

MODELACIÓN NUMÉRICA CON FEFLOW PARA INTERPRETAR HIDROGEOLÓGICAMENTE EL DESLIZAMIENTO “DERRUMBE V” DEL FLANCO DERECHO DE LA CH MANTARO

César González Linares
Rubén Esaú Mogrovejo Gutiérrez
Gisel Veliz Francia

Resumen

En el siguiente artículo se presenta una primera aproximación del análisis hidrogeológico del deslizamiento. Para ello, se plantea un modelo numérico hidrogeológico de aplicación al “Derrumbe 5” del embalse Tablachaca, mediante elementos finitos. Asimismo, se identifican las fronteras del evento de la modelación, los mecanismos de recarga y descarga, así como el campo de la red de vectores de flujo dentro de las masas geológicas interpretadas (delimitación del volumen de control y parámetros). Además, se efectúa una comparación de la modelización conceptual y la simulación numérica.

Palabras clave: Aguas subterráneas, hidrogeología, estabilidad de taludes, geotecnia.

Abstract

In the following article one first approach of the hydrogeologic analysis of the sliding is presented. For it, a hydrogeologic numerical model of application to “Landslide 5” of the Tablachaca dam considers, by means of finite elements. Also, the borders of the event of the modeling, the retracting mechanisms are identified and unloading, as well as the field of the network of vectors of flow within the interpreted geologic masses (boundary of the volume of control and parameters). In addition, one takes place comparison of the conceptual modelization and the numerical simulation.

Keys words: Groudwater, seepage, hydrogeologic, geotechnical, slope stability.

INTRODUCCIÓN

El deslizamiento denominado “Derumbe 5” en la ladera derecha del río Mantaro es un activo masivo que registra velocidades deslizantes medias de 20 mm/año, cuya peligrosidad radica en su ubicación inmediatamente aguas arriba del estribo derecho de la presa Tablachaca. Este fenómeno geodinámico se desarrolla entre las cotas 2640 y 3300 msnm, entre el cauce del río Mantaro y el parteaguas del filo de la cuenca, comprometiendo una franja de ladera de unos 800 m de ancho en dirección noroeste y, en la parte central, una franja de una longitud de 600 m en dirección NE-SO.

El basamento rocoso que limita la zona en estudio, está conformado por rocas metamórficas del grupo Excelsior y rocas meta sedimentarias del grupo Ambo, de edad Paleozoica. Esta litología está cubierta localmente por depósitos crecientes del Cuaternario.

En la parte superior y lado oeste, está limitado por rocas sedimentarias del Grupo Ambo (Ci-a) con meta-grauwacas¹, metareniscas y filitas.

Por el Este, está limitado por rocas del Grupo Excelsior, con unidades intercaladas de esquistos, cuarcitas y pizarras negruzcas, discordantes en la cota 3 075 msnm, con rocas del Grupo Ambo.

Por el Oeste, la falla Oeste y, por el Este, la falla Central, completan el patrón estructural.

Entre el pie del deslizamiento sobre los 3 100 msnm y la parte central, hasta aproximadamente la cota 2 925

msnm, está conformada por un depósito coluvial (Q-c) con potencia variable. Por debajo de esta cota, hasta el contrafuerte, se encuentra el paleoderumbe (Qp-pd), con paquetes de rocas metamórficas del Grupo Excelsior, que está cubierto parcialmente por depósito coluvial.

OBJETIVOS

- Plantear un modelo numérico hidrogeológico de aplicación al “Derumbe 5” del embalse Tablachaca, mediante elementos finitos.
- Identificar las fronteras del evento de la modelación, los mecanismos de recarga y descarga, así como el campo de la red de vectores de flujo dentro de las masas geológicas interpretadas (delimitación del volumen de control y parámetros).
- Comparación de la modelización conceptual y la simulación numérica.

