

EL DESLIZAMIENTO DEL VAIONT: UNA REVISIÓN GEOLÓGICO-GEOTÉCNICA ACTUALIZADA

Poster

Gorka Iglesias de Francisco
Universidad Complutense de Madrid

TESIS DEL MASTER DE INGENIERIA GEOLÓGICA, UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID, AÑO 2002
Gorka Iglesias de Francisco

EL DESLIZAMIENTO DEL VAIONT: UNA REVISIÓN GEOLÓGICO-GEOTÉCNICA ACTUALIZADA

Hace 39 años que sucedió el desastre del Vaiont, sin embargo, este complejo fenómeno sigue latente en los círculos más estrechamente ligados a la Geología y la Ingeniería Geológica. El deslizamiento del Vaiont, producto de la reactivación de un paleodeslizamiento, ha sido el tema de muchas investigaciones y discusiones, sin así, muchas cuestiones relativas al mecanismo del deslizamiento siguen sin resolución, por eso, este tema representa una fuente inagotable para el Geólogo y el Ingeniero Geólogo. En este estudio se ha recabado tanto en aspectos relacionados con la presa (como estructura) y su emplazamiento como en los aspectos que condicionaron las inestabilidades y el deslizamiento final del 9 de octubre de 1963. Se han considerado las publicaciones principales y más necesarias aparecidas hasta el momento, haciendo hincapié en los condicionamientos a los que estaba sometido el deslizamiento.

1. INTRODUCCIÓN

El valle del Vaiont se localiza en el suroeste de la región de los Dolomitas, a unos 100 km al norte de Venecia. El desastre de Vaiont, ocurrido el 9 de octubre de 1963, acabó con más de 2000 vidas como resultado de la ola provocada por un deslizamiento en la ladera norte del monte Zoc, que formaba el flanco izquierdo del embalse. Las repercusiones en el diseño y construcción de presas ya realizadas fueron directas tanto en la Ingeniería Civil como en la Ingeniería Geológica: el análisis de estabilidad de laderas se convirtió en obligatorio, en vez de ocasional y se llevaron a cabo estudios de estabilidad en embalses ya existentes.

2. EMPLAZAMIENTO Y CARACTERÍSTICAS

En un principio la presa se proyectó a 1500 m aguas arriba de su emplazamiento definitivo. En el emplazamiento original no hubiera habido grandes problemas con deslizamientos, aunque la construcción de la presa hubiera sido dificultosa por la poca calidad de la roca y, además, la capacidad del embalse habría sido mermada. La presa fue construida transversalmente al valle del Vaiont en una profunda y estrecha garganta.

Presa de tipo arco-bóveda, de estructura delgada y planta curva. Tiene una altura de 265 m y una cuneta de 168 m. El arco tiene un grosor de 3,4 m a techo y 22,4 m en la base. La cresta tiene una largura de 190,5 m con 16 vanos. Cota de nivel agua: 722,5 m. Cota cuneta: 722,5 m. Cota de cimentación: 400 m. Alabeamiento: 130x10 m.

3. GEOLOGÍA DE LA ZONA

ESTRATIGRAFÍA

A. **DOLOMITA PRINCIPAL** (potencia 1000 m). Dolomitas masivas y niveles de margas.

B. **FORMACIÓN SOVERZENE** (potencia aproximada: 600 m): Micritas grises y marrones a menudo dolomitizadas, con niveles de margas grises y amarillas.

C. **FORMACIÓN IONB** (potencia de 0 a 15 m). Almacén de margas y calizas grises.

D. **CALCAREAS DEL VAIONT** (potencia 400 m). Calcareas masivas o estratificadas en potentes capas, con intercalaciones de finas capas de micritas marrones y niveles de brechas intramorficas.

E. **FORMACIÓN PONZARO** (potencia 10-40 m). Biotarritas y calizas micriticas con intercalaciones de sílex. Es la formación más importante en la interpretación del deslizamiento. Esta formación está compuesta por el **AMMONITICO ROSSO** (formación rica en niveles arcillosos a favor de los cuales se da el deslizamiento), **CALCAREO COCCHEA** y **SIBRE CONGOMATA**.

