

DINÁMICA DE DESLIZAMIENTOS EN ROCAS BLANDAS ARCILLOSAS

Dynamics of landslides in argillaceous rocks

Eduardo Alonso Pérez de Ágreda^a, Núria M. Pinyol Puigmartí^a, Alba Yerro Colom^b

^a Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental. División de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya, España.

^b Civil & Environmental Engineering Department. Virginia Tech. Estados Unidos.

RESUMEN – El artículo analiza el comportamiento de deslizamientos en rocas caracterizadas por el predominio de su componente arcillosa y por una tipología de movimientos que se explican por el agotamiento de la resistencia al esfuerzo cortante en superficies o bandas de pequeño espesor. El artículo se centra en primeras roturas y, posteriormente, en el efecto de los planos de corte internos que se desarrollan por compatibilidad de movimiento. Las primeras roturas en materiales que exhiben un comportamiento de reblandecimiento bajo tensión están generalmente precedidas por un mecanismo de rotura progresiva seguido de un movimiento acelerado. El tipo de sollicitación exterior (carga, descarga, cambio en presiones intersticiales) controla el mecanismo de rotura y su evolución. Ello se ilustra en varios ejemplos de roturas (Selborne, Viladesens, Sabadell, Aznalcóllar). Por otro lado, mediante análisis de sensibilidad utilizando el “método del punto material”, se muestra que el desplazamiento esperable depende del Índice de Fragilidad de la roca arcillosa. La geometría de las superficies de deslizamiento, a menudo consecuencia de la geología y los planos o estratos de debilidad, determina la evolución del movimiento y el desarrollo de superficies de corte en el interior de la masa movilizada que cruzan los planos de sedimentación. Este aspecto se analiza mediante ejemplos de deslizamientos compuestos y el caso del deslizamiento de Cortes (Valencia).

ABSTRACT – The paper analyses landslides in argillaceous rocks characterized by the loss of shear strength on the basal surface. The article focusses on first failures and the effect of internal shearing planes developed because of kinematic compatibility. First failures in strain-softening materials are preceded by progressive failure phenomena, which ends in an accelerated motion. The boundary conditions (loading, unloading, changes in pore water pressure) control the failure and its evolution. This is illustrated by several case histories (Selborne, Viladesens, Sabadell, Aznalcóllar). Through a sensitivity analysis, performed with the help of the “material point method”, it is shown that the run-out depends on the fragility index of the argillaceous rock. The geometry of the sliding surface, mainly determined by the geology and by the weakness planes, controls the evolution of motion and the development shearing surfaces within the mobilized mass. This is analysed in academic examples of compound landslides and also for the case of Cortes landslide (Valencia, Spain).

Palabras Clave – Deslizamientos, dinámica, rocas blandas, casos reales, modelación numérica.

Keywords – Landslides, dynamics, soft rocks, case histories, numerical simulation.

E-mails: eduardo.alonso@upc.edu (E. Alonso), nuria.pinyol@upc.edu (N.M. Pinyol), ayerro@vt.edu (A. Yerro)

ORCID: orcid.org/0000-0003-2472-3951 (E. Alonso), orcid.org/0000-0002-1878-1365 (N. Pinyol)

1 – INTRODUCCIÓN

Las rocas blandas arcillosas abundan en la Península Ibérica. Se encuentran en las cuencas terciarias de grandes ríos peninsulares y, también, en el sustrato mesozoico (Fig. 1). Su comportamiento geotécnico se sitúa en la frontera suelo-roca hasta el punto de que se han organizado simposios nacionales e internacionales para estudiar sus características dentro de un marco común de entendimiento (Primer Simposio Nacional de Rocas Blandas, Madrid, 1976; Geotechnical Engineering of Hard Soils-Soft Rocks; Athens 1993; The Geotechnics of Hard Soil-Soft Rocks, Naples, 1998). Aunque esta corta serie de conferencias no tuvieron continuidad, despertaron gran interés, seguramente porque estos materiales son comunes y porque la mecánica de suelos tradicional tiene dificultades para interpretar su comportamiento.

Obviamente la variedad de materiales que se pueden englobar en la denominación “roca blanda arcillosa” es enorme. Pero se pueden buscar algunos rasgos comunes:

- Las discontinuidades, a varias escalas, juegan un papel determinante para explicar las inestabilidades. Entre ellas, los planos de sedimentación exhiben una reducción de resistencia a esfuerzo cortante, si se compara con la resistencia de la roca “matriz”. Su gran continuidad lateral favorece la formación de mecanismos de rotura. La “debilidad” inicial de los planos de sedimentación favorece seguramente la concentración en ellos de deformaciones de corte cuando el conjunto está expuesto a movimientos tectónicos.

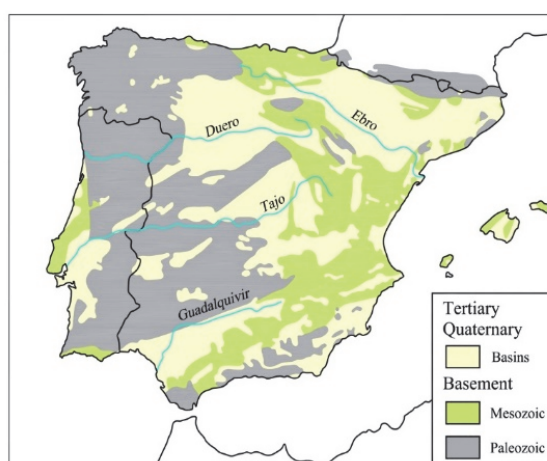


Fig. 1 – Geología simplificada de la Península Ibérica (Alonso y Pinyol, 2014).

- En los bordes de las cuencas sedimentarias (Figura 1) los fenómenos tectónicos asociados a formación de cordilleras intensifican los esfuerzos y se generaliza el desarrollo de superficies de cizalla en las rocas arcillosas. La Figura 2 es un ejemplo. En la Figura 2a se observa el aspecto de un testigo extraído desde la solera del túnel de Lilla. Se trata de una arcilla sulfatada Eocena en el borde oriental de la depresión del Ebro, afectado por la cordillera costera catalana. La Figura 2b es una superficie estriada de la roca, probablemente cizallada bajo altas tensiones normales. La resistencia residual al corte se adivina pequeña, pero su rugosidad contribuirá a incrementar la fricción de corte plana (Zandarín *et al.*, 2013).
- Es frecuente en estas rocas la presencia de sales y, en particular, de yeso y anhidrita. En las rocas arcillos triásicas, frecuentemente en las facies Keuper, abundan las sales sulfatadas, ampliamente reconocidas también en el Sur de Alemania y Suiza. La foto de la Figura 3 muestra una superficie de cizalla, atribuida a la orogenia Alpina, con presencia de cristales deformados de yeso. Corresponde al túnel de Albertia en la línea de alta velocidad Vitoria-Bilbao.



Fig. 2 – (a) Testigo de la argilita de Lilla; (b) Superficie estriada extraída de Lilla.



Fig. 3 – Superficie cizallada en la pizarra arcillosa de facies Keuper. Túnel de Albertia.

- La matriz arcillosa presenta un comportamiento frágil cuando la roca es sometida a esfuerzos cortantes en condiciones drenadas. Ello es el resultado de su sobreconsolidación y, en ocasiones, de la cementación de la matriz. En la Figura 4a se reproducen dos ensayos de corte drenados realizados bajo la misma tensión efectiva de confinamiento (0.1 MPa) y sobre testigos recuperados en un mismo sondeo realizado en la depresión terciaria del Bierzo. La diferencia fundamental entre ambas muestras es su humedad (o índice de poros, ambas muestras estaban saturadas). Pequeñas variaciones de humedad (17% a 19.2%) suponen un cambio notable de comportamiento. La primera muestra exhibe una resistencia alta de pico y una caída rápida hacia valores residuales cuando la deformación de corte se acumula en el plano de cizalla. La segunda tiene un comportamiento dúctil y una resistencia al corte constante. La Figura 4b resume los datos de muchos ensayos similares. Destaca la gran variabilidad de las resistencias de pico y la marcada y gradual caída hacia la resistencia residual que no está especialmente bien definida. Esta fragilidad es generalizada en las rocas arcillosas inalteradas.

Por otra parte, la sobreconsolidación de estas rocas arcillosas y los esfuerzos tectónicos son indicios de valores altos de K_0 . Existe poca información contrastada de este valor. En un análisis inverso de los movimientos medidos durante la excavación de un túnel en la arcilla sobreconsolidada de la depresión terciaria del Vallés (Barcelona) se estimó un valor $K_0 = 2.17$ (Gens *et al.*, 1996). En las formaciones arcillosas terciarias y secundarias que se tratan aquí el valor de K_0 tendrá probablemente valores superiores a 1.5 excepto en situaciones de distensión. La fragilidad y los valores altos de K_0 favorecen el fenómeno de rotura progresiva en los casos de “primeras roturas”.

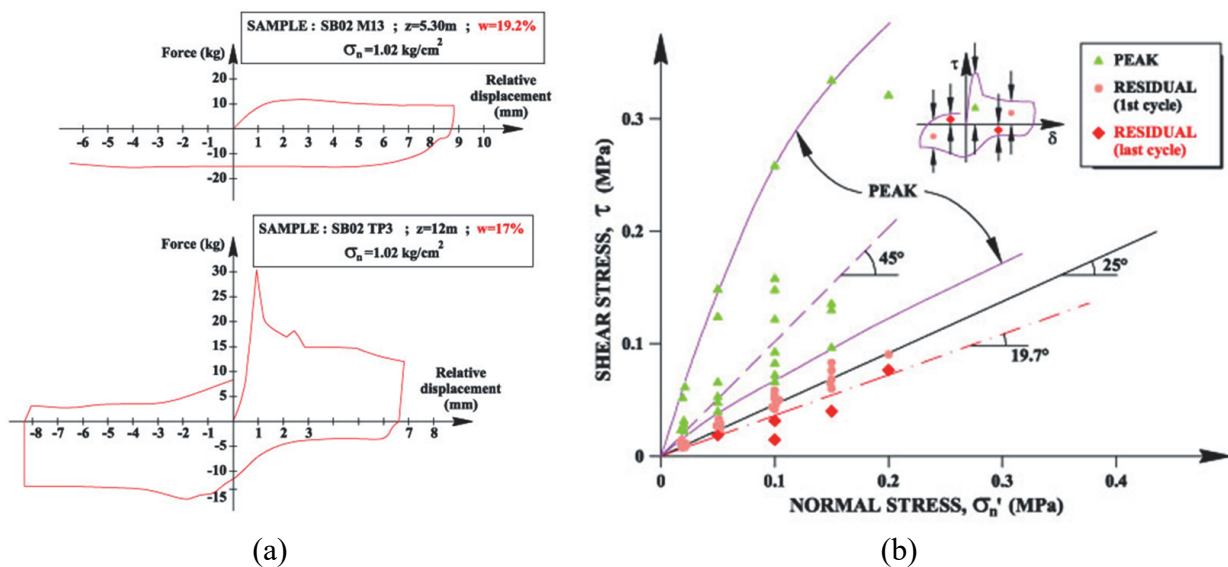


Fig. 4 – (a) Ensayos de corte directo sobre arcilla sobreconsolidada terciaria de la depresión del Bierzo, León (modificada de Pinyol *et al.*, 2007); (b) Envolventes de rotura.

- El clima mediterráneo-continental que prevalece en la Península Ibérica en el centro, sur y en la vertiente mediterránea conduce a la falta de saturación y a variaciones estacionales en superficies expuestas a la atmósfera como es el caso de laderas y taludes. Los cambios estacionales se reflejan en perfiles de alteración como el indicado en la Figura 5 para la formación de margas de Pamplona en el emplazamiento de la presa de Monreal (Alonso *et al.*, 2013). La meteorización reduce muy significativamente la resistencia al corte. La Figura 6 muestra las envolventes de rotura medidas en ensayos de corte sobre muestras inalteradas, de nuevo con una notable variabilidad, la resistencia esperable en contactos con superficies de hormigón, el valor residual y las aproximaciones que propone Barton a partir del índice de rugosidad de superficies de rotura. La rugosidad de las superficies de rotura y el grado de saturación de la matriz arcillosa determinan la fricción disponible.

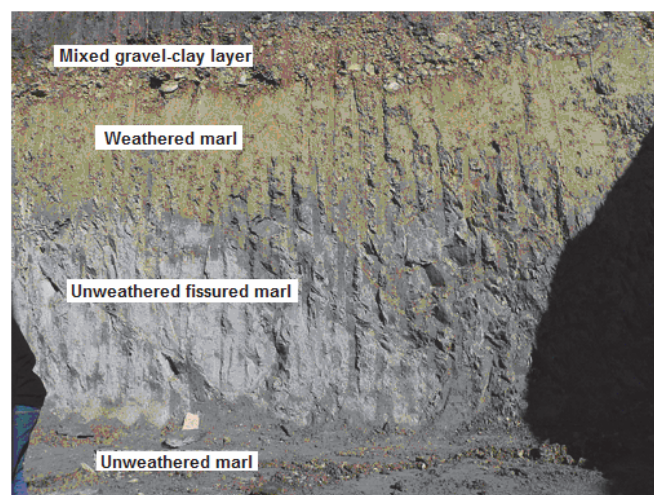


Fig. 5 – Perfil de alteración de margas de Pamplona en el emplazamiento de la presa de Monreal (Alonso *et al.*, 2010).

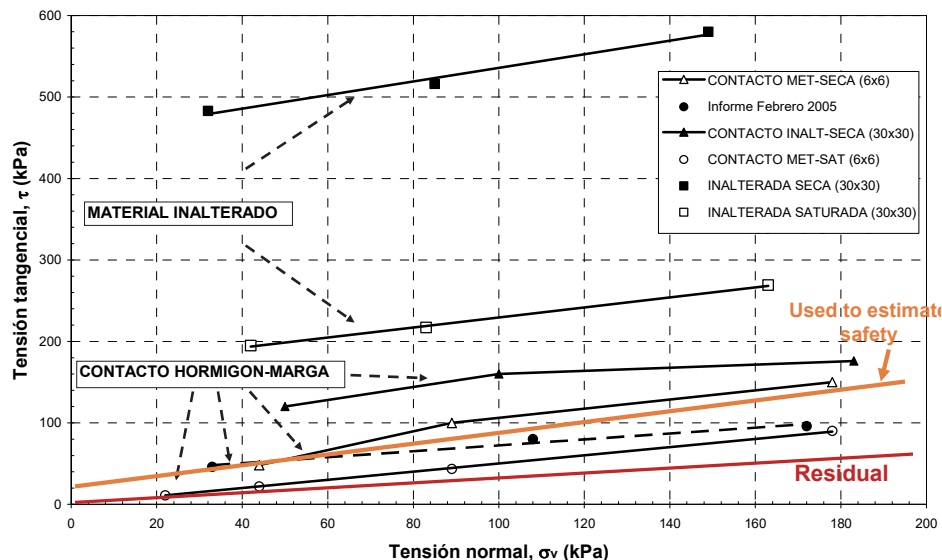


Fig. 6 – Envolventes de rotura de margas de Pamplona y en contactos marga-hormigón. Presa de Monreal.

En una investigación experimental de estos dos aspectos sobre la argilita de Lilla (Figura 2) se obtuvieron los resultados indicados en la Figura 7. Se representa la cohesión y fricción de las envolventes de rotura medidas en ensayos realizado en un equipo de corte con succión controlada mediante el equilibrio, a una determinada humedad relativa (RH). El ángulo α en las figuras es la pendiente de los planos que definen protuberancias triangulares con relación a la superficie medida de corte. El aumento de resistencia al corte desde condiciones de saturación (succión nula, $s = 0$) y junta plana ($\alpha = 0^\circ$) y junta plana ($\alpha = 0^\circ$) ($c' = 0$, $\phi' = 35^\circ$) a una rugosidad media ($\alpha = 5^\circ$) y una humedad relativa ambiental habitual (RH = 60%, correspondiente a $s = 70$ MPa) ($c' = 60$ kPa, $\phi' = 42^\circ$) es muy notable.

- La resistencia residual disponible en la superficie de deslizamiento es una información vital para interpretar la reactivación de deslizamientos previos. También para interpretar primeras roturas en presencia de esfuerzos tectónicos, especialmente cuando las bandas internas de corte pueden constituir un mecanismo cinemáticamente posible, aunque sea “a costa” de cizallar zonas intactas. El ensayo de referencia para determinar la resistencia residual es el ensayo de corte anular sobre muestra remodelada a la humedad del límite líquido.