MODELO CONCEPTUAL HIDROGEOLÓGICO

La formulación del modelo conceptual, se deriva:

- Del análisis y discretización de los datos de investigación directa (sondeos diamantinos, calicatas y otros).
- La investigación geofísica.
- El monitoreo de la superficie de agua y nivel freático
- Análisis de registros históricos de 74 piezómetros.

Los resultados permitieron establecer las superficies de los estratos

y llevarlos a una reproducción digital tridimensional, como se aprecia en la Figura 1 y las siguientes. A continuación, se detalla la relación zonal de cuatro estratos volumétricos representativos del volumen total que encierra el deslizamiento y su capacidad de transmisibilidad hidráulica dentro del modelo geológico.

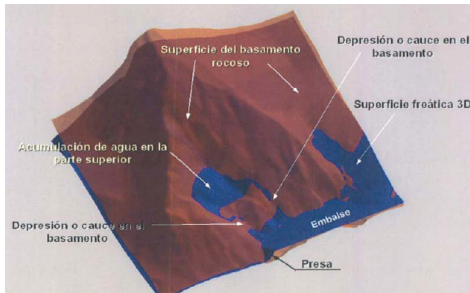


Figura 1. Vista 3D se aprecia las superficies de agua en el basamento rocoso sobre la margen superior derecha del embalse

- a) Zona 1 – Cuaternario Coluvial (Q-c)
Con los parámetros geo-hidráulicos² estimados con la investigación directa e indirecta, con perforaciones diamantinas y pruebas hidráulicas en suelo y roca, se estimó un espesor entre 10 a 77 m, con conductividad hidráulica promedio $K = 10^{-1}$ a 10^{-3} cm/s.
- b) Zona 2 – Cuaternario Paleoderrumbe (Qp-pd)
En esta zona, similarmente los parámetros geo-hidráulicos de permeabilidad tienen un rango de $K = 10^{-2}$ a 10^{-3} cm/s, y espesor variable entre 8 m a 107 m.
- c) Zona 3 – Brecha de Pizarra (Qp-pd-b)
Constituida por fragmentos de ro-

cas de pizarra y cuarcita, los parámetros geo-hidráulicos para esta zona tienen entre 12 m y 80 m de espesor con conductividad hidráulica promedio de $K = 10^{-3}$ a 10^{-7} cm/s.

- d) Zona 4 – Basamento Rocosó (D-e)
Constituido principalmente por pizarra carbonosa muy foliada (dura), ligeramente meteorizada rugosa, ligeramente oxidada en las paredes de las diaclasas y fracturas, de granulometría fina, de color gris, con un espesor que varía desde 80 a 100 m, y con conductividad hidráulica promedio, inferida de la investigación geotécnica, entre $K = 10^{-7}$ a 10^{-9} cm/s.

La interpretación geológica, en relación a la hidrología del suelo (ver Figura 2), muestra las zonas con mayor o menor índice de potencial de escorrentía superficial en el área en estudio y su respuesta ante un evento de precipitación con tiempo de retorno más de 100 años, en la Figura 3.

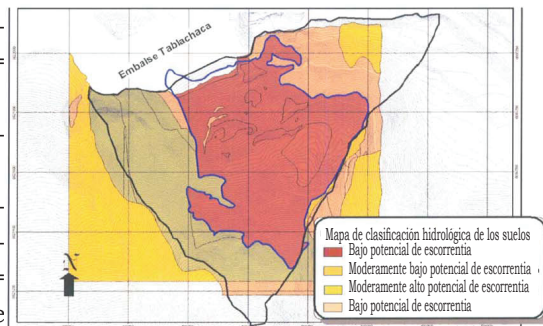


Figura 2. Clasificación hidrológica de los suelos en la zona en estudio

PRESENCIA DEL FLUJO SUBTERRÁNEO Y SUPERFICIAL

$P_{\max24prom}$: 31.5 mm, $P_{\max24max}$: 98 mm,
 $P_{\max24min}$: 15 mm,

Las estaciones pluviométricas referentes, se encuentran localizadas en el área en estudio y cerca del poblado de Kichuas. La información pluviométrica existente (ver Tabla 2), reúne los datos históricos de precipitación máxima diaria, con periodos de registro desde 1964 a 2001 y 2003 a 2005. Que muestran los valores:

Los cuales han sido trabajados y analizados para un tiempo de retorno de 190 años, obteniéndose un rendimiento hídrico de $Q = 12,92 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$.