F. **SCAGLIA ROSSA** (potencia 300 m). Margas y calizas margosas. Esta formación uniformiza la topografía presentándose porque se ha depositado uniformemente.

G. **MARNE DI SIRTÒ** (potencia 150 m). Margas y calizas margosas grises con calcarenitas.

H. **PLTICH** sucesión de areniscas turbidíticas intercaladas con mudstones.

I. **DEPOSITOS CUATERNARIOS**: Constituidos por depósitos de morrena, de ladera y aluviales.

4. ANTECEDENTES

INVESTIGACIONES REALIZADAS

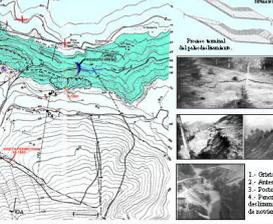
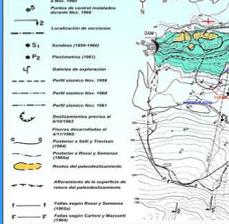
El objetivo inicial de las investigaciones en la ladera del embalse era la localización del plano de paleodeslizamiento. Se llevaron a cabo medidas de movimiento de la ladera norte del monte Zoc, tanto en profundidad como superficiales. La investigación hidrogeológica se realizó con las medidas registradas en tres piezómetros de dudosa instalación.

4. ANTECEDENTES

INESTABILIDADES PREVIAS

El paleodeslizamiento del Wurm condiciona la estructura y la superficie inestable de 1963. Durante el primer llenado se dan diferentes inestabilidades:

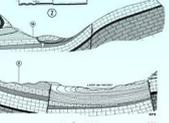
- 3-1960 Deslizamiento (nivel: 650 m)
- 10-1960 Crisis penetrada (a unos 640 m)
- 11-1960 Deslizamiento (a 650 m)



4. ANTECEDENTES

TECTÓNICA Y ESTRUCTURA

La estructura regional de esta región es muy complicada y contiene gran número de elementos. En el valle del Vaiont se ubica un pliegue principal cuyo eje tiene una dirección aproximada E-O, es el sinclinal de Ziro, en cuyo núcleo aparecen materiales del Pliocén. Este sinclinal es atravesado por diferentes fallas de dirección N-S.



4. ANTECEDENTES

TECTÓNICA Y ESTRUCTURA

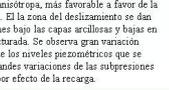
La morfología del valle es el resultado de la interacción de diferentes factores (biológicos, estructurales, morfodinámicos y antropicos). Es una zona con abundantes áreas inundadas por deslizamientos o superficies susceptibles de deslizarse así como por cicatrices y escapes, sobre todo en la ladera norte del monte Zoc.



4. ANTECEDENTES

TECTÓNICA Y ESTRUCTURA

La morfología del valle es el resultado de la interacción de diferentes factores (biológicos, estructurales, morfodinámicos y antropicos). Es una zona con abundantes áreas inundadas por deslizamientos o superficies susceptibles de deslizarse así como por cicatrices y escapes, sobre todo en la ladera norte del monte Zoc.



5. EL DESLIZAMIENTO DE 1963

DESCRIPCIÓN Y CONSECUENCIAS DEL SUCCESO

Los movimientos de la ladera norte comenzaron al alcanzar el embalse los 700 m, a 710 m la velocidad de movimiento era de 20 cm/día. El deslizamiento movió una masa rocosa de 250 m de espesor y 2 km de largura. Se ha estimado que pudo alcanzar una velocidad de 20-30 m/s antes de parar contra la ladera opuesta, desplazando la masa paleodeslizada (Código Isolato). La ola resultante pasó unos 100 m por encima de la coronación de la presa sin causar daños materiales. Murieron más de 2000 personas, la mayoría habitantes de Longorone.

5. EL DESLIZAMIENTO DE 1963

CARACTERÍSTICAS DEL DESLIZAMIENTO

En la ladera inestable el buzamiento de los estratos se incrementa de los aproximadamente 10° en el fondo del valle a 40° en la parte alta de la ladera, que tiene como resultado la creación de una configuración en forma de silla que condicionó la superficie de rotura.

El movimiento se dio a favor de intercalaciones arcillosas y por una grieta perimetral previa.



5. EL DESLIZAMIENTO DE 1963

CARACTERÍSTICAS DEL SUELO DE LA SUPERFICIE DE DESLIZAMIENTO

Los aspectos más significativos de la estratigrafía del deslizamiento son relativos a la localización, continuidad y propiedades físicas de las intercalaciones arcillosas que aparecen en la sucesión estratigráfica. La arcilla es en general muy blanda y viscosa, con una densidad de 0,81-1,62 (g/cm³), de superficie esponjosa debido los caminos cerrados de humedecimiento y secado a los que se ve sometida. Estas características son típicas de arcillas montmorilloníticas. En gran parte del deslizamiento están presentes capas de arcillas de gran debilidad, de unos pocos centímetros de espesor y separadas por estratos calcáreos nodulosos.

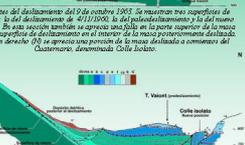


Fig. 1 - Historia operacional del M. Foc visto desde Cacco en septiembre de 1959. Se observa el torcimiento de Massalana en el centro. El torcimiento de la ladera de Pian del Rey y la grieta de Pian de la Pigna. La línea punteada describe la zona de la grieta perimetral.

Fig. 2 - El deslizamiento del M. Foc visto desde el monte Borgi. La superficie de rotura se dio de manera progresiva en la zona denominada "Código Isolato". En esta sucesión también se aprecia una falla en la parte superior de la masa del campo tras el deslizamiento y el interior de la masa paleodeslizada. En el margen derecho del M. Foc se aprecia una porción de la masa deslizada a comienzos del Cuaternario, denominada Coda Isolato.

Fig. 3 - Sección a través del deslizamiento del 9 de octubre de 1963. Se muestran las superficies de deslizamiento: la del deslizamiento de 1910/1960, la del paleodeslizamiento y la del nuevo deslizamiento. En esta sección también se aprecia una falla en la parte superior de la masa del campo tras el deslizamiento y el interior de la masa paleodeslizada. En el margen derecho del M. Foc se aprecia una porción de la masa deslizada a comienzos del Cuaternario, denominada Coda Isolato.

Fig. 4 - Sección a través del deslizamiento del 9 de octubre de 1963. Se muestran las superficies de deslizamiento: la del deslizamiento de 1910/1960, la del paleodeslizamiento y la del nuevo deslizamiento. En esta sección también se aprecia una falla en la parte superior de la masa del campo tras el deslizamiento y el interior de la masa paleodeslizada. En el margen derecho del M. Foc se aprecia una porción de la masa deslizada a comienzos del Cuaternario, denominada Coda Isolato.

6. CAUSAS DEL DESLIZAMIENTO

FACTORES CONDICIONANTES

- 1.- La estructura geológica. Condiciona notablemente el comportamiento de la ladera en conjunción con otros factores como el nivel del embalse.
- 2.- Hidrogeología. Condicionante en cuanto a la anisotropía en la permeabilidad y la concentración de altas subpresiones en los niveles arcillosos. La alteración de este modo por la variación del nivel del embalse pasa a ser un factor determinante.
- 3.- Litología. La resistencia a lo largo de las superficies arcillosas es significativamente menor que la del material que se encuentra por encima y por debajo. Estos materiales actúan como aculturados o barreras de baja permeabilidad.
- 4.- Existencia de un paleodeslizamiento previo. Condiciona la superficie de debilidad.

6. CAUSAS DEL DESLIZAMIENTO

FACTORES DETERMINANTES

- 1.- Influencia del nivel del embalse. Alteración en las fuerzas que actúan sobre la superficie del deslizamiento, variación de las condiciones hidrogeológicas, cambios en las propiedades resistentes de la roca y el suelo.
- 2.- Nivel del embalse y estructura geológica. El incremento del nivel es un factor determinante del movimiento ya que a medida que se aumenta el biogue inferior la estabilidad disminuye y hasta un nivel denominado "crítico".
- 3.- Nivel del embalse, precipitación e índice de movimientos. A bajos niveles del embalse se necesitan altas precipitaciones para desarrollar presiones de levantamiento suficientemente importantes para inestabilizar la masa deslizable. Al incrementar el nivel las presiones intersticiales también aumentan, por tanto, mayores índices pluviométricos pueden producir inestabilidad.

6. CAUSAS DEL DESLIZAMIENTO

Esta figura sugiere que el deslizamiento podría haber sido provocado si fuera o fuera de nuevo cuando los niveles alcanzan elevaciones próximas a 722,5 m. Los datos también indican que los movimientos de deslizamiento podrían ser provocados por precipitaciones o por un nivel de agua más alto por encima de la superficie de rotura que por presiones intersticiales producidas por la presa.

7. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

CONSIDERACIONES

Resistencia al corte. Además de la resistencia al corte de las capas arcillosas hay que considerar el ángulo de empujamiento del corte E, actuando en las discontinuidades que se dan a través de los planos de estratificación, en el interior de la masa deslizada. A partir de las observaciones de campo se ha estimado $E = 30^\circ - 40^\circ$. Los análisis han confirmado que la estabilidad del deslizamiento se hubiera mantenido si este valor de empujamiento se hubiera mantenido a este nivel.

Presiones intersticiales. Cada condición del embalse ha sido analizada para distribuciones de presiones altas y bajas, correspondientes a condiciones de alto y bajo regímenes de precipitación.

Geometría del plano de rotura. Se consideró que se correspondía con el deslizamiento antiguo.

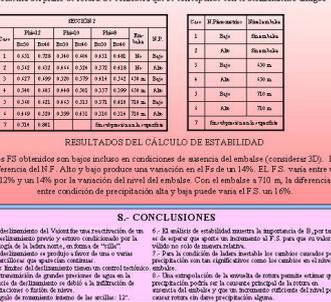
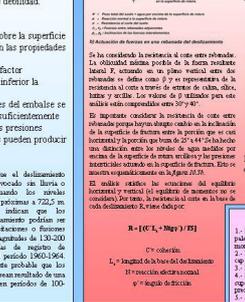
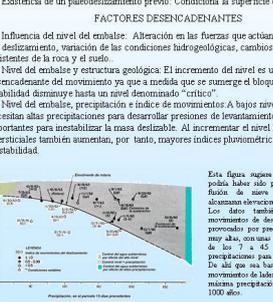
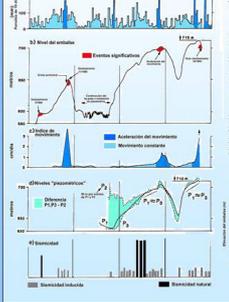


Fig. 5 - Influencia del nivel del embalse. Alteración en las fuerzas que actúan sobre la superficie del deslizamiento, variación de las condiciones hidrogeológicas, cambios en las propiedades resistentes de la roca y el suelo.

Fig. 6 - Nivel del embalse y estructura geológica. El incremento del nivel es un factor determinante del movimiento ya que a medida que se aumenta el biogue inferior la estabilidad disminuye y hasta un nivel denominado "crítico".

Fig. 7 - Nivel del embalse, precipitación e índice de movimientos. A bajos niveles del embalse se necesitan altas precipitaciones para desarrollar presiones de levantamiento suficientemente importantes para inestabilizar la masa deslizable. Al incrementar el nivel las presiones intersticiales también aumentan, por tanto, mayores índices pluviométricos pueden producir inestabilidad.

Fig. 8 - Geometría del plano de rotura. Se consideró que se correspondía con el deslizamiento antiguo.