



Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER UNIVERSITARIO EN
Curso 2024-2025

Caracterización geofísica y modelado 3D de un
deslizamiento activo en Arteixo (La Coruña) mediante
tomografía de resistividad eléctrica (ERT)

Geophysical Characterization and 3D Modeling of an
Active Landslide in Arteixo (La Coruña) Using Electrical
Resistivity Tomography (ERT)

AUTORA: NOREIDIMIR DIAZ SOSA

TUTOR/ES DEL TRABAJO: FRANCISCO JOSÉ MARTÍNEZ MORENO
ENRIQUE ARACIL ÁVILA



Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER UNIVERSITARIO EN
Curso 2024-2025

Caracterización geofísica y modelado 3D de un deslizamiento activo en Arteixo (La Coruña) mediante tomografía de resistividad eléctrica (ERT)

Geophysical Characterization and 3D Modeling of an Active Landslide in Arteixo (La Coruña) Using Electrical Resistivity Tomography (ERT)

AUTORA: NOREIDIMIR DIAZ SOSA

TUTOR/ES DEL TRABAJO:

FRANCISCO JOSÉ MARTINEZ MORENO

ENRIQUE ARACIL ÁVILA

Fdo.:

Fdo.:



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

DECLARACIÓN DE NO PLAGIO

Noreidimir Díaz Sosa (autora) con NIF Z2236195W, estudiante de Máster Ingeniería Geológica en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid en el curso 2024 -2025 , como autor/a del trabajo de fin de máster titulado CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA Y MODELADO 3D DE UN DESLIZAMIENTO ACTIVO EN ARTEIXO (LA CORUÑA) MEDIANTE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (ERT) y presentado para la obtención del título correspondiente, cuyo/s tutor/es es/son: Enrique Aracil Ávila y Francisco J. Martínez Moreno

DECLARO QUE: El trabajo de fin de máster que presento está elaborado por mí y es original. No copio, ni utilizo ideas, formulaciones, citas integrales e ilustraciones de cualquier obra, artículo, memoria, o documento (en versión impresa o electrónica), sin mencionar de forma clara y estricta su origen, tanto en el cuerpo del texto como en la bibliografía. Así mismo declaro que los datos son veraces y que no he hecho uso de información no autorizada de cualquier fuente escrita de otra persona o de cualquier otra fuente. De igual manera, soy plenamente consciente de que el hecho de no respetar estos extremos es objeto de sanciones universitarias y/o de otro orden.

En Madrid, a 25 de julio de 2025

Fdo.:

Declaración Responsable sobre Autoría y Uso Ético de
Herramientas de Inteligencia Artificial (IA)

Yo, Díaz Sosa, Noreidimir

Con DNI/NIE/PASAPORTE: Z2236195W

declaro de manera responsable que el/la presente:

- Trabajo de Fin de Grado (TFG)
- Trabajo de Fin de Máster (TFM)
- Tesis Doctoral

Titulado/a

Caracterización geofísica y modelado 3D de un deslizamiento activo en Arteixo (La Coruña) mediante tomografía de resistividad eléctrica (ERT)

es el resultado de mi trabajo intelectual personal y creativo, y ha sido elaborado de acuerdo con los principios éticos y las normas de integridad vigentes en la comunidad académica y, más específicamente, en la Universidad Complutense de Madrid.

Soy, pues, autor del material aquí incluido y, cuando no ha sido así y he tomado el material de otra fuente, lo he citado o bien he declarado su procedencia de forma clara -incluidas, en su caso, herramientas de inteligencia artificial-. Las ideas y aportaciones principales incluidas en este trabajo, y que acreditan la adquisición de competencias, son mías y no proceden de otras fuentes o han sido reescritas usando material de otras fuentes.

Asimismo, aseguro que los datos y recursos utilizados son legítimos, verificables y han sido obtenidos de fuentes confiables y autorizadas. Además, he tomado medidas para garantizar la confidencialidad y privacidad de los datos utilizados, evitando cualquier tipo de sesgo o discriminación injusta en el tratamiento de la información.

En Madrid, a 25 de julio de 2025



INDICE

1. INTRODUCCION	1
2. OBJETIVOS	3
3. CONTEXTO GEOLOGICO	4
3.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	4
3.2 CONTEXTO TECTÓNICO	5
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
3.4 GEOLOGÍA LOCAL Y UNIDADES LITOLÓGICAS	6
3.5 HIDROLOGÍA Y CLIMA DEL ÁREA DE ESTUDIO	7
4. PROCESOS DE DESLIZAMIENTO	8
4.1 TIPOS DE MOVIMIENTO DE LADERA	8
4.2 FACTORES CONDICIONANTES Y DESENCADENANTES	10
4.3 PLANOS DE ROTURA Y EVOLUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS	11
5. METODOLOGIA	12
5.1 FUNDAMENTOS DEL MÉTODO Y CONFIGURACIÓN ELECTRÓDICA	12
5.2 EQUIPO	15
5.3 ADQUISICIÓN, PROCESADO E INTERPRETACIÓN DE DATOS	15
5.3.1 <i>Adquisición de datos</i>	15
5.3.2 <i>Procesado de datos</i>	16
5.3.3 <i>Interpretación de datos</i>	19
6. RESULTADOS	22
6.1 PERFILES DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (2D)	22
6.2 MODELO 3D	26
7. DISCUSIÓN	28
8. CONCLUSIONES	31
9. BIBLIOGRAFIA	32

RESUMEN

Los movimientos de ladera constituyen uno de los procesos geodinámicos más relevantes en términos de riesgo geotécnico, debido a su capacidad para generar daños estructurales y pérdidas humanas. Comprender la geometría interna de una masa inestable es fundamental para evaluar su evolución, delimitar el plano de rotura y diseñar estrategias eficaces de mitigación y monitoreo. Este estudio presenta la caracterización geofísica y el modelado tridimensional de un deslizamiento activo localizado en el municipio de Arteixo (La Coruña), mediante la aplicación del método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT). Se realizaron ocho perfiles de tomografía con diferentes configuraciones de electrodos, cuyos resultados fueron procesados con técnicas de inversión y posteriormente integrados en un modelo 3D utilizando el software Move. El análisis permitió diferenciar tres unidades geoelectricas principales en función de sus valores de resistividad, lo que facilitó la interpretación indirecta de la estructura interna de la ladera, así como la identificación de planos de rotura, zonas de alteración y discontinuidades estructurales. Los contrastes resistivos observados mostraron coherencia con los factores condicionantes del deslizamiento, como la presencia de fracturas y la meteorización diferencial. El modelo 3D final permitió delimitar el volumen movilizado y proporcionó una herramienta de análisis útil para la gestión del riesgo geotécnico en laderas graníticas fracturadas

1. INTRODUCCION

Los movimientos de ladera son fenómenos geodinámicos que están presentes en todos los continentes y tienen un rol importante en la evolución morfológica del terreno. Se consideran uno de los riesgos naturales más frecuentes a nivel global y su incidencia ha aumentado en las últimas décadas, generando impactos significativos tanto en infraestructuras como en vidas humanas. Las pérdidas económicas asociadas a estos eventos son muy elevadas y genera grandes problemas en diversas regiones del mundo (De Vita *et al.*, 2018; Froude & Petley, 2018; Whiteley *et al.*, 2019).

Como respuesta a esta problemática, se han desarrollado numerosas investigaciones orientadas a entender los mecanismos que desencadenan los deslizamientos con el fin de mejorar las estrategias de prevención, monitoreo y mitigación del riesgo (Abidin *et al.*, 2017; Sidle & Bogaard, 2016; Winter *et al.*, 2016; Soto *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2017; Bordoni *et al.*, 2018; Tomás *et al.*, 2018; Kirschbaum *et al.*, 2020). Sin embargo, sigue siendo necesario reforzar la detección temprana de zonas inestables y su integración efectiva en la planificación urbana y territorial (Chae *et al.*, 2017; Intrieri *et al.*, 2019; Park *et al.*, 2019; Copons, R. & Tallada, A. 2009).

Las modificaciones en el contenido de agua del suelo y las variaciones en la geometría de la ladera son factores clave en la generación de inestabilidad de taludes (Tang *et al.*, 2018). Esta susceptibilidad se intensifica cuando existen discontinuidades estructurales preexistentes como fracturas, planos de estratificación o fallas, que actúan como zonas de debilidad preferentes para el deslizamiento (Chalupa *et al.*, 2018). En este contexto, la tomografía eléctrica de resistividad (ERT) ha demostrado ser una técnica altamente eficaz para investigar el interior de laderas activas, facilitando la detección de superficies de rotura entre materiales inestables y el sustrato firme, así como la localización de áreas con elevada saturación o acumulación de agua (Tomecka-Suchoń *et al.*, 2017; Pasierb *et al.*, 2019).

En la actualidad, existen múltiples tecnologías que son utilizadas para la caracterización de movimientos de ladera, tales como herramientas de teledetección y percepción remota (GPS diferencial, interpretación de fotografía aérea y satelital, entre otros), que permiten analizar la morfología superficial y registrar desplazamientos. No obstante, estas tecnologías no permiten acceder a la estructura interna del terreno (Perrone *et al.*, 2014). En este sentido, los métodos geofísicos ofrecen ventajas importantes al proporcionar información indirecta, continua, en profundidad y sin necesidad de excavaciones o perforaciones.

Entre los métodos geofísicos disponibles, la tomografía eléctrica de resistividad (ERT) proporciona información del subsuelo, superando las limitaciones de escala de las mediciones geotécnicas clásicas. Esta técnica ha sido aplicada cada vez con mayor frecuencia en investigaciones sobre deslizamientos (Jongmans & Garambois, 2007; Perrone *et al.*, 2014).

Su sensibilidad ante las variaciones en el contenido de humedad, la conductividad del fluido en los poros y en la litología del terreno, facilita la identificación de zonas alteradas, saturadas o susceptibles a inestabilidad (Abolmasov *et al.*, 2013; Perrone *et al.*, 2014).

Diversos estudios han validado su aplicabilidad en contextos geológicos de diversa complejidad. En Lijiazui (China), permitió localizar la superficie de ruptura en pizarras arenosas y diferenciar zonas con distintos niveles de saturación (Sun *et al.*, 2024). Resultados similares se han obtenido en casos como Granada (Ardanaz O., 2020), Doña Mencía (Quintana, 2013), y los Apeninos italianos (Lapenna *et al.*, 2005). Otros trabajos relevantes incluyen aplicaciones combinadas con sismica o georradar en zonas de fallas activas, eventos extremos o laderas urbanizadas (Bichler *et al.*, 2004; Friedel *et al.*, 2006; Göktürkler *et al.*, 2008).

La región de Galicia, situada en el extremo noroeste de la Península Ibérica, presenta un basamento geológico dominado por rocas ígneas y metamórficas de edad Precámbrica y Paleozoica, con predominio de granitos, gneises y esquistos. Estas litologías, junto con una intensa fracturación heredada de ciclos orogénicos como el Varisco y el Alpino, favorece la presencia de unidades fuertemente alteradas y con alta susceptibilidad a procesos de inestabilidad. El área de estudio, localizada en el municipio de Arteixo (La Coruña), se encuentra sobre un basamento granítico hercínico intensamente fracturado y alterado, lo que incrementa su susceptibilidad a fenómenos de inestabilidad.

2. OBJETIVOS

Objetivo Principal:

El objetivo de esta investigación es caracterizar la geometría interna de un deslizamiento activo ubicado en el municipio de Arteixo (La Coruña), mediante la aplicación de la Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT), con el fin de identificar zonas potencialmente inestables, planos de rotura y estructuras subterráneas relevantes para la comprensión del proceso de inestabilidad.

Objetivos específicos:

- Realizar una campaña de adquisición geofísica mediante perfiles de tomografía eléctrica 2D empleando distintas configuraciones de electrodos.
- Procesar e invertir los datos adquiridos utilizando software especializado (RES2DINV) con técnicas de inversión y refinamiento de malla.
- Interpretar los modelos 2D obtenidos para identificar unidades geoeléctricas asociadas a diferentes condiciones del terreno (compactación, saturación, alteración, entre otros).
- Integrar los perfiles eléctricos en un modelo tridimensional con el software Move para representar la geometría del deslizamiento y sus límites laterales y verticales.
- Analizar la relación entre las zonas de baja resistividad y los factores característicos del deslizamiento (fracturación, contenido hídrico, meteorización).

3. CONTEXTO GEOLOGICO

El contexto geológico en Galicia está dominado por rocas cristalinas de naturaleza plutónica y metamórfica, entre las que destacan granitos, granodioritas, esquistos y gneises. El área de estudio se encuentra compuesta por formaciones metavolcánicas, caracterizadas principalmente por rocas que se originaron a partir de antiguos materiales ígneos y que posteriormente fueron transformados por procesos metamórficos. La mayoría de las litologías presentes se formaron entre el Precámbrico y el Paleozoico, mientras que los sedimentos más recientes, de edad cenozoica y cuaternaria, representan un porcentaje muy reducido del total y se localizan principalmente en valles fluviales y depresiones (IGME, 2020; Torres et al., 1990).

3.1 Localización geográfica

El deslizamiento objeto de estudio se localiza en el extremo norte del municipio de Arteixo, perteneciente a la provincia de La Coruña, en la comunidad autónoma de Galicia (Figura 1).



Figura 1. Localización geográfica de la zona de estudio (Recuadro rojo).