Dentro del área en estudio existen más de 74 piezómetros, con extensómetros e inclinómetros, ubicadas en las galerías de drenaje, los cuales registran descargas con valores de 5 a 7 ml/s.

Tabla 1. Datos de las estaciones meteorológica para el análisis hidrológico

Código	Estación	Altitud msnm	Periodo de registro anual	Norte, m	Este, m
None code	Kichuas	2 550,00	1964/01/01 2003/12/31	-	-
PRD5BAJO	D5BAJO	2 758,63	1979/03/16 - 2005/03/15	8 621 875,00	523 091,00
PRD5ALTO	D5ALTO	2 948,04	1981/11/05 - 2005/03/15	8 621 746,00	523 387,00

Tabla 2. Series de precipitación mensual en mm para el área en estudio

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
1964	25	43	71	54	42	0	0	3	43	48	71	101	501
1965	78	86	65	34	10	1	8	9	32	17	35	75	449
1966	69	79	60	36	21	1	0	11	16	73	97	86	548
1967	79	100	179	23	18	8	10	32	19	71	45	88	670
1968	95	84	52	25	4	2	9	14	16	40	52	102	493
1969	59	67	62	36	4	6	6	14	20	48	52	96	467
1970	171	66	73	47	11	5	11	1	33	54	32	98	601
1971	69	40	45	41	5	2	0	14	6	37	51	86	395
1972	83	48	89	61	5	0	0	0	10	27	60	62	436
1973	113	142	123	17	0	2	17	21	27	57	28	100	647
1974	144	164	81	39	2	20	0	20	6	46	23	24	571
1975	148	72	103	43	20	0	0	0	0	0	43	102	531
1976	99	72	88	26	10	12	4	0	42	17	22	52	444
1977	39	112	82	8	17	1	2	0	22	26	107	113	528
1978	151	103	69	30	9	7	1	1	60	34	46	82	593
1979	106	66	226	82	14	0	22	14	40	51	83	166	874
1980	112	151	228	28	22	1	18	18	65	154	56	83	936
1981	230	376	133	39	11	0	0	51	11	95	110	147	1204
1982	203	133	95	38	3	6	1	19	38	63	102	33	734
1983	62	58	72	35	6	19	2	16	47	43	51	77	489
1984	150	233	119	77	18	20	4	20	7	44	83	94	867
1985	121	83	87	63	18	7	0	9	46	46	60	126	666
1986	110	228	164	45	13	0	5	44	0	43	53	93	798
1987	92	70	44	32	34	4	10	1	38	41	86	67	520
1988	145	150	109	39	5	0	0	0	3	64	43	97	655
1989	77	99	182	64	14	27	0	8	17	98	33	52	672
1990	84	38	82	29	13	104	23	71	36	184	202	59	924
1991	110	0	59	30	9	30	5	12	13	35	183	35	521
1992	38	48	26	13	0	11	7	4	7	22	193	18	388
1993	101	64	41	29	12	8	5	4	16	156	289	50	776
1994	105	116	99	58	29	0	0	1	8	30	181	91	718
1995	73	128	112	16	5	13	1	8	33	26	47	58	518
1996	97	125	76	51	3	0	0	0	36	30	56	0	472
1997	112	111	74	69	12	1	0	22	36	30	79	50	595
1998	107	79	93	12	2	6	0	6	4	65	39	120	532
1999	92	101	72	43	6	3	12	2	56	29	79	66	559
2000	141	108	68	33	24	5	5	5	11	35	46	58	538
2001	111	87	84	26	28	1	14	10	21				381
2003	96	77	115	54	12	0	0	13	35	10	42	50	504
2004	52	135	106	27	18	13	18	8	25	52	49	143	667
2005	63	75	78										217
PROMEDIO	103	103	95	39	13	9	5	13	25	52	77	80	600
MÁXIMO	230	376	228	82	42	104	23	71	65	184	289	166	1204
MÍNIMO	25	0	0	8	0	0	0	0	0	0	22	0	217