En un estudio de taludes que alcanzaron la rotura a favor de planos de sedimentación, en los que se pudo determinar la fricción que explicaba la rotura, mediante análisis retrospectivo, utilizando modelos de equilibrio límite, se comprobó que la resistencia que proporciona el ensayo de corte sobre muestras de la superficie de deslizamiento es coherente con el valor que proporciona el equilibrio estricto (Figura 8a, Alonso 2000). En los casos representados en la Figura 8a no se encontró una buena correspondencia entre los ángulos medidos en ensayos de corte anular sobre muestras remodeladas y el valor “real”. Se comprueba que las superficies de cizalla naturales, de muy baja rugosidad, estriadas, originadas por esfuerzos tectónicos o deslizamientos previos pueden tener una fricción inferior a la que proporciona el ensayo de corte anular. En Alonso (2000) se discute este resultado. En otros casos, representados en la Figura 8b, donde las superficies de sedimentación no forman necesariamente parte de la superficie de rotura los ángulos de fricción residual son más coherentes con el análisis retrospectivo.

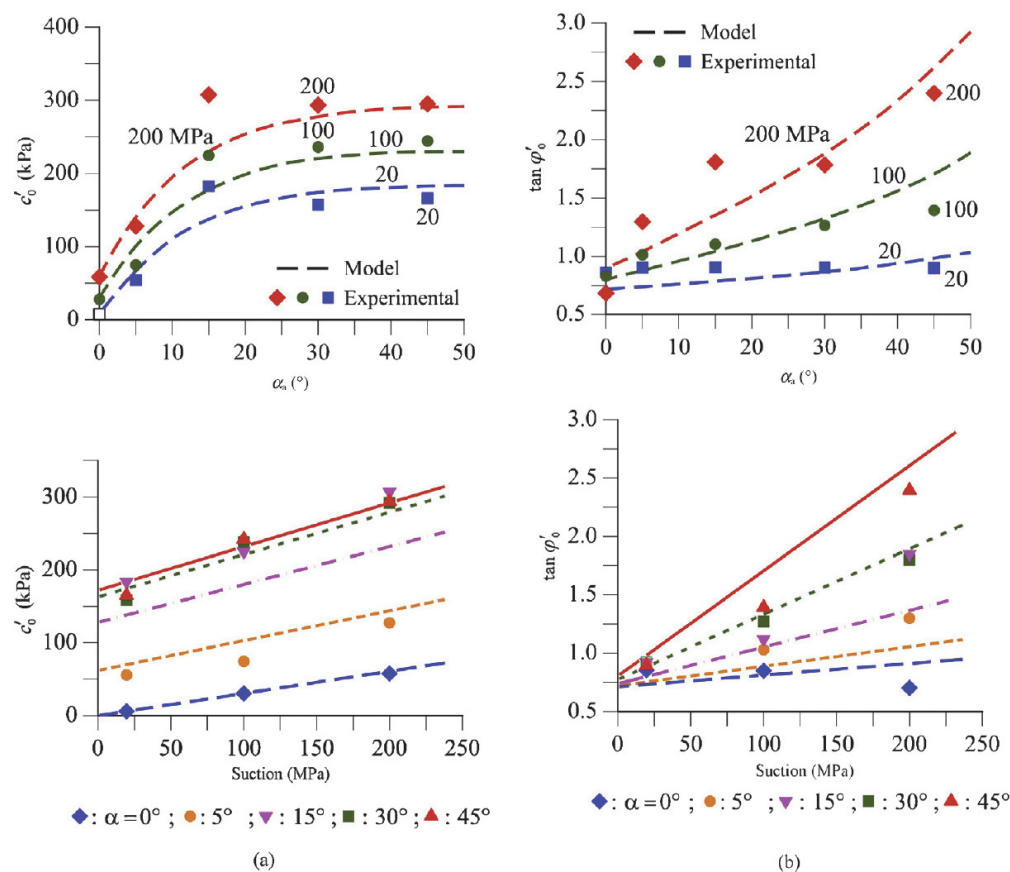


Fig. 7 – Efecto del ángulo medio de rugosidad y de la succión sobre (a) cohesión y (b) ángulo de fricción de la argilita de Lilla. Ensayos de corte con succión controlada (Zandarín *et al.*, 2013).

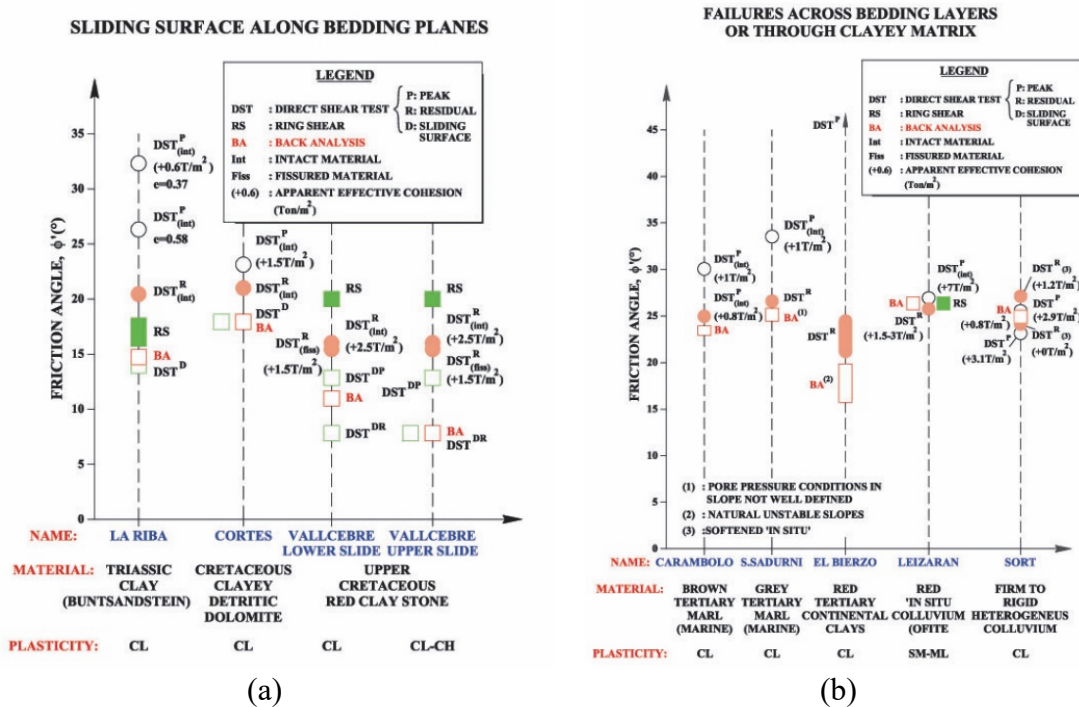


Fig. 8 –Ángulos de fricción determinados por diferentes procedimientos en los deslizamientos que se indican. a) roturas a favor de superficies de sedimentación; b) roturas que cruzan la matriz de estratos arcillosos.

Recientemente, Montero-Cubillo y Estaire (2020) incorporaron casos adicionales y llegaron a una conclusión similar. Las correlaciones bien conocidas que relacionan la fricción residual con la plasticidad de la arcilla (w_L , IP), la fracción arcillosa o el “índice de poros granular” (Lupini *et al.*, 1981) tienen dificultades para explicar los ángulos de fricción que se deducen de roturas reales, especialmente en los deslizamientos a favor de planos de sedimentación (Figura 9). Las correlaciones mejoran cuando la superficie de rotura cruza la matriz arcillosa. Algunas razones para explicar estas dificultades son: el efecto de deformaciones de corte bajo altas tensiones de confinamiento en el pasado geológico (sería el caso de los esfuerzos tectónicos) que generan planos de cizalla especialmente lisos, las expansiones y retracciones repetidas debidas al clima y las alteraciones químicas en las superficies de rotura (Hawkins *et al.*, 1988; Alonso *et al.*, 1993, Azañón *et al.*, 2010).

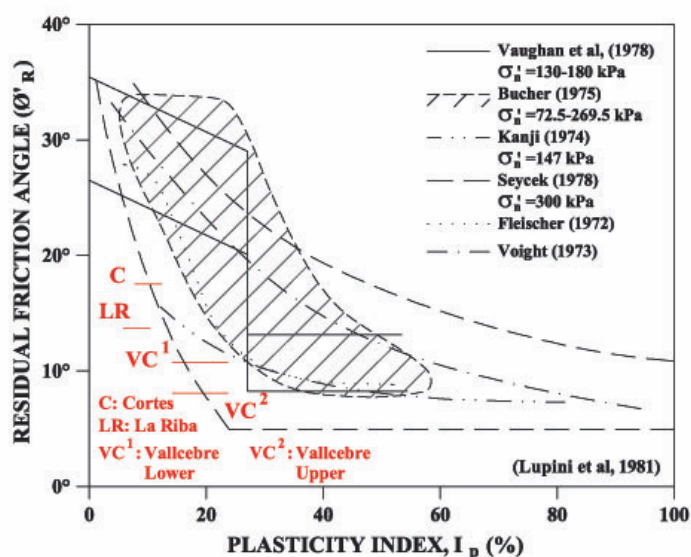


Fig. 9 – Ángulos de fricción determinados por análisis retrospectivo de cuatro deslizamientos representados en el diagrama de correlación de Lupini *et al.* (1981) entre fricción residual e índice de plasticidad.

- La fricción residual crece con la succión. Romero *et al.* (2014) investigaron esta dependencia a partir de ensayos en un equipo de corte anular preparado para controlar la humedad relativa. Ensayaron varios suelos de plasticidad creciente. Encontraron que el cociente (τ_r/σ_n), donde τ_r es la tensión de corte residual y σ_n la tensión normal, crece linealmente con el producto ($Sr \cdot s$) donde Sr es el grado de saturación y s la succión.

$$\tau_r/\sigma_n = \tan \phi'_{r\text{ sat}} + a Sr s \quad (1)$$

o bien

$$\tau_r/\sigma_n = \tan \phi'_{r\text{ sat}} + a_m Sr^m s \quad (2)$$

donde Sr^m es la “succión microestructural” (Alonso *et al.*, 2010). Los parámetros a y a_m crecen con el índice de plasticidad como se indica en la Figura 10 (Romero *et al.*, 2014). Las expresiones (1) y (2) indican que el incremento de la fricción residual en suelos no saturados, si se comparan con el valor en saturación, es notable. Se explica por el efecto que tiene la succión en transformar los minerales arcillosos en agregados rígidos, lo que incrementa la rugosidad de la superficie de corte, que se parece a lo que sería en un suelo

granular. Este incremento de fricción residual puede tener interés en la práctica para estabilizar deslizamientos en fase de reptación.

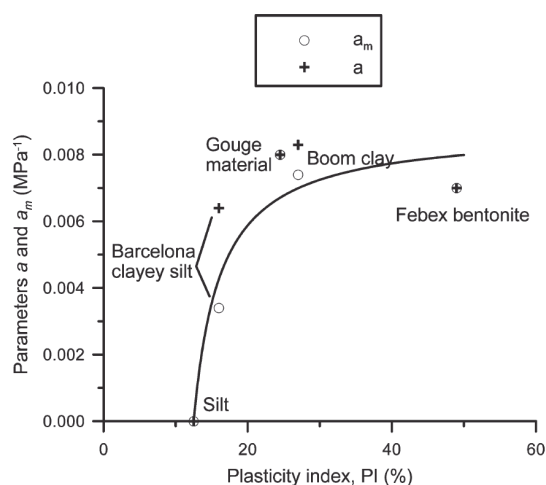


Fig. 10 – Relación entre los parámetros a y a_m , que indican el crecimiento de la fricción residual con el índice de plasticidad (Romero *et al.*, 2014).

- La fricción residual cambia también con la velocidad de deformación de corte. Este aspecto, que guarda una relación directa con la movilidad, variable en el tiempo, que se observa en deslizamientos de reptación, se discute más adelante.

Se han elegido dos aspectos para analizar la dinámica de los deslizamientos en rocas blandas arcillosas: los derivados de la fragilidad del material a lo largo de las superficies de rotura basales, con un efecto relevante en primeras roturas y, en segundo lugar, el efecto de la rotura a favor de superficies internas, para permitir un movimiento admisible cinemáticamente.

En los dos casos, el análisis se refiere a deslizamientos a favor de superficies o bandas de corte de espesor muy reducido, si se compara con la profundidad de la superficie de rotura. Pero, en conjunto, la masa de roca arcillosa movilizada, limitada por las superficies de corte experimenta deformaciones menores si se comparan con la deformación de la superficie principal de rotura. Esta definición incluye los deslizamientos traslacionales, rotacionales y los que resultan de la combinación de ambos conceptos.

2 – PRIMERAS ROTURAS EN MATERIALES FRÁGILES

Se examinan dos casos reales para destacar algunos aspectos de la rotura progresiva y del movimiento acelerado que se produce cuando concluye la fase de rotura progresiva.

2.1 – Aznalcóllar

El caso se ha descrito extensamente en publicaciones previas (Alonso y Gens, 2006a,b; Gens y Alonso, 2006a; Zabala y Alonso, 2011). Se resume aquí el análisis de la rotura progresiva y la interpretación del desplazamiento (50 m) que sufrió la mayor parte del dique de contención de la balsa de residuos situada en su costado sureste. Tras la rotura se pudo establecer con bastante precisión la geometría de la superficie de rotura (Figura 11) en el eje central del deslizamiento, que trasladó el dique de escollera en un movimiento que se puede describir como de “sólido rígido”. La mayor parte de la superficie de rotura está situada en la arcilla azul del Guadalquivir. En el extremo distal del deslizamiento se desarrolla una cuña pasiva en la que la superficie de rotura dejó de ser única y se ramificó en varias bandas de corte intenso.

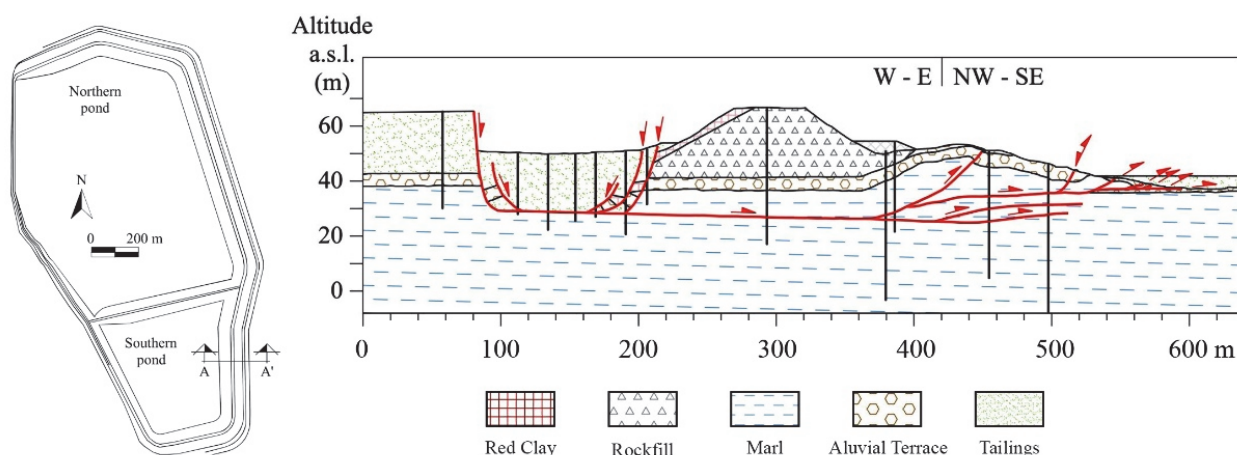


Fig. 11 – El deslizamiento del dique perimetral de la balsa de Aznalcóllar (Alonso y Gens, 2006a).

Los datos siguientes resumen la naturaleza de la arcilla azul sobreconsolidada, depositada en ambiente marino:

Plasticidad: $w_L = 57-67\%$; $IP=32-35\%$

Contenido de finos $> 98\%$.

Fracción arcillosa (<2 mm); $47-58\%$

Humedad natural; $w = 30-35\%$

Índice de poros; $e = 0.8-1.0$

Clasificación: CH o MH

Coefficiente de consolidación: $c_v = 0.5 \cdot 10^{-3} - 1.5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$

Minerales: calcita + cuarzo (30%), esmectita cálcica (35%); illita + caolinita (35%).