El área se encuentra próxima al litoral atlántico y al suroeste de la ciudad de La Coruña, en las inmediaciones de la carretera provincial DP-3002 (Carretera de Bens). Las coordenadas UTM aproximadas del centro del deslizamiento son: X = 535.020 m; Y = 4.783.960 m

(ETRS89/UTM Zona 29N). El terreno estudiado abarca una superficie aproximada de 25.300 m², forma parte del núcleo urbano de Arteixo y limita con áreas residenciales e industriales. La zona deslizada se sitúa a una elevación comprendida entre 38 y 60 metros s.n.m., presentando una pendiente media de aproximadamente 24° con orientación hacia el noroeste.

3.2 Contexto Tectónico

La región de Arteixo está afectada por una red de fracturas provenientes del ciclo orogénico Varisco, algunas de las cuales han sido reactivadas durante la tectónica alpina. Estas estructuras, de orientación predominante NE–SW y E–W, actúan como planos de debilidad dentro del macizo, favoreciendo la deformación frágil, el ascenso de fluidos y la alteración hidrotermal (Pérez Alberti *et al.*, 2005).

La fracturación del macizo granítico en Arteixo y la disposición de las unidades metamórficas en bloques alóctonos tectonizados generan zonas de menor resistencia en el terreno, que pueden facilitar la infiltración de agua y consecuentemente el aumento de presiones intersticiales. Estas condiciones estructurales, cuando se combinan con factores climáticos y geomorfológicos, incrementan significativamente la susceptibilidad a procesos de inestabilidad de laderas.

3.3 Contexto Geológico Regional

El área de estudio se sitúa en el sector más interno del noroeste del Macizo Ibérico, dentro de la Hoja nº 21 (La Coruña) del Mapa Geológico Nacional (Plan MAGNA) a escala 1:50.000 (Figura 2). Esta región corresponde al segmento más occidental del Orógeno Varisco, caracterizado por una evolución geodinámica compleja, reflejada en la diversidad de sus unidades litológicas, estructurales y metamórficas. El emplazamiento se enmarca dentro de la Zona de Galicia–Tras-os-Montes (ZGTOM), una de las principales divisiones del Macizo Ibérico, caracterizada por presentar dos dominios estructurales superpuestos:

- **Dominio Esquistoso de Galicia–Tras-os-Montes (DEGTOM):** ubicado en posición inferior, está formado por una secuencia de metasedimentos paleozoicos (esquistos, filitas, metavulcanitas) que han experimentado metamorfismo medio a alto durante la Orogenia Varisca. Representa el sustrato estructural sobre el que se han desarrollado intrusiones graníticas y deformaciones posteriores.
- **Complejos Alóctonos de Galicia–Tras-os-Montes (CAGTOM):** en posición superior, estos complejos corresponden a mantos de corrimiento compuestos por fragmentos de corteza continental y oceánica, emplazados tectónicamente sobre el

DEGTOM durante el apilamiento Varisco. Están compuestos por ofiolitas, paragneises, eclogitas y otras rocas metamórficas de alto grado que marcan la sutura hercínica en el noroeste peninsular.

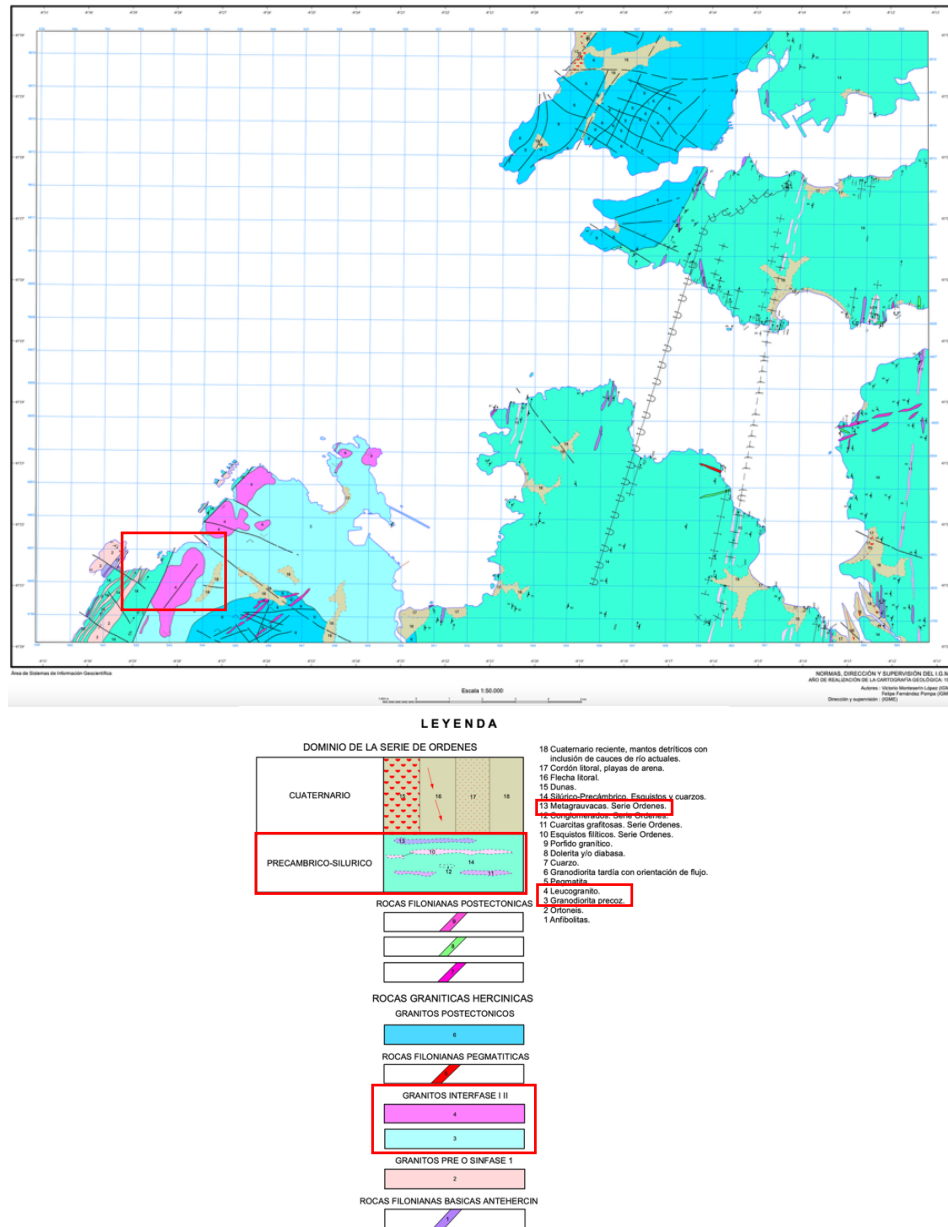


Figura 2. Hoja Geológica n°21 (LA CORUÑA) del Plan MAGNA, Escala 1:50.000, con la zona de estudio recuadrada en rojo y las unidades que afloran en la zona de estudio.

3.4 Geología Local y Unidades Litológicas

La zona de estudio se localiza dentro de los CAGTOM. Los materiales aflorantes pertenecen principalmente a rocas plutónicas de edad hercínica y a materiales metamorfizados de la Serie Órdenes, que actúan como roca encajante de las intrusiones graníticas. Las principales unidades litológicas identificadas en el área de estudio son:

- **Granodiorita precoz:** roca plutónica de grano grueso, tonalidad grisácea a rosada, con mega cristales de feldespato. Presenta baja porosidad y elevada resistencia. Constituye la unidad predominante en la base del terreno afectado.
- **Leucogranitos:** son intrusivos ácidos, ricos en cuarzo y feldespatos, que suelen localizarse en zonas de fracturación y presentar mayor alteración. Se caracterizan por su grano fino, color blanquecino y ausencia de biotita.
- **Serie Órdenes:** unidad metamórfica constituida por una secuencia de metasedimentos detríticos de granulometría fina a media.

3.5 Hidrología y clima del área de estudio

El medio geológico en Galicia está dominado por rocas graníticas y metamórficas, como granitos o esquistos, que tradicionalmente se han considerado casi impermeables o de muy baja permeabilidad por fracturación. Los recursos hídricos subterráneos se han considerado escasos y no han sido completamente considerados en la planificación y gestión de las cuencas. No obstante, el uso histórico de las aguas subterráneas someras sugiere que las zonas de roca meteorizada y fracturada actúan como reservorios importantes. Se estima que entre el 8% y el 20% de la precipitación se infiltra en el subsuelo, alimentando acuíferos locales poco profundos (Asociación Internacional de Hidrogeólogos, 2024).

La precipitación media anual alcanza alrededor de 1.200 mm, siendo noviembre el mes más lluvioso (≈ 160 mm) y julio el más seco (≈ 30 mm) (Climate-Data.org, 2024). Entre finales de septiembre y finales de mayo, la probabilidad diaria de lluvia supera el 27%, mientras que, durante los meses más secos, esta probabilidad desciende a valores cercanos al 9%. Estas condiciones favorecen la saturación progresiva del suelo y el subsuelo, aumentando la susceptibilidad a fenómenos de inestabilidad de laderas, especialmente durante el otoño e invierno.

4. PROCESOS DE DESLIZAMIENTO

En algunas partes del mundo, los deslizamientos son uno de los procesos geológicos más destructivos que afectan a las poblaciones humanas, ocasionando miles de muertes y pérdidas económicas valoradas en decenas de millones de dólares cada año (Brabb, 1989). La inestabilidad de laderas se define como el movimiento de masas de roca o detritos a favor de la pendiente bajo la influencia directa de la gravedad, cuando esta supera la capacidad de carga del suelo o roca, alterando así el equilibrio entre las fuerzas resistentes al deslizamiento y las que lo favorecen (Cruden & Varnes, 1996).

4.1 Tipos de movimiento de ladera

Los movimientos de ladera (Figura 3) se clasifican principalmente en función del tipo de material movilizado y del mecanismo de desplazamiento. También se pueden distinguir entre movimientos superficiales o profundos. Esta diferenciación suele basarse en el tipo de movimiento y el volumen movilizado. Sin embargo, la estimación de volumen ha presentado incertidumbres significativas debido a la complejidad geométrica y morfológica de las zonas de desprendimiento (Brunetti et al., 2009). En los deslizamientos profundos, es común representar de forma diferenciada la corona del deslizamiento respecto a la masa desplazada hacia abajo, ya que su análisis estructural responde a otras dinámicas.

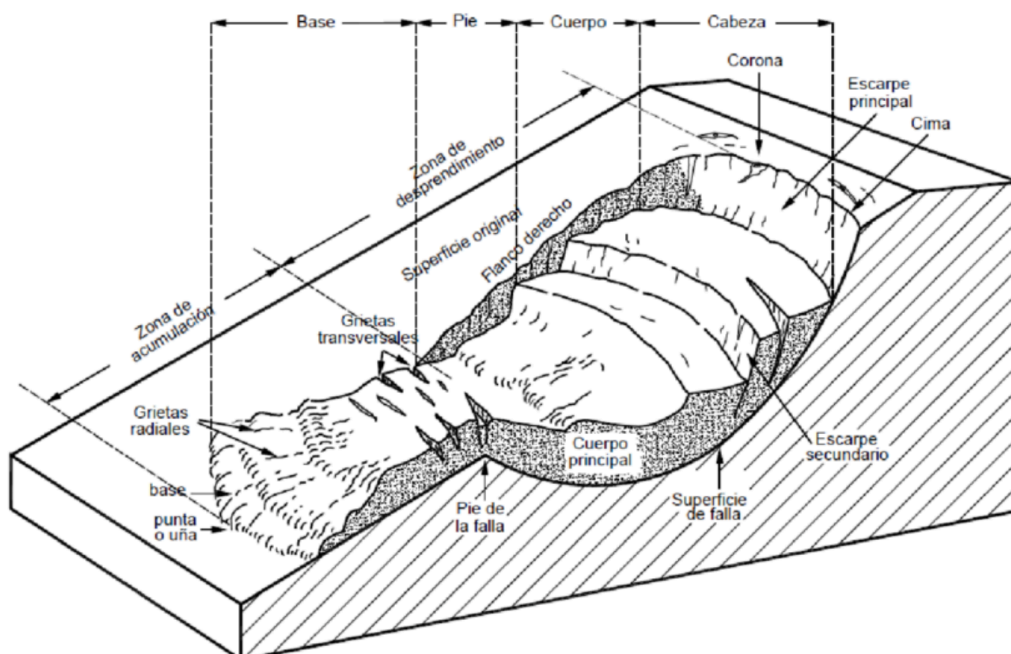


Figura 3. Esquema de la morfología de un movimiento de ladera (Modificado de Suárez Díaz, J., 2009)

La clasificación de inestabilidad de laderas más utilizadas distingue entre: deslizamientos (movimiento a lo largo de una superficie definida), reptaciones (movimiento lento y progresivo), flujos (desplazamiento de materiales saturados con comportamiento fluido), caídas o desplomes (movimiento libre de bloques o fragmentos desde alturas) y desplazamientos laterales (Cruden & Varnes, 1996). Entre los deslizamientos, se reconocen dos categorías principales según la geometría de la superficie de rotura:

- **Deslizamiento rotacional (Figura 4a):** se caracteriza por un desplazamiento relativamente lento de una masa de suelo o roca a lo largo de una superficie de ruptura curva, generalmente cóncava hacia arriba. La masa rota en torno a un eje aproximadamente paralelo a la ladera, generando un movimiento en bloque que suele presentar hundimiento en la cabeza y levantamiento en el pie del deslizamiento. Este tipo de mecanismo es común en terrenos sueltos, homogéneos, cohesivos y/o isotrópicos.
- **Deslizamiento traslacional (Figura 4b):** el movimiento de desplazamiento de un bloque de suelo o roca, lento o rápido, ocurre a lo largo de una superficie relativamente plana o ligeramente inclinada. La masa deslizada se desplaza de forma más uniforme y es característico de materiales estratificados o zonas con planos de debilidad estructural definidos, como planos de estratificación, esquistosidad o diaclasas.