MODELAMIENTO DEL FLUJO SUBTERRÁNEO

Condiciones de frontera

Naturalmente, el área del estudio recibe una tasa variable de la precipitación dentro de un ciclo hidrológico normal; los valores mayores en los meses (enero, febrero y marzo), y el periodo de estiaje, en los meses de junio, julio y agosto. Su importancia en la construcción del modelo se debe

a la consideración del proceso de infiltración como una función con origen en la hidrología del suelo y la percolación sujeta al medio poroso, a través de los intersticios del medio poroso de los materiales y sus discontinuidades, como fallas y diaclasas.

Dentro del perfil longitudinal siguiente, se puede apreciar la caracterización del modelo geológico interpretado (las zonas 1, 2, 3 y 4 descritas antes).

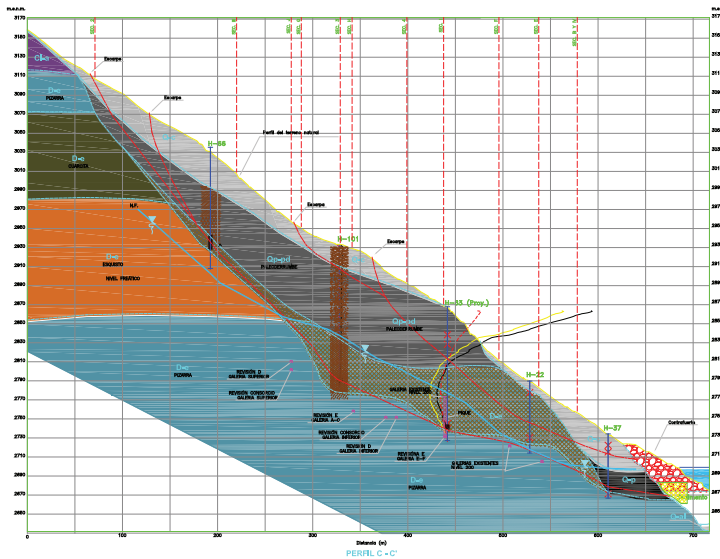


Figura 3. Perfil Longitudinal C-C

Para discretizar el proceso de infiltración, se estableció que la condición de frontera inicial ocurre desde la superficie del terreno hacia los estratos inferiores (suelos y/o rocas) para cada estrato indicado en la Figura 3; por otro lado, no se ha considerado tasas de flujo regional, debido a que el borde superior del área de estudio coincide con la línea de parte de aguas de la

cuenca y que en profundidad se ubica el macizo rocoso, el cual representa un estrato impermeable, como verifican los trabajos de investigación directa.

En las Figuras 2 y 3, se observa el área de influencia directa, que cuenta con un bajo potencial de escorrentía, la mayor parte del agua de lluvia tiende a infiltrarse al no presentar vegetación y/o elementos de retención de

estas aguas; contribuyendo directamente con la recarga del sistema concentrando este volumen de agua en la parte central o cuenco (ver Figura 1).

Diseño de la grilla y estimación de parámetros hidráulicos

Culminada la discretización del modelo tridimensional, se identificó las secciones geológicas, hidrogeológicas, y geotécnicas para analizar los

vectores de flujo mediante elementos finitos, estableciendo la hidrodinámica local para el flujo de agua subterránea dentro de las masas geológicas, y el análisis para conocer la red de flujo. Debe indicarse que la modelación realizada tenía fines académicos para el curso de Taller de Obras Hidráulicas de la universidad.

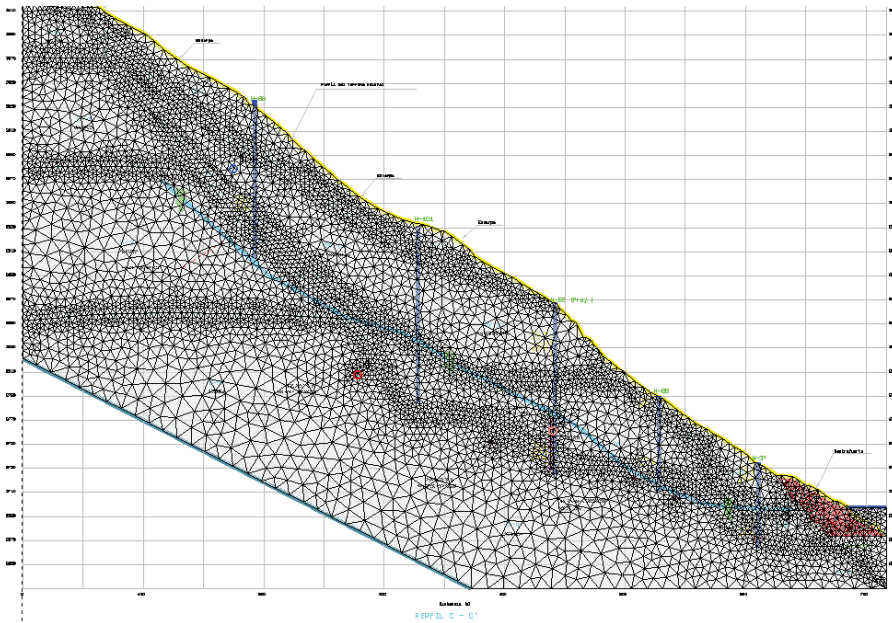


Figura 4. Perfil C-C discretizado dentro de una malla en elementos finitos

Calibración “Modelación Inversa”

Las zonas geológicas implementadas en el modelo conceptual, se han asumido como condiciones iniciales (Figura 4 y 5) todas las lecturas de los niveles de agua en más de 70 piezómetros instalados, el nivel del agua del embalse, las tasas de infiltración, las propiedades geo-hidráulicas para los estratos identificados en las zo-

nas geológicas y las características del suelo superficial.

Para el proceso de calibración o modelación inversa, se han usado las series de lecturas de los niveles de agua dentro de los piezómetros existentes, los cuales han sido comparados la curva numérica versus la curva del nivel freático monitoreada y registrada en campo.

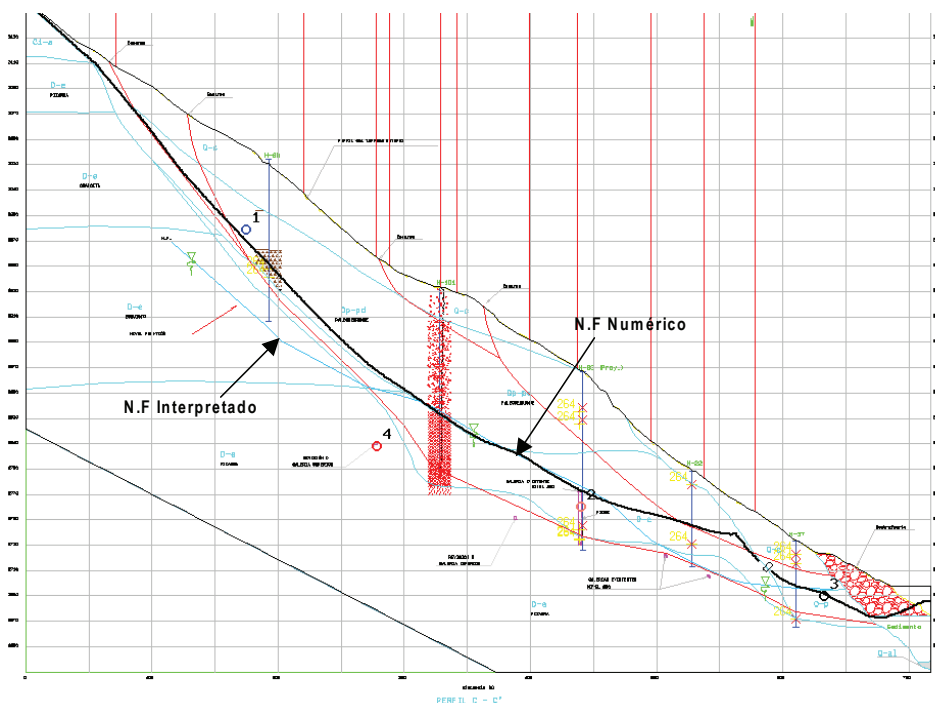


Figura 5. Perfil C-C, indicando la curva del nivel freático monitoreado confrontado con el numérico

Tabla 3. Estadística de cargas hidráulicas observadas y calculadas numéricamente

Puntos	Hc	Hm	Este (x)	Norte (y)	Ri (Hc-Hm)	Ri	Ri ^2
1	2,968.57	2,968.78	524,700.00	8,621,650.00	-0.21	0.21	0.04
2	2,910.10	2,910.20	524,750.00	8,621,600.00	-0.10	0.10	0.01
3	2,890.12	2,890.14	524,800.00	8,621,550.00	-0.02	0.02	0.00
4	2,850.25	2,850.24	524,850.00	8,621,500.00	0.01	0.01	0.00
5	2,810.51	2,810.53	524,950.00	8,621,500.00	-0.02	0.02	0.00
6	2,770.40	2,770.41	525,050.00	8,621,450.00	-0.01	0.01	0.00
7	2,730.22	2,730.10	525,100.00	8,621,400.00	0.12	0.12	0.01
8	2,710.78	2,710.80	525,150.00	8,621,400.00	-0.02	0.02	0.00
9	2,698.74	2,698.75	525,200.00	8,621,350.00	-0.01	0.01	0.00

Nº puntos	9	9	ARM (Absolute Residual Mean)		0.058
Máximo	2,968.57	2,968.78	RMS (Root Mean Square)		0.088
Mínimo	2,698.74	2,698.75	RMS Normalizado%		0.03%
Diferencia	269.83	270.03			

De acuerdo a la tabla 3, se muestran los nueve puntos evaluados (Perforaciones) y, dentro de los indicadores estadísticos utilizados como referencia para la calibración o modelación inversa del modelo numérico, el NRMS (Error cuadrático Medio Normalizado) tiene un valor de 0.03 %, el cual, para fines del análisis efectuado, es un valor que expresa aceptabilidad entre los valores de carga hidráulica observados en campo, confrontados con los estimados por el modelo numérico.

Simulación 2D

El proceso de infiltración dentro del material para la zona en estudio, se inicia a través de material más permeable (coluvial) tal como se muestra en la Figura 6. Esto sucede ante la presencia de estructuras tales como

grietas, fracturas, fallas locales y grandes bolones de roca sin matriz y otras estructuras permeables.

En la zona de brecha, por su naturaleza arcillosa, se aprecia un frente de flujo con menor incidencia que el material de cobertura debido a la permeabilidad más baja que los coluviales y del paleo derrumbe. En la zona de contacto paleoderrumbe (parte superior) y la roca coluvial fracturada (parte inferior), el material de brecha está formado por fragmentos angulosos de roca desde tamaños de grava fina, en matriz areno-limosa y arenarcillosa, con permeabilidad del orden de $K = 10^{-3}$ cm/s.

La permeabilidad obtenida con los ensayos *in situ* para el material de pizarra fracturada, indican un coeficiente de permeabilidad entre $K = 1,73 \times 10^{-3}$

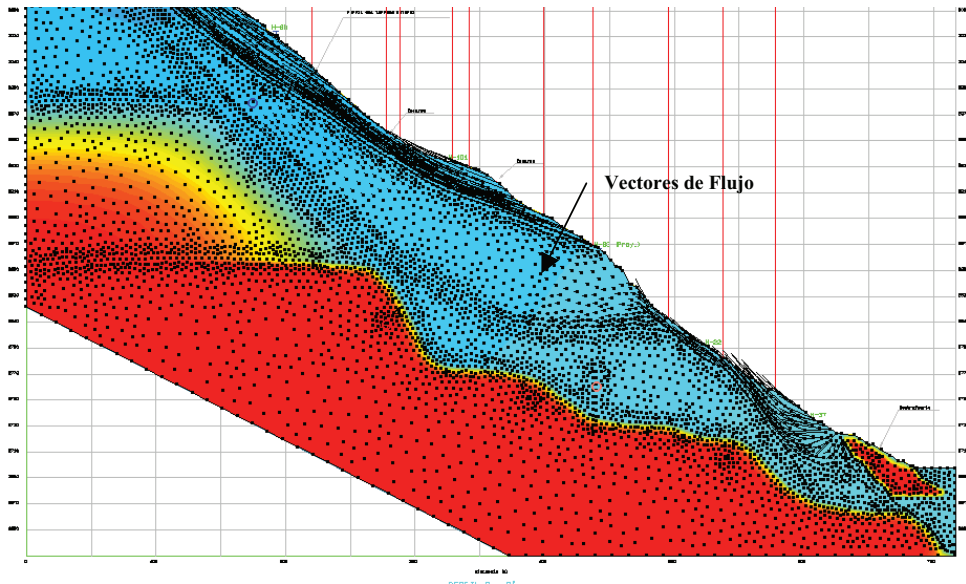


Figura 6. Perfil C-C, simulación de las redes de flujo

y $2,42 \times 10^{-7}$ cm/s, valores que pueden variar en función del comportamiento del nivel freático.

Por lo tanto, el flujo subterráneo con mayores tasas de descarga son incidentes sobre el material coluvial, que

descarga o aflora al medio y al pie del talud en la zona de brecha, presentando mayor concentración de agua, bajo la simulación de lluvia extraordinaria en el área de estudio.

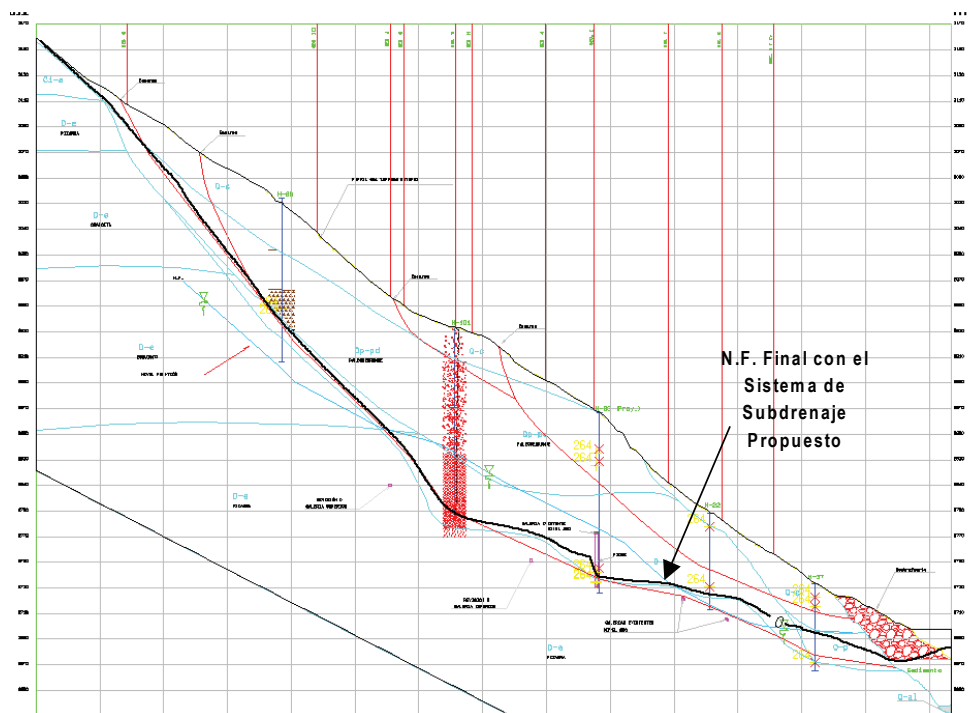


Figura 7. Perfil C-C, abatimiento del nivel freático simulado con subdrenaje profundo

CONCLUSIONES

Los resultados de los caudales obtenidos con el modelo numérico son consistentes con los medidos en la naturaleza, esto significa que con simulación de eventos extremos de precipitaciones con hidrogramas sintéticos o de cualquier metodología, se pueden establecer respuestas sobre el derrumbe y delinear futuras actividades para el control de flujos in-

teriores en el derrumbe. Sin embargo, podemos:

- Continuar implementando el modelo geológico, geotécnico e hidrogeológico bajo un escenario tridimensional, con fines de establecer simulaciones predictivas más acordes con las restricciones de la naturaleza, y seguir tomando datos de campo para calibrar el modelo 2D analizado.

- Establecer mecanismos para el drenaje superficial y subterráneo con la finalidad de interceptar los vectores de flujo dentro de las masas geológicas establecidas. La mayor parte de recarga proviene del suelo de coluvial (superficie) por el cual migra la mayor parte en forma de filtración, recargado los estratos más profundos como función del gradiente hidráulico y las propiedades geohidráulicas de cada estrato.

NOTAS

- ¹ Denominación geológica local (INGEMMET Perú).
- ² Custodio, et al. Hidrología Subterránea. 2ª edición, Ed Omega. Barcelona. 2001. Pp.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Departamento de geología, geotecnia y riesgo sísmico, Cesel S.A., www.cesel.com.pe
- Laboratorio Central de Hidráulica y Medio Ambiente, Universidad Ricardo Palma, www.urp.edu.pe.
- González de Vallejo, J. (2002). Ingeniería Geológica, España: Prentice Hall, 744 pp.
- Bear, J. (1972). "Dynamics of Fluids in Porous Media, American Elsevier". New York, 764 pp.
- Fetter, C. W. (1991). Applied Hydrogeology, Prentice-Hall, 4ª ed., 598 pp.,
- Freeze, R. A. y Cherry, J. A. (1979). Groundwater, Prentice-Hall, 604 pp.
- Custodio, E. & Llamas, M. R. (1983). Hidrología Subterránea, 2 tomos, Omega, 2350 pp.
- Schwartz, F. W. & Zhang, H. (2003). Fundamentals of Groundwater. Wiley, 592 pp.
- Curso Internacional de Hidrología Subterránea. (2009). Hidrogeología. Fundación Centro Internacional Hidrología Subterránea, 768 pp.
- Hiscock, H. (2005). Hydrogeology principles and practice. Blackwell, 389 pp.
- Watson, I. & Burnett. (1995). Hydrology an environmental approach, 702 pp.
- Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. (1998). Physical and chemical hydrogeology, 502 pp.
- Price, M. (2003). Agua Subterránea., Limusa, 341 pp.
- Chapman & Hall (1996). Introducing groundwater., 278 pp.
- Hydrogeologic Manual, <http://www.appliedhydrogeology.com>.
- Anderson, M.P. & Woessner, W.W. (1992). Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport., Academic Press, Inc. New York.
- Diersch, H.J.G. (2009). Feflow Manual, Vol 1, 2, 3, 4 y 5.