Es un depósito muy homogéneo, poco anisótropo. La Figura 12 proporciona una idea de su fragilidad. La rotura en un ensayo de corte directo drenado sobre una muestra inalterada se alcanza para un desplazamiento relativo de corte de unas décimas de milímetro. A continuación, se pierde la cohesión con rapidez y se inicia la reducción de la resistencia hacia valores residuales, que se determinaron mediante ensayo de corte anular, pero también, ensayando algunas bandas de corte naturales. La Figura 13 es un resumen de la evolución de la envolvente de rotura (Mohr-Coulomb) desde los valores de pico hasta la fricción residual.

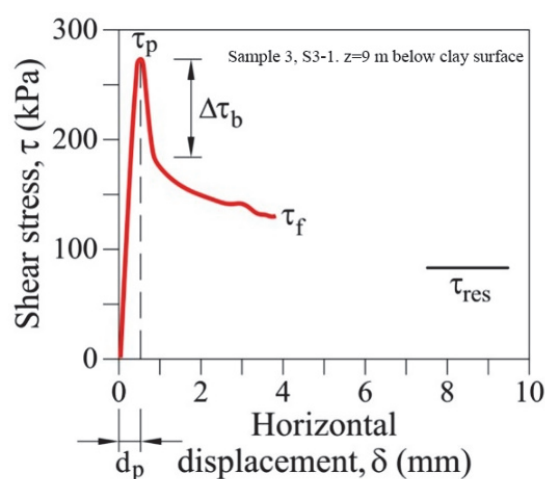


Fig. 12 – Ensayo de corte directo de una muestra de la arcilla azul del sustrato del dique de Aznalcóllar (Alonso y Gens, 2006a).

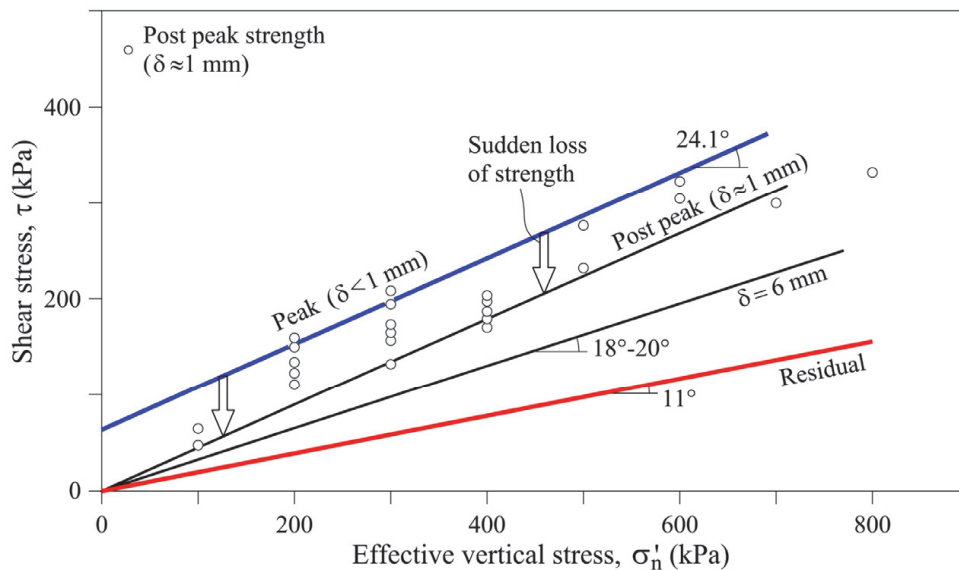


Fig. 13 – Envolventes de rotura de la arcilla azul del substrato del dique de Aznalcóllar (Alonso y Gens, 2006a).

La construcción del dique y el almacenamiento de los estériles (que duró 20 años) mediante una técnica de recrecer y extender hacia aguas abajo la dimensión de la presa determinó la evolución de tensiones en el cimiento del dique de escollera y de la propia balsa. Zabala y Alonso (2011) simularon la construcción y rotura de la balsa mediante el método del punto material (MPM). La fragilidad de la roca arcillosa se representó mediante una reducción de la cohesión y fricción (en tensiones efectivas) con la deformación plástica equivalente de corte ($\varepsilon_{eq} = (2/3 e^p : e^p)^{1/2}$ donde e^p es el tensor desviador equivalente de deformación plástica:

$$c' = c'_{pico} e^{-\eta \varepsilon_{eq}} \quad (3)$$

$$\phi' = \phi'_{res} + (\phi'_{pico} - \phi'_{res}) e^{-\eta \varepsilon_{eq}} \quad (4)$$

donde η es un parámetro de forma que se calibró a partir de ensayos de corte en laboratorio y del tamaño de las celdas de la malla de cálculo del MPM (Rots *et al.*, 1985).

La Figura 14 muestra el desarrollo de la rotura progresiva en las últimas etapas de construcción del dique. La Figura 14a corresponde a la geometría del dique y del nivel de residuos unos 4 años antes de la rotura. La posición de la superficie final de rotura y el hecho de que fuera una superficie plana reproduce bien las observaciones de campo. Fue interesante comprobar que la geometría de la banda de rotura dependía mucho del estado inicial de tensiones. La Figura 14 corresponde al caso $K_0 = 1$. La Figura 15 ilustra la trayectoria de tensiones en un punto de la futura superficie de rotura a medida que avanza la construcción. La figura de la izquierda (tensión desviadora en función de la deformación de corte γ_{xy}) muestra el carácter frágil de la arcilla. En la derecha se representan las envolventes de rotura (pico y residual) en compresión y extensión en el espacio (p' , q). El estado tensional se acerca paulatinamente a la envolvente de pico para caer hacia valores residuales a medida que la construcción de la presa incrementa las tensiones medias. El desarrollo de la rotura progresiva es un fenómeno complejo que es consecuencia de la degradación de la resistencia, la evolución de la carga exterior, el proceso paralelo de consolidación de la arcilla azul, el estado inicial de tensiones y el proceso de transferencia interna de tensiones, que depende de la rigidez del cimiento.

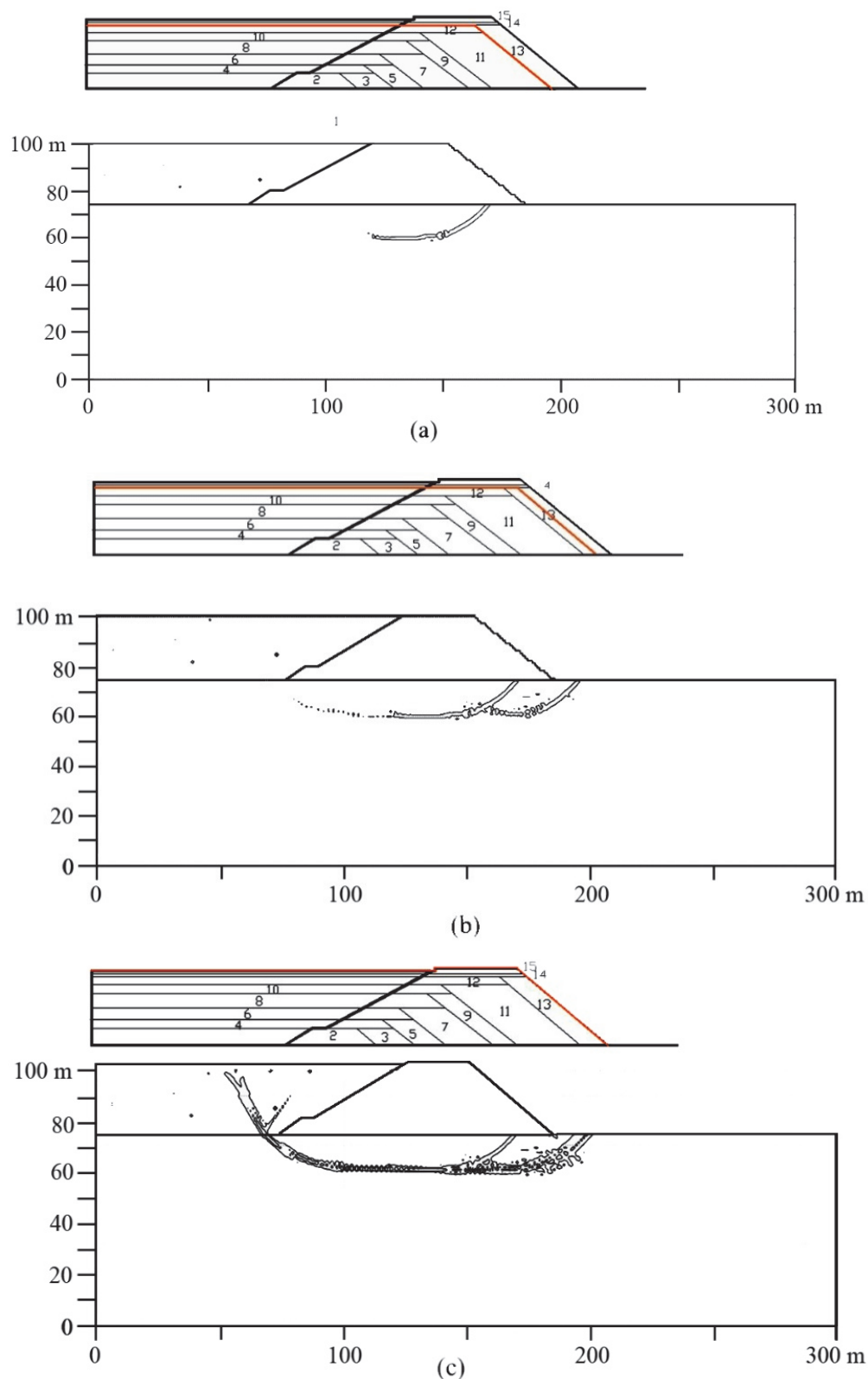


Fig. 14 – Desenvolvimento da superfície de rotura nas fases finais da construção do dique. Os desenhos indicam os contornos de igual deformação de corte plástica (1% e 5%). Coeficiente de empuxo al repouso: $K_0 = 1$ (modificada de Zabala y Alonso, 2011).

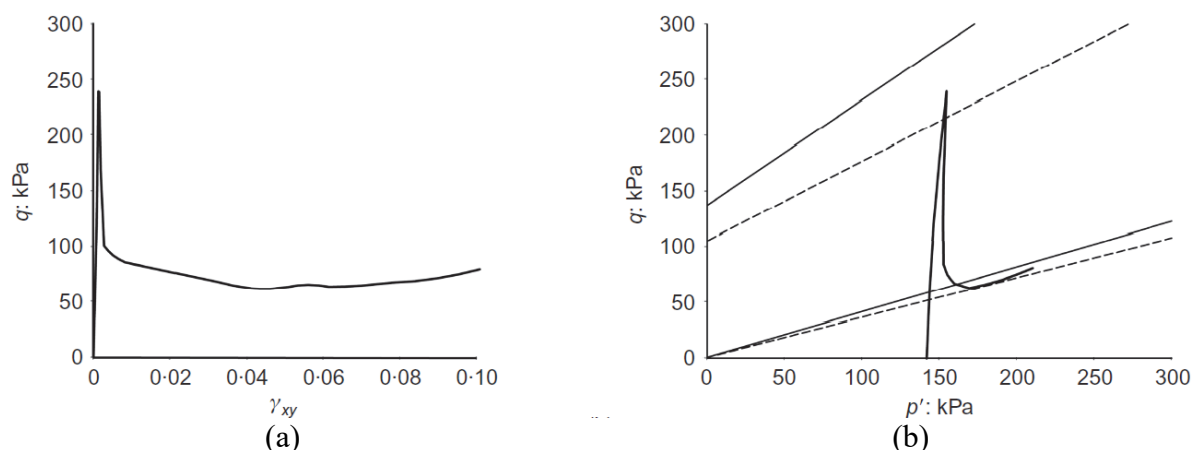


Fig. 15 – Relación tensión-deformación desviadora (a) y trayectoria de tensiones de un punto situado, en la arcilla azul, a 15 m de profundidad bajo el centro del dique, en su geometría final (Zabala y Alonso, 2011).

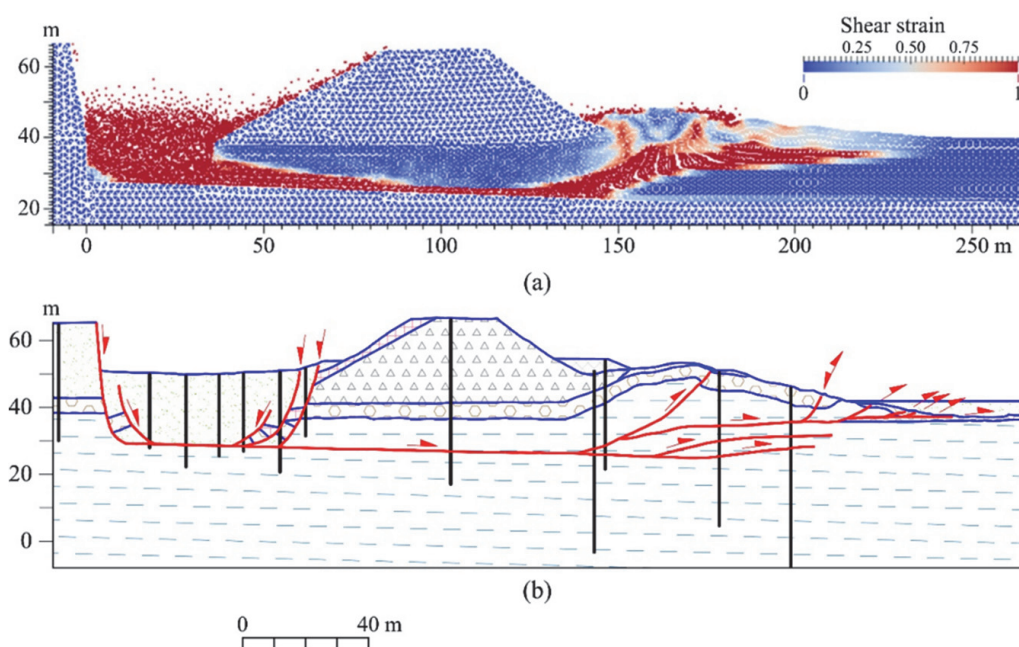


Fig. 16 – (a) Análisis MPM de la rotura del dique de Aznalcóllar. Se muestra el patrón de las deformaciones de corte intensas. (b) Superficies de rotura identificadas “in situ” (Alonso, 2021).

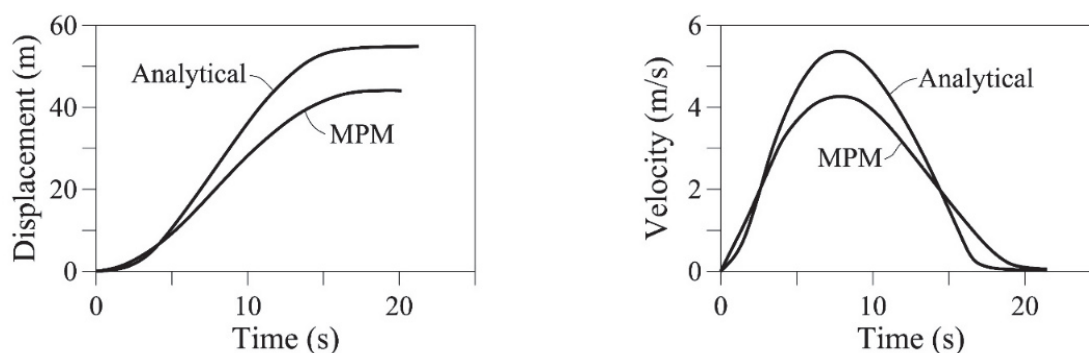


Fig. 17 – Desarrollo del desplazamiento y velocidad del deslizamiento del dique de Aznalcóllar. Comparación de la solución analítica y numérica (MPM) (Alonso, 2021).

El análisis mediante MPM de Zabala y Alonso (2011) no consiguió reproducir el gran movimiento del dique (Figura 11), que seguramente estuvo también motivado por la licuefacción de los estériles en los primeros momentos del desplazamiento del dique. Sin embargo, la idea de que el movimiento del dique fue en definitiva un caso simple de deslizamiento de un bloque rígido sobre una superficie pre-definida permitió formular un modelo dinámico sencillo que se podía integrar numéricamente (Alonso y Gens, 2006b). Para ello se introdujo la licuefacción de la cuña de estériles situada por encima del paramento de aguas arriba del dique. La pérdida rápida de fricción en la superficie de rotura hacia valores residuales se formuló en función del desplazamiento inicial del dique. Más recientemente (Alonso, 2021) se ha analizado, mediante un modelo MPM, la dinámica del movimiento del dique a partir de la información que proporcionaban los análisis previos. En la Figura 16 se compara el patrón de superficies de rotura establecido en los reconocimientos de campo tras deslizamiento con los resultados del análisis. La concordancia es alta. También lo es la comparación entre la solución analítica y la solución MPM, de las curvas de evolución en el tiempo de desplazamiento y velocidad (Figura 17). Se calcula una velocidad máxima de 4-5.5 m/s a los pocos segundos (8 s aproximadamente) del inicio de la rotura. El movimiento se detuvo por el efecto combinado de la caída del nivel de estériles licuados, aguas arriba, y la resistencia creciente al deslizamiento en la “cuña pasiva” de terreno movilizado.

2.2 – Selborne

El experimento de Selborne (Cooper, 1996; Cooper *et al.*, 1998) tenía como objetivo investigar el proceso de rotura progresiva en una arcilla preconsolidada frágil (Gault clay) que es muy similar en sus parámetros de plasticidad, resistencia y fragilidad a la arcilla de Londres y a la arcilla azul del Guadalquivir. Para ello, se excavó un talud simple con pendiente 2:1 (H:V) y se provocó su rotura mediante una “recarga” con pozos verticales en el interior del talud, lo que incrementó paulatinamente las presiones intersticiales. La Figura 18 es un esquema de la sección central del talud, de la posición de los pozos de recarga y de la estratigrafía. En Cooper *et al.* (1998) se resumen los parámetros Mohr-Coulomb en condiciones pico y residual de los estratos de arcilla involucrados: el superior de arcilla Gault alterada y el inferior de arcilla inalterada. Se indican en la Tabla 1.

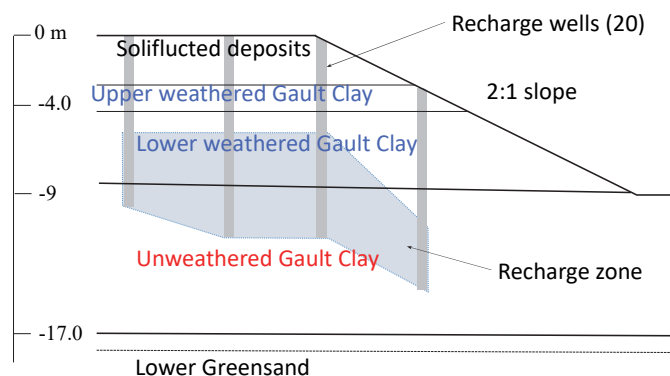


Fig. 18 – Sección central del experimento de Selborne (Soga *et al.*, 2016).

Tabla 1 – Parámetros resistentes de los estratos de arcilla Gault. Caso Selborne.

Parámetro	Arcilla alterada	Arcilla Intacta
Cohesión efectiva. Pico/Residual	13/4.7 kPa	25/1 kPa
Fricción efectiva. Pico/Residual	24.5/13.5 °	26/15 °

Estos parámetros, que no difieren mucho entre los estratos alterados e intactos, se determinaron en ensayos triaxiales (Cooper *et al.*, 1998). En la Figura 19a se representa las dos mallas del modelo: la que define el suelo, mediante puntos materiales y la de cálculo, que se extiende por fuera del talud para prever los desplazamientos post-rotura. La sobrepresión de agua se simuló mediante la aplicación de una presión de agua constante (120 kPa) en el tramo indicado del contorno inferior del modelo. La geometría del talud, la rotura y los excesos de presión intersticial que la provocaron, se indican en la Figura 19b.

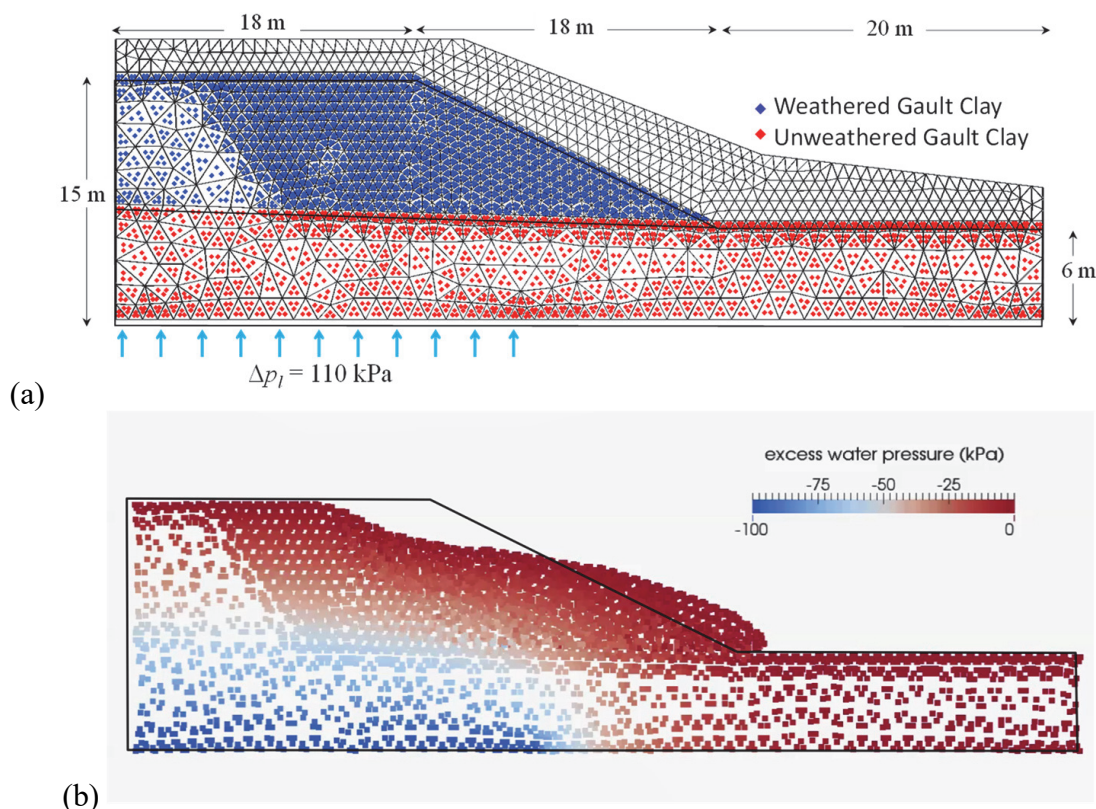


Fig. 19 – Experimento Selborne. (a) Malla de cálculo y puntos materiales; (b) Deformada tras la rotura y distribución de presiones intersticiales (Soga *et al.*, 2016).

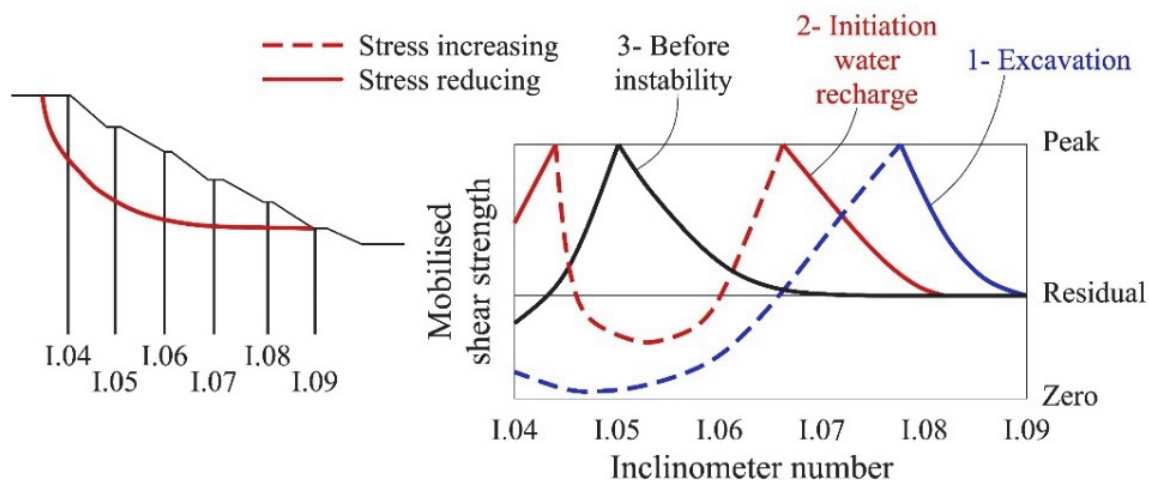


Fig. 20 – Posición de inclinómetros en el ensayo de Selborne e interpretación de la rotura progresiva (Cooper, 1996).

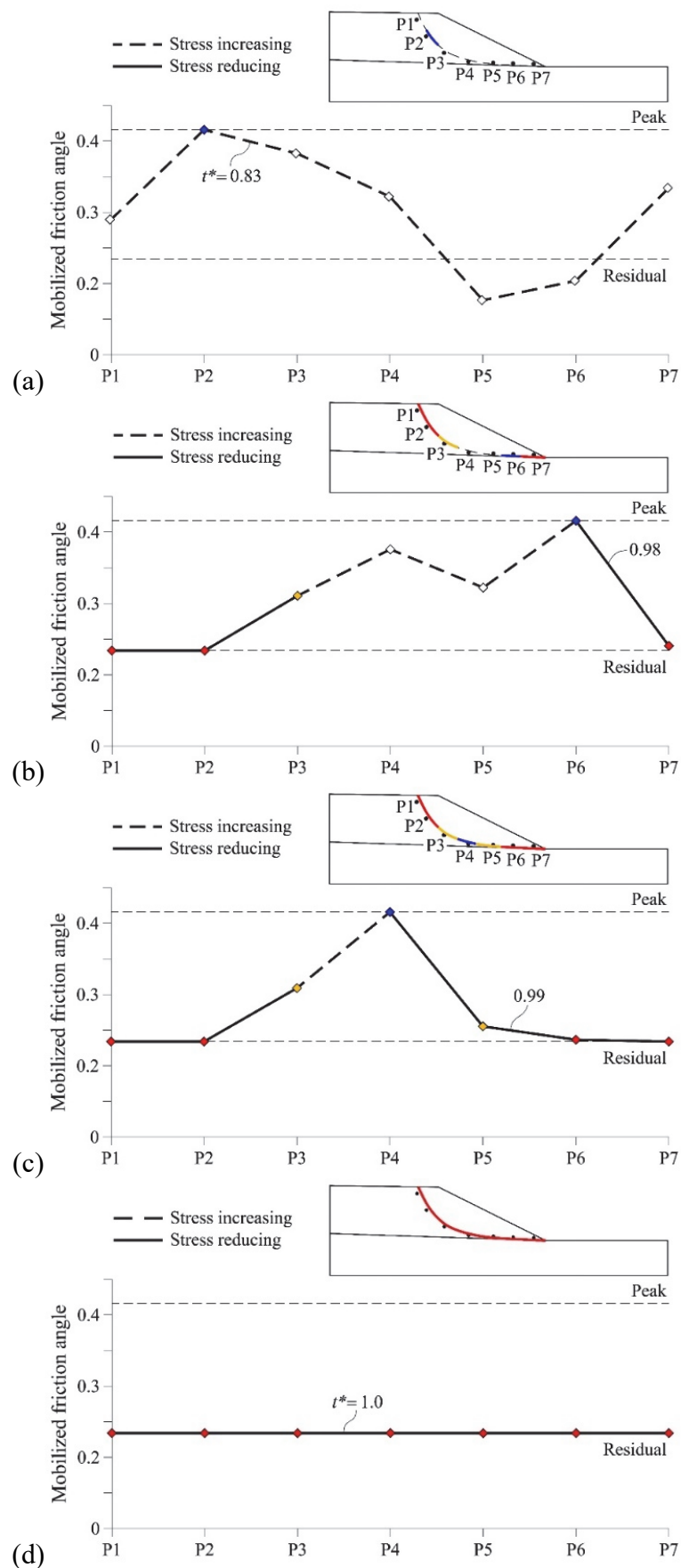


Fig. 21 – Cálculo de la evolución del ángulo de fricción movilizado para diferentes t^* (Soga *et al.*, 2016).

Cooper (1996) interpretó los datos de los inclinómetros instalados en el talud mediante un gráfico que describe la resistencia al corte movilizada a lo largo de la superficie de rotura (que se indica con la posición de los inclinómetros (Figura 20). El modelo permite obtener gráficos similares (Figura 21). En este caso se presenta el ángulo de fricción movilizado a lo largo de la superficie de rotura para tiempos adimensionales ($t^* = t_{real}/t_{rotura}$). El primer punto en alcanzar la resistencia de pico (P2 en la Figura 21a) está en el interior del talud, a media altura, para $t^* = 0.83$. En la Figura 21b ($t^* = 0.98$) se observa que en las cotas altas se han alcanzado resistencias residuales y que se inicia la rotura en el pie del talud, rotura que progresa a lo largo de una superficie sub-horizontal hacia el interior. El último punto en alcanzar la resistencia de pico es P4. Inmediatamente después toda la superficie de rotura adquiere la resistencia residual (Figura 21d).

Esta descripción de la rotura progresiva depende del estado inicial de tensiones. En el ejemplo descrito se partía de las tensiones calculadas para la geometría del talud, aplicando el peso propio. Si se simula la excavación previa se obtiene una secuencia diferente de la resistencia al corte disponible en la superficie de rotura. Pero quizá lo más interesante es analizar lo que ocurre al llegar al inicio del movimiento ($t^* = 1$). En la Figura 22 se representa, para los puntos P1, P5 y P7, la evolución de la fricción movilizada durante el incremento de presiones intersticiales. Durante una buena parte de la etapa de inyección de agua, el talud se mantiene en un régimen elástico (previo al pico de resistencia). A partir de $t^* = 0.8$ se observa, en diferentes puntos de la superficie de rotura, un incremento rápido, hasta condiciones de pico de la resistencia al corte y una caída hasta condiciones residuales que tiende a ser brusca en la escala de tiempo utilizada. Cuando el último punto (P5) alcanza la resistencia residual se inicia un movimiento acelerado de la masa inestable, que alcanza una velocidad máxima en el punto de inflexión de las curvas desplazamiento-tiempo dibujadas. Posteriormente la velocidad disminuye hasta una nueva situación de equilibrio que es la representada en la Figura 19.

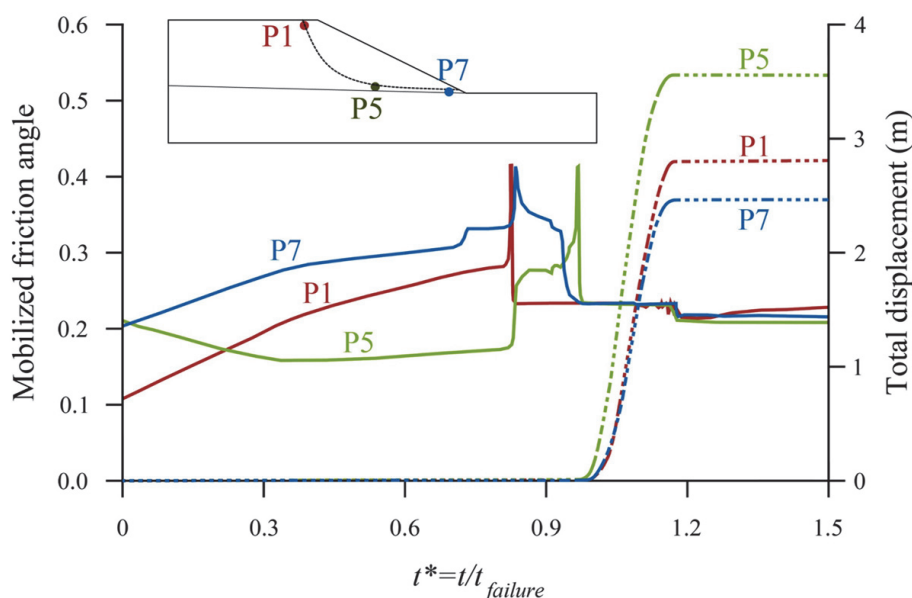


Fig. 22 – Modelo MPM del experimento Selborne. Evolución de del ángulo de fricción movilizado en tres puntos de la superficie de deslizamiento y su desplazamiento a partir de la rotura (Soga *et al.*, 2016).

Grant (1998) midió los desplazamientos de la superficie del talud y los representó mediante vectores que unían el punto inicial y el final. Para evitar resistencias laterales se excavaron dos zanjas a ambos lados del talud. Sin embargo, el movimiento no fue paralelo al eje del talud, sino que tuvo una componente dirigida hacia uno de los lados, donde se acepta que encontró una resistencia

adicional a la del modelo en dos dimensiones. En la Figura 23 se representan los movimientos que se midieron en las proximidades del borde libre y los resultados del modelo MPM. El acuerdo es bastante satisfactorio, especialmente si se tiene en cuenta que los parámetros del modelo elastoplástico Mohr-Coulomb con reblandecimiento pico-residual proviene directamente de los resultados publicados de los ensayos triaxiales realizados.

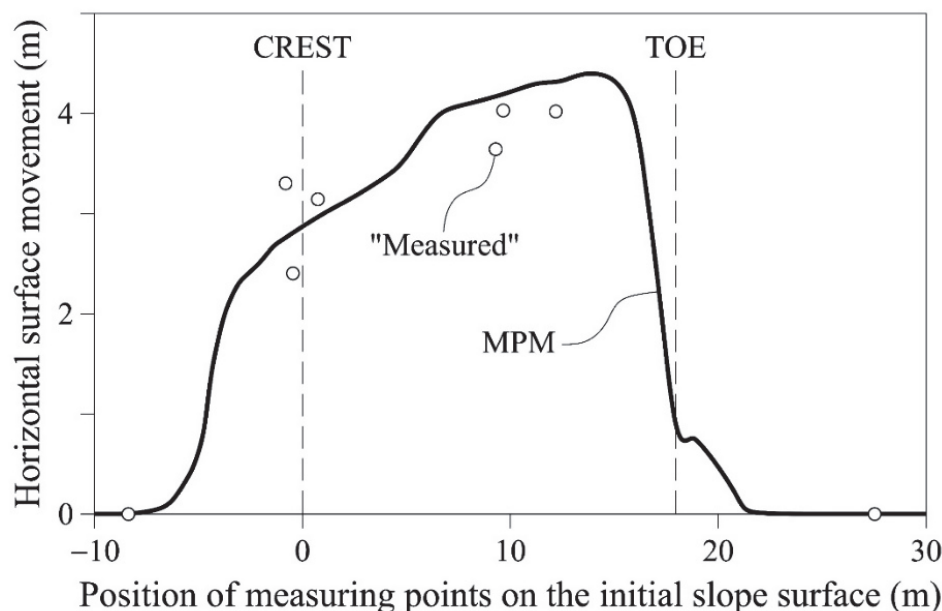


Fig. 23 – Movimientos medidos de puntos en la superficie del talud de Selborne y resultados del análisis con el modelo MPM del experimento (Soga *et al.*, 2016).

2.3 – El desplazamiento post-rotura y la fragilidad del suelo

Es razonable pensar que, a igualdad de geometría y de las acciones que conduzcan a una rotura progresiva en rocas arcillosas frágiles, el desplazamiento post-rotura del deslizamiento depende de algún índice que defina la pérdida de resistencia pico a residual y, en concreto, el índice de fragilidad propuesto por Bishop (1967).

$$I_B = \frac{\tau_{pico} - \tau_{res}}{\tau_{res}} \quad (5)$$

En el contexto de la rotura de un talud, τ_{pico} y τ_{res} se definen en función de la tensión media efectiva sobre la superficie de deslizamiento, $\bar{\sigma}'_n$, de los parámetros Mohr-Coulomb de la resistencia pico y residual:

$$\tau_{pico} = c'_{pico} + \bar{\sigma}'_n \tan \phi'_{pico} \quad (6)$$

$$\tau_{res} = c'_{res} + \bar{\sigma}'_n \tan \phi'_{res} \quad (7)$$

El estudio que se ha realizado se inspira en el ensayo de Selborne. El talud de referencia y el modelo MPM se indican en la Figura 24. La malla de cálculo se ha densificado en la zona donde se espera el desarrollo de la rotura progresiva y del deslizamiento posterior. Como en Selborne, la rotura progresiva se produce por una elevación de las presiones intersticiales, que se provoca por una elevación de una presión de agua en la base del modelo. Los parámetros del terreno (Tabla 2) se eligieron para que se alcanzara la inestabilidad del terreno tras un corto tiempo de infiltración.

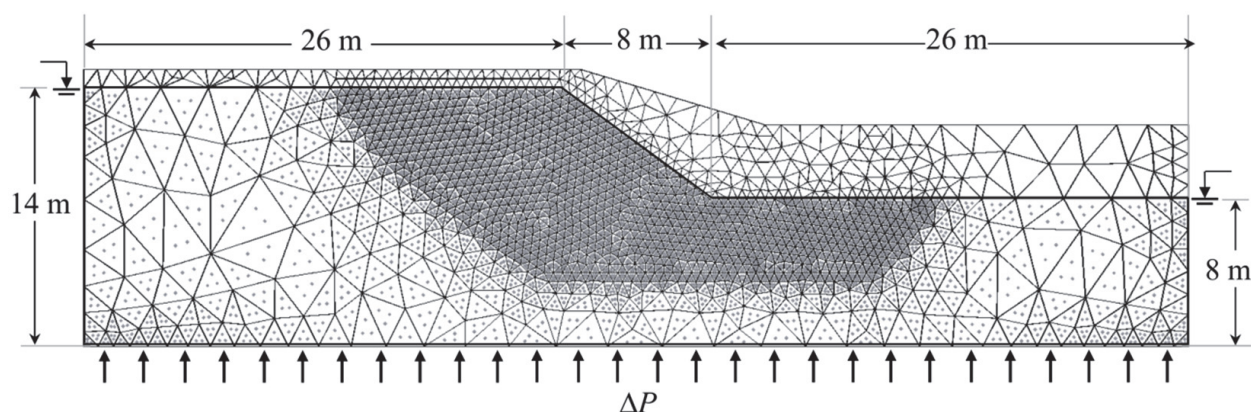


Fig. 24 – Talud de referencia. Distribución inicial de puntos materiales y malla de cálculo (Yerro et al., 2016a).

Tabla 2– Parámetros del talud en el ejemplo de cálculo.

Parámetro	Valor
Porosidad (-)	0.2
Permeabilidad intrínseca (m ²)	10 ⁻¹⁰
Módulo de Young (MPa)	20
Coeficiente de Poisson (-)	0.33
Cohesión efectiva pico (kPa)	5
Cohesión efectiva residual (kPa)	0.5
Ángulo efectivo pico (°)	35
Ángulo efectivo residual (°)	25
Factor de forma η (-)	500
Ángulo de dilatación (°)	0

La transición pico-residual se hace de acuerdo con las ecuaciones (3) y (4). Se utilizó el modelo Mohr-Coulomb no asociado con la modificación propuesta por Abbo y Sloan (1995). La permeabilidad alta adoptada permite reducir el tiempo de cálculo del esquema explícito de integración.

Se definió el desplazamiento del deslizamiento (“run-out”) como la distancia entre el pie del talud original y el punto de máximo alcance del terreno movilizado sobre la superficie horizontal inferior de la geometría analizada. En una primera serie de cálculos, se hizo variar sistemáticamente el índice de fragilidad modificando la resistencia residual y manteniendo una resistencia de pico común a todos los casos. En la Figura 25 se indican los desplazamientos calculados, que guardan una correlación muy alta con I_B .

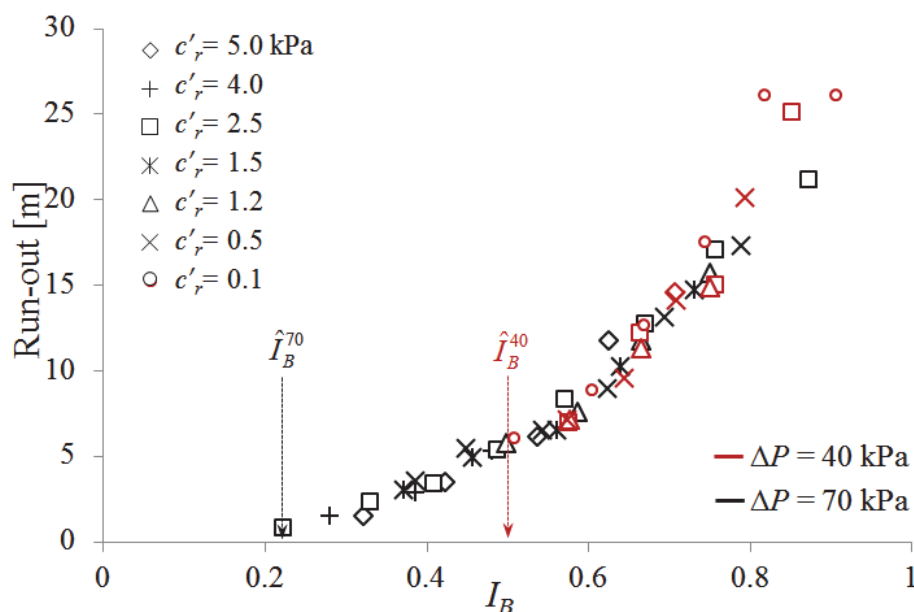


Fig. 25 – Relación entre I_B y desplazamiento post-rotura (Yerro *et al.*, 2016a).

Con el fin de conocer el efecto de cambiar la intensidad de la acción desestabilizadora, en la figura se comparan también los casos de dos presiones de agua sobre el contorno inferior (40 kPa y 70 kPa). Se observa que existe un límite inferior (\bar{I}_B^{40} , \bar{I}_B^{70}) de la fragilidad del terreno por debajo del cual no se inicia el deslizamiento. Cuanto mayor es la intensidad de la presión desestabilizadora, menor es el índice I_B que marca el inicio del movimiento. El modelo proporciona también la velocidad de la masa inestable. En la Figura 26 se comparan cuatro casos caracterizados por una resistencia de pico común, una cohesión residual constante (0.5 kPa) y un ángulo de fricción residual variable entre 10° y 25° . El deslizamiento acelera, alcanza una velocidad máxima que crece con el índice de fragilidad y decrece a continuación hasta encontrar un nuevo perfil de equilibrio. El tiempo hasta alcanzar la rotura (para una misma acción desequilibradora) se acorta cuando crece el índice de fragilidad.

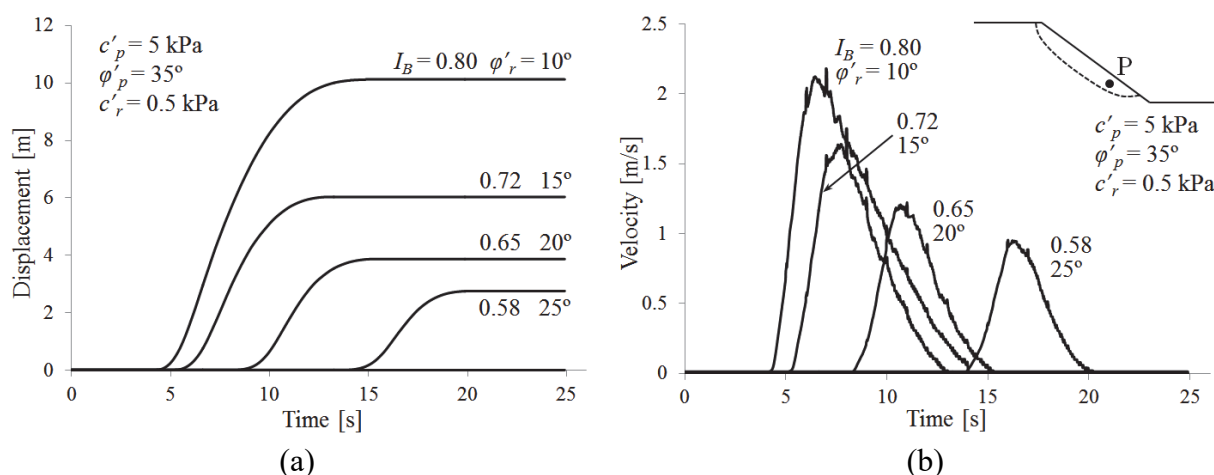


Fig. 26 – (a) Desplazamiento y (b) velocidad del punto material P. En todos los casos, $c_r = 0.5$ kPa (Yerro *et al.*, 2016a).

Se han investigado también casos en los que se hace variar tanto la resistencia pico como la residual. En la Figura 27 se representan nuevos resultados. Se pierde la unidad de la relación desplazamiento- I_B cuando la cohesión pico varía (5 kPa vs 9 kPa) y la fricción pico varía en un rango

amplio (20°-45°) pero sigue dominando la resistencia residual como parámetro crítico para explicar el desplazamiento tras la rotura.

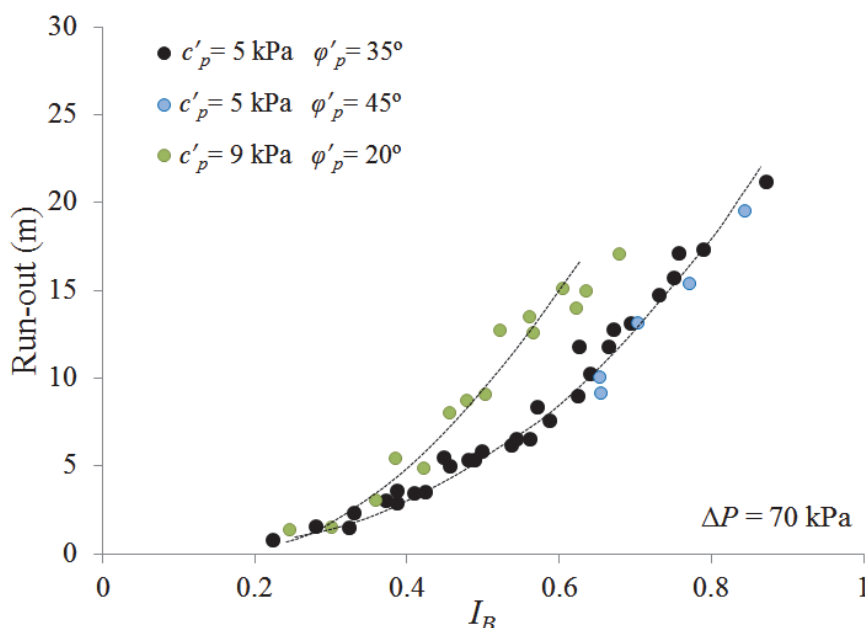


Fig. 27 –. Relación entre I_B y desplazamiento post-rotura para diferentes valores de resistencia pico e igual resistencia residual (Yerro *et al.*, 2016a).

2.4 – La fragilidad del terreno en la práctica convencional

En presencia de rocas arcillosas frágiles y para tensiones habituales en obras de ingeniería civil, surge a veces la cuestión de cómo abordar los estudios de estabilidad utilizando programas de cálculo de equilibrio límite o incluso de elementos finitos. En los primeros no se contempla la fragilidad del material y se ha de utilizar una envolvente de rotura. En los segundos, no es común disponer de modelos que incorporen la reducción de la resistencia con la deformación de corte a partir de los valores pico. Esta situación plantea problemas serios de unicidad de la solución que requiere formulaciones más elaboradas que las habituales. La pregunta es: ¿Puede estimarse un valor intermedio entre la resistencia de pico y residual que explique el inicio de la rotura, aunque no se pueda simular el proceso de rotura progresiva? En otros términos: ¿Cómo calcular el factor de seguridad en presencia de primeras roturas y materiales frágiles?

Stark y Eid (1994) revisaron varios casos de primeras roturas en arcilla frágiles sobreconsolidadas en los que tenían información de la resistencia residual y de la resistencia que Skempton (1977) definió como “totalmente remoldeada” (“fully softened”). La fricción que se mide en ensayos triaxiales, inmediatamente después del pico, cuando se destruye la cohesión entre partículas corresponde a este concepto. Puede asimilarse a la fricción en condiciones pico (Georgiannou y Burland, 2001).

En las arcillas sobreconsolidadas de Aznalcóllar se comprobó que la fricción pico estaba próxima a la fricción determinada en muestras remoldeadas (24°).

Stark y Eid (1994) representaron los valores de fricción en muestras remoldeadas, la fricción residual y la fricción que explica la rotura ($FS = 1$) mediante el método de equilibrio límite (fricción media movilizada) en función del límite líquido (Figura 28). La figura sugiere que en casos de $w_L > 50\%$, la fricción movilizada en rotura, supuesta uniforme, es la media de los valores de fricción en condiciones remoldeadas (que se asemeja a la fricción de pico) y la fricción residual. Potts *et al.* (1990) encontraron un resultado similar en su análisis de la (primera) rotura de la presa de Carsington y también Potts *et al.* (1997) en el análisis de algunas roturas de taludes en arcilla de Londres.

Sin embargo, dos de los casos adicionales representados en la Figura 28, Sabadell y Viladesens, indican algo diferente: la fricción movilizada en la rotura se aproxima mucho a la fricción residual.

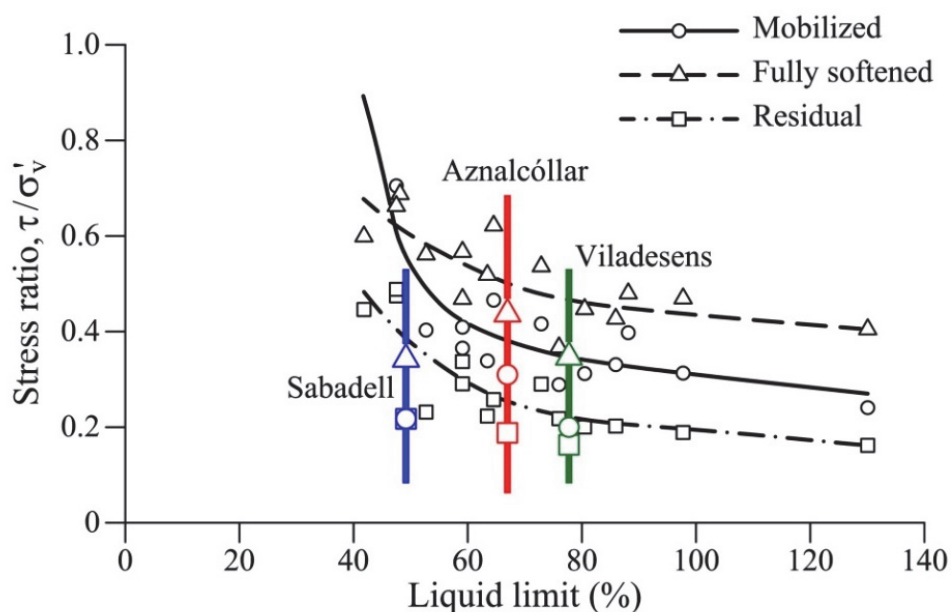


Fig. 28 – Datos del análisis retrospectivo de varios casos reales publicados por Stark y Eid (1994) y tres casos adicionales: Aznalcóllar, Sabadell y Viladesens.

La Figura 29 es una imagen de la rotura del desmonte de Sabadell en la autopista C-58. Fue claramente una primera rotura en limolitas y argilitas terciarias de la depresión del Vallés (Barcelona). En las arcillas de plasticidad media ($w_L=48-56\%$) se determinaron ángulos de fricción residual de $13-17^\circ$, mientras que la envolvente de la resistencia de pico correspondía a $c' = 58 \text{ kPa}$ y $\phi' = 19^\circ$. La rotura se explicaba con un ángulo de fricción de 12° (no se detectaron presiones de agua en piezómetros ni lluvias previas). La explicación de esta rotura a lo largo de un plano de estratificación se atribuye a dos características de los depósitos arcillosos terciarios de la depresión del Vallés: los valores altos de K_0 y la presencia frecuente de superficies pulidas de arcillas, de origen



Fig. 29 – Rotura del desmonte de Sabadell en limolitas y argilitas terciarias del Vallés, Barcelona.

tectónico, en las arcillas, en las que se miden ángulos bajos de fricción (12°) cuando se ensayan a corte.

El caso de Viladesens es una rotura que afectó a un terraplén de la autopista AP-7 (Barcelona-frontera francesa). El terraplén se apoyaba en una arcilla sobreconsolidada muy firme, fisurada, de alta plasticidad ($w_L = 50-100\%$). Los ensayos de corte sobre la arcilla inalterada indicaron una fragilidad alta y una fricción de pico de $20-22^\circ$. La fricción residual era de $8-9^\circ$. El análisis retrospectivo explicaba la rotura si $\phi' = 11^\circ$. De nuevo, es un caso que se aleja de los reunidos por Stark y Eid y los citados de Aznalcóllar y otros. En testigos de la arcilla rígida de Viladesens se observó la presencia de superficies pulidas y estriadas de cizalla (Figura 30).



Fig. 30 – Superficies de cizalla en las arcillas rígidas de alta plasticidad de Viadesens, Gerona (Autopista AP-7).

Los datos resumidos previamente en la Figura 8b también indican que, con frecuencia, el ángulo medio de fricción movilizado en roturas que se interpretan como primeras roturas, puede estar más próximo en arcillas sobreconsolidadas a la fricción residual que a la media entre la fricción de pico (o remoldeada) y la residual. Los casos citados invitan a ser conservador y a investigar si existe evidencia de movimientos previos de superficies cizalladas que puedan integrarse en un movimiento cinemáticamente admisible o bien que existan tensiones horizontales altas en el caso de excavaciones y desmontes. En el caso de Aznalcóllar y en otros en los que la formación arcillosa es uniforme y sin síntomas de movimientos previos es probable que la fricción media a lo largo de la superficie de deslizamiento que explique la rotura (en el sentido de los métodos de equilibrio límite), se aproxime a un valor promedio entre la fricción de pico y la residual.

3 – REACTIVACIÓN DE ANTIGUOS DELIZAMIENTOS. EFECTO DE LOS PLANOS DE ROTURA INTERNOS

En el apartado anterior, la discusión se ha centrado en el fenómeno de rotura de la superficie basal de deslizamientos y en concreto en el efecto de la pérdida de resistencia por comportamiento frágil y su efecto sobre la evolución del movimiento. Sin embargo, la cinemática del movimiento vendrá también determinada por la formación de superficies internas de rotura generadas por compatibilidad de movimiento debido a que, en general, la geometría de los deslizamientos se aleja de la hipótesis de deslizamientos planos o circulares. Ello se ilustra en los diferentes mecanismos de rotura publicados por Glastonbury y Fell (2008) (Figura 31) para el caso de deslizamientos compuestos (“compound landslide” en inglés; Hungr *et al.* 2014). En el caso de deslizamientos

compuestos, la formación del deslizamiento requiere no solo la rotura por corte de forma continua a lo largo de la superficie basal, sino también a la largo de estas superficies internas. La resistencia disponible en esas superficies, así como la geometría de la superficie basal, determinarán la rotura y la evolución del movimiento.

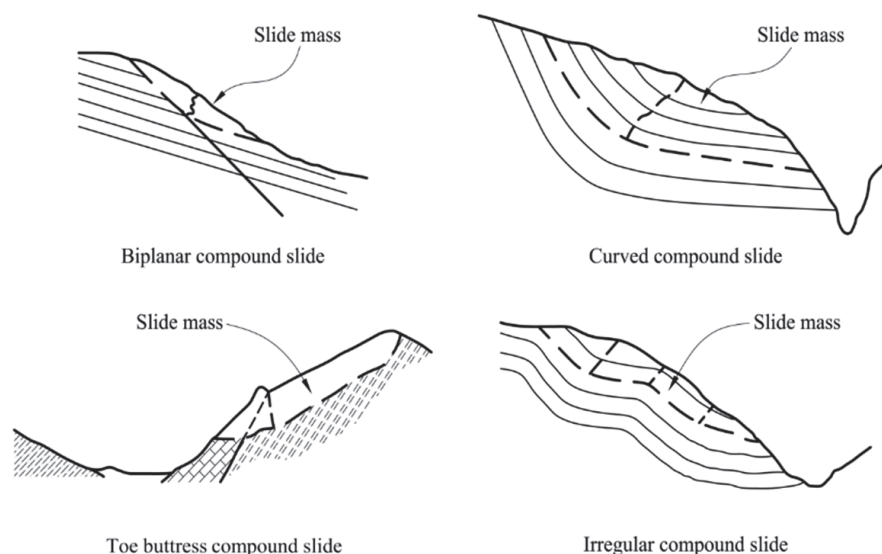


Fig. 31 – Representación esquemática de los mecanismos internos de rotura en el caso de deslizamientos compuestos (Glastonbury y Fell, 2008)

3.1 – Interacción entre dos bloques. Deslizamiento de Vajont.

En el caso de deslizamientos compuestos, especialmente en aquellos en el que la superficie basal se encuentra a lo largo de un plano de sedimentación, por compatibilidad de movimiento, la masa movilizada rompe a lo largo de superficies que cruzan los planos de sedimentación en dirección perpendicular. Se espera, de acuerdo con lo discutido anteriormente, que la resistencia a lo largo de este plano interno sea la asociada a la roca “matriz”, y se desarrollen fenómenos de rotura progresiva incluso en caso de reactivación de antiguos deslizamientos.

Este aspecto se analizó para el caso de Vajont (Italia, 1963) en Alonso y Pinyol (2010) y Alonso *et al.* (2010). Se trata de la reactivación de un antiguo deslizamiento debido a la inundación del pie debido al llenado de un embalse. Las ecuaciones de equilibrio se resuelven de manera analítica para la geometría simplificada del deslizamiento de Vajont que se muestra en la Figura 32. Como ocurre frecuentemente en antiguos deslizamientos en laderas de embalse, la masa movilizada situada por encima de la superficie de deslizamiento se puede simplificar mediante un conjunto de bloques determinados por los quiebros impuestos por la geometría de la superficie basal. En este caso se distinguen dos bloques, el superior, intrínsecamente inestable, con un plano basal inclinado, en este caso, unos 36° , que empuja un bloque inferior, por sí solo estable, apoyado sobre una superficie de deslizamiento horizontal y que actúa como cuña pasiva. La cinemática del movimiento se puede simplificar al avance de los dos bloques a igual velocidad (en módulo) deslizando sobre la superficie de rotura predefinida (Figura 32). Si se comparan las velocidades de ambos bloques, la diferencia recae en su dirección. La compatibilidad de movimiento lleva a un desplazamiento relativo entre el bloque superior e inferior a lo largo de un plano interno, o plano charnela, que debe romper para permitir la compatibilidad de movimiento.

Para resaltar el efecto de la resistencia a lo largo de este plano durante la formación de la rotura, se considera el caso sencillo en el que se obvia su contribución y la interacción entre bloques se

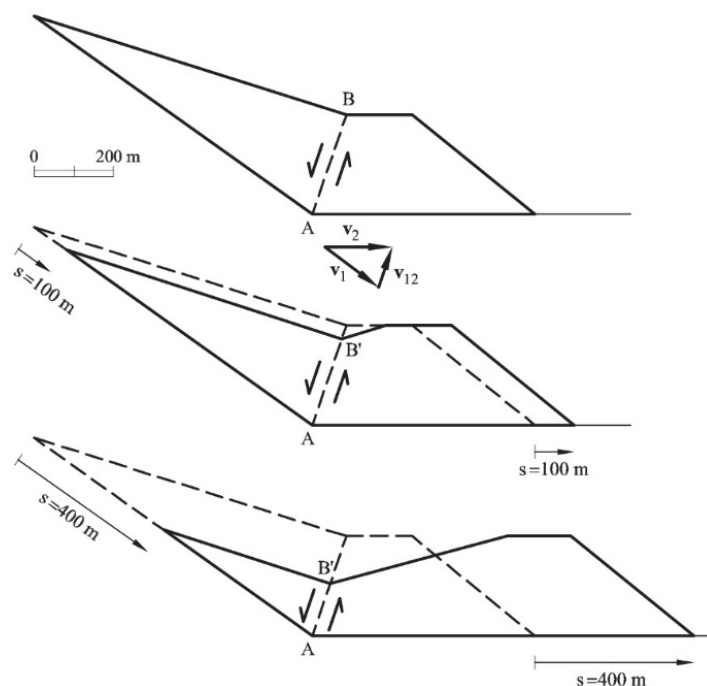


Fig. 32 – Representación esquemática de la cinemática de movimiento para un deslizamiento compuesto inspirado en el caso de Vajont (Alonso y Pinyol, 2010).

simplifica a una fuerza interna normal al plano interacción. De este modo, la única fuerza interna considerada corresponde al empuje del bloque de arriba sobre el de abajo. Bajo estas condiciones, resulta que la fricción residual requerida a lo largo de la superficie basal para explicar que la ladera de Vajont alcanzara el equilibrio estricto (factor de seguridad igual a 1) durante el llenado corresponde a un ángulo de fricción de unos 21° . Sin embargo, este resultado es completamente inconsistente con la realidad que, pues se estima que el ángulo de fricción de la arcilla donde se localizaba la banda de deslizamiento no superaba los 12° (Hendron y Patton, 1985).

Esta inconsistencia desaparece cuando se considera la resistencia al corte disponible a lo largo del plano interno en el mecanismo de rotura. En Alonso y Pinyol (2010), se comprobó que la ladera de Vajont era estable antes del llenado del embalse definiendo la resistencia residual basal y la de la roca con parámetros coherentes con las evidencias experimentales y las correlacionase geomecánicas.

La Figura 32 muestra la evolución de la geometría del deslizamiento una vez desestabilizado. La dinámica del movimiento también se analizó de manera analítica resolviendo la ecuación dinámica de la segunda ley de Newton de ambos bloques. Se tuvo en cuenta que la longitud del plano charnela varía con el desplazamiento y en consecuencia la fuerza resistente que aporta. Por otro lado, aunque a medida que avanza el deslizamiento el material que rompe en la zona de charnela aparece “nuevo”, se puede estimar que durante el movimiento, una zona central relativamente ancha se degrada y la resistencia exhibe un comportamiento de reblandecimiento. Se estima una caída de la cohesión según una ley exponencial negativa, función del desplazamiento, s , como la mostrada en la Figura 33. El coeficiente Γ define la velocidad de degradación. Si se introduce esta pérdida de resistencia adicional, el movimiento del deslizamiento se ve claramente afectado. La Figura 33 muestra el desplazamiento acumulado y la velocidad del deslizamiento una vez desestabilizado (incrementando el nivel del embalse 1 m respecto al nivel crítico, correspondiente a un factor de seguridad igual a 1) y para diferentes velocidades de degradación. Se observa que la geometría autoestabilizante lleva a frenar el deslizamiento a los pocos centímetros de recorrido (al incrementar el peso de la cuña inferior pasiva y reducir la cuña activa inestable superior). Este desplazamiento se incrementa notablemente si se considera la degradación del plano de charnela y alcanza hasta los

70 m y una velocidad de 3 m/s cuando se impone una velocidad alta de degradación ($\Gamma = 1 \text{ m}^{-1}$, Figura 34).

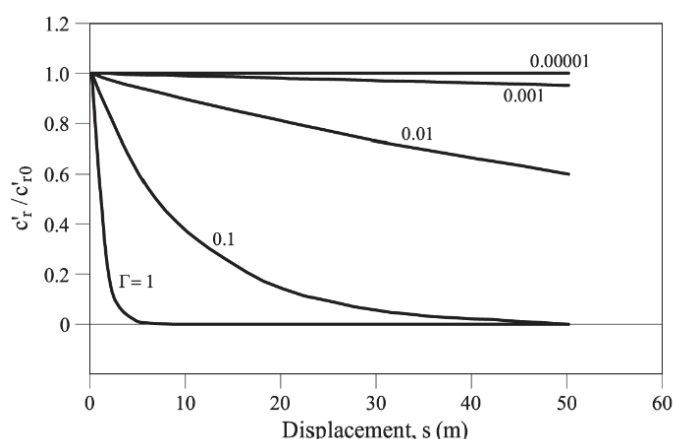


Fig. 33 – Degradación de la cohesión según una ley exponencial negativa ($c'_r = c'_{r0} \exp(-\Gamma s)$) para el caso de desplazamiento compuesto inspirado en el deslizamiento de Vajont (Alonso y Pinyol, 2010).

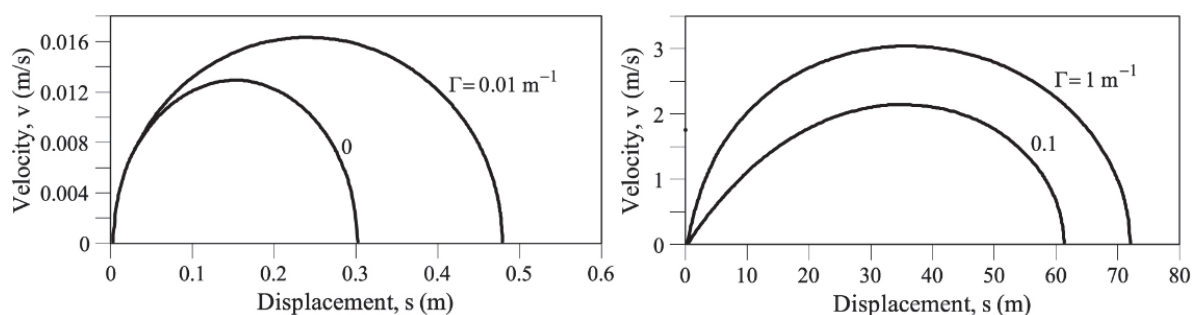


Fig. 34 – Desplazamiento acumulado y velocidad para el caso de un deslizamiento compuesto inspirado en el caso de Vajont y diferentes valores de velocidad de degradación (Γ) de la cohesión (Alonso y Pinyol, 2010).

El caso fue analizado mediante MPM (Yerro *et al.*, 2016b,c). En el modelo se distinguió el material de la superficie basal en condiciones de resistencia residual y la masa de roca situada encima a la que se le asignó un comportamiento de reblandecimiento definido mediante los parámetros de cohesión y ángulo de fricción pico y residual (Ecs. [3], [4], [6] y [7]). A partir de un estado inicial en equilibrio, se simuló el llenado del embalse hasta un nivel máximo de 60 m en el que se inicia el movimiento. La Figura 35 muestra la distribución de deformación desviadora obtenida en los cálculos. Se observa cómo las deformaciones se concentran a lo largo del plano charnela definido por el quiebro de la superficie de deslizamiento impuesta.

Es interesante evaluar en detalle cómo evoluciona el proceso de rotura interna. La Figura 36 muestra el valor de la resistencia movilizada calculada en ocho puntos materiales distribuidos a lo largo de este plano para diferentes tiempos. Al inicio, la resistencia es menor a la resistencia pico porque algunos puntos ya han plastificado durante la etapa de cálculo para el equilibrio inicial. A medida que el nivel de agua incrementa, se va degradando la roca. El punto 8 es el último que alcanza el pico cuando el nivel de agua es de 60 m (tiempo t_4). Finalmente, cuando el movimiento se inicia, la resistencia cae al valor residual a lo largo de todo el plano.

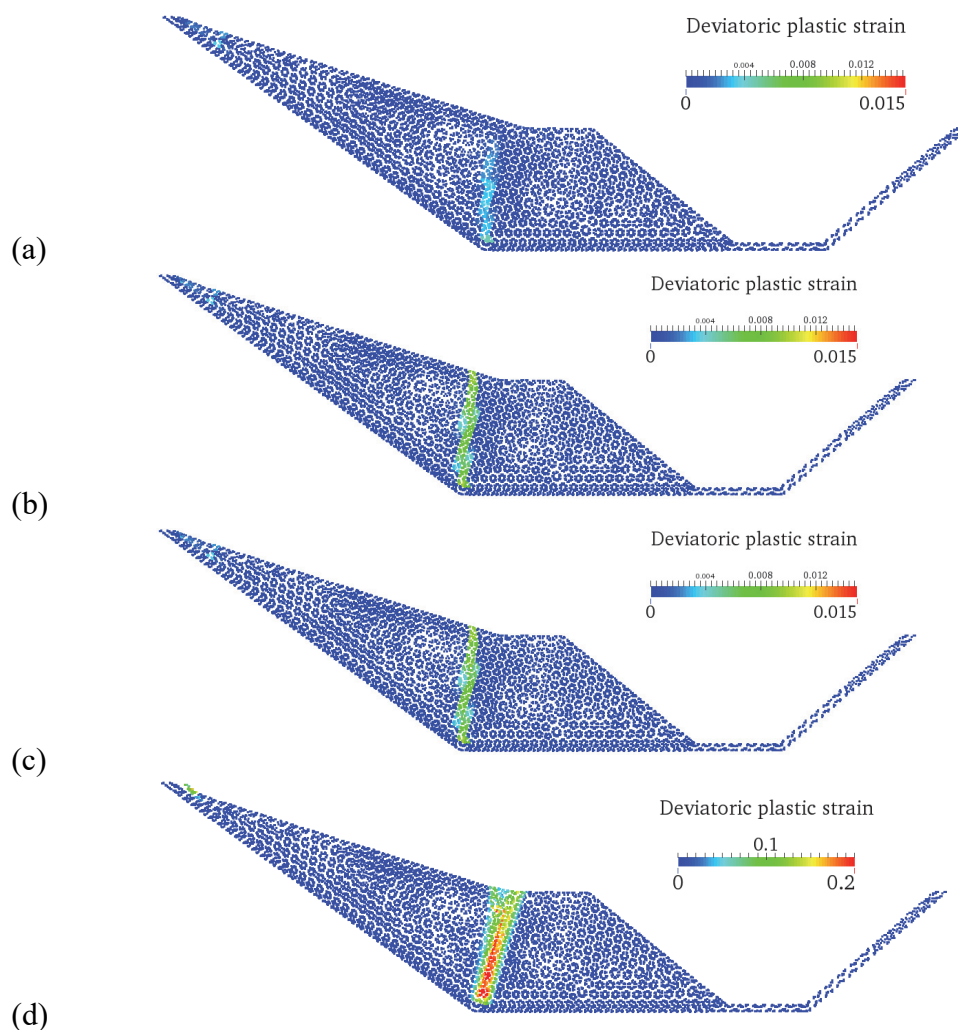


Fig. 35 – Deformación de corte acumulada en el cálculo MPM de un deslizamiento compuesto inspirado en el caso de Vajont para un nivel de embalse H definido respecto a la cota del pie del deslizamiento. (a) $H = 50$; (b) $H = 54$; (c) $H = 60$ m; (d) Geometría final estable. (Yerro *et al.*, 2016b).

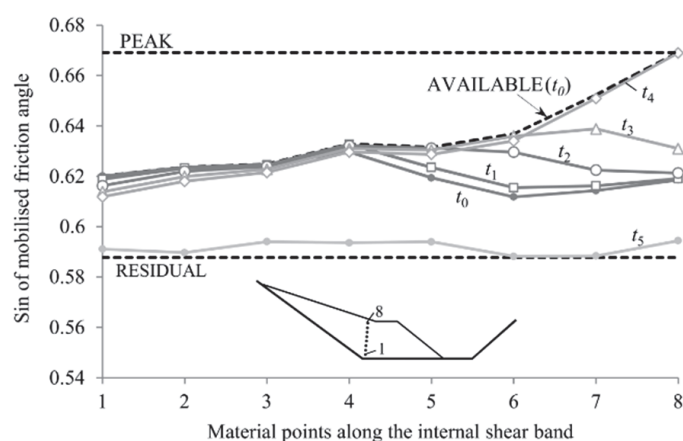


Fig. 36 – Rotura progresiva a lo largo del plano de charnela. Evolución del ángulo de fricción movilizado para diferentes tiempos durante el llenado del nivel del embalse (H). t_1 ($H = 20$ m); t_2 ($H = 40$ m); t_3 ($H = 50$ m); t_4 ($H = 57$ m); t_5 ($H = 60$ m). (Yerro *et al.*, 2016b).

Finalmente se destaca el efecto de la forma del quiebro presente en la superficie de rotura en la generación de las superficies de corte internas. En la Figura 37 se observa cómo se generan claramente dos superficies de corte cuando el quiebro se redondea y que ello determina el mecanismo de rotura.

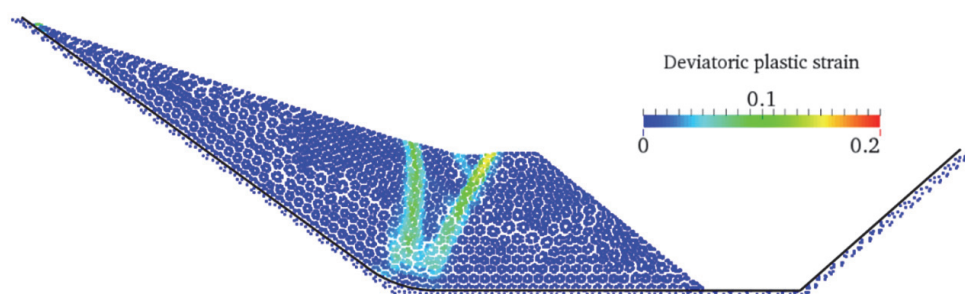


Fig. 37 – Mecanismo de rotura en el caso de cambio de pendiente de la superficie de deslizamiento redondeado (Yerro *et al.*, 2016b).

3.2 – El deslizamiento de Cortes

El efecto de la geometría sinclinal de la estratificación y de posibles planos de menor resistencia en la evolución del movimiento también se ha estudiado en el caso del deslizamiento de Cortes identificado en 1985 en durante la construcción de la presa arco-gravedad de Cortes, Valencia. La inestabilidad afectó la ladera izquierda aguas arriba de la presa. Tal y como se describe en Alonso *et al.* (1993), la ladera inestable estaba constituida por roca caliza y estratos de marga que formaban parte de un ancho sinclinal. De nuevo, la posición del estrato de margas y su geometría propiciaba un posible deslizamiento (Figura 38) con superficie de deslizamiento basal continua siguiendo los planos de estratificación a lo largo del estrato blando. En este caso, se destaca la inclinación de la superficie de deslizamiento en el pie de la ladera, a contrapendiente, que favorece la estabilidad. La inestabilidad fue ocasionada por la excavación de la parte baja de la ladera para extraer material para la construcción de la presa (Figura 38).

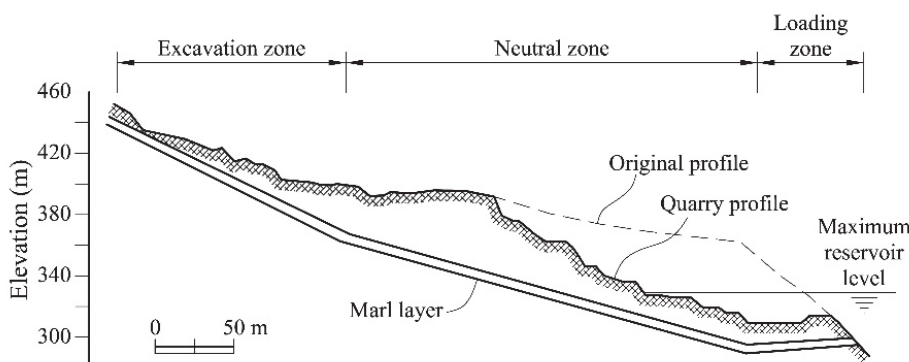


Fig. 38 – Sección representativa del deslizamiento de Cortes (Alonso *et al.*, 1993).

La geometría del deslizamiento traslacional se pudo identificar con precisión a partir de medidas inclinométricas (Figura 39).

El movimiento se analizó mediante el MPM y se simuló la excavación en 5 etapas con el objetivo de analizar su evolución y su geometría autoestabilizante. El volumen extraído en cada etapa de cálculo se indica en la Figura 40. El estrato de margas se consideró en estado residual ya que se comprobó que se trataba de la reactivación de un antiguo deslizamiento. La caliza se modeló mediante un modelo Mohr-Coulomb elastoplástico con reblandecimiento.

Los resultados indican que aunque se trata de un deslizamiento bastante plano, el pie de deslizamiento a contrapendiente tiene un efecto importante en su estabilización. Así se observa en la Figura 41 que muestra los resultados en términos de desplazamiento acumulado a medida que se excava la cantera. La excavación desestabiliza el deslizamiento y pocos centímetros de movimiento permiten que se vuelva a establecer una situación, aunque crítica, estable. El movimiento no es homogéneo en el interior de la masa movilizada. Los desplazamientos se acumulan en la cabeza del deslizamiento (donde se ha situado el punto A, Figura 40). La distribución del desplazamiento acumulado una vez se alcanza la geometría final estable se muestra en la Figura 42. Se observa que el movimiento en el quiebro inferior de la superficie de deslizamiento donde se inclina a contrapendiente los desplazamientos son mínimos e incrementan a medida que se acercan a la cabecera del deslizamiento. Se generan, en consecuencia, movimientos relativos en el interior de la masa movilizada que afectan la evolución del deslizamiento.

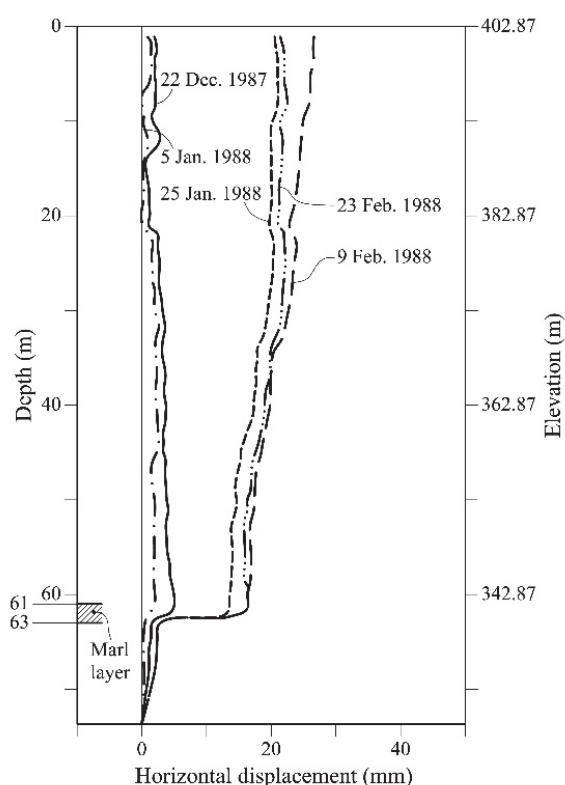


Fig. 39 – Medidas inclinométricas del deslizamiento de Cortes (Alonso *et al.*, 1993).

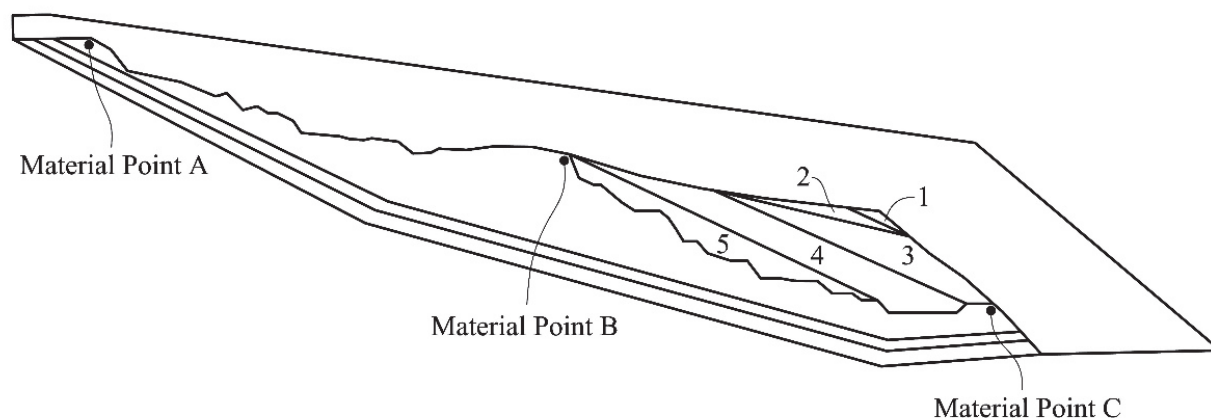


Fig. 40 – Volúmenes de excavación definidos en el caso del deslizamiento de Cortes (Pinyol y Di Carluccio, 2019)

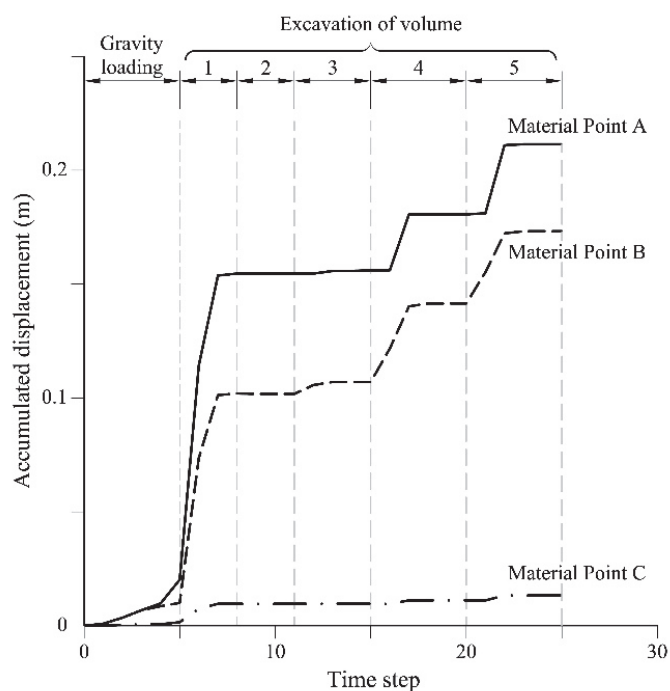


Fig. 41 – Desplazamiento calculado durante la excavación en el caso del deslizamiento de Cortes calculados en dos posiciones del deslizamiento indicadas en la Figura 37 (Pinyol y Di Carluccio, 2019).

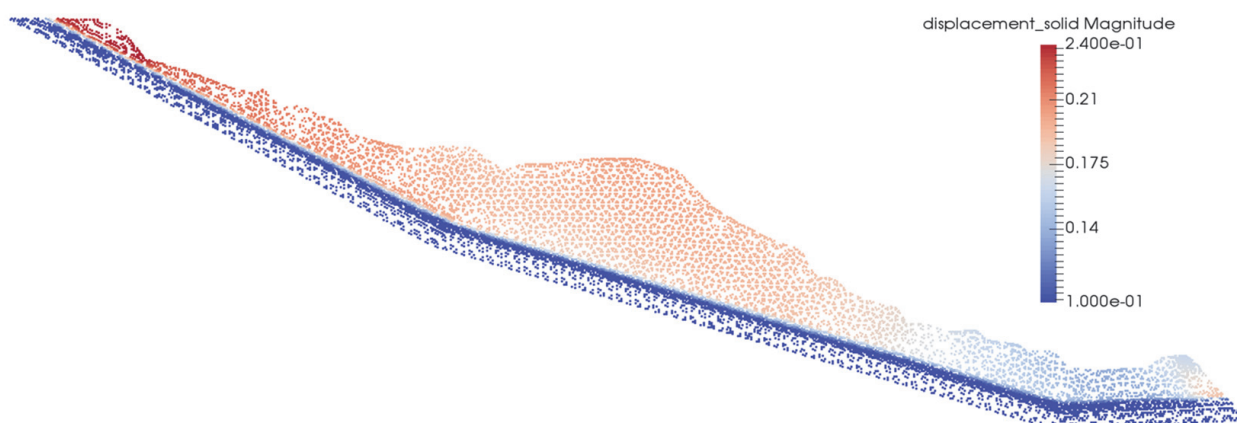


Fig. 42 – Distribución de desplazamiento acumulado al final del cálculo. Escala del movimiento en m (Pinyol y Di Carluccio, 2019).

4 – CONCLUSIONES

Se destaca la singularidad de las rocas blandas arcillosas, muy frecuentes en el Terciario y Secundario de la Península Ibérica. Son numerosos los casos de deslizamientos en ellas, tanto por efecto de la evolución geomorfológica de laderas naturales como en obras civiles. En el artículo se examina la capacidad que ofrecen los métodos numéricos de cálculo de desarrollo reciente, y en particular, el Método del Punto Material (MPM), para abordar el fenómeno de rotura progresiva en “primeras roturas” y la evolución posterior (desplazamiento, velocidad) de la masa inestable.

Se destacan algunas características comunes de las rocas blandas arcillosas:

- Son materiales sobreconsolidados, poco permeables y “frágiles” en los que cabe esperar valores altos, superiores a 1, del coeficiente K_0 . La fragilidad, que se puede caracterizar por

el índice I_B de Bishop, es una característica muy determinante de la aparición de fenómenos de rotura progresiva.

- Debido a su antigüedad, conviene investigar si los depósitos arcillosos han sido cizallados por esfuerzos tectónicos, en particular en los bordes de las grandes cuencas sedimentarias terciarias. Las superficies cizalladas adquieren fricciones residuales bajas, controladas por los minerales presentes en la arcilla. Como referencia aproximada, las fricciones disponibles en los contactos mineral-mineral es de 5°, 10° y 15°, para la montmorillonita, illita y caolinita, respectivamente.
- El ensayo de corte anular es el ensayo de referencia para determinar la fricción residual. Se tiende a identificar con la fricción mínima disponible, pero existen observaciones que indican que la fricción obtenida en superficies naturales de corte, estriadas y pulidas puede ser inferior a la fricción residual. Los planos de sedimentación, por su continuidad lateral, son muy relevantes para explicar la formación de superficies de deslizamiento.
- Las rocas arcillosas son meteorizables. Pierden resistencia y rigidez rápidamente, hasta valores propios de suelo, cuando aumenta su humedad natural, generalmente en niveles próximos a la interfase con la atmósfera. Por otra parte, la succión tiende a incrementar la fricción y cohesión de superficies de corte por la “rugosidad” que introduce en la microestructura de la arcilla.

En el artículo se describe la rotura progresiva de dos casos bien conocidos: Aznalcóllar y Selborne. En los dos casos la rotura se produjo en arcillas de alta plasticidad. La rotura progresiva en Aznalcóllar se explica por el método de construcción del dique de contención de la balsa. En Selborne, un caso de inestabilidad de una excavación experimental, la rotura se forzó mediante el aumento progresivo de la presión intersticial. La posición y geometría de la superficie de rotura lo determinan las tensiones iniciales, la evolución de las presiones intersticiales, la fragilidad y rigidez de la arcilla y el proceso de carga o descarga. Los métodos de cálculo que no incorporen estas características conducen a resultados incorrectos. El movimiento acelerado de la masa inestable se inicia cuando el último punto de la superficie de rotura alcanza la resistencia residual. En los dos casos mencionados, el MPM ofrece una descripción razonablemente buena de la dinámica del movimiento. Cabe destacar que en los análisis efectuados no se introducen parámetros geotécnicos adicionales a los que explican el comportamiento “estático” del deslizamiento.

Se ha investigado la dependencia del desplazamiento post rotura (“run-out”) con el índice de fragilidad I_B , para una geometría y condiciones dadas de contorno y carga (generalizada; por ejemplo, cambios en presión intersticial). En caso de mantener una resistencia de pico fija y variar la resistencia residual (con objeto de modificar I_B) se ha encontrado una relación única, no lineal, entre desplazamiento post-rotura e I_B . Cuando se hacen variar los parámetros de pico y residual, se pierde esa unicidad.

Se discute en el artículo la posibilidad que tienen métodos como los tradicionales de equilibrio límite, de estimar correctamente el Factor de Seguridad en las rocas blandas arcillosas y, en general en arcillas sobreconsolidadas que exhiben una cierta fragilidad. Los datos y estudios que se mencionan indican que, en caso de gran uniformidad, es decir, en ausencia de planos de debilidad, cizallados previamente, que puedan contribuir a generar superficies de rotura cinemáticamente admisibles, la fricción que explica la rotura se aproxima a la media (semisuma) entre los valores de pico y residual. En otros casos (presencia de daño previo) la resistencia media que explica la rotura se aproxima a la residual.

En la última parte del artículo se introduce el papel decisivo que pueden tener superficies internas de corte, además de la superficie “basal”, para explicar la inestabilidad, tanto en condiciones estáticas como dinámicas. Esta situación se produce cuando el movimiento conjunto requiere la generación de mecanismos cinemáticamente compatibles (en ausencia de huecos). Es frecuente, en macizos rocosos estratificados, que la superficie fundamental de rotura se instale en una capa arcillosa, mientras que a cotas superiores dominen rocas mas resistentes, que seguramente tienen un

comportamiento frágil frente a rotura. Por tanto, en ellas, se producirá también una rotura progresiva durante el movimiento conjunto. Se presentan dos casos: Vajont y Cortes: En el primero, se identifica la rotura progresiva a lo largo de una superficie interna, sub-vertical, necesaria para explicar el movimiento de las cuñas que definen de forma aproximada la geometría de Vajont. Se comprueba también que pequeños cambios geométricos en la superficie principal de rotura, modifican sustancialmente el patrón de rotura interna. El caso de Cortes ilustra la compleja distribución de desplazamientos dentro del perfil representativo del deslizamiento. El concepto de “run-out” hay que definirlo con precisión porque virtualmente cada punto de un deslizamiento se mueve con una velocidad y desplazamiento diferente. Una definición aceptable en la práctica puede ser la distancia entre el pie del talud antes y después del movimiento.

5 – AGRADECIMIENTOS

La segunda autora, profesora lectora Serra Hünter, agradece el apoyo recibido por parte del “Serra Hünter Program” del “Departament d’Empresa i Coneixement” de la “Secretaria d’Universitats i Recerca” de la “Generalitat de Catalunya”.

6 – REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbo, A.; Sloan, S. (1995). *A smooth hyperbolic approximation to the Mohr–Coulomb yield criterion*. Computers and Structures 54, No. 3, 427–441.
- Alonso, E.E. (2000). *General report: cuttings and natural slopes*. The geotechnics of hard soils-soft rocks. Evangelista, A., Picarelli, L. (eds). Balkema, Rotterdam, vol 3, pp 1557–1588.
- Alonso, E.E. (2021). *Triggering and motion of landslides*. Géotechnique 71(1), 3-59.
- Alonso, E.E.; Gens, A. (2006a). *Aznalcóllar dam failure. Part 1: Field observations and material properties*. Géotechnique 56, No. 3, 165–183.
- Alonso, E.E.; Gens, A. (2006b). *Aznalcóllar dam failure. Part 3: Dynamics of the motion*. Géotechnique 56, No. 3, 203–210.
- Alonso, E.E.; Pinyol, N.M. (2010). *Criteria for rapid sliding I. A review of Vaiont case*. Engineering Geology 114 (3-4), 198-210. doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.04.018
- Alonso, E.E.; Pinyol, N.M. (2014). *Slope Stability in Slightly Fissured Claystones and Marls*. Landslides 12, no. 4 (2014): 643–56.
- Alonso, E.E.; Gens, A.; Lloret, A. (1993). *The Landslide of Cortes de Pallas, Spain*. Géotechnique 43 (4): 507–21. <https://doi.org/10.1680/geot.1993.43.4.507>.
- Alonso, E.E.; Pineda J.A.; Cardoso, R. (2010b). *Degradation of marls; two case studies from the Iberian Peninsula*. Calcaterra, D. & Parise, M. (eds) Weathering as a Predisposing Factor to Slope Movements. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 23, 47–75.
- Alonso, E.E.; Pinyol, N.M.; Puzrin, A.M. (2010) *Geomechanics of Failures. Advanced Topics*. Springer. ISBN 978-90-481-3538-7.
- Alonso, E.E.; Pinyol, N.M.; Pineda J. (2013) *Foundation of a Gravity Dam on Layered Soft Rock: Shear Strength of Bedding Planes in Laboratory and Large ‘In Situ’ Tests*. Geotechnical and Geological Engineering, July 9, 2013.
- Alonso, E.E.; Vaunat, J.; Pereira, J.-M.; Olivella, S. (2010) *A Microstructurally based effective stress for unsaturated soils*. Géotechnique 60 (12), 913–25.

- Azañón, J.M.; Azor, A.; Yesares, J.; Tsige, M.; Mateos, R.M.; Nieto, F.; Delgado, J.; López-Chicano, M.; Martín, W.; Rodríguez-Fernández, J. (2010) *Regional-scale high-plasticity clay-bearing formation as controlling factor on landslides in SE Spain*. *Geomorphology* 120:26–37
- Bishop, A.W. (1967) *Progressive failure-with special reference to the mechanism causing it*. *Proc Geotech Conf, Oslo*, 2:142–50.
- Cooper, M. (1996). *The progressive development of a failure slip surface in over-consolidated clay at Selborne, UK*. *Proceedings of the 7th international symposium on landslides*, Trondheim, Norway (ed. K. Senneset), Rotterdam, the Netherlands: Balkema, pp. 683–688.
- Cooper, M.R.; Bromhead, E.N.; Petley, D.J.; Grant, D.I. (1998). *The Selbourne cutting stability experiment*. *Géotechnique* 48, No. 1, 83–101
- Gens, A.; Alonso, E.E. (2006). *Aznalcóllar dam failure. Part 2: Stability conditions and failure mechanism*. *Géotechnique* 56, No. 3, 185–201.
- Gens, A.; Ledesma, A.; Alonso, E.E. (1996) *Estimation of parameters in geotechnical backanalysis. II Application to a tunnel excavation problem*. *Computers and Geotechnics*, 18, 1, 29–46.
- Georgiannou, V.N.; Burland, J.B. (2001). *A laboratory study of post-rupture strength*, *Géotechnique* 51, 665–675
- Glastonbury, J.; Fell R. (2008a) *A decision analysis framework for the assessment of likely post-failure velocity of translational and compound natural rock slope landslides*. *Can Geotech J* 45(3):329–350. doi:10.1139/T07-082
- Grant, D. (1996). *Instrumentation systems for and failure mechanisms of an induced slope failure project*. PhD thesis, University of Southampton, Southampton, UK.
- Hawkins, A.B.; Lawrence, M.S.; Privett, K.D. (1988) *Implications of weathering on the engineering properties of the Fuller's Earth formation*. *Géotechnique*. 38, 4: 517–532.
- Hendron, A.J.; Patton, F.D. (1985) *The Vajont slide, a geotechnical analysis based on new geologic observations of the failure surface*. *Technical Report GL-85-5*, Washington DC
- Hungr, O.; Leroueil, S.; Picarelli, L. (2014) *The Varnes classification of landslide types, an update*. *Landslides* 11(April):167–194
- Lupini, J.F.; Skinner, A.E.; Vaughan, P.R. (1981) *The drained residual strength of cohesive soils*. *Géotechnique* 31(2):181–213
- Montero-Cubillo, N.S.; Estaire, J. (2021) *Ensayos de corte en laboratorio para determinar la resistencia residual de arcillas sobreconsolidadas*, *Geotecnia*, 150, 27–50
- Pinyol, N.M.; Di Carluccio, G. (2019). *Excavation-Induced Instabilities*. In *The Material Point Method for Geotechnical Engineering: A Practical Guide*. Editors: E.J. Fern, A. Rohe, K. Soga and E.E. Alonso, 271–286. CRC Press, 2019.
- Pinyol, N.M.; Vaunat, J.; Alonso, E.E. (2007). *A constitutive model for soft clayey rocks which includes weathering effects*. *Géotechnique* 57, 137–151.
- Potts, D.M.; Dounias, G.T.; Vaughan, P.R. (1990). *Finite element analysis of progressive failure of Carsington embankment*. *Géotechnique* 40, No. 1, 79–101
- Potts D.M.; Kovacevic N.; Vaughan P. (1997) *Delayed collapse of cut slopes in stiff clay*. *Géotechnique* 47:953–82

- Romero E.; Vaunat, J.; Merchán, V. (2014) *Suction effects on the residual shear strength of clays*. Journal of Geo-Engineering Sciences 2 (2014) 17–37
- Rots, J.; Nauta, P.; Kuster, G.; Blaauwendraad, J. (1985). *Smearred crack approach and fracture localization in concrete*. HERON 30, No. 1, 3–48.
- Skempton, A.W. (1977). *Slope stability of cuttings in brown London Clay*. Proc. 9th Int. Conf. Soil Mech. Found. Engng, Tokyo 3, 261–270.
- Soga, K.A.; Alonso, E.E.; Yerro, A.; Kumar, K.A.; Bandara, S.A. (2016). *Trends in large-deformation analysis of landslide mass movements with particular emphasis on the material point method*. Géotechnique 66(3): 248-273. DOI: 10.1680/jgeot.15.LM.005.
- Stark, T.D.; Eid, H.T. (1994). *Drained Residual Strength of Cohesive Soils*. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 120, No. 5, 856-871.
- Yerro, A.; Alonso, E.; Pinyol, N. (2016a). *Run-out of landslides in brittle soils*. Computers and Geotechnics 80: 427-439. DOI: 10.1016/j.compgeo.2016.03.001.
- Yerro, A.; Pinyol, N.; Alonso, E. (2016b). *Internal progressive failure in deep seated landslides*. Rock Mechanics and Rock Engineering 49(6):2317-2332. DOI 10.1007/s00603-015-0888-6.
- Yerro, A.; Pinyol, N.; Alonso, E. (2016c), *Internal rock damage during landsliding: kinematic effects*. In: Proc. 12th International symposium on Landslides. 12th-19th June, Naples, Italy.
- Zabala, F.; Alonso, E.E. (2011). *Progressive failure of Aznalcóllar dam using the material point method*. Géotechnique 61, No. 9, 795–808.
- Zandarín, M. T.; Alonso, E. E.; Olivella, S. (2013) *A constitutive law for rock joints considering the effects of suction and roughness on strength parameters*. Int. Jnl. of Rock Mech. & Min. Sci, 60, 333-344