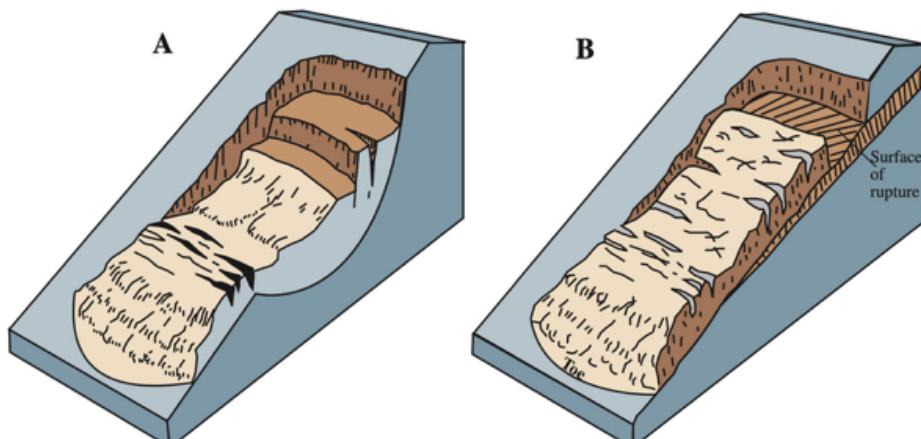


Figura 4. A) Esquema de deslizamiento rotacional, B) Esquema de deslizamiento traslacional (Modificado de USGS, 2004)

Además, para el análisis de movimientos complejos o compuestos, se utilizan otras clasificaciones complementarias que permiten caracterizar con mayor precisión los procesos de inestabilidad. Estas se basan en criterios como el grado de humedad del terreno, la

velocidad de desplazamiento, la profundidad de la superficie de rotura, el tipo de rotura, el nivel de actividad del fenómeno y el tipo de masa movilizada (INETER, 2005).

4.2 Factores condicionantes y desencadenantes

La inestabilidad de laderas es el resultado de la interacción entre factores condicionantes (intrínsecos al terreno) y factores desencadenantes (externos o dinámicos). Ambos actúan de manera combinada, favoreciendo la pérdida de equilibrio de una masa de suelo o roca y dando lugar a un deslizamiento. Los factores condicionantes son aquellos inherentes a las características físicas, geológicas y geomorfológicas del terreno. Su acción es pasiva, ya que por sí solos no originan el movimiento, pero sí determinan la susceptibilidad del medio a deslizarse, condicionando el tipo de deslizamiento, los mecanismos implicados y la evolución de la rotura (Instituto Nacional de Defensa Civil, 2011).

Entre los factores condicionantes de los movimientos de ladera destacan las propiedades intrínsecas de los materiales, incluyendo la litología, la granulometría, el grado de consolidación, el espesor de los depósitos y la presencia de planos de debilidad estructurales, como fracturas o foliaciones. Asimismo, las características geomorfológicas de la ladera tales como la morfología del terreno, la pendiente y su orientación, influyen significativamente en la estabilidad del talud, especialmente cuando existen discontinuidades topográficas que favorecen la acumulación superficial y la infiltración del agua. Por otra parte, las condiciones climáticas y ambientales, como el régimen pluviométrico, las variaciones térmicas estacionales y el tipo de cobertura vegetal, inciden de forma directa en los procesos de humectación, erosión y meteorización, facilitando la pérdida progresiva de resistencia de los materiales y el desencadenamiento de fenómenos de inestabilidad (INETER, 2005).

Por otro lado, los factores desencadenantes son elementos externos que alteran el estado de equilibrio preexistente del terreno y activan el movimiento de la masa inestable. Estos factores pueden tener origen natural, como lluvias intensas, terremotos o cambios en la presión hidrostática, o bien ser inducidos por actividades humanas como excavaciones, sobrecargas estructurales o modificaciones del uso del suelo. Uno de los principales agentes desencadenantes es la infiltración de agua, que incrementa la presión intersticial en los poros y reduce la resistencia efectiva de los materiales. Las vibraciones generadas por sismos o explosiones también provocan aceleraciones en el terreno que favorecen la aparición de grietas o roturas. Finalmente, las intervenciones humanas, como construcciones en laderas inestables, deforestación o incendios forestales, pueden alterar significativamente las condiciones del terreno, comprometiendo su estabilidad (Crozier, 1986; Dikau *et al.*, 1996).

4.3 Planos de rotura y evolución de deslizamientos

La evolución de los movimientos de ladera suele estar estrechamente vinculada a la presencia de una unidad geológica permeable o fracturada que, tras un proceso progresivo de saturación, sufre una disminución de la resistencia al corte. Este debilitamiento puede provocar la aparición de una superficie de desplazamiento, conocida como plano de rotura, que condiciona la geometría y la cinemática del deslizamiento. La identificación precisa de este plano resulta fundamental para entender el mecanismo de inestabilidad y evaluar la peligrosidad de la ladera (Suárez Díaz, J., 1998).

Para comprender la ocurrencia y evolución de un deslizamiento, es de gran importancia obtener información sobre la geología local, las condiciones hidrogeológicas del subsuelo y la profundidad de la superficie de rotura. Con frecuencia, este tipo de información no puede obtenerse fácilmente, ya que requiere la perforación de sondeos, en muchos casos costosos, en la zona del deslizamiento. En este contexto, los métodos geofísicos se están utilizando cada vez con mayor éxito para definir las propiedades físicas de los suelos y obtener información geológica e hidrogeológica del área de estudio (Huayllazo *et al.*, 2023).

En la actualidad, existen diversas metodologías para la investigación de deslizamientos, cada una con fortalezas y limitaciones particulares. Los métodos aéreos y satelitales, como la fotogrametría digital, el posicionamiento GPS y la interferometría diferencial, permiten analizar características superficiales como la morfología del terreno, la extensión de la zona inestable o la evolución temporal de los desplazamientos. Sin embargo, estas técnicas no aportan información directa sobre las condiciones del subsuelo. Por otro lado, los métodos directos de campo, como el uso de piezómetros y extensómetros, ofrecen registros detallados sobre parámetros tales como deformaciones o presiones intersticiales, aunque su alcance espacial se limita a puntos instrumentados (Sun *et al.*, 2007).

En contraste, los métodos geofísicos constituyen una alternativa eficaz para explorar de forma indirecta el interior del terreno. Estos métodos ofrecen información del terreno de forma no destructiva, a mayor escala y más económica. Entre ellos, los métodos eléctricos y, en concreto, la Tomografía Eléctrica de Resistividad (ERT, en sus siglas en inglés) ha demostrado ser útil en contextos de inestabilidad de laderas, debido a su alta sensibilidad frente a la saturación de agua en el macizo rocoso o en depósitos. Esta saturación, generada comúnmente por precipitaciones intensas o infiltraciones, ha sido identificada como uno de los factores más relevantes en la pérdida de resistencia y generación de sobrepresión de poros (Bishop, 1960; Morgenstern y Price, 1965; Perrone *et al.*, 2014).

5. METODOLOGIA

El estudio del deslizamiento en Arteixo (Galicia) se llevó a cabo mediante técnicas de prospección geofísica basadas en Tomografía Eléctrica de Resistividad (ERT). Esta metodología permitió obtener modelos de distribución de resistividad del subsuelo y, por tanto, la morfología de la masa deslizada y el plano de rotura. A partir de estos resultados se generó un modelo tridimensional (3D) de la zona inestable. La comparación e interpretación conjunta de los perfiles obtenidos hizo posible caracterizar, de forma indirecta, la geometría interna del deslizamiento.

5.1 Fundamentos del método y configuración electródica

La tomografía eléctrica de resistividad es un método geofísico no invasivo que permite obtener imágenes bidimensionales (2D) o tridimensionales (3D) de la distribución de resistividades eléctricas en el subsuelo, con el fin de inferir la geometría, profundidad y espesores de los materiales geológicos (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 1997). Esta técnica (Figura 5a) consiste en inyectar una corriente eléctrica de intensidad conocida mediante una disposición de electrodos distribuidos en superficie, y medir la diferencia de potencial generada entre pares de electrodos receptores. A partir de estas mediciones se obtiene un conjunto de resistividades aparentes distribuidas a lo largo del perfil estudiado.

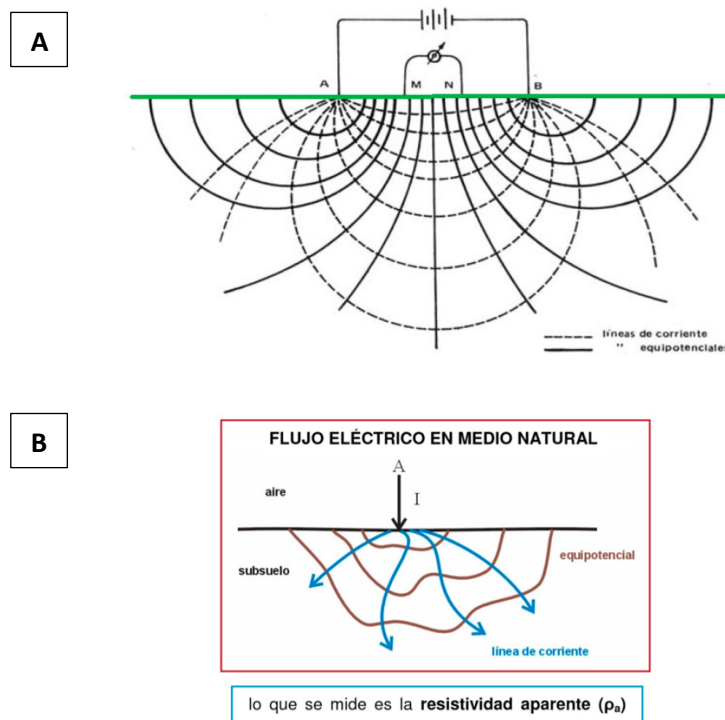


Figura 5. A) Esquema del principio de la tomografía eléctrica: la corriente se inyecta mediante los electrodos A y B, y la diferencia de potencial se mide entre M y N. B) La distribución de las líneas equipotenciales varía según la resistividad de los materiales subyacentes.

Cabe destacar que la profundidad de investigación es proporcional a la separación entre los electrodos, aunque la penetración real de la corriente eléctrica también depende de la resistividad específica de cada estrato del terreno y de su distribución interna. Esta relación condiciona la capacidad de resolución del método en función de la heterogeneidad del medio (Suárez Díaz, J., 1998).

Al aplicar una corriente eléctrica al terreno, esta puede transmitirse a través del subsuelo mediante tres mecanismos distintos: conducción dieléctrica, que se produce en medios altamente resistivos o aislantes; conducción electrónica, característica de materiales con electrones libres, como los metales; y conducción electrolítica, que se relaciona con el desplazamiento de iones disueltos en el agua contenida en los poros del suelo o la roca. La conducción electrolítica constituye el principal mecanismo de propagación eléctrica en el subsuelo y es la base de los métodos de resistividad. Esta propiedad expresa la oposición que presenta un material al paso de la corriente eléctrica, independientemente de su geometría (Everett, 2013). En un medio que presenta propiedades homogéneas e isotrópicas y posee una resistividad ρ , al aplicarse una corriente de intensidad I , el potencial eléctrico V en un punto ubicado a una distancia r del electrodo puntual se calcula como:

$$V = \frac{I \rho}{2 \pi r} \quad (1)$$

En los métodos eléctricos, lo que se mide directamente corresponde a la resistividad aparente del terreno y no a la resistividad real, ya que el subsuelo está compuesto por distintos materiales y estructuras. Como consecuencia, el campo eléctrico introducido afecta simultáneamente a varias capas con propiedades distintas, por lo que la resistividad medida es un valor influenciado por las diferentes capas con diferente resistividad que atraviesa el campo eléctrico (Figura 5b). Solo en casos de suelos homogéneos o en investigaciones muy superficiales, el valor medido puede coincidir con la resistividad real (Everett, 2013).

Para obtener una imagen fiable del subsuelo, los datos de resistividad aparente se procesan mediante un proceso matemático de inversión numérica, que ajusta iterativamente un modelo inicial hasta minimizar la diferencia entre los valores medidos y calculados. El resultado es un modelo bidimensional (2D) que representa la distribución real de resistividades del terreno.

La ERT permite diversas formas de medición en función de la geometría y separación de los electrodos. La elección de la configuración adecuada dependerá de los objetivos específicos del estudio, ya que influye directamente en la resolución espacial, la profundidad de prospección y la sensibilidad a variaciones en la resistividad del subsuelo. Entre los factores

clave a considerar se encuentran la sensibilidad vertical y horizontal, la cobertura de datos y la intensidad de la señal.

Existen diversas configuraciones de tomografía eléctrica (Figura 6), cada una con usos y ventajas específicas. La configuración Wenner se destaca por su simplicidad operativa y buena sensibilidad horizontal. El dispositivo Schlumberger detecta cambios preferenciales en la vertical y ofrece una mayor penetración en profundidad, aunque es más sensible al ruido en las mediciones. La combinación Wenner-Schlumberger busca equilibrar las ventajas de ambas, proporcionando buena resolución vertical y lateral, por lo que es ideal en investigaciones generales del subsuelo.

Por otro lado, la configuración dipolo-dipolo se caracteriza por su alta resolución lateral, lo que la convierte en una opción óptima para identificar fracturas, planos inclinados y contactos litológicos complejos, aunque sufre una rápida pérdida de sensibilidad con la profundidad (Okpoli, C., 2013). Por último, las configuraciones polo-dipolo y gradiente ofrecen mayor cobertura espacial y son útiles en terrenos irregulares o con accesibilidad limitada, pero pueden generar modelos menos detallado (Orellana, 1982).

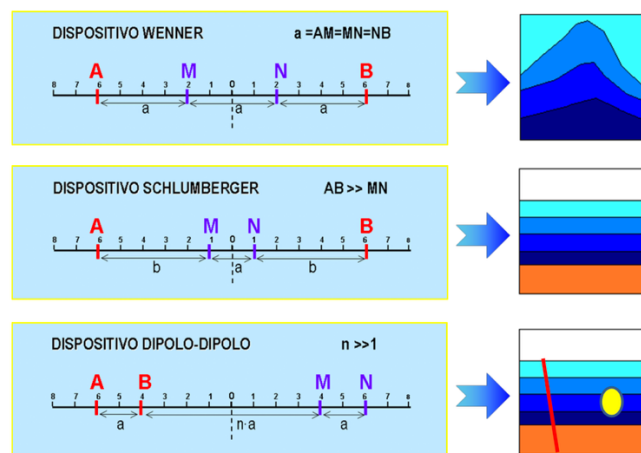


Figura 6. Esquema de los dispositivos electrónicos más habituales en los métodos de resistividad: Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo.

En el presente estudio, todos los perfiles ERT se adquirieron utilizando múltiples configuraciones con el fin de optimizar la calidad de los datos, mejorar la resolución espacial y facilitar la caracterización detallada del subsuelo. Esta estrategia permitió identificar estructuras relevantes como fracturas y planos de rotura, fundamentales para la interpretación del fenómeno de deslizamiento.

Las configuraciones empleadas fueron:

- **Wenner-Schlumberger**, eficaz para detectar contactos subhorizontales o suavemente inclinados, y con buena sensibilidad a mayores profundidades.
- **Dipolo-Dipolo**, especialmente adecuada para la detección de fracturas, estructuras inclinadas y contrastes laterales, ofreciendo una alta resolución lateral (Reynolds, 1997).

5.2 Equipo

Para la adquisición de los datos de resistividad eléctrica se empleó el equipo (Figura 7) SYSCAL Pro Switch 72 de IRIS Instruments. Este resistímetro integra transmisor, receptor y sistema de conmutación en una unidad, alimentada por batería de 12 V. Dispone de 10 canales de lectura simultánea, alcanzando hasta 2.000 V, 2,5 A y 250 W de potencia. Se utilizó en configuración Switch-48, permitiendo la conexión automática de 48 electrodos.

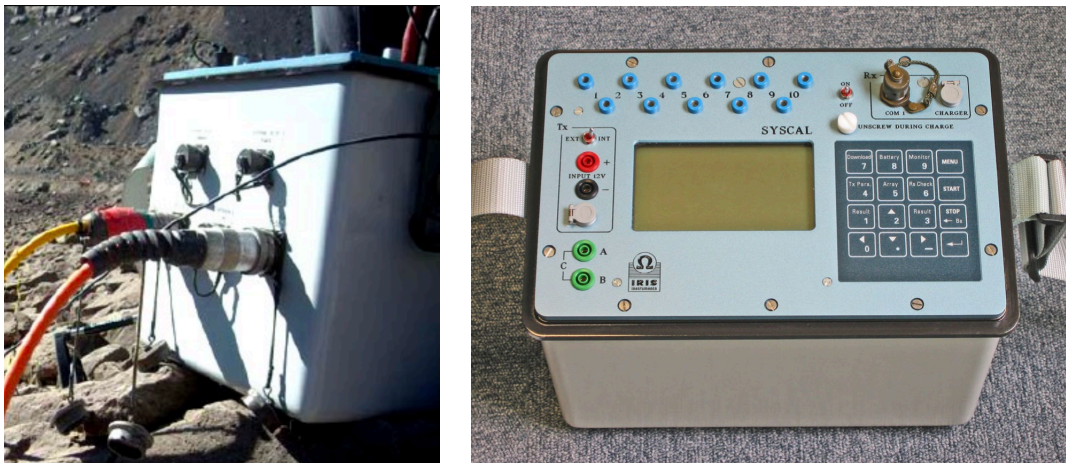


Figura 7. Equipo de prospección geofísica utilizado para la adquisición de datos.

5.3 Adquisición, procesado e interpretación de datos

5.3.1 Adquisición de datos

Se llevó a cabo una campaña de prospección geofísica mediante Tomografía Eléctrica de Resistividad (ERT), en la que se realizaron un total de ocho perfiles (P-1 a P-8), diseñados con distintas configuraciones y profundidades de investigación (Figura 8). Sus trazados y longitudes fueron marcados por las condiciones del entorno.

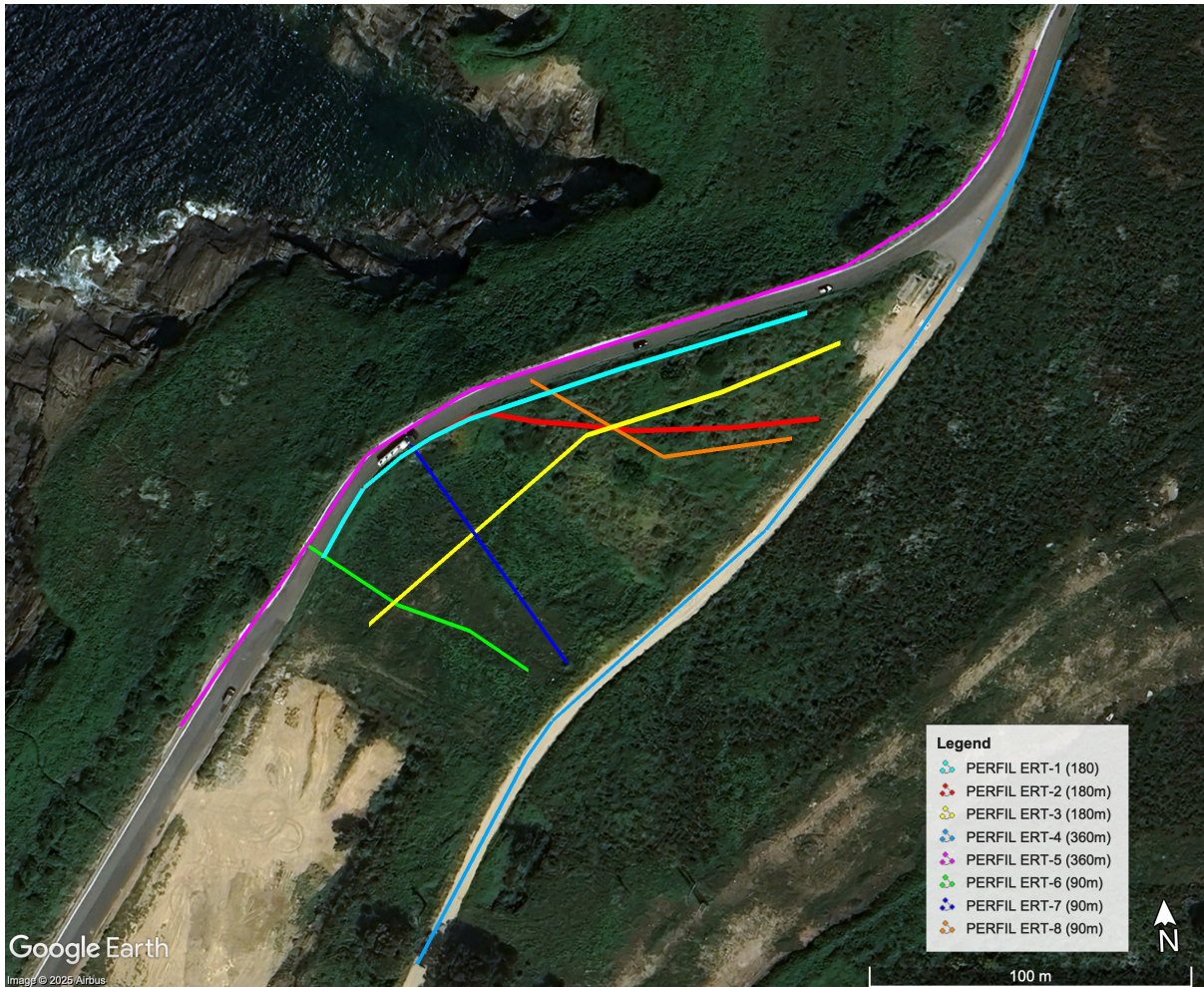


Figura 8. Localización de los perfiles de tomografía eléctrica realizados en la zona de estudio (43°21'13.33" N, 8°28'21.43" W)

Los perfiles P-1 a P-3 presentaron una longitud de 180 m, con 36 electrodos dispuestos cada 5 m, alcanzando una profundidad máxima de 35 m y generando aproximadamente 1.105 medidas por perfil. Por su parte, los perfiles P-4 y P-5 tuvieron una longitud de 360 m, con 72 electrodos separados también 5 m, logrando una profundidad de investigación de hasta 70 m y produciendo unas 2.300 medidas cada uno. Finalmente, los perfiles P-6 a P-8 se adquirieron con una longitud de 90 m, utilizando 36 electrodos con una separación de 2,5 m, alcanzando profundidades de hasta 18 m, con una media de 1.105 medidas por perfil.

5.3.2 Procesado de datos

Para el procesamiento de los datos obtenidos en campo, se utilizó el programa RES2Dinv (Versión 3.55, de Geotomo Software) con el cual se realizaron las inversiones necesarias para obtener los modelos de resistividades reales del subsuelo:

- Filtrado de datos erróneos (Figura 9):** Este proceso consistió en revisar los perfiles medidos, tanto de forma automática como manual, con el fin de identificar y eliminar aquellos datos con valores de resistividad o intensidad poco fiables, que podrían comprometer la calidad del modelo final.

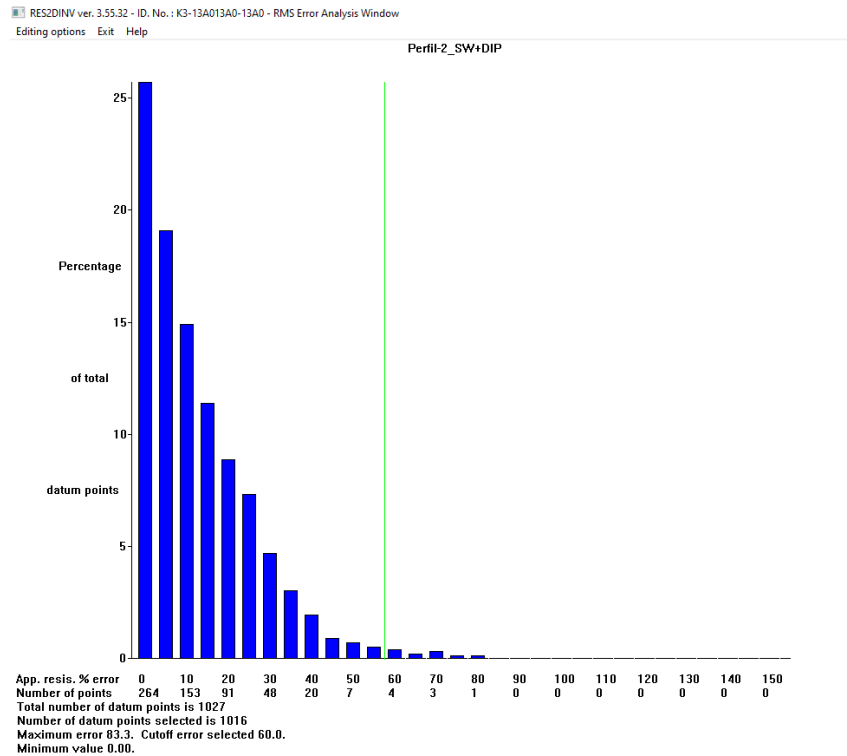


Figura 9. Histograma de la distribución de errores del perfil P-2. Para este perfil, en la segunda inversión se han eliminado todos los puntos que suponen más del 60% del error RMS (línea verde).

- Discretización del modelo (Figura 10):** Se empleó una malla refinada con celdas de media anchura respecto a los electrodos, lo cual mejora la resolución en superficie y permite representar con mayor precisión contactos verticales, fracturas o interfaces poco profundas. Además, se configuró la malla con cuatro nodos por celda para captar variaciones laterales de forma más detallada.

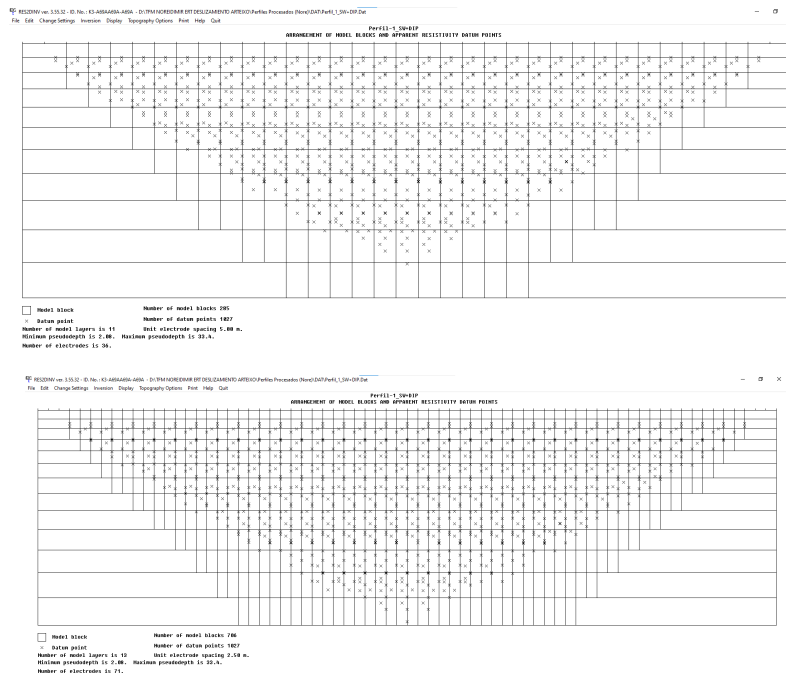


Figura 10. Discretización del terreno por bloques con una malla refinada con celdas de media anchura respecto a los electrodos

3. **Inversión de datos:** La inversión de los datos se llevó a cabo en dos etapas. En primer lugar, se aplicó un ajuste por mínimos cuadrados mediante el algoritmo de Gauss-Newton para obtener un modelo inicial suavizado, con un máximo de cinco iteraciones o hasta alcanzar un error RMS inferior al 10%. Posteriormente, se realizó una inversión robusta, diseñada para reducir la influencia de datos “ruidosos” y errores de contacto entre electrodos. Una vez comparados ambos resultados, se optó por utilizar los modelos obtenidos mediante inversión robusta, ya que ofrecieron una morfología más coherente con la realidad geológica del terreno, especialmente en zonas con contrastes bruscos de resistividad, como los generados entre la masa deslizada y el sustrato rocoso. Además, la interpretación de estos modelos resultó más clara que la proporcionada por la inversión suavizada.

4. **Inserción de topografía:** A cada electrodo se le asignó su cota real (Z) para ajustar los modelos a la topografía natural del terreno. Aunque inicialmente los perfiles se procesan sobre una superficie plana, posteriormente se incorpora el relieve real registrado en campo. Esta corrección es esencial en zonas con pendientes pronunciadas, como aquellas afectadas por movimientos de ladera. Para ello, se utilizó el método de elementos finitos con esquema

trapezoidal, adecuado para representar geometrías irregulares y mejorar la precisión del modelo resistivo en superficies complejas.

5.3.3 Interpretación de datos

La resistividad eléctrica del terreno está influenciada por diversos factores físicos y químicos, entre ellos la porosidad, el contenido y tipo de agua intersticial, la salinidad, la mineralogía de los materiales y la temperatura (Archie, 1942). Estos parámetros permiten interpretar variaciones en el subsuelo asociadas a diferencias en el tamaño de grano, contenido hídrico y grado de mineralización de las formaciones geológicas.

En términos generales, la resistividad eléctrica de las rocas está condicionada principalmente por cuatro factores:

1. **La porosidad:** definida como la proporción entre el volumen de poros y el volumen total de la roca. Una mayor porosidad suele implicar una menor resistividad, siempre que los poros estén rellenos de materiales conductores como agua o arcilla. En cambio, si están ocupados por aire (material dieléctrico), la resistividad será considerablemente alta.
2. **La geometría de la red porosa (factor de formación):** una mayor conectividad entre poros rellenos de agua favorece la movilidad iónica y, por tanto, disminuye la resistividad. Por el contrario, una estructura porosa con morfologías cerradas o poco alargadas incrementa la resistencia al paso de la corriente eléctrica.
3. **El grado de saturación:** se refiere a la proporción de poros rellenos de agua respecto a los poros secos. A mayor saturación, menor resistividad, dado que el agua actúa como medio conductor frente al aire, que es un aislante.
4. **La conductividad del fluido intersticial:** cuanto mayor sea la conductividad del agua presente en la formación (por ejemplo, por su contenido en sales disueltas), menor será la resistividad global del medio rocoso.

Estos factores que afectan a la resistividad de la roca se integran en la siguiente fórmula, la cual relaciona la resistividad del medio con sus propiedades físicas y de saturación (Heiland, 1946):

$$\rho = \frac{F}{V} \times \rho_w \times \frac{1}{F_s} \quad (2)$$

Donde, ρ es la resistividad de la roca. ρ_w es la resistividad del agua contenida en los poros de la roca, v es el volumen de huecos (porosidad), F es el factor de formación (conectividad

de los poros) y F_s es el factor de saturación (depende de la proporción de poros rellenos de agua).

Considerando esto, en condiciones de una cierta saturación, los materiales compactos y secos presentan resistividades elevadas, mientras que aquellos fracturados o saturados tienden a mostrar valores significativamente más bajos (Figura 11). De forma consecuente, a medida que se incrementa el contenido de humedad, la resistividad eléctrica del material disminuye. Esta relación permite interpretar los modelos obtenidos, facilitando la identificación de zonas potencialmente saturadas o alteradas, que pueden estar asociadas a planos de rotura, acumulaciones localizadas de agua o materiales removilizados característicos de procesos de deslizamiento.

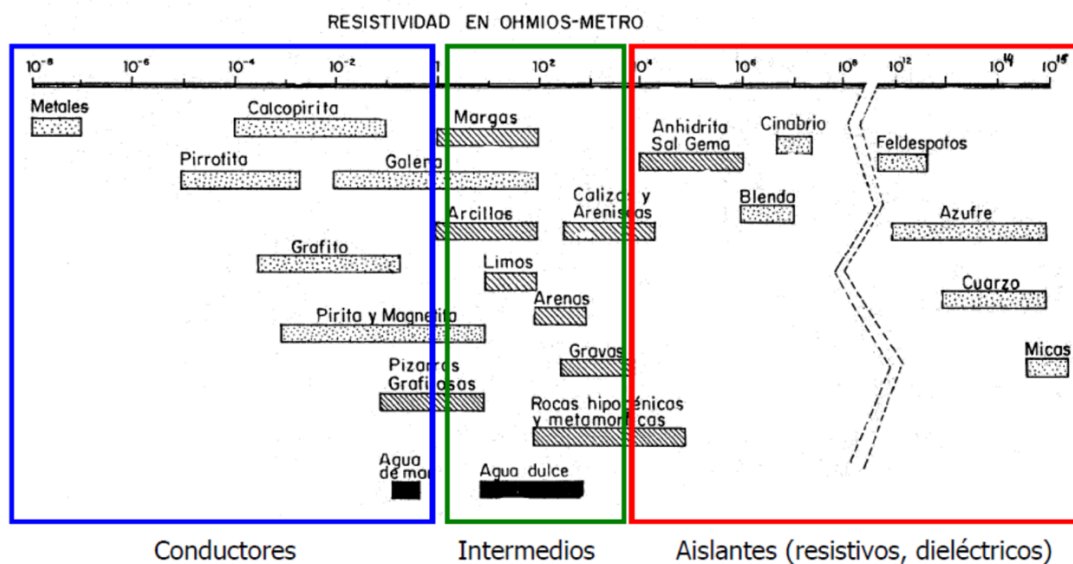


Figura 11. Rangos de resistividad de los materiales geológicos (modificado de Palacky, 1987). Los materiales altamente conductores, como los metales, presentan resistividades muy bajas, mientras que los más resistivos corresponden a rocas cristalinas compactas. La mayoría de las litologías comunes se encuentran dentro de un rango intermedio, entre 1 y 10.000 $\Omega \cdot m$.

Las variaciones en el contenido de agua y el aumento de la presión intersticial pueden desempeñar un papel determinante en la activación del movimiento (Bishop, 1960). Por esta razón, las zonas con baja resistividad suelen interpretarse como regiones saturadas, alteradas o fracturadas, mientras que los valores elevados se asocian típicamente a materiales más masivos, secos o poco alterados. La presencia de humedad y de sales disueltas en los poros del suelo o la roca controla, en gran medida, la conductividad aparente de los materiales. Así, por ejemplo, un granito compacto con baja porosidad y escasa humedad tenderá a mostrar resistividades elevadas, mientras que una arcilla húmeda, con mayor capacidad de retención hídrica y mayor conectividad entre poros, presentará

resistividades considerablemente más bajas. En algunos casos, las superficies de rotura pueden identificarse como bandas de baja resistividad debido a la acumulación de humedad a lo largo de planos de debilidad estructural.

No obstante, es importante considerar que la resistividad también varía en función de las condiciones climáticas. Durante periodos húmedos, los materiales tienden a mostrar resistividades más bajas, mientras que en condiciones secas estas se incrementan significativamente. Esta sensibilidad estacional puede influir tanto en la interpretación como en la comparación entre diferentes campañas de adquisición de datos (Nnamdi, O.S & Chandima, G., 2023). Estudios realizados en suelos secos han demostrado que la resistividad puede fluctuar hasta un 90% con respecto a su valor medio estacional, especialmente en suelos arcillosos y de grano fino, siendo estos cambios más sensibles al contenido de humedad y al nivel freático (Gonos et al., 2006). Por lo tanto, para evitar interpretaciones erróneas, se recomienda realizar campañas en distintas épocas del año o aplicar factores de corrección estacionales que normalicen los valores obtenidos, especialmente en estudios de seguimiento o monitoreo prolongado.

6. RESULTADOS

En esta sección se describen e interpretan los resultados obtenidos a partir de la aplicación de la Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) en el área de estudio. A través del análisis de los perfiles 2D y la construcción de un modelo 3D, se identificaron las principales unidades geoelectricas, la geometría del plano de rotura y la distribución interna de materiales alterados o fracturados.

6.1 Perfiles de Tomografía Eléctrica (2D)

En todos los perfiles realizados se identificó una unidad basal de resistividades altas a muy altas, cuyo techo se localiza a partir de los 30 m s.n.m., y que se extiende lateralmente con continuidad a lo largo de las secciones.

Los perfiles 1 a 3 (Figuras 12-14) fueron realizados de forma casi paralela en el sector central del área inestable, y muestran una estructura interna similar en cuanto a la distribución de resistividades y la disposición de unidades geoelectricas. En todos ellos se reconocieron tres dominios principales: una unidad inferior de resistividades altas, una unidad intermedia de resistividades bajas a moderadas, y una capa superior más heterogénea en sus propiedades.

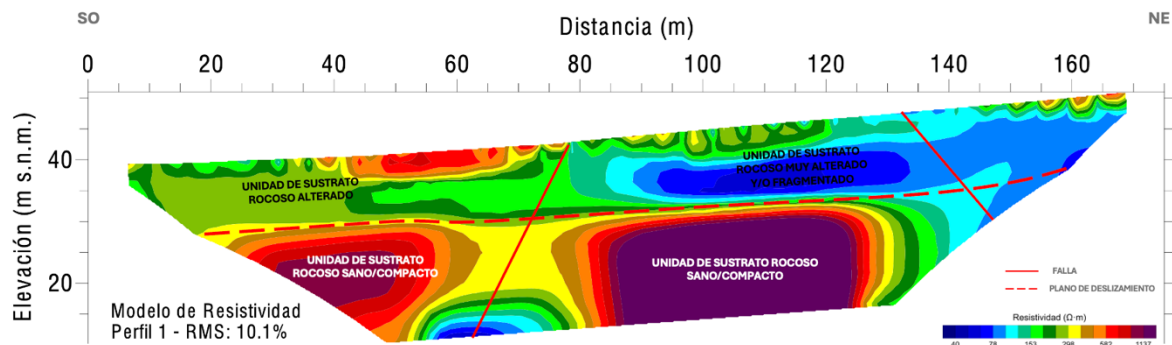


Figura 12. Perfil 1 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en el extremo NW de la zona de estudio. Orientación SW- NE con el inicio del perfil al SW y el final del perfil en al NE.

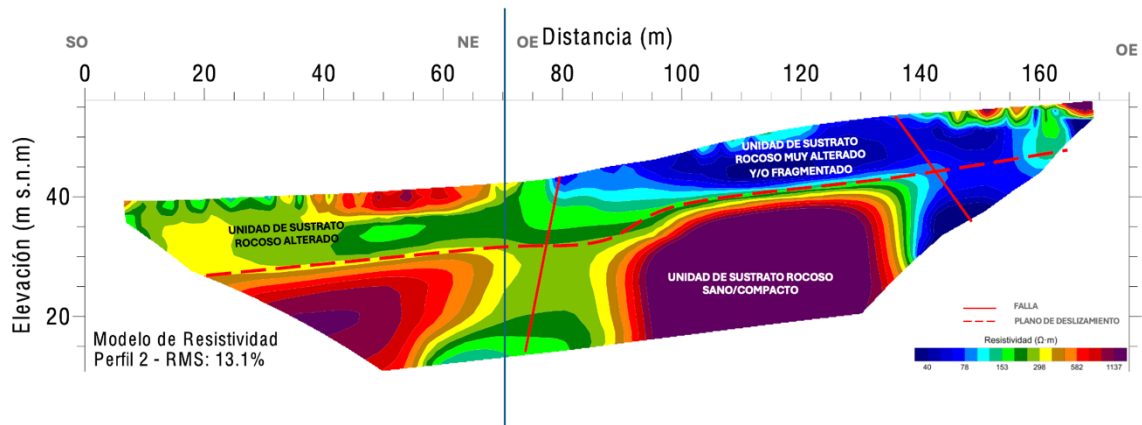


Figura 13. Perfil 2 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en el extremo NW de la zona de estudio.

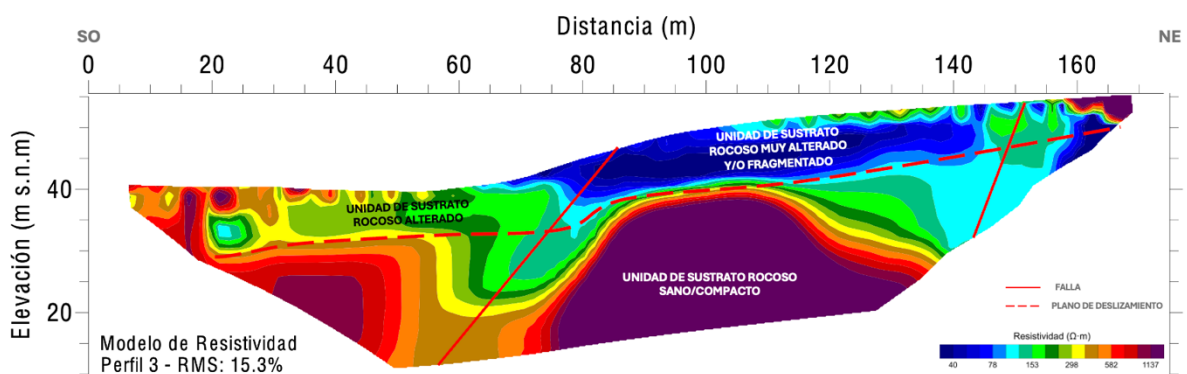


Figura 14. Perfil 3 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en el extremo SE del área de estudio.

En los perfiles 1, 2 y 3 se observa una estratificación vertical con tres rangos de resistividad bien definidos: baja ($40\text{--}120 \Omega\cdot\text{m}$), moderada ($150\text{--}270 \Omega\cdot\text{m}$) y alta a muy alta ($600\text{--}1200 \Omega\cdot\text{m}$). A partir de una profundidad de 15 m, se delimitó una unidad basal con resistividades elevadas ($600\text{--}1200 \Omega\cdot\text{m}$), asociada a un sustrato rocoso más competente de naturaleza granítica. Sobre esta unidad, se desarrolla una capa intermedia con resistividades muy bajas ($30\text{--}100 \Omega\cdot\text{m}$) en el extremo noreste y valores moderados hacia el suroeste, interpretada como una zona de materiales alterados, fracturados y/o con mayor grado de saturación, con espesores que alcanzan los 15 m. Dadas las características litológicas y las condiciones locales, esta respuesta se asocia a procesos de meteorización avanzada o infiltración a través de fracturas. Por debajo, aflora la unidad más competente del sustrato, visible desde los 35 m s. n. m. y con continuidad lateral a lo largo del perfil. Esta unidad presenta resistividades de entre 300 y $1200 \Omega\cdot\text{m}$ y espesores de hasta 32 m, y se interpreta como la base del macizo granítico, menos alterado y con menor porosidad. Adicionalmente, se identificó una zona de resistividad baja a moderada en el sector suroeste (entre los metros 60 y 80), atribuida a una posible zona de fracturación o debilidad estructural.

En el perfil 4 (Figura 15) se reconocieron dos unidades geoelectricas principales, definidas según sus valores de resistividad. En el tramo superficial del sector suroeste se identificó una

unidad correspondiente a un sustrato rocoso alterado, con un espesor aproximado de 10 m y una longitud inferior a 50 m. Esta unidad mostró resistividades bajas (30–100 $\Omega\cdot\text{m}$), compatibles con materiales intensamente meteorizados, con cierto grado de humedad o presencia de roca fragmentada. Esta zona se encuentra dentro de una unidad de resistividades ligeramente superiores (100–170 $\Omega\cdot\text{m}$), que se extiende aproximadamente entre los metros 20 y 175 del perfil, y que se apoya sobre el sustrato rocoso más competente. El contacto entre ambas unidades se localiza en torno a las cotas de 40–50 m s.n.m., y el espesor de la unidad alterada varía entre 5 y 10 metros. A mayor profundidad, se desarrolla la unidad correspondiente al sustrato rocoso sano y compacto, compuesta por materiales con resistividades altas a muy altas (300–1200 $\Omega\cdot\text{m}$), atribuibles al basamento granítico más competente del área. No obstante, dentro de esta unidad se identificaron dos zonas puntuales con resistividades relativamente menores, posiblemente asociadas a procesos localizados de alteración, vinculados a la circulación de agua subterránea a lo largo de fracturas o planos de debilidad estructural.

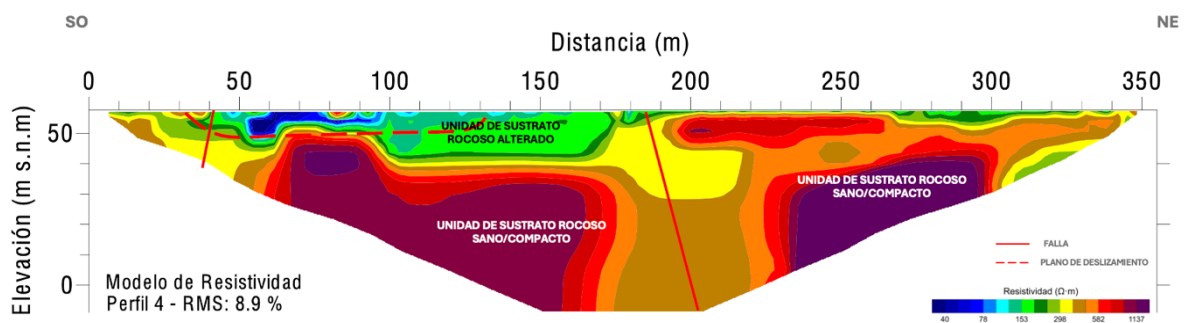


Figura 15. Perfil 4 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en la parte NW del área de estudio.

El perfil 5 (Figura 16) muestra una estructura interna similar al perfil anterior, destacándose la presencia de una unidad geoelectrónica de baja resistividad concentrada en el sector suroeste. Esta unidad se superpone al sustrato rocoso competente, caracterizado por resistividades elevadas, lo que genera un contraste eléctrico pronunciado entre ambas. Dicho contraste respalda la interpretación de una transición clara entre materiales alterados o meteorizados y la roca intacta subyacente.

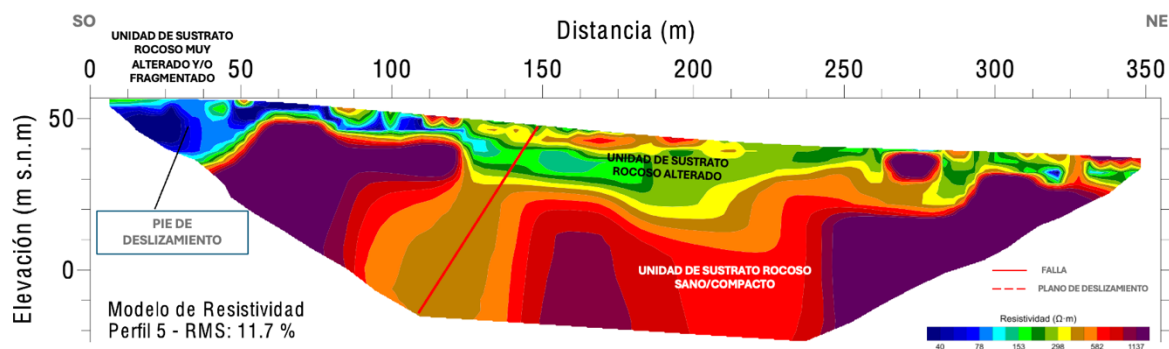


Figura 16. Perfil 5 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en la parte SE del área de estudio, por el arcén Norte de la carretera que transcurre por la parte baja de la zona de estudio.

El perfil 6 (Figura 17) está dominado por una unidad geoelectrica con resistividades medias a altas (300–1200 $\Omega \cdot m$), interpretada como el sustrato rocoso sano o escasamente alterado. Sin embargo, en el extremo noroeste del perfil se distingue una zona puntual con resistividades algo menores (90–200 $\Omega \cdot m$) y un espesor estimado de entre 5 y 10 metros, lo que sugiere la presencia de materiales localmente alterados o afectados por fracturación.

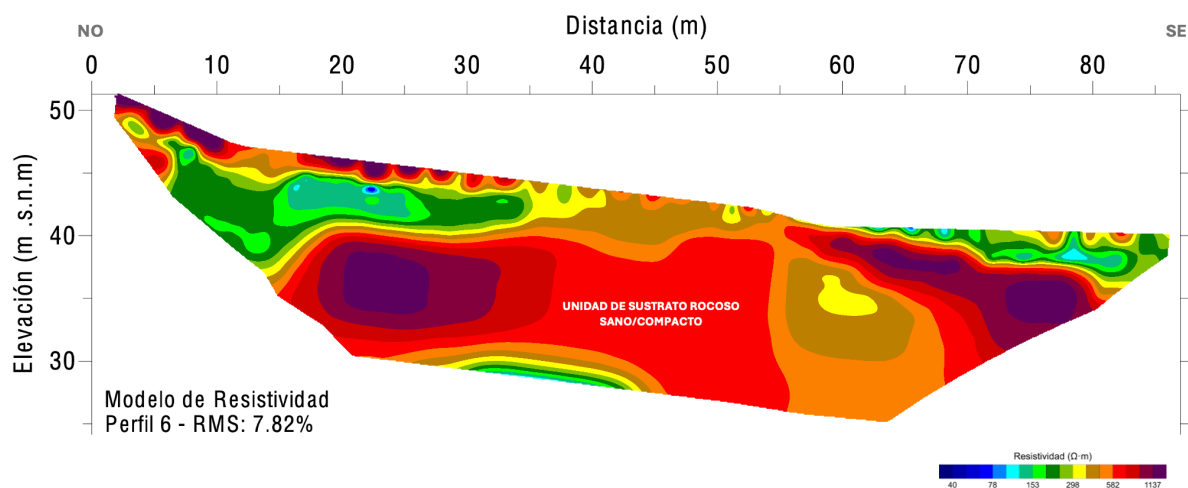


Figura 17. Perfil 6 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en la parte SW del área de estudio, con un trazado perpendicular a los anteriores.

El perfil 7 (Figura 18), al igual que los perfiles 1, 2 y 3, muestra dos unidades geoelectricas claramente diferenciadas. La unidad inferior, correspondiente al sustrato rocoso compacto, se reconoce a partir de los 45 m s.n.m. (equivalente a una profundidad aproximada de 10–15 m) y presenta valores de resistividad elevados (500–1200 $\Omega \cdot m$). Sobre esta se sitúa una unidad con resistividades más bajas (40–200 $\Omega \cdot m$), que se extiende en la zona superficial. Entre los metros 15 y 30 del perfil se identifica una zona de resistividad media a baja, que parece representar una transición entre el sustrato sano y la unidad superior, aflorando hacia el tramo inicial de esta segunda capa. Esta zona podría estar asociada a un plano de debilidad o a una zona de alteración más intensa.

Por su parte, el perfil 8 (Figura 19) presenta una característica distintiva con respecto a los anteriores: muestra valores de resistividad consistentemente bajos en toda su sección (0–100 $\Omega \cdot m$), lo que sugiere una mayor presencia de materiales alterados, fracturados o con elevado contenido de humedad. Esta distribución lo diferencia del resto de perfiles, en los que se reconoce con mayor claridad la transición hacia un sustrato más competente.

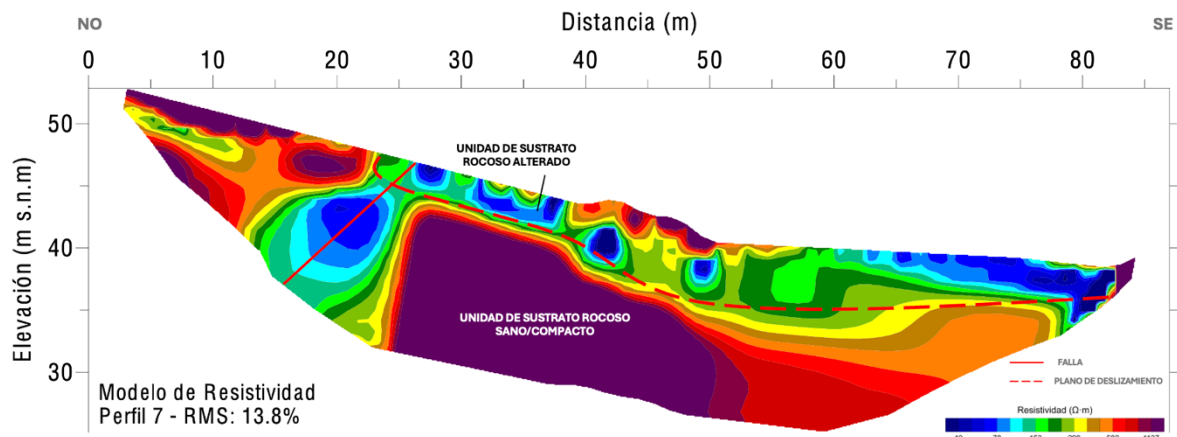


Figura 18. Perfil 7 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en la parte SW del área de estudio, con un trazado perpendicular a los anteriores.

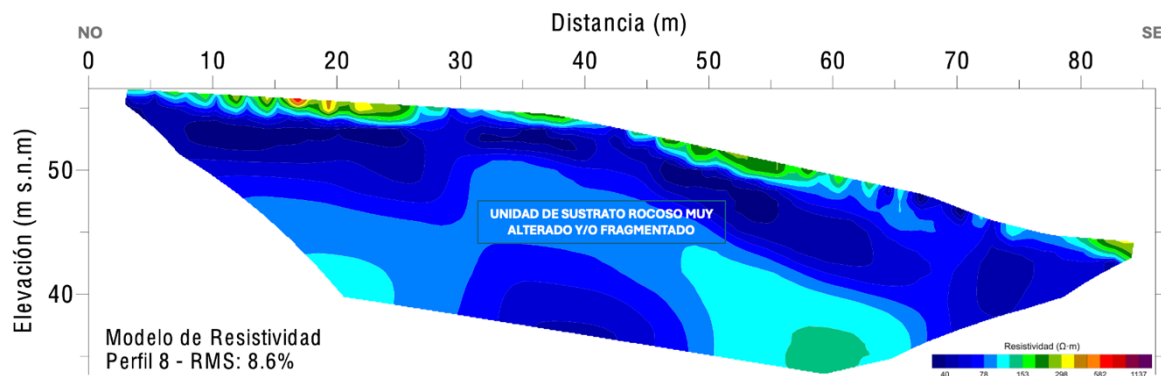


Figura 19. Perfil 8 de tomografía eléctrica. Perfil realizado en la parte central del área de estudio, con un trazado perpendicular a los anteriores. Orientación NNW- SSE con el inicio del perfil (electrodo 1) al NNW y el final del perfil (electrodo 36) en al SSE.

6.2 Modelo 3D

Este modelo permitió representar con mayor claridad la geometría interna de la masa inestable, la localización del plano de rotura y la continuidad lateral de las unidades geoelectricas. Asimismo, la reconstrucción 3D facilitó la estimación de espesores y volúmenes implicados en el proceso, constituyendo una herramienta útil para el análisis geométrico y estructural del deslizamiento.

En la Figura 20 se muestra el modelo 3D, donde se representa la disposición espacial de los perfiles eléctricos junto con los principales elementos estructurales identificados. A partir de la correlación de los valores de resistividad, se ha inferido la superficie de deslizamiento entre la unidad geoelectrónica basal de resistividad media a alta y la unidad superior, correspondiente al sustrato rocoso alterado. Esta configuración pone de manifiesto una masa inestable que se desplaza predominantemente hacia el suroeste, canalizada entre dos estructuras de falla principales.

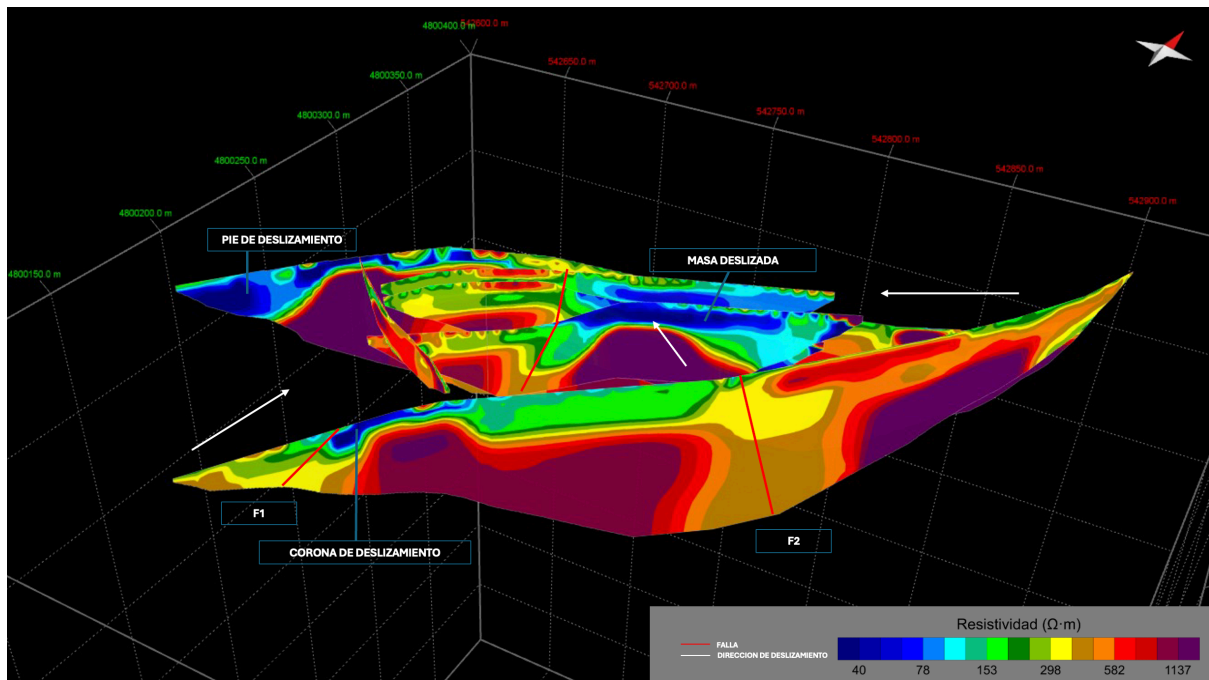


Figura 20. Modelo 3D de los perfiles eléctricos. Sobre ellos se la dirección de movimiento, la corona y el pie del deslizamiento. En rojo se marcan las fallas identificadas.

En la intersección entre el perfil 8 y los perfiles longitudinales 1 y 2 (entre los metros 80 y 140), se observa un colapso o desplazamiento significativo de la superficie de deslizamiento. Este fenómeno queda reflejado en el marcado contraste entre las resistividades de la capa inferior y la superior.

Además, se identifican zonas de baja resistividad que atraviesan la unidad de sustrato rocoso sano, aflorando en superficie o dentro del sustrato alterado. Estas zonas podrían estar asociadas a planos de debilidad estructural o zonas de fracturación intensa, como fallas. Por último, la geometría de la superficie de deslizamiento en los perfiles transversales (perfiles 4 y 5) sugiere un desplazamiento diferencial de la masa, que se iniciaría en la corona identificada en el perfil 4 y se extendería hacia el pie del deslizamiento en el perfil 5, siguiendo una trayectoria que parece alinearse con la falla 1.

7. DISCUSIÓN

El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) se ha consolidado como una herramienta eficaz y no invasiva para la caracterización de movimientos de ladera, especialmente en entornos graníticos fracturados, donde permite identificar variaciones litológicas, zonas de alteración, discontinuidades estructurales y diferencias en el contenido hídrico. Por ejemplo, Ardanaz, O. (2020) identificaron en un deslizamiento activo en Granada una capa superficial de materiales húmedos ($100\text{--}500\ \Omega\cdot\text{m}$) sobre un sustrato más competente ($>2.000\ \Omega\cdot\text{m}$), permitiendo delimitar la superficie de rotura. De forma similar, Huayllazo *et al.* (2023) utilizaron ERT para reconstruir la geometría interna de un deslizamiento activo en el valle de Vitor (Perú), diferenciando zonas inestables y el basamento seco a partir de variaciones de resistividad asociadas a humedad, meteorización y acumulación de materiales.

En este estudio, la aplicación integrada de ocho perfiles ERT, junto con un modelo tridimensional, ha permitido caracterizar de forma indirecta la geometría interna de un deslizamiento activo en Arteixo (Galicia). A partir de la zonificación de resistividades, se identificaron tres unidades geoelectricas principales: (1) una unidad superior de baja resistividad ($<600\ \Omega\cdot\text{m}$), asociada a materiales alterados y/o con alto contenido de humedad; (2) una zona de transición ($600\text{--}700\ \Omega\cdot\text{m}$) y (3) un sustrato rocoso competente de resistividad elevada ($>700\text{--}1200\ \Omega\cdot\text{m}$), atribuido a granito poco alterado. Estas unidades se distribuyen de manera consistente en los perfiles 1, 2 y 3, lo cual permitió inferir la continuidad lateral del plano de rotura.

La interpretación conjunta de los perfiles sugiere un deslizamiento tipo rotacional o traslacional, condicionado por la morfología de la ladera, la presencia de fracturas y planos de debilidad estructural, y procesos de meteorización diferencial. En los perfiles 4 y 5 se identifican, respectivamente, la zona de corona (con materiales intensamente alterados y resistividades de $30\text{--}100\ \Omega\cdot\text{m}$) y el pie del deslizamiento (transición marcada entre materiales removilizados y basamento intacto), lo que permitió delimitar espacialmente la extensión del movimiento. El perfil 6, en cambio, presenta resistividades medias a altas sin zonas de baja resistividad, por lo que se interpreta como el límite noroeste del cuerpo deslizado. El perfil 7 muestra nuevamente dos unidades diferenciadas, con una posible zona de transición entre el sustrato y la unidad superficial, mientras que el perfil 8 destaca por resistividades consistentemente bajas en todo el tramo, asociadas a una acumulación avanzada de materiales inestables.

Estas observaciones fueron integradas en un modelo 3D que permitió visualizar la geometría del plano de deslizamiento, la dirección del movimiento (principalmente hacia el suroeste), la relación con fracturas principales y la variación lateral de espesores. El modelo permitió además identificar zonas de colapso o hundimiento (entre los perfiles 1, 2 y 8), así como planos de debilidad estructural visibles como bandas lineales de baja resistividad que atraviesan el sustrato competente, lo cual concuerda con estudios como los de Martínez *et al.* (2019) y Kotikian *et al.* (2019).

El plano de rotura se localiza generalmente entre los 25 y 30 metros de profundidad, y su forma sugiere un control estructural por fracturas y procesos de meteorización. La litología del área, dominada por granitos hercínicos alterados, junto con un contexto climático húmedo y una geometría de ladera propensa a la acumulación de agua, refuerzan esta interpretación. Las variaciones locales en la resistividad también explican algunas diferencias en los ajustes del modelo, especialmente en zonas donde la heterogeneidad de los materiales altera la respuesta geoelectrónica, elevando ligeramente el error RMS en ciertos perfiles.

Investigaciones previas, como las realizadas por Tomecka-Suchoń *et al.* (2017) y Pasierb *et al.* (2019), han demostrado que la técnica de ERT es efectiva para identificar tanto las superficies de deslizamiento como las zonas con alto contenido de humedad en laderas inestables. En el caso del presente estudio, los cambios en los valores de resistividad observados a lo largo de los perfiles permitieron diferenciar de forma clara los materiales desplazados respecto al basamento granítico, además de señalar posibles zonas de acumulación hídrica susceptibles de generar fallas. Esta interpretación se alinea con los factores condicionantes propuestos por Tang *et al.* (2018) y Chalupa *et al.* (2018), quienes destacan la influencia de la humedad, la morfología del talud y la existencia de discontinuidades estructurales en el desencadenamiento de movimientos de ladera.

Aunque múltiples investigaciones han demostrado la eficacia de esta técnica en contextos de inestabilidad de ladera, su fiabilidad aumenta considerablemente cuando se combina con otras técnicas como sondeos mecánicos, métodos geofísicos complementarios (como métodos sísmicos y electromagnéticos) y datos geotécnicos de laboratorio. Esta integración permite validar los modelos resistivos con información directa del subsuelo, mejorar la interpretación del plano de rotura y reducir ambigüedades. En el estudio de Perrone *et al.* (2014), por ejemplo, se logró identificar la interfaz entre suelos coluviales y el sustrato rocoso mediante la correlación entre ERT 2D y sondeos mecánicos. Del mismo modo, Huayllazo *et al.* (2023) combinaron tomografía eléctrica con propiedades geotécnicas del terreno para delimitar con precisión la masa movilizada.

Finalmente, la integración de la tomografía eléctrica con la interpretación geológica y estructura ha permitido no solo delimitar las zonas inestables, sino también entender mejor los factores que las condicionan. Diversos autores, como Pasierb *et al.* (2019), Ismail & Yaacob (2018) y Olabode *et al.* (2020), han demostrado que complementar los resultados eléctricos con datos geotécnicos y observaciones de campo mejora significativamente la caracterización de laderas afectadas por deslizamientos. Esta combinación y enfoque multidisciplinar facilita la identificación de zonas críticas y contribuye a establecer medidas más eficaces de monitoreo o mitigación del riesgo.

8. CONCLUSIONES

El presente estudio ha permitido caracterizar con detalle la geometría interna de un deslizamiento activo en Arteixo (Galicia) a partir de datos obtenidos mediante Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT). La integración e interpretación conjunta de los perfiles 2D y del modelo tridimensional facilitó la identificación de unidades geoeléctricas asociadas a materiales saturados o alterados, así como la localización de planos de rotura y estructuras de debilidad que condicionan la estabilidad del terreno.

Los resultados obtenidos evidencian una estructura coherente, donde los materiales más competentes se disponen en profundidad, mientras que en superficie predominan unidades de menor resistividad vinculadas a procesos de meteorización, fracturación y acumulación de humedad. Esta distribución es habitual en un mecanismo de deslizamiento condicionado por la litología granítica, la presencia de discontinuidades estructurales y la infiltración de agua en el macizo.

Si bien el método ERT ha demostrado ser eficaz para delimitar zonas de inestabilidad y estimar con los espesores implicados, sus resultados deben ser interpretados con precaución y, preferiblemente, complementados con otras técnicas, como ensayos geotécnicos, cartografía estructural o instrumentación *in situ*, para reducir incertidumbres en el modelo final.

En este sentido, la aplicación de métodos geofísicos como parte de una estrategia más amplia permite mejorar la comprensión de los procesos de ladera en contextos geológicos complejos y proporciona una base técnica más sólida para el diseño de medidas de gestión y estabilización del terreno.

9. BIBLIOGRAFIA

- Abidin, M. H. Z., Madun, A., Tajudin, S. A. A., and Ishak, M. F. (2017). Forensic assessment on near surface landslide using electrical resistivity imaging (ERI) at Kenyir Lake area in Terengganu, Malaysia. *Procedia Eng.* 171, 434–444. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.01.354>
- Abolmasov, B., Ristic, A., & Govedaric, M. (2013). Applying GPR and 2D ERT for shallow landslides characterization: A case study. En C. Margottini, P. Canuti, & K. Sassa (Eds.), *Landslide science and practice* (Vol. 2). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31445-2_65
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers*, 146, 54–62.
- Ardanaz, O. (2020). Caracterización geofísica de un deslizamiento activo en el entorno de la presa de Rules (Granada). Trabajo de fin de máster, Máster en Geofísica y Meteorología, Universidad de Granada.
- Asociación Internacional de Hidrogeólogos – Grupo Español (AIH-GE). (2024). Guía Hidrogeodía Galicia 2024. https://www.aih-ge.org/wp-content/uploads/Guia_Hidrogeodia_Galicia_2024.pdf
- Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, M., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., Burns, R., (2004) Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides* 1, 29–40.
- Bishop, A. W. (1960). The principle of effective stress. *Norw. Geotech. Inst. Publ.* 32, 1–5. <https://doi.org/10.1021/ac60166a763>
- Bordoni, M., Valentino, R., Meisina, C., Bittelli, M., and Chersich, S. (2018). A simplified approach to assess the soil saturation degree and stability of a representative slope affected by shallow landslides in oltrepò pavese (Italy). *Geosciences* 8 (12), 472. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120472>
- Brabb, E. (1989). Innovative approaches to landslide hazard mapping. *Geological Survey Bulletin*, 1961A, 1–15.
- Brunetti, M. T., Guzzetti, F., & Rossi, M. (2009). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Geomorphology*, 58(3–4), 123–137.
- Chae, B. G., Park, H. J., Catani, F., Simoni, A., and Berti, M. (2017). Landslide prediction, monitoring and early warning: a concise review of state-of-the-art. *Geosci. J.* 21 (6), 1033–1070. <https://doi.org/10.1007/s12303-017-0034-4>
- Chalupa, V., Pánek, T., Táborík, P., Klimes, J., Hartvich, F., and Grygar, R. (2018). Deep-seated gravitational slope deformations controlled by the structure of flysch nappe outliers: insights from large-scale electrical resistivity tomography survey and LiDAR mapping. *Geomorphology* 321 (08), 174–187. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.029>
- Climate Data (2024). Clima de Arteixo. <https://es.climate-data.org/>
- Copons Llorens, R y Tallada Masquef, A. (2009):” Movimientos de Ladera”. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* (17,3), pp. 284-294. ISSN: 1132-9157.
- Crozier, M. J. (1986). *Landslides: Causes, consequences and environment*. Croom Helm.

- Cruden, D.M., Varnes, D.J., (1996) Landslide types and processes, en Turner, K., y Schuster, R.L., ed., Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247, p. 36–75
- De Vita, P., & Smaldone, P. (2018). Kinematics and geological constraints of the slow moving Pisciotta rockslide (southern Italy). *Geomorphology*.
- Dikau, R., Brunsdsen, D., Schrott, L., & Ibsen, M. K. (1996). *Landslides recognition: Identification, movement and causes*. John Wiley & Sons.
- Everett, M. E. (2013). *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press.
- Friedel, S., Thielen, A., Springman, S.M., (2006) Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing. *Journal of Applied Geophysics*. 60, 100–114.
- Froude, M. J. and Petley, D. N. (2018) Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18, 2161–2181, <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2161-2018>
- GEOTOMO SOFTWARE, 2006. RES2DINV ver. 3.55. Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Geotomomo Software, Penang, Malaysia.
- Göktürkler, G., Balkaya, C., Erhan, Z., (2008) Geophysical investigation of a landslide: the Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *J. Appl. Geophys.* 65, 84–96.
- Gonos, I. F., Moronis, A., & Stathopoulos, I. A. (2006). Seasonal variation of soil resistivity and ground resistance during the year. 28th International Conference on Lightning Protection. National Technical University of Athens.
- Hansen, M. C. (2000). *Earthquakes and seismic risk in Ohio*. Ohio Department of Natural Resources, Division of Geological Survey.
- Huayllazo, Y., Infa, R., Soto, J., Lazarte, K., Huanca, J., Alvarez, Y., & Teixidó, T. (2023). Using electrical resistivity tomography method to determine the inner 3D geometry and the main runoff directions of the large active landslide of Pie de Cuesta in the Vítor Valley (Peru). *Geosciences*, 13(11), 342. <https://doi.org/10.3390/geosciences13110342>
- IGME. (2020). Estudio hidrogeológico de Galicia. Instituto Geológico y Minero de España. <https://info.igme.es/>
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (2020). Mapa geológico de Galicia y síntesis geológica regional. Madrid: IGME.
- Instituto Nacional de Defensa Civil (2011). Manual de estimación del riesgo ante movimientos en masa en laderas (Cuaderno técnico N.º 3). Dirección Nacional de Prevención.
- Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER) & Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (COSUDE). (2005, agosto). Inestabilidad de laderas: Mapas de amenazas. Recomendaciones técnicas para su elaboración (Proyecto MET-ALARN). Managua, Nicaragua.
- Intrieri, E., Carlà, T., and Gigli, G. (2019). Forecasting the time of failure of landslides at slope-scale: a literature review. *Earth Sci.Rev.* 193 (3), 333–349. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.019>
- Ismail, N. I., and Yaacob, W. Z. W. (2018). Application of electrical resistivity tomography (ERT) for slope failure investigation: a case study from kuala lumpur. *Jurnal Teknologi Sci. Engg.* 80 (5), 2180–3722. www.jurnalteknologi.utm.my
- Jongmans, D., and Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides: a review. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 178 (2), 101–112. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.101>

- Kirschbaum, D., Kapnick, S., Stanley, T., and Pascale, S. (2020). Changes in extreme precipitation and landslides over high mountain asia. *Geophy. Res. Lett.* 28, e2019GL085347. <https://doi.org/10.1029/2019GL085347>
- Kotikian, M., Parsekian, A. D., Paige, G., and Carey, A. (2019). Observing heterogeneous unsaturated flow at the hillslope scale using time-lapse electrical resistivity tomography. *Vadose Zone J.* 18 (1), 1–16. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.07.0138>
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Sdao, F., (2005) 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy. *Geophysics* 70, B11–B18.
- Martínez Moreno, F. J. (2011). Detección y determinación de la geometría de cuevas mediante métodos geofísicos: Sierra de Pleites (Sevilla) y Sima Rica (Sierra Gorda, Granada) [Tesis de máster, Universidad de Granada]. Máster de Geología Aplicada a la Obra Civil y los Recursos Hídricos.
- Martínez, J., Rey, J., Sandoval, S., Hidalgo, M. C., and Mendoza, R. (2019). Geophysical prospecting using ERT and IP techniques to locate Galena veins. *Rem. Sens.* 11 (24), 2923. <https://doi.org/10.3390/rs11242923>
- McGuffey V.C., Modeer V.A. Turner A.K. (1996) “Surface exploration”. Landslides investigation and mitigation. Special report 247. Transportation Research Board. Pp. 231-277.
- Morgenstern, N. R., and Price, V. E. (1965). The analysis of the stability of general slip surfaces. *Géotechnique* 15 (1), 79–93. <https://doi.org/10.1680/geot.1965.15.1.79>
- Nnamdi, O.S.; Chandima, G. (2023) New Method for Modelling Seasonal Variation in Resistance and Performance of Earthing Systems. *Energies*2023,16,7002. <https://doi.org/10.3390/en16197002>
- Okpoli, Cyril. (2013). Sensitivity and Resolution Capacity of Electrode Configurations. *International Journal of Geophysics.* <https://doi.org/10.1155/2013/608037>
- Olabode, O. P., San, L. H., & Ramli, M. H. (2020). Analysis of geotechnical-assisted 2-D electrical resistivity tomography monitoring of slope instability in residual soil of weathered granitic basement. *Frontiers in Earth Science*, 8, 580230. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.580230>
- Orellana E. (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Biblioteca Philips. Madrid. 523pp.
- Quintana, J. (2013). *Aplicaciones de ERT en la zona de Doña Mencía: interpretación de superficies de ruptura y zonas alteradas*. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- Palacky, G.R. (1987). “Resistivity characteristics of geologic targets”. *Investigation in Geophysics*. Vol.3: pp53-125.
- Park, S., Lim, H., Tamang, B., Jin, J., Lee, S., Chang, S., et al. (2019). A study on the slope failure monitoring of a model slope by the application of a displacement sensor. *J. Sensors*. 2019, 7570517. <https://doi.org/10.1155/2019/7570517>
- Pasierb, B., Grodecki, M., and Gwózdź, R. (2019). Geophysical and geotechnical approach to a landslide stability assessment: a case study. *Acta Geophysica*. 67 (6), 1823–1834. <https://doi.org/10.1007/s11600-019-00338-7>
- Perrone, A., Lapenna, V., Piscitelli, S., Rizzo, E., & Sdao, F. (2012). ERT surveys applied to landslide investigation: A case study from southern Italy. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, 93, 129–134.

- Perrone, A., Lapenna, V., and Piscitelli, S. (2014). Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Rev.* 135, 65–82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.04.002>
- Pérez-Alberti, Augusto & Augusto, & Blanco-Chao, Ramon & Ramón (2005). Controles y balances geomorfológicos en costas rocosas de macizos antiguos. El ejemplo de Galicia (Noroeste de la Península Ibérica).
- Reynolds, J. M. (1997). An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley and Son Ltd. Chichester, England. <https://doi.org/10.1071/pvv2011n155other>
- Sass, O. (2007). Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics*, 62(3), 254–269. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2006.12.003>
- Side, R. C., and Bogaard, T. A. (2016). Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslides. *Earth Sci. Rev.* 159, 275–291. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.013>
- Soto, J., Galve, J. P., Palenzuela, J. A., Azañón, J. M., Tamay, J., and Irigaray, C. (2017). A multi-method approach for the characterization of landslides in an intramontane basin in the Andes (Loja, Ecuador). *Landslides* 14 (6), 1929–1947. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0830-y>
- Sun, M., Liu, J., Ou, J., Liu, R., Zhu, L. (2024) Electrical Resistivity Tomography (ERT) Investigation for Landslides: Case Study in the Hunan Province, China. *Appl. Sci.*14, 3007. <https://doi.org/10.3390/app14073007>
- Suárez Díaz, J. (1998). Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos, Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Colombia.
- Tang, G., Huang, J., Sheng, D., and Sloan, S. W. (2018). Stability analysis of unsaturated soil slopes under random rainfall patterns. *Eng. Geol.* 245 (3), 322–332. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.013>
- Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 770p.
- Tomás, R., Abellán, A., Cano, M., Riquelme, A., Tenza-Abril, A. J., Baeza-Brotons, F., et al. (2018). A multidisciplinary approach for the investigation of a rock spreading on an urban slope. *Landslides* 15 (2), 199–217. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0865-0>
- Tomecka-Suchon´, S., Zogała, B., Gołębiowski, T., Dzik, G., Dzik, T., and Jochymczyk, K. (2017). Application of electrical and electromagnetic methods to study sedimentary covers in high mountain areas. *Acta Geophysica*. 65 (4), 743–755. <https://doi.org/10.1007/s11600-017-0068-z>
- Torres Luna, M. d. P. d., Santos Solla, X. M., & Pazo Labrador, A. J. (1990). Galicia, rexión de contrastes xeográficos. Universidade de Santiago de Compostela.
- USGS (2004). *Landslide Types and Processes*. U.S. Geological Survey, Fact Sheet 2004-3072. <https://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/pdf/fs2004-3072.pdf>
- Wang, Y. X., Guo, P. P., Ren, W. X., Yuan, B. X., Yuan, H. P., Zhao, Y. L., et al. (2017). Laboratory investigation on strength characteristics of expansive soil treated with jute fiber reinforcement. *International Journal of GeoMechanics*. 17 (11), 1–12. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)GM.1943-5622.0000998](https://doi.org/10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000998)

Whiteley, J. S., Chambers, J. E., Uhlemann, S., Wilkinson, P. B., & Kendall, J. M. (2019). Geophysical monitoring of moisture-induced landslides: A review. *Reviews of Geophysics*, 57. <https://doi.org/10.1029/2018RG000603>

Winter, M. G., Shearer, B., Palmer, D., Peeling, D., Harmer, C., and Sharpe, J. (2016). The economic impact of landslides and floods on the road network. *Procedia Engg.* 143, 1425–1434. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.06.168>