN

El volcán Turrialba (10.03N, 83.77E, 3340 msnm) se localiza en el extremo sureste del arco volcánico mesoamericano. En su cima se observan tres cráteres alineados de NE a SW de los cuales el más al oeste ha mantenido actividad gaseosa, aumentada desde mitad del 2005. Este es un estratovolcán basalto-andesítico de la Cordillera Volcánica Central, ubicado a unos 40 km al ENE de la capital; San José y a unos 15 km al NO de la ciudad de Turrialba. El último periodo eruptivo magmático ensanchó el cráter oeste el cual concentra la mayor parte de la actividad fumarólica en los últimos años.

A partir de 1996 una serie de enjambres sísmicos estremecieron el edificio volcánico y alrededores. Algunos de esos signos fueron correlacionados con cambios menores como el aumento de temperatura en las fumarolas e incremento en calidad y cantidad de gases. Incluso algunos de estos picos sísmicos fueron capaces de generar sismos sentidos por pobladores que vivían cerca del volcán.

A partir del segundo semestre del 2005 se nota una migración de fumarolas hacia el sur y oeste del cráter activo, asociado al rápido calentamiento de la superficie y las quemaduras en la vegetación intracráter. En cuestión de meses los gases vigorizados alcanzaban arbustos y Jaúles,

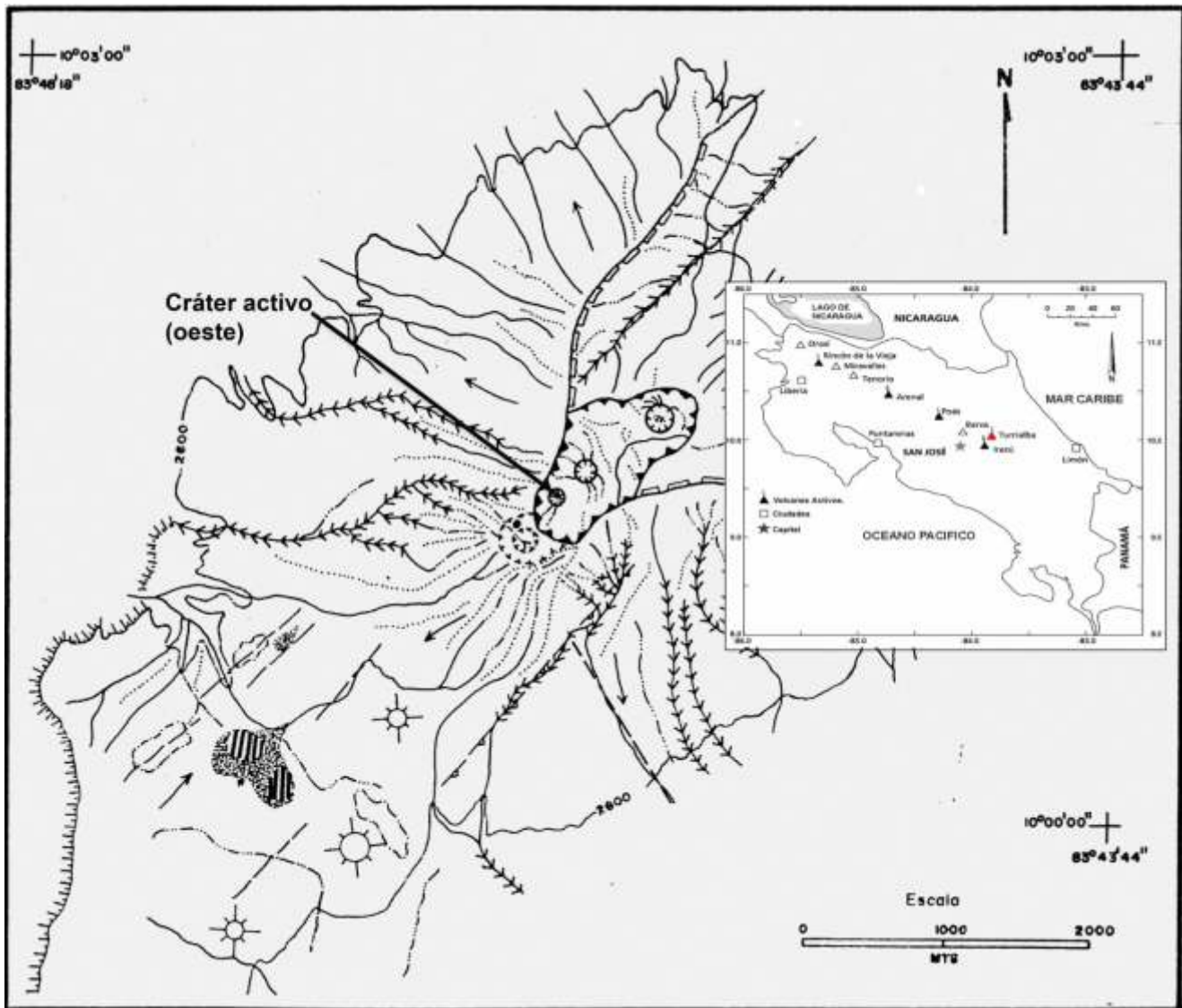


Fig. 2. Localización general del volcán en el mapa de Costa Rica y los principales elementos geomorfológicos del edificio volcánico.

cercanos a la cima; hacia el oeste y NW del cráter mencionado. Solo un año después, en octubre de 2006 se hicieron los primeros reportes de alteraciones severas en la fauna y flora de las laderas superiores e intermedias. El deambular de los coyotes, asediados por los gases irritantes daban idea de que su, otrora seguro hábitat, estaba siendo sometido a una dura prueba. La ausencia de aves por el marchitamiento de plantas era evidente. En visitas de campo se podían observar insectos moribundos en el piso.

Ya en mayo 2007 ocurre un importante enjambre sísmico acompañado de salida de gases en el sector de Quemados (1.3 km al SW de la cima). Las infiltraciones en la Quebrada Ariete producen preocupación en los vecinos cercanos quienes se mudan por precaución. Otro pulso sísmico irrumpe en julio 2007 para producir agrietamientos radiales en la cima. Tales grietas facilitan y aceleran la salida de gases que invaden más rápidamente las partes bajas de las laderas hacia el W y NW, provocando quemaduras hasta unos 3 km y afectando zonas de interés comercial. Es en este segundo semestre que la mayoría de vecinos ubicados en esos flancos, deciden reubicarse. Las plumas sostenidas

de gas eran una prueba para quienes tenían que dormir al pie del gigante inquieto. La cantidad de dióxido de azufre escalaba rápidamente de cientos de toneladas diarias, a miles.

A lo largo de los años 2008 y 2009 la emanación de gases solo empeora las cosas. La calidad y cantidad de tóxicos desintegra el bosque en los sectores más afectados y alcanza a producir estragos en pastos y ligeramente en cultivos como papa y zanahoria. La intensa corrosión convierte las casas y galerones en esqueletos de madera. Efectos menores por gases sobre vegetación se hacen sentir en los flancos norte y sur del volcán Irazú; respondiendo a la dirección predominante del viento llegado desde el vecino volcán Turrialba.

El cambio en superficie más relevante se da en la vegetación. El paisaje siempre verde vario de amarillo a naranja y luego a un café intenso debido a los gases y vapor crecientes. La acidificación del medio provoca, por lo tanto, la mayoría de estragos observados en superficie hasta ahora. Son estos mismos elementos aunados a la toxicidad

de los gases volcánicos los encargados de expulsar a la población circundante que de modo voluntario y sensato desalojaron la zona a partir de la mitad del 2007.

Las grietas, el aumento de la calidad y cantidad de los gases produjeron a partir de la mitad de ese año las quemaduras mas graves en la vegetación. Las temperaturas cercanas a 90°C se dispararon rápidamente hasta alcanzar máximos cercanos a los 280°C. El calentamiento de los flancos externos producía campos calientes que despedían gas y vapor aunados al humo de la combustión de la vegetación cercana a la cima.

Importantes paños de pasto; valioso para la ganadería lechera se arruinaron en cuestión de semanas. Peones y patrones comenzaron un éxodo debido a las señales inequívocas que el volcán les daba acerca de su capacidad energética. Estas quemaduras se extendieron hasta unos 4 km de distancia a partir del cráter activo en la dirección prevaleciente de los vientos; básicamente hacia el oeste y noroeste. De toda suerte que la agricultura en ese sector es incipiente y el efecto directo en la industria del “Queso Turrialba” se mostro en forma significativa.

En el caso de arboles de porte alto e intermedio, de los flancos bajos en las direcciones mencionadas, recibieron tal impacto que lo trasladaron a sus especies huéspedes. Epifitas, orquídeas, musgos y toda clase de especie vegetal que reaccionaron negativamente a la creciente acidificación del medio.

El efecto de la lluvia acida incide en la infraestructura metálica y en la calidad del agua. Los niveles de corrosión que se comenzaron a observar a partir de 2005 han sido más severos, incluso, que en picos de actividad gaseosa estudiados en el volcán Poás y Arenal. Techos, alambres de cercas y maquinaria fueron rápidamente atacados por deposición seca y húmeda de un modo tal que los mismos vecinos no encontraron forma de aminorar el impacto.

Irónicamente la visita al parque nacional no resulta disminuida; por el contrario; debido al mejoramiento de los caminos de acceso y la curiosidad desatada por la cobertura de medios de comunicación, la visita del público repuntó en los años 2007 y 2008. Los guardaparques, por lo tanto, debían balancear entre su propia seguridad y salud personal y el control de visitantes. El monitoreo constante, a partir del 2008, del dióxido de azufre (SO₂) oscila, desde centenas de toneladas hasta miles de toneladas diarias. Este gas es el principal responsable de la acelerada acidificación en la zona.

Después del segundo semestre del 2009 se cerró la visita hasta la cima del volcán solo para mantenerse abierto brevemente en el 2011. Las erupciones del 2010 y 2012 han provocado preocupación en los encargados del parque y comunidades vecinas a tal punto que no se han realizado los esfuerzos necesarios para generar las mejoras de infraestructura y manejo que permitan una visitación sana y segura. Hasta agosto de 2013 el parque nacional permanece cerrado para la visita del público.



Fig. 3. Vista aérea desde el este cubriendo los 3 cráteres de la cavidad cuspidal. Al fondo a la derecha, el vecino volcán Irazú

CUATRO ERUPCIONES FREÁTICAS DESDE EL 2010: UNA POR AÑO

Durante los últimos 4 años han ocurrido 4 eventos freáticos emitidos desde 3 bocas que se han formado, respectivamente; en enero 2010, mitad del 2011 y enero del 2012.

Las Erupciones del 5 Y 6 de enero de 2010

Estas erupciones abrieron una cavidad en la pared interna del cráter oeste desde donde se emitió material que se proyectó por unos 40 km, hacia el suroeste, hasta alcanzar un sector periférico del Gran Área Metropolitana (muy cerca de la capital: San José). Durante este evento la fase gaseosa se presentó acompañada de material fino preexistente (erróneamente denominada como ceniza). Varias explosiones freáticas ocurrieron y el impulso extraordinario de gas y vapor encontró una salida frágil perforando las capas superiores de la cima. El volcán emitió una cantidad importante de sedimentos, lapilli y piroclastos antiguos que fueron desperdigados a distancias de acuerdo a su tamaño. Los bloques enormes (muchos sub-métricos) quedaron en las cercanías de los boquetes iniciales y el chorro de material más fino alcanzó una altura suficiente como para que el viento lo arrastrara a decenas de km. Si el recorrido de los materiales finos solo fue ese, es porque las erupciones encontraron una barrera importante en la llovizna y niebla que imperaba en la zona a la hora de producirse.

En su recorrido los materiales cayeron en zonas de agricultura y ganadería. El impacto inicial en la calidad del aire, el agua, el suelo y en general en la economía regional fue considerable. Si bien no se cuantificaron pérdidas, la inversión inmediata para defenderse de esas partículas finas es muy importante y asumidas por los propios interesados. Los gastos en un operativo de emergencia para reducir el drama humano deben sumar muchos millones de colones [1].

La interpretación que puede hacerse (derivado de los cambios observados en los últimos años) es la ocurrencia de una importante alteración del sistema hidrotermal del volcán; como resultado de una intrusión de un paquete magmático. Las características físico-químicas de los fluidos fumarólicos, la actividad sísmica, las condiciones de deterioro ambiental y la ausencia de deformación del edificio volcánico; así lo indican. La boca formada mantuvo incandescencia por muchos meses luego de su actividad inicial aunque no produjo magma juvenil. En estos cuatro años esa cavidad se ha ensanchado ligeramente y mantiene fuerte actividad desde el fondo [2].

Este evento tuvo poco impacto en las comunidades cercanas en parte al simulacro que la Comisión Nacional de Emergencias y otras entidades práctico tan solo un mes antes en La Central; una de las comunidades próximas al volcán.



Fig. 4. Boca 2010 en primer plano. Al fondo a la izquierda el Cerro Porfía

Boquete del 2011

Las pequeñas erupciones a mitad de 2011 fueron invisibilizadas por las condiciones adversas del clima que reinan a mitad de la época lluviosa. Sin embargo se reportó la apertura de una pequeña cavidad en la pared rocosa, al fondo del cráter oeste. La caída de material en esta ocasión se limitó al edificio volcánico.

No hubo actividad sísmica importante relacionada, ni deformación, ni tampoco efectos ambientales agudos en los alrededores del volcán que se puedan asociar a esta actividad. Durante varios meses después, se documentó incandescencia y temperaturas superiores a los 200°C. Actualmente ese boquete se encuentra abierto y expulsando gas y vapor, a veces con un fuerte zumbido de turbina.



Fig. 5. Acercamiento a la boca 2011. Las distintas coloraciones indican diferenciales de temperatura

Actividad Freática del 12 y 18 de enero del 2012

Entre el 12 y el 18 de enero del 2012 ocurrieron otras erupciones freáticas producidas desde una boca formada al sureste del cráter oeste: en la pared baja y externa del cráter principal. Aunque no hubo afectación directa en infraestructura física o en personas los materiales finos se distribuyeron por muchos km a partir de ese punto de emisión.

La apertura de la boca 2012 (el 12 de enero del 2012) se acompañó con la salida de “ceniza” y por algunas horas fue transportada por el viento en las direcciones principales O y NO. Caída de material fino fue reportada hasta Tres Ríos (unos 20 km al suroeste del volcán). El 18 de enero del 2012 ocurrió una segunda emisión de material que fue llevado por el viento, durante algunas horas, en las mismas direcciones O y NO. El tamaño y forma de la cavidad vario poco en días subsiguientes, aunque el ruido emitido, en forma de jet, era audible desde unos 350m (en contra del viento). Se registraron temperaturas entre 700 y 760°C que produjeron la coloración oscura en la roca de la sección externa de la boca. La incandescencia asociada a esta boca se mantiene hasta hoy día y la exhalación de gases y vapores es constante en el sitio [4].



Fig. 6. Incandescencia emitida desde la boca 2012. Foto tomada en febrero 2012

Erupciones Freáticas del 21 de Mayo del 2013

Finalmente, el 21 de mayo del 2013 ocurren emisiones de piroclastos, lapilli y material fino; simultáneamente desde los mencionados boquetes del 2010 y 2012. Aunque el evento solo se sostuvo por unas horas, la trayectoria de los materiales finos se documentó a lo largo de muchos km, alcanzando el sector noreste del Valle Central; hasta unos 25 km del punto de emisión.

La actividad tuvo lugar entre las 8:30 y las 11 de la mañana. Se registró actividad sísmico-volcánica previa desde unas 4 semanas antes del evento. El día mencionado mostró sismos híbridos y tremor armónico. La actividad sísmica se redujo sensiblemente luego de las emanaciones registradas [5].

Se estima que la pluma de materiales finos alcanzó hasta unos 2 km sobre la cima aunque el grueso de las columnas sostenidas quizás no superó 1 km de altura. Como se trató de material preexistente su acidez no superó los 5,4 de pH (lixiviado de una muestra recogida a unos 25 km hacia el oeste del volcán). No se reportó afectación aguda a las comunidades vecinas ni efectos extraordinarios en el ambiente circundante [6].



Fig. 7. Salida simultanea de materiales por las bocas 2010 y 2012. Foto webcam OVSICORI.

CONCLUSIONES

Cuatro eventos freáticos en los últimos cuatro años es un numero discreto pero con gran impacto para fines de educación y preparación de la población. En tantos otros casos los volcanes no dan signos premonitores y el proceso de sensibilización de la población se hace más lento y tortuoso. En este caso los simulacros aportados naturalmente por el Turrialba deben servir de aporte para aquellas organizaciones encargadas del manejo de la emergencia y para las de primera respuesta.

Si bien se han producido cambios morfológicos en la cima del Turrialba con estas erupciones no hay elementos para prever actividad magmática a corto plazo en cuyo caso requeriría toda la atención de autoridades, de investigadores y manejadores de emergenci

La localización de las aberturas alrededor del cráter oeste podría indicar que el potencial energético de este volcán no es suficiente aun para poder evacuar la obstrucción que se ha consolidado en la parte superior del conducto. Sin embargo la descompresión espontanea producida por una o más bocas laterales podrían desencadenar eventos magmáticos agudos.

Los eventos freáticos observados hasta ahora, resultan normales en un volcán con las características del Turrialba.

La boca 2010 inició este tipo de actividad con explosiones freáticas y una fuerte emisión de sólidos. La apertura de la boca 2011, aunque no contenga observaciones directas o instrumentales refuerza la idea de un paquete de sedimentos y escombros, en el fondo del cráter oeste, que impide el libre tránsito de una masa mayor de gases, vapor y por qué no de magma.

Visto el patrón de apertura de bocas en el pasado, en este y otros volcanes, se puede especular sobre el proceso progresivo en que el Turrialba ha evolucionado en estos últimos años. Los arreglos de fallas en la cima y alrededores,

los enjambres sísmicos y el proceso agudo de desgasificación deben ser anotados como puntos que refuerzan el pedido de atención y precaución con este volcán.

En principio; el calentamiento superficial, producto del movimiento de fluidos y la rápida descompresión del sistema interno recalentado, ha venido en aumento en los últimos 4 años. El ascenso cualitativo de los parámetros (producidos por un monitoreo sostenido por décadas) parece indicar una intrusión magmática en lento movimiento hacia la superficie. Si bien no hay evidencia de magma juvenil, si hay indicadores de que el agua profunda ha estado en contacto con un cuerpo caliente y profundo capaz de producir estas pequeñas erupciones premonitoras.

Aunque no ha habido nuevo magma en las erupciones documentadas estos eventos si conforman un simulacro real y natural, por parte del mismo volcán, para las poblaciones cercanas para los investigadores y para las instituciones de primera respuesta encargadas del manejo de emergencias y reducción de riesgos.

EL FUTURO

Conociendo los antecedentes del volcán Turrialba y separando los escenarios se puede decir que el efecto de marchitamiento y quemaduras en la vegetación circundante, ya fue descrito por observadores de la actividad, hace más de 140 años. Si bien no se puede derivar de esta coincidencia que el volcán pasará a una etapa magmática o freato-magmática, como sucedió en aquel entonces, si debe ser muy claro que aún posee el potencial y la capacidad de repetir tal calamidad. El cuando no es el sujeto de este ensayo ni de la investigación del grupo de vigilancia volcánica. Respecto al cómo; se puede emplear el recurso de dividir el tema por escenarios posibles con el fin de afinar detalles y formular planes de contingencia.

Es necesario ahondar en más y mejores estudios geofísicos que puedan ayudar a entender con claridad la dinámica interna de este volcán. La tecnología de los nuevos tiempos permite recabar información valiosa, y compartirla en tiempo real con la población, con la idea de compararla y reducir el riesgo inherente. Es imperante que los estudios en salud humana, animal y vegetal se realicen con la firme intención de recomendar y reducir los efectos hasta ahora observados.

El escenario de gases es tal vez el más inocuo de los que se puedan citar para el historial que posee el volcán Turrialba. Si ascendemos en severidad y pensamos en la emanación de cenizas en este volcán, el escenario se torna muy pesimista. La calidad del aire (y por ende la calidad ambiental) se puede ver drásticamente reducida por esas erupciones que afectarían las nuevas tecnologías, en el Valle Central, y los alrededores del volcán. Más dramático

aún, unas cuantas erupciones de ceniza pueden detener el tráfico aéreo y con ello cerrar la llave de los dólares y euros turísticos que llegan cada día al país.

Debemos preguntarnos si ¿estamos haciendo lo suficiente para paliar los efectos observados hasta ahora en 8 años de acumulación de efectos por gases? O es que ¿debemos esperar a pasar de escenario para comenzar a generar medidas de contención y reducción del impacto?

LO PRÓXIMO

Dado que la predicción no es el camino, ni es el propósito de este ensayo, tampoco, debe pensarse en los escenarios posibles inmediatos y a largo plazo. Las bocas abiertas y ensanchadas, por posteriores pulsos de energía seguirán creciendo hasta que se agote el material disponible o disminuya el flujo que lo impulsa hacia fuera. Mientras tanto el efecto de banda transportadora, siempre con material hacia la boca que sopla, provocara salida de materiales por meses o años.

Más importante aún es pensar si esa dinámica se altera negativamente. En caso de sellamiento de esas válvulas abiertas; podría entrar de nuevo, el volcán, en una acumulación extraordinaria de presión que ensanche bruscamente esas cavidades o bien abrir nuevas. En cualquiera de los casos la voladura de nuevos materiales indicaría baño de material fino a largas distancias en la dirección que el viento lo lleve.

Si bien esa no es la fase más severa; por razones de alteraciones macro en las partes internas del volcán se podrían dar desajustes en la presión, de modo tal que se detonen explosiones freato-magmáticas. En tal caso se estaría combinando material viejo que conforma parte del edificio volcánico con aportes de nuevo magma que puede alcanzar la atmosfera con un poder similar a lo que mostro el volcán Irazú a principios de los 60's. Ante este escenario; los efectos directos e indirectos escalarían rápidamente. Las amenazas secundarias como deslizamientos, lahares y gases pueden alcanzar territorios todavía no incluidos en un mapa de riesgo volcánico. La caída de tefras puede sepultar parcialmente amplias zonas alrededor del volcán. Aun más severo se pueden producir avalanchas incandescentes que bajen rápidamente por las laderas provocando destrucción total e inmediata. Este sería el peor escenario para fines de preparación y prevención. Igual de grave es el hecho de que la producción de altas columnas de ceniza puede bloquear el tráfico aéreo del país. Si bien la emisión de coladas de lava ha sido parte del crecimiento de ese edificio volcánico, el peligro que eso representaría sería menor comparado con otras amenazas.

RESPECTO A LO PREVENTIVO

Si bien por años se recomendó el mejoramiento de vías para fines de potenciar la economía regional y para

evacuaciones rápidas; esto no se hizo. Todavía se está a tiempo. La reducción del impacto económico y humano comienza por ahí y se puede ahondar mucho más. El reforzamiento de la infraestructura hospitalaria y la vigilancia de la salud pública es una forma de prepararse para lo peor. En términos ambientales mucho se puede hacer para proteger las laderas del fuego y la deforestación. La localización y manejo adecuado de las fuentes de aguas, cercanas al volcán, es otro modo de ver el futuro en forma preventiva. Más aún y a mayor plazo; se debe reforzar la estrategia de educación en niños, de modo tal que su sensibilidad sea trasladada por ellos mismos a futuras generaciones. Finalmente la planificación del territorio debe ser una tarea que arranca desde la misma municipalidad e instituciones del estado pasando por el concurso de los vecinos e interesados.

EN CONCRETO SOBRE CIUDAD TURRIALBA

Si bien esta ciudad no se encuentra en la ruta usual de los vientos que le puedan acarrear en forma persistente cenizas o gases, es importante saber que si se puede dar, esporádicamente. Las medidas antes mencionadas, por tanto, pueden ser tomadas desde ahora en la ciudad. De igual importancia el reforzamiento del monitoreo de ríos que colindan con el volcán, es recomendable. En caso de

acumulación de capas gruesas de materiales en las partes altas las avalanchas podrían arrastrar volúmenes importantes hacia el valle bajo donde convive la ciudad. En tal caso, y de modo preventivo se deberían combinar las medidas de uso del suelo con obras de ingeniería. Por un lado el corredor a lo largo del río Turrialba podría ser planeado a largo plazo como un corredor verde-biológico para esparcimiento y recreación. Esta zona de amortiguamiento no solo embellece sino que puede ser ocupada por materiales que bajen rápidamente por las cuencas respectivas. Igualmente la construcción de gaviones o levees combinados con el dragado podrán hacer de los materiales que pudieran bajar un tránsito fluido y seguro.

Dos prácticas ambientales con múltiples beneficios inmediatos y futuros se pueden reforzar: la protección de cuencas y la salvaguarda de las fuentes que proveen de agua a la ciudad (incluyendo las plantas de tratamiento).

Finalmente, aunque no conclusivo, la actividad ascendente del volcán. Turrialba podría tener un impacto en la vida de cada uno de los vecinos a muchos km de distancia del cráter activo. Una mentalidad preventiva puede hacer la diferencia entre los lamentos y la adaptación. Si bien este vecino ha prestado muchos servicios ambientales por tantos años sin chistar es importante estar preparados para recibirlo cuando despierte violentamente. No queremos que su errático comportamiento nos tome por sorpresa. Ante la duda debemos prepararnos para lo peor esperando que ocurra lo mejor.

Referencias:

[1] Duarte E., et al. Reconocimiento de Materiales y cambios físicos por erupciones freáticas en la Cima del V. Turrialba (15 de enero de 2010) Informe de campo. <http://www.htdocs/vulcanologia/informeDeCampo/2010/InfcampoTurrifreaticas15ene2010.pdf>
[2] Pacheco J., Protti M., Brenes J., Martínez M., González V. (8 de enero 2010), Informe de Prensa: Actividad del volcán Turrialba entre el 4 y el 8 de enero del 2010. (http://www.ovsicori.una.ac.cr/informes_prensa/2010/VturrialbaActividad04-08-Enero2010.pdf)
[3] Duarte E., Fernández E., (9 de junio de 2011), Reporte de Campo: Formación de lago e inestabilidad de Cráter Oeste, Volcán Turrialba. (<http://www.ovsicori.una.ac.cr/vulcanologia/informeDeCampo/2011/InfTurrialagoW9jun11.pdf>)

[4] Avaró G., Brenes J., Fernández E., Martínez M., Menjivar E., Pacheco J., Sáenz W. y Van der Laat R. (2012) Volcán Turrialba: Apertura de una nueva boca fumarólica en el flanco sureste del Cráter Oeste el 12 de enero 2012. (http://www.ovsicori.una.ac.cr/pdf/2012/Turrialba_eruption-report_2012-01.pdf)
[5] OVSCORI-UNA (22 de mayo de 2013), Volcán Turrialba: Erupción de Cenizas Terminada. 22 de Mayo 2013. (<http://www.ovsicori.una.ac.cr/pdf/2012/turrialba18012012.pdf>)
[6] Duarte E. Reconocimiento de las erupciones del 21 de mayo de 2013. Volcán Turrialba. (Informe de campo del 24-25 de mayo de 2013). OVSCORI-UNA.

EVALUACIÓN Y MONITOREO DE PELIGROS GEOLÓGICOS EN EL DISTRITO DE MACA (CAYLLOMA, AREQUIPA)

Bilberto Zavala (1), Jersy Mariño (1), Pascual Lacroix (1,2), Edu Taipe (1), Lucille Tatard (1,2), Carlos Benavente (1), Walter Pari (1), Luisa Macedo (1), Fluquer Peña (1), Rosario Paxi (1), Fabrizio Delgado (1), Lionel Fidel (1), Manuel Vilchez (1), Sandra Villacorta (1), Magdie Ochoa (1), Griselda Luque (1), Malena Rosado (1), Yanet Antayhua (1), Segundo Nuñez (1), Shianny Vasquez (1), Marc Wathelet (2), Bertrand Guillier (2,3); Francis Bondoux (2,3), Edmundo Norabuena (3), Juan Carlos Gomez (3)

1. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET

E-mail: bzavala@ingemmet.gob.pe

2. Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia – IRD

3. Instituto Geofísico del Perú – IGP

RESUMEN

El pueblo de Maca y alrededores durante los últimos años viene siendo afectado de manera recurrente por procesos de movimientos en masa y actividad sísmica. Estos fenómenos están afectando viviendas, áreas de cultivos (andenes), canales y reservorios, así como infraestructura vial vital para el desplazamiento de la población local y la actividad turística. El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) y el Instituto de Investigación Para el Desarrollo de Francia (IRD), vienen realizando en Maca, estudios geológicos, geofísicos e hidrogeológicos, la evaluación y zonificación de los peligros geológicos y el monitoreo instrumental de estos fenómenos. Presentamos en este estudio el mapa geológico a nivel de detalle de Maca, el mapa geomorfológicos y de procesos activos, el mapa hidrogeológico, el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa y un mapa con recomendaciones de propuestas de intervención.

Los movimientos en masa que ocurren en Maca tienen lugar en depósitos de avalanchas de rocas volcánicas y depósitos lacustres (limoarcillitas y diatomitas). Todos estos depósitos son poco compactos o no consolidados y son un factor condicionante para los deslizamientos, asentamientos de terreno y agrietamientos. El monitoreo geodésico muestra que el sector occidental, donde se encuentran los deslizamientos activos, presenta desplazamientos importantes, de hasta 12.5 m en los últimos 12 años. En este mismo periodo, se ha identificado que los movimientos en los deslizamientos son mayores durante los años de mayor precipitación, como los registrados el 2001-2002 y 2011-2012. En los años de mayor deformación, se puede encontrar movimientos de la carretera de 5-6 m/año en la horizontal, mientras que en los años de poca deformación, los movimientos no alcanzan más de 0.1-0.2 cm/año. En función de las mediciones realizadas, se ha identificado que el detonante principal son las lluvias y en segundo término la actividad sísmica

superficial de la región. El monitoreo geodésico muestra que la zona donde se encuentra el pueblo de Maca, no presenta desplazamientos importantes, que es una zona estable. Sin embargo los estudios geofísicos muestran que todo el pueblo se asienta sobre una capa superficial de depósitos lacustres, poco consolidados y saturados de agua, de aproximadamente 6-8 m de espesor. Esta estructura del sub-suelo genera efectos de sitio durante la ocurrencia de sismos, como ya ha sido comprobado en los sismos de 1991, 1992 y 2013, demostrando la gran vulnerabilidad de las viviendas frente a los sismos.

En base a los resultados de los trabajos realizados, pensamos que la medida más efectiva para reducir el riesgo de desastre en Maca, es la implementación de la reubicación definitiva de dicha localidad. Para ello sugerimos que sean revisadas las acciones de reubicación parcial que fueron implementados en el pasado y que no fueron efectivas, debido a que parte de la población retornó a sus viviendas anteriores. Para evitar experiencias similares recomendamos que esta zona sea declarada como “Reserva Natural” y zona intangible, destinada a convertirse en un laboratorio natural para la investigación de los peligros geológicos. Finalmente, debido a que en la zona de Maca se tiene la carretera de acceso al valle del Colca, el canal de irrigación del proyecto Majes-Sihas, así como los sistemas de andenes pre-hispánicos, que deben ser preservados, recomendamos propuestas de intervención para mitigar los efectos de los movimientos en masa. Las propuestas de intervención más resaltantes están orientadas a drenar el agua subterránea, impermeabilizar y realizar el mantenimiento periódico de la totalidad de canales de riego y reservorios de irrigación, refaccionar e impermeabilizar los sistemas de drenaje antiguos que poseen los sistemas de andenería, implementar eficientes sistemas de riego de las áreas de cultivo, preferentemente por goteo, reubicar el tramo de la carretera que pasa por Maca hacia el extremo sur del pueblo, y reforestar el cuerpo del deslizamiento y áreas adyacentes, con plantas nativas.

TSUNAMIS. MITIGACIÓN DE SUS EFECTOS POR FRACTALIZACIÓN COSTERA

*Nicanor Prendes Rubiera; Tomás Echegoyen Martín y Antonio Lechuga
CEDEX-MINISTERIO DE FOMENTO. c/ Alfonso XII, 3 y 5. 28014 Madrid. España
E-mail: Nicanor.Prendes@cedex.es*

INTRODUCCIÓN

El paradigma de la inundación costera -como envolvente de la máxima cota de marea y su consecuente proyección sobre la línea de costa- es el tsunami. Sus específicas características le confieren la particularidad de ser una de las catástrofes naturales (geológicas) más devastadoras e impredecibles (aunque sí previsibles), provocadas por procesos dinámicos terrestres (geología) afectando -sobre todo- a los espacios de incidencia humana (ocupación y gestión territorial).

Su casuística se sustenta en los principios de la mecánica de fluidos e hidrodinámica, por una parte, y en los condicionamientos geológicos del medio, por otra.

En el primer caso, la caracterización del fenómeno tsunamigénico se trató como la respuesta a una perturbación inicial (elevación, o impulso) abordada en forma de una integral de Fourier, como sumatorio de ondas estacionarias lineales moduladas en superficie libre. Esta aproximación matemática, que respondía muy bien al comportamiento inicial planteaba, sin embargo, algunas limitaciones geométricas en cuanto a su propagación y dispersión, alejándolas de las olas oscilatorias, y considerando su comportamiento como ondas con transporte de masa, tal y como había sugerido Russell (olas solitarias o de gran translación). Con ello se corregían los resultados de Lagrange para ondas largas de pequeña amplitud, los de la ecuación de Airy para ondas lineales, y las propuestas de Stokes sobre ondas no lineales.

Su mecanismo, explicado como un caso extremo de ondas solitarias dentro de la teoría cnoidal de Korteweg y de Vries, en el que el periodo de ola es infinito, justificaría la Dispersión débil (característica de ondas de periodo largo -gran tamaño- con intervalos entre crestas sucesivas entre diez y setenta minutos), cuyo factor condicionante era la altura (en contraposición a las de oleaje, de corto periodo -y por tanto de alta dispersión- y de mucha menor altura); y el Transporte de masa de agua, correspondiente al volumen de su cresta sobre el nivel medio, (hecho que tampoco se da en las olas oscilatorias, de movimiento orbital alrededor de su posición de reposo) de los tsunamis.

El segundo caso confinaría su casuística a zonas submarinas de bordes de placas tectónicas activas convergentes y con procesos -por colisión- de subducción cortical, generando -en esas zonas- fricciones y tensiones que se acumulan sobre el terreno y, una vez superado el umbral de carga, se liberan bruscamente (recuperación elástica) emitiendo ondas -de choque- sísmicas, que en medios sólidos se transforman en terremotos y, en fluidos, y para unos determinados umbrales de energía, se resuelven en tsunamis siempre que se produzca desplazamiento vertical (cabalgamientos); la magnitud -en la escala Richter- sea mayor de 6.5; su foco (hipocentro) sea "superficial" (menor de 60 km de profundidad) y su epicentro, oceánico (Lagos, M. 2000). De hecho, Lida, K. 1983, establece una correlación entre la magnitud del Tsunami (m), la del seísmo (M) y la distancia del hipocentro (d). Asimismo, y relacionado -aunque no necesariamente- con la sismicidad, los tsunamis se pueden formar por deslizamientos de masas submarinas (inestabilidad geotécnica del sustrato no cohesivo).

Del acápite anterior se infiere una franja, de desarrollo o propagación, cuya afección estaría en función de los parámetros físicos (remonte, altura de ola, etc.) y condicionantes geológicos (topografía, pendientes, litología, etc.) antes esbozados. Este concepto, de territorialidad, introduce en el análisis la variable de Peligro (Meli, R. et al. 2005) como fenómeno, o proceso, cuyo grado de potencial amenaza origina daños en un determinado periodo de tiempo (Olcina, J. 2005), diferenciándose, a su vez, entre vulnerabilidad y exposición que, añadido a la componente social, da el Riesgo.

PRESENTACIÓN DE LOS DATOS

La franja litoral meridional peruana es uno de los lugares que satisfacen los condicionantes tsunamigénicos ya citados, tal y como se ha venido constatando durante los últimos 400 años, con las devastadoras inundaciones en Lima (1546), Pisco (1687), Illo (1868), Callao (1746), Chimbote (1996), Camaná (1604, 2001), Chala y Arequipa (2001), etc., (JST/JICA, 2010).

La Internacional Tsunami Survey Team (ITST), entidad que documenta este tipo de eventos, registra la extensión de la inundación, la pendiente de la playa y la altura del remonte (Run-Up o RUp) y, al corregir los efectos de la marea (Koshimura y Sato, 2001), evidencia las áreas afectadas que se corresponden a territorios considerados de exposición, vulnerabilidad, riesgo y peligro por Tsunamis.

La costa, al ser la respuesta de la adaptación geológica (rocas y sedimentos) a las condiciones energéticas del medio, tanto en su parte emergida como sumergida (Bernabeu et al 2001) está preparada para absorber los efectos –frecuentes- de las mareas y temporales, pero no de los tsunamis debido a su carácter excepcional que provoca un “exceso de agua y una inundación extraordinaria de zonas que nunca se verían afectadas en condiciones normales”.

Este excedente, proporcional a la altura de la ola en la línea de playa (remonte o RUp), se proyecta horizontalmente sobre la franja litoral terrestre, inundándola - temporalmente - en función de las variables locales morfológicas, topográficas y litológicas que -a su vez- dependen de la capacidad de asimilación por el terreno de la masa de agua transportada por la ola del tsunami en ese punto.

de inundación que es la “máxima superficie geométrica estable” para esas condiciones.

Esto implica que cualquier modificación que afecte a la superficie del terreno puede cuantificarse a partir de la Dimensión Fractal (DF) que es: “el grado de irregularidad y adaptabilidad de un elemento geométrico a su superficie efectiva” o, expresado en términos energéticos, la relación existente entre el área de su superficie y su volumen optimizado para las presiones hidrodinámicas resultantes.

Así, una DF alta produce una acción moderadora mayor sobre las olas (menores alturas) mitigando, en la franja costera, la extensión de los efectos de los Tsunamis (Kuroiwa, J. 2004).

PROPUESTA METODOLÓGICA

Resulta evidente que el potencial destructivo de un tsunami depende del área de inundación, la velocidad de la corriente de flujo, los procesos de reflujos, el impacto de las olas y su altura máxima en la costa (y sus erosiones y modificaciones morfológicas) además de la profundidad de

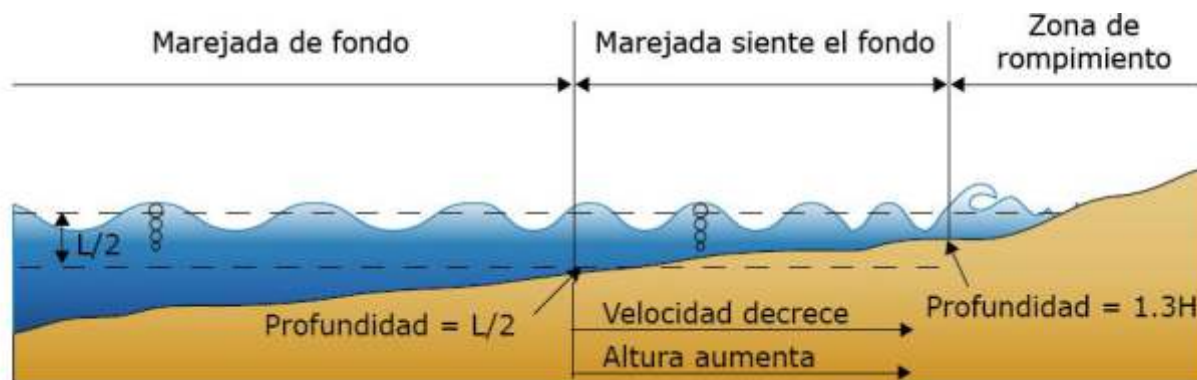


Figura 1. Rotura de las olas y generación de remotes en función de las condiciones de la costa.

Los modelos matemáticos (Tomás et al 2013) determinan la extensión de esta franja, si bien su valor dependerá del método aplicado (Winckler y Vásquez, 2008), las condiciones de contorno establecidas (Koshimura y Sato, 2001), el tipo de teoría de propagación, no lineal (Ponce 2011), de onda utilizada, o la condición de régimen extremal de oleaje tomada (Losada et al 2004), obteniéndose con ello la Cota de Inundación por Tsunami (CITs), y aceptando que su cálculo siempre es un problema aleatorio.

La fórmula que sintetiza, genéricamente, este complejo análisis del cálculo se resume en la expresión:
 $CITs = \text{Marea Astronómica (MA)} + \text{Marea Meteorológica (MM)} + \text{Remonte por Tsunami (RUpTsi)}$
 cuyo resultado da la cota de nivel en la cartografía del terreno y, junto con la línea de costa base, define un área

de inundación (nivel de cota), y si se acepta la tesis expuesta en el epígrafe anterior en el que el volumen de la masa de agua es proporcional a la geometría del área inundada a través de la Dimensión fractal, es posible reducir dicha profundidad de la inundación aumentando la irregularidad y adaptabilidad de la costa.

Los estudios llevados a cabo por Singhal y Arora 2011, en los tsunamis de 2004 y 2011 (tomando tramos equidistantes del epicentro) demostraron las variaciones de las alturas de olas alcanzadas en la línea de playa (y su distancia recorrida sobre la zona emergida), asociando este hecho a la naturaleza Fractal (DF) de cada costa o, lo que es lo mismo a la absorción energética de tramo estudiado. Esto es importante ya que si la profundidad de inundación es mayor de 2 m los resultados son devastadores.

Esto nos llevó a incluir varias correcciones en la metodología del cálculo de la profundidad de la franja costera susceptible de ser afectada por Tsunamis (añadiendo un factor de peso), vinculado a las propiedades del sustrato geológico como elemento adaptable, a la morfología costera y a los condicionante ambientales, todos ellos capaces de variar las condiciones energéticas de partida.

Este proceso de modificación fractal, en la vertical, además cambia la pendiente media del perfil transversal de la costa, afectando -lógicamente- al balance energético involucrado en el proceso tsunamigénico, e influyendo en la erosión por reflujo que se produce en el retorno de la corriente de la ola y, consecuentemente, en su velocidad y capacidad de socavamiento del sustrato.

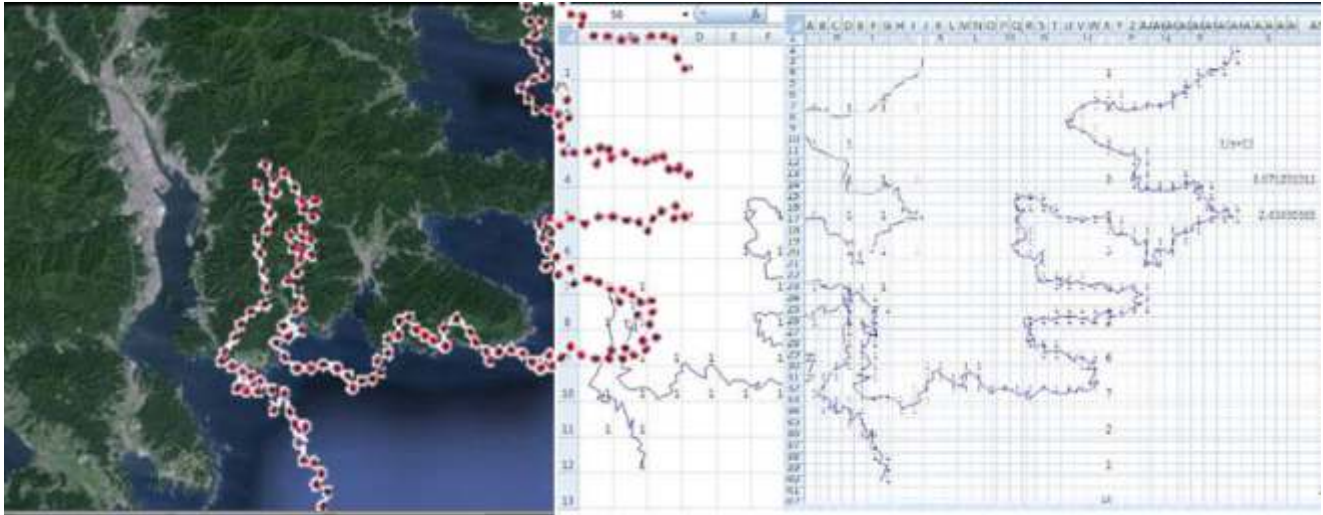


Figura 2. Cálculo de la Dimensión Fractal (DF) de un tramo costero a partir de la Rectificación del Litoral

El procedimiento, esquematizado en la figura 2, sería poligonizar la línea, y los perfiles, de costa (transformación en segmentos orientados, Kuroiwa, 2004) y, volcados a una malla con diferentes escalas (hoja de cálculo), “contabilizar” los tramos de cada fila (y su número) con respecto al total.

Con estos dos datos se aproxima la función lineal del ajuste logarítmico, que es la Dimensión Fractal ($DF = \ln N / \ln [1/s]$), donde N es el número de celdas y $[1/s]$ el de filas, y se reflejan las condiciones “energéticas” de la superficie afectada, tanto en el plano DFh como en la vertical (DFv), o topográfica.

La correlación de la DFv. (topografía), que es -por otra parte- la más fácilmente modificable y responde a criterios de ordenación y gestión territorial, con la distancia horizontal de inundación (Lagos et al 2008) explica el hecho comprobado que, en zonas costeras con una $DFv > 1.16$, es decir asociada a manglares, vegetación de tipo arbustivo, extensos e irregulares campos de dunas, construcciones sólidas con avenidas anchas y muros paralelos a la dirección de avance de las olas, etc., esta distancia horizontal de inundación se reduce significativamente con respecto a la estimada por métodos clásicos, mientras que en el caso contrario, $DFv < 1.6$ (rigidificación de la costa por estructuras civiles como puertos, infraestructuras, espacios asfaltados u hormigonados (concretos), construcciones urbanas rígidas y edificaciones altamente densificadas) producen un efecto amplificador de la onda de arribo.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Se ha tomado, como ejemplo, un área litoral en la que se clasificaron los elementos geomorfológicos existentes, asignándoles (al sustrato conformante) un Factor de Dimensión Fractal (DFv) en relación a sus propiedades físico-químicas (dureza, rugosidad, cohesividad,...) y cuyos valores han calculado Van der Meer y Janssen, 1955 (Losada et al 2007; Medina et al 2007 y Tomás et al 2013). A su vez del análisis topográfico, y de la imagen de satélite, se discriminan las zonas de acantilados ($DF \approx 1$) de las de playas ($DF \geq 1.65$) por una parte y, dentro de las últimas, la zona seca de la húmeda (en las que se tuvo en cuenta el ángulo del talud para el índice de Iribarren (ξ) con la pendiente de la zona sumergida) y, por último, de las zonas dunares ($DF \geq 1.37$) y las zonas urbanizadas ($DF \geq 1.12$).

Aplicando la formulación de la CIT se obtendrían, para la zona de inundación, valores relativamente dispares entre los 250 m en las zonas urbanizables y los 52 m en las zonas de dunas, que han sido removilizadas disminuyendo el frente de inundación (se ha asumido que el frente del temporal no es el normal a la línea de cierre (en rojo), lo que garantiza un efecto mitigador por ángulo de dispersión).

La rectificación de la costa (segmento de orientación fija o poligonización) hace que el ángulo de incidencia de la onda (θ) con respecto a su avance (en realidad la raíz cuadrada del coseno, por la ley de Snell) genere remontes dispares en función de aquel y para cada unidad identificada,

modificándose las áreas de inundación horizontal. El resultado es la figura 3 (derecha), en la que se pasa de un área inundada que, sin correcciones, se limita a la curva de cota de nivel 5 m (que es el RU para temporales extremos en esta zona), a una variación entre los 7,35 m en las casas, y los 2,21 m en las dunas. Evidentemente, esta zona, con mayores pendientes, sufre más erosión en el retroceso de la marea.

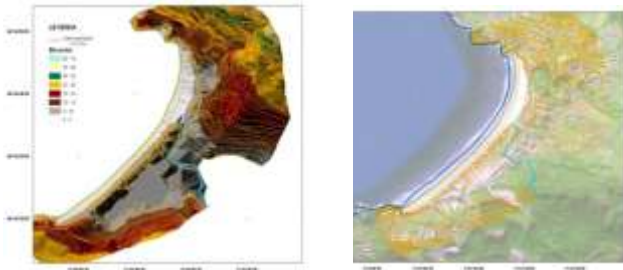


Figura 3. Playa en la que se ha estudiado el efecto de la inundación, con diferentes sustratos geológicos

Este efecto depende de la escala. Para el caso de los tsunamis habría que incluir su longitud de onda. Aquí, con menor longitud de onda, la sensibilidad a los obstáculos es mayor (esto explica que la isla de San Lorenzo no sea una barrera protectora de la costa, tal y como ha referido el profesor Kuroiwa, 2004 y aparece en el informe SIRAD. (Jiménez 2010), confirmando que aquella no ejerce, por la posición de los puntos de irradiación (Sato, 2009), y su tamaño, de barrera natural contra los Tsunamis).

Este proceso de mitigación o amplificación del remonte (RU) se ha comprobado en las zonas antropizadas de esta misma costa utilizada como ejemplo, tal y como se ilustra en imagen, en la que la conjunción de los trenes de olas producen repuntes de hasta cuatro veces su altura original (dando lugar a trenes de olas irregulares, llamadas lamederas) no disipándose energía, que es lo que explica la sobre-elevación en bahías en forma de v, en los que se produce un efecto amplificador.



CONCLUSIÓN

Los tsunamis son fenómenos naturales de inundación de carácter extraordinario en los que su baja probabilidad de ocurrencia, 53 años de media para la costa peruana, incrementa enormemente el riesgo (su producto por los daños generados), que es extremadamente alto. Esto exige que todas las medidas mitigadoras deban ser correctivas y, en mucha menor proporción, de carácter preventivo.

El efecto de este tipo de eventos tiene dos consecuencias inmediatas, por una parte la propia inundación y, por otra, el proceso de retorno y velocidad de las aguas una vez alcanzado su umbral de avance, generando una erosión retroactiva que socava el terreno y es más dañina que la anegación.

Dentro de las primeras, la adaptabilidad de la banda de inundación pasaría por analizar las condiciones geológicas del terreno (Medina et al 2007) y modificar su Dimensión fractal (Echegoyen, 2002) que consiste, básicamente, en actuar sobre la geometría, transformándola en una superficie atractora de energía, que se traduce en una reducción efectiva de la distancia de penetración de la inundación. Con ello se incrementa la permeabilidad, porosidad del terreno o sustrato, el desarrollo de superficies poco cohesivas como campos dunares, estructuras de tipo irregular, etc., o a partir de la regeneración de coberteras arbóreas densas (Payo et al 2008), que van a frenar la energía dispersiva del proceso de transmisión de la ola, disminuyendo con ello la distancia de afección (Montenegro y Peña 2010).

Este sistema, reconocido y propuesto en muchas zonas, generalmente (Beyer 2011; Payo et al 2008), en Perú no siempre es posible, tal y como ha reseñado el profesor Kuroiwa 2004, ya que: “en algunos sectores áridos de la costa no se desarrolla ni arraiga ningún tipo de plantación que proteja de la erosión y de los agentes mecánicos debido a las extremas condiciones ambientales que dificultan su supervivencia”. Con todo, la presencia de manglares o sistemas lagunares, o densos bosques, ayudan a acortar este efecto destructivo ya que son capaces de acomodar los grandes volúmenes de agua aportados y evitan los procesos de socavamiento, en el retorno de la ola, equilibrando y protegiendo el sistema (Meli et al 2005). A esto hay que añadir que el desarrollo de la cobertera vegetal, para que sea eficaz, debe alcanzar una altura de, al menos, casi la mitad (0.41) de la CIT (cota de inundación).

Dado que se pretende generar un sistema “natural” que minimice presiones (Iida 1983; García-Aguilar et al 2012) y los efectos de la presión hidrodinámica producida, la distribución de los edificios (cuyo factor de Dimensión Fractal se aproximaría a 1) deben mantenerse separados para garantizar el efecto dispersivo, orientarse paralelas a la costa y las fundaciones, protegerse con geotextiles y gaviones, frenando la erosión por retorno, sobre todo si se dan pendientes altas (Kuroiwa, 2004). Asimismo, las construcciones deben ser abiertas en su planta baja para

permitir el paso de las olas en su parte inferior y evitar dispersiones del frente de inundación. Esta es la razón por la que todo sistema de diques (bahía de Kamahishi) y diseño funcional de estructuras marítimas pudo no ser muy efectivo (erosión diferencial de la banquetta cimentante, y deslizamiento de sus secciones) en el 2011.

Debido al efecto de “rebote de onda” asociado al litoral, y dado que la topografía supone una frontera en cuanto a las condiciones de transmisión de la ola, en áreas confinadas (bahías angostas, puertos, rías, etc.) y zonas de costas regulares (con entrantes muy bien definidos) se dan fenómenos secundarios de resonancia (cuando la relación longitud de onda/profundidad local es de $\frac{1}{4}$) con la consiguiente amplificación (sobreelevaciones) de la altura de la cota de la inundación (CI), del doble del remonte (RU)

esperado (Cho et al 2009), ya que su dimensión fractal es más baja ($DFh < 1.15$).

El efecto moderador sobre la altura de las olas, así como su reducción en la inundación horizontal depende de la mayor Dimensión fractal de la línea de costa, y de la pendiente (topografía) del litoral.

El tratamiento y la mitigación de los tsunamis, tanto de origen lejano como próximos, es el mismo. En el primer caso el tiempo de respuesta es, como mínimo, de 12 horas y es posible articular las medidas de protección y evacuación previstas en los protocolos de SARID, mientras que en el segundo caso, con tiempos estimados de varios minutos, los sistemas de corrección de la banda de inundación ayudarían en la mitigación de los daños y retardarían los efectos devastadores del tsunami.

Referencias:

- Álvarez, G., Ramirez, J. Paredes, L. y Canales, M. 2010. Zonas oscuras en el Sistema de Alarma de Advertencia de Tsunamis en Chile. *Ingeniare. Revista Chilena de Ingeniería*, vol. 18, nº 3. pps. 316-325.
- Bernabeu, A. M., Medina, R., Vidal, C y Muñoz-Pérez, J.J. 2001. Estudio Morfológico del Perfil de Playa: Modelo e Perfil de Equilibrio en dos tramos. *Rev. Soc. Geol. España*. 14 (3-4) pps227-236.
- Beyer, J. 2011. Maremotos y Modelación de Procesos Marinos. “Estudio de Riesgo de Sismo y Maremoto para las Comunas Costeras de la Región del Bio-Bio”. Centro Investigación Marítimo Portuario CIMP-UCSC, 2345325. (56-41) Documento de Grado. 73 pps.
- Cho, Y. S. & Kim, J. M. 2009. Moving Boundary Treatment in Run-Up Process of Tsunami. *Journal of Coastal Res.* SI 56 (proc. Of the 10th International Coastal Symposium), 482-486. Lisbon. Portugal. ISSN 0749-0258.
- Echegoyen, T. 2002. Desarrollo de un lenguaje original de proceso de mallas y aplicaciones a la ingeniería Civil. Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Civil: Transporte. ETSICCP. UPM . pps 281.
- García-Aguilar, O., González-Riancho, P., Aguirre, I., Gutiérrez, O., Aniel-Quiroga, I., Larreynaga, J., Gavidía, F., González, M. y Medina, R. 2012. Evaluación del Riesgo por Tsunamis en la Costa del Salvador. Aplicación a la Dimensión Humana. I Congr Iberoamer. de Gestión Integrada de Áreas Litorales. pps 634-645.
- Iida, K. 1983. Lecture Note on Seismology. Nagoya, Japan. Seismic Exploration Group of Japan
- Iwasaki, R. & Mano, A. 1979. Two-Dimensional Numerical Simulation of Tsunami Run-Up in the Eulerian Description, Proc. 26th Conf. Coastal Eng., JSCE, 70-74.
- Jiménez, C., Perfettini, H., Puma, N., Moggiano, N., Ortega, E., Vernier, P., Gluski, P y D'ercole, R. 2010. Estudio de Peligro de Maremoto en Lima y Callao y Cartografía de las Zonas Inundables. Proyecto SIRAD (Sist. Información sobre Recursos para Atención de Desastres). Informe Técnico de Actividades, nº 3. Vol. 14. Pps 33.
- JST/JICA, 2010. Desarrollo Tecnol. Predicción y Mitigación de Daños causados por Tsunamis. Gr. de Inv. Tsunamis G2. Asoc. Investigación Científica y Tecnológica para el Desarrollo Sostenible para el fortalecimiento de tecnología para mitigación de desastres por terremoto y tsunami en el Perú. 1er Taller Japón – Perú. 12 PPS
- Koshimura, S. y Sato, H. 2001. Tsunami. Chp. 6. Atico Earthquake. Peru. Pps. 49-65.
- Kuroiwa, J. 2004. Disaster Reduction. Living in Harmony with Nature. Chap. 4.2. pps 229-253.
- Lagos, M. 2000. Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile. *Rev. de Geografía Norte Grande*, 27, 93-102.
- Lagos, M., Cisternas, M. y Mardones, M. 2008. Construcción de viviendas sociales en áreas e Riesgo por Tsunami. *Revista de la construcción*. Vol. 7, nº 2. Pp4-16.
- Losada, I. y Grupo de Ingeniería Oceanográfica de Cantabria. 2004. Tsunamis. *Rev. Téc. IT nº 74*, pps 76-82
- Losada, I., Méndez, F., Olabarrieta, M., Liste, M., Menéndez, M., Tomás, A., Julia, A., Agudelo, P. y Guanque, R. 2007. Impactos del Cambio Climático en la Costa Española. El Clima que viene. Fundación Juan March-IH Cantabria. Oficina del Cambio Climático. Ministerio de Medio Ambiente. OECC. 87 pps
- Manik, S. y Arora, M. 2011. Costas Fractales. Tsunamis en Japón. Proyecto coordinado por Himani Asija, PGT Matemáticas. (Delhi Public School, Vasan Kunj, 89 pps
- Medina, R., Losada I., Méndez, F., Olabarrieta, M., Liste, M., Menéndez, M., Tomás, A., Julia, A., Agudelo, P. y Guanque, R. 2007. Impactos en la Costa Española por efecto del cambio Climático. Doc. IC3. UC. GIOC. . Ministerio de medio Ambiente. Atlas de inundaciones para el Litoral. 723 pps.
- Meli, R., Beltrán, D. y Santa Cruz, S. 2005. El Impacto de los Desastres Naturales en el Desarrollo: Documento Metodológico Básico para Estudios Nacionales de caso. Naciones Unidas. Comisión Económica para América Latina y el Caribe-CEPAL. 54 pps
- Montenegro-Romero, T. y Peña-Cortés, F. 2010. Gestión de la emergencia ante eventos de Inundación por Tsunami en Chile: El caso del Puerto Saavedra. *Revista Geográfica Norte Grande*, 47, 63-80.
- Olcina, J. 2007. Riesgo de Inundaciones y Ordenación del Territorio en España. Fundación del Instituto Euromediterráneo del Agua. 381 ppgs
- Payo, A., Takahashi, S. y Tomita, T. 2008. Futuras Estrategias de Protección contra Tsunamis y Mareas Meteorológicas extremas en la Región Asia-Pacífico. 4º Grupo de Trabajo Internacional sobre la Prevención de Desastres Costeros que tuvo lugar en Yokohama. Japon. ROP. Junio. Nº 3.489. pps 65-74.
- Ponce Mº G. 2011. Impacto de Tsunami en la Costa del Golfo de Guayaquil a partir del Análisis de la Sismicidad Local Aplicando Simulación Numérica. Tesis de Grado. Guayaquil. Ecuador. E. S. P. Litoral. 74 pps.
- Sato, J. M. 2009. Escenario sobre el Impacto de un Sismo de Gran Magnitud en Lima metropolitana y Callao. PREDES. 6 pps.
- Smith, W.H.F. & Sandwell, D. T. 1997. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Sounding. *Science*, 277. pps 1956-62.
- Tomás, A., Medina, R., Méndez, F. J., Lara, J. L., Mínguez, R., Castellanos, O. F., Jaime, F. J., Higuera, P., Fernández, F. y Abad, S. 2013. Metodología y Herramientas para la Elaboración de los mapas de Peligrosidad y Riesgo de Inundación Costera. IV Seminario Técnico: Inundaciones Fluviales y Costeras. 60 pps.
- Winckler, P. y Vásquez, J. 2008. Evaluación de Riesgo de Tsunami en Quintero, Chile. *Anales del Instituto de Ingeniería de Chile*. Vol. 120 Nº 1. 1-12.

EL PRIMER PERÍODO DE ACTIVIDAD SÍSMICA PRECURSORA EN 2007-2008

La emergencia provocada por una crisis sismo-volcánica anterior a la erupción de junio de 2011, ocurrida entre febrero de 2007 y noviembre de 2008, en la zona de Carrán-Los Venados y Puyehue-Cordón Caulle se tornó en una primera clave para la asesoría técnica a las autoridades y la preparación de la población ante una eventual futura erupción. En efecto, desde mayo de 2007 la sismicidad en el área volcánica Carrán-Cordón Caulle comenzó a ser percibida por la población de Riñinahue, lo que alertó a las autoridades locales y regionales. Como consecuencia del aumento de esta actividad sísmica, profesionales del OVDAS instalaron dos estaciones de monitoreo en la zona en 2007, las que sumadas a aquellas de los volcanes Mocho-Choshuenco y Osorno, facilitaron la localización de los hipocentros.

Cabe señalar, que en julio-agosto de 2007 y en octubre de 2008, ocurrieron notables enjambres sísmicos que superaron el centenar de eventos por día (Fig. 2A). Con posterioridad, en el mes de noviembre de 2008 la actividad sísmica decayó a niveles habituales. Durante todo el período de crisis sismo-volcánica, en conjunto con profesionales del OVDAS, se elaboraron 33 informes técnicos que fueron distribuidos a autoridades nacionales, regionales y comunales.



homónima, donde se encuentra la localidad de Riñinahue. Aunque la actividad sísmica anómala declinó gradualmente en noviembre de 2008, el conocimiento y la experiencia adquirida en ese periodo resultarían claves y facilitaron la asistencia técnica ante la ocurrencia de una futura erupción (Moreno y Muñoz, 2012).

PRECURSORES DE LA ERUPCIÓN DE JUNIO DE 2011

A partir del mes de marzo de 2011, a poco más de un año del sismo de magnitud 8,8 (Mw) que afectó la zona centro-sur de Chile, las estaciones sismológicas del OVDAS comenzaron nuevamente a registrar actividad sísmica anómala en el área Carrán-Cordón Caulle, obligando a cambiar los niveles de alerta en los respectivos informes. En efecto, se subió a Alerta Verde nivel 2 el 19 de abril junto con la instalación de dos nuevas estaciones, conformando una red de cinco estaciones sísmicas en la zona a esa fecha. Se estableció la Alerta Amarilla el 27 de abril y, finalmente, la Alerta Roja en la mañana del 04 de junio, indicando la ocurrencia inminente de una erupción en las próximas horas, localizada, probablemente, en el sector sureste del Cordón Caulle (OVDAS, Reporte Especial de Actividad Volcánica N° 27).



Figura 2. IZQ: Principales focos sísmicos en la zona Carrán-Cordón Caulle durante 2007 y 2008 (fuente: OVDAS-SERNAGEOMIN). DER. Asistencia técnica al alcalde, concejales y Comité de Emergencias de la I. Municipalidad de Lago Ranco en diciembre de 2007.

Por su parte, desde mayo de 2007 los autores brindaron asesoría técnica, tanto a los encargados de emergencia comunales, provinciales y regionales, como a las comunidades expuestas, transfiriendo el conocimiento y contribuyendo en el trabajo de preparación de la población (Fig. 2B). Además, como resultado de esta asistencia técnica, la Municipalidad de Lago Ranco actualizó el Plan de Emergencia Volcánica de la comuna

Por otra parte, debido al incremento notable de la sismicidad y a su concentración bajo el volcán Cordón Caulle, la Dirección Nacional del SERNAGEOMIN solicitó a mediados de mayo al primer autor, preparar en forma urgente un Mapa Preliminar de Peligros del volcán. En consecuencia, se procedió a elaborar un mapa simplificado de peligros ante una eventual erupción del volcán, tomando como base los efectos de las erupciones

ocurridas en los años 1921-22 y 1960. El mapa incluyó escenarios para caída de cenizas, ocurrencia de lahares, alteraciones fisicoquímicas de ríos y lagos, además de efectos perjudiciales de pómez flotantes en los lagos aledaños (Fig. 3).

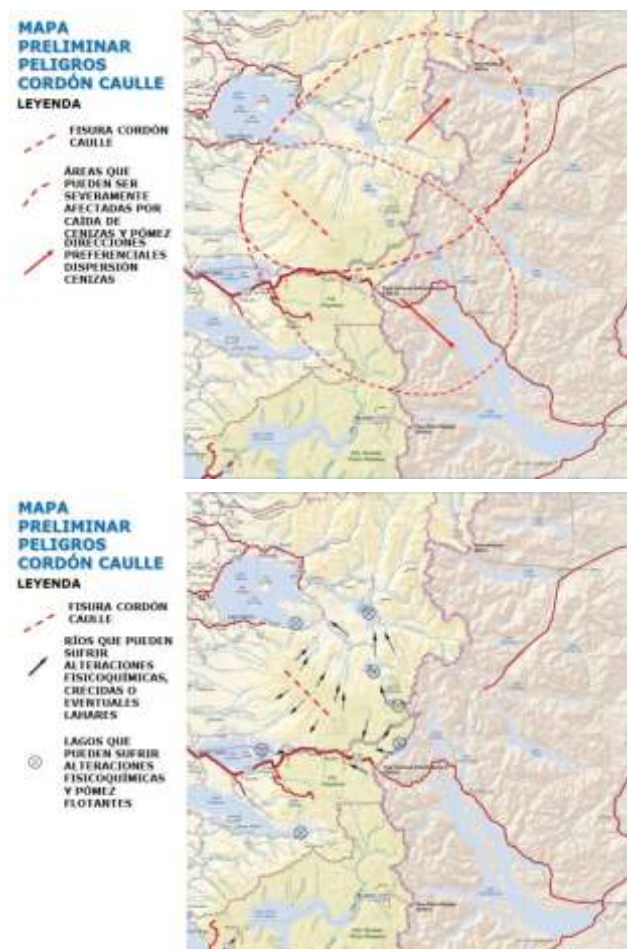


Figura 3. Mapa preliminar de peligros volcánicos del Cordón Caulle basado en los efectos de las erupciones de 1921-22 y de 1960.

A las 08:00 hrs del 04 de junio, con base en los registros sísmicos, Fernando Gil (Jefe del OVDAS-SERNAGEOMIN) comunicó vía telefónica a los autores sobre una erupción inminente.

De inmediato, el segundo autor comunicó al Gobernador de la Provincia de Lago Ranco, también vía telefónica, acerca de la inminencia de una erupción, que ésta podría ser explosiva y que estaría ubicada en el sector sureste del Cordón Caulle.

Con esa información, se acordó activar los mecanismos de atención de la emergencia y evacuación, lo cual fue ratificado a las 10 horas ante el Comité Regional de Emergencias de la Región de Los Lagos. En forma inmediata se decretó una evacuación masiva de pobladores de zonas aledañas, tomando control el Ministerio del Interior, cuyo ministro se dirigió al país mediante un reporte extraordinario de televisión.

ASISTENCIA TÉCNICA DURANTE LA ERUPCIÓN

La erupción se inició a las 14:26 TL (Tiempo Local) del sábado 04 de junio de 2011, después de concluida la reunión del Comité Regional de Emergencias y tomadas las necesarias medidas organizativas y de logística requeridas para atender los efectos del fenómeno volcánico (Fig. 4). Ella tuvo lugar, efectivamente, en el extremo sureste del Cordón Caulle, en el lugar donde se concentró la actividad sísmica final registrada los primeros días de junio. Inmediatamente de iniciada la erupción, los autores se trasladaron a la zona y profesionales de OVDAS prepararon e iniciaron la instalación de dos nuevas estaciones sísmicas y cámaras de vigilancia en los alrededores del volcán Cordón Caulle, lo cual se concretó en los días siguientes.



Figura 4. A. Columna eruptiva desde Lago Ranco el día 04 de junio de 2011. B. Escuela de Riñinahue, base de operaciones de emergencia en la Región de Los Lagos.

En forma paralela, se estableció un Protocolo Operativo, incluidas las vocerías, los contenidos técnicos de los Informes Diarios y la coordinación de la información que se entregaba a los medios de prensa. El protocolo operativo incluyó conferencias telefónicas al inicio y al final del día, en la cual participaban los autores, personal de OVDAS y autoridades superiores de SERNAGEOMIN. Dichas conferencias fueron claves para la definición de escenarios, para lograr acuerdos técnicos y para transferir información

única a las autoridades a cargo de la emergencia, a las comunidades y a los medios de prensa.

Complementariamente, geólogos del Programa Riesgo Volcánico del SERNAGEOMIN, prepararon diariamente, modelos de dispersión de piroclastos. Tanto el mapa preliminar de peligros, como los modelos de dispersión de piroclastos, fueron transferidos oportuna y periódicamente a las autoridades nacionales, regionales y locales.

Por su parte, los autores distribuyeron su labor de asesoría a las autoridades nacionales, regionales, provinciales y comunales, además de las comunidades afectadas que fueron evacuadas, las que alcanzaron un total de 3.000 personas. Para cubrir las dos regiones involucradas por la erupción, el primer autor se estableció en la Región de Los Ríos, con base en Lago Ranco, mientras el segundo fue designado para atender las coordinaciones y asistencias técnicas en la Región de Los Lagos, con base en Entre Lagos. La principal labor consistía en permanecer en contacto y atender requerimientos de los Intendentes, Gobernadores y alcaldes, para transmitir los acontecimientos diarios y los escenarios probables en la evolución de la erupción, así como participar en reuniones informativas con las comunidades (Fig. 5).



Figura 5. A. Reunión informativa a las comunidades de Riñinahue y Lago Ranco, albergadas en la escuela de Lago Ranco, el día 13 de junio de 2013. B. El segundo autor con el Intendente Regional de Los Ríos y el Gobernador Provincial de Ranco en Riñinahue, durante un punto de prensa.

CONCLUSIONES

Sobre la base del conocimiento geocientífico adquirido previamente a la erupción y al monitoreo instrumental instalado, el inicio de la erupción en junio de 2011 en el volcán Cordón Caulle fue pronosticado con más de 6 horas de antelación, en el entendido que el incremento sostenido de la actividad sísmica registrada desde marzo, hacía presagiar ya en mayo que un evento eruptivo era muy probable que tuviera lugar. La crisis sismo-volcánica previa, acontecida en la zona en 2007-2008, facilitó la respuesta rápida de las autoridades y de la comunidad ante la inminencia de la erupción, puesto que estaban ya preparadas y capacitadas. El pronóstico realizado de la erupción explosiva y el mapa preliminar de peligros, aunque muy simple, fue efectivamente considerado por las autoridades para la toma de decisiones sobre mitigación y evacuación. Como resultado del trabajo mancomunado realizado, antes y durante la erupción, con organismos de emergencia y autoridades a cargo de la atención de la erupción, la asistencia técnica fue exitosa y se logró un oportuno resguardo de la población expuesta, sin tener que lamentar ni siquiera una persona herida.

Referencias:

- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., Martín, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago
- Gerlach, D. C.; Frederick, A., Hugo, M., Leopoldo, L.E. 1988. Recent Volcanism in the Puyehue-Cordón Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5° S): Petrogenesis of Evolved Lavas. *Journal of Petrology* (Oxford University Press) 58: 67–83.
- Hantke, G. 1940. Das Vulkangebiet zwischen den Seen Ranco und Puyehue in Süd-Chile. *Bulletin of Volcanology*, Volume 7, Issue 1, pp. 75-83
- Katsui, Y., Katz, H., 1967. Lateral fissure eruptions in the southern Andes of Chile. I. *Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, 13: 433-448.
- Lara, L., Moreno H., Naranjo, J., Matthews S., Pérez de Arce, C. 2006. *Magmatic Evolution of the Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual fissure volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Elsevier) 157 (4): 343–366.
- Lara, L.; Moreno, H. 2006. Geología del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Región de Los Lagos. Servicio. Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 99, 26p.
- Moreno, H. 1977. Geología del área volcánica Puyehue - Carrán en los Andes del Sur de Chile. Tesis de geólogo. 171 págs. Depto. Geología, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Moreno, H., Petit-Breuilh, M. 1998. El Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Andes del Sur (40.5° S): Características Geológicas y Erupciones Históricas. In *V Congreso de Ciencias de la Tierra, Actas, IPGH-IGM. Santiago, Chile.*
- Moreno, H., Muñoz, J. 2012. Asistencia volcanológica durante la fase explosiva de junio de 2011 de la erupción en el volcán Cordón Caulle, Andes del Sur. *Actas XIII Congreso Geológico de Chile, Antofagasta.*
- Sepúlveda, F. 2006. El sistema geotérmico del Cordón Caulle, sur de Chile: caracterización geológica y geoquímica. Tesis de Doctorado (Inédito), Universidad de Chile, 262 p. Santiago.
- Singer, B.; Jicha, Brian R.; Harper, Melissa A.; Naranjo, José A.; Lara, Luis E.; Moreno-Roa, Hugo. 2008. Eruptive history, geochronology and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *GSA Bulletin*. V. 120 no. 5-6 p. 599-618.

VULNERABILIDAD Y RIESGOS: ACCIONES DE SALUD QUE FAVORECEN LA TOMA DE DECISIONES EN LA GESTIÓN DE DESASTRES (JUJUY, ARGENTINA)

Susana A. Chalabe (1), Ana M. Chalabe (2)

1. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional de Jujuy,
Email: chalabe@arnet.com.ar

2. Facultad de Humanidades y Cs. Sociales. Universidad Nacional de Jujuy.
Email: chalabeana@hotmail.com

RESUMEN

Un desastre evidencia la vulnerabilidad de la población y las condiciones del contexto territorial donde se acontece, y aunque existen planes de prevención, actuación y mitigación, no son del todo eficaces por la escasa información que se posee sobre la vulnerabilidad. En este trabajo se sintetizan los procedimientos aplicados en la localidad de Volcán, Jujuy, Argentina, para incluir y vincular las acciones realizadas por el sistema de atención primaria de la salud (APS) con la identificación, descripción y visualización de la vulnerabilidad de las personas y sus bienes. Se trabaja a nivel local y se utilizan los Sistemas de Información Geográficos (SIG) para el análisis exploratorio de datos espaciales. Los resultados alcanzados son útiles para tomar mejores decisiones, definir prioridades y propender a la formulación de políticas en la gestión de desastres que incluyan los indicadores sistemáticos aportados por el sistema de salud.

Palabras claves: vulnerabilidad, APS, SIG, análisis, decisiones, políticas, desastres.

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio corresponde a la sub-cuenca de la Quebrada de Los Filtros y la localidad de Volcán (Fig. 1), poblado del departamento de Tumbaya, ubicado a 47 km de la ciudad de San Salvador de Jujuy, capital de la provincia de Jujuy, Argentina.

Esta región es uno de los sitios más relevantes de la Quebrada de Humahuaca (Patrimonio cultural y natural de la Humanidad) en cuanto a la complejidad e impactos ocasionados por los procesos de erosión y deslizamientos en masa (Weigert, 2010). Volcán se halla ligado a los procesos geodinámicos, las amenazas que estos representan y los posibles daños que pueden producirse, sin embargo, no era posible diseñar medidas de prevención

y mitigación eficaces ya que, por ejemplo, no había un sistema de base de datos que permita un análisis exploratorio de las vulnerabilidades. Ante esta situación, un grupo de trabajo conformado por investigadores, técnicos y profesionales de la universidad local, del gobierno provincial y del municipio, nucleados en el marco de la Unidad de Gestión Integrada de Cuencas (UGICH) iniciaron una serie de acciones para enfrentar esta problemática reuniendo para ello una serie de datos. Estas primeras actividades concluyen con la certeza que únicamente el sistema de salud disponía de una colección de datos sistemáticos, aunque los mismos no tenían las condiciones requeridas para su tratamiento espacial.

Desde el año 2009, con la ayuda de la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID), se desarrolla un trabajo para sistematizar, procesar e integrar datos recopilados por el Programa de Atención Primaria de la Salud (APS) del Ministerio de Salud de la Provincia de Jujuy con el fin de emplearlos para estimar la vulnerabilidad de la población y la sociedad en su conjunto. La herramienta que se utiliza es el SIG (Sistemas de Información Geográficos) y se organiza en primer término un repositorio o almacén de datos, hecho que requirió adaptar tablas, reconvertir formatos, estandarizar variables, resolver inconsistencias y en definitiva, optimizar formas de trabajo para aprovechar toda la potencialidad de los datos adquiridos directamente por los agentes sanitarios de la salud desde hace aproximadamente 50 años. La riqueza de la información proporcionó otros elementos que permitieron realizar un análisis de datos tanto a nivel de familias y parcelas o casas donde residen, hasta de la localidad en su conjunto.

Por ello, los resultados obtenidos no solo permiten incorporar la vulnerabilidad como un sujeto activo que modifica en forma permanente los escenarios de riesgo, sino que también se ha probado la eficacia e importancia de un sistema de recolección de datos sistemáticos de una población y la utilidad de estos para fortalecer y aumentar la capacidad del estado provincial y municipal en la definición de políticas territoriales, que en definitiva son las

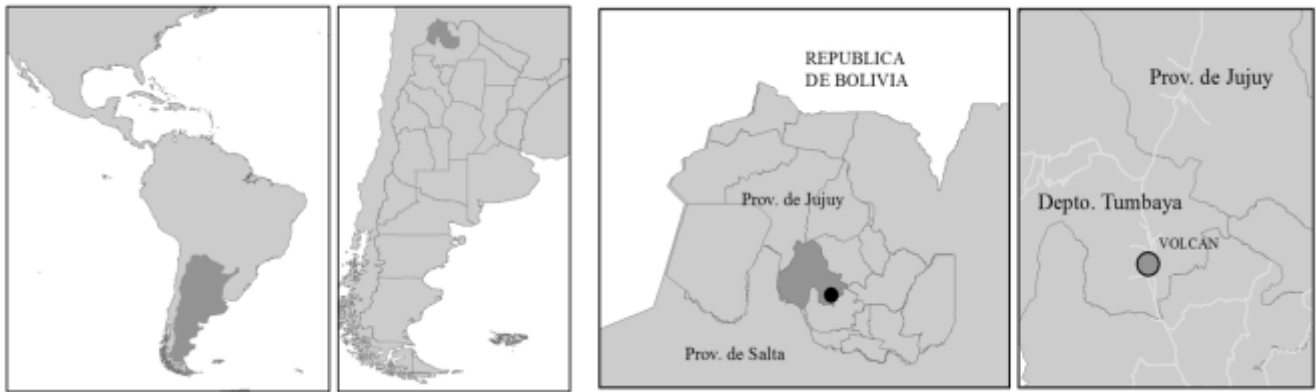


Fig. 1. Croquis de ubicación de la localidad de Volcán

necesarias para priorizar y concretar intervenciones que disminuyan asimetrías. Igualmente quedó en evidencia la necesidad de aumentar las sinergias y las actividades en conjunto, integrando instituciones y definiendo protocolos que permitan y faciliten distintas miradas sobre un mismo registro de datos.

En este trabajo se presenta una síntesis de los pasos seguidos y los resultados obtenidos con el objetivo de difundir una iniciativa de colaboración exitosa.

OBJETIVOS

Gestionar la información relacionando espacialmente los datos de salud para identificar y visualizar las vulnerabilidades de la población y de la sociedad en su conjunto, asimismo se pretende aportar datos que permitan tomar mejores decisiones, definir prioridades y propender a la formulación de políticas en la gestión de desastres que incluyan los indicadores sistemáticos aportados por el sistema de salud.

ACCIONES DE SALUD EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Atención Primaria de la Salud, área dependiente del Ministerio de Salud de la Provincia de Jujuy, dispone de un instrumento denominado “Detección de Grupos Vulnerables o Familias Críticas” que se traduce en la práctica en un formulario que el/los Agentes Sanitarios utilizan para recopilar datos. El universo de estudio en la localidad de Volcán son todas las familias, y estas son censadas en tres rondas sanitarias anuales.

Los datos se utilizan para el Diagnóstico de Salud del área de cobertura y se refieren a:

Vigilancia Demográfica: Se refiere a la vigilancia de la estructura y dinámica de la población; considera la identificación de factores que se relacionan con cambios de estado de salud.

Vigilancia de indicadores socio-económicos relacionados con la salud: Resume información sobre los determinantes sociales de la salud como, educación, ocupación, pobreza,

indigencia, obra social, vivienda y saneamiento.

Vigilancia de las pérdidas de salud: Resume la información de carga de enfermedad, mortalidad y discapacidad y los factores de riesgo (individuales, comunitarias, ambientales).

MATERIALES

Los softwares y datos necesarios y suficientes para lograr los objetivos son:

DATOS ANALÓGICOS: Se refieren al formulario que ha diseñado el Sistema de Atención Primaria de la Salud de la Provincia de Jujuy. La fuente de datos corresponde al año 2009. En la Fig. 2 se observa un formulario tipo.

DATOS ALFANUMÉRICOS: Para disponer de datos en condiciones de ingresar al SIG y por ende al repositorio de datos, se procede a traspasar la información contenida en formato papel a tablas diseñadas en excel.

DATOS GEOGRÁFICOS: Los denominamos “entidades espaciales” y el que identifica a cada una de las familias relevadas por el Agente Sanitario se ubica en la casa donde estas residen. Se generan a partir de la “georeferenciación” utilizando “Google Earth” o ubicándola en el catastro digital.

SOFTWARE: Se utiliza como herramienta los SIG que permite construir modelos o representaciones del mundo real a partir de colecciones de datos.

MÉTODOS

REPOSITORIO DE DATOS

El Agente Sanitario en su visita en terreno marca con “cruces” o con los vocablos “bueno, regular, malo” los casilleros que correspondan por la observación o cuestionarios que realiza. Este formulario o ficha es la que debe convertirse en formato digital siendo en consecuencia la etapa más tediosa y complicada de interpretar ya que en ocasiones, hasta la caligrafía utilizada implicó demoras. Asimismo, es aquí donde deben resolverse distintas inconsistencias que se producen por interpretaciones

incorrectas de procedimientos.

El formato de almacenamiento corresponde a Bases de Datos Geográfica o Geodatabase (GDB), estas cubren todas las necesidades para realizar luego los análisis de vulnerabilidades. Las reestructuraciones del producto original se realizaron con el único fin de utilizarlas en toda su potencialidad y básicamente se refiere a transformar “cruces” por variables cuantitativas como lo indica Valera Prieto (2010). Las operaciones de transformación se realizan automáticamente utilizando la “calculadora de campo” propias de los SIG evitando operaciones manuales susceptibles de generar errores.

CLASIFICACIÓN DE LA VULNERABILIDAD

Para la valoración de la vulnerabilidad teniendo en cuenta eventos específicos de amenazas hidrometeorológicas, se ha establecido la siguiente clasificación:

VB Vulnerabilidad Baja: Viviendas asentadas en zonas seguras, sismo resistentes, en buen estado de conservación, población con un nivel de ingreso medio y alto, grupos familiares integrados por 5 o menos personas, con cobertura de los servicios básicos, con facilidades de acceso para atención de emergencia. Población organizada con participación de la mayoría, integrados con las instituciones y organizaciones existentes.

VM Vulnerabilidad Media: Viviendas asentadas en zonas intermedias, sismo resistentes, en regular y buen estado de conservación, población con un nivel de ingreso económico medio, cultura de prevención en desarrollo, grupos familiares integrados por 7 o menos personas, con

The image shows the reverse side of a form for detecting vulnerable groups. It contains several tables and sections. At the top, there are fields for 'NOMBRE', 'DIRECCION', 'CATEGORIA', 'MUNICIPIO', 'LOCALIDAD', 'CANTON', 'PROVINCIA', 'PAIS', 'FECHA', 'HORA', 'LUGAR', 'MUNICIPIO', 'LOCALIDAD', 'CANTON', 'PROVINCIA', 'PAIS'. Below these are several tables with columns for 'NOMBRE', 'DIRECCION', 'CATEGORIA', 'MUNICIPIO', 'LOCALIDAD', 'CANTON', 'PROVINCIA', 'PAIS'. There are also sections for 'COMentarios' and 'Observaciones'.

Fig. 2. Reverso del formulario para la detección de grupos vulnerables, tomado de Sistema de Atención Primaria de la Salud. Ministerio de Salud. Provincia de Jujuy, 2002.

cobertura parcial de los servicios básicos, con acceso parcial para atención de emergencia.

VA Vulnerabilidad Alta: Viviendas asentadas en zonas intermedias pero con material precario, en mal y regular estado de construcción, con procesos de hacinamiento y grupos familiares numerosos, Población con escasos recursos económicos, sin conocimientos y cultura de prevención, cobertura parcial de servicios básicos,

accesibilidad limitada para atención de emergencia; así como con una escasa organización, mínima participación, débil relación y una baja integración entre las instituciones y organizaciones existentes.

VMA Vulnerabilidad Muy Alta: Viviendas asentadas en zonas no seguras, de materiales precarios en mal estado de construcción, con procesos de hacinamiento. Población de escasos recursos económicos, desempleo, presencia de enfermedades crónicas o sociales en la familia, analfabetismo, sin cultura de prevención, inexistencia de servicios básicos y accesibilidad limitada para atención de emergencias; así como una nula organización, participación y relación entre las instituciones y organizaciones existentes.

CONVERSIÓN A VARIABLES CUANTITATIVAS

Para lograr los objetivos propuestos, las variables cualitativas relevadas por APS se convierten a cuantitativas en una escala entre 1 (uno) y 5 (cinco). El 0 (cero) es la ausencia total del indicador respectivo. El valor más alto le corresponde al indicador más favorable ante la ocurrencia de un evento hidrometeorológico.

RESULTADOS

TABLAS DE ATRIBUTOS

La tabla producto de la conversión del dato analógico tiene las propiedades necesarias para garantizar la integridad espacial y la posibilidad de realizar los datos exploratorios. Contiene 416 registros o parcelas totales de las cuales 219 son viviendas familiares, el resto se distribuye entre casas vacías y establecimientos públicos.

CAPAS O COBERTURAS DE DATOS

Se dispone de geodatabases o GDB que almacenan las geometrías con sus respectivos atributos. Asimismo, el haber otorgado estándares posibilita la integración con estructuras mayores como por ejemplo una IDE o Infraestructura de Datos Espaciales por lo que es posible agregar todas las GDB necesarias (Chalabe, 2010). En este nivel de integración y con estas coberturas se obtienen los mapas que facilitan la interpretación de las amenazas, los elementos expuestos al riesgo y la distribución de manzanas y parcelas en la localidad de Volcán. Como se observa en la Fig. 3, la Quebrada de Los Filtros es el espacio donde ocurren determinados procesos ligados a la geodinámico, sin embargo aunque son conocidos los factores condicionantes de la amenaza, no es posible establecer frecuencias o recurrencias.

ANÁLISIS ESPACIALES

Los análisis geoestadísticos que pueden realizarse son diversos y las herramientas disponibles son varias. La colección de datos permite relacionar tablas con coberturas por lo que es posible representar la vulnerabilidad con escenarios donde podrían producirse eventos relacionados con procesos de deslizamientos o remoción en masa. Se establece una interacción dinámica entre el dato que se desea analizar y el mapa, visualizando

los indicadores de vulnerabilidad en un espacio geográfico. Por ejemplo, en la Fig. 4 se observa la distribución de las viviendas que tienen techo de paja y barro y que en caso de producirse algún deslizamiento, algunas de ellas serían afectadas en su estructura.

De igual forma, si se desea conocer la ubicación de las viviendas que por sus estructuras constructivas están en mejores condiciones de vulnerabilidad física, al ser un gráfico interactivo, simplemente se selecciona la opción 4 que según el cuadro de variables, indicadores y puntuación, corresponde a techos de loza. En caso de que suceda un desastre, disponer de una herramienta que indique el sitio de residencia de personas con necesidades espaciales es muy importante para planificar las ayudas y con un gráfico de dispersión, se describe el comportamiento conjunto de dos variables.

MAPAS DE VULNERABILIDAD

De acuerdo a la clasificación adoptada, es posible definir áreas según su vulnerabilidad ya que las variables fueron transformadas a valores cuantitativos.



Fig. 3: Ubicación de la población de Volcán en relación a la Quebrada de Los Filtros.



Fig. 4. Relación de familias y las características de los techos de sus viviendas, remarcando techos de paja y barro.



Fig. 5. Mapas de vulnerabilidad de la población de Volcán según datos de APS año 2009.

CONCLUSIONES

A partir de un formulario que registra datos en terreno, es posible construir un “Tablero de Comando” que proporciona información sobre un importante número de indicadores. La periodicidad de tres meses en la denominada ronda sanitaria establecida por el Sistema de Atención Primaria de la Salud, otorga un seguimiento y monitoreo de incalculable valor ya que permite conocer del comportamiento de distintas variables “casi” en tiempo real cuando de otra forma debíamos referirnos a datos censales registrados cada 10 años. Se ha logrado vincular datos a partir de acciones que el sistema de salud realiza habitualmente desde hace 50 años aproximadamente, hecho que permite analizar la vulnerabilidad como un sujeto activo que modifica en forma permanente los escenarios de riesgo.

Es necesaria la formación de capacidades para que la información colectada en terreno se procese en el sitio de origen otorgándole valor al dato y con ello, favorecer sus múltiples usos. Es impensable por la erogación que significaría implementar otros sistemas de toma de datos que contemplen este número de variables.

Los resultados obtenidos satisfacen las necesidades generales de planificación e integrar la información y disponer de datos confiables y oportunos, contribuyen a tomar mejores decisiones, organizar distintos actores, definir prioridades y en definitiva componer distintas miradas sobre un mismo territorio abordando los determinantes sociales desde muchos y singulares espacios.

Referencias:

Chalabe, S. Cañizares N. B. & Robredo Sánchez J.C. 2010. Infraestructura de datos espaciales (IDE) de la Unidad de Gestión Integrada de Cuenclas Hidrográficas (UGICH). VI Jornadas de Ciencia y Tecnología de Facultades de Ingeniería del NOA. Jujuy.

Valera P. Ll. 2010. “Análisis de vulnerabilidad global ante eventos ambientales en la cuenca del arroyo de la Quebrada de los Filtros, Volcán Jujuy”. Tesis de grado de Maestría. Universidad Nacional de La Plata. Inédita.

Weigert, R.S.G. y Chalabe, S., 2009. Determinación de vulnerabilidad física y riesgo ambiental mediante la aplicación de SIG en la localidad de Volcán (Departamento Tumbaya, Provincia de Jujuy). Informe Distribución Interna OOP/Vol/5 UGICH. Inédito.





SESIÓN 3:
PREPARACIÓN, RESPUESTA
Y REHABILITACIÓN

IMPLEMENTACIÓN DE LA GESTIÓN DE RIESGOS DE DESASTRES ANTE PELIGROS GEOLÓGICOS EN LA CIUDAD DE HUANCABAMBA

Victor Laban Elera

Gerencia Sub Regional Morropon Huancabamba – Gobierno Regional Piura

Av. Enrique Checa Eguiguren N° 186-188, Chulucanas

E-mail: victor_laban@hotmail.com

ASPECTOS GENERALES

La ciudad de Huancabamba, es la capital de la provincia del mismo nombre, del departamento de Piura; y se encuentra situada en los 5°15'25" de Latitud Sur y los 79°27'30" de Longitud Oeste, a una altura de 1957 msnm.

Reseña Histórica

Huancabamba es una de las ciudades más antiguas del Perú, pues en "Cartas y Papeles del Siglo XVI" y siendo Virrey del Perú Don Martín Enriquez (1561-1583), Huancabamba forma parte de la jurisdicción de la Ciudad de San Francisco de Buena Esperanza y Puerto de Paita, llamada también San Miguel de Piura, y ya figuraba como "El Repartimiento de Huancabamba" encomendado a Don Gaspar de Valladolid con 377 indios y 1257 personas, reducidos en un pueblo llamado Huancabamba. Posteriormente formaba parte del Corregimiento de Piura como Partido.

Luego el Marqués de Torre Tagle incluyó Huancabamba en el Departamento de Trujillo como Parroquia.

El 21 de Junio de 1825, el pueblo de Huancabamba pasó a ser la capital del Distrito de Huancabamba, formando parte de la Gobernación y Provincia Litoral de Piura. El 11 de enero de 1828, el Presidente José de La Mar eleva a Huancabamba a la categoría de Villa.

Posteriormente, el 30 de marzo de 1861 el Mariscal Ramón Castilla eleva a Piura a la categoría de Departamento con tres Provincias: Piura, Paita y Ayabaca, cuya capital fue Huancabamba. Cuatro años más tarde, en 1865 se crean dos Provincias en el territorio que tenía la Provincia de Ayabaca, creándose la Provincia de Huancabamba cuya capital sería Huancabamba y Ayabaca con su capital Ayabaca. Manteniendo hasta hoy su categoría de Provincia, está conformada por ocho distritos:

DISTRITO	CAPITAL	FECHA DE CREACIÓN
Huancabamba	Huancabamba	21 Junio 1825
Sondor	Sondor	2 Enero 1857
Sondorillo	Sondorillo	27 Marzo 1935
Canchaque	Canchaque	05 Setiembre 1904
San Miguel del Faique	El Faique	29 Enero 1965
El Carmen de la Frontera	Sapalache	04 Diciembre 1964
Huarmaca	Huarmaca	08 Octubre 1840
Lalaquiz	Llaquiz	30 Diciembre 1983



Figura 1. Mapa de localización de la ciudad de Huancabamba

Accesibilidad al Centro Urbano

La ciudad de Huancabamba tiene accesibilidad directa desde la ciudad de Piura, a través de una carretera asfaltada hasta la ciudad capital del distrito de Canchaque, se sigue por una carretera afirmada en buen estado de conservación en una longitud total de 215 km.

La ciudad de Huancabamba cuenta con cuatro puentes ubicados sobre el río Huancabamba y la quebrada Lungulo, los cuales integran a la ciudad con el resto de la provincia y del país. Desde la ciudad de Huancabamba se tiene accesibilidad directa a las capitales de distrito como son: Canchaque (73 km), Sapalache (17 km), Sondor (13 km), Sondorillo (51 km), San Miguel del Faique (80 km); la carretera al distrito de Huarmaca aún no está terminada.

Así mismo se puede integrar con la Provincia de Ayabaca y Morropón del departamento de Piura por rutas alternas, así como con los departamentos de Lambayeque y Cajamarca.

Dinámica Poblacional

Desde la llegada de los españoles al Perú se tiene conocimiento por los relatos de los cronistas como Hernando de Soto, Francisco de Jerez, Diego Trujillo, Cieza de León, entre otros, de la existencia de un asentamiento en el lugar denominado Huancabamba, en el cual se encontraron construcciones y casas de escogidas, etc.; habiéndose constatado en el año 1583 la existencia de 1634 habitantes, entre indios y personas reducidas.

En 1876 se efectuó el 1º Censo Nacional se obteniendo para Huancabamba una población urbana de 1186 habitantes, (519 hombres y 667 mujeres). Posteriormente, en el Censo Nacional de 1940, la población urbana alcanzaba un total de 2443 personas agrupadas en 510 familias; en 1960, el Censo arrojó una población de 3040 habitantes, agrupados en 543 familias.

Como se puede observar, en un período de 20 años, entre 1940 y 1960, la población sólo se incrementó en 597 personas. Esta situación se explica por la emigración hacia otras ciudades y además porque Huancabamba sufrió el impacto de la apertura de la carretera Chiclayo-Jaen-Bagua, que desvió gran parte de los flujos comerciales de importación y exportación con la región de la selva norte, que antes pasaba por la ciudad. En el Censo de 1981 se registraron 6725 habitantes y en Censo de 1993, la población de la ciudad fue de 6472 habitantes, evidenciándose una tendencia decreciente en la población.

Para el año 2000, el INEI estima una población distrital de 30,859 habitantes, de los cuales el 22.1% aproximadamente constituyen la población de la ciudad de Huancabamba, es decir 6830 habitantes aproximadamente.

Actividades Económicas

Las actividades principales en el ámbito provincial son agrícolas y ganaderas, aunque en los últimos años se han producido varios denuncios mineros para la extracción de oro y minerales polimetálicos, sin que éstos puedan pasar a la fase de explotación, por los problemas sociales existentes.

Evolución Física de la Ciudad

La ciudad de Huancabamba tuvo su apogeo a finales del siglo XIX y principios del siglo XX, ya que era el punto obligado de pase de productos como el café, cacao, quinina, tabaco, achiote, cochinilla, caucho y otros. Pero esta situación cambió a partir del año 1945 con motivo de la inauguración de la carretera Chiclayo-Jaen-Bagua.

Su ornato y/o embellecimiento ha mejorado paulatinamente, hasta lograr el aspecto de ciudad, tal como se evidencia en las vistas fotográficas (fotos 1 al 4).



Fotos del 1 al 4. Dinámica de crecimiento de la Ciudad de Huancabamba.

ASPECTOS GEOLÓGICOS: GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL

La zona de estudio se encuentra en el Cuadrángulo 11-e de la Carta Geológica Nacional, Boletín 39 de INGENMET. Geomológicamente se ubica en el valle del río Huancabamba. Presenta rocas del Paleozoico Inferior, Terciario inferior, medio y superior y materiales poco consolidados del Cuaternario, tal como se muestra en la figura 2.

EVALUACIÓN DE PELIGROS

La evaluación de peligros identifica la probable ubicación y severidad de fenómenos naturales que podrían afectar a la ciudad y las áreas de expansión previstas, así como la probabilidad de que ocurran en un tiempo y espacio dados.

Estos fenómenos son de dos tipos: de Geodinámica Interna y Geodinámica Externa

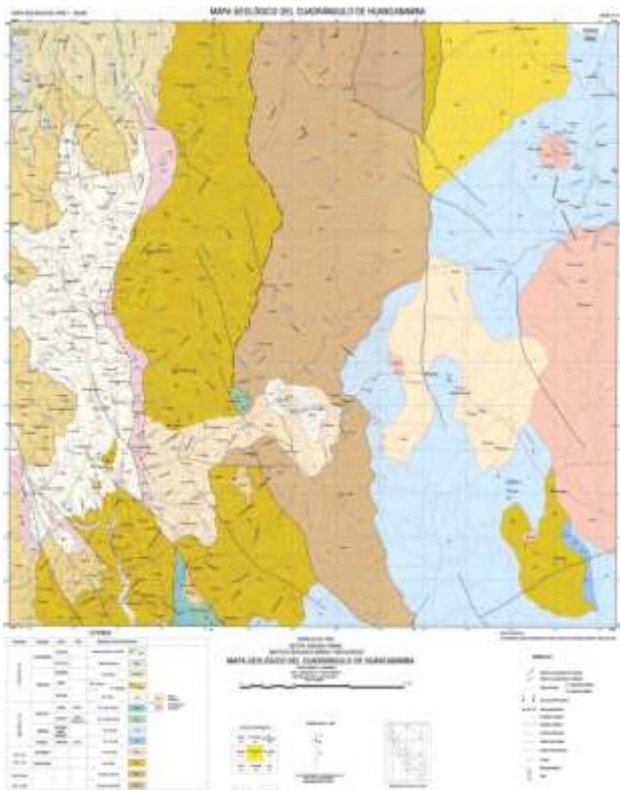


Fig. 2 Mapa geológico del Cuadrángulo de Huancabamba (INGEMMET).

Geodinámica Interna

Sismicidad.- El sector de Huancabamba, estructuralmente está localizado en la Deflexión de Huancabamba, zona caracterizada por su intensa actividad Neotectónica y por la presencia de estructuras plegadas y grabeniformes de carácter regional, que abarca hasta el valle del río Huancabamba, además de las dos Cordilleras que la flanquean.

Geodinámica Interna

En la ciudad de Huancabamba la acción pluvial es el principal elemento que condiciona los peligros, e indirectamente condiciona parte de la geodinámica interna. Los fenómenos que se presentan en la ciudad son los siguientes:

Deslizamientos.- En el año 1928 como consecuencia de un gran sismo se originaron dos grietas que cruzan la ciudad hacia el río Huancabamba; en el año 1947 Leonidas Castro constata la existencia de un proceso de deslizamiento, el cual se iniciaba en el área rural y que afectaba al área urbana; en la década del 70 un estudio elaborado por el Ministerio de Energía y Minas (Fernando Perales), constató también que el fenómeno mencionado se había incrementado afectando el área urbana de la ciudad y que ya no se trataba de un fenómeno de deslizamiento sino de un proceso de reptación de suelos.

Reptación de Suelos.- Es el movimiento lento del suelo y/o de detritos rocosos cuesta abajo, por lo general no

perceptible, que afecta la parte superficial de la ladera. En la ciudad de Huancabamba su ocurrencia está asociada a la actividad sísmica y a la infiltración de aguas.

El fenómeno de reptación de suelos (originalmente deslizamiento) adquirió mayores dimensiones debido a la infiltración de las aguas de regadío y de la acción pluvial, por percolación o por infiltraciones a través de los agrietamientos, originándose un proceso de movimiento del suelo de manera casi imperceptible. Se estima que en 43 años se ha presentado un desplazamiento de 15 m. La ciudad de Huancabamba está cruzada por dos masas reptantes, una con dirección Sur-oeste hacia el río Huancabamba, limitando el lado norte de la ciudad, y la otra con dirección Sur-este hacia la quebrada Lungulo, que limita el lado sur de la ciudad.

La Plaza de Armas ha servido de contención a la masa en movimiento, originando una bifurcación de la misma hacia el río Huancabamba y hacia la quebrada Lungulo, siendo el sector más afectado el que se encuentra en el área de la bifurcación.

Agrietamientos.- Las causas que originan los agrietamientos están relacionadas a la actividad sísmica, sobresaturación de aguas y a la reptación de suelos.

Derrumbes.- Este fenómeno está dado por movimientos y caída violenta de materiales rocosos de dimensiones variables, los factores que inician un derrumbe suelen estar relacionados a movimientos sísmicos, erosiones, excavaciones y a la baja cohesión de los materiales que constituyen el suelo.

Erosión.- El valle del río Huancabamba y sus afluentes están considerados como de alta montaña y como tales presentan erosión intensa y continua. El régimen del río Huancabamba es permanente, está asociado y relacionado al fallamiento regional y por lo tanto afectado por la acción tectónica.



Foto 5. Vista del proceso de reptación de suelo que afecta a las viviendas y calles de Huancabamba.

ANTECEDENTES Y AVANCES EN LA IMPLEMENTACIÓN DE LA GESTIÓN DE RIESGOS EN HUANCABAMBA

El Servicio de Geología y Minería, a raíz del sismo del 9/12/1970 extendió los estudios hasta la localidad de Huancabamba, encontrando que el 14 de Mayo de 1928 a las 17:12 hrs, se registró un terremoto con epicentro en la ciudad de Chachapoyas, la misma que sufrió casi total destrucción, así mismo afectó la zona interandina en el norte del Perú; en la ciudad de Huancabamba el sismo originó dos grietas que cruzan la ciudad hacia el río Huancabamba, por lo que desde este entonces se habla de la reubicación del poblado al sector Quispampa.

Así mismo, post evento del Fenómeno El Niño 1997, el PNUD, INDECI, Gobiernos Regionales y Gobiernos Locales, implementaron el Programa de Ciudades Sostenibles – Primera Etapa, mediante el cual, en el año 2001, en la Ciudad de Huancabamba, se desarrolló el “Mapa de peligros, plan de usos del suelo y propuesta de medidas de mitigación de efectos de desastres naturales”, en este estudio se plantearon recomendaciones, así como propuestas para reducir las vulnerabilidades, sin embargo, por la falta de un seguimiento y monitoreo adecuado, no se cumplieron.

El 27 de febrero del 2007, se registro un sismo de IV de magnitud, con epicentro en Moyobamba, el mismo que causó daños a 50 viviendas de adobe, lo cual motivó a que posteriormente se realizara un “Estudio de Estimación de Riesgos” en el cual se planteó la propuesta de reubicar las familias ubicadas en los barrios que se encuentran en Alto Riesgo, tales como: Jibaja Che, El Altillio y La Laguna, pero por la falta de decisión política y voluntad de los pobladores, la mayoría de familias aún permanecen en sus lugares (Foto 6 y 7).

Así mismo se vió afectado infraestructura pública como el puente peatonal y terminal pesquero de la ciudad, tal como se evidencia en la foto 8.



Fotos 6 y 7: Desprendimiento y desplazamiento de SS. HH de la vivienda



Foto 8: Puente peatonal afectado, el cual posteriormente ha sido desmontado

AVANCES.- Los avances en la Gestión de Riesgos de desastres en la ciudad de Huancabamba, al igual que en las demás ciudades del país, están en un proceso de implementación, puesto que estamos bajo un nuevo marco normativo como lo es la Ley N° 29664 “Ley del Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres” de 29 de marzo del 2011 y su Reglamento aprobado mediante Decreto Supremo N° D.S N° 048-2011/PCM, del 26 de mayo del 2011.

En el marco de esta ley y su reglamento, a nivel Regional se cuenta con la Zonificación Ecológica Económica – ZEE, aprobada, la misma que es un instrumento de gestión básico para el Ordenamiento Territorial – OT, dentro del cual debe ser incorporado la Gestión del Riesgo de Desastres, para ello, en la ZEE se ha incluido el modelo de Peligro, Vulnerabilidad y Riesgo. En la ZEE Regional, se ha hecho una aproximación y/o acercamiento sobre lo que se debe hacer en la ZEE de Huancabamba, tal como se muestra en la figura 3.

El 28 de diciembre del 2012, se ha firmado un Convenio entre el INGEMMET, Gobierno Regional Piura, Municipalidad Provincial de Huancabamba y la Municipalidad

Distrital de Sónдор, mediante el cual, el INGEMET desarrollará un “Estudio Hidrogeológico” y el “monitoreo del desplazamiento por reptación de suelos en Huancabamba y deslizamiento en Sónдор”.

En base a éste convenio, el INGEMMET designó a estas dos ciudades a fin de que en el presente año se desarrolle la ESCUELA DE CAMPO, la misma que se llevó a cabo en el mes de junio del 2013.

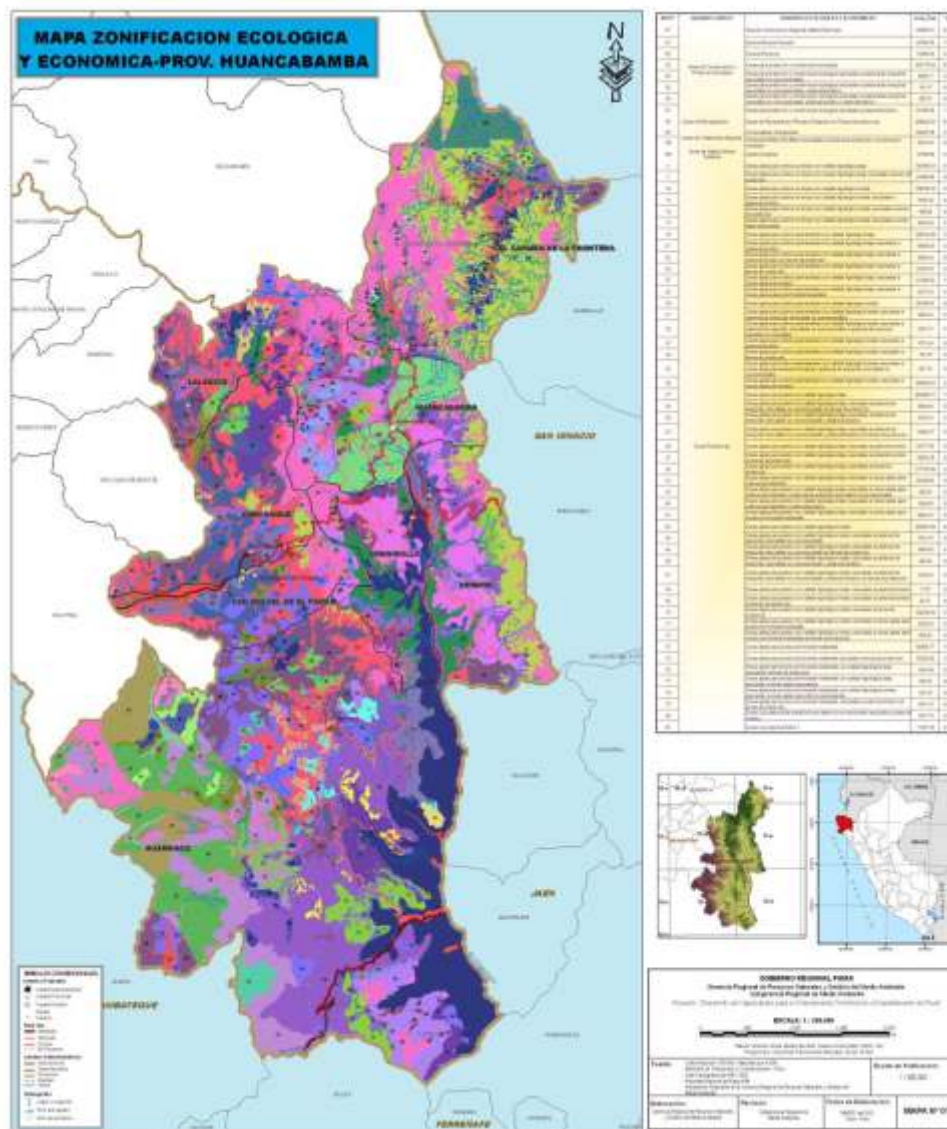


Figura 3. Mapa de zonificación ecológica y económica de Huancabamba

Referencias:

Ramírez, M. (1966)- Huancabamba, su Historia, su Folklore.
 Moreano, J. (2000)- Mapa de Peligros, Plan de Usos del Suelo y Propuesta de Medidas de Mitigación de Efectos de Desastres Naturales.
 Moreano, J. & Labán, V. (2006)- Estudio de Estimación de Riesgos de la Ciudad de Huancabamba.
 Vilchez, M., Luque, G. & Rosado, M. (2009)- Zonas críticas por Peligros

Geológicos en la Región Piura, Informe Técnico, INGMMEF, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico. Noviembre 2009, 52p.
 Gobierno Regional Piura (2013)- ZONIFICACIÓN ECOLOGICA ECONOMICA.
 Novoa, J. Crespo, S. & Villegas, P. (-) HUANCABAMBA: Páramos, bosques y biodiversidad.

SISTEMA DE GESTIÓN DE RIESGOS ANTE EVENTOS ASOCIADOS A GLACIARES EN SANTA TERESA (CUSCO): COMPONENTES PRINCIPALES Y RESPONSABILIDADES POLITICAS ASOCIADAS

Choquevilca Walter (2), Giraldez Claudia (1), Huggel Christian (1), García Javier (3), Fernández Felipe (2), Frey Holger (1), Haerberli Wilfried (1) & Price Karen (2)

1. Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zurich

Email: claudia.giraldez@geo.uzh.ch

2. CARE Perú, Av. General Santa Cruz 659, PE-Lima 11

3. Centre de recherche sur l'environnement alpin, CREALP, Rue de l'Industrie 45, CH-1951 Sion

INTRODUCCIÓN

Los Andes peruanos se encuentran entre las regiones más afectadas por el retroceso de los glaciares y los consiguientes riesgos de alta montaña -avalanchas de hielo y roca, explosión de lagos glaciares, inundaciones y flujos de escombros-. En el pasado, miles de personas han muerto en este tipo de catástrofes (Carey, 2005), siendo el más recordado el desastre ocurrido en 1970, cuando “el desprendimiento de la cara norte del nevado Huascarán originó un aluvión que sepultó los poblados de Yungay y Ranrahirca” (ANA - Unidad de Glaciología, 2013), causando la muerte de más de 18,000 personas.

La región de Cusco, que concentra en su territorio el 25 % del área glaciar del Perú, no es ajena a este tipo de catástrofes. En 1998, como consecuencia del fenómeno El Niño, la Cordillera Vilcabamba fue afectada por un conjunto de movimientos en masa, siendo los más resaltantes los aluviones de Ahobamba y Sacsara que destruyeron la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu y el antiguo poblado de Santa Teresa, ocasionando la pérdida de vidas humanas y considerables pérdidas económicas (Huggel et al., 2003). Más recientemente, el año 2010, las inundaciones masivas en la región de Cusco dejaron sin vivienda a cientos de familias, así mismo, ocasionaron pérdidas considerables en la infraestructura de comunicaciones y afectaron las principales actividades económicas como el turismo y la agricultura (Frey et al., 2012).

Como respuesta a estos eventos, se inició en el año 2011 el “Proyecto Glaciares 513”, financiado por la Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (COSUDE) y ejecutado por la Universidad de Zurich (UZH) y CARE-Perú. Este proyecto busca mejorar de forma sostenida la adaptación al cambio climático y reducir los riesgos de alta montaña en la

cordillera peruana. Para ello, combina tres componentes: i) a nivel local, con estudios de caso detallados, incluyendo la puesta en práctica de un sistema de monitoreo y alerta temprana para avalanchas de hielo/roca en la Laguna 513 (Ancash), y un sistema de gestión de riesgos para movimientos de masa provocados por las lluvias en Santa Teresa, Cusco; ii) en el ámbito académico para fortalecer las capacidades locales en glaciología, procesos de alta montaña, cambio climático y gestión de riesgos, y; iii) a nivel institucional para fortalecer la glaciología en Perú a nivel nacional e internacional.

En el presente documento nos centramos en el sistema de gestión de riesgos para movimientos en masa desencadenados por las lluvias en el distrito de Santa Teresa (Cusco) y en la incidencia para la institucionalización de la gestión de riesgos en el nivel local y regional.

SANTA TERESA Y SUS CUENCAS

El distrito de Santa Teresa se ubica a 260 km al NW de la ciudad de Cusco en las siguientes coordenadas UTM y geográficas:

- Coordenadas UTM: Este 761,000 m, Norte 8,588,000 m
- Coordenadas Geográficas:
- Latitud sur 13°08'30”; longitud oeste 72°36'15”
- Altitud promedio: 1500 msnm.

Santa Teresa está hidrográficamente formada por 4 microcuencas y una intercuenca:

- Microcuenca Ahobamba.
- Microcuenca Salkantay o Santa Teresa.
- Microcuenca Sacsara.
- Intercuenca Vilcanota
- Microcuenca Chaupimayo.

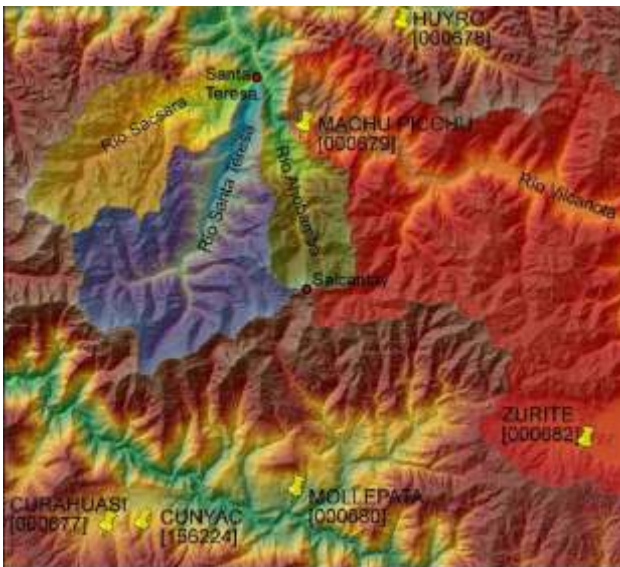


Figura 1: Mapa del Distrito de Santa Teresa donde se muestran en diferentes colores las Microcuencas (30m ASTER GDEM2)

EVENTOS HISTÓRICOS OCURRIDOS EN LAS MICROCUENCAS DE SANTA TERESA

El 12 de Julio de 1996 ocurrió un aluvión en el río Orcospampa que causó la muerte de 5 personas, destruyendo las viviendas ubicadas en el lecho del río y los terrenos cultivados. Este evento se produjo por el desembalse de la laguna glaciar Sisaypampa, ubicada en la vertiente norte del nevado Salkantay, desde donde se precipitó una masa glaciar a la laguna (Huggel y Choquevilca, 2013).

El 13 de enero de 1998, en horas de la noche, llegaron hasta la localidad de Santa Teresa los primeros pulsos del aluvión de Sacsara. Los pobladores llegaron a diferenciar varios pulsos del aluvión durante la noche hasta la mañana del día 14 de enero. El origen de este evento se atribuye a la saturación de las masas de morrenas en las partes altas del valle debido a las intensas precipitaciones, otros factores que contribuyeron fueron la inestabilidad de las morrenas - por contener material con poca cohesión y consolidación-, y un movimiento sísmico sentido ese día. Los daños fueron la destrucción total del poblado de Yanatile, la carretera Santa Teresa-Yanatile y la destrucción del poblado de Santa Teresa, así como la estación de ferrocarril y la línea férrea.

En este mismo año, ocurrieron otros 3 aluviones. El 27 de febrero de 1998 se produjo un aluvión procedente del río Ahobamba, que represó el río Urubamba. Este aluvión se originó en las nacientes de la quebrada Rayancacha, en la parte alta del nevado Salkantay, y recorrió todo el río Ahobamba hasta desembocar en el río Urubamba. Luego, el 12 de marzo de 1998 se produce un segundo aluvión que incrementa el material acumulado en el embalse ocasionado por el primer aluvión, elevándose la cresta en unos 3 m aproximadamente. El 22 de noviembre de 1998,

ocurre un tercer aluvión, afectando esta vez las zonas inestables de los aluviones anteriores. El origen de este evento se localiza en la quebrada Orcospampa y se debió al desprendimiento de lenguas glaciares que cayeron en la laguna, ocasionando un desembalse súbito que provocó la erosión de los taludes de las quebradas Q'ente grande y Q'ente Chico.

ESTUDIO PRELIMILAR DE LA GESTIÓN DE RIESGOS PARA SANTA TERESA

El Proyecto Glaciares tiene como objetivo “contribuir a mejorar la capacidad de adaptación integral y de reducción de riesgos de desastres frente al fenómeno de retroceso glaciar”. Una de las limitaciones importantes al inicio del proyecto fue la inexistencia de información detallada sobre las amenazas, vulnerabilidades y riesgos en la zona de Santa Teresa. Por ello, durante la primera fase del proyecto, este destinó esfuerzos importantes al estudio y evaluación de estos aspectos, cuyo conocimiento es fundamental para diseñar e implementar medidas de adaptación y reducción de riesgos adaptadas a la zona y a sus condiciones socio-económicas para un desarrollo sostenible.

Inicialmente, el proyecto tuvo planificado evaluar, diseñar e implementar un sistema de alerta temprana (SAT) junto con la municipalidad de Santa Teresa y las comunidades con las cuales el proyecto está colaborando. En este sentido, se efectuaron trabajos de campo en las partes altas de las cuencas de Salkantay y Sacsara, y se visitaron todas las comunidades. Paralelamente se hizo un estudio en base a imágenes de satélite para evaluar las condiciones en la parte alta de las cuencas. Igualmente se han realizado simulaciones con modelos numéricos de flujos de escombros (huaycos, aluviones) para evaluar parámetros de amenaza, tales como el nivel de inundación, las zonas potenciales de inundación y el tiempo que toman los flujos desde su origen hasta llegar a los poblados. Finalmente se hicieron estudios de las condiciones de inicio / detonación de los grandes eventos que se registraron en la zona.

Las conclusiones de los estudios, trabajo de campo, discusiones entre los expertos del proyecto, los pobladores y responsables/autoridades de la zona, son las siguientes:

- En Santa Teresa existen dos formas principales de amenaza en términos de espacio y origen: amenazas de origen lejano y amenazas de origen cercano. Las amenazas de origen lejano incluyen grandes flujos de lodo y escombros (aluviones, huaycos) y las amenazas de origen cercano incluyen deslizamientos y derrumbes en la cercanía inmediata de los poblados.
- Los poblados y comunidades están expuestos a múltiples amenazas, siendo en varios casos las amenazas y sus riesgos asociados muy altos. En su mayoría las amenazas son de una magnitud y fuerza que no pueden ser mitigadas, encontrándose fuera del alcance de medidas técnicas. Esto implica que la imposibilidad de proteger viviendas e infraestructuras situadas dentro de las zonas de amenaza.

Existen muchas incertidumbres que son y serán imposibles de eliminar. Para muchas formas de amenazas no se puede contar con umbrales necesarios para definir niveles de alerta dentro del concepto estándar de un SAT.

Por estas consideraciones, se planteó trabajar en el desarrollo de un “Sistema de Gestión de Riesgos” para Santa Teresa, enfocado principalmente en la protección de vidas humanas y en la reducción de efectos negativos para el funcionamiento económico y social de las comunidades.

DESARROLLO DEL SISTEMA DE GESTIÓN DE RIESGOS

Objetivos:

Los objetivos del Sistema de Gestión de Riesgos propuesto son los siguientes:

Objetivo general:

Reducir los riesgos de las poblaciones en la zona de Santa Teresa asociados a amenazas de origen de lejano (alta montaña) y cercano.

Objetivos específicos:

- Mejor conocimiento de las amenazas, vulnerabilidades y riesgos en los diferentes poblados de la zona;
- Establecer un monitoreo de fenómenos climáticos, geológicos e hidrológicos, tomando en cuenta las limitaciones técnicas, financieras e institucionales que existen;
- Mejorar el grado de consciencia de las poblaciones sobre las amenazas, vulnerabilidades y riesgos. Sensibilizar a las poblaciones para medidas de adaptación y reducción de riesgos adecuadas;
- Mejorar la comunicación en relación a los riesgos y condiciones de emergencia al interior de las poblaciones, entre las poblaciones, y en particular entre las comunidades y la Municipalidad;
- Mejorar las capacidades de respuesta de las comunidades.

Componentes

Un Sistema de Gestión de Riesgos puede contener varios elementos que sirvan al propósito de reducir los riesgos en una zona. Similar a los estándares internacionales de un SAT, el Sistema de Gestión de Riesgos propuesto para Santa Teresa incluye los siguientes elementos:

1. Componente técnico:

1.1 Monitoreo de los fenómenos climáticos, geológicos e hidrológicos

Las comunidades están siendo equipadas con instrumentos sencillos de monitoreo de temperatura y precipitación (termómetro, pluviómetro-totalizador, Fig. 2), que permiten documentar los fenómenos climáticos. Adicionalmente, están disponibles estaciones meteorológicas manejadas por el SENAMHI. En las partes altas de las cuencas, que generalmente son el origen de los flujos, existe la posibilidad de contar con observadores locales que pueden reportar las condiciones actuales. Algunos fenómenos geológicos necesitan especial atención por su alto potencial de riesgo, y deberían estar bajo un régimen estricto de monitoreo.

1.2 Comunicación, datos y voz

La comunicación dentro y entre las comunidades, en particular con la municipalidad de Santa Teresa, es un elemento clave del sistema de gestión de riesgos. El Proyecto Glaciares está implementando un sistema de radio por voz para las comunidades, en colaboración con la Municipalidad de Santa Teresa (Fig. 3). Este sistema es particularmente importante en condiciones de emergencia y alerta.



Figura 2: Instalación de instrumentos de monitoreo climático en comunidades

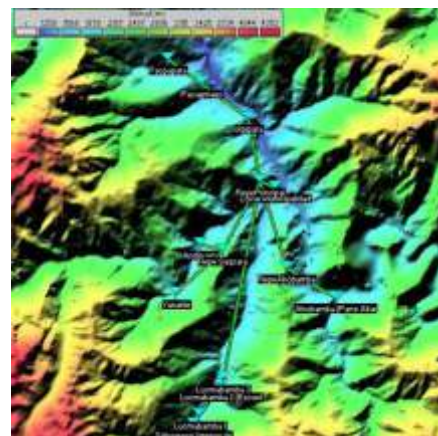


Figura 3: Red troncal principal del sistema de comunicación por radio

2. Componente institucional

Un elemento esencial en la preparación y respuesta de la población es el componente institucional. La experiencia muestra que en muchos desastres hay una falla de este componente. Una finalidad del Proyecto Glaciares 513 es conformar la Plataforma Distrital de Defensa Civil y el Grupo de Trabajo para la Gestión del Riesgo de Desastres, de acuerdo a la ley N° 29664 Ley del SINAGERD. Para el éxito de esta organización es imprescindible la participación directa de los pobladores organizados y capacitados.

2.1 Medidas estructurales para reducir el impacto de los procesos de movimientos en masa

En el caso de todas las comunidades que trabajan con el Proyecto Glaciares, se ha visto que las posibilidades para medidas estructurales son muy limitadas, tanto en términos técnicos como financieros. Una razón es el carácter de los procesos de amenaza, que son muy violentos y de gran magnitud como es el caso de los grandes flujos de escombros (Ahobamba, Sacsara), o por su carácter geotécnico en el caso de los deslizamientos superficiales y profundos. En algunos casos, como en los deslizamientos superficiales, la municipalidad, a través de la Oficina de Defensa Civil, viene implementando medidas de protección como drenajes y muros de contención, pero resulta muy difícil diseñar cualquier otra medida estructural.

2.2 Medidas no-estructurales como la reubicación de poblaciones o infraestructura expuestas

Este conjunto de medidas, en contrario a las medidas estructurales, tiene una importancia muy alta en Santa Teresa. Las medidas más pertinentes incluyen: i) evitar zonas de amenaza alta o media para construir; y ii) reubicar viviendas o infraestructura sensible, ubicadas en zonas de alta amenaza.

3. Componente Social

3.1 Conocimiento y evaluación de amenazas, vulnerabilidades y riesgos

El proyecto ha elaborado el “Mapa puntual de amenazas del Distrito de Santa Teresa” (Fig. 4) y conjuntamente que la Oficina de Defensa Civil de la Municipalidad, actualmente se viene elaborando el “Mapa de Riesgos del Distrito de Santa Teresa”. Estos instrumentos servirán de base para la elaboración del Plan de Ordenamiento Territorial.

Amenazas de origen lejano:

Aunque aún no se puede considerar concluido el reconocimiento y evaluación técnica de amenazas en las partes altas, se puede constatar que las cuencas del Sacsara y Ahobamba son las más críticas, porque se podría producir de nuevo un evento de volumen grande ligado a

lluvias intensas. De mayor preocupación son los múltiples deslizamientos que existen en las laderas a lo largo del cauce de los ríos, que también se observan en la cuenca del Salkantay. En este sentido el Proyecto Glaciares continúa realizando estudios en el terreno y simulaciones con modelos numéricos para mejorar el conocimiento y los riesgos de la zona

Amenazas de origen cercano:

Las amenazas de origen cercano en las microcuencas de Santa Teresa incluyen procesos de deslizamientos y derrumbes. Los procesos pueden ser lentos, como la deformación del terreno, tal como se ha observado en Cochabamba y Sullucuyoc, los cuales se aceleran o activan durante fases de lluvias, siendo por lo tanto la época de lluvia la más crítica. Por otro lado, existen derrumbes fuertes, zonas erosivas por procesos fluviales como en Lucmabamba y Santa Rosa que son una amenaza directa para estas comunidades. Estos procesos de erosión pueden ser continuos pero se aceleran e intensifican debido a crecientes de los ríos. Es técnicamente imposible detener o mitigar tanto los procesos de deformación del terreno como los derrumbes fuertes, y el ser humano tiene que adaptarse a estas situaciones con medidas adecuadas.

3.2 Preparación y respuesta por parte de las autoridades y comunidades:

Estos elementos son cruciales en el Sistema de Gestión de Riesgos en Santa Teresa. El Proyecto Glaciares está trabajando a través de un plan de capacitación en gestión comunitaria del riesgo de desastres, el cual además de contribuir al fortalecimiento de capacidades, permite dialogar con los pobladores en temas de preparación y respuesta.

Los productos obtenidos con el plan de capacitación en cada comunidad son:

- Comité comunal de gestión de riesgos;
- Mapa de peligros de la comunidad;
- Plan de contingencia;
- Simulacro para validar el Plan de Contingencia;
- Plan de desarrollo comunal que incorpora la gestión de riesgos;
- Sistema de vigilancia comunitaria con enfoque de riesgos.

Mediante convenio con el Programa Presupuestal de reducción de la Vulnerabilidad y Atención de Emergencias por Desastres – PREVAED PPR 068 “Escuela Segura” se está trabajando en la generación de una cultura de gestión del riesgo en la comunidad educativa.

Mapa puntual de amenazas del Distrito de Santa Teresa



Figura 4: Mapa puntual de amenazas del distrito de Santa Teresa



Mapa de SIVICO con enfoque de gestión de riesgos



Taller de capacitación docente en gestión de riesgos

INSTITUCIONALIZACIÓN DE LA GESTIÓN DE RIESGOS EN EL NIVEL LOCAL Y REGIONAL

El año 2007, mediante Ordenanza Regional Nro. 013-2007-CR-GRC.CUSCO se crea la Plataforma Regional de Gestión Integrada de Recursos Hídricos (GIRH), organización conformada por entidades públicas y privadas cuyos logros más importantes fueron: la elaboración de la Estrategia Regional para la GIRH y el liderazgo de la Gerencia Regional de Recursos Naturales y Gestión del Medio Ambiente del Gobierno Regional Cusco. Posteriormente, mediante Ordenanza Regional N°015-2011-CR/GR CUSCO, se reconoce a la Secretaria Técnica de la plataforma Regional de GIRH como “Grupo Impulsor para la Conformación del Consejo de Recursos Hídricos de la Cuenca Vilcanota Urubamba”.

Con esta primera experiencia de articulación institucional, el año 2009, mediante Resolución Ejecutiva Regional Nro. 1164-2009-GRCUSCO/PR se conforma la Unidad Operativa

Regional del Programa de Adaptación al Cambio Climático (UOR-PACC) y posteriormente se crea el Grupo Técnico Regional Frente al Cambio Climático de la Región Cusco (Ordenanza Regional Nro. 070-2010-CR-GRC.CUSCO) con el objetivo de proponer estrategias, planes y programas como medidas de mitigación y adaptación ante los efectos del cambio climático en la Región Cusco. En este marco se formuló la Estrategia Regional de Cambio Climático que fue aprobada el 30 de enero de 2012, mediante Ordenanza Regional Nro. 020-2012-CR/GRC.CUSCO (Gobierno Regional Cusco, 2012). De manera similar se conformaron la Red de Gestión de Riesgos y Adaptación al Cambio Climático y el Grupo Impulsor de la Unidad de Glaciología de la Región Cusco, ambos articulados también a la Unidad Operativa Regional de Cambio Climático.

Actualmente está en vía de constitución el Consejo Regional de Cambio Climático, como una instancia consultiva, promotora y de concertación entre el Estado, instituciones privadas y organizaciones de la sociedad civil para potenciar la agenda estratégica de cambio climático a través de propuestas políticas, estrategias y planes para el desarrollo de medidas de mitigación, adaptación y gestión de riesgos de desastres ante los efectos del cambio climático. Una de las diez unidades técnicas de funcionamiento del Consejo Regional es la línea estratégica de “Clima y gestión de riesgos”

CONCLUSIONES

El Sistema de Gestión de Riesgos, de manera similar a los estándares internacionales de un SAT, tiene varios elementos que contribuyen al propósito de reducir los riesgos en la zona de Santa Teresa. Actualmente, se han avanzado en varios componentes, ya se han hecho cosas, pero que aún quedan otras por hacer, y todos juntos (Gobierno local, organizaciones sociales y la cooperación) conseguiremos que el sistema de gestión de riesgos sea operacional en un cierto periodo de tiempo.

Referencias:

Carey, M. (2005). *Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru*. *Global and Planetary Change*, 47 (2-4), 122-134

Frey, H., Schneider, D. & Huggel, C. (2012). *Satellite based analysis of the hazard situation of Santa Teresa, Perú. Baseline report*, University of Zurich, Department of Geography. 21pp.

Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W. (2003). *Vulnerability study of the Central Hidroeléctrica Machupicchu – Glacial assessment and modeling based on satellite imagery. Final Report*. University of Zurich, Department of Geography. 24pp.

Gobierno Regional Cusco. (2012). *Estrategia Regional Frente al Cambio Climático ERFCC Cusco*.

INNOVACIONES EN SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA PARA LA GESTIÓN DE EMERGENCIAS ANTE INUNDACIONES

Pastor Justo, Jordi

GRUPO INCLAM Perú, ca. Los Pinos 545, San Isidro, Lima

Email: jordi.pastor@inclam.com

WATER IDEA, Rambla Catalunya 81, 8º, Barcelona

Email: jjp@wateridea.eu

INTRODUCCIÓN

La sociedad se moderniza y se olvidan las costumbres y buenas prácticas de convivencia con la naturaleza para superar los fenómenos naturales que inducen riesgos de forma recurrente. La modernidad parece inducir en la sociedad más vulnerabilidad, en especial con los eventos asociados a las inundaciones y huacos. Ocupación del lecho fluvial, construcciones en laderas y torrenteras, actividades permanentes en conos de deyección o infraestructuras viarias e hidráulicas subdimensionadas para soportar una crecida fluvial, una corriente de derrubios o la erosión del cauce, son ejemplos cotidianos de mala gestión del territorio de toda sociedad desarrollada o en vías de desarrollo que olvida convivir con los riesgos naturales.

Comúnmente la primera respuesta de una sociedad tecnificada es más infraestructura: reservorios de laminación, encauzamiento de ríos, defensas ribereñas, protección de puentes, etc. Estas medidas suelen reducir el número de eventos catastróficos sobre la sociedad y las actividades económicas, mejorando substancialmente la habitabilidad de las zonas en riesgo, pero inducen dos efectos colaterales. Por una parte, la traslación de gran parte del problema a la esfera ambiental, como pueda ser el desequilibrio entre caudal líquido y el caudal sólido movilizable y, en segundo lugar, mayor impacto de los eventos extremos. Defenderse para un período de retorno de 100 años, acaba induciéndonos mayor impacto de la crecida de 200 o 500 años de período de retorno por una falsa sensación de seguridad (reducción de la frecuencia de eventos que generan daños) que hace que se desarrollen prácticas o ocupaciones más intensas de las zonas protegidas, pero inundables al fin.

¿Cómo mejorar la convivencia con estos fenómenos sin seguir una escalada de infraestructuras y prohibiciones hasta hacer inactivas buena parte de las mejores zonas para asentamientos y desarrollo de actividades económicas? Asumiendo los riesgos y actuando en consecuencia. Asumir un riesgo pasa por conocer su frecuencia y su impacto, comunicar estas variables a los agentes territoriales y a la

población, y desarrollar políticas y medidas de mitigación y gestión de la emergencia. Hace décadas que algunos países trabajan con esta óptica, pero no ha sido hasta estos últimos años que la tecnología digital se ha convertido en la gran aliada para poder mejorar la predicción de estos eventos extremos y socializar la gestión de los episodios de emergencia.

PRESENTACIÓN DE LA TEMÁTICA

Los diversos organismos de cuenca, agencias meteorológicas, servicios hidrológicos o secretarías del agua, según sea el ordenamiento institucional y jurídico de cada país o región, desarrollan o planifican hacer una modernización de sus redes de monitoreo de agua, ya sea desde estaciones meteorológicas con pluviómetros hasta estaciones foronómicas de determinación de caudales en cauces de ríos o mediciones de niveles y volúmenes en reservorios naturales o de origen antrópico.

Redes automáticas de aforos como la gestionada por el USGS en USA, el SAIH en España o el portal EFAS en la Unión Europea, son ejemplos masivos de automatización y divulgación de datos, entre otros muchos ejemplos internacionales. Con respecto a Perú podemos mencionar de un proceso de modernización de la red hidrometeorológica impulsado por SENAMHI, y financiado por diversos organismos del estado peruano, como PSI, ANA o MINEM, además de otras iniciativas regionales y locales, que llevan sumados más de 10 millones de US\$ en inversiones.

La generación de datos automatizados, no es por sí sola la solución a la mejora de la gestión de avenidas. La cadena de valor que se genera desde que iniciamos la adquisición de un dato hasta que podemos tomar una decisión gracias a ese dato es muy larga y comúnmente está mal dimensionada, infradotada económicamente y con baja repercusión social.

Es importante que los diseños y mejoramientos de las redes respondan a la pregunta: ¿para qué se quieren esos datos?

¿qué decisiones se va a tomar con la información? Y así deshacer el “camino del dato”, ver qué conocimientos vamos a tener que aplicar (modelamiento y sistemas de ayuda a la decisión, DSS en el acrónimo inglés), qué información hemos de generar (bases de datos consolidadas tanto con información fenomenológica puntual como bidimensional o continua e información estructural y metadatos que nos permiten interpretar la información) y, por último, ¿en qué puntos y con qué frecuencia hemos de registrar cada variable?.

millonarias inversiones infrautilizadas. El criterio que debe responder a ¿cómo se va a usar la información? ¿y quiénes deben utilizarla? Además hay que dimensionar adecuadamente el resto de elementos infraestructurales y organizativos para poder ser eficaz en las medidas emprendidas. Esta presentación ilustra casos de éxito en el uso de la información hidrometeorológica para gestión de eventos extremos, así como sugiere algunas reglas claras para poder diseñar estas herramientas en función de los recursos disponibles.



Figura 1. Izquierda: Estación de control de caudales o aforos. Derecha.: inundaciones en Asturias, España, 2010.

Aunque las redes de monitoreo hidrometeorológico son multipropósito y se destinan tanto a conocimiento del medio hídrico (conocer los recursos disponibles), como a control de captaciones (control de usos y demandas), comparten también la misión de hacer seguimiento de episodios extremos, como pueden ser crecidas fluviales y huacos, y episodios de intensa contaminación.

El avance substancial de las redes de monitoreo en los últimos años ha sido pasar de automáticas a telesupervisadas de forma permanente gracias a los grandes desarrollos de las telecomunicaciones. Hoy día, ya no son necesarios redes de radiofrecuencia propias o bien la tan extendida comunicación satelital, sino que pueden llegarse a usar redes de telefonía terrestre convencional, cada vez más difundidas y que abaratan los costos de implementación y mantenimiento. El abaratamiento de costos de la tecnología y las necesidades de hacer seguimiento de episodios extremos para mitigar la vulnerabilidad de las poblaciones asentadas cerca de los lechos fluviales, ha poblado el territorio de muchas regiones y países de redes de monitoreo extensísimas. Estas redes generan miles de datos diarios que deben ser incorporados a los sistemas de decisión de los diversos responsables de la administración: servicios meteorológicos, servicios hidrológicos, agencias ambientales, agencias de agua, defensa civil, cuerpos de seguridad del Estado, unidades de emergencia ante eventos extremos, etc.

La construcción de abajo hacia arriba de estas redes genera muchas disfunciones, fruto de la falta de criterio en el diseño topológico y tecnológico de las mismas, y



Figura 2. Cadena de valor desde el dato a la toma de decisión

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El primer reto a superar es hacer inteligible la información, especialmente, sí para interpretarla es necesaria un cierto conocimiento científico. Un campo de lluvia o un aporte de agua a un embalse son conceptos que necesitan de una amplia visión espacial, conocimiento previo de las formas de los campos de lluvia en eventos precedentes o los volúmenes de agua históricamente aportados en ese tramo fluvial. El caso que se presenta en la figura 3 demuestra que si no hay un sistema correcto de presentación de la información, dificultamos mucho, incluso imposibilitamos (si el observador no es experto), la interpretación y, por tanto, impedimos la difusión de conocimiento. Cuando se habla de SAT, Sistema de Alerta Temprana, EWS acrónimo en inglés, nos estamos refiriendo básicamente a estos

sistemas de información en tiempo real que permiten dar alertas a partir de las mediciones reportadas por la red.

El conocimiento es un estadio superior en el que somos capaces de replicar comportamientos: mismos o parecidos inputs van a hacerme predecir un probable output. Es lo que hace un meteorólogo o un hidrólogo cuando a la luz de las medidas precedentes, son capaces de augurar un posible comportamiento de lluvia o del caudal fluyente para las próximas horas.

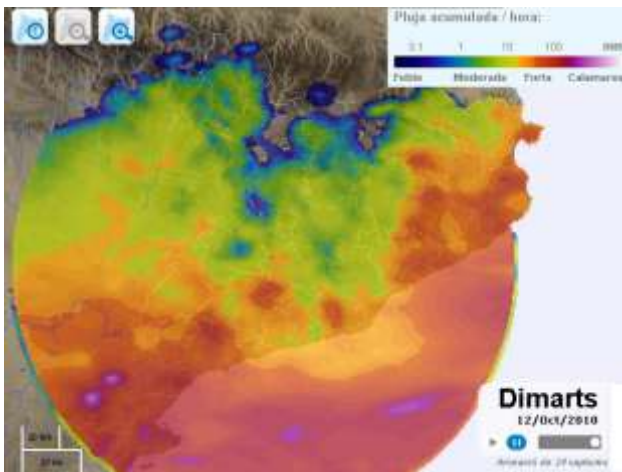


Figura 3. Ejemplo de necesidad de visión geográfica y conocimiento meteorológico. Arriba, los datos puntuales de intensidad de lluvia aportados por una SCADA. Abajo, el campo de lluvia real obtenido por combinación de datos de radar meteorológico y datos de pluviómetros

Si queremos ante una emergencia que los diversos actores civiles tomen decisiones acertadas por sí mismos, debemos poder replicar y divulgar el conocimiento científico o técnico. Eso es lo que hacen los modelamientos numéricos, algunos muy simples, otros extremadamente complejos con amplios sistemas de cómputo, pero todos ellos capaces de simular o replicar lo que pensarían los expertos ante esa situación extrema. Comúnmente estos sistemas son llamados SAD, Sistemas de Ayuda a la Decisión, acrónimo DSS en inglés.

Un SAD es un mecanismo de difusión de la decisión o de corresponsabilidad. Estas herramientas normalmente

integran sistemas tecnológicos de presentación de información que simplifican la difusión de la toma de decisiones. Veamos algunos ejemplos:

- Alertas de precipitación acumulada en cuencas o tramos fluviales. El usuario puede llegar a ver en un sistema semafórico, fácil de interpretar, cuán peligrosa es la lluvia acumulada en una determinada subcuenca o en un tramo fluvial. Detrás de estas imágenes de alertas hay elaborados sistemas de cálculo con el modelo digital del terreno, módulos de acumulación y comparación de lluvias por períodos de retorno o incluso generación de hidrogramas unitarios.

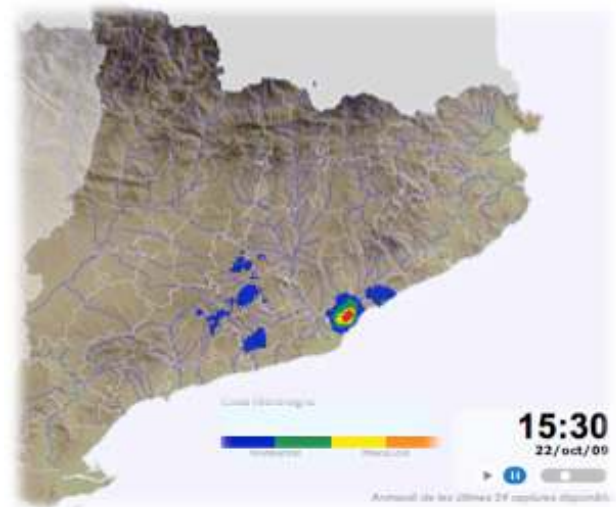


Figura 4. Muestra de alertas de lluvia acumulada por subcuencas (arriba) y lluvia drenante hacia los cauces fluviales (abajo) con una antelación de 2 horas.

- Alertas asociadas a información de zonas inundables (niveles) o bien de elementos estructurales limitantes para el paso de la riada o el huaico. Se trata de vincular un sistema como el anterior con información de múltiples estudios locales de zonas inundables, determinación de capacidad drenante de pasos de río o capacidad hidráulica de puentes y viaductos, estudiados en otro momento (off-line), o bien bases de

datos de puntos conflictivos conocidos por otros eventos extremos históricos. Toda esa información determinada previamente, normalmente en documentos o planos, puede vincularse topográficamente con los sistemas SAD y permite relacionar las alertas de río con posibles problemas de drenaje o inundación local. No se trata de predecir numéricamente la inundación o fallo, sino de reaprovechar información anterior, pero vinculable en tiempo real, para poder tener indicios de qué puede suceder, y actuar en consecuencia.

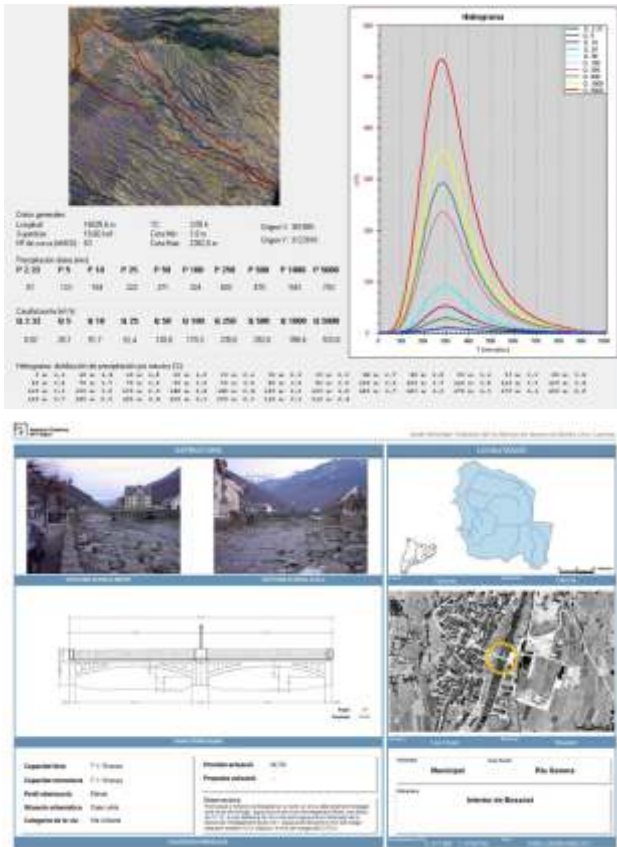


Figura 5. Sistemas de presentación de datos de hidrogramas asociados a cada periodo de retorno con la zona inundable delimitada sobre plano (arriba) y sistema de determinación de elementos singulares ante crecidas, como un puente (abajo)

- Predicción de hidrogramas. En el caso más elaborado en que se disponga de mucha información (y de calidad) para poder realizar hidrología en tiempo real y la hidráulica de transporte del caudal en cauce, puede llegarse a simular como se movilizan y agregan los caudales en ríos y predecir el momento en el que llegará el caudal máximo y la magnitud del mismo, de forma determinista o probabilísticamente. Esta información permite trabajar de forma anticipada, como se viene haciendo desde hace décadas con la meteorología, pero ahora con datos de detalle de los caudales en río. Cuando hay esta capacidad de predicción, los SAD son realmente efectivos, porque existe capacidad de anticipación, y pueden tomarse decisiones de evacuación de zonas pobladas, cierre de infraestructuras viarias en riesgo, etc. De igual manera,

este tipo de infraestructuras permite modelar el comportamiento de determinados reservorios ante la crecida del río, simulando distintas maniobras de los órganos de desagüe de la represa (o represas si hay más en la cuenca) y así optimizar la laminación de crecidas, minimizando daños aguas abajo de las represas.

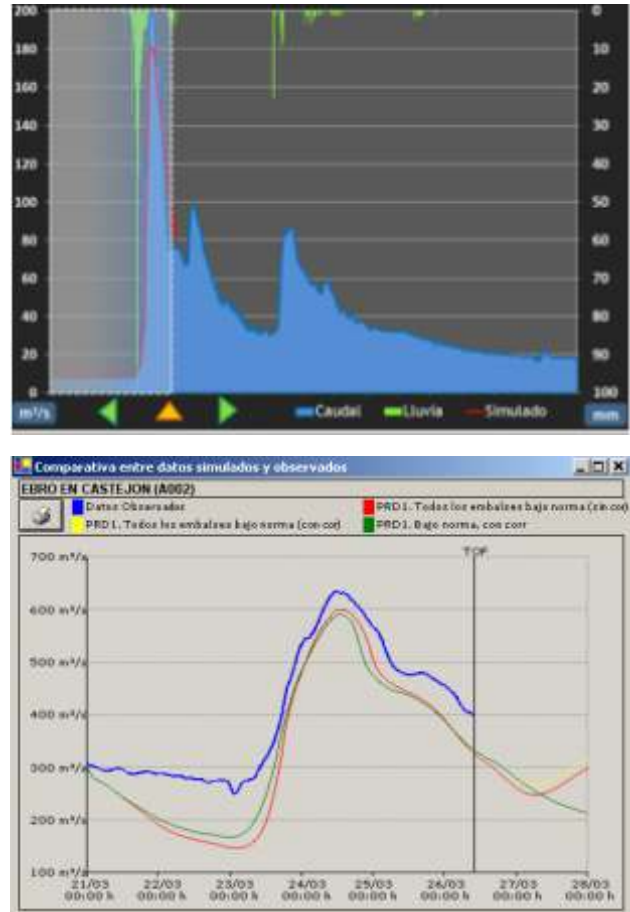


Figura 6. Dos ejemplos de hidrogramas medidos y predichos hasta el TOF, y predicción posterior de la evolución esperada bajo diversas opciones de maniobra de represa

No todos los sistemas o grados de perfeccionamiento expuesto en la anterior secuencia son aplicables en cualquier caso. Hay muchos factores que condicionan la posibilidad de construir un SAD de unas determinadas características o con unas ciertas prestaciones.

Fundamentalmente los aspectos limitantes para construir un SAD, a parte de la siempre influyente componente económica, son: (1) la calidad y cantidad de los datos disponibles, (2) la escala temporal con la que se disponga de la información validada, (3) la escala espacial en la que se quiera trabajar y (4) el tipo de requerimientos que le exijamos.

Es conveniente tener en cuenta estas limitaciones o se puede llegar a invertir muchos esfuerzos y recursos económicos sin conseguir los resultados esperados. Por el contrario, el diseño adecuado de una red de monitoreo pensando en el resultado final de un SAD a medida, con las

necesidades concretas de la cuenca o el tramo fluvial, permite generar mucho más valor añadido de la inversión, siendo los costos en software y modelamiento mucho menores a los de hardware o equipos de campo en la red de monitoreo.

CONCLUSIONES

Las sociedades en crecimiento en zonas afectadas por eventos extremos, necesitan protegerse, eliminando los riesgos hasta cotas asumibles, y traspasados estos límites, desarrollar sistemas que permitan convivir con el riesgo excedente. En el caso de las inundaciones y huaicos, más allá de evitar la ocupación del lecho fluvial y desarrollar infraestructuras de defensa ribereña y encauzamiento, es importante transmitir a la población que vive a las orillas de los ríos, los riesgos que existen y programar acciones de gestión de la emergencia si esta se produce. Una herramienta fundamental para esto son los Sistemas de Alerta Temprana (SAT).

Estos sistemas, basados en las redes de monitoreo en tiempo real de precipitación y caudales, pueden tener

grandes diferencias, desde la simple presentación de los datos en un soporte web, a modelamientos en tiempo real de la predicción de los hidrogramas esperados en las próximas horas, transformándose el sistema de información en un modelo de gestión del conocimiento o SAD. Un buen SAD es una herramienta que añade valor a las extensas inversiones en modernización y automatización de redes hidrometeorológicas, y permite la difusión de la toma de decisiones en cada técnico, responsable civil o ciudadano ante una situación de emergencia, corresponsabilizando así al conjunto de la sociedad.

Por último, y tras la experiencia de muchos ejemplos buenos y malos de construcciones de SAD, hay que destacar que es fundamental, antes de automatizar masivamente redes de monitoreo hidrometeorológico, hacerse las preguntas clave sobre ¿qué información vamos a necesitar? ¿qué decisiones vamos a tomar? y ¿a quién se lo vamos a transmitir?. Ese proceder nos permitirá dimensionar correctamente las inversiones y los requisitos clave, para poder organizar un SAD que funcione con lo que ya tengamos en la cuenca y que responda a las necesidades y expectativas locales.

Referencias:

Agencia Catalana de l'Aigua (2010), "Aigua en Temps Real", Barcelona (España).

<http://aca-web.gencat.cat/aetr/>

Confederación Hidrográfica del Ebro (2000), "Sistema Automático de Información Hidrológica – SAIH", Zaragoza (España).

<http://www.saihebro.com>

Joint Research Centre (2011), "European Flood Alert System – EFAS", Ispra

(Italia).

<http://floods.jrc.ec.europa.eu/efas-flood-forecasts.html>

García, E. et al. (2009) Sistema de Ayuda a la Decisión de la Confederación Hidrográfica del Ebro, INCLAM S.A., Madrid (España)

Pastor, J. et al. (2012), "¿Cómo elegir un SAD?", Water Idea, S.A., Barcelona (España)

OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO DEL INGEMMET (OVI): HERRAMIENTA PARA LA REDUCCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN EL SUR DEL PERÚ

Jersy Mariño (1), Marco Rivera (1), Luisa Macedo (1), Domingo Ramos (1), Yanet Antayhua (1), Edu Taipe (1), Pablo Masías (1), Néida Manrique (1), Patricio Valderrama (1), Rosario Paxi (1), Fredy Apaza (1), Ivonne Lazarte (1)
1 INGEMMET, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico, Observatorio Vulcanológico del INGEMMET,. Barrio Magisterial N° 2, B-16, Urb. Umacollo, Yanahuara, Arequipa, Perú
E-mail: jmarino@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El Consejo Directivo del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), en su sesión del 15 de marzo del 2013, aprobó la Creación del Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI). Dicha creación fue ratificada mediante Resolución de Presidencia Nro. 037-2013-INGEMMET/PCD. La creación del OVI se enmarca en el Reglamento de Organización y Funciones del INGEMMET (Decreto Supremo, Nro. 035-2007-EM), que en su Artículo 3, de Ámbitos de Competencia y Funciones, señala "Identificar, estudiar y monitorear los peligros asociados a movimientos en masa, actividad volcánica, aluviones, tsunamis y otros". La creación del OVI se realiza luego de más de 8 años de trabajo en el que el INGEMMET conforma progresivamente un equipo de investigación y monitoreo interdisciplinario de volcanes activos. Progresivamente se vinieron adquiriendo diversos equipos de monitoreo e implementando sistemas de vigilancia instrumental en los volcanes.

¿QUÉ ES EL OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO DEL INGEMMET (OVI)?

El OVI es un centro de investigación y monitoreo de volcanes activos del sur del Perú, de carácter interdisciplinario, ubicado en la ciudad de Arequipa, cuyo fin es estudiar los volcanes activos, determinar la naturaleza y probabilidad de ocurrencia de una erupción volcánica a través del monitoreo sistemático y constante; evaluar los tipos de peligros volcánicos en base a estudios geológicos; y proporcionar alertas oportunas a la sociedad sobre actividad volcánica inminente, a fin de reducir el riesgo de desastre en el sur del país.

FUNCIONES DEL OVI

El OVI tiene seis funciones principales:

- Realizar el monitoreo permanente, integral y en tiempo real de los volcanes activos del sur peruano. Para ello se viene implementando instrumentación sísmica, geoquímica, geodésica y visual.
- Determinar los niveles de alerta durante crisis volcánicas y efectuar pronósticos de erupciones volcánicas.
- Realizar estudios geológicos, evaluación de peligros y elaborar mapas de peligros volcánicos.
- Brindar asesoramiento a la sociedad en reducción del riesgo volcánico.
- Difundir el conocimiento vulcanológico, a través de boletines, reportes, comunicados y materiales de divulgación.
- Promover la formación y capacitación de profesionales en las diferentes ramas de la vulcanología.

EL RIESGO VOLCÁNICO Y LA IMPORTANCIA DE CONTAR CON UN OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO EN EL PERÚ

El origen y evolución de los volcanes, son procesos geológicos, que para su cabal comprensión son estudiados por las distintas ramas de la geología, como la vulcanología, geofísica, geoquímica, geodesia, petrología, etc. Según la Estrategia Internacional Para la Reducción de Desastres (EIRD), de las Naciones Unidas (ONU), "las amenazas / peligros geológicos incluyen procesos terrestres internos, tales como actividades y emisiones volcánicas".

En el sur peruano se localizan 7 volcanes activos: Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Yucamane y

Tutupaca que han presentado actividad durante los últimos 500 años. La más grande erupción explosiva registrada en épocas históricas fue la originada por el volcán Huaynaputina (Moquegua), ocurrido en el año de 1600 D.C., que ocasionó la muerte de aproximadamente 1500 personas y la destrucción total de 15 poblados.

Por otro lado, hasta el año 2006 ninguno de los volcanes activos contaba con sistemas de monitoreo que permitan conocer con anticipación la proximidad de una erupción. Tal es así que las erupciones del Sabancaya (1988-1998) y Ubinas (2006-2009) tomaron por sorpresa a las instituciones científicas como el INGEMMET.

Población en riesgo

Dentro del radio de influencia de nuestros volcanes habitan cerca de 3 millones de personas, en las regiones de Arequipa, Moquegua, Tacna y Puno. El caso más alarmante lo representa la ciudad de Arequipa, con cerca de 1 millón de habitantes, localizada a menos de 17 km del cráter del Misti. Gran parte de la población en riesgo se encuentra deficientemente preparada para afrontar una erupción volcánica.

Infraestructura hídrica y energética en riesgo

El sur peruano cuenta con importantes obras de infraestructura hídrica y energética, vitales para el desarrollo socio-económico, las cuales se encuentran en riesgo debido a la presencia de volcanes activos que presentaron actividad eruptiva reciente. Las obras más importantes expuestas a una reactivación volcánica son las siguientes:

- El Sistema Hídrico del río Chili, conformado por 7 represas (400 millones m³) que abastece de agua a la ciudad de Arequipa y terrenos de cultivo.
- La planta de tratamiento de agua potable La Tomilla, que suministra agua potable a más del 90% de la población de Arequipa.
- Canales del Proyecto Especial Majes-Siguas y la represa Pasto Grande, cuya construcción e implementación demandaron una inversión del Estado de \$ 1000 millones y \$ 204 millones de dólares respectivamente.
- Las centrales hidroeléctricas del río Chili: Charcani I, II, III, IV, V (805 MWh).

Actividad minera en riesgo

En el sur peruano se tienen importantes proyectos y operaciones mineras en riesgo. Resaltan la mina Cerro Verde ubicada a 30 km al suroeste del Misti; las minas Caylloma, Arcata, Orcopampa, Shila y Ares, localizadas al norte de los volcanes Sabancaya y Andahua-Huambo-Orcopampa; los proyectos Chapi y Calatos, localizados al oeste del Ubinas y Huaynaputina; asimismo las minas Cuajone, Toquepala, Tucari, Santa Rosa y los proyectos Quellaveco y El Chorro, cercanos al Ticsani, Tutupaca y Yucamane. Estos volcanes eventualmente presentan

actividad eminentemente explosiva, con emplazamiento de volúmenes importantes de cenizas, las cuales representan el mayor peligro para las operaciones mineras. Estas cenizas pueden afectar seriamente los motores de los sistemas de ventilación, compresión, transporte y plantas concentradoras, así como contaminar las canchas de lixiviación. Pero el riesgo mayor para las operaciones mineras, representa la potencial contaminación de sus fuentes de abastecimiento de agua, debido a caídas de ceniza, flujos piroclásticos y emplazamiento de lahares. En este último caso son más vulnerables las lagunas Suchez y Viscachaz, contiguas al Ticsani, Tutupaca y Yucamane, que abastecen agua a las minas Cuajone y Toquepala.

ÁREAS DE TRABAJO Y ESTRUCTURA DEL OVI

El OVI está adscrito a la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico del INGEMMET, posee tres áreas de trabajo principales:

a) Geología y evaluación de peligros, cuya función es realizar investigaciones geológicas, petrológicas y geoquímicas para conocer los tipos de actividad eruptiva pasada de los volcanes, así como determinar la frecuencia y la magnitud de las erupciones pasadas, permitiendo así dar una respuesta a preguntas como ¿dónde y que tipos de actividad pueden presentar los volcanes en una próxima erupción?.

b) Monitoreo volcánico, cuya función es realizar trabajos de monitoreo volcánico empleando técnicas geofísicas, geoquímicas, geodésicas (deformación) que nos permitirá conocer ¿cuándo? un volcán puede entrar en erupción y de esta manera emitir alertas tempranas a la sociedad que podría ser afectada por dicha erupción.

c) Educación y difusión, cuyo objetivo es difundir el conocimiento sobre la geología, los peligros geológicos y el monitoreo volcánico que genera el INGEMMET, lo cual es vital para la seguridad física, la ocupación planificada del territorio y el desarrollo del sur peruano.

RECURSOS HUMANOS DEL OVI

Actualmente el OVI cuenta con 13 especialistas, entre geólogos, vulcanólogos, geoquímicos, geofísicos, geodestas, electrónicos y especialistas en educación y difusión, representando así el más importante equipo para la investigación y monitoreo de volcanes que existe en el Perú. Adicionalmente contamos con 01 investigador residente del IRD-Francia y más de 10 investigadores cooperantes extranjeros, con quienes venimos desarrollando diversos proyectos. Es importante recalcar que personal del OVI viene recibiendo una continua capacitación en diversos observatorios vulcanológicos del mundo (EE.UU, Francia, México, Costa Rica, Ecuador, Colombia, etc.).

LABORATORIOS DEL INGEMMET QUE VIENEN CONTRIBUYENDO EN EL FUNCIONAMIENTO DEL OVI

El INGEMMET cuenta con gabinetes y laboratorios especializados, que vienen contribuyendo en el buen funcionamiento del OVI. Los más importantes son:

- Laboratorio de Química Analítica, para análisis de aguas de fuentes termales y rocas volcánicas. Cuenta con ICP Óptico, equipo de Absorción Atómica y Cromatógrafo Iónico.
- Laboratorio de teledetección, para trabajos de Interferometría Radar (InSAR).
- Laboratorio de microscopía, con microscopios ópticos de última generación.
- Gabinete de petrotomía, con petrótomos, pulverizadores y pulidoras automatizadas.

COOPERACIÓN TÉCNICA Y CIENTÍFICA DEL OVI

La Cooperación Técnica tiene una gran importancia desde el punto de vista de recepción científica y tecnológica en la operación del OVI. Los sistemas de monitoreo que viene implementando el OVI, así como los resultados de las investigaciones vulcanológicas, cuyos productos son los mapas de peligros, son frutos de un trabajo conjunto con diversas instituciones del Perú y del extranjero.

Actualmente contamos con convenios de cooperación con las siguientes instituciones:

- Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia (IRD).
- Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Universidad Complutense de Madrid.
- Volcan Explor Action (VEA-Francia).
- Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (UNSA).
- Gobierno Regional de Arequipa.
- Gobierno Regional de Moquegua.
- Municipalidad Provincial de Arequipa.

TRABAJOS Y PRODUCTOS MÁS RESALTANTES

A continuación se enumeran los principales logros obtenidos durante los últimos años, en las diferentes áreas del OVI:

Geología volcánica y evaluación de peligros volcánicos

- Mapas geológicos detallados (escala 1/25,000) de los volcanes Misti, Ubinas, Ticsani, Sabancaya-Ampato y

del campo de volcanes monogenéticos de Andahuay-Orcopampa.

- Mapas de peligros de los volcanes Misti, Ubinas y Ampato-Sabancaya.
- Se han publicado dos boletines y este año 2013 se publicarán 02 boletines nuevos.
- Se han realizado 12 publicaciones científicas en revistas especializadas del Perú y del extranjero.
- Actualmente se están elaborando mapas geológicos y de peligros de los volcanes Tutupaca y Yucamane.
- Personal de la DGAR y el OVI, participaron en la elaboración del informe técnico "Evaluación de la seguridad física del Distrito de Maca: Estudios geológicos, geofísicos y monitoreo de movimientos en masa".

Monitoreo volcánico

- Se implementó el monitoreo sísmico con transmisión de datos en tiempo real en los volcanes Misti, Sabancaya y Ubinas.
- Se implementaron redes de monitoreo geodésicos temporales en los volcanes Misti, Sabancaya y Ubinas. Actualmente se viene concluyendo la red geodésica del volcán Ticsani.
- Monitoreo visual con cámaras tipo "Domo" en los volcanes Misti y Sabancaya, el cual se realiza de forma permanente y con envío de imágenes en tiempo real.
- Monitoreo geoquímico de fuentes termales y fumarolas en los volcanes Misti, Sabancaya y Ubinas.
- Complementariamente se viene realizando este trabajo de forma periódica en los volcanes Ticsani, Coropuna, Sabancaya, Yucamane, y Huatynaputina.

Educación y difusión de la información, un eje transversal

- Presentación y difusión de los mapas de peligros de los volcanes Misti, Ubinas y del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, a las municipalidades, instituciones públicas y privadas de las zonas de influencia de estos volcanes.
- Se vienen emitiendo reportes periódicos de monitoreo volcánico, principalmente de los volcanes Misti, Sabancaya y Ubinas. Cabe resaltar la difusión de 24 comunicados del Comité Científico Ad Hoc (INGEMMET -IGP-UNSA), sobre la evolución del proceso eruptivo 2006-2009 del volcán Ubinas. En base a las alertas tempranas emitidas en dichos comunicados, las autoridades evacuaron a cerca de 2 mil pobladores del valle de Ubinas a refugios seguros. Este ejercicio marca un hito en la reducción de riesgos de desastres en nuestro país, pues fue la primera vez que se realizó una evacuación preventiva de esta magnitud.
- Conjuntamente con otras instituciones, entre el 2005 y 2010, se organizaron 5 foros internacionales sobre el peligro volcánico, contando con la participación de expositores de Perú, Francia, Canadá, México, Argentina, Ecuador, Colombia, Costa Rica, España, Chile y Estados Unidos. En total en estos 4 eventos participaron más de 1500 personas.

- Se ha organizado 4 cursos de vulcanología física y cartografiado de campos volcánicos, dirigido a geólogos de exploración de yacimientos minerales en campos volcánicos, donde han participado más de 120 profesionales provenientes de empresas mineras y de exploración.
- Se viene brindando asesoramiento permanente a las autoridades de las regiones Arequipa, Moquegua y Tacna, sobre la reducción del riesgo geológico y volcánico.
- Participamos activamente en la organización de 02 simulacros de evacuación por erupción volcánica en Arequipa, llevados a cabo en los distritos de Alto Selva Alegre y Miraflores, los años 2009 y 2010 respectivamente.
- Se han organizado charlas y talleres para escolares en los pueblos del Valle del Colca, ciudad de Arequipa, Moquegua y pueblos de la Provincia de Candarave (Región Tacna).
- Se culminó y puso en red la página web del OVI, esta contiene información sobre los volcanes del sur del Perú, reportes y redes de vigilancia volcánica, estudios y mapas geológicos, mapas de peligros y actividad de los volcanes. Asimismo, se han incluido textos de divulgación sobre el origen y partes de los volcanes, tipos de erupciones y peligros volcánicos. Cabe señalar que la web ha sido diseñada para dirigirse a la comunidad geocientífica y vulcanológica en particular; también a personas que trabajan en la reducción del riesgo de desastres, proyectos de desarrollo, planificación urbana y ordenamiento territorial y finalmente a estudiantes universitarios y escolares.

Sala Temática de Riesgo Volcánico del “Centro de Sensibilización Para la Gestión de Riesgos”

El OVI conjuntamente con el INDECI y la ONG VEA, implementamos la “Sala de Riesgo Volcánico”, la cual forma parte del “Centro de Sensibilización Para la Gestión de Riesgos”, ubicado en las instalaciones de INDECI, Arequipa. En esta sala temática se exhiben paneles con información sobre el origen de los volcanes, tipos de peligros volcánicos, tipos de erupciones volcánica y los volcanes del sur del Perú. Así mismo se cuenta con dos maquetas, la primera donde se pueden observar las partes y estructura interna de un volcán; y la segunda es una maqueta del mapa de peligros del volcán Misti, que incluye la ciudad de Arequipa. Durante los años 2011, 2012 y 2013 han visitado esta sala más de 10 mil personas, principalmente escolares y autoridades.

Los productos del OVI se muestran en nuestra página web:



Personal del OVI realiza monitoreo geodésico con equipos GPS en el cráter del volcán Ubinas.



Monitoreo geoquímico de gases volcánicos en inmediaciones del cráter del volcán Ubinas.



Emisiones fumarólicas en la base del cráter del volcán Sabancaya, día 12/05/2013.



Reconocimiento del cráter del volcán Sabancaya, donde se descartaron emisiones de cenizas hasta el 12/05/2013.



Difusión del mapa de peligros del volcán Misti en pobladores de la ciudad de Arequipa.



Vista de Congresistas de la República acompañados del Jefe Nacional del INDECI a la Sala de Riesgo Volcánico. Personal del OVI explica el contenido de la maqueta del mapa de peligros del volcán Misti.

MONITORING VOLCANOES AND FORECASTING ERUPTIONS

Randall. A. White
Chief Eruption Forecaster
Volcano Disaster Assistance Program
U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA
RWhite@usgs.gov

ABSTRACT

Seismic monitoring data combined with geodetic data provide important constraints on magmatic ascent and eruption. Precursory trends include deep (e.g., >25 km) low-frequency (LF) seismicity that records mass movement of magma through the lower crust, and distal high-frequency volcano-tectonic (VT) earthquakes produced by activation of adjacent tectonic faults as magma rises through the mid-. As magma rises to the uppermost crust, LF and hybrid earthquakes result from fluid movements associated with hydrothermal systems and from faulting along conduit boundaries. These relations lead to a simplified conceptual model of volcanic plumbing systems below stratovolcanoes consisting of magma mush-filled reservoirs at depths of ~5 to ~15 km depth fed by magmas from the base of the crust, connected to the surface during eruptions through narrow conduits where most of the very shallow precursory seismicity takes place. Combined with trends in precursory monitoring data observed during eruptions, with theoretical physical and geochemical models and with eruptive history, such a simplified model forms the conceptual basis for eruption forecasting.

A survey of 60+ eruptions at 50+ closed system volcanoes (last eruption >20 yrs ago), including all explosive eruptions of VEI >5 and most of VEI 4 since 1950, shows that all were preceded by significant VT seismicity. This VT seismicity, though caused by magmatic intrusion, seems to always originate on tectonic fault structures located from a few to >30 km laterally from the eventual eruption site, not beneath the eruption site itself. As more magma intrudes, or the magma rises further, rupture of the brittle-ductile seal causes proximal VT and LF earthquakes. As magma continues to rise, gases eventually break through to the surface causing additional proximal VT and LF events, LF tremor and phreatic explosions while the distal VT seismicity dies off. As magma rises to 1-2 km beneath the surface, rates of hybrid earthquakes dominate the record and eventually rates of LF energy release increase exponentially. The seismic energy release rate, deformation, and gas emissions are correlated and controlled by magma ascent and degassing rates. If ascent rate is fast, gas is retained, resulting in very explosive eruptions; if moderate in rate, eruptions are more passive. Once eruptions have begun, satellite imagery of the vent area is often of great value for forecasting further eruptive activity. If magma ascent rate is slow, degassing and crystallization may "freeze" the magma in place without erupting.



SESIÓN DE POSTERS



PELIGRO DE DESLIZAMIENTO EN EL NEVADO AMPAY, EL CASO DE INESTABILIDAD DE MASA EN LA QUEBRADA DE SAHUANAY (ABANCAY-APURIMAC)

David Huamán Rodrigo
Universidad Nacional Micaela Bastidas de Apurimac
Av. Arenas 121, Abancay; e-mail: d_9d99d@hotmail.com

INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa son el principal tipo de peligro geológico en toda la región de Apurimac. Los factores responsables de generación de estos fenómenos son diversos, dependiendo de sus características geológicas, estructurales, geomorfológicas y actividad sísmica; pero es el agua, el principal responsable y motor del desequilibrio de las masas rocosas.

El pasado geológico cuaternario en el valle de Abancay no es complejo y puede resumirse a una historia de ocurrencia de flujos de lodo o “huaycos”, que han rellenado este valle y que aún continúan. Consisten en depósitos constituidos de bloques de tamaño disimétrico a métrico, a veces endurecidos, que se observan en los cortes de las quebradas o cuando se realizan calicatas para la construcciones de las edificaciones urbanas.

El 18 de marzo de 2012, el sector de Chuyllurpata, situado en las cabeceras del río Sahuayanay, en la falda Sur del nevado Ampay, fue el escenario del desequilibrio de una parte de la zona de cabecera del Sahuayanay. De acuerdo a la información del guardabosque, residente en la estación del parque, en las primeras horas del día domingo 17 de marzo, un enorme ruido se produce en el sector, acompañado de una fuerte ventisca. Ese fue el inicio del deslizamiento y consecuentemente del desarrollo de los flujos de lodo, cuyos productos llegaron hasta el casco urbano de Abancay a través del río Sahuayanay, provocando pánico y temor de la población de Abancay.

Los resultados de este trabajo de investigación son aún preliminares. Las primeras misiones de campo realizadas entre el 21 y 24 de marzo de 2012, permitieron efectuar observaciones geológico-geomorfológicas, medidas hidrogeológicas e hidrológicas y el cartografiado de las estructuras de fracturas abiertas relacionadas al deslizamiento (Huaman y Escobedo, 2012); últimamente en julio de 2013, se ha constatado la aparición de nuevas fracturas o grietas de tensión y variaciones del porcentaje de humedad. A pesar que no se cuenta con el apoyo de las instituciones locales, se prosigue con el monitoreo visual de campo y con el cartográfico de este fenómeno afín de entender las causas del fenómeno y preparar las medidas de prevención.



Figura 1. Mapa esquemático e interpretativo, elaborado sobre una de imagen satélite, de las zonas de deslizamiento reciente donde se resalta el curso activo (en rojo) y antiguo (en celeste), de fracturas abiertas antiguas (en amarillo) y recientes (en fucsia). Las más cercanas al deslizamiento de marzo de 2012 se han formado últimamente

HISTÓRICO

Es importante recordar sobre el caso catastrófico ocurrido anteriormente en Abancay, el 18 de febrero de 1997, cuando en las partes altas de los sectores de Ccocha y Pumaranra se produjeron deslizamientos de terreno que produjeron prácticamente la desaparición de dichos poblados (más de 200 muertos), solo quedó un sobreviviente!

El volumen de la material deslizado se estima en unos 2,000 a 2,500 T.M. (Ñaupas, 1997). Aparentemente, este deslizamiento fue el resultado de una sobresaturación de agua del terreno, presencia de fracturas abiertas, capas arcillosas y de yesos en los estratos de la formación sedimentaria Mitu, estructuras a favor de pendiente, la gravedad y desarrollo de obras (canales mal entretenidos y una cantera en pie de carretera), todos estos factores sumados dieron lugar al desequilibrio de la masa rocosa, con consecuencias catastróficas.

En el caso del Nevado Ampay, existen algunos informes y extractos periodísticos que describen y relatan sobre eventos relacionados a deslizamientos y generación de flujos de lodo (huaycos), como el de Ñaupas y Amezquita (1996). Estos autores mencionan que el 19 y 22 de febrero de 1951, el curso del río Sahuanay - Chinchichaca fue el escenario del recorrido de un voluminoso aluvión, consistente de flujos de lodo, de color negro, arrastrando enormes rocas, troncos de árboles, arbustos, provenientes de la parte laguna de Angasqocha. Se estimó para la época un volumen de 45,000 m³ (Amezquita, 1994) de masa de flujo de lodo que bajo del sector de Chuyllurpata.

LAS OBSERVACIONES GEOLÓGICAS Y GEOMORFOLÓGICAS

El Nevado Ampay es un macizo constituido de rocas sedimentarias carbonatadas, detríticas silíceas y lutíticas metamorizadas (pizarras y esquistos), pertenecientes a la formación Copacabana (Marocco, 1975). El conjunto de las capas se encuentra fuertemente afectado por plegamiento tectónico. En general, las estructuras que envuelven el Ampay conforman una especie de anticlinorium, donde las capas sobre la vertiente Sur muestran buzamientos orientados hacia la ciudad de Abancay. Se debe destacar que la zona del deslizamiento se desarrolla dentro de estas formaciones arcillosas, es decir, de lutitas y pizarras carbonosas; ellas a su vez, se encuentran afectadas por una fuerte micro-fracturación (esquistosidad de fractura), que parecería textura en “papas fritas” de color negro. Estas capas constituyen una gran masa deleznable y fácil de ser erosionadas. Aparte de esas características mecánicas, esta masa rocosa es un esponja (la porosidad y permeabilidad es alta) que se embebe fácilmente de las aguas meteóricas. Del punto de vista geomorfológico, la vertiente Sur del Ampay que domina Abancay comporta una serie de valles y quebradas subparalelas que recortan las formaciones

sedimentarias; en esta sección las pendientes varían entre 30 y 40 %. Siguiendo hacia la zona urbana, dicha pendiente es menor y es cercano al 10 %, pero el relieve es relativamente plano. Bajo estas condiciones morfológicas los productos dinámicos de la erosión tienden a expandirse a manera de un cono de deyección, es de esta manera como el subsuelo de Abancay fue rellenado.

El curso del río Sahuanay presenta una morfología particular, desarrolla un valle amplio y angosto por tramos, ello es debido a la competencia litológica. Al nivel de la Estación del Parque del Ampay, se destaca un conjunto de capas de areniscas y conglomerados (grupo Mitu), cuyo buzamiento es de 30° SSE; estas reposan sobre otras capas muy incompetentes, constituidas por lutitas y pizarras carbonosas (parte inferior del grupo Copacabana). Esta disposición estructural, mas las características micro-fracturadas de las pizarras carbonosas y ante una situación de saturación de agua, lo que resulta en general es la inestabilidad de las capas competentes superiores sobre las lutitas y pizarras que actúan como “capas jabón”. El caso Ccocha y Pumaranra (1997) puede explicarse de esta manera.

EL DESLIZAMIENTO

Los principales factores, involucrados en la inestabilidad de ladera son: presencia de rocas incompetentes, disposición de capas favorables a la pendiente, geometría del relieve, alto grado de porosidad y permeabilidad del terreno, presencia de fracturas y fallas, alto grado de humedad, volumen de masa involucrada, presencia de infraestructuras de regadío. Muchos de estos factores no han sido evaluados por el momento; sin embargo, siendo el agua el factor motor en el caso del estudio, él ha sido detonador para que la gravedad actúe y se produzca el deslizamiento.

Debemos tener en cuenta, que la actividad pluvial, en las últimas semanas que precedieron la catástrofe, han sido intensas y saturaron fuertemente la masa rocosa. La zona donde se ha iniciado el deslizamiento, se caracteriza por estar conformada por un conjunto de estratos, de composición esencialmente lutácea, con desarrollo de una fuerte esquistosidad de fractura, que la hace mecánicamente incompetente. El espesor de estas capas puede estimarse en un poco más de un centenar de metros y que se extiende casi hasta la laguna mayor de Uspicocha (Fig. 1). Por otro lado, el día sábado 17 de marzo de 2012, un día antes de la ocurrencia del deslizamiento, se registró una importante precipitación pluvial, con tormenta (con caída de granizada en las partes altas), que ha podido haber acelerado tanto el proceso de erosión, como la infiltración de las aguas en el subsuelo.

Las aguas, así infiltradas en el subsuelo, por el fenómeno de “presión de poros” han posiblemente desequilibrado el sector de Chuyllurpata, provocando así el deslizamiento y consecuentemente el desarrollo de los flujos de lodo (huaycos) a lo largo del río Sahuanay (ver fotos de las figuras

2 y 3), con las consecuencias que conocemos. Por el momento, no se ha calculado precisamente el volumen de flujo de lodo que se generó en el sector de Chuyllurpata, pero estimamos que fue de un tercio del volumen de lo acontecido en 1951.

LAS FRACTURAS EN LOS ALREDEDORES DE LA LAGUNA ANGASQOCHA

Se ha observado fracturas abiertas en la parte Este y Noreste de la laguna Angasqocha. Ellas se han medido sobre un recorrido de más de 1 km de longitud. Se trata de agrietamientos bastantes profundas y dispuestas de forma casi continuas, orientadas principalmente en dirección N110E, hasta E-W en algunos tramos. Las aberturas varían entre 60 cm hasta más de 1 m de ancho, con profundidades de varios metros, e incluso algunas pueden penetrar a algunas decenas de metros. Todo ello se desarrolla sobre terrenos de morrena y en algunos puntos afecta el substrato de esquistos negros microfracturados.

Sobre una imagen de satélite (ver figura 1), puede observarse lineamientos que corresponden a estas fracturas abiertas. Ellas se observan en varios sectores: cerca y recortando el frente de morrena de la laguna de Uspacocha, en la parte intermedia de las dos lagunas y al Este de la laguna Angasqocha, las cuales se han estudiado en el terreno.

Visto el dispositivo y repartición de las fracturas, ellas pueden alcanzar varias decenas de metros de profundidad, lo que indica que pueden fácilmente alcanzar hasta las napas freáticas, tal puede ser el caso de las aguas que se infiltran en la laguna Angasqocha; lo que explicaría el rápido descenso de nivel de la laguna.

Estas fracturas son aparentemente frescas, pues se notan sus labios que han arrancado la vegetación. Pero debemos indicar que según la morfología de estas fracturas, son una retoma de fracturas anteriores, tal como se menciona en el informe de Ñaupas y Amezquita (1996), que señala en la fecha de 1986 aparecieron esas fracturas en este sector. Según la información de los lugareños, este fenómeno de fracturación ya existía hace unos 60 años atrás y quizás son mucho más antiguas.

Observaciones recientes, realizadas en julio 2013, muestran la aparición de nuevas grietas de varios metros de longitud, localizadas un poco al Sur de la laguna Angasqocha o encima de la corona de deslizamiento de marzo de 2012. Ellas testimonian el estado activo del deslizamiento que ocurre en este sector y que acrecientan un potencial de peligro de inestabilidad de masa. Ante la estación de lluvias próximas a registrarse en el 2014, es necesario efectuar una particular vigilancia.

Tal como se aprecia cartográficamente, estas fracturas pueden estar relacionadas a la actividad tectónica e

influenciada por la ocurrencia de sismos registrados en esta región. Esta interpretación necesita ser confirmada con un estudio más profundo.

HIDROGEOLOGÍA

Las primeras informaciones que se conocen son las siguientes: al día siguiente de ocurrido el evento, se registraron unos 50 l/s de aforo de alimentación a la laguna Angasqocha y de casi 15 l/s de aforo en salida de la laguna (datos informales). El día 22 de marzo, día de nuestra primera visita, se midió cerca de 44 l/s en ingreso y de 4 l/s en salida en la laguna. El día sábado 25, se noto que el aforo de entrada no había variado, pero el de salida fue nulo. Igualmente se observó que el nivel del espejo de agua había descendido sorprendentemente de más de 1 m de altura. Cabe notar que dicho espejo de agua, en este año fue excepcionalmente mayor desde hace muchos años, es decir, que dicho nivel ha llegado a su tope de 125,7 m3.

Lo que sorprende es el fuerte desbalance hídrico, entre la alimentación a la laguna y la salida de agua, de cerca de 40 l/s que se pierde por infiltración.

Las medidas de aforo realizadas cerca de la zona del deslizamiento, en el lecho actual del río Sahuanay, son de 240 l/s. Estas aguas provienen ciertamente del manante formado en la base del deslizamiento (ver foto de la figura 2). A este manante se le han sumado las aguas de otros manantes cerca del sector, que se diferencian por ser más claras.

Por el momento, parece que el caudal presente en el río Sahuanay se mantiene con el mismo aforo. Pero como hemos descrito en líneas arriba, existe un desbalance exagerado de las aguas en la laguna Angasqocha, aguas que se han infiltrado y que están rellenas las porosidades del substrato (dentro las rocas esquistosas negras hiperfracturadas); situación que hace incierta sobre la dirección de migración y/o almacenamiento de dichas aguas. Por cierto, si tenemos en cuenta el “principio de Arquímedes”, es un volumen considerable de agua de más de 5,200 m³, que están desplazando en el subsuelo a otro tanto de volumen, que ciertamente debe fugar por algún punto de debilidad. La salida de las aguas del manante puede ser uno el punto de fuga, pero no es suficiente en relación a lo que se infiltra en la laguna de Angasqocha. Por lo tanto, se presenta un peligro inminente de desencadenamiento de un proceso de remoción en masa, pero mucho más grande de lo ocurrido el 17 de marzo de 2012.



Figura 2. Vista del primer flujo de lodo denso que casi es dirigido hacia el sector poblado de Tamburco



Figura 3. Manante manifestado en la zona del deslizamiento

CONCLUSIONES

El deslizamiento del 18 de marzo de 2012, del sector de Chuyllurpata, acompañado de flujos de lodo, es un proceso recurrente y con características similares al ocurrido en el año 1951, a diferencia que en esta oportunidad el volumen de material removido en el cauce del Sahuanay fue de casi un tercio.

El flujo de lodo que descendió y que fue encausado en la quebrada Sahuanay, en el tramo inicial, pudo haberse dirigido hacia la zona urbana de Tamburco (ver foto de la figura 3), pero gracias a que la masa rocosa en su primer

arribo fue densa produjo un estancamiento evitando un cambio de rumbo y felizmente fue re-encausado al Sahuanay.

La laguna Angasqocha luego de llegar al máximo de su volumen, días después del evento catastrófico, el nivel fue descendiendo rápidamente, en solo 3 días perdió más de 1 m de altura. La velocidad de infiltración de las aguas de la laguna significa que existe un sistema de fracturas en la base de la cuenca y que obligatoriamente dicho volumen debe desalojar similar volumen en profundidad. Este caso, que comúnmente se denomina “presión de poros”, es al origen del desequilibrio de la masa rocosa en el cerro Chuyllurpata (cabecera de la quebrada Sahuanay) y que tuvo como consecuencia el deslizamiento. En este sector aflora desde entonces un manante, que durante el periodo de mayor peligro tenía un aforo de 240 l/s, un año después el aforo es mucho menor (estación de lluvias) y solo se tiene actualmente solo 12 l/s.

Siendo así el escenario, puesto que la posibilidad de deslizamiento es alta, no sabemos cuánto será el volumen de roca involucrado en la inestabilidad - es una incógnita que debe ser respondida en un trabajo ulterior-; sin embargo, se debe considerar el dato histórico de 1951, donde el volumen de masa deslizado y acarreado por huayco fue más del doble del actual (unos 20 mil m³). De acuerdo a las primeras observaciones hechas y descritas en este trabajo, existe la posibilidad que la masa a ser desequilibrada del sector de Chuyllurpata sea mayor, por tanto el peligro es alto.

No se puede afirmar cual será la trayectoria de los productos (o huaycos) una vez producido el deslizamiento. Generalmente, en un primer estadio, los productos de roca deslizados corresponden a flujos de lodo densos; posteriormente y dependiendo del aporte de agua en la masa, este flujo de lodo adquiere más movilidad hasta llegar a ser un flujo de lodo diluido. Los inicios del río Sahuanay canalizarían los flujos de lodo, pero debido a su densidad ellos pueden rellenar el cauce del río y obstaculizar al resto de la masa proveniente. Por otro lado, la topografía del área urbana es casi plana e inclinada, los flujos de lodo pueden expandirse en cualquier dirección,. En consecuencia, gran parte del casco urbano está sujeto al peligro, pero en curso del río Sahuanay es el cauce que aporta la mayor amenaza de inundación

Referencias:

AMÉZQUITA A. (1987). Reconocimiento Geológico Área Abancay. Informe CORDESA, 14 pp.
 AMÉZQUITA A. y Enríquez P. (1994). Informe del control geodinámico del nevado Ampay. Comité Departamental de Defensa Civil, 3 pp
 HUAMAN D. y ESCOBEDO F. (2012). El deslizamiento de Chuyllurpata en el cauce del Sahuanay (Sector Sur del Ampay, Abancay-Apurimac). Informe UNAMBA, 8 pp.
 HUAMAN RODRIGO D., CHOROWICZ J., GUILLANDE R., ANTALLACA A.,

CACARES R. and AGUILAR A., (1993). Remote Sensing contribution on seismotectonic hazard in a volcanic active area (Nevado Sabancaya, southern Peru). International Symposium Andean, Oxford, 21-23 sept. 1993; Edit. ORSTOM, pp 373-376.
 ÑAUPAS H. y AMÉZQUITA A. (1996). Reconocimiento geomorfológico, geológico y geográfico de Abancay y su hinterland. Informe UTEA, 58 pp.
 MAROCCO, Rene (1975). Geología de los Cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas. Lima, Edit. Instituto de Geología y Minería, 51 pp.

REDIMENSIONAMIENTO Y EVALUACIÓN DEL DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL - FLUJO DE DETRITOS DE MAYUNMARCA Y ALREDEDORES (ANDABAMBA, HUANCABELICA)

Manuel Vilchez Mata
Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico
INGEMMET. Av. Canadá N° 1470 – San Borja- Lima
E-mail: mvilchez@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El evento Mayunmarca se ubica en el distrito de Andabamba, provincia de Acobamba, en la región de Huancavelica (12°16'S; 75°42' O); el movimiento ocurrió el 25 de abril de 1974 a las 9:00pm. El deslizamiento causó la muerte de alrededor de 600 personas, dejó 2500 damnificados y destruyó un tramo de 3,8 km de la carretera La Mejorada-Huanta-Ayacucho (Galdos, 1975), teniendo repercusión a nivel mundial por la magnitud de los daños causados. Morfológicamente, la zona se localiza en el flanco oriental la Cordillera Occidental de los Andes, en la cabecera de la quebrada Ccochacay, con altitudes que varían entre los 4400 msnm en la cima de la montaña, a los 2400 msnm en la confluencia de la quebrada con el río Mantaro, siendo este un tributario por su margen derecha. El presente trabajo busca describir el estado geodinámico actual de deslizamiento de Mayunmarca y de sus alrededores.

Los primeros trabajos en la zona de Mayunmarca, los realizó J. Galdos en agosto de 1973, donde buscó establecer el origen, magnitud y características de los diversos fenómenos que afectaban la zona desde el año 1970. Así determino en la zona eventos de tipo deslizamientos, derrumbes, flujos de barro y reptación de suelos; y los relaciona a dos sistemas de fracturas, con direcciones N60°O y N45°E. Según Galdos, (1975) el deslizamiento se inició a una altura de 4200 msnm y llegó hasta los 2500 msnm en el valle del río Mantaro. La falla inicial ocurrió como un deslizamiento traslacional a lo largo de la estratificación que buza a favor de la pendiente. El deslizamiento tuvo una forma rectangular, con una longitud aproximada de 6 km, un ancho promedio de 1 km, un espesor de 150 m y una pendiente promedio de 30°. La corona, de forma semicircular, se localizó a los 4200 msnm y al pie de ella quedaron escarpes de hasta 15 m de altura, así como grietas de hasta 2 m de ancho. El movimiento desplazó un volumen de material de 1600 millones de m³ a una velocidad de 140 km/h, este material se acumuló en el cauce del río Mantaro a 2500 mnm en una extensión de 1,5 km de ancho y 170 m altura (Chang & Alva, 1991), lo represó y pasó hasta la quebrada Tinte que se localiza en la otra

margen del río Mantaro (figura 1).

En quebrada Ccochacay, donde se originó el evento Mayunmarca y en sus periferias anteriormente se han registrado diversos procesos de remoción en masa: movimientos complejos, derrumbes, deslizamientos y flujos de detritos, muchos de ellos con actividad registrada en los últimos 42 años.

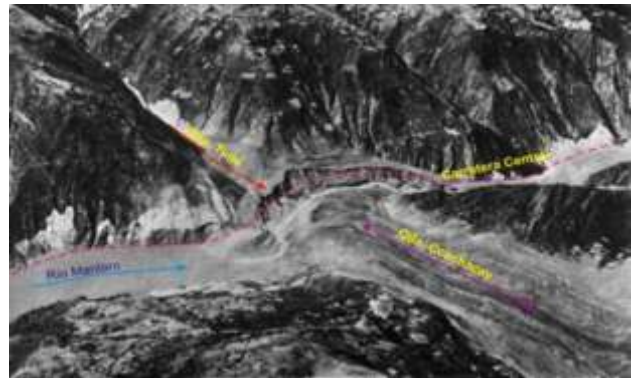


Figura 1: Vista de la zona de represamiento en el ro Mantaro, quebradas Ccochacay y Tinte (Foto S.A.N).

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA

Regionalmente en el área afloran rocas de naturaleza metamórfica de edad Neoproterozoico y Paleozoico, rocas sedimentarias del Paleozoico y depósitos superficiales del Cenozoico-Cuaternario (Romero, D. & Torres, V., 2003). El substrato rocoso está conformado por intercalaciones de conglomerados, areniscas, coladas de lavas y tobas volcánicas del Grupo Ambo (Paleozoico); rocas metamórficas de tipo cuarcitas, filitas y pizarras del Grupo Cabanillas (Paleozoico) y finalmente rocas metamórficas compuestas por gneis, esquistos y pizarras del Complejo Metamórfico de la Cordillera Oriental (Neoproterozoico), mientras que los depósitos superficiales están conformados por depósitos coluviales, aluviales y fluviales. Las estructuras geológicas reconocidas son de tipo regional y destacan la falla Mantaro, cuyo trazo se encuentra a lo largo del valle del río Mantaro de dirección NW, es una falla subvertical que pone en contacto rocas del Neoprotrozoico con rocas del Paleozoico inferior (Grupos Cabanillas y

Ambo); también se tiene al anticlinal simétrico, cuyo eje sigue una dirección NW-SE y en cuyo flanco nororiental estuvo ubicado el poblado de Mayunmarca. En este flanco las capas buzcan hacia el NE en la misma dirección que la pendiente de la ladera.

El valle principal es el río Mantaro, que drena sus aguas en sentido noroeste-sureste, tiene entre sus tributarios por ambas márgenes a las quebradas Ccochacay, Tinte, Colanhuayo, entre otras de menor extensión. Las vertientes del río Mantaro presentan laderas con pendientes mayores a 30°, que hacia la margen derecha corresponde a laderas de montañas modeladas en rocas volcánico-sedimentarias y en la margen izquierda, son laderas de montañas modeladas en rocas metamórficas. El valle principal presenta varios niveles de terrazas aluviales, zonas de llanura de inundación y formación de islotes, además de los aportes recibidos de las diferentes quebradas se forman conos y abanicos proluviales en la confluencia con el río Mantaro. Por último se tiene el depósito de deslizamiento, formado por el material desplazado por el deslizamiento de Mayunmarca.

CARACTERÍSTICAS DEL DESLIZAMIENTO Y FACTORES DESENCADENANTES

Según los resultados de los estudios efectuados, los factores condicionantes y detonantes fueron:

- La topografía del terreno, manifestado con laderas de pendientes que pueden superar en algunos casos los 30°.
- El substrato rocoso presente en la zona: Cabecera de la quebrada Ccochacay donde arrancó el deslizamiento está conformado por intercalaciones de conglomerados, areniscas, coladas de lava y tobas volcánicas del Grupo Ambo. Estas secuencias descansan en discordancia sobre cuarcitas, filitas y pizarras del Grupo Cabanillas. Las primeras son rocas porosas, con buena permeabilidad, por donde se infiltra el agua, las segundas poco porosas, solo presentan porosidad de fractura y de poca permeabilidad, que hace que las aguas subterráneas circulen lentamente.
- Las rocas que conforman los grupos Ambo y Cabanillas, se consideran de mala calidad, ya que presentan poca dureza.
- Efectos de anisotropía y estratificación ligados a la presencia de un anticlinal asimétrico, cuyo eje sigue la dirección NO-SE, y en cuyo flanco nororiental se ubicaba el poblado de Mayunmarca (Chang y Alva, 1991). El deslizamiento estuvo controlado por la estratificación de las capas de roca a favor de la pendiente, con un ángulo de inclinación de 40°.

- El fracturamiento presente en las rocas es puesto de manifiesto en dos sistemas de fracturas principales con direcciones N60°O y N45°E, que favorecen la infiltración de agua y la rotura de la ladera.
- Sobresaturación de la cubierta de suelo formada por detritos, debido a las infiltraciones de aguas de lluvias, así como de aguas provenientes del río Pumarana y de dos lagunas situadas en la parte superior del deslizamiento (Galdos, 1975). Esto humedece el terreno, lo saturan, incrementan su peso, reducen la resistencia al esfuerzo cortante y produce el colapso de la ladera.
- Intensa erosión retrogresiva que profundizó el cauce de la quebrada Ccochacay y sus tributarios.
- La actividad antrópica, puesta de manifiesto en las labores agrícolas que se realizaban en la zona afectada por el deslizamiento.
- Las precipitaciones pluviales intensas que se producen en la zona entre los meses de octubre a marzo.

REDIMENSIONAMIENTO DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL DESLIZAMIENTO Y CONDICIONES ACTUALES DEL SÍTIO

Los recientes trabajos de campo efectuados en la zona de Mayunmarca, así como la aplicación de nuevas herramientas útiles en el cartografiado (imágenes satelitales) y procesamiento de información (GIS), nos han permitido dimensionar de forma más precisa el evento Mayunmarca (figuras 2), así se tiene:

- Ancho de escarpa: 2100 m
- Salto principal: 15-20 m
- Saltos secundarios: 10 m
- Diferencia de altura de la corona a la zona distal del abanico proluvial formado en el valle del río Mantaro: 1725 m
- Dirección (azimut) del movimiento: N 43°
- Distancia recorrida por el flujo: 7,8 km
- Área del deslizamiento: 7,5 km²
- Espesor estimado del deslizamiento: 150 m (Chang y Alva, 1991)
- Volumen de material: Se estima un volumen aproximado de 1'124,850.000 m³ de material comprometido del deslizamiento y posterior flujo.
- Run up: 200 m, altura medida entre el fondo de valle actual y la altura máxima alcanzada por el depósito en la quebrada Tinte.
- El material desplazado ingreso 800 m aguas arriba, dentro de la quebrada Tinte.
- Altura del embalse: 170 a 200 m
- Sistema de fracturas: presencia de dos sistemas de fracturas principales con direcciones N60°O y N45°E,

rados, coladas y tobas volcánicas), de los posteriores derrumbes que se producen hacia ambos márgenes de la quebrada producto de la socavación del cauce, que afecta principalmente al material de remoción antiguo y al substrato rocoso conformado por filitas, pizarras y cuarcitas del Grupo Cabanillas.

El cauce de la quebrada Ccochacay puede ser subdividida en tres sectores (Figura 3): Cuenca alta: Zona donde se localizan las cicatrices de deslizamientos antiguos y escarpas de derrumbes y deslizamientos activos, que alimentan de material suelto a la quebrada. Cuenca media: Zona que debería ser considerada como un tramo de tránsito del material que es acarreado por los caudales de agua, así como por los flujos de detritos, sin embargo está quebrada presenta aquí un área de acumulación de los materiales que acarrea y forma un abanico de un área de 0,18 km², esto debido a que la pendiente en este sector es de 2°-3°. Este perfil longitudinal particular de la quebrada es producto del evento Mayunmarca, el cual movilizó todo el material que se encontraba en este sector. Cuenca baja: Tramo final de la quebrada donde se depositan los materiales que logran pasar la zona de acumulación de la cuenca media, por la disminución de la pendiente, forma un abanico proluvial que abarca un área de 0,07 km². Se puede considerar que los materiales que alimentan este flujo de detritos provienen principalmente de los derrumbes que se presentan hacia ambos márgenes de la quebrada.

Se evidenció la presencia de deslizamientos rotacionales activos dentro de la quebrada Ccochacay, así como en sus alrededores, los cuales comprometen principalmente esquistos del Complejo Marañón y cuarcitas intercaladas con filitas y pizarras del Grupo Cabanillas.

El deslizamiento de Huanupata, se localiza al norte de la desembocadura de la quebrada Ccochacay, margen derecha del río Mantaro (figura 2), tienen un ancho de escarpa de 600 m, salto principal de 5 m, diferencia de altura de la corona a la punta de 950 m, un área de 1,068 km² y un volumen de 16 km³, desvió el cauce del río Mantaro hacia su margen izquierda (Figura 5).

Vienen afectando varias hectáreas de terrenos de cultivo y puede represar el río Mantaro. El deslizamiento denominado como "D1", se ubica al frente del deslizamiento de Huanupata y se considera que es consecuencia de la erosión fluvial sufrida en la base de la ladera a consecuencia de la desviación del curso del río Mantaro.

Tiene un ancho de escarpa de 900 m, un salto principal aproximado de 10 m, un área de 2,921 km²; dentro del cuerpo de este evento se viene produciendo reactivaciones de deslizamientos que afecta un tramo de 2,3 km de longitud de la carretera Izcuchaca-Huanta (Figura 4).

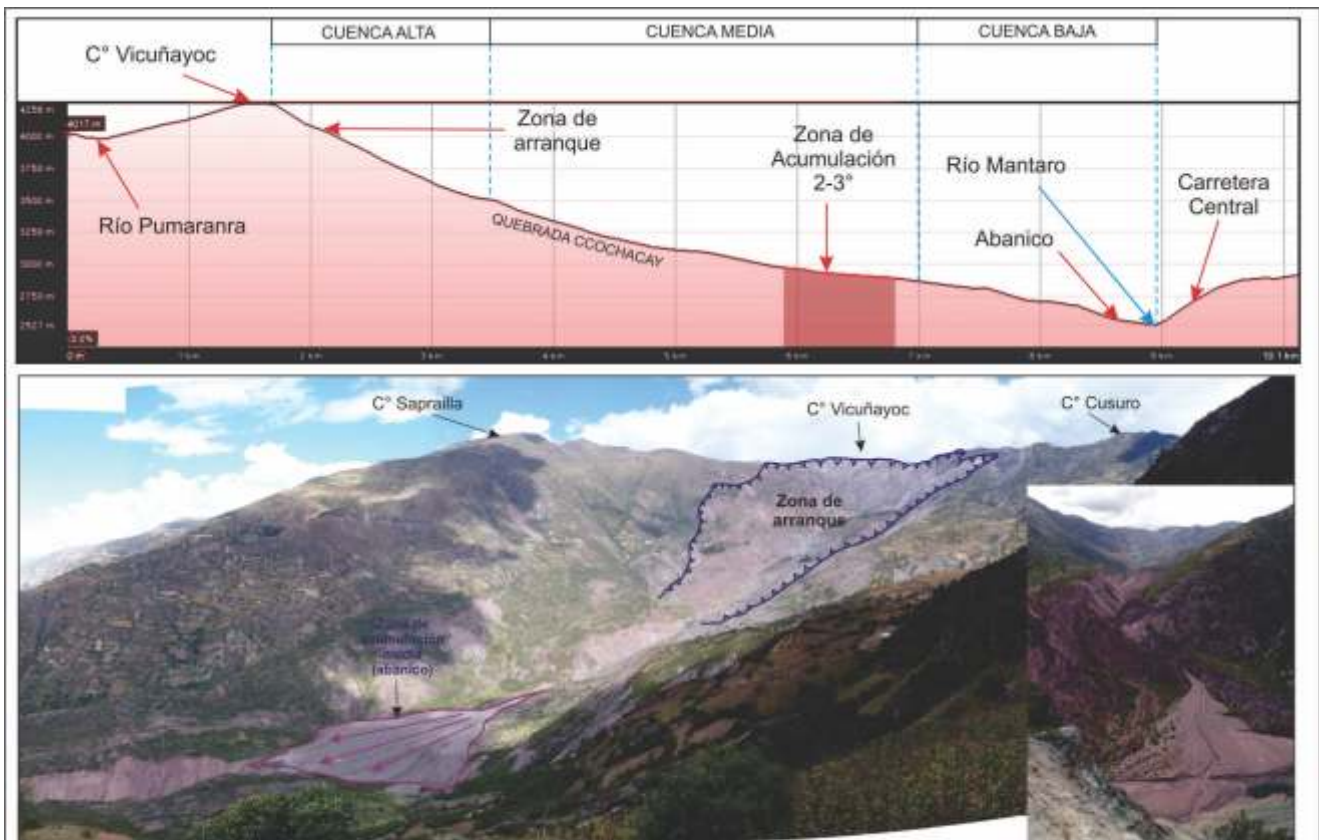


Figura 3: Esquema de perfil transversal de la quebrada Ccochacay. Imágenes de la cuenca y la zona de acumulación.

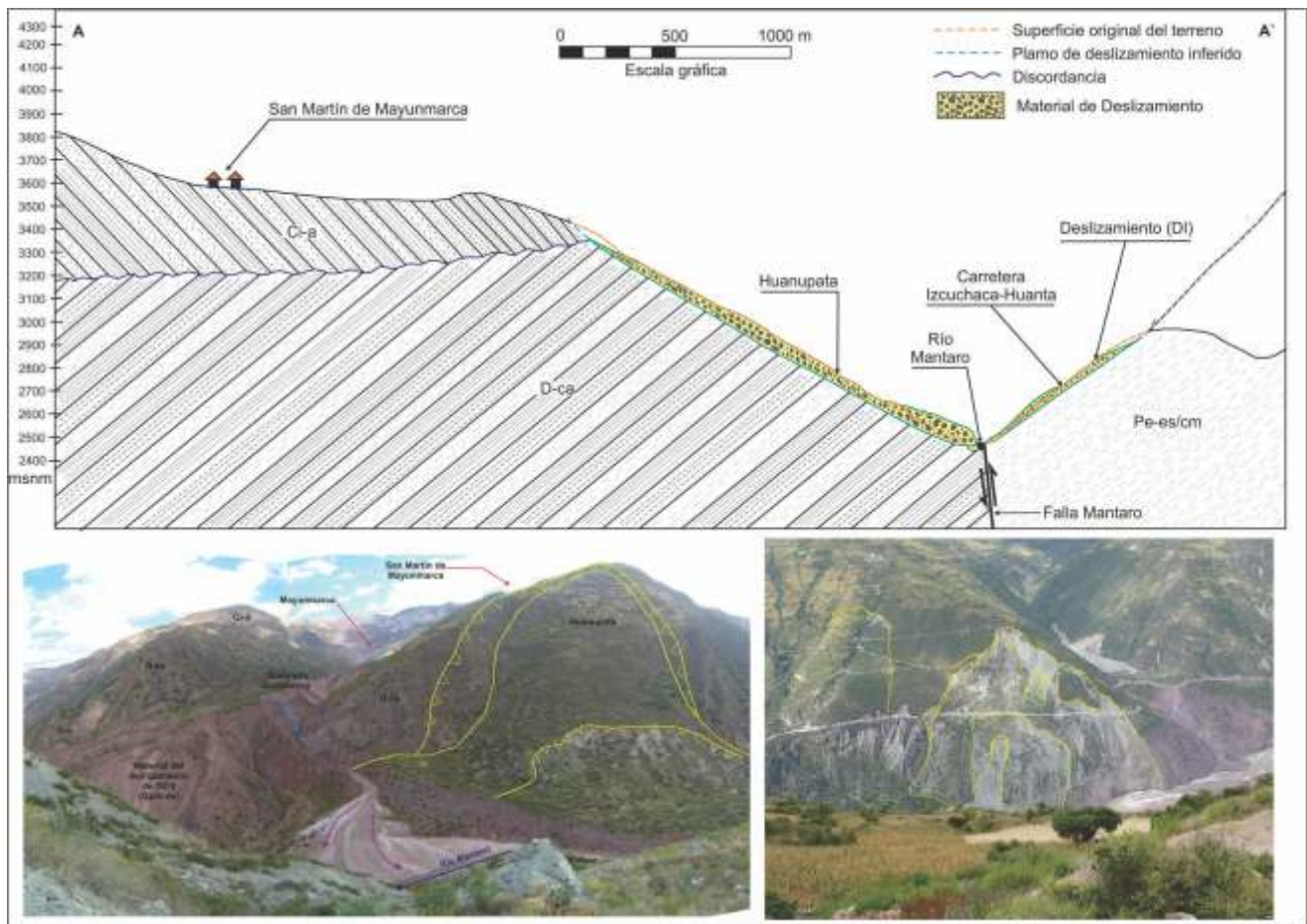


Figura 4: Perfil transversal al valle del río Mantaro, en donde se ha identificado el deslizamiento de Huanupata, así como el deslizamiento "D1". Imágenes de los deslizamientos

CONCLUSIONES

La disponibilidad de nuevas herramientas utilizadas en el cartografiado y procesamiento de datos, permitió caracterizar y redimensionar el deslizamiento traslacional-flujo de detritos de Mayunmarca y de sus alrededores.

En la actualidad las características intrínsecas del terreno, que condicionaron la ocurrencia del evento Mayunmarca del año 1974, y de los deslizamientos de Huanupata y "D1" persisten; por lo que se debe tener presente la probabilidad de nuevos asentamientos del terreno. Estas condicionantes son la alta pendiente del terreno (35°); presencia de suelos arcillo-gravosos y de grietas abiertas por detrás de la corona

del evento Mayunmarca; un substrato considerado de mala calidad; poca dureza y consolidación con planos de debilidad de diferente naturaleza (fracturamiento, esquistosidad y estratificación); y la presencia de reactivaciones que producen asentamientos en la ladera.

Flujos de detritos que discurran por la quebrada Ccochacay y alcancen el valle del Mantaro, así como el colapso de un gran volumen de material proveniente de los deslizamientos de Huanupata o "D1", pueden producir un represamiento del río Mantaro; la formación de un embalse dependerá de la cantidad material que se colapse y del caudal que discurra por el río Mantaro en ese instante.

Referencias:

Cerrón, F. & Ticona, P. (2003) Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de Pampas. Escala 1:50 000. Lima: INGEMMET, 17 p.
 Chang, L., & Alva, J. (1988) Mapa de distribución de deslizamientos y aluviones en el Perú, en memorias, 7° Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Huaraz, Ancash. 51 p.
 Galdos, J., (1973) Estudio geodinámico del área de Mayunmarca, provincia

de Acobamba, departamento de Huancavelica, informe técnico. Lima: INGEMMET, 33 p.
 Galdos, J., (1975), Estudio geodinámico del deslizamiento de Mayunmarca (Provincia de Acobamba, departamento de Huancavelica), informe técnico. INGEMMET: Lima, 20 p.
 Romero, D., & Torres, V. (2003) Revisión y actualización del cuadrángulo de Huancavelica (26-n), Escala 1:50 000. Lima: INGEMMET, 29 p.

PROCESOS DE GEODINÁMICA SUPERFICIAL EN LA QDA. ALTA "EL PARAISO" - VILLA MARIA DEL TRIUNFO (LIMA)

Christian Obregon & Julio Lara

cobregon@knightpiesold.com

Universidad Nacional Mayor de San Marcos - E.A.P. Ing. Geológica

RESUMEN

Se presenta una evaluación de los procesos de Movimientos en Masa (MM) que afectan al sector alto de la Qda. El Paraíso, en cuyas laderas bajas se emplaza el AA.HH (Asentamiento Humano) Edén del Manantial. Dicho AA.HH está ubicado en el Sector de José Carlos Mariátegui - Distrito de Villa Maria del Triunfo (Lima).

En la fase de trabajo de campo se identificó las características geológicas y geomorfológicas de la zona; y asimismo se evaluó los factores condicionantes que propician el desencadenamiento de los procesos de geodinámica superficial, presentes en la zona de estudio, tales como: caída de rocas, derrumbes y flujos de detritos.

La fase de gabinete, comprendió la elaboración del mapa de susceptibilidad aplicando el método de combinación de mapas de factores (Método Heurístico). Este método se basa en ponderar la contribución de los factores (intrínsecos) causantes de la ocurrencia de movimientos en masa, afín de delimitar las zonas más peligrosas. Esto, por medio de una ponderación de los factores mencionados, a través de operaciones matriciales y del álgebra de capas (operaciones de procesamiento SIG). Definiéndose en este caso un tamaño de pixel de 25x25 para los formatos raster de los respectivos mapas.

En el mapa elaborado se puede observar que la zona de más alta susceptibilidad se localiza en la parte alta de la Qda. El Paraíso, donde se encuentran depósitos de talud de detritos, los que, al tratarse de materiales sueltos presentan predisposición para su desplazamiento ladera abajo, la que puede ser desencadenada por eventos sísmicos y/o precipitaciones pluviales excepcionales. Asimismo, y de manera más subordinada se presentan zonas de alta susceptibilidad en la ladera este y oeste, en las que se han apreciado bloques sueltos en un estado de equilibrio débilmente estable, cuyo colapso puede originarse por perturbaciones externas: sismos y precipitaciones extremas.

INTRODUCCIÓN

Las tendencias de expansión urbana, procedentes de la migración rural a la capital (Lima), ha traído como consecuencia asentamientos no legales (invasiones, ocupaciones graduales, alquileres sub-estándar, etc.) emplazados, por ejemplo, en los arenales de la periferia urbana (como en Villa El Salvador), o en las quebradas de las estribaciones andinas (como es el caso de Villa Maria del Triunfo).

El distrito de Villa María del Triunfo, es el típico distrito obrero popular que surgió por la invasión de la población de menores recursos hacia áreas periféricas (laderas de los cerros). La construcción de viviendas en estos lugares los hacen vulnerables, ocupándolas sin seguir ningún criterio de seguridad física y humana frente a los procesos de geodinámica superficial: caídas, derrumbes, huaycos (flujos), etc., y obviando en todo caso tener en cuenta los factores intrínsecos locales del terreno: litología (tipo de rocas), pendiente de laderas, uso del suelo, geomorfología e hidrogeología.

De todo lo mencionado se desprende la importancia de conocer las características geológicas y geomorfológicas de las zonas en que se asientan los centros poblados; y más aún de los que se han establecido y se encuentran expuestos a peligros geológicos inminentes. Muchas veces impulsados por la necesidad de tener un lugar donde guarecerse, se es indiferente al peligro al que uno se ve expuesto.

UBICACIÓN

La zona seleccionada para el presente estudio, se circunscribe al AA.HH. Edén del Manantial, en el Sector Jose Carlos Mariátegui, Distrito de Villa Maria de Triunfo. Este AA.HH se emplaza en el ápice de la Qda. El Paraíso (parte alta), y cubre un área de 100,700 m². Está rodeada al norte, oeste y este, por colinas y montañas, con laderas de moderada a fuerte pendiente; y por el sur, es colindante con el Pueblo Joven Paraíso Alto (parte media de la Qda. El Paraíso).

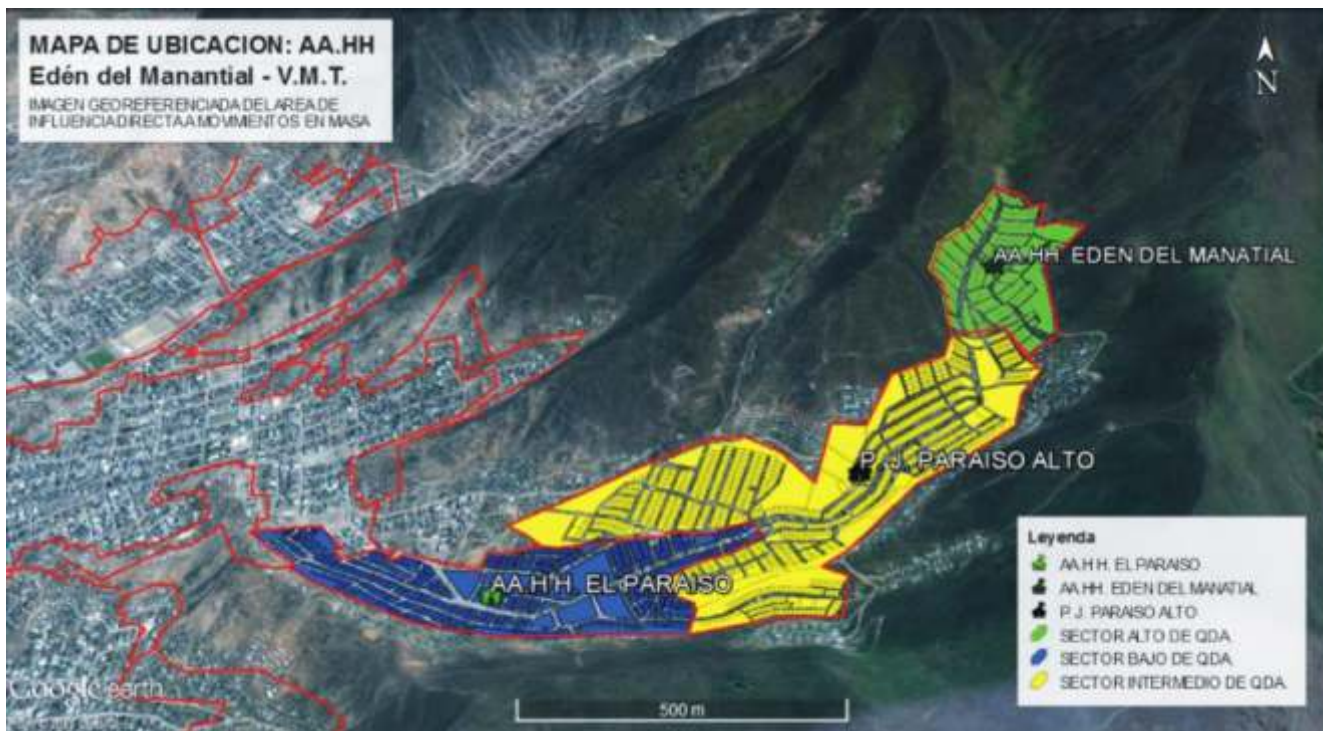


Figura N° 01. Vista Panorámica en 3D de la Qda. El Paraíso – Villa María del Triunfo, donde se distinguen la zona alta, media y baja de la Qda.

GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA

Regionalmente, los rasgos geomorfológicos presentes en el área de estudio, son el resultado de procesos tectónicos y actividad magmática, sobreimpuestos por procesos de geodinámica externa, que han modelado los rasgos morfoestructurales de la región.

Localmente, la geomorfología del área de estudio, comprende las denominadas estribaciones bajas de los Andes Occidentales, representados por una cadena de colinas y montañas modeladas en rocas intrusivas (sobrepasando los 800 msnm), con laderas de moderada a fuerte pendiente (25° - 45° de inclinación) que se encuentran disectadas por quebradas afluentes al Río Lurín, caso de la Qda. Paraíso.

En la quebrada alta El Paraíso, se observan procesos de meteorización física (disyunción esferoidal) en cuerpos de roca ígnea, que generan bloques sueltos. En las laderas, intermedia y baja de estos cerros, se pueden observar depresiones en donde se han acumulan fragmentos de rocas producto de sucesivos desprendimientos de las partes altas (cono de talud o canchales), y junto a estos, depósitos residuales de origen antrópico.

La mayoría de los afloramientos corresponden a rocas intrusivas tipo granodioritas y dioritas (Superunidad Patap), las que tienen su dominio integro sobre la parte alta de la zona. Sobreyacen a estas, en la parte baja, depósitos aluviales pleistocénicos (Qp-al) y coluviales holocénicos (Qh-co). Siendo el primero de estos (Qp-al) sobre el cual está fundada las viviendas del AA.HH.



Figura N°02. Afloramientos de rocas intrusivas (granodiorita) en la ladera oeste de la parte alta de la Qda. El Paraíso.



Figura N°03. Erosión esferoidal de intrusivos, generando bolones de moderada dimensiones ladera arriba del AA.HH.

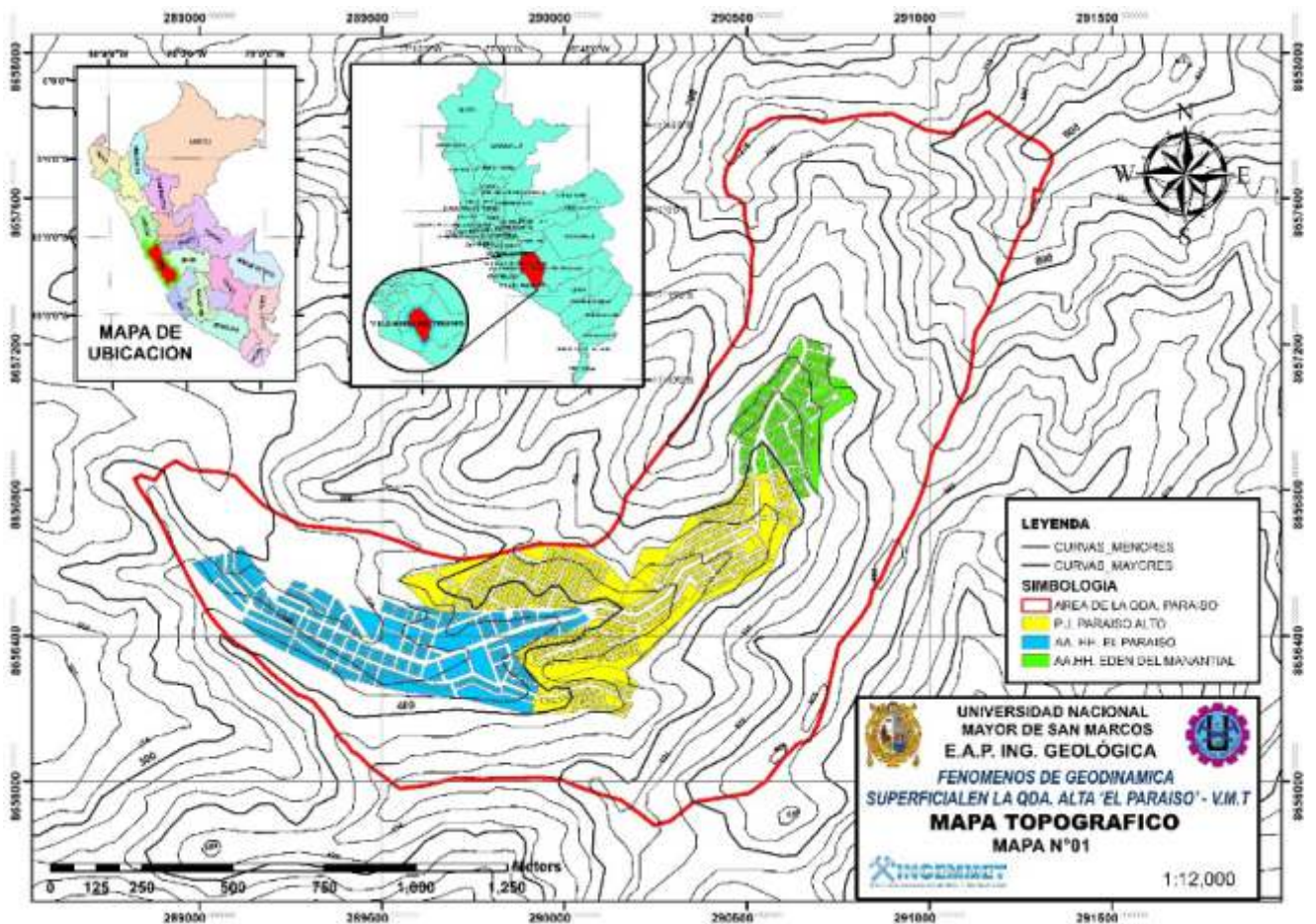


Figura N° 04. Mapa topográfico de la zona de estudio en la cual se muestra la localización de los 3 principales AA.HH. asentados en la Qda. Paraíso.

PELIGROS GEOLÓGICOS

Los procesos de geodinámica superficial son aquellos que afectan a la superficie de la Tierra, y determinan su constante evolución morfológica. Entre estos procesos geológicos, tenemos a los movimientos en masa (MM), los cuales modifican la forma del terreno y se generan principalmente por la confluencia de parámetros condicionantes (intrínsecos) del terreno: litología, geomorfología, uso de tierras, pendiente, cobertura vegetal y drenaje; y de agentes detonantes como las precipitaciones (en algunos casos excepcionales o extremas), los movimientos sísmicos y la actividad antrópica. A continuación se detallan los procesos de MM, que ocurren en el área de estudio.

CAÍDA DE ROCAS

En la quebrada alta El Paraíso, se observan rocas intrusivas configurando una topografía abrupta de fuertes pendientes. Este macizo es afectado por procesos de meteorización física (disyunción esferoidal), que junto a un control lito-estructural (presencia de familias de diaclasas en rocas plutónicas), generan bloques sueltos, suspendidos en una ladera inestable. Por ello, el área es susceptible a caídas de rocas frente a factores detonantes como: sismos,

precipitaciones pluviales excepcionales o la misma acción antrópica. Esto podría comprometer la seguridad física y humana de los lotes ubicados ladera abajo.

FLUJOS

De forma más subordinada se tienen depósitos de fragmentos y bloques de roca caídos desde las partes superiores de la Qda. El Paraíso. Se caracterizan por estar constituidos de fragmentos detríticos, angulosos a subangulosos, sin matriz, inestables y sueltos. Estos se encuentran en las laderas intermedias y bajas de la zona, se prevé que bajo un escenario sísmico de magnitud moderada, y teniendo en cuenta las pendientes del terreno, estos depósitos puedan generar un flujo seco de detritos, asimismo frente a eventos hidrometeorológicos excepcionales (lluvias extremas), un flujo de detritos o huayco afectaría seriamente a la mayoría de lotes, teniendo presente la vulnerabilidad de estos.

Varios flujos han sido identificados en la zona alta, y se han configurado por acción gravitatoria y por el grado de pendiente de las laderas de los cerros. Estos presentan un estado de actividad: 'activo' para los flujos en avance con desarrollo lento y 'suspendido' para los depósitos de talud, ya que representan masas latentes a espera de su reactivación.



Figura N° 05. Bloques de roca ignea sueltos en la cresta del cerro, representan potenciales caídas de rocas.



Figura N° 06. Bloques en estado inestable, ya que un evento sísmico puede desencadenar su caída pendiente abajo, afectando al AA.HH.

DERRUMBES

La zona de estudio presenta altos índices de humedad, esto repercute en la disminución de la capacidad portante de los materiales que conforman los terraplenes sobre los que se asientan las viviendas (pircas). Estas estructuras carentes de cualquier tipo de amalgamación entre los bloques de roca que lo conforman, podrían colapsar y originar derrumbes. Asimismo, el factor antrópico (como cortes de talud para viviendas); ha desestabilizado los taludes; que al buscar su pendiente de equilibrio (ángulo de reposo natural), tenderán a reacomodarse.

ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD A LOS MOVIMIENTOS EN MASA

El mapa de susceptibilidad indica cuán propensa es una ladera a que se produzcan movimientos en masa: caídas, derrumbes, huaycos (flujos), etc., teniendo en cuenta sus factores intrínsecos del área de estudio: litología (tipo de rocas), pendiente de los terrenos, geomorfología,

hidrogeología, uso de suelos, etc.

Existen también, diversos modelos para abordar el análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera; y para el presente estudio el modelo elegido ha sido el método de combinación de mapa de factores (Método Heurístico). Este se basa en ponderar la contribución de los factores (intrínsecos) causantes de la ocurrencia de movimientos de ladera afín de delimitar las zonas más susceptibles.

Para este trabajo se usaron los siguientes mapas: pendientes, geológico y geomorfológico, obteniéndose el Mapa de Susceptibilidad por medio de una ponderación de los factores anteriormente mencionados, a través de operaciones matriciales y del álgebra de capas.

Definiéndose en este caso un tamaño de pixel de 25x25 para los formatos raster de los mapas de factores mencionados.

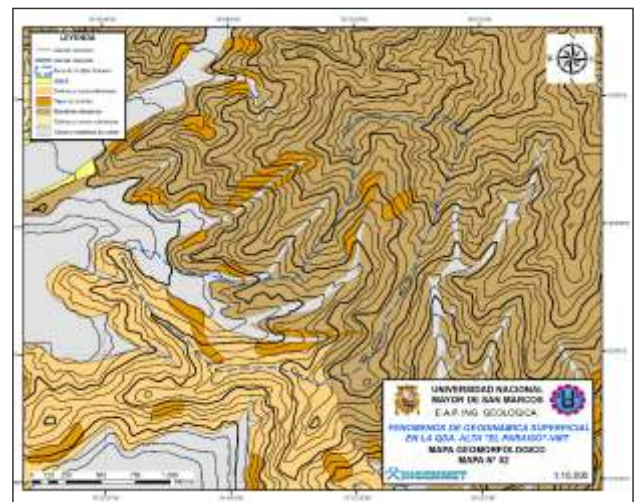


Figura N°07. Mapa Geomorfológico de la zona de estudio.

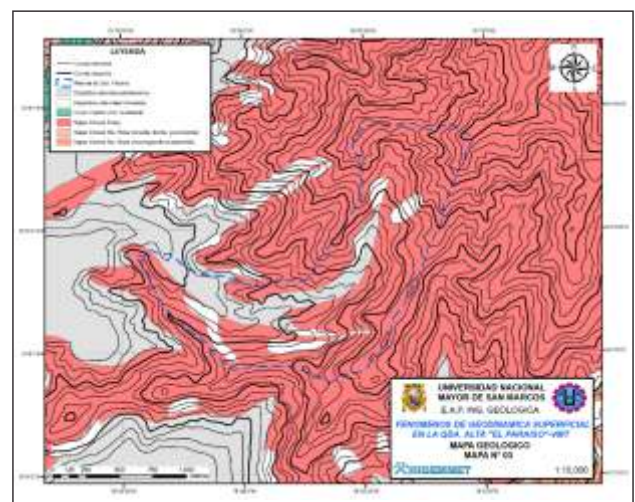


Figura N°08. Mapa Geológico de la zona de estudio

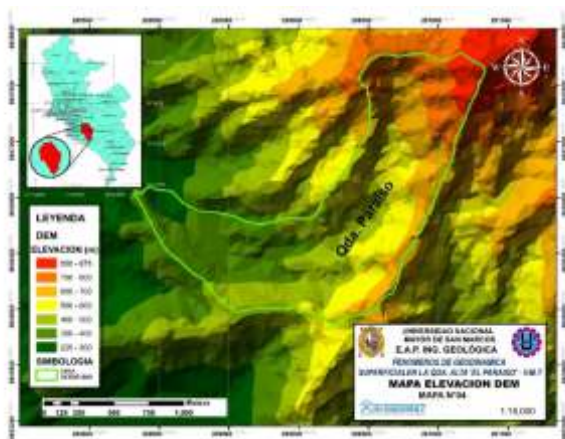


Figura N°9. Modelo de Elevación Digital (DEM) de la zona de estudio

MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD

En este mapa se puede observar que la zona de mayor susceptibilidad se distribuye en la zona alta de la Qda. Paraíso, en el que se encuentran depósitos de talud de detritos, los que, al tratarse de materiales sueltos presentan predisposición a ser desplazados ladera abajo, la que puede ser desencadenada por eventos sísmicos y/o precipitaciones pluviales excepcionales. Nótese también de manera más subordinada zonas de alta susceptibilidad en la ladera este y oeste, en las que se han apreciado bloques sueltos en estado no estable durante la inspección de campo.

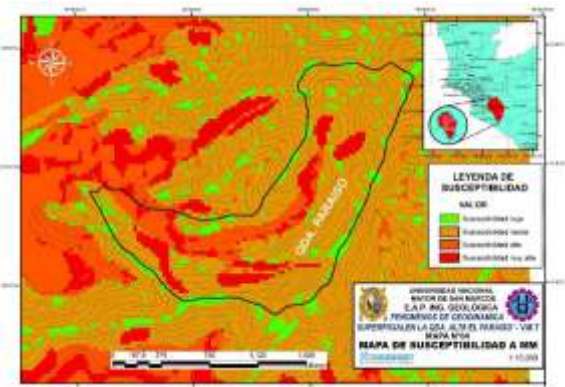


Figura N°10. Mapa de Susceptibilidad Qda. Paraíso – VMT

Referencias:

Chacón, J. (2012) - Movimientos de ladera: Clasificación, descripción y evolución espacial y temporal. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y Medio Ambiente*. N° 28, 25 pp.
 Fernández, T; Irigaray, C.; El Hamdouni, R. & Chacón, J. (2004) - Diseño gráfico de un mapa de susceptibilidad a los movimientos de ladera. En: *Congreso Nacional de Topografía y Cartografía, 8, Madrid, 2004. Resúmenes extendidos, Madrid*. 12 p.
 Irigaray, C. & Chacón, J. (2002) - Métodos de análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante SIG. En: *Ayala-Carcedo, F. J. & Corominas, J. eds. Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con la técnica SIG. Fundamentos y aplicaciones en España, Instituto Geológico y Minero de España*. p. 21-36.
 Ocampo, R.; Zubieta, L. & Gómez, A. J. (2009) - Procesos de Geodinámica superficial en la zona central de la cuenca de río Mantaro. *Proyecto Maremex. Instituto geofísico de Perú (IGP)*, p. 3.
 Villacorta, S. (2007) - Análisis de la susceptibilidad a los Movimientos de

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De acuerdo a las condiciones geológicas, geomorfológicas, y geodinámicas del sector se puede concluir lo siguiente:

La Qda. Alta El Paraíso es un área sujeta principalmente a MM del tipo caídas de rocas, se observan bloques sueltos en la ladera de los cerros. Además de forma subordinada se distinguen derrumbes y flujos en materiales inconsolidados (talud de detritos).

La susceptibilidad a los movimientos de ladera en la Qda. Alta El Paraíso, está relacionada directamente al tipo de material existente en la zona, las pendientes y geomorfología de la zona.

La zona alta de la Qda. Paraíso resulta según el análisis de susceptibilidad de muy alta a MM, por lo que la afectación directa será sobre el AA.HH. Edén del Manantial. Luego de esta etapa de identificación de riesgo se recomienda proseguir con medidas de prevención y reducción del riesgo.

La metodología del análisis de susceptibilidad podría aplicarse a otras zonas vulnerables de VMT, afin de identificar las zonas más críticas y prevenir pérdidas de vidas humanas y materiales.

Una forma de validar la presente metodología sería con el inventario de MM, a nivel distrital.

AGRADECIMIENTOS

Este documento, de carácter preliminar, parte del interés de un grupo de jóvenes geólogos y del oportuno apoyo de la Dirección de Geología Ambiental y Riesgos Geológicos, a través de la persona de la Ing. Sandra Villacorta, a quien desde estas líneas expresamos nuestro más profundo agradecimiento.

Ladera en la cuenca del río Llaminchán (Cajamarca, Perú). *Tesis de Maestría. Master Internacional Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales - Red DESIR. Instituto Geológico y Minero de España*, 106 p.
 Núñez, S. & Vásquez, J. (2009) - Zonas críticas por Peligros Geológicos en Lima Metropolitana, Primer Reporte. *Informe Técnico Geología Ambiental y Riesgo Geológico. INGEMMET: Lima*, 38 p.
 Instituto Nacional de Defensa Civil - INDECI (2011) - Escenarios de riesgo y medidas de mitigación del riesgo de desastre en el distrito de Villa María del Triunfo. *Resumen Ejecutivo*. 82p.
 Núñez, S. & Vásquez, J. (2008) - Evaluación de la seguridad física del asentamiento humano 'Villa del Paraíso'. *Informe Técnico. INGEMMET*. 6 p.
 Núñez, S. & Vásquez, J. (2008) - Evaluación de la seguridad física del asentamiento humano 'Nueva Generación de Paraíso Alto'. *Informe Técnico. INGEMMET*. 6 p.
 Guerrero, C. (2006) - Inspección de la seguridad física del asentamiento humano 'Quebrada alta del Paraíso'. *Informe Técnico. INGEMMET*. 7 p.

CARACTERIZACIÓN ESTADÍSTICA DE LAS CAÍDAS DE ROCA EN LIMA METROPOLITANA Y EL CALLAO ENFOCADO AL ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD POR ESTOS PROCESOS

Lucile Tatard (1,2,3), Sandra Villacorta (3), Pascale Metzger (2)

1. ISTerre - OSUG – Universidad de Grenoble, Francia

E-mail: lucile.tatard@ujf-grenoble.fr

2. IRD, Lima, Perú

3. INGEMMET, Lima, Perú

INTRODUCCIÓN

El 85% de la población expuesta a sismos, ciclones, inundaciones y sequías vive en países en desarrollo (IPU, 2010). También esta población vive directamente bajo riesgo por movimientos en masa, los cuales son desencadenados por los fenómenos señalados. Para contribuir a mitigar este riesgo, es necesario contar con información sobre el fenómeno y elaborar mapas de susceptibilidad. En esta tarea se emplea inventarios de los movimientos en masa para identificar los factores que los promueven. El principio básico para elaborar los mapas de susceptibilidad es “El pasado es la llave del presente” según el cual los mismos factores que actuaron sobre los movimientos en masa en el pasado, actuarán en el futuro. De la calidad de los datos empleados y del método utilizado depende la calidad del mapa de susceptibilidad que se obtendrá.

En este trabajo, se presenta pruebas estadísticas para verificar la validez y caracterizar los datos de un inventario de movimientos en masa con el fin de utilizarlos para elaborar un mapa de susceptibilidad. El ensayo se ha realizado con los datos de caídas de roca de Lima Metropolitana y El Callao (Perú) con la intención de diseñar una metodología aplicable a otros eventos similares en otros lugares.

PRESENTACIÓN DE DATOS

Presentación del Lugar de Interés y del Proyecto

Lima está localizada en la zona de subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa de América del Sur, donde se espera un sismo de magnitud de momento (Mw) superior a 8 (Tavera y Bernal, 2005; Perfettini et al., 2010) que probablemente detonará un número importante de procesos de movimientos en masa. De hecho, Keefer (2002) muestra que para un sismo de

magnitud Mw=8 en general se esperan más de 100,000 movimientos en masa sobre un área total que puede ser mayor a 10,000 km². Es una necesidad para la capital del Perú, con 9,5 millones de habitantes, de estudiar la ocurrencia de los movimientos en masa para proponer obras de prevención y/o mitigación.

Asimismo, el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) ha ejecutado como parte del Programa Nacional de Riesgos Geológicos del Perú, el Proyecto de Investigación GA11 « Peligros Geológicos del Área de Lima Metropolitana y la región Callao » cuyo objetivo principal ha sido el generar información que sea de utilidad para las instituciones involucradas en el ordenamiento y desarrollo territorial de Lima Metropolitana y El Callao (Villacorta et al., 2013). Parte de este proyecto, específicamente el análisis de susceptibilidad, se ha realizado en colaboración con el IRD y la Universidad de Grenoble, Francia.

Obtención de los Datos

La base de este trabajo se apoya sobre el inventario de caídas de roca recientes y antiguas realizado por el INGEMMET en Lima Metropolitana, con datos recopilados desde 1970 a la actualidad. El inventario fue recopilado utilizando imágenes satelitales Google Earth®, fotografías aéreas de Lima y Callao (escala 1/40000, año 1970) y estudio de campo (cartografía al 1/25000). Se cuenta con un inventario de 732 caídas de roca de los cuales ~150 muestran actividad reciente (entre los años 2000 y 2010) y el resto de actividad anterior al 2000 (Fig. 1).

Debido a que no todos los eventos registrados poseen información completa relativa a su geología y geomorfología, se reconstruyó la información con dos fuentes de datos: el modelo numérico de terreno del ASTER GDEM a 30 m y diferentes capas de información elaboradas por el INGEMMET para el Atlas Ambiental de Lima Metropolitana (IMP, 2008).

En este estudio preliminar se analiza los siguientes parámetros: litología, altitud, pendiente y orientación de la ladera.

PRUEBAS ESTADÍSTICAS

Distribución de las Áreas de las Caídas de Roca

Primero se estudió la distribución de las áreas (A) para las 732 caídas de roca inventariadas. Hallamos que las áreas siguen una ley de potencia para los eventos que tienen una superficie mayor a $A_0 = 38 \text{ km}^2$, utilizando el método de Clauset et al. (2009) (Fig. 2). Físicamente, una ley de potencia significa que las pequeñas caídas de roca son más abundantes que las grandes. Anteriormente, Dussauge et al. (2003) como Malamud et al. (2004) mostraron que los inventarios de movimientos en masa detonados por sismo, lluvia, deshielo o sin detonador conocido siguen una ley de potencia. Dussauge et al. (2003) proponen que un inventario es completo para los eventos con $A \geq A_0$, es decir que no falta ningún evento con área mayor a A_0 en el inventario. Son 153 eventos con $A \geq A_0$ para nuestro inventario.

correlación que proporciona información sobre la repartición espacial de un fenómeno.

El principio del método consiste en calcular la distancia r entre todos los pares de eventos y representar gráficamente la proporción $C(r)$ de pares separados por una distancia menor que r .

Se obtiene $C(r) \propto r^D$ para valores pequeños de r , donde $C(r)$ es la integral de correlación (Grassberger y Procaccia, 1983). Si $D = 2$ los eventos están distribuidos uniformemente en el espacio mientras que si $D < 2$ los eventos están más agrupados que una distribución uniforme. Se calcula el valor del exponente D utilizando el método de « two-point slope » de Eneva (1996).

La dimensión de correlación D calculada para las caídas de roca de Lima Metropolitana y El Callao es igual a 1.35 para todas las caídas y 1.28 para las caídas con un área mayor a A_0 : las caídas de roca tienen una distribución espacial agrupada (Fig. 3). Esto nos confirma que se puede buscar los factores que controlan la distribución de las caídas, con el objetivo de elaborar un mapa de susceptibilidad por ese fenómeno.

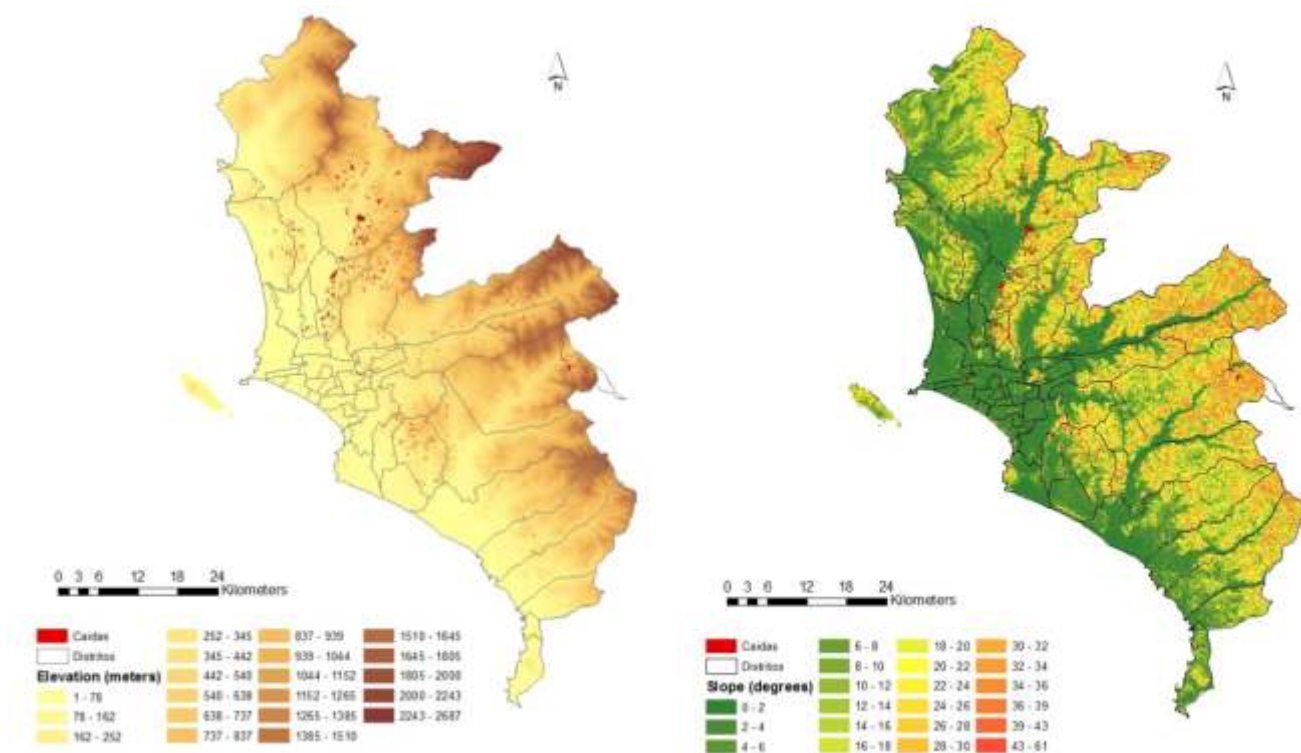


Fig. 1: Ubicación de las caídas de roca (rojo) y valores de elevación y de pendiente para Lima Metropolitana y El Callao.

Dimensión de Correlación “d” entre las Caídas de Roca

La elaboración de un mapa de susceptibilidad por movimientos en masa asume que la repartición de estos eventos no es al azar, lo que correspondería a una distribución espacial uniforme de los eventos, sino que está dirigida por factores identificables, así como la distribución espacial está agrupada. Se verifica esa hipótesis para nuestro inventario calculando D , la dimensión de

Características Estadísticas de las Caídas de Roca en Relación con las de la Topografía

Se debe verificar que las propiedades de las caídas de roca son diferentes a las de la topografía. De no ser así significaría que las caídas de roca ocurrieron aleatoriamente en relación con el parámetro estudiado (geología, pendiente, elevación, etc), y por eso tienen las mismas características que las de la topografía. Las Figuras 4 y 5 nos

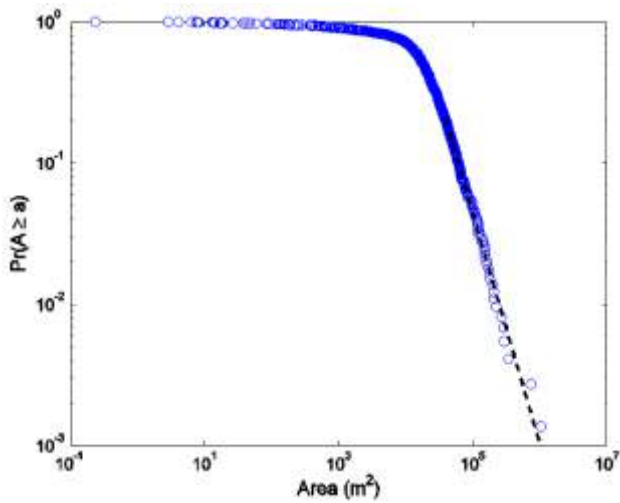


Fig. 2: Función de distribución acumulada (CDF, Cumulative Distribution Function) de las áreas de las caídas de roca en Lima Metropolitana y El Callao (puntos azules). La línea de puntos negra corresponde con el mejor ajuste de una ley de potencia a los datos y tiene como exponente 1.6.

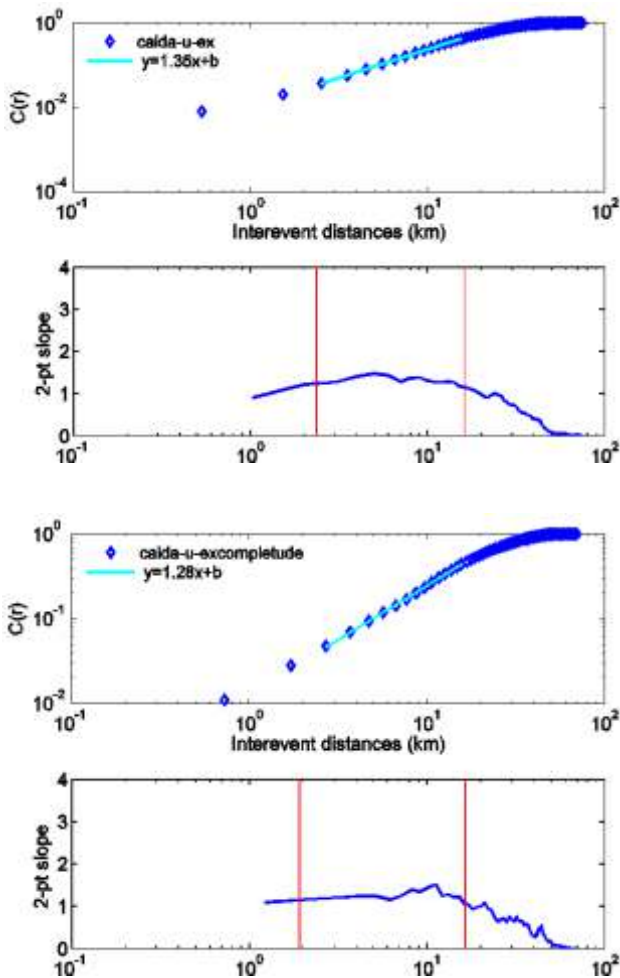


Fig. 3: Integral de correlación (gráficos de arriba) y curvas de “two-point slope” asociadas (gráficos de abajo) para todos los eventos (arriba) y los eventos con $A \geq A_0$ (abajo). Puntos azules: distancia r entre todos los pares de eventos, con una distancia menor que r (función de distribución acumulada), línea azul: pendiente de la curva calculado entre dos puntos seguidos de $C(r)$, líneas rojas: rango en el que se calculó el valor de D y línea cyan: ajuste por mínimos cuadrados de los puntos en el rango definido.

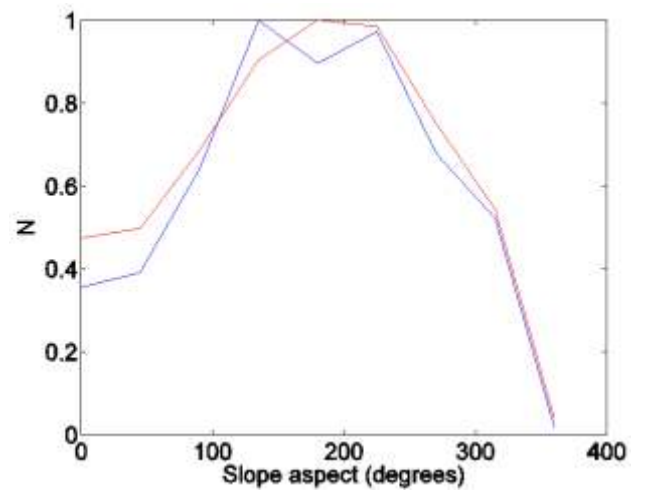
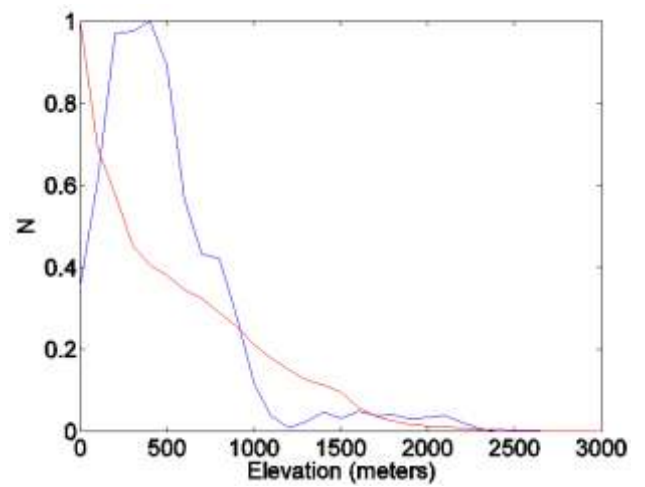
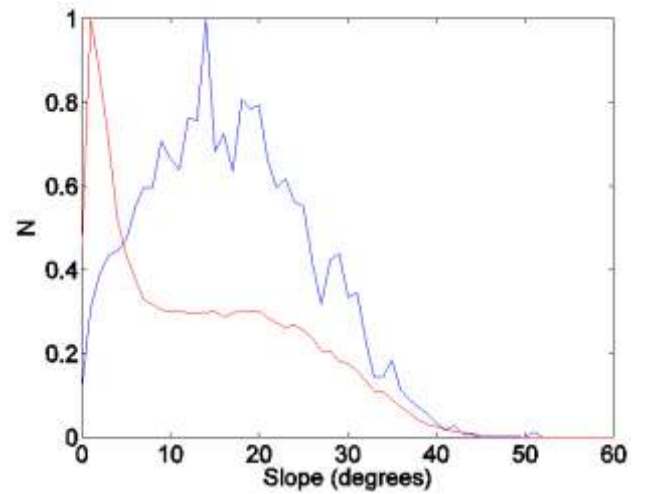


Fig. 4: Comparaciones entre los valores de pendiente (gráfico de la arriba), altitud (gráfico del centro) y orientación de la ladera (gráfico de la abajo) para las caídas de roca (línea azul) y la topografía (línea roja).

indica que la geología, pendiente y la elevación son controles que actúan sobre la ocurrencia de las caídas de roca ya que sus distribuciones son diferentes a la de la topografía. Al contrario, la orientación de las laderas no es un parámetro relevante ya que la distribución es muy similar para las caídas de roca y la topografía.

Coeficiente de Correlación Lineal entre la Pendiente y la Altitud

Se debe verificar la dependencia entre los parámetros estudiados cuando es relevante. En nuestro ejemplo, los dos parámetros para los cuales se debe verificar la dependencia son la altitud y la pendiente. Se calcula el coeficiente de correlación lineal:

$$r = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}$$

σ_{xy} corresponde a la covarianza entre las variables x e y , σ_x corresponde a la desviación estándar de la variable x y σ_y corresponde a la desviación estándar de la variable y . Si r es cercano a 1 o -1, las variables x e y se correlacionan. Si r es cercano de 0 las variables x e y no se correlacionan. La Figura 6 nos indica que la altitud y la pendiente tienen un valor r igual a 0.63 para la topografía e igual a 0.43 para las caídas de roca. Asimismo se concluye que los valores de pendiente y altitud de las caídas de roca son pocas correlacionadas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se propone un método para caracterizar las propiedades y la calidad de un inventario de caídas de roca con la intención de elaborar un mapa de susceptibilidad por ese tipo de proceso.

Primero se ha evaluado la exhaustividad del inventario estudiando la distribución de las áreas de las caídas de roca. Sabiendo que el inventario es completo para $A0 \geq 38 \text{ km}^2$ se ha encontrado que la distribución de las 153 caídas de rocas de Lima Metropolitana y El Callao con un área mayor a 38 km^2 siguen una ley de potencia con exponente igual a 1.6.

Segundo, se ha calculado D , la dimensión de correlación, con el fin de caracterizar la distribución espacial de las caídas de roca. Se ha descubierto que $D \approx 1.3$ así que la distribución espacial de las caídas de roca es más agrupada que una distribución uniforme ($D=2$). Este resultado confirma que es relevante buscar los factores que controlan la ocurrencia espacial de las caídas de roca ya que esa variable no es aleatoria.

Tercero, se ha comparado la distribución de las caídas de roca de cada factor con la topografía. Se ha encontrado que los factores de litología, altitud y pendiente actúan sobre la ocurrencia de las caídas de rocas ya que sus distribuciones

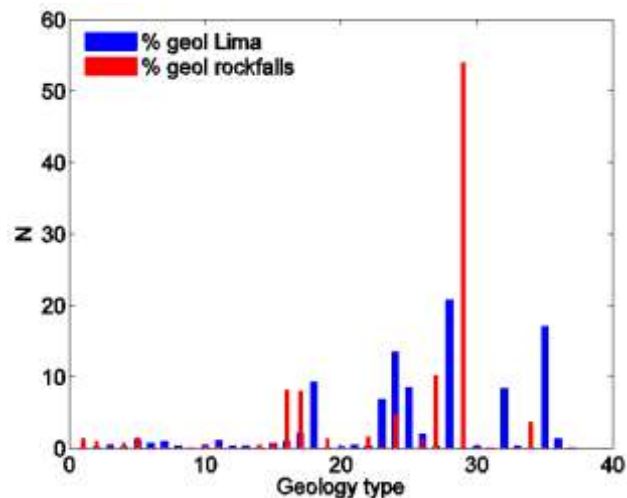


Fig. 5: Geología de las caídas de roca (rojo) y de la topografía (azul). Cada número (1 a 37) corresponde a una formación geológica descrita en la tabla de derecha

1	Js-pp	Grupo Pte Piedra
2	Js-sr	Gpo Pte Piedra, Fm Sta Rosa
3	Js-ve	Gpo Pte Piedra, Fm Ventanilla
4	Ki-an	Sub volcánico andesítico
5	Ki-at	Gpo Lima, Fm Atocongo, calizas
6	Ki-cb	Gpo Pte Piedra, Fm Cerro Blanco
7	Ki-chil	Gpo Casma, Fm Chilca
8	Ki-he	Gpo Morro S00lar, Fm Herradura
9	Ki-lu	Gpo Lima, Fm Lurin
10	Ki-ma	Gpo Morro Solar, Fm Marcavilca
11	Ki-pa	Gpo Lima, Fm Pamplona
12	Ki-pi	Gpo Pte Piedra, Fm Puente Inga
13	Ki-pu	Fm Pucusana
14	Ki-sf	Gpo Morro Solar, Fm Salto del Fraile
15	Ki-va	Gpo Pte Piedra, Fm Puenteo Inga
16	Ki-y	Fm Yangas
17	Kim-h	Fm Huarangal
18	Kis-q/an	Grupo Casma, Fm Quilmana
19	Kis-q/bx	Grupo casma, Fm Quilmana
20	Kms-do	Dolerita o diabasa
21	Ks-je/tgd	Super unidad Jecuan, tonalita, granodiorita
22	Ks-par/tdi	Super Unidad Paraiso, tonalita-diorita
23	Ks-pt/gbdi	Super Unidad Patap, gabrodiorita, diorita
24	Ks-sr/mzgr	Super Unidad Sta Rosa, monzogranito a adamelita
25	Ks-sr/tdi,gd	Super Unidad Sta Rosa, tonalita, diorita, granodiorita
26	Ks-ti/tdi,gd	Super Unidad Tiabaya, tonalita, diorita, granodiorita
27	N-ap	Andesita porfirítica neogena
28	Qh-al	Aluviales del Holoceno
29	Qh-an	Depósitos antrópicos
30	Qh-col	Depósitos coluviales holocénicos
31	Qh-e	Depósitos eólicos holocénicos
32	Qh-e	Depósitos eólicos holocenos
33	Qh-fl	Depósitos fluviales holocenos
34	Qh-lac	Depósitos lacustrinos holocenos
35	Qp-al	Pleistocenos aluviales
36	Qpl-e	Depósitos eólicos pleistocenos

son diferentes a la topografía. El factor de orientación de ladera no es relevante para nuestro estudio ya que su distribución es muy similar entre las caídas de roca y la topografía.

Finalmente se ha calculado la correlación entre la altitud y la pendiente a fin de determinar si esos dos factores son independientes o no. Se ha deducido de los resultados que la altitud y la pendiente de las caídas de roca son independientes y que los dos factores pueden ser investigados por separado.

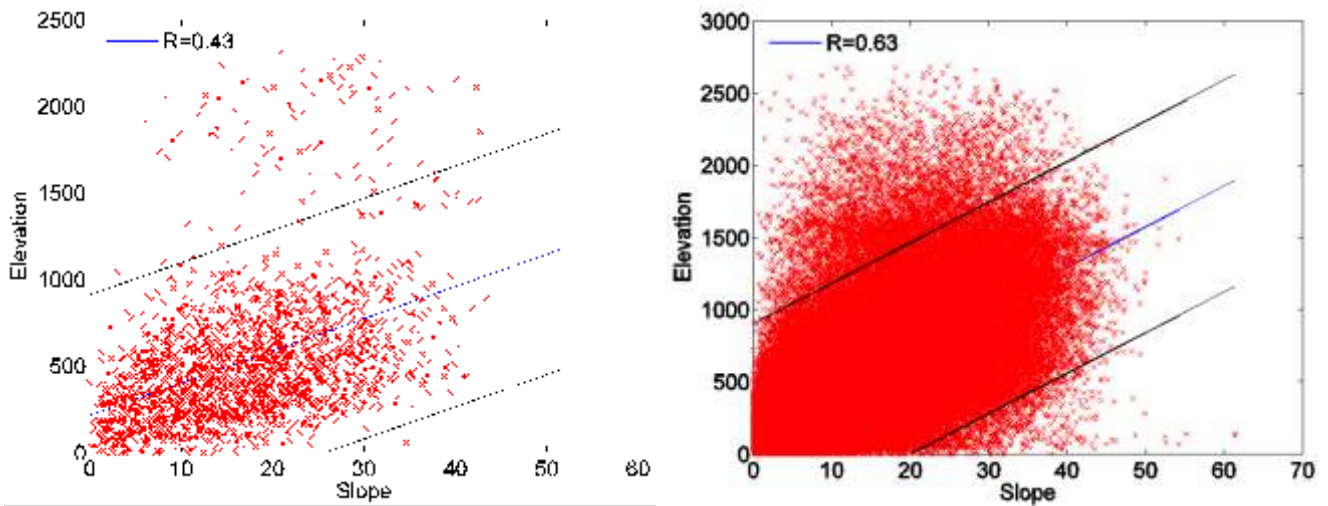


Fig. 6 Correlación entre la altitud y la pendiente para la topografía (gráfico de la izquierda) y las caídas de roca (gráfico de la derecha)

Referencias:

- Clauset, A.,; Shalizi, C. y Newman, M. (2009). Power-law distributions in empirical data. *SIAM review*, 51(4), 661-703.
- Dussauge, E. Grasso, J. R. y Helmstetter, A. (2003). Statistical analysis of rockfall volume distributions: Implications for rockfall dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 108(B6)
- Eneva, M. (1996). Effect of limited data sets in evaluating the scaling properties of spatially distributed data: an example from mining-induced seismic activity. *Geophysical Journal International*, 124(3), 773-786.
- Grassberger, P., y Procaccia, I. (1983). Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 9(1), 189-208.
- IMP: Instituto Metropolitano de Planificación (2008). *Atlas Ambiental de Lima Metropolitana*, Lima, Perú. 157p.
- IPU (2010). *Réduction des risques de catastrophes : Un instrument pour la réalisation des objectifs du Millénaire pour le développement. Trousse à outils de plaidoyer pour les parlementaires*. Publicado por IPU con el UNISDR. Geneva, Suiza, septiembre 2010.
- Keefer D. K. (2002) - Investigating landslides caused by earthquakes - a historical review. *Surveys in Geophysics*, 23:573–510.
- Malamud, B., Turcotte, D., Guzzetti, F. y Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(6), 687-711.
- Perfettini, H., Avouac, J.P., Tavera, H.,; Kositsky, Aa., Nocquet, J.M., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D.L., (2010) - Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature*, 465(7294).
- Tavera, H., y Bernal, I. (2005) - Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. Volumen especial n°6 Alberto Giesecke Matto, *Sociedad Geológica del Perú*, pp. 89-102.
- Villacorta, S., Núñez, S., Úbeda, J., Tatar, L., Pari, W., Fidel, L. (2013) - Geología, Geomorfología, Peligros Geológicos y Características Ingeniero Geológicas del Área de Lima Metropolitana y la región Callao. *Boletín Serie C. INGEMMET Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico*. Inédito.

CARTOGRAFÍA HIDROGEOMORFOLÓGICA HERRAMIENTA PARA INTERVENCIÓN DE CUENCAS ANTE AMENAZAS HÍDRICAS

Roberto Richardson Varas

Departamento Ciencias Geográficas, Facultad de Ciencias Naturales y Exactas

Universidad de Playa Ancha

E-mail: roberto.richardson@upla.cl

INTRODUCCIÓN

El alto riesgo aluvional existente en la cuenca del Lluta debido a la presencia de grandes montañas sujetas a las inclemencias del tiempo, sumado a la creciente presión urbana por utilizar sectores de la cuenca baja cada vez más expuestos a este tipo de eventos, justifican estudios sobre el comportamiento de flujos detríticos y la posibilidad de mitigar sus efectos mediante la construcción de obras de protección y control. Con este propósito se ha elaborado la carta hidrogeomorfológica para esta cuenca.

La cuenca hidrográfica del río Lluta y su valle del mismo nombre, está localizada en la XV Región de Chile (Arica y Parinacota), comprendida entre los paralelos 18° y 18°30' Latitud sur y los meridianos 70°20' y 69°22' de Longitud Oeste, en las Provincias de Arica y de Parinacota cuyo principal río, del mismo nombre, desemboca al Océano Pacífico en el sector litoral denominado valle de Chacalluta, entre la ciudad de Arica y el límite con Perú.

La superficie de esta cuenca es de 3.4 km² y está localizada en una zona de desierto. Se caracteriza por la escasez de precipitaciones y, por tanto, la totalidad de sus suelos están desprovistos de vegetación a excepción del sector bajo del valle donde el uso del suelo es agrícola.

En régimen natural la cuenca presenta escurrimiento superficial permanente hasta el mar durante todo el año con un caudal promedio de 1,44 m³/s; el río Lluta ha labrado un valle bastante estrecho y profundo el cual se encuentra limitado por vertientes bastantes abruptas y de gran altura. El impacto que posee el aumento del caudal, no se presenta con homogeneidad en toda la extensión de la cuenca, manifestando notorias diferencias espaciales en cuanto al nivel de peligrosidad que ella origina. Totalmente distinto a lo descrito fue la crecida del año 2001, que se manifestó en la cuenca inferior del Lluta donde la infraestructura vial sufrió grandes daños por efectos de socavación y deslizamientos, derivando esto en la reconstrucción de los puentes viales y de ferrocarriles, implicando, una fuerte inversión en obras de protección fluvial de las riberas aguas arriba de los puentes, es decir, se efectuaron obras de defensas fluviales en zonas específicas.

ANTECEDENTES

El río Lluta tiene una longitud de 147 km, siendo sus principales tributarios el río Azufre y las quebradas de Caracarani, Colpitas y Socoroma. Presenta escurrimiento exorreico permanente y su cuenca se clasifica como preandina.

La cuenca se caracteriza por la escasez de precipitaciones y, por tanto, la totalidad de sus suelos están desprovistos de vegetación a excepción del sector bajo del valle donde el uso del suelo es agrícola.

El clima característico de la cuenca es de tipo desértico con todas sus variantes, es decir, desértico costero, desértico de interior o normal y desértico de altura.

La precipitación media anual en la cuenca, aumenta gradualmente desde 0,4 mm en cuenca inferior, información obtenida en localidad de Poconchile y en la cuenca alta tiene promedio de 237,7 mm, obtenido en registros capturados en la ciudad de Putre.

La temperatura media anual registrada en la cuenca baja, es de 19,1°C y, en la zona altiplánica es de 8,4°C. La variabilidad que presenta la cuenca entre ambos sectores, es de 10,7°C.

La escorrentía superficial media anual registrada en la cuenca, alcanza valores no superiores a 1 mm/año en la zona baja del valle del río Lluta que se extiende desde la desembocadura hasta el sector de la quebrada Socoroma. Desde este último punto, hacia la cabecera de cuenca, los valores de escorrentía aumentan hasta llegar a los 50 mm/año.

Relacionados con la disponibilidad de los recursos hídricos, las pérdidas de agua por evaporación en esta cuenca son altas en comparación a otras. Las pérdidas que se han registrado en la zona baja del valle del río Lluta y, en los humedales del sector alto de la cuenca, cuyos valores promedio de evaporación registrados anualmente alcanzan los 2.1 mm. La hidrogeología en la cuenca se caracteriza por la presencia de formaciones cuaternarias que consisten en los depósitos fluviales que abarcan principalmente los

tramos medios y superiores del valle del sector bajo del Lluta. El espesor total de la formación se estima en 200 m. aproximadamente. Los depósitos se dividen en tres unidades; superior, media e inferior. Las unidades superior e inferior se componen principalmente de capas de grava con diámetros en los fragmentos o clastos de 5 a 30 cm.

La matriz está rellena principalmente con limo y arena muy fina, compuesta por cenizas volcánicas. Esto disminuye la permeabilidad de los depósitos.

Se tiene además la Formación Concordia, depósitos marinos que se distribuye sobre Villa Frontera y las áreas de Concordia en los tramos inferiores del valle del río Lluta. El espesor total de la formación alcanza aproximadamente 200 m. También se divide en tres unidades; superior, media e inferior. Las unidades superior e inferior se componen principalmente de arena no consolidada. La unidad media consiste principalmente de cenizas volcánicas. En el caso de las litofacies, las unidades superior e inferior se consideran permeables, aún cuando la unidad media se estima impermeable.

Los depósitos fluviales recientes, que consisten en arena, grava y limo, se distribuyen a través del cauce del río Lluta. Los depósitos son menos permeables debido a que la matriz está rellena con una gran cantidad de materiales finos. (Dirección General de Aguas, 2004).

Otra característica importante en la hidrogeología, está la presencia de acuíferos ubicados en el valle sector bajo del Lluta y aquellos que se encuentran en el sector alto del río. La información disponible actualmente, se limita a aquellos situados en el valle (Dirección General de Aguas 2004). El segundo es básicamente del tipo confinado siendo en algunos lugares semi - confinado. Está contenido en las unidades inferiores de los depósitos fluviales y la Formación Concordia, extendiéndose sobre todo el Valle del Bajo Lluta entre Rosario y la costa. Tanto el espesor como el ancho del acuífero aumentan gradualmente hacia aguas abajo.

El segmento superior corresponde a un plano inclinado sobre roca fundamental meteorizada. La sección inferior entre los 1.500 y 2.500 m está constituida por una cubierta de arenas gruesas y finas, en tránsito de escurrimiento hacia las pampas. En zonas de pampa entre las cotas de 600 m. y 1.500 m. se genera una meseta basculada de norte a sur, descendiendo desde las proximidades de Arica hacia el sur. (Börgel, 1993).

Hacia la desembocadura existen zonas denominadas llanos de sedimentación continental, correspondientes a un efecto de llanura de acumulación detrítica producida por la coalescencia de materiales continentales con deposiciones marinas. La morfología fluvial de la cuenca del río Lluta se caracteriza por ser preferentemente rectilínea, con excepción de la sección del valle donde es difluente (Cadepe Consultores en Ingeniería 2004).

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Es la presentación de una imagen precisa y exacta de las condiciones ofrecidas al escurrimiento en un espacio determinado. La carta permite, por planimetría, determinar las superficies afectadas por tal o cual combinación de factores que definen un tipo de comportamiento hidrológico. La carta constituye así un instrumento indispensable para la interpretación de las mediciones hidrológicas. (Centro de Geografía Aplicada-Instituto de Geografía- Universidad de Strasbourg, 1964).

A contar de la definición descrita precedentemente para la cuenca hidrográfica superior del Lluta, la cartografía hidrogeomorfológica es un documento con características particulares y se encuadra perfectamente en el estudio de cuencas hidrográficas, contribuyendo a detectar problemas concretos en las mismas como son los flujos detríticos que producen daños y alto riesgo para el caso del Lluta en la cuenca inferior.

Un aspecto y característica que reúne la cartografía es informar sobre los fenómenos geomorfológicos que afectan los diversos cursos de agua, valiéndose además de toda información complementaria obtenida de cartas temáticas o especiales.

El problema de control aluvional consiste esencialmente en controlar grandes cantidades de sedimentos, arrastrados durante crecidas intensas y de corta duración. Lo anterior depende de la morfología del lugar (en particular la pendiente del lecho), de la concentración y características de los sedimentos (distribución granulométrica y composición), de las características de la fuente de sedimentos y la posibilidad de obstrucciones temporales del cauce (Armanini et. al., 1991).

La carta hidrogeomorfológica del río Lluta es el reflejo de un sistema fluvial regido por la gravedad, ya que los movimientos de fluidos son el resultado de la acción de la gravedad, produciendo un movimiento de fluido pendiente abajo.

Además de considerar los diferentes factores que controlan el desarrollo de la morfología fluvial, sobre todo en cuanto al tipo de canal. Según Schumm & Litchy (1965) (en Schumm, 1981):

- Tiempo
- Relieve inicial
- Geología (litología-estructura)
- Clima
- Vegetación (tipo y densidad)
- Relieve o volumen del sistema sobre el nivel de base.
- Hidrología (escorrentía y carga sedimentaria en la parte superior del sistema)
- Red de Drenaje
- Morfología de las pendientes.
- Hidrología (descarga de agua y sedimento hacia las zonas media e inferior del sistema fluvial).

- Morfología del canal y del valle y características del sedimento.
- Morfología del sistema deposicional y características del sedimento

En el tramo alto se activan los procesos de vertiente por haber una pendiente más abrupta, estos procesos son creep, socavación, cárcavas, nichos de deslizamiento y erosión lineal.

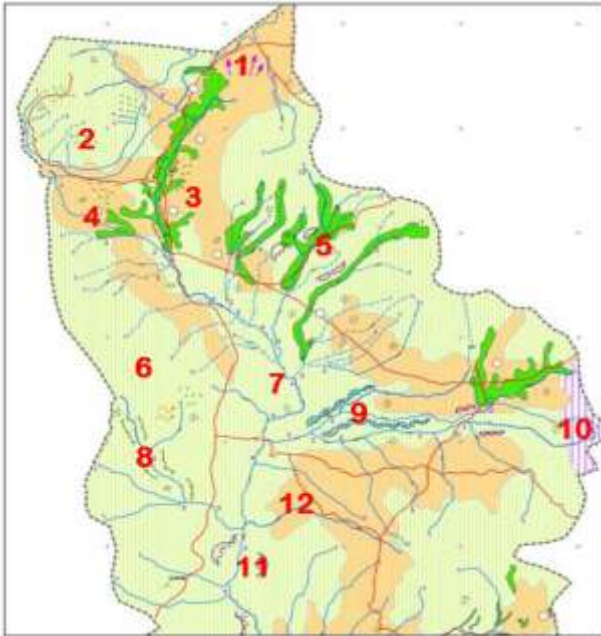


Figura 1: Carta hidrogeomorfológica del Río Lluta (tramo superior). Elaboración propia. Cada número de este tramo descrito en la figura n° 1 corresponde a lo siguiente: (1) Erosión Lineal; (2) Creep; (3) Capacidad de Infiltración medir (roca volcánica fracturada); (4) Curso de Agua permanente; (5) Vegetas y Bofedales; (6) Capacidad de Infiltración alta (depósitos no consolidados-relleno); (7) Orden de Strhaler; (8) Socavación; (9) Cárcavas; (10) Capacidad de Infiltración Muy Baja (Rocas Sedimentarias y Mixtas); (11) Nichos de Deslizamientos; (12) Pendientes

En este tramo se presentan vegetas y bofedales, que de igual forma no son suficiente para que no se activen los procesos de erosión.

El río presenta una capacidad de infiltración alta (depósitos no consolidados – relleno) lejano al lecho de inundación del río. En el flanco derecho del río Lluta en este tramo, se presenta una porción de terreno con capacidad de infiltración muy baja (rocas sedimentarias y mixtas). El río en su tramo más alto presenta en su lecho de inundación una capacidad de infiltración media (roca volcánica fracturada).

En el tramo medio del río Lluta encontramos una capacidad de infiltración muy baja (rocas sedimentarias y mixtas) en el lecho del río como tal. Posterior al lecho del río encontramos capacidad de infiltración media (roca volcánica fracturada) y una capacidad de infiltración alta entre más se aleja del lecho del río.

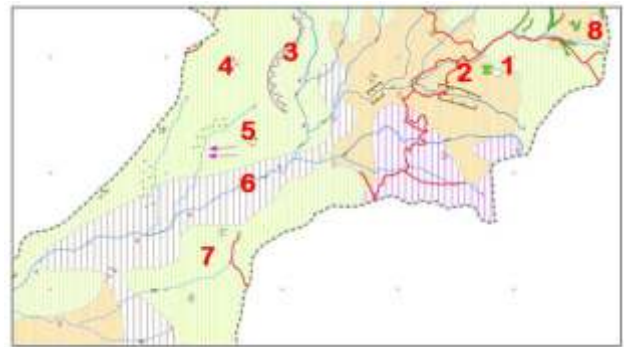


Figura 2: Carta hidrogeomorfológica del río Lluta (tramo medio). Elaboración propia. Cada número de este tramo descrito en la figura 2 corresponde a lo siguiente: (1) Capacidad de Infiltración media (roca volcánica fracturada); (2) Socavación; (3) Nichos de Deslizamiento; (4) Capacidad de Infiltración alta (depósitos no consolidados-relleno); (5) Erosión Lineal; (6) Capacidad de Infiltración Muy Baja (Rocas Sedimentarias y Mixtas); (7) Curso de Agua temporario; (8) Vegetación menos 25%.

Se encontró vegetación menor al 25%, disminuyendo respecto al tramo alto. Al existir menos vegetación en esta zona, provoca que no se pierda el flujo normal de escorrentía superficial, por lo que se desencadenan los procesos normales de vertientes como la erosión lineal, socavación, nichos de deslizamiento. Esto produce arrastre de material hacia el tramo bajo del río.

Debido a la fuerza de socavación y arrastre con la que se origina la escorrentía superficial desde el tramo alto, es que se generan cursos de agua temporarios.

En este tramo bajo del río predomina una capacidad de infiltración alta (depósitos no consolidados relleno), en torno al mismo un curso de agua permanente. Adyacente al lecho del río.

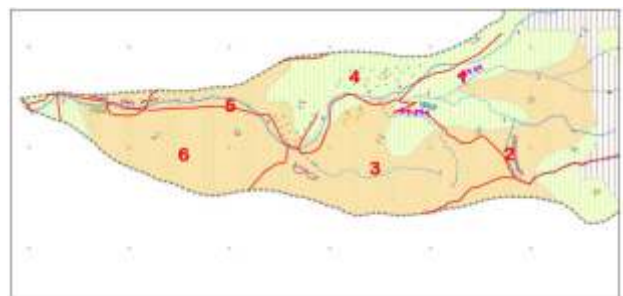


Figura 3: Carta hidrogeomorfológica del Río Lluta (tramo inferior). Elaboración propia. Cada número de este tramo descrito en la figura n° 3 corresponde a lo siguiente: (1) Erosión Lineal; (2) Nichos de Deslizamiento; (3) Curso de Agua Temporario; (4) Creep; (5) Curso de Agua Permanente; (6) Capacidad de Infiltración Alta (Depósitos no Consolidados relleno).

En el tramo más bajo del río y en el lecho como tal se encuentra una capacidad de infiltración media.

Se activan en menor proporción al tramo alto y medio del río, los procesos de vertiente como; erosión lineal, nichos de deslizamiento y creep.

Es predominante un control litológico hacia la ribera derecha del río, donde al mismo tiempo se da un margen deposicional, y donde al mismo tiempo se activa el proceso de vertiente creep, véase figura 4.

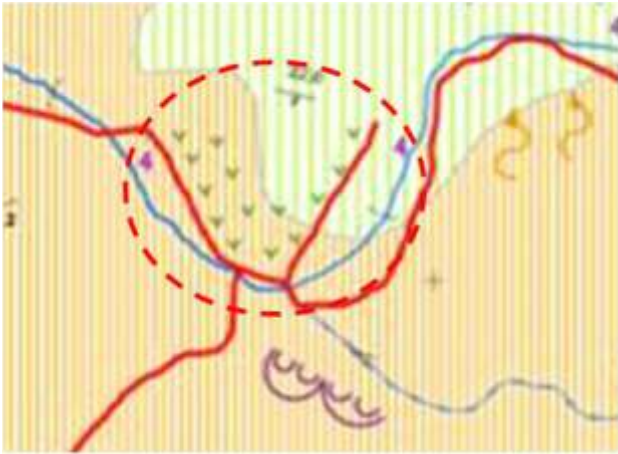


Figura 4: Control litológico hacia la ribera izquierda del río Lluta, el cual muestra que hacia la ribera derecha donde se ha formado una terraza fluvial, existen procesos de creep. Al mismo tiempo en la ribera derecha sobre dicho control se presentan nichos de deslizamientos.

La vegetas y bofedales en el tramo inferior del río son escasos, predomina el depósito de material arrastrado por gravedad desde el tramo superior.

En general, no existe una base científica sólida que respalde el diseño de obras de protección contra aluviones, por lo que frecuentemente éstas han sido diseñadas en base a la experiencia personal.

Sin embargo tales obras se han ido desarrollando y mejorando junto con las distintas técnicas de construcción y conocimiento del fenómeno (Armanini et al., 1991; Armanini, 1997; Fiebigler, 1997).

CONCLUSIONES

La carta hidrogeomorfológica es una herramienta que aplica para desarticular o sectorizar la cuenca y entregar una visión sinóptica integral del río Lluta, respecto a los efectos de las lluvias generadas en períodos estivales. En estos períodos se genera un aporte mayor de escorrentía de superficie que conlleva al arrastre de materiales generando flujos detríticos que producen daños y alto riesgo en la cuenca inferior.

Para el efecto de las barreras en el flujo detrítico, los aportes que se obtienen de la carta hidrogeomorfológica es que se pueden aplicar diferentes estrategias de control aluvional, dependiendo además de las condiciones de flujo y del terreno. Este tipo de obras pueden resultar efectivas para la mitigación del riesgo aluvional. Barreras impermeables pueden actuar como importantes trampas de sedimento en pendientes no muy pronunciadas, mientras que barreras permeables son capaces de retener, temporalmente, considerables volúmenes de sedimento, retardando así el caudal máximo de descarga de sedimentos. El espaciamiento entre barreras constituye un elemento importante en el diseño, ya que en gran medida controla el comportamiento y efectividad de ellas. Nuevos estudios tendrán que definir el espaciamiento óptimo en función de la estrategia de control deseada, como también profundizar en la caracterización mecánica de flujos de agua-sedimentos de granulometrías extendidas.

Referencias:

Anexo E Informe de Hidrogeología 2010. "Caracterización Hidrogeológica inicial del Proyecto Los Pumas - Minera Hemisferio Sur" XV Región de Arica y Parinacota, Chile. Declaración de Impacto Ambiental. Preparado por Aquaconsult para Southern Hemisphere Mining Limited.
 Börgel, R. 1983. Geomorfología de Chile. Instituto Geográfico Militar de Chile. Santiago de Chile. 135 p.
 Consultoría PM-29 - 2003 "Plan Maestro de aguas lluvias de Arica. Manejo de los cauces de los ríos Lluta y San José y sus desembocaduras. Arica, I Región"
 Corporación Nacional Forestal, (CONAF) - Dirección Regional CONAF I Región, (Marzo 2000), Departamento Forestal, Programa de Protección y Forestación de Riberas para la Defensa de los Terrenos Agrícolas en el Valle del Río Lluta, Estudio Morfométrico.
 Dirección General de Aguas Diciembre 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Lluta.
 Dirección General de Aguas - MOP, 1990. "Análisis Estadístico de Caudales

de los Ríos de Chile. Iª región".
 Dirección General de Aguas 2002. "Estudio de la Crecida del Río Lluta en Febrero de 2001". Departamento de Hidrología.
 Dirección de Obras Hidráulicas - MOP 2002. "Estudios básicos de los recursos hídricos valles Lluta, Azapa, Vitor y Camarones". Capítulo 7: Características de los Sedimentos.
 Dirección de Obras Hidráulicas - MOP 2003. Análisis Crítico al Cálculo de la Crecida del Río Lluta en Febrero de 2001.
 Dirección de Obras Hidráulicas 2003. Plan de Manejo del Cauce para la Cuenca del Río Lluta. Tomo III. Volumen II.
 Mikkan R. 2007. Aguas Salvajes. El Problema Aluvional de la Ciudad de Mendoza Universidad Nacional de Cuyo Facultad de Filosofía y Letras.
 Muñoz M. 1997. Estudio Geomorfológico de la Cuenca del río Lluta. LLuta-ET2/INF.
 Ollero A. Ballarín D. y Mora D. 2009. Aplicación del índice hidrogeomorfológico IHG en la cuenca del Ebro. Guía metodológica. Universidad de Zaragoza. Área de Geografía Física.

EVALUACIÓN DEL MODELO ETA/SENAMHI DURANTE EL EVENTO DE LLUVIAS DE ENERO DEL 2010, EN LA CUENCA DEL RÍO VILCANOTA (CUSCO)

Martí Bonshoms (1), Gerardo Jacome (2)

1. DMS, SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología). Jr. Cahuide 785, Lima 11, Perú.

E-mail: mbonshoms@senamhi.gob.pe

2. CPN, SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología), Jr. Cahuide 785, Lima 11, Perú

INTRODUCCIÓN

El objetivo principal del presente trabajo es determinar la efectividad del modelo ETA/SENAMHI (32 km de resolución) en el pronóstico de las precipitaciones ocurridas en la cuenca del río Vilcanota, durante el mes de enero del 2010 y, específicamente, durante el evento de lluvias registrado durante los días 20 al 25 de Enero de dicho año.

La temporada de lluvias del año 2010 en la zona sur andina de Perú fue especialmente fuerte y ocasionó la muerte de por lo menos 20 personas, graves daños en agricultura, infraestructuras y en el sector turístico. Específicamente, en las últimas semanas de Enero de dicho año, las importantes lluvias en el sur, causaron la muerte de 8 personas, pérdidas económicas valoradas en más de 375.000.000 USD (en valor del 2010), 7000 viviendas, 9 puentes colapsados y cerca de 35.000 damnificados (El Comercio 2010). Intensas precipitaciones afectaron algunos sectores de la cuenca del río Vilcanota, provocando una inundación catastrófica en el Valle Sagrado entre los días 23 al 28 de Enero. Estas precipitaciones además, provocaron numerosos huaicos, deslizamientos de tierra y el extraordinario incremento de los caudales de otros ríos de la región Cusco, como el Lucre y el Huatanay.

La región sur andina del Perú, ubicada en latitudes tropicales (12°S a 23°S), presenta una marcada estacionalidad en las precipitaciones ligadas a perturbaciones de la circulación a gran escala y a la fluctuación latitudinal de los flujos zonales en niveles altos. Durante el verano austral, el sistema anticiclónico de niveles altos conocido como Alta de Bolivia, impulsa flujos del este en niveles altos (500-200 hPa) afectando toda la cordillera desde los 20°N a los 21°S mientras que, durante el invierno austral, los vientos del este solo se presentan de los 10°S hacia el norte (Garreud, 2009).

Determinar, la influencia del cambio climático en la génesis y magnitud de este evento es de extrema complejidad. Sin embargo, estudios recientes realizados por el SENAMHI

dentro del proyecto PRAA (Proyecto Regional Andino de Adaptación) concluyen un probable incremento en la intensidad y cantidad de las precipitaciones, en la cuenca del río Urubamba, para un escenario planteado al 2100 (SENAMHI, 2009).

DATOS Y METODOLOGÍA

Observaciones de Superficie

Se han seleccionado 11 estaciones meteorológicas convencionales de la Red Hidrometeorológica Nacional Peruana pertenecientes al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI). De las 11 estaciones, 6 se encuentran dentro de la cuenca del río Vilcanota, y 5 en los alrededores de la cuenca.



Figura 1. Mapa con la ubicación de las estaciones convencionales de SENAMHI, localizadas en la cuenca del río Vilcanota.

Estas estaciones nos permiten analizar la “lluvia real” registrada durante el mes de Enero de 2010. Se usaron únicamente datos de precipitación acumulada diaria (de 12 UTC a 12 UTC del día siguiente) para compararlos con los valores pronosticados por el modelo.

Se ha clasificado las estaciones meteorológicas en función de su altitud, fijando la frontera en la cota 2600 msnm, en

altitudes superiores se les nombrarán Estaciones del Sector Cordillera (ESC); por debajo, Estaciones del Sector Selva (ESS).

12 UTC (07:00 hora local) y las 12 UTC (07:00 hora local) del día siguiente, calculando la suma de la precipitación entre el tiempo t=4 (12 Z) y el tiempo t=7 (12 Z) para el día 1 y así

CLASIFICACIÓN	CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DE LAS ESTACIONES			
	Sector	Estación	Altitud (m.s.n.m)	Latitud
ESC (Estaciones Sector Cordillera)	Colquepata	3729	13° 21' 48" S	71° 40' 24" W
	Catcca	3729	13° 36' 36" S	71° 33' 37" W
	Sicuaní	3574	14° 15' 13" S	71° 14' 14" W
	Pomacanchi	3200	14° 01' 41" S	71° 34' 22" W
	Acomayo	3160	13° 55' 01" S	71° 41' 01" W
	Paruro	3084	13° 46' 03" S	71° 50' 41" W
	Paucartambo	3042	13° 19' 28" S	71° 35' 26" W
	Pisac	2950	13° 24' 58" S	71° 50' 59" W
ESS (Estaciones Sector Selva)	Urubamba	2863	13° 18' 38" S	72° 07' 26" W
	Machu Picchu	2548	13° 09' 59" S	72° 32' 45" W
	Quillabamba	999	12° 51' 22" S	72° 41' 31" W

Tabla 1. Clasificación y características geográficas de las estaciones meteorológicas convencionales.

Datos Modelo Eta/senamhi

El modelo ETA/SENAMHI, es una de las principales herramientas de pronóstico meteorológico utilizadas, a nivel operativo, por la Dirección General de Meteorología (DGM) del SENAMHI, y por ello, es importante conocer cómo fue su acierto durante el mes de enero del 2010 y especialmente durante el evento.

El modelo Eta, es un modelo hidrostático de área limitada, que emplea la coordenada vertical "Eta" (η), una generalización de la coordenada sigma (Mesinger, 1984). El uso de estas coordenadas permiten reducir los errores en los cálculos de la fuerza de gradiente de presión, advección y difusión horizontal sobre topografías irregulares y de gran pendiente como la Cordillera de los Andes (Avalos, 2009).

Resolucion Horizontal	32 KM
Resolucion Vertical	36 NIVELES
Dominio	54°s – 13°N / 116°W 34°W
Centro De Grilla	22.85°S / 74.88°W
Numero De Puntos De Grilla	X=247 y=205
Dt(seg)	90
Plazo De Prevision	120
Tipo De Grilla	Arakawa C.
Coordenada Vertical	Eta
Parametrizacion Conveccion	Kain-Fritsch
Parametrizacion Capa Limite	Mellor-Yamada 2.5
Parametrizacion Radiacion	GFDL
Condiciones Inicio Y Contorno	GFS (Global Forecast System)

Una gran limitación del modelo es su baja resolución (32 km) sumada a la complejidad orográfica de la zona. Sin embargo, estudios previos, demuestran una buena representación de la distribución espacial de la precipitación durante la temporada de lluvias, en sectores de selva y sierra, así como una buena representatividad del ciclo diario de la precipitación (Avalos, 2009).

Se han seleccionado las grillas del modelo en las que se ubica cada estación meteorológica, y se ha extraído el dato de precipitación acumulada diaria pronosticada entre las

sucesivamente para los 4 días de pronóstico. Se han utilizado los acumulados entre 12 Z y 12Z por coincidir exactamente con el período sinóptico de las observaciones.

Para evaluar los pronósticos de precipitación acumulada diaria del modelo ETA/SENAMHI, se realiza la comparación de los datos observados en las estaciones meteorológicas convencionales, con valores de precipitación acumulada diaria pronosticados por el modelo en el punto de grilla correspondiente a la estación. Se realizará una comparación utilizando el Coeficiente de correlación y el BIAS (Wilks, 2011) para diferentes días de pronóstico (24, 48, 72 y 96 horas). Se ha realizado un análisis mensual (Enero, 2010) adaptando la metodología planteada en trabajos a nivel sudamericano (Avalos, 2009; Palmeira et al., 2002).

Coeficiente de correlación de Pearson y BIAS o Sesgo.

$$r = \frac{\sum x_i y_i - n \bar{x} \bar{y}}{n S_x S_y} \quad \text{Bias} = \frac{\sum (y_i - x_i)}{n}$$

Dónde:

x_i : Precipitación observada diaria

y_i : Precipitación pronosticada diaria

\bar{x}, \bar{y} : Media de la precipitación observada y pronosticada

S_x, S_y : Desviación estándar de la precipitación observada y pronosticada

n: Tamaño de la muestra

EVALUACIÓN DEL MODELO ETA/SENAMHI (32 km)

Para la evaluación del modelo, se ha comparado la precipitación pronosticada en el punto del modelo correspondiente a las coordenadas exactas de cada estación meteorológica, respecto a los registros de precipitación acumulada observada, en cada estación.

La aplicación del coeficiente de correlación de Pearson permite determinar el ajuste entre las dos series de datos, para diferentes tiempos de pronóstico.

Mediante el Bias (diferencia entre la precipitación pronosticada y observada) o Sesgo se ha identificado la sobreestimación/subestimación diaria del modelo, respecto a los datos observados. El BIAS sólo se ha aplicado a la precipitación pronosticada a 24 horas porque es la que mejor refleja la precipitación observada. Este proceso de evaluación se realiza para dos períodos, mensual (a) y evento (b).

Evaluación Mensual Del Modelo

Analizando las Estaciones del Sector Cordillera (ESC) en conjunto, se ha obtenido coeficientes de correlación relativamente buenos para precipitación pronosticada a 24 horas respecto al mes de enero del 2010. En promedio, las ESC presentan una correlación de 0.4, mientras que las Estaciones del Sector Selva (ESS) sólo de 0.2. La mayor correlación a 24 h de pronóstico se observa en las estaciones de Colquepata, Catcca y Urubamba (valor de 0.5). La correlación a 24 horas presenta valores muy bajos para las estaciones de Sicuani y Pisac, con valores de 0.16 y 0.15, respectivamente.

Como era de esperar, la correlación disminuye notablemente con la precipitación pronosticada a 48, 72 y 96 horas. La estación de Colquepata es la única que mantiene una buena correlación a 48 horas (0.4).

SECTOR	ESTACION	OBS/24h	OBS/48h	OBS/72h	OBS/96h
ESC	Colquepata	0.48	0.40	-0.09	-0.19
	Ccatcca	0.48	-0.04	-0.30	-0.29
	Sicuani	0.16	-0.13	-0.17	-0.07
	Pomacanchi	0.35	0.04	-0.19	0.10
	Acomayo	0.37	0.07	-0.13	0.06
	Paruro	0.42	-0.23	-0.42	-0.36
	Paucartambo	0.39	-0.02	-0.22	-0.30
	Pisac	0.15	0.33	-0.32	0.17
	Urubamba	0.48	0.22	-0.02	0.33
ESS	Machupicchu	0.16	0.13	-0.12	0.13
	Quillabamba	0.19	0.19	0.05	0.03
MAXIMA	TODAS	0.48	0.40	0.05	0.33
MINIMA	TODAS	0.15	-0.23	-0.42	-0.36
PROMEDIO	ESC	0.36	0.07	-0.21	-0.06
PROMEDIO	ESS	0.18	0.16	-0.03	0.08

Tabla 3. Correlación entre precipitación observada y pronosticada: mensual.

El análisis del BIAS entre la precipitación observada y la precipitación pronosticada mensual, no es un buen indicador del comportamiento del modelo en los pronósticos diarios. El uso de este estadístico en una serie de 31 datos puede generar una distorsión de la distribución espacial de las áreas con sobre (sub) estimación de la precipitación, pero permite ver que no hay un comportamiento muy desigual entre ambas series de datos.

Evaluación Durante el Evento

La correlación entre la precipitación observada durante el evento y la precipitación acumulada diaria pronosticados por el modelo Eta/SENAMHI a 24 horas (Tabla 4), mejora, en promedio, respecto a la correlación mensual. Se han obtenido buenas correlaciones en las ESC, a excepción de Colquepata. El modelo Eta/SENAMHI tuvo una buena representación espacial de la precipitación acumulada diaria y pronosticó adecuadamente la precipitación durante el evento, con una antelación de 24 horas. La correlación a más de 24 horas desciende notablemente en todas las estaciones, con valores que indican el poco acierto en los pronósticos a más de un día. En la estación Pisac se ha obtenido una buena correlación a 24 y 72 horas, pero una correlación muy baja a 48 horas.

La correlación en la estación Urubamba a 24 horas, presenta un valor de 0,7 considerado muy bueno. Como se ha señalado, la grilla de Urubamba es muy adecuada para pronosticar lluvias en el Valle Sagrado. En las ESS, las correlaciones son muy bajas durante el evento, incluso con valores negativos, por lo que se puede afirmar que el modelo Eta/SENAMHI no se adecuó bien al pronóstico de la precipitación en este sector de ceja de selva o selva alta.

SECTOR	ESTACION	OBS/24h	OBS/48h	OBS/72h	OBS/96h
ESC	Colquepata	-0.35	0.56	0.62	0.14
	Ccatcca	0.68	-0.66	-0.20	-0.17
	Sicuani	0.49	-0.47	-0.57	-0.27
	Pomacanchi	0.59	0.13	0.29	0.16
	Acomayo	0.76	0.21	-0.08	0.31
	Paruro	0.81	-0.78	-0.49	-0.50
	Paucartambo	0.31	-0.56	0.01	-0.77
	Pisac	0.37	-0.41	0.38	-0.08
	Urubamba	0.68	-0.14	-0.23	0.34
ESS	Machupicchu	0.26	-0.81	-0.59	-0.65
	Quillabamba	-0.32	0.08	0.38	-0.19
MAXIMA	TODAS	0.81	0.21	-0.38	0.34
MINIMA	TODAS	-0.32	-0.81	-0.59	-0.77
PROMEDIO	ESC	0.48	-0.24	-0.03	-0.09
PROMEDIO	ESS	-0.03	-0.36	-0.10	-0.42

Tabla 3. Correlación entre precipitación observada y pronosticada: mensual.

El BIAS durante el evento (Tabla 4), entre la precipitación observada y la precipitación pronosticada a 24 horas, muestra una subestimación apreciable de la precipitación pronosticada por el modelo Eta/SENAMHI respecto a la real, especialmente en las áreas de máxima precipitación. Los valores del BIAS en la cuenca del Vilcanota están entre -10 y -15 mm con una subestimación máxima al sur de la cuenca de 15-20 mm, lo que corresponde a un porcentaje entre el 12.3% y el 16.4% de la precipitación total durante el evento.

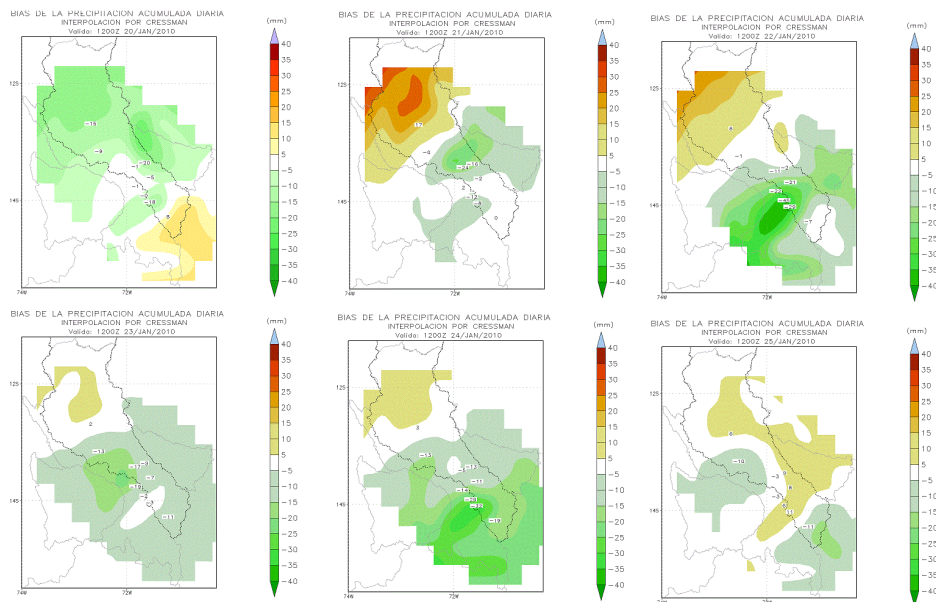


Fig 2. Mapas de Sesgo diario de la precipitación durante el evento (20-25 de enero).

CONCLUSIONES

En el mes de Enero de 2010 ocurrieron lluvias extraordinarias en la sierra sur del Perú, ocasionando la pérdida de vidas humanas y cuantiosos daños materiales. El análisis pluviométrico de estaciones meteorológicas convencionales ubicadas en el Valle Sagrado y su entorno, ha mostrado la excepcionalidad de los registros.

En las Estaciones del Sector Cordillera (ESC), se han detectado valores superiores a los 200 mm mes⁻¹ y un máximo de 339,5 mm mes⁻¹ en la estación Paruro. En Pisac, se registró la mayor precipitación mensual en un mes de enero, no ocurrido desde el año 1987 (23 años).

Durante el evento (días 20 a 25 de enero), las precipitaciones en las ESC supusieron aproximadamente del 35 al 50% de la precipitación mensual, con máximos diarios de hasta 52,2 mm en la estación Acomayo el día 22.

La máxima precipitación durante el evento se localizó al sur de la cuenca del Vilcanota

La habilidad del modelo Eta/SENAMHI en el pronóstico de la precipitación durante el mes de enero del 2010 (estación

lluviosa) ha mostrado resultados dispares. Para la precipitación mensual en las ESC, el modelo representa aproximadamente la distribución espacial así como la cantidad acumulada, en los pronósticos a 24 horas (correlación mensual máxima de 0.5 en Urubamba). La correlación mensual disminuye notablemente en pronósticos a más de 24 horas.

La habilidad del modelo durante el evento presentó mejores correlaciones entre la precipitación observada y la pronosticada a 24 horas (máximo de 0,7 en Urubamba). La correlación a 48, 72 y 96 horas también decrece notablemente.

Durante el evento el modelo no pronosticó adecuadamente la precipitación en el sector sur de la cuenca, con una subestimación promedio durante el evento de 10 a 20 mm.

Analizando los valores en forma diaria se observó una importante subestimación (45 mm día⁻¹) en Acomayo el día 22, por lo que el modelo no logró capturar algunos elementos mesoescalares implicados en la generación de esta lluvia intensa.

Referencias:

Avalos, R. G. (2009). Evaluación del modelo Eta/SENAMHI en la previsión de la precipitación durante los periodos lluviosos 2002 y 2003. Revista peruana Geo-Atmosférica RPGA (1): pp.108-124.
 Cressman, G. P. (1959). An operational objective analysis system. Monthly Weather Review, 87, pp. 367-374.
 George J. Huffman, David T. Bolvin (2009). TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation. Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center and Science Systems and Applications, Inc.
 Lavado W.S. et al. (2009). Validation of rainfall using the TRMM for two Peruvian Amazon basins and its inclusion in monthly water balance models. Revista peruana Geo-Atmosférica RPGA (1): pp.11-19.
 Palmeira, R. M. J., Tanajura, C. A. S., Cárdenas, J. W. (2002). Validação do

modelo Eta na previsão de tempo sobre o Sudeste durante o verão de 2001/2002. Laboratório Nacional de Computação Científica – Centro de Modelagem do Sistema Atmosfera - Terra - Oceano.
 Román, C.E., Dalence Stephan, Ontiveros, M. (2008). Regionalización de variables meteorológicas y evaluación del sensor TRMM para la precipitación mensual en el departamento de Oruro, Bolivia. pp 31.
 Sorooshian, S., Hsu, K. L., Gao, X., Gupta, H. V., Imam, B. & Braithwaite, D. (2000). Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical lluvia. Bull. Am. Met. Soc. 81(9), 2035–2046.
 Wilks, D. S., (2011). "Statistical Methods in the Atmospheric Sciences", Academic Press, San Diego, CA, third Edition, 669 pp.

ALUVIÓN DEL 8 DE FEBRERO DEL 2013 EN LA CIUDAD DE AREQUIPA

Lourdes Cacya (1,2), Pablo Meza (3), Víctor Carlotto (1) y Luis Mamani (1)

1. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

2. Universidad Nacional de San Agustín- Unidad de Posgrado,

3. Universidad Nacional de San Agustín – Facultad de Geología Geofísica y Minas

E-mail: lcacya@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

La ciudad de Arequipa está situada sobre una llanura aluvial de suave pendiente, donde son recurrentes las avenidas e inundaciones. En los últimos 554 años, estos se han producido principalmente en los meses de febrero y marzo, y han dejado pérdidas de vida y pérdidas económicas. El 8 de febrero de 2013, entre las 14:00 y 20:00 hrs, la ciudad de Arequipa fue escenario de una intensa lluvia, la que se tornó más severa entre las 16:00 y 18:00 hrs. Como consecuencia de este fenómeno se reportaron inundaciones en la parte este del centro de la ciudad, así como avenidas de agua que se desbordaron a lo largo de los principales cauces o torrenteras que atraviesan la ciudad de noreste a suroeste, los mismos que presentan reducción en su sección desde 12 m en la parte proximal hasta 3 m en la parte distal. En la zona afectada (a ambos márgenes de la torrentera Venezuela) se encuentran edificaciones de regular a gran envergadura, sistemas de servicios básicos, centros comerciales y financieros, centros educativos, la Universidad Nacional de San Agustín, el estadio monumental y viviendas. El resultado de esta ocurrencia dejó pérdidas humanas, materiales y económicas así como la paralización de la ciudad. Este trabajo se ha desarrollado dentro del programa de postgrado de la UNSA, con la colaboración del INGEMMET.

DATOS

El trabajo de campo se ha desarrollado en base al registro de las evidencias durante los tres días posteriores a la ocurrencia del aluvión, desde las nacientes de los cauces de las quebradas hasta su desembocadura en el río Chili. Los datos que se tomaron son la altura del nivel del agua según las marcas dejadas por el flujo, cantidad de sedimentos depositados, nivel de socavamiento, tamaño de los elementos arrasados como arbustos, vehículos, etc. así como la contribución de las manifestaciones de los habitantes de la zona afectada. Durante el trabajo de gabinete se ha recopilado información referente a las inundaciones registradas después de la fundación de Arequipa, la mayor cantidad de datos de precipitación posible, todos los reportes de emergencia de los distritos

ante INDECI y el informe de emergencia de INDECI (Tablas 1, 2 y 3; figura 2).

EVENTOS HISTÓRICOS

En 1549, fue destruido el puente colgante que unía ambos márgenes del río Chili y facilitaba su integración política y administrativa (Cruz, 2007).

Entre 1779 y 1780, también se han registrado inundaciones en la ciudad de Arequipa (Cruz, 2007).

Entre enero y febrero de 1961 se registraron desastres por lluvias, con la pérdida de dos vidas humanas, donde el río Chili alcanzó un caudal de 27.38 l/s (Fernandez, 2001).

El 2 de febrero de 1967 ingresaron las torrenteras inundando la parte baja de la ciudad con un metro de altura de agua, afectando la central hidroeléctrica y grandes áreas de cosecha (Fernandez, 2001).

En 1972, se desbordaron las torrenteras que atraviesan la ciudad, entre ellas San Lázaro, con 8 m de altura de nivel de agua (Fernandez, 2001).

El 8 de febrero de 1989, aproximadamente a las 17:20 hrs se desata una tormenta que en pocos minutos inunda áreas urbanas de la ciudad de Arequipa. En aquella oportunidad, el río Chili se desborda e inunda la Avenida La Marina; otras zonas afectadas fueron Alto Selva Alegre y Miraflores, puente de la Amistad, Urbanizaciones María Isabel, Parque Industrial, Miraflores, Avenidas Mariscal Castilla, Goyeneche, Independencia, Venezuela, Lambramani, Dolores, etc. Según el Diario el Pueblo, causó grandes pérdidas y paralizó el tránsito, comercio y varias actividades (Cruz, 2007 y Fernández, 2001).

El 25 de febrero de 1997, las fuertes precipitaciones producen inundaciones en diferentes áreas de la ciudad que causaron pérdidas humanas y daños en el patrimonio público y privado. Siendo afectadas ambos márgenes de la torrentera Huarangal, la urbanización las Américas, el tramo La Pampilla – terminal terrestre, la 2° torrentera de Mariano Melgar, la 3° torrentera de Paucarpata, Pampas de Polanco, Cercado de Arequipa, Torrentera San Lázaro,

Parque Industrial y Torrentera Quoscollo (Cruz, 2007).

El 14 de Marzo de 1999 se registraron pérdidas de vidas humanas y económicas. En esta oportunidad fueron afectadas los sectores localizados a ambas márgenes de la Quebrada Huarangal, el puente Jorge Chavez, la 3° torrentera de Paucarpata, la 2° torrentera de Mariano Melgar, Pampas de Polanco y 1° torrentera de Miraflores, parque Industrial y Cercado de Arequipa (Cruz, 2007).

El 19 de Marzo de 2001 se desencadenaron intensas lluvias que costó la vida de dos personas y pérdidas económicas. Fueron afectados las riberas de toda la quebrada Huarangal, el puente Jorge Chavez, la 2° torrentera de Mariano Melgar, la 1° torrentera de Miraflores, la 3° torrentera de Paucarpata, las zonas de Pampas de Polanco, Parque Industrial, Cercado de Arequipa, Torrentera Quoscollo y la torrentera San Lázaro (Cruz, 2007).

El 11 de Marzo de 2012, desde las 15:00 hrs se produjo una fuerte lluvia acompañada con granizo que cayó sobre los distritos de Paucarpata, Mariano Melgar, Selva Alegre, Tiabaya, Socabaya, Hunter, Characato y Cerro Colorado. Este fenómeno duró hasta las 17:30 hrs aproximadamente. En esta oportunidad, se produjo el desborde de la 3° torrentera por la avenida los Incas con un caudal de 30 m³/s, y en Pablo VI. Los efectos fueron la devastación de terrenos de cultivo, inundación de viviendas. Además se registraron vehículos varados en la panamericana Sur, y desbordes aguas abajo del río Chili (Diario la República).

REPORTES DE INUNDACIÓN Y PÉRDIDAS

Los comités de defensa Civil de todos los distritos de la ciudad han reportado inundación (Tabla 1)

DISTRITO	BARRIOS
Cayma	Villa Continental y Ramiro Priale, Carmen Alto, Sol de Oro, General Varela, Francisco Bolognesi, Malvinas.
Cerro Colorado	Villa Cerrillos, Guillermo Mercado, Hernan Bedoya, villa Canteras, Nazareno, Puente Santa Rosa.
Characato	Río Canchismayo
Chiguata	3 de mayo, Las flores, Coyamarca, Caricari, Miraflores, Cacayaco, Quiyocona, Espiritu Santo y La Rinconada.
JLBR	Cooperativa 58, Santa Maria, La Melgariana, Juan Pablo VG, Ferroviarios, 3 de Octubre, Agricultura, Fecia, Quillari, Villa, 13 de enero, Adepa, Dolores, Lambramani, Av. Porongoche, Cerro Juli, Av. Estados Unidos, Av. Caracas, Aldeas Infantiles de Sor Ana de los Angeles.
Miraflores	Todo el distrito
Mollebaya	Pueblo tradicional, el Tejar y Machahuaya.
Paucarpata	Guardia civil, Manuel Prado, Jesús Maria, 15 de agosto, Ciudad Blanca, Miguel Grau, Campo de Marte.
Alto Selva Alegre	3 balcones, Bella esperanza, Mirador.

Tabla 1. Compilación de los reportes de emergencia del INDECI, 2013.

DISTRITO	PERSONAS			LOCALES				TRANSPORTES			SERVICIOS BÁSICOS (%)				
	damn	afectados	fallecido	viv. colap	viv. afect	est. salud afect.	ofic. publ. afect.	carret destr. km.	carret afect. Km.	Puent. afect.	serv. agua afect.	serv. desag. afect.	serv. electr. afect.	agua destr.	desag. Destr.
Arequipa	75	48000	5	15	4000	5		5.5	2.5	1	20			30	
Alto Selva A.	176	5000		44	1000				13	2					
Mariano M.		1920			480		1		12.75						2
Cerro C.	32	1010		6	270										
Miraflores	125	400		25	80				3			50	90		
JLBR		260			52				0.4		80				20
Paucarpata		100			20							3			
Yanahuara		280			56										
Cayma		20			5				0.1						
TOTAL	408	56990	5	90	5963	5	1	5.5	31.75	3	100	53	90	30	22

Tabla 2. Estimación de pérdidas. Fuente: Informe de Emergencia N° 107- 22/02/2013/COEN-INDECI

N°	UTM WGS84		OBSERVACIONES
	ESTE	NORTE	
1	231693	8185200	Torrentera Sepulveda con 5 m de ancho. Se registra desborde del agua con residuos (basura).
2	231675	8185192	Torrentera se junta con la Urb. Santa Rita de Casia. Se observa evidencias de paso de agua sin desborde.
3	232604	8185184	Torrentera subterránea con 4 m de ancho. Pero el agua supero el nivel de la torrentera discurriendo por las calles.
4	232902	8185144	Torrentera con 3 m de ancho y 0.5 m de alto.
5	233205	8185325	Torrentera con 4 m de ancho y 2 m de alto.
6	233426	8185141	Torrentera con 4 m de ancho y 2.5 m de alto.
7	233740	8185451	Inicio de torrentera.
8	235781	8184143	Torrentera del distrito de Paucarpata, sin mayor impacto.
9	235787	8184786	Empieza la torrentera de Lambramani.
10	234671	8184702	Basurales y escombros a ambos lados de la torrentera, con un fondo de 8 m de ancho.
11	233250	8184436	Cruce de la torrentera con el puente de la Av. Jorge Chávez.
12	232497	8184061	Cruce de torrentera y la Av. Jesús.
13	231425	8183975	Torrentera, cruce de la Av. Los Incas con la calle Internacional.
14	230006	8183512	Cruce de torrentera y la Av. Dolores. Se observa erosión en el suelo.
15	228177	8183691	Cruce de las vías del tren con el pasaje Martinefi, el agua alcanzó los 0.50 m.
16	227526	8182987	Av. Alfonso Ugarte, el agua alcanzó una altura de 20-30 cm.
17	226562	8181779	Av. Parra (Cuartel), el agua alcanzó un nivel de 50 cm.
18	226657	8181920	En Tingo, por la vivienda de la Sra. Barnos no se hubo lluvia, pero si paso el aluvión en un nivel de 50 cm, quedando posteriormente 20 cm de sedimentos y residuos (basura).
19	226598	8181823	Torrentera antes de Tingo frente al cuartel, con 8 metros de ancho y 3 m de profundidad. Se evidencia erosión por el paso del aluvión.
20	226296	8181437	Sepulveda 204 frente a la piscina de Tingo, 150 cm de altura de agua y lodo.
21	226155	8181501	Sepulveda 208 en la casa del Sr. Cornejo el aluvión arrasó con las piezas de su tractor en proceso de reparación y derribó un muro de la parte posterior de su casa.
22	226060	8181629	Casa frente al grifo, presenta marcas del nivel de agua a 50 cm del suelo.
23	230891	8184196	Calle Aurora tras el estadio de la UNSA, el nivel de agua alcanzado es de 50 cm. Se evidencia socavamiento de la autopista.
24	231089	8184248	En la iglesia ubicada al final de la calle Montreal, el agua alcanzó una altura de 80 cm.
25	231281	8184255	Puesto de queso helado "Charito" en la calle Montreal 110, testimonio de la Srta. Areli Pilco, el nivel de agua fue de 60 a 70 cm, con socavamiento de la autopista, un auto arrasado y postes socabados.
26	231911	8185957	Villa del Ejército 2do puente, el agua y lodo alcanzó una altura de 150 cm.
27	232124	8187208	Torrentera en Miraflores, flujo moderado de agua y lodo con socavamiento al borde de la pista de 30 cm, llovió desde las 4 pm hasta las 9:30 pm. Discurso de agua a 10 cm sobre el suelo (Prolongación Av. Goyeneche).
28	231221	8186875	Leoncio Prado-Miraflores, llovió de 4 a 8 pm.
29	230727	8187388	Municipalidad de Alto Selva Alegre llovió desde las 2pm a 8pm el agua discurría a 30 cm por el suelo.
30	229971	8187667	Av. Juan Velazco Alvarado en el distrito de Alto Selva Alegre.
31	229624	8187851	Chilina, se nota erosión en el suelo.
32	229537	8187120	Transcurso de agua por la Av. Chilina, con rotura de pista.
33	229214	8182474	Mercado del Avelino, nivel de discurso de agua a 25 cm del suelo.

Tabla 3. Ubicación de los datos registrados en campo en coordenadas UTM, sistema WGS 84.



Av. Mariscal Castilla. Fuente: Pública @kalejandroc.



Calle Montreal, cerca a la Av. Mariscal Castilla. 9 de febrero. Foto Carlos Canales.



Av. Venezuela, frente a la UNSA. Fuente: <http://universidad21.blogspot.com/2013/02/lluvia-torrencial-en-arequipa-fotos-08.html>



Calle posterior del Mercado el Palomar. Fuente. Youtube por Luis Riveros



Gran Caudal de agua en la torrentera Venezuela, altura del mercado Palomar. Fuente. HBA Noticias

Figura 2. Imágenes del paso del aluvión por las torrenteras y calles de la ciudad de Arequipa.

PRECIPITACIONES

En la ciudad de Arequipa vienen funcionando cuatro estaciones meteorológicas de SENAMHI: La Pampilla, Characato, Chiguata y Aeropuerto; las que cuentan con registros de un rango mayor a 40 años (Figura 3); que demuestran un incremento de precipitación de oeste a este.

El 8 de febrero la zona de mayor precipitación se produce en el entorno de la estación La Pampilla, donde el promedio normal de precipitación para el mes de febrero es de 29.3 mm; sin embargo el 8 de febrero del 2013 registró 123 mm de precipitación acumulada en tres horas (desde las 16:10 hrs hasta las 19:00 hrs), valor que representa el mayor dato de todos los años registrados en La Pampilla. Otro evento excepcional fue registrado en febrero de 1970 con 50.2 mm, y el 8 de febrero de 1989 fue de 52.0 mm (SENAMHI, 2013).

RESULTADOS

A raíz de la lluvia intensa ocurrida el 8 de febrero del año 2013, la mayor parte de la ciudad ha sido inundada de manera leve, pero en los distritos Mariano Melgar, Selva Alegre, Miraflores, Paucarpata, Jose Luis Bustamante y Rivero, Cercado y Chiguata han sido afectados moderadamente con volúmenes de agua entre 10 y 20 cm de altura. El mayor efecto se ha producido en el entorno de las tres principales torrenteras que atraviesan la Ciudad, como son Venezuela, Los Incas y San Lázaro, donde el gran volumen de flujo de agua se mezcló con sedimentos, escombros, basura, artículos domésticos, entre otros. El agua discurrió a gran velocidad ocupando áreas fuera de los muros que limitan las torrenteras, invadiendo vías e infraestructura.

Los mayores eventos lluviosos que afectaron la vida y la economía en la ciudad de Arequipa según los datos registrados se han dado entre el 2 de Agosto y el 25 de Marzo en los últimos 554 años.

Según SENAMHI, entre los años 1971 y 2000, el promedio de precipitación en el mes de febrero para la ciudad de Arequipa fue entre 40 y 50 mm. Esto también es corroborado según los registros de 1950 a 1991 del IGP. De las tres estaciones que existen en el entorno de la ciudad de Arequipa, el 8 de febrero del 2013 la estación La Pampilla registra el mayor valor de precipitación acumulada en tres horas con 123 mm; el mismo que representa el mayor dato de todos los años de existencia de esta estación.

En base a los datos campo, reportes de emergencia, informes de INDECI y fotografías recopiladas se del evento del 8 de febrero del 2013 se observan áreas de baja, mediana y alto grado de inundación (Figura 3).

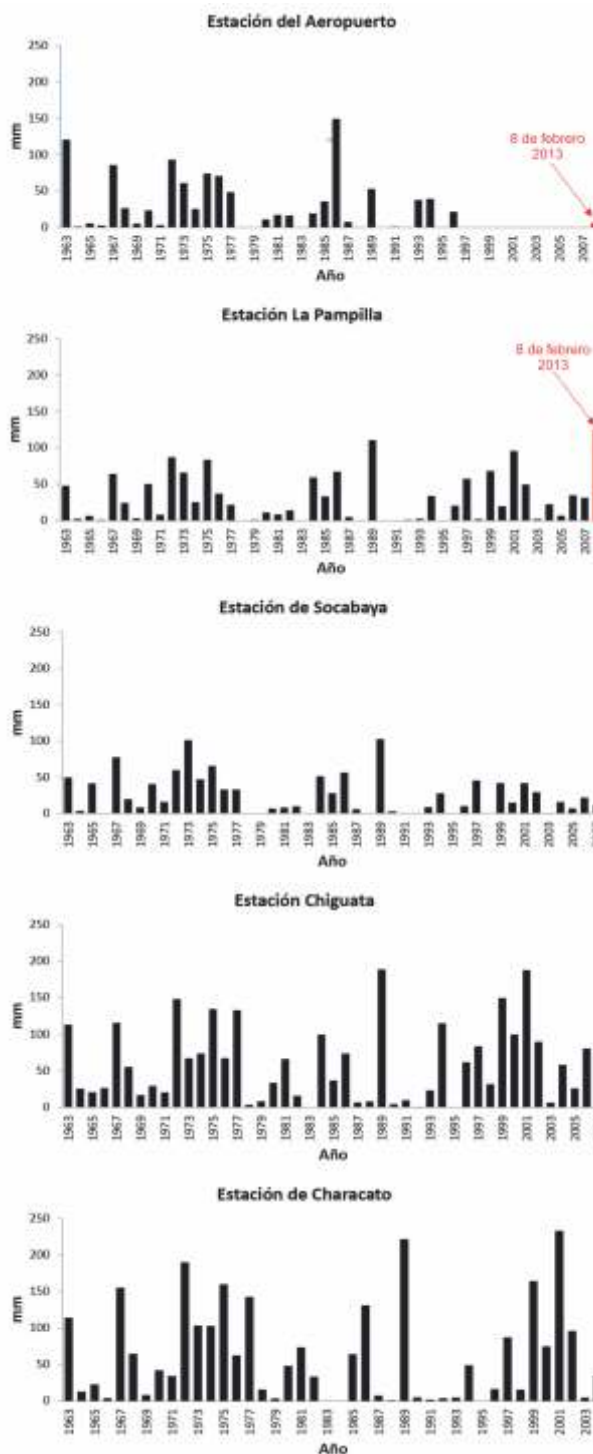


Figura 3. Valores de precipitación acumulada del mes de febrero desde 1963 en las estaciones Aeropuerto, La Pampilla, Zocabaya. (Fuente SENAMHI y Sociedad Minera Cerro Verde publicado por Knight Piésold Consultores S.A, 2011).

CONCLUSIONES

La zona de mayor precipitación se dió en torno a la estación La Pampilla, con 123 mm acumulado en tres horas; donde el promedio de registro para el mes febrero es de 29.3 mm. Este evento viene a ser el segundo registro más grande en esta estación luego del ocurrido en 1970.

Las zonas más afectadas fueron el entorno de las torrenteras de la Av. Venezuela y Los Incas, donde se produce la pérdida de 5 vidas humanas, el arrasamiento de vehículos, productos comerciales y artículos domésticos de las viviendas. Asimismo las zonas de mediano impacto como el Mail, la parte baja de los distritos de Mariano Melgar, Miraflores, Paucarpata, todo Jose Luis Bustamante y Rivero, el parque Industrial, la Avenida Parra, el terminal terrestre y el centro de la ciudad. Esto hizo que la ciudad se paralice, ya por ellas representan importantes vías de

transporte, servicios básicos, en donde funcionan importantes centros comerciales, financieros, educativos, etc.

Dentro de las causas condicionantes para que el efecto desencadenante (precipitación) sea dañino, se tiene: la falta de limpieza de los cursos naturales (quebradas /torrenteras), falta de mantenimiento de los sistemas de drenaje y alcantarillado, y ocupación urbana de los espacios naturales.

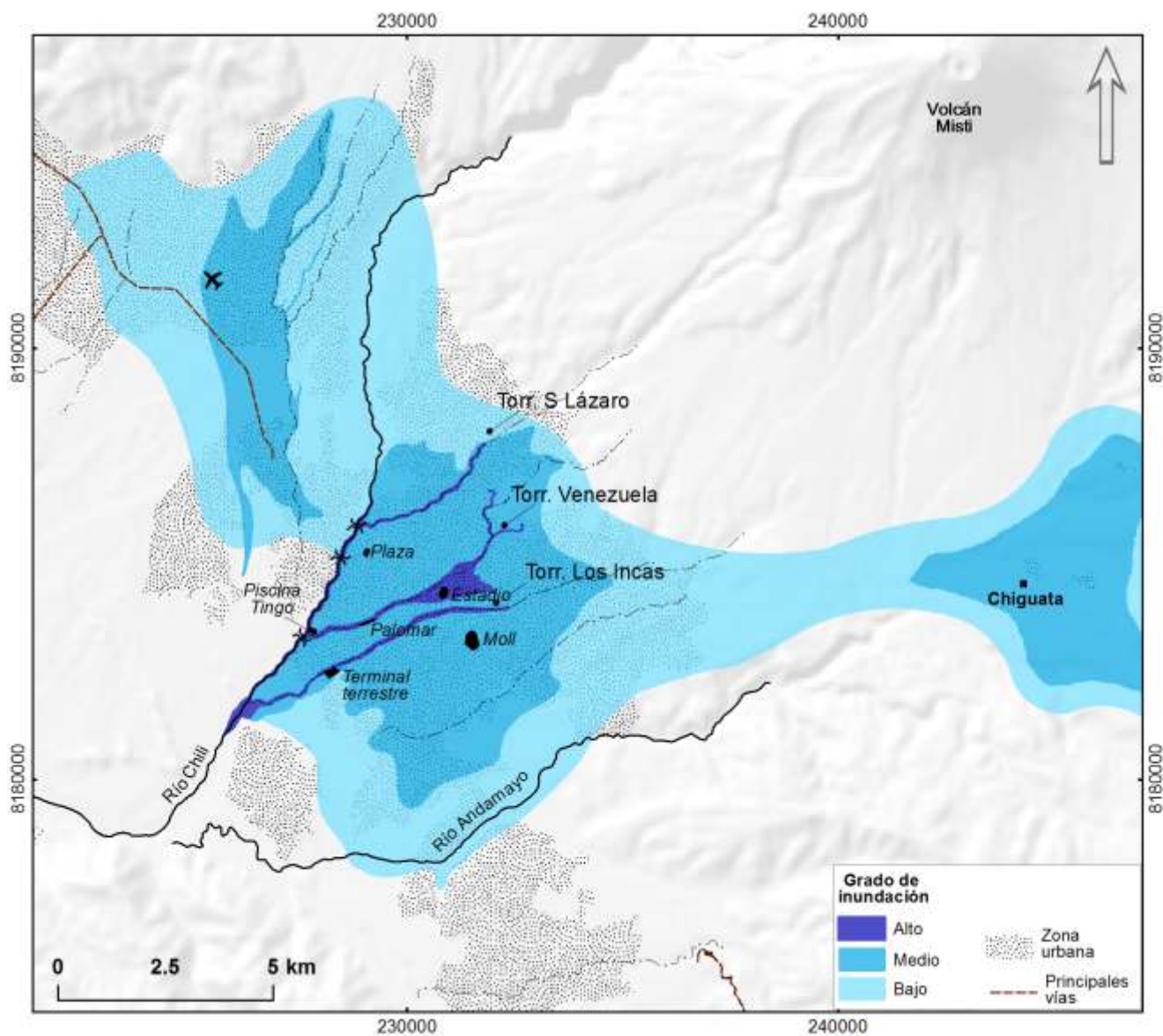


Figura 3. Mapa de inundación por lluvias del 8 de Febrero del 2013.

Referencias:

Cruz, R. (2007): *Gestión de riesgo por inundación en asentamientos populares, Distrito Mariano Melgar, Arequipa. Tesis maestría. Universidad Nacional de San Agustín.*
 Fernandez, J., Benites, A. (2001). *Estudio: Inundaciones en la localidad de Arequipa ocasionadas por el ingreso de las torrenteras. INDECI. 53 p.*
 Knight Piésold Consultores S.A (2011). *Estudio de Impacto Ambiental y Social de la Expansión de la Unidad de Producción Cerro Verde. MINEM.*

La República (2012). *Torrential lluvia soportó la ciudad de Arequipa por segundo día consecutivo. Diario La República. 11 de Marzo del 2012.* (<http://www.larepublica.pe/11-03-2012/torrential-lluvia-soporto-arequipa-por-segundo-dia-consecutivo>).
 SENAMHI (2013): *Meteorología Sinóptica.* (<http://www.indeci.gob.pe/sectores/reuniones/2013/14%20feb/senamhi.pdf>)
<http://www.igp.gob.pe/>

GEOLOGÍA Y GEODINÁMICA EN LA QUEBRADA QENQO: ALUVIONES QUE AFECTARON ZURITE-CUSCO (2010)

Cárdenas, J. (1); Concha, R. (1, 2); García, B. (1, 2); Astete, I. (1, 2); Santos, B. (1); Ccallo, G. (1); Araujo, G. (1); Carlotto, V. (1, 2) & Flores, T.

1. UNSAAC, Av. de la Cultura s/n, Cusco. cardenasroque@gmail.com

2. INGEMMET, Av. Canadá, 1470 San Borja Lima. bgarcia@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

En la quebrada Qenqo del distrito de Zurite, provincia de Anta, departamento del Cusco; el día 28 de enero del 2010 ocurrió un fenómeno geodinámico de movimientos en masa. En efecto, en la parte alta del cerro Llamacancha la reactivación de un deslizamiento de tipo rotacional, originó una serie de flujos de detritos que descendieron por la quebrada Qenqo, los cuales continuaron los días 6 y 13 de febrero, pero cada uno de los cuales tuvo distintas intensidades. Estos fenómenos produjeron múltiples daños y afectó a gran parte de la población de Zurite, ya que destruyó viviendas, terrenos de cultivo e infraestructura urbana, tales como puentes, vías asfaltadas, postes, canales, etc.

El día 8 de marzo un equipo de geólogos del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - INGEMMET y de la Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco - UNSAAC realizaron el diagnóstico y evaluación de este fenómeno, logrando identificar las causas que lo originaron y a partir del cual proponen algunas recomendaciones.



Fig. 1 y 2. La figura del lado izquierdo muestra la ubicación de la quebrada Qenqo al norte del poblado de Zurite; y la figura de la derecha es el mapa mostrando el deslizamiento en el cerro Llamacancha y en rojo el flujo aluviónico ocurrido el 6 de febrero de 2010.

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA

La zona de Zurite está caracterizada por presentar afloramientos de rocas sedimentarias y en menor proporción rocas intrusivas (Carlotto et al., 1996; Carlotto et al., 1992). La edad de estas rocas varía desde el Cretácico hasta el Cuaternario (Fig. 3). La geomorfología local está caracterizada por presentar montañas, cuyas altitudes alcanzan los 4800 msnm, así como también laderas, conos aluviales y un relieve llano, conocido localmente como la pampa de Anta (Fig. 4).



Fig. 3 y 4. Mapa geológico y Mapa geomorfológico local de la zona de estudio.

Fig. 3Y 4. Mapa geológico y Mapa geomorfológico local de la zona de estudio

GEODINÁMICA EXTERNA

Los estudios realizados comprenden el cartografiado geológico y la descripción de los fenómenos. Se ha realizado una evaluación geodinámica de la parte alta (zona de arranque – tramo I), media (zona de transporte – tramo II) y baja (zona de acumulación – tramo III) de la quebrada Qenqo (Fig. 5), para determinar el grado de peligrosidad a nuevos aluviones. Todos estos datos nos llevan a interpretar sobre las causas de los fenómenos, y por lo tanto, sirven para plantear las recomendaciones necesarias.



Fig. 5. Reconstrucción del deslizamiento y flujo dividido en 3 tramos

Tramo 1

Este tramo comprende desde el pie del deslizamiento (Foto 1) hasta donde termina la ladera (Fig. 5). Se caracteriza por tener una pendiente promedio de 15° en el cauce del río. En este tramo se observan evidencias de rebases y desbordes, principalmente a la margen izquierda (Foto 2); esto debido a la dirección del esfuerzo producido por la masa en el momento del deslizamiento y por el cambio de dirección de la quebrada que no pudo conducir todo el flujo. En la parte baja del tramo 1 se observan albardones en la margen izquierda y un intenso socavamiento lateral en ambas márgenes.



Fotos 1 y 2. Foto de izquierda, escarpe principal del deslizamiento; y foto derecha, desbordes originados en la margen izquierda de la quebrada Qenqo.

Tramo 2

Este tramo corresponde al sector donde termina la Ladera y se encuentra en la parte del cono aluvial antiguo de Zurite, donde el terreno es más plano y tiene una pendiente menor de 13° . En esta planicie se aprecia gran cantidad de material aluviónico en forma de terrazas y albardones, las que se encuentran fuera del cauce principal (Fotos 3 y 4).



Fotos 3 y 4. La foto de la izquierda muestra el recorrido del aluvión del 28 de enero en la parte media de la quebrada Qenqo. La foto de la izquierda muestra el área cubierta por el aluvión del 6 de febrero.

Tramo 3: Zurite

Este tramo corresponde netamente al poblado de Zurite y alrededores, la pendiente del terreno es menor y va de 8° a 6° . Los flujos o aluviones ocurridos el 28 de enero y 6 de febrero, descendieron por la quebrada Qenqo y luego se canalizaron por la calle Kennedy, que es una prolongación de la quebrada que pasa por la ciudad. El aluvión del 28 de enero, tuvo un comportamiento de flujo de lodo y detritos, es decir que fue fluida, sin embargo el flujo de detritos y bloques ocurrido el del 6 de febrero tuvo poco contenido de agua. Estos flujos y particularmente del 6 de febrero, colmataron el canal existentes de la calle Kennedy, en las zonas donde este no se encontraba cubierto. En las zonas de la calle Kennedy donde la canalización estuvo cubierta con losas de concreto los desbordes del flujo se vieron incrementados, inundando o destruyendo otras calles inclusive parte de la Plaza de Armas, donde afectó seriamente al local del Municipio y las viviendas aledañas a la Plaza de Armas (Fotos 5 y 6).



Fotos 5 y 6. Plaza de Armas de Zurite afectada por el aluvión del 28 de enero (foto de izquierda) y el aluvión del 06 de febrero (foto de lado derecho).

En los últimos años se han estado realizando algunas visitas a la zona de estudio con el fin de poder realizar planes de ordenamiento territorial. En dichas salidas de campo se han identificado zonas vulnerables, principalmente en la corona del deslizamiento y sus flancos. En la visita realizada en agosto del 2013, se pudo presenciar grietas tensionales en la margen derecha de la quebrada que han ido incrementando de tamaño, tanto en su longitud como en su ancho (Foto 9), estas grietas aunque son relativamente más pequeñas que la corona principal (Foto 10), son importantes por el volumen de masa que está sujeto a probables reactivaciones en la época de lluvias. Mientras, en la población de Zurite no se han realizado obras de prevención importantes o que sean capaces de evitar

futuras pérdidas materiales y/o personales; únicamente se pudo observar la construcción de una canalización más amplia con muros de contención más altos dentro de la población (Foto 7), pero la parte de alta del poblado no consta con ningún tipo de obra de defensa (Foto 8).



Fotos 7 y 8.- Obras de canalización dentro del poblado de Zurite (foto de la izquierda), y canal natural sin evidencias de obras de prevención (foto de la derecha).



Fotos 9 y 10. Grietas tensionales en deslizamiento en el flanco derecho del deslizamiento principal ubicado en la margen derecha de la quebrada; en la foto de la izquierda se puede observar el deslizamiento que origino el flujo del año 2010, este no presenta reactivaciones ni grietas importantes en su plano de deslizamiento.

CONCLUSIONES

Los fenómenos ocurridos el 28 de enero y 6 de febrero del 2010 en la quebrada Qenqo, corresponden movimientos en masa compleja, constituida por un deslizamiento mayor que se transformó en varios flujos de detritos (huaycos, llocllas). Las características y grietas tensionales indican que este deslizamiento es del tipo rotacional y que aún sigue activo, sin embargo, gran parte de la masa deslizada ya recuperó cierta estabilidad.

Las causas del deslizamiento y flujo posterior tienen que ver con la fuerte pendiente y signos de reactivación sobre un deslizamiento antiguo, además de las características litológicas, es decir roca muy fracturada y alterada. En estas condiciones las intensas lluvias, mayores a las normales, fueron el detonante para la reactivación del deslizamiento, ya que provocaron la sobresaturación de las rocas y suelos.

Los aluviones descendieron de manera violenta en la parte alta, luego bajaron de velocidad en la parte media donde inclusive gran parte del material se depositó, mientras que

otra parte avanzó hasta el poblado, afectando viviendas, calles, terrenos de cultivos, cominos, pistas, etc del poblado de Zurite. Un factor que contribuyó a los daños fue la canalización cerrada en la calle Kennedy que es la continuación de la quebrada Qenqo.

RECOMENDACIONES

Teniendo en cuenta que en la cabecera del deslizamiento se aprecian grietas tensionales, y que la masa deslizada alcanzó algo de estabilidad, se recomienda hacer un tratamiento que consiste en lo siguiente:

Reforestación integral tanto en la parte alta y media de la quebrada Qenqo, esto evitará el desarrollo y activación de nuevos deslizamientos y con ello la ocurrencia de nuevos aluviones. Se recomienda en lo posible que la arborización sea con plantas nativas cuyas raíces ayuden a estabilizar el suelo.

Captación de los manantes en la parte alta del cerro Llamacancha y alrededores, es decir aquellos que tengan influencia en la cabecera de deslizamiento.

Construcción de un sistema de drenajes para poder sacar toda el agua posible de la masa deslizada y evacuar las aguas de lluvias que puedan entrar a la masa y reactivar el deslizamiento.

Se debe controlar el escurrimiento superficial y por tanto la erosión al nivel del cauce, para esto se puede realizar sistemas de diques transversales.

Limpieza del cauce (decolmatación) de la quebrada Qenqo en la parte baja, para recuperar la canalización Inca y realizar nuevas obras de encauzamiento con las medidas adecuadas.

El encauzamiento en la calle Kennedy no debe ser cubierto, para evitar de esta manera la obstrucción, colmatación y desborde del mismo en eventuales aluviones. Así mismo el encauzamiento en la zona entre los Andenes y la ciudad de Zurite debe tener una canalización mayor a los 20 m.

Se debe considerar la posibilidad de construir sistemas de alerta temprana y preparación de población en caso de otros aluviones y también sismos, teniendo en cuenta que la región es sísmicamente activa.

Todos los estudios a realizarse deben estar dentro de Plan de Ordenamiento Territorial del distrito de Zurite.

Bibliografía:

Cabrera, J. (1988). *Néotectonique et Sismotectonique au niveau de la subduction Pérou*. Thèse Dr. Universidad Paris.XI-Orsay-France, 275.
 Carlotto, V., Jaillard, V., Masclé, G. (1992). *Relación entre Sedimentación, Paleogeografía y Tectónica de la Región de Cusco (Sur del Perú) entre el Jurásico superior-Paleoceno*. Boletín Sociedad Geológica del Perú, Volumen 83, p. 01-20.
 Carlotto, V., Gil, W., Cárdenas, J., & Chàvez, R. (1996). *Geología de los*

cuadrángulos de Urubamba y Calca. Hojas 27-r y 27-s. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 65, 245 p.
 Carlotto, V., Jaillard, E., Carlier, G., Cárdenas, J., Cerpa, L., Flores, T., Latorre, O. & Ibarra, I. (2005). *Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y la Cordillera Occidental del sur del Perú*. In: Arce, J., ed. Alberto Giesecke Matto, Soc. Geol. Perú, Lima, Vol. Especial 6, 103-126.

EVALUACIÓN GEOLÓGICA Y GEODINÁMICA EN LA QUEBRADA CHICÓN: ALUVIÓN DEL 17 DE OCTUBRE DEL 2010 QUE AFECTÓ URUBAMBA-CUSCO

Cárdenas, J. (1); García, B. (1, 2); Concha, R. (1, 2); Astete, I. (1, 2); Zela, J. (1); Ancco, K. (1); Requejo, D. (1); Carlotto, V. (1, 2) & Flores, T.

1. UNSAAC, Av. de la Cultura s/n, Cusco. cardenasroque@gmail.com

2. INGEMMET, Av. Canadá, 1470 San Borja Lima. bgarcia@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

En la quebrada Chicón del distrito de Urubamba, provincia de Urubamba, el día domingo 17 de Octubre del 2010 alrededor de las 23.35 hrs ocurrió un proceso de movimiento en masa. En el nevado Chicón (5530 msnm) el desprendimiento de un bloque de hielo (de aproximadamente 100 x 30m) provocó el rebalse de una pequeña laguna localizada a 4870 msnm. Este rebalse incrementó el caudal de un pequeño riachuelo que nace de esta laguna y la conecta con la laguna Pucacocha, a 4670 msnm. La laguna Pucacocha también rebalsó luego de superar su capacidad. Es a partir de la desembocadura de esta laguna, el que coincide con el cambio brusco de pendiente, que las aguas rebalsadas empiezan a erosionar el material morrénico, los cuales se hallan colgados en la ladera de pendiente muy alta (> 60°). La erosión de este material, por la gran cantidad de agua, originó un flujo de detritos (aluvión) que descendió por la Ladera Norte hasta la quebrada Occororuyoc donde se depositó gran parte del volumen aluviónico. Sin embargo, la parte líquida con sedimentos finos siguió su camino por la quebrada hasta alcanzar la quebrada de Chicón, donde producto de nuevas erosiones da lugar a otros aluviones menores que llegan hasta la ciudad de Urubamba donde destruyen numerosas viviendas en las localidades de Yanacona, Chichubamba y San Isidro de Chicón. En Urubamba afectó principalmente la Av. Ramón Castilla, el Jr. Arica y las calles transversales a estas, llegando incluso a una esquina de la Plaza de Armas. Este fenómeno afectó unas 300 viviendas, destruyó tierras de cultivo, y dejó más de 1,200 damnificados.

UBICACIÓN

Urubamba se halla en el límite del Altiplano con la Cordillera Oriental en el sur del Perú (Fig.1). Al norte de la ciudad las montañas y los nevados Chicón (5530 msnm.) y Pumahuancca (5330 msnm.) se localizan en plena Cordillera Oriental. Estos dos nevados tienen, aguas abajo,

dos quebradas principales denominadas igualmente Chicón y Pumahuancca, en cuyas desembocaduras al llegar al río Vilcanota, forman dos conos aluviales donde se ubica la ciudad de Urubamba. La ciudad de Urubamba se halla en la margen derecha del río Vilcanota a una altitud de 2850 msnm.

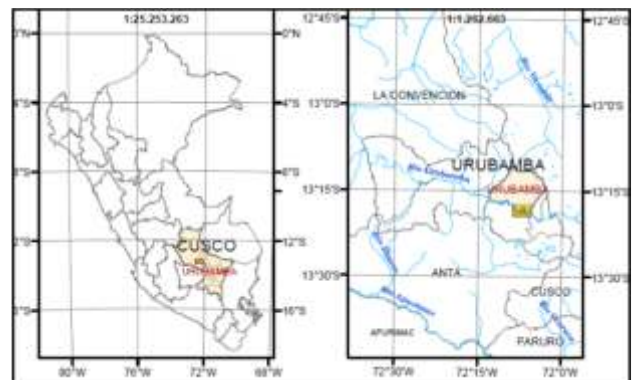


Fig. 01.- Mapa de Ubicación de la zona de estudio.

MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

La zona de estudio se halla en plena Cordillera Oriental, resaltando el nevado de Chicón y las quebradas que nacen de estos relieves como las quebradas Occororuyoc y Chicón, que se unen y bajan hasta la ciudad de Urubamba, en cuya desembocadura se halla asentada (Fig. 2).

La geología de la zona de estudio está caracterizada principalmente por la presencia del macizo de Urubamba, que es un afloramiento de granito. Esta roca se halla fracturada y en parte intemperizada, esto ha facilitado el trabajo de los glaciares generando morrenas que es la materia prima de los aluviones formados en Urubamba. Entre el río Vilcanota y los afloramientos graníticos del Chicón, los cerros y laderas presentan diferentes tipos de litología como son las rocas volcánicas del Grupo Mitu, las areniscas de la Formación Huancané, las lutitas del Grupo

Yuncapaypata, areniscas y limolitas de las formaciones Quilque-Chilca, las areniscas rojas del Grupo San Jerónimo y depósitos cuaternarios.

GEODINÁMICA EXTERNA

Para una mejor descripción se ha elaborado un mapa (Fig. 3) y la zona afectada se ha dividido en varios tramos:

Tramo I: Nevado Chicón – Planicie De Occororuyoc

A una altura de 4875 msnm, ocurrió el desprendimiento de un bloque de hielo glaciar, el cual ocasionó el rebalse de una laguna s/n, cuya agua discurrió por un conducto subterráneo, drenó las aguas por un pequeño riachuelo hasta la laguna Pucacocha situada a 4670 msnm.

Posteriormente aumentó el caudal del cauce entre la laguna s/n y la laguna Pucacocha, pero aún sin evidencias de remoción ni transporte de material. La laguna de Pucacocha fue rebasada rápidamente y las aguas desembocaron pendiente abajo y erosionaron el material morrénico formando así el aluvión principal que bajo a una velocidad alta, erosionando y aumentando su masa continuamente. Al pasar por está ladera empinada, el flujo llegó a la planicie de Occororuyoc donde se depositó formando un cono aluvial que se emplazó sobre parte del cono aluvial del año 1942.



Foto 1: Bloque de hielo desprendido del nevado Chicón, observándose en la parte baja el conducto por donde desfogó el agua producida por el rebalse.

Tramo II: Planicie De Occororuyoc

Luego el material se depositó formando el cono aluvial por sedimentación de flujo de detritos.

Encima del material aluviónico se tiene una capa muy delgada de lodo que es producto de la llegada de otros flujos más finos.



Foto 2: Flujo de detritos con desborde de flujo de lodo en el cono aluvial de la planicie de Occororuyoc.

Tramo III: Parte Baja De La Quebrada Occororuyoc

Después del primer depósito de relleno en la planicie de Occororuyoc, la masa se comporta como un flujo de lodo. El flujo siguió por una quebrada profunda con un cauce muy estrecho, en su paso erosionó los materiales aluviales antiguos y morrenas, activando derrumbes en las márgenes. A partir de estos se generó nuevos aluviones, los que fueron favorecidos por la pendiente fuerte de la quebrada y la presencia de materia morrénico y aluvial antiguo.



Foto 3. Segunda zona de relleno de material del aluvial del 17 de octubre del 2010.

Tramo IV: Quebrada Chicón

En la Quebrada Chicón el flujo aluviónico se divide en dos tramos: desde la confluencia de los ríos Occororuyoc y Chicón hasta el lugar denominado Chicón, en donde los flujos de lodos llegan a tener entre 2 a 2.5 m de altura; luego tenemos el otro tramo que va desde Chicón hasta Cancha Huillca Esquina, (sector donde se produjo la erosión de las laderas por efecto del desborde del flujo aluviónico a consecuencia de la presencia de pequeños puentes que estrecharon el cauce. Posteriormente, ocurrió la colmatación del cauce por el ingreso del flujo de detritos. En este último tramo, el flujo aluviónico ha destruido algunas viviendas, así como han sido arrasados o inundados terrenos de cultivo al igual que la carretera de Urubamba hacia Chicón.



Foto 4: A la izquierda quebrada Occororuyoc y a la derecha quebrada Chicón. Nótese la parte de cauce erosionado y la terraza reciente producto del aluvión del 17 de octubre del 2010



Foto 5. Desborde del flujo de lodo (aluvión del 17 de octubre del 2010) que afectó un condominio en la quebrada Chicón.

Tramo V: Cono Aluvial de Urubamba

Los pequeños aluviones a su paso por la quebrada Chicón, afectaron numerosas viviendas y puentes en las localidades de Yanacunas, Chichubamba y San Isidro de Chicón, todas ellas ubicadas a lo largo de la Qda. Chicón (Fig. 3). En la ciudad de Urubamba afectó principalmente la Avenida Mariscal Castilla (Fig. 4), colmatando totalmente una parte del canal sobre el que discurre el río Tullumayo, inundando las viviendas, así como depositando material aluviónico en la pista, en el Jr. Arica y algunas calles transversales a estas, llegando incluso a una esquina de la Plaza de Armas. Este fenómeno afectó unas 300 viviendas, inundó tierras de cultivo y dejando más de 1,200 damnificados.

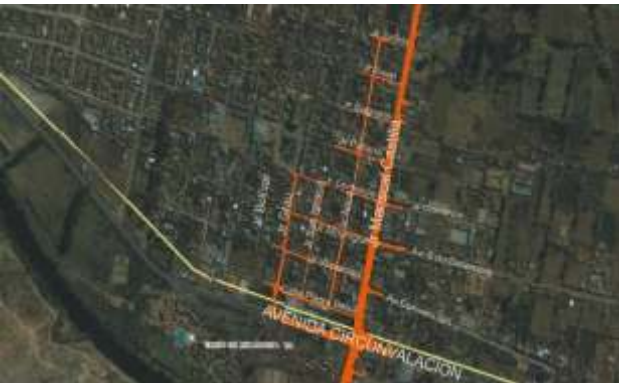


Fig. 6 Imagen satélite de la ciudad de Urubamba (Tramo V) mostrando las calles afectadas por el aluvión (rojo) del 17 de octubre del 2010



Foto 6. Último sitio de represamiento del aluvión y evidencias del flujo de lodo



Foto 7. Avenida Circunvalación inundado por flujo de lodo

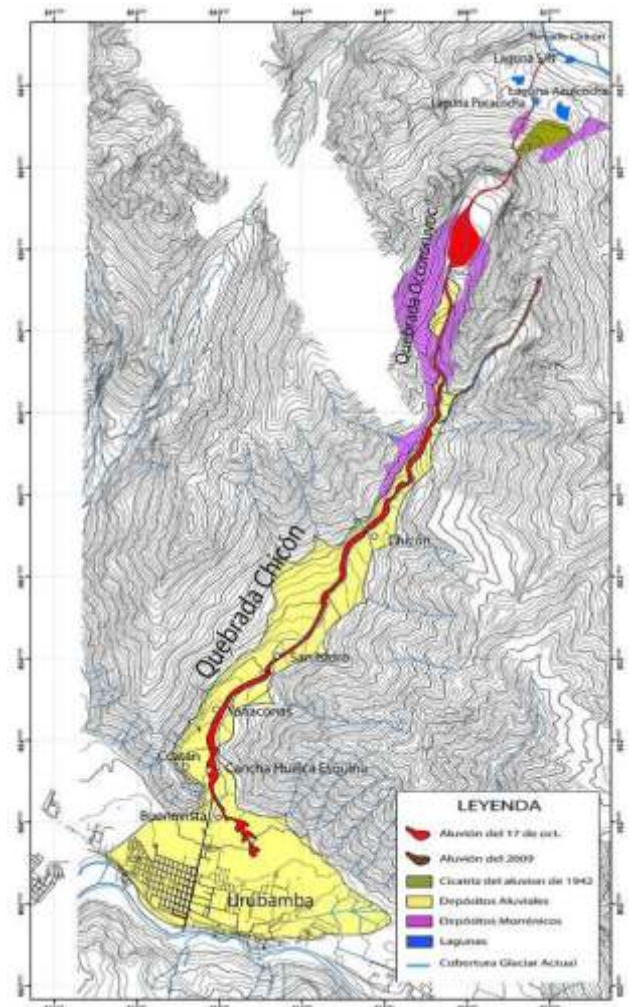


Fig. 3.- Mapa geodinámico de las quebradas Occorroyoc y Chicón mostrando el aluvión (rojo) del 17 de octubre del 2010

Durante la última visita realizada a la zona de estudio en el mes de agosto del 2013, se pudo observar la ausencia de obras de prevención a lo largo de toda la Qda. Chicón, el ancho de los canales en algunos tramos como la carretera Chicón- Urubamba fueron ampliados de 1 a 2m (Foto 8), lo cual lo hace aún insuficiente en caso de que el evento del año 2010 se repita. El río sigue causando erosión en ambos márgenes pero sin causar daños materiales (Foto 9),

aunque hay que mencionar que la Municipalidad se estuvo encargando de la limpieza ribereña lo cual es necesario con más frecuencia.



Fotos 8 y 9.- Canal ensanchado a aproximadamente 2m (izquierda), canalización provisional en el poblado de San Isidro, ubicado en la parte alta de la quebrada (derecha)

CONCLUSIONES

En la quebrada Chicón del distrito de Urubamba, provincia de Urubamba, el día domingo 17 de Octubre del 2010 ocurrió un aluvión, producto de un desprendimiento de una pequeña masa del borde meridional del glaciar del Chicón, que llegó a la ciudad de Urubamba alrededor de las 23.35 hrs.

El desprendimiento de un bloque de hielo provocó el rebalse de una pequeña laguna (100 x100m) a 4870 msnm. Este rebalse incrementó el caudal de un pequeño riachuelo que a su vez provocó el rebalse de la laguna Pucacocha (100 x 60m), que se halla al borde de una planicie o zona denominada de retroceso glaciar y al inicio de un talud de fuerte Pendiente. Las aguas rebalsadas erosionaron el material morrénico compuesto de bloques y gravas de rocas, arcillas, limos y arenas, que se halla colgado en la ladera de pendiente muy alta (> 60°). La erosión de este material, por la gran cantidad de agua, originó un flujo de detritos (aluvión) que descendió por la Ladera Norte hasta la quebrada Occororuyoc donde se depositó gran parte del volumen aluviónico y dejando pasar la parte líquida con sedimentos finos (flujos de lodo). Los flujos de lodo

continuaron por la parte baja de la quebrada Occororuyoc, erosionando y formando otros nuevos aluviones de pequeña dimensión, los cuales fueron avanzando y depositándose por tramos hasta la ciudad de Urubamba.

Los pequeños aluviones a su paso por la quebrada Chicón, afectaron numerosas viviendas y puentes en las localidades de Yanacunas, Chichubamba y San Isidro de Chicón. En la ciudad de Urubamba afectó principalmente la Avenida Mariscal Castilla, colmatando totalmente una parte del canal, llegando incluso a una esquina de la Plaza de Armas. Este fenómeno afectó unas 300 viviendas, inundó tierras de cultivo y dejó más de 1,200 damnificados.

RECOMENDACIONES

Realizar el monitoreo instrumental constante del retroceso glaciar de los nevados Chicón y del vecino Pumahuanca, las lagunas, así como de las zonas susceptibles a generar aluviones, incluyendo las morrenas.

Se debe considerar la posibilidad de construir sistemas de alerta temprana y preparación de población en caso de la ocurrencia de aluviones, teniendo en cuenta que la región es sísmicamente activa.

Dentro los aspectos técnicos, se debe ensanchar el cauce del río Chicón, principalmente cerca a las comunidades Chicón, Yanacunas y San Pedro; así como el río Tullumayo, incluyendo la canalización de la Av. Mariscal Castilla, para que pueda conducir los aluviones. Además, se debe considerar la canalización abierta total de la avenida antes mencionada.

Los puentes deben tener dimensiones que permitan el paso de los aluviones al menos los de pequeña dimensión como los ocurridos en 1942 y del presente año.

Bibliografía:

Carlotto, V., Gil, W., Cárdenas, J., & Chávez, R. (1996). Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. Hojas 27-r y 27-s. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 65, 245 p.

Carlotto, V. (2005). Estudios Mapa de peligros de la ciudad de Urubamba. Informe Final. Proyecto Indeci – Pnud Per / 02/ 051. Ciudades Sostenibles, 79p.

MONITOREO VISUAL DEL VOLCÁN UBINAS (2005 -2013) Y PREDICCIÓN DE DISPERSIÓN DE CENIZA UTILIZANDO “ASH3D”

*Pablo Masías y Fredy Apaza
Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI)
Urb. Magisterial B-16, Umacollo-Yanahuara, Arequipa - Perú*

INTRODUCCIÓN

El monitoreo visual de los volcanes activos es el método más antiguo y directo que consiste en observar y realizar un registro de lo que ocurre en un volcán, principalmente en épocas de crisis volcánicas (por ejemplo: Plinio, Vesubio año 79; Colón, Teide año 1492). Este método busca encontrar cambios en la actividad fumarólica o eruptiva que nos indiquen variación o aumentos en la actividad volcánica.

Actualmente existen varias técnicas y herramientas que permiten realizar una mejor predicción de la trayectoria que siguen las nubes de ceniza emitida por un volcán que pueda afectar poblados aledaños. Por ejemplo, el modelamiento de dispersión de ceniza por medio del software “ASH3D”, es una herramienta empleada para identificar y pronosticar el transporte de la ceniza en distintos niveles de la atmosfera. Esta metodología puede ser correlacionada con la información que proporcionan las imágenes satelitales para tener datos reales sobre la dispersión de cenizas. La información obtenida es comunicada de manera rápida y oportuna a las autoridades locales, regionales, de Defensa Civil, Corpac etc. que les permite tomar medidas y decisiones apropiadas en sus operaciones.

EL MONITOREO VISUAL DEL VOLCÁN UBINAS

Metodología del monitoreo visual

El monitoreo visual del Ubinas es realizado por el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI). Este monitoreo se inició a fines del 2005, con un registro diario tomado por un observador instalado a 4500 msnm, quien anotaba la altura aproximada de las emisiones fumarólica, así como el color de estas. Posteriormente se incluyó la medición de otros parámetros, como dirección que siguen las fumarolas, emisiones con ceniza y ocurrencia de explosiones durante la crisis eruptiva 2006-2009.

Desde aquel entonces los parámetros medidos son la altura

de las emisiones, color, forma y dirección de las emisiones, así como otros parámetros como tipos de ruidos, explosiones sonoras (tipo cañonazos), características de los vientos, ocurrencias de lahares, derrumbes, etc. Toda esta información es acompañada por fotografías y videos. Por otro lado, en el año 2006 se inició con la elaboración de pronósticos de la dirección y área afectada por las caídas de ceniza, para ello se recurre a imágenes satelitales (GOES). Posteriormente en el 2013, se hace uso del programa de modelamiento “ASH3D” (beta) elaborado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos - USGS.

Esta misma metodología se ha aplicado a volcanes como el Misti y el Sabancaya, complementando además con la instalación de cámaras de video que registran de manera continua los fenómenos que ocurren en esos volcanes y que son transmitidos en tiempo real al OVI.

Resultados del monitoreo visual en el volcán Ubinas 2005 - 2013

En el volcán Ubinas, el monitoreo visual alcanzó su máximo desarrollo durante la crisis eruptiva entre el 2006 y 2009, cuando con apoyo de la Municipalidad Distrital de Ubinas se capacitó a un observador, quién provisto de una libreta, una cámara fotográfica y un teléfono satelital, informaba de manera muy eficiente y detallada al OVI la ocurrencia de procesos volcánicos que experimentaba el Ubinas.

Como resultado de este trabajo se ha obtenido una base de datos de 8 años de registro continuo. La figura 1, que correlaciona la altura de la pluma volcánica entre los años 2005 a 2013 es el resultado de este trabajo. En esta figura se aprecia una variación de altura de la pluma volcánica desde los 300 m a un máximo de 4000 m durante los años 2006 al 2010. Posteriormente se observó una disminución de la altura de pluma volcánica, llegando alturas de 100 m en el año 2011, manteniéndose así hasta el segundo trimestre del 2012, para posteriormente en el segundo semestre del 2013 aumentar. Desde aquel entonces las alturas de las emisiones fumarólicas se mantienen por debajo de los 700 m hasta la actualidad. En la figura 2, se observa la coloración de las emisiones permitiendo

determinar con buena precisión el inicio y el final de las emisiones de gases y ceniza entre marzo del 2006 y noviembre del 2009, además se ha podido evidenciar cambios de la actividad volcánica utilizando este método de monitoreo (Masías et al., 2012).

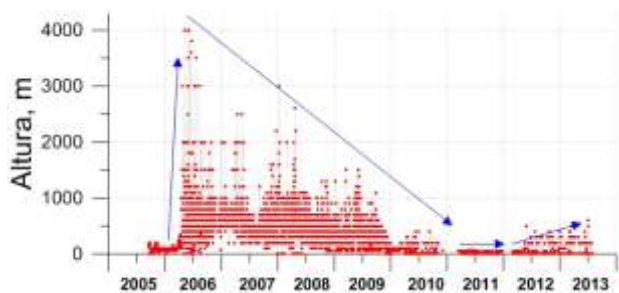


Fig. 1. Altura de las emisiones fumarólicas del volcán Ubinas registrado entre los años 2005 y 2013.

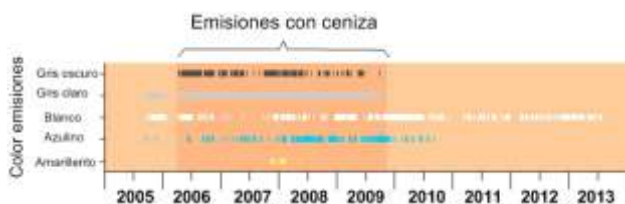


Fig. 2. Coloración de las emisiones fumarólicas del volcán Ubinas entre los años 2005 y 2013.

MODELAMIENTO DE LA DISPESIÓN DE CENIZA DEL 02 DE JUNIO DEL 2009 UTILIZANDO "ASH3D"

Para poder mostrar el tipo de modelamiento de dispersión de cenizas para el volcán Ubinas, se ha optado por simular una emisión que ocurrió el 02 de junio del 2009, de la cual existe un registro bien detallado.

Características de la emisión del 02 de junio del 2009

Una de las emisiones más importantes que ocurrió después de una explosión, se registró el 02 de junio del 2009 a las 08:28 hrs, seguido de la cual el observador ubicado en el poblado de Ubinas reporto: explosión moderada con formación de una pluma que alcanzó una altura de 1400 a 1500 m. La pluma fue de color gris oscuro, de densidad alta, y tuvo un diámetro aproximado de 600 m. Esta columna a medida que ascendía fue inclinándose, y tomando la forma de coliflor y tuvo una dirección Este (Fig. 3).

La primera imagen del GOES se obtiene a las 09:01 hrs y se puede observar en las siguientes imágenes de las 09:31, 10:01 hrs, antes de dispersarse. Alcanzando luego un desplazamiento de aproximadamente 120 km (Fig. 4).



Fig. 3. Imagen tomada de la filmación realizada por el observador en Ubinas (M. Alvarez), el 02 de junio 2009 08:28 hrs.

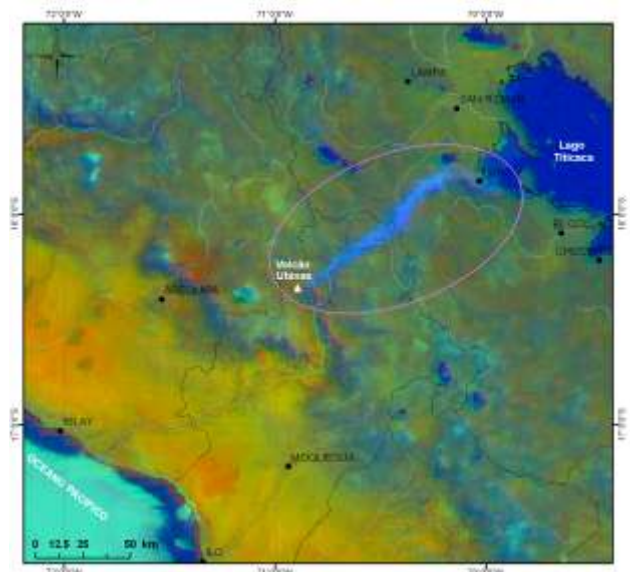


Fig. 4.- Imagen GOES que muestra el desplazamiento de la pluma volcánica ocurrida después de la explosión del 2 de junio a las 08:28 hrs. La imagen corresponde a las 10:01 hrs, con un desplazamiento de 110 km.

La predicción de la dispersión de la ceniza y estimación de las zonas afectadas es posible determinar mediante el software "ASH3D". Este programa trabaja con información del viento del NOAA Global Forecast System Numerical Weather Prediction Model (Servicio Nacional del Clima de los Estados Unidos) esta información se procesa en un modelo numérico (Schwaiger et al., 2012). Para correr el programa se debe de ubicar el volcán, determinar el tiempo de la simulación, la hora, la altura de la columna y el volumen aproximado de la emisión. Los resultados son los modelos y aplicaciones para visualizar en Google Earth.

Resultado del Modelamiento

Para realizar el modelamiento se seleccionó la emisión del 02 de junio del 2009 que proporcionó información suficiente, que permitió validar los datos obtenidos en la simulación. Cada simulación es propia de cada momento y

varía en función de la dirección y velocidad del viento.

Los resultados que son equiparables con la emisión reportada el 02 de junio del 2009 en el volcán Ubinas. En la simulación se puede observar que la dirección de las emisiones son hacia el NE, el desplazamiento es hacia la ciudad de Puno (Fig. 5).

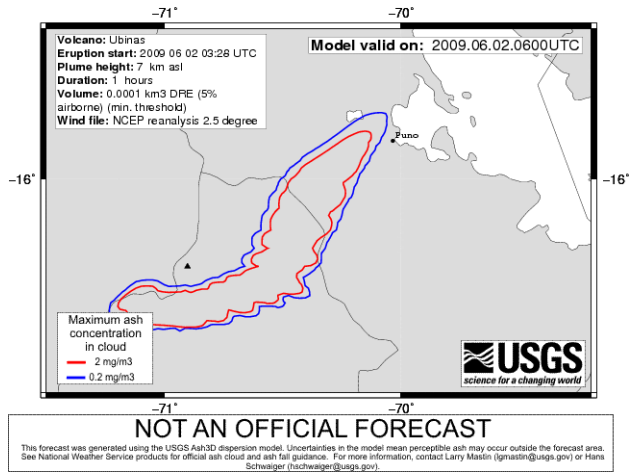


Fig. 5.- Modelo de la dispersión de ceniza utilizando Ash3d, donde se observa que la pluma fue dispersada en dirección NE



Fig. 6.- Modelo del tiempo de dispersión de la ceniza Ash3d, donde se observa que la pluma alcanzó la ciudad de Puno en menos de 3 horas.

Los resultados son aceptables y esto muestra que en caso de ocurrir una emisión importante de ceniza, producto de una erupción volcánica, se podrá reportar inmediatamente y esperar caída de ceniza con más de una hora de anticipación en ciudades como Puno, Juliaca y otras ciudades (Fig. 6).

La aplicación del monitoreo visual combinada con la simulación de caída de ceniza son una herramienta que puede ser utilizada en los sistemas de alerta temprana (SAT).

Esta metodología es aplicable en todos los volcanes del Perú, y el OVI lo viene implementando, además se pueden realizar simulaciones que podrían ayudar a realizar simulacros por erupción volcánica con información más real.

CONCLUSIONES

El monitoreo visual del volcán Ubinas muestra que las plumas volcánicas alcanzaron una altura máxima de 4000 m en el 2006, desde entonces la altura disminuyó considerablemente. Entre el 2011 y principios del 2012 la altura máxima fue de 200 m, después de la mitad del 2012 las fumarolas se mantienen por debajo de los 600 m. Es decir durante los primeros ocho meses del 2013.

La emisión de ceniza de color gris claro y oscuro únicamente se registró entre marzo del 2006 y noviembre del 2009, posterior a esta fecha no se registró emisiones fumarólicas con presencia de ceniza.

La simulación realizada mediante el modelamiento numérico "ASH3D" de dispersión de ceniza, se validó notablemente con la emisión del 02 de junio del 2009, alcanzando proporciones similares.

La simulación de dispersión de ceniza se realiza con gran facilidad y de manera muy rápida usando el programa "ASH3D" e imágenes satelitales, lo cual representa una gran ayuda en la toma de decisiones en los Sistemas de Alerta Temprana - SAT.

Referencias:

Antayhua et al. (2011). Monitoreo Visual (Fenomenología). Editores Mariño et al. Gestión de la Crisis eruptiva del volcán Ubinas, 2006 – 2008. INGENMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 45. P 31-49

Masías, P., Apaza, F., Antayhua, Y., Lazarte, I. (2012). Ubinas, Evidencias del Cambio de la Actividad Volcánica con los Métodos de Monitoreo Geoquímico

y Visual (2005 – 2012). En: XVI Congreso Peruano de Geología, Lima, 2012. Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.

Schwaiger, H. Delinger, R., & Mastin, L. (2012). Ash3d: A finite-volume, conservative numerical model for ash transport and tephra deposition. Journal of Geophysical Research, Vol. 117, B04204, 20 p.

ANÁLISIS DE DAÑOS PRODUCIDOS POR LOS HUAYCOS DEL 5 DE ABRIL DEL 2012 CHOSICA- LIMA

Enrique Guadalupe Gómez (1), Norma Elizabeth Carrillo Hidalgo (2)

1. Universidad Nacional Mayor de San Marcos; Pontificia Universidad Católica del Perú.

2. Universidad Nacional de Educación Enrique Guzmán y Valle

RESUMEN

Los flujos de detritos conocidos en la costa peruana como huaycos son fenómenos geológicos recurrentes, especialmente en la zona de Chosica (Lima).

La formación del huayco se inicia con la meteorización física, química y biológica, junto al fracturamiento y fallamiento de rocas del Batolito Andino, donde por largos periodos de tiempo las rocas se deterioran exfoliándose, disgregándose, formando también, por disyunción esferoidal, rocas muy grandes subredondeadas a subangulosas, llegando hasta tamaños de arena y arcillas. Posteriormente, por transporte, debido a lluvias intensas y cortas en la cuenca, todo el material acumulado baja violentamente tanto por las quebradas principales y secundarias laterales, como por el cauce principal, y según su competencia y su comportamiento geodinámico, ya sea por erosión o depositación (enterramiento) destruye las edificaciones y servicios de las viviendas que encuentran a su paso.

En este resumen, se caracteriza los daños producidos por los huaycos ocurridos el 05 de abril del 2012 en las quebradas La Cantuta, Santo Domingo, Mariscal Castilla, La Ronda; Quirio, Pedregal, Libertad, Carossio y Corrales de la margen izquierda y derecha del río Rímac respectivamente, con el fin de conocer la geodinámica de las quebradas, y contribuir a un futuro análisis de vulnerabilidad y riesgos por huaycos.

INTRODUCCIÓN

1. Huayco

La palabra huayco es una terminología peruana, que en quechua significa quebrada. Científicamente se le denomina flujo de detritos, (debris flow), pero también es conocido como torrente, riada de barro, rambla, etc. Sus efectos pueden ser catastróficos cobrando vidas humanas o destruyendo todo tipo de infraestructuras.

2. Formación de un Huayco

La formación de un huayco se inicia con la meteorización física, principalmente química y biológica de las rocas y sedimentos en la cuenca del huayco; todo ello produce fragmentación de las rocas que terminan en desmenuzamiento, exfoliación y disyunción esferoidal, este último es el más importante porque va a permitir de acuerdo a las familias de diaclasamiento, formar bloques redondeados, subredondeados y angulosos de distintos tamaños, que finalmente son gravitantes cuando son transportados por el huayco en la destrucción de las diversas edificaciones (Fotos 1).

Para que se forme un huayco es necesario, que se produzca una lluvia copiosa y corta sobre una cuenca pequeña con pendiente, tanto en sus laderas como en su fondo, donde existe material detrítico susceptible de ser arrastrado por las aguas que corren hacia niveles más bajos.

3. Aspectos Destructivos de los Huaycos hacia las Edificaciones

Los huaycos se comportan de diferentes maneras, de acuerdo al tamaño de la cuenca, geomorfología, cantidad de lluvias en la cuenca, pendiente del área, tamaño, forma y cantidad de los bloques de roca y sedimentos en la cuenca, petrografía de los bloques de roca. Los aspectos destructivos se dan principalmente de dos maneras:

Destrucción por erosión: se realiza por erosión de fondo y lateral que destruye los cimientos de las viviendas o infraestructura ubicada en los cauces de quebradas. En la mayoría de los casos, el huayco recobra sus antiguos cauces. La erosión frontal se da cuando el huayco por la velocidad y la cantidad y tamaño de las rocas choca con las edificaciones; entonces, si el huayco no tiene competencia para romper las paredes de las casas se desvía y si tiene la competencia necesaria rompe las edificaciones arrasándola a veces totalmente.

Destrucción por enterramiento: se realiza principalmente en el cono de deyección, allí los huaycos depositan su carga, como es natural, si esta carga encuentra edificaciones las entierra causando siempre destrozos (en las edificaciones) e inundando con rocas y barro las calles y avenidas.

PRESENTACIÓN DE DATOS

1. Antecedentes Historicos de los Huaycos en el Valle del Rimac

Río Seco, Matucana (1903), Matucana, Payhua (1963), Santa Eulalia (1965), Huariquina-Matucana (1967), Pueblos Jóvenes alrededor de Lima (1970), Callahuanca - Santa Eulalia (1978), Torna Mesa (1981), Pedregal (1987) uno de los más catastróficos, Huaycoloro (1996), Quirio - Pedregal (1998), Santo Domingo - La Cantuta (1998), Huaycoloro, Huaycán, Comas (2002).

En el área de Chosica y Chaclacayo, el fenómeno de los huaycos tiene larga data, se tiene referencias que estos procesos ocurrieron en los años 1909, 1915, 1925, 1926, 1936, 1939, 1950, 1952, 1954, 1955, 1959, 1967, 1972, 1976, 1983, 1985, 1987, de todos ellos los más catastróficos fueron los del año 1925-1926 que conjuntamente con la ocurrencia del Fenómeno del Niño, causó daños, afectando incluso la central eléctrica de Huampaní (O'Connor, 1988) y el otro catastrófico fue el del año 1987 en la quebrada de Pedregal (foto 2).

2. Geología General y Geomorfología

En el área de estudio afloran rocas intrusivas del Batolito de la Costa (Palacios 1992), como:

Súper Unidad Patap: son las más antiguas en el área evaluada, probablemente se emplazaron hace 84 - 102 millones de años atrás (Pitcher 1977). La composición petrográfica es de gabros y gabrodioritas. Estas rocas afloran al final de la quebrada Cantuta y zonas aledañas.

Súper Unidad Santa Rosa: conformada por granodioritas, tonalitas y dioritas, afloran en la mayor parte de los cerros y quebradas de Chosica.

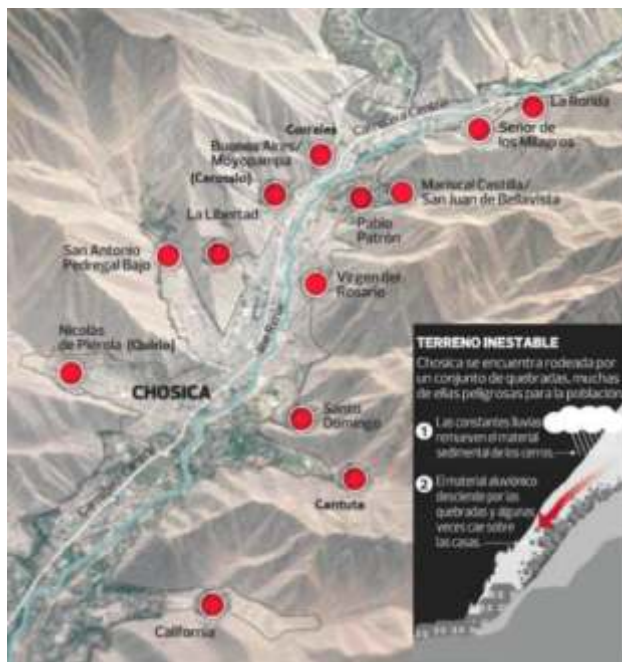
Depósitos Cuaternarios: se puede incluir a los depósitos aluviales del río Rímac, los depósitos de huaycos se encuentran en las quebradas. El área ocupada por varios asentamientos humanos, corresponde a depósitos de huayco.

La geomorfología está conformada por las unidades denominadas flanco occidental de los Andes, valle del río Rímac, quebradas y depósito de huaycos y terrazas fluviales.

Concluyendo, se puede decir que los procesos que han desarrollado las geoformas del área de estudio son: orogénicos, estructurales, litológicos y erosivos.

ANALISIS DE LOS HUAYCOS

Se presenta el Plano 1 donde se señalan las quebradas y asentamientos tanto de la margen derecha e izquierda del río Rímac, donde ocurrieron los huaycos.



Plano 1: Diversas quebradas y asentamientos de Chosica (adaptado de INDECI/Municipalidad de Chosica)

1. Huaycos en la margen izquierda del Río Rimac

QUEBRADA LA CANTUTA

El huayco bajó por la quebrada La Cantuta I, sin mayor daño, ya que gran parte de la zona está siendo ocupada por el club Regatas que es un lugar de recreo con campos abiertos para la distracción. Pero, una pequeña quebrada La Cantuta II (Carrillo, 2001) afectó a la Universidad Nacional de Educación "Enrique Guzmán y Valle", pues anegó gran parte de sus instalaciones malogrando maquinarias de sus talleres; se afectaron asimismo laboratorios, aulas y almacenes, incluso se suspendieron las clases por varios días (foto 3).

QUEBRADA SANTO DOMINGO

En esta zona el huayco bajó, trayendo barro con rocas, afectando algunas viviendas, en la mayoría de casos anegándolas. Un brazo del huayco afectó la parte este de la Universidad Enrique Guzmán y Valle, porque por allí desfugó el huayco, anegando una parte de sus instalaciones e inundando la vía férrea y la avenida principal (foto 4).

QUEBRADA VIRGEN DEL ROSARIO

Como la gradiente es pronunciada y habían muchas rocas sueltas, en la primera fase, el huayco bajó levantando una fuerte polvareda, luego aumentó su caudal y destruyó las casas que encontró en su camino, varias de ellas construidas con materiales modestos como triplay, madera, y otros. Cuando el huayco llegó a las casas

construidas con material noble las inundó y deterioró. Finalmente, al disminuir el caudal, el huayco seguía bajando como chorreras por las calles y casas de la zona (foto 5).

QUEBRADA MARISCAL CASTILLA

Los asentamientos humanos San Juan de Bellavista y Mariscal Ramón Castilla (foto 6) se encuentran en la parte alta, colindantes al canal del huayco y, la fuerza del huayco que vino con abundantes rocas grandes, destruyó muchas viviendas por erosión lateral, ya que por la falta de planificación se han construido viviendas en el cauce, reduciendo el espacio del canal del huayco; y como el volumen sobrepasa al espacio dejado, sale de ese pequeño cauce y arrasa con las viviendas. La Cooperativa Pablo Patrón se encuentra emplazada en la parte baja de la quebrada, en la zona de depósito del huayco muchas casas quedaron enterradas, incluso hasta dos pisos de ellas y en la parte baja se anegaron con lodo y rocas las viviendas de muchas cuadras; esta zona fue una de las más afectadas por el huayco (foto 7).

QUEBRADA LA RONDA

Esta es una quebrada amplia. En su parte alta se han construido varios muros de contención que fueron rebasados por el huayco, allí sólo habían viviendas precarias y algunas fueron arrasadas por el huayco; asimismo, el huayco continuó por el canal secundario y con el rebose afectó varias viviendas que fueron inundadas; en la parte baja hay cierta canalización por donde bajó el huayco anegando varias calles y viviendas (foto 8).

2. Huaycos en la Margen Derecha del Río Rimac

QUEBRADA QUIRIO

Como ésta quebrada es amplia, a lo largo de ella se tiene construidos diques de contención, porque en fechas anteriores hubo huaycos; hay canalización de huayco, por lo que éste, que fue mayormente lodoso causó poca destrucción, solo inundó viviendas y calles a lo largo de su recorrido.

QUEBRADA PEDREGAL

Esta quebrada luego de la destrucción del huayco de 1987, tuvo un tratamiento geotécnico, que consistió en ampliar el cauce del huayco en todo su recorrido y en la parte alta se construyó diques de contención para disipar la energía potencial del huayco. Por esa razón parte del huayco desfogó por el cauce, pero también se observó que el agua lodosa con pocos clastos fluía por las calles, esto es debido principalmente al drenaje lateral de las laderas de los cerros y pequeñas cárcavas. Como su caudal y sus fragmentos no eran competentes, la mayor parte del flujo se escurrió, anegando viviendas.

QUEBRADA LIBERTAD

En esta quebrada, si bien hay diques de contención en la parte alta, estos están colmatados. Por allí bajó el huayco con gran fuerza trayendo rocas y clastos que anegaron las

casas, especialmente en las calles estrechas y de gran pendiente, provocando la caída de varios postes de alumbrado público.

QUEBRADA CAROSSIO

Esta quebrada tiene gran pendiente y el huayco bajó por el Jirón Miguel Grau trayendo consigo enormes rocas y clastos de diversos tamaños; en una primera fase trajo rocas pequeñas y agua, en la segunda fase rocas inmensas que se fueron quedando en la parte alta, ya que el huayco no tenía suficiente competencia para seguir bajando las rocas y en la tercera fase sólo trajo agua y finos. Razón por la que se destruyeron algunas viviendas, pero anegando a decenas de ellas.

QUEBRADA CORRALES

En la parte alta hay alrededor de ocho diques de contención que han aliviado la fuerza del huayco, se ha producido aniegos en algunas viviendas.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El jueves 5 de abril, a las 17:30 horas una lluvia intensa de 28mm, por más de 3 horas, focalizada en las zonas de Chosica, Ricardo Palma y Chaclacayo desencadenó una serie de huaycos en las 11 quebradas ubicadas entre los kilómetros 27 al 42 de la Carretera Central, afectando 552 viviendas, redes de agua y desagüe, bloqueo de vías por el impacto de enormes rocas, barro y anegamiento. Se produjeron huaycos en las quebradas La Ronda, Ramón Castilla, Santo Domingo, La Cantuta, Juan Carossio, Pedregal, Quirio, La Libertad, Virgen del Rosario, Los Cóndores, California (ACT Perú).

Las quebradas evaluadas se ubican transversalmente al río Rímac. En el evento de abril del 2012 se ha visto que el comportamiento de los huaycos ha causado mayores daños en la margen izquierda del río Rímac. En otras épocas la mayoría de daños se registraban en las quebradas ubicadas en la margen derecha; donde se han realizado obras de mitigación ante los huaycos mientras que en la margen izquierda no se han hecho mayores obras.

El huayco producido en la quebrada Mariscal Castilla fue el más destructivo, afectando los poblados de Bellavista, Pablo Patrón y Las Parritas, donde se reporta 156 viviendas inhabitables y en Virgen del Rosario 51 viviendas inhabitables. Por lo que es necesario conocer la dinámica de estos fenómenos y hacer obras de prevención, así como educar a la población antes de que ocurra el huayco; ya que es una práctica usual en nuestro país, esperar que ocurra el desastre para realizar obras de mitigación ante estos fenómenos recurrentes, como en el caso de Chosica.

A continuación se presenta la Evaluación de Daños y Análisis de Necesidades (EDAN) a consecuencias del huayco del 05 de Abril del 2012.

EDAN PRELIMINAR CHOSICA

SECTOR	POBLACIÓN DAMNIFICADA	AFECTADOS	PERDIDAS HUMANAS	VIVIENDAS INABITABLES DAMNIFICADAS	VIVIENDAS AFECTADAS
La Ronda	31	3		4	1
Ramón Castilla	120	110		26	21
Señor De Los Milagros	47	79		10	13
Rosario	235	50		51	10
Bs.as. Moyopampa	41	354		9	74
Nicolas De Pierola	10	75		2	15
California	340	560		68	112
Santo Domingo	86	89		19	29
C.malaga -cantagallo	50			10	
San Juan Bellavista	335	2211	01	60	200
Pedregal		16			3
Las Parritas	305			62	
Loc. Pablo Patron	150			30	
San Jose	40	200		10	58
Coop. Pablo Patron	151			34	05
Maria Auxiliadora	14	38		04	11
Sauce Grande	08	60		02	
Jr. Arica			01		
TOTAL	1813	3845	02	371	552

Fuente: Comité Distrital de Defensa Civil Municipalidad Lurigancho - Chosica



Foto 1: Fragmentos subredondeados y material heterométrico listo para caer y ser transportado por el huayco (Quebrada Pedregal)



Foto 2: Casas ubicadas en el cono de deyección. Notese que en las zonas pedregosas había muchas casas que fueron destruidas por el huayco.



Foto 3: Talleres de la facultad de tecnología afectados por el huayco



Foto 4: Flujo de huayco saliendo por la puerta de la facultad de humanidades que afecto la pista y via ferrea



Foto 5: Huayco bajando sobre pistas y casas en Virgen del Rosario



Foto 6: Sector de Bellavista que fue muy afectado por el huayco.



Foto 7: Vivienda enterrada hasta el 2do piso en la cooperativa Pablo Patrón



Foto 8: La ronda (parte alta) modestas viviendas destruidas por el huayco

CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS DE LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA DEL VOLCÁN UBINAS OCURRIDA EN SETIEMBRE 2013

Orlando MACEDO, Riky CENTENO, Roger MACHACCA, Jose Alberto DEL CARPIO, David PORTUGAL, Orlando HUANCCO, Rolando CHIJCHEAPAZA

Observatorio Vulcanológico de Arequipa (OVA)

Instituto Geofísico del Perú, Urb. La Marina B-19, Cayma, Arequipa (Perú)

E-mail: orlando.macedo@igp.gob.pe

RESUMEN

Luego de cuatro años y dos meses de tranquilidad, el volcán Ubinas conocido como el volcán más activo del Perú, ha vuelto a presentar actividad explosiva en Setiembre de 2013. Un total de 9 explosiones han sido registradas por las cuatro estaciones sísmicas de la Red Sísmica-Telemétrica del volcán Ubinas del Observatorio Vulcanológico de Arequipa (OVA). El presente trabajo muestra los resultados del análisis de los datos de la estación digital, banda ancha, UB1 que es usada como estación de referencia en la vigilancia de este volcán; asimismo, se muestra los resultados de una visita de reconocimiento in-situ a las inmediaciones del cráter, efectuada al día siguiente de la primera explosión. Los datos sísmicos anteriores a las explosiones muestran que no hubo cambios dramáticos que indiquen la inminencia de una erupción, pues solo se llega a identificar la aparición de sismos “tornillo” en número moderado, cinco meses antes de la crisis. A partir del 02 Setiembre la sismicidad estuvo dominada por explosiones de magnitud pequeña, entre 17 y 1765 MJ; también destaca el temblor de amplitud moderada, a veces “bandedado”, probablemente asociados a calentamiento del sistema hidrotermal. El cálculo de la energía total diaria menor de los 2000 MJ en la estación UB1 en los días de mayor actividad explosiva y su comparación en relación a la energía del ruido oceánico señalan una actividad muy baja. El análisis espectral de todas las explosiones analizadas indica una fuente cambiante, destructiva. Por otro lado, se ha observado que existe una clara relación directa entre el “tiempo de reposo” entre explosiones y la magnitud de la energía de la siguiente explosión, indicando que existe una acumulación de gases magmáticos proporcional al tiempo transcurrido entre explosiones. Todas las características de la sismicidad observada indican que los volúmenes de material magmático asociado a la actividad sísmica son poco significativos. Las observaciones in-situ hechas en la zona del cráter indican también explosiones de moderada energía, y con materiales expulsados que corresponden a explosiones de tipo freático.

Co organizadores:



Gobierno Regional de Arequipa



Gobierno Regional de Moquegua



Instituto Nacional de Defensa Civil



Municipalidad Provincial de Arequipa



Universidad Nacional Jorge Basadre Grohman de Tacna



Municipalidad Distrital de Yanahuara



Municipalidad Distrital de Ilo



Universidad Católica de Santa María de Arequipa (UCSM)



Universidad Nacional del Altiplano - Puno UNAP



Universidad Nacional San Agustín de Arequipa

Auspiciadores